

# LA FAZ DE LA TIERRA

~

# LA FAZ DE LA TIERRA

(DAS ANTLITZ DER ERDE)

POR

EDUARDO SUESS

ANTIGUO PROFESOR DE GEOLOGÍA DE LA UNIVERSIDAD DE VIENA

VERSIÓN ESPAÑOLA

DE

PEDRO DE NOVO Y F. CHICARRO

INGENIERO DE MINAS

VOCAL DEL INSTITUTO GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ACADÉMICO NUMERARIO DE LA REAL DE CIENCIAS EXACTAS

FÍSICAS Y NATURALES

TOMO TERCERO

MADRID

1928

**Imp. de Ramona Velasco, Vda. de P. Pérez, Libertad, 31.—Tel. 13.140.—Madrid.**

ADVERTENCIA PRELIMINAR  
Y  
EXTRACTOS DE LOS CAPÍTULOS  
QUE CONTIENE ESTE TERCER TOMO



## ADVERTENCIA DEL TRADUCTOR

En 1925 apareció el segundo volumen de la versión española de *Das Antlitz der Erde*, y este tercero lleva respecto de aquel más de un año de retraso (calculando el tiempo que lógicamente debía haberlos separado), a causa, no sólo de las dificultades inherentes a su impresión, sino de las que implica su elevado costo, ya que el Ministerio de Instrucción Pública no ha adquirido ejemplares de la obra, a pesar de los terminantes informes favorables de las Reales Academias de Ciencias y Española (publicados al final del tomo primero). Sólo he contado con las suscripciones de particulares y entidades científicas para ayudarme a publicar la obra, lo que realizo con la menor demora que las circunstancias consienten a fin de responder a su confianza.

Disculpada la tardanza, sólo me corresponde repetir lo dicho en volúmenes anteriores acerca de los detalles de edición; así recordaré que en el primer tomo inserté cuatro mapas geográficos dibujados expresamente para la versión española, que evitan al que la lea el gasto y la molestia de adquirir y manejar un atlas (indispensable con cualquiera de las otras versiones y con el original alemán), supuesto que en ellos constan casi los 3.000 nombres que cita el autor, y para los que he adoptado el criterio (lo mismo que en el texto) de conservar la forma original cuando pertenecen a lenguas que emplean alfabeto gótico o latino (menos los que es uso españolizar), y para

las de aquellos pueblos que usan otros alfabetos (o ninguno) la notación que sigue la Real Sociedad Geográfica (1).

También encabezo este tercer volumen con los extractos de cada capítulo, atento al propósito de orientar al lector en su tarea, principal dificultad cuando se estudia por primera vez la colosal obra del insigne austriaco, a causa del peculiarísimo plan que sigue en ella y en cada uno de sus capítulos.

Manifiesto, además, que está tan adelantada la preparación del cuarto y último volumen, que espero publicarlo dentro del año próximo.

Madrid, noviembre de 1928.

---

(1) Como en los dos tomos anteriores, recuerdo aquí que el II Congreso Español de Geografía Colonial y Mercantil, reunido en Barcelona en 1913, aprobó la ponencia de don Alfredo Gummá (*Boletín de la Real Sociedad Geográfica*, tomo II, 1914, páginas 41 a 48) referente a reglas para transcripción de nombres geográficos en español, que difieren poco de las que ya empleaba dicha Sociedad, y a las que he procurado atenerme dentro de lo posible, dada la enorme cantidad de nombres que contiene la presente obra. Sólo en tres reglas me he apartado adrede de las de aquel Congreso para seguir las más antiguas de la Real Sociedad Geográfica; las que se refieren a los tres signos siguientes: H para el de la *h* aspirada, común en inglés, alemán y árabe; X para la *ch* francesa, y *sh* inglesa, y *sch* alemana, sonido que tenemos en España en la *x* del gallego, del bable asturiano, del catalán y valenciano; Y para dar a esta letra sonido de consonante en los casos en que, por su colocación, sería vocal con arreglo a nuestra prosodia.

El problema de la ortografía geográfica dista mucho de estar resuelto, pero pide pronta solución. Por mi parte declaro que en algunas de las reglas mencionadas me hacen modificar el criterio mis continuas lecturas y que, por ejemplo, considero que la verdadera transcripción en castellano del sonido de *ch* francesa debe ser, como en alemán, con *sch*, muy adaptable a la fonética castellana.

## EXTRACTOS

### DE LOS CAPÍTULOS QUE CONTIENE ESTE TOMO

#### INTRODUCCIÓN

En el comienzo de esta parte cuarta de su obra evoca de nuevo Suess al imaginario observador que contemplara la Tierra desde el espacio sidéreo; primero, tras apartar las nubes que la envuelven, con el fin de ver la disposición de continentes y mares; después, cuando hubo de apartar también las aguas marinas para contemplar la desnuda corteza terrestre y grandes abismos oceánicos, y dice que si tal observador, desviando la vista de nuestro planeta, la fijase en la luna (a cuya observación no habían de ser obstáculo aguas ni nubes), notaría muros gigantescos de escoria, áreas circulares, formas anulares que recuerdan las calderas de las islas Hawái; dentro de los grandes circos otros menores y en todos grandes grietas de contracción, como las que abundan en las zonas volcánicas activas de la Tierra.

Notaría, en suma, semejanzas y diferencias entre la superficie selenita y la terrestre; las primeras más aparentes que reales; las segundas basadas sobre todo en la falta de fenómenos de erosión y de depósito<sup>3</sup> estratificados en la superficie de nuestro satélite, donde aún más se advierte que no existen largos pliegues, supuesto que las llamadas *cordilleras* lunares no son pliegues montañosos, sistemas seguidos, sino murallas de escoria, cuyo equivalente en la Tierra podría hallarse acaso en los afloramientos de moles graníticas en extensas superficies. Recuerda luego que en nuestro Globo las rocas sedimentarias alcanzan preponderante desarrollo, y, por tanto, en él uno de los problemas orogénicos esenciales para la interpretación de los fenómenos geológicos es la relación de las rocas estratificadas con las flúidas, que componen la luna íntegramente, y a este propósito advierte Suess la imposibilidad de estudiar por separado pliegues y volcanes, y recuerda la distinción entre *líneas volcánicas longitudinales* y *líneas volcánicas independientes*.

No sólo las observaciones de campo, sino las experiencias de laboratorio indican que quedan por debajo de la realidad las más atrevidas hipótesis acerca de la magnitud del movimiento horizontal, sobre todo en lo referente a producir amplísimos mantos de arrastre con magnitud y recorrido hasta hace poco insospechados y muy discutidos todavía.

Si esto ocurre respecto a las observaciones de los cortes verticales del terreno,

también se ha progresado mucho en lo que se refiere a la proyección horizontal, ya que cada día se estudian unidades de orden más elevado mediante el examen de la *disposición de las líneas directrices de plegamiento* que revelan pertenecer a un solo conjunto montañoso donde antes se veían varios sistemas independientes.

Si es cierto que la observación del terreno da una natural y primera distinción entre *meseta* (territorio no plegado) y *cordillera* (país que ha sufrido más o menos intenso plegamiento), tal distinción tiene carácter topográfico antes que verdaderamente geológico. A cierta profundidad se encuentran siempre rocas plegadas, aun debajo de las más amplias y antiguas mesetas, hasta el punto de que es posible afirmar *que todas las rocas arcaicas de la Tierra han sufrido pliegues o compresión equivalente*. De aquí resultan dos consecuencias: primera, que supuesto que el plegamiento implica compresión, la superficie del planeta tiene que haber disminuido; segunda, que pues desde tiempos remotísimos van cubriendo a sedimentos antiguos muy plegados otros más modernos y sin trastornos (cual ocurre en los escudos Báltico y Canadiense y se repite hasta formaciones modernas), se deduce que *la fuerza plegante, un tiempo activa en todo el Globo, queda hoy limitada a algunas regiones*. (No de otro modo se van cerrando y haciendo resistentes partes de extensa llaga, mientras que las débiles y sangrantes se reducen poco a poco, ni de otra manera fraguan los diferentes puntos de una obra de cemento.)

Mediante las relaciones entre las directrices de diversos sistemas orográficos acaso pueda descubrirse la razón íntima de los rasgos generales del rostro terrestre, cuales la diferencia de estructura (tan a menudo citada en esta obra) entre las costas del tipo del Pacífico y las del Atlántico, y aun las causas íntimas de la *sucesiva reconstrucción de Europa*, a través de las edades y siempre con arreglo al mismo plan; cual lo atestigua, por ejemplo, el actual arco de Gibraltar al que precedió ocho grados más al norte, el de la cuenca de Asturias; en suma, el conjunto de los movimientos caledoniano, armoricano y varisco, hasta el más moderno.

Con objeto de relacionar la disposición de los directrices de plegamiento en los diversos sistemas orográficos del llamado antiguo continente, estudia el autor en esta parte cuarta de su obra monumental, primero las formaciones del norte de Siberia y sus analogías y diferencias con la región meridional del continente asiático, así como las que existen dentro de aquella parte nórdica, entre sus dos mitades oriental y occidental. Sentadas estas bases de carácter orográfico, examina en los cuatro capítulos siguientes la naturaleza y estructura de los terrenos que integran el centro de Asia, lo mismo respecto de la sucesión estratigráfica que de los movimientos orogénicos que se revelan en la tectónica de aquellas remotas regiones, con lo cual destaca la enorme importancia de los grandes arcos que dan frente al Pacífico y de los haces montañosos que se prolongan hacia el oeste y penetran en Europa.

## EL NORTE DE SIBERIA

Casi todos los que han estudiado el continente asiático admiten la estructura uniforme de sus montañas, y consideran que el país desciende del interior a la costa del Pacífico mediante sucesivos escalones o flexiones.

El mapa de Asia nos muestra en la costa oriental e islas fronteras, una serie de arcos que por el sur llegan al Ganges y al Indo; arcos armónicos sujetos a plan uniforme que supone en el interior de la estructura la existencia de un vértice común, el cual, efectivamente, se halla en la región del lago Baikal.

En el borde externo de la gran estructura asiática cerca del Océano, abundan los volcanes (Japón, Krakatoa y hasta el sur del Beluchistan); mas cerca del centro grandes cordilleras; luego, al norte de Mongolia, tierra de antiguas montañas denudadas, verdadera penillanura, rota a veces en pilares de escaso relieve, conos redondeados que en el país denominan «goletz» (calveros). Aún más al interior montañas tabulares de sedimentos paleozoicos horizontales y mantos superpuestos de lava básica. Contraste violentísimo entre campos y montañas, tan hondo en la estructura como manifiesto en la forma externa.

En la parte oriental de Asia podemos distinguir: los *arcos boreales*, la *llanura siberiana* y la *región plegada de los arcos*.

La llanura siberiana se divide en dos partes: mitad occidental y mitad oriental o meseta siberiana. El límite sur de la llanura forma el amplio anfiteatro, donde radica la ciudad de Irkutsk, rodeada de rocas precambrianas plegadas.

La llanura occidental se abre hacia el mar Artico; al suroeste presenta el estrecho de Turgai, paso que fué unión entre dicho mar y la región mediterránea de Europa, por lo que aquel extenso país tiene mucho interés para el estudio de las grandes transgresiones. El jurásico medio llegó desde las regiones árticas por la cuenca del Pechora a Rusia Central, y aun hasta Cracovia y Baviera y en Asia al Beluchistan y orillas del Indico (piso volgiense). La transgresión del cretáceo medio y del superior procedía del sur y del oeste y no pasó de Hayat. De modo que, al revés que en Europa, en la llanura siberiana no se conoce la transgresión del cretáceo superior. Después de la época cretácea los mares terciarios avanzaron por el estrecho de Turgai hasta el mar Glacial, *pero cesó la comunicación hacia la mitad o el final del oligoceno*. Entonces comenzaron a alternar las arcillas marinas con lechos de lignito y aun con depósitos de ámbar, pues el crecimiento de los bosques que producían esta sustancia siguió a la retirada del mar. De modo que en el suroeste de la llanura siberiana se siguen las capas marinas desde el senonense al oligoceno medio, tras el que se presentan lechos formados en agua dulce. En cambio, en el norte asoma en el fondo de los valles fluviales arcilla verde con geodas de los pisos volgiense y neocomiense.

En toda la región faltan los plegamientos recientes mientras que los de los Urales, ya por completo denudados, descienden al este y al oeste bajo sedimentos modernos.

En cuanto a la parte oriental de Siberia o *meseta siberiana*, difiere en absoluto de la llanura occidental y se compone de los siguientes elementos:

El primero, la *plataforma paleozoica*, probable subsuelo de la región desde su límite meridional hasta el mar Artico, asoma en casi todos los valles fluviales y consta de lechos horizontales, en grandes espacios cambrianos y del siluriano inferior.

Componen el segundo elemento que descansa sobre esa plataforma paleozoica, manchas de *capas con restos de plantas* y depósitos explotables de carbón. No está demostrado que sean contemporáneos todos estos jirones. Las floras que contienen pueden servir de guía para fijar la edad que difiere del permiano al jurásico.

No hay duda que estos restos de plantas atestiguan la existencia en los tiempos mesozoicos, de un gran continente, al que da Suess el nombre de *tierra de Angara*, tomado del importante río que lo cuza; asimismo llama *serie de Angara* al conjunto de esas floras.

De igual modo había denominado *serie de Gondwana* al conjunto de las floras pertenecientes a la antigua *tierra de Gondwana* a la que separa de la anterior una serie de depósitos marinos que se alinean desde Sumatra y Timor por el Tonkín hasta el Himalaya, el Pamir, el Hindukush y Asia Menor, los cuales son restos del mar que se extendió por el actual continente asiático y del que es residuo el actual Mediterráneo de Europa. A ese gran mar, el «Mediterráneo Central» de Neumayr, lo apellidó Suess *Mar de Tetis*, desaparecido el cual no volvió a cubrir el agua marina grande espacio del continente de Angara.

En suma, *la desaparición del mar de Tetis y la unión del antiguo continente de Angara con el fragmento indio del de Gondwana, produjeron el actual continente asiático.*

Recordemos, en fin, que sobre la parte más septentrional de Asia hay señales escapadas de la transgresión ártica post-glacial.

Otro elemento de la estructura de la meseta oriental siberiana lo constituyen *dilatadísimas coladas de lavas básicas*, llamadas *trapp* de Siberia, que suelen considerarse de origen común, contemporáneas y de edad jurásica, aunque no con certidumbre.

En algunos puntos las emisiones han persistido hasta época muy moderna, pero se desconoce la fecha de su primera aparición. Es creencia extendida que las tales coladas no salieron de bocas aisladas sino de una red de grietas.

El borde del anfiteatro de Irkutsk se ha formado en gran parte por fractura cual lo indica el que las rocas arcaicas queden cortadas en dirección y que los lechos paleozoicos de las plataformas pierdan su horizontalidad, según se acercan a dicha fractura. En el lado opuesto del anfiteatro, al oeste de la ciudad de Nishni Udinsk, se alza, en la región paleozoica, un monte aislado de granito de hornablenda más moderno que las rocas paleozoicas que lo rodean, las cuales buzan hacia la mole de granito.

Las directrices de los pliegues modernos (que afectan a las capas con plantas del Angara) describen una a modo de herradura, que casi corresponde al perímetro del anfiteatro y que al parecer obedecen, aunque recientes, a dirección antigua. Llama Suess *pliegues marginales* a los que rodean el anfiteatro y *se extienden hacia el norte*, al revés que las grandes cordilleras asiáticas.

Es probable que durante la época del Angara, en la Era Mesozoica, existiera un gran lago interior dentro del actual anfiteatro.

Acerca de la estructura de la plataforma siberiana oriental, nada más instructivo que los cortes que descubre el río Angara, en cuyas partes alta y media yacen llanos los sedimentos paleozoicos en tanto que más abajo, hacia la confluencia con el Yenisei, comienzan los plegamientos.

Las emisiones de lava básica en la meseta siberiana, probablemente corresponden a la edad de la más antigua flora de aquella que acaso corresponde a su vez a la más antigua del continente de Gondwana.

La región media del Tunguska Pétreo ocupa el centro de la región volcánica, cuyas rocas, con grande desarrollo, penetran en el siluriano, lo alteran y forman

sobre él montañas tabulares. En algunos parajes grandes moles de rocas sedimentarias flotan en la masa lávica, como si se hubiera producido potente tumefacción de las capas por influencia de las intrusiones.

Las diversas rocas básicas de la orilla derecha del Yenisei alcanzan al mar Glacial.

El fenómeno tectónico más notable de la región de esa plataforma oriental siberiana, que se extiende desde el sur del Baikal al mar Artico y del Yenisei al Lena, es el plegamiento marginal del anfiteatro de Irkutsk, que pierde intensidad hacia el lado interno del arco. Aún más al interior comienzan los pliegues en herradura de la serie de Angara, que se distinguen de los de las cordilleras porque no los acompaña una faja paralela de rocas arcaicas, sino que sigue al filo de una meseta. En contraste con las grandes cordilleras del mediodía el plegamiento no es al sur, sino al norte, hacia el interior, lo que indica que el anfiteatro ha sufrido compresión y contracción.

La meseta se compone de capas que abarcan desde el cambriano inferior (zona de *Olenellus*) a las rojas salíferas del siluriano inferior y del superior en bancos horizontales. A partir del devoniano sólo hay hacia el sur capas con plantas de edades distintas; en cambio, al norte abundan transgresiones del mar Artico. La mitad occidental de la plataforma está constituida de rocas hipogénicas básicas. También presenta señales de volcanes.

En resumen: la diferencia entre la mitad oriental de Siberia y la occidental consiste en que al oeste faltan coladas básicas y hay amplia cubierta de sedimentos modernos; faltan, en cambio, en la oriental las transgresiones marinas que penetraron por el estrecho de Turgay.

De la estructura y disposición de los terrenos siberianos depende la forma de su sistema fluvial, cuyas arterias corren hacia el norte y aumentan el volumen de agua dulce que recibe el mar Artico.

## CUMBRERA GENERAL DE LAS FORMACIONES ANTIGUAS

En la región de Irkutsk, rodeado de los pliegues marginales de la plataforma paleozoica, existe el vértice común de la estructura del continente asiático, que citamos en la región del lago Baikal, y es *la más antigua cumbre de los pliegues eurásicos*, ápice donde concurren los plegamientos antiguos.

Los terrenos que la componen, con pliegues anteriores a los sedimentos cambrianos del Lena, son también antiquísimos: granito, neis, micacitas, pizarras cloríticas, cuarcitas antiguas y calizas cristalinas. Asociados con estas rocas hay granitos más modernos, diabasa, pórfidos, y, por último, lavas básicas. A trechos, en los valles, depósitos terciarios de agua dulce con lignito. Hacia la periferia de la cumbre los pliegues se pierden en cordilleras más modernas.

Las directrices de las montañas al este y al oeste de la región de Irkutsk convergen al sur. Las de levante al NE. o ENE.; la llamada *dirección baikálica*; las del oeste al NO. u ONO., *dirección del Sayan*.

Conviene advertir que en la estructura de las montañas de esta parte de Asia intervienen mucho los hundimientos y fracturas, a menudo con emisiones de rocas

eruptivas, que a veces forman fosas continuas y dan a las prolongadas **crestas** montañosas carácter de otros tantos pilares.

En suma, desde el norte de Baikal hasta el Argun impera la dirección baikálica de los pliegues, y sólo al sur de aquel lago domina la del Sayan. En las cercanías del anfiteatro el plegamiento es precambriano: en el sudeste de Transbaikalia devoniano. Las rocas eruptivas siguen las grandes fracturas; en cuanto a los cráteres de la zona del Vitin, indican la persistencia de la acción volcánica hasta época relativamente moderna.

El enorme lago Baikal tiene 600 verstas (460 kilómetros) de longitud. Para dar idea clara de su tamaño, añade Suess que llegaría en Europa de Trieste a Praga. (En España de Sevilla a Valladolid.) Se abisma en una gran grieta entre altos acantilados, de modo que aunque su superficie está a 500 metros sobre el mar su fondo alcanza más de 1.000 por debajo de dicho nivel. Se compone de dos partes casi iguales, como lagos gemelos. No es valle de erosión ni correspondé a una fosa como el valle del Rin; se ha formado a lo largo de una *línea disyuntiva* que siguió al plegamiento (es decir, línea según la cual se han despegado dos trozos del mismo pliegue según su longitud), de igual modo que las que produjeron las mencionadas fosas sucesivas entre el gran lago y la costa del Pacífico.

En lo que se refiere a su edad, sirven de guía las curiosas circunstancias de su fauna. Las focas indican probable y más antigua comunicación con el mar Glacial. En cambio, los moluscos tienden más bien a demostrar origen no norteño, sino *levantino* (meridional u occidental). Como también contiene el lago formas de origen marino conservadas en sus enormes profundidades (entre ellas especies pónicas y sarmáticas), debe suponerse que el Baikal existía ya al final de los tiempos terciarios.

También procede de movimientos de tensión el pilar que forma la orilla oeste del Baikal, único fragmento de la parte interna de la Cumbre General que ha quedado visible, en el que predomina el neis de hornablenda y donde pueden buscarse relaciones mutuas entre las dos mencionadas direcciones de arrumbamiento de los pliegues precambrianos; la baikálica y la del Sayan, que hacia el sur convergen como para asumir rumbo común meridiano, circunstancia que indica compresiones hacia el eje de la Cumbre General Asiática.

Las partes visibles de la antigua Cumbre abarcan el conjunto de la Transbaikalia hasta el Gran Jingan, con la meseta de Vitin y la del Patón, y en la orilla occidental del lago Baikal la Primorskii Jrebet. Además, las montañas del sur del lago, la mole del Mundu-Sandik, el conjunto del Sayan oriental y el pilar del norte del Angara.

La región intermedia de Minucinsk, a la que caracteriza una transgresión devoniana, separa dos elementos distintos del armazón de Asia; al este, la antigua Cumbre, y al oeste, las montañas del Altai.

Así, en este capítulo estudia Suess sucesivamente la parte septentrional de la Cumbre, cuyo hundimiento parcial produjo el anfiteatro de Irkutsk, al que rodean pliegues marginales que pertenecen a la meseta cambriana y siluriana que llega al mar Artico. En la formación de fosas alargadas y de fracturas al este del Baikal se manifiesta la intervención de fenómenos disyuntivos. Las emisiones de lavas básicas comenzaron tal vez en el permiano y llegan a época muy moderna.

En cuanto a la extensión hacia el mediodía de la mencionada cumbre, dice que



ancha zona paleozoica abarca la parte montañosa septentrional de Mongolia, hasta la entrada del Valle de los Lagos. La disposición de las capas prueba que el Han-Gay pertenece a la Cumbre, donde aún se advierten fenómenos disyuntivos, cual lo revelan los asomos de basalto y los cráteres recientes y, sobre todo, el despiece del Altai Mongol en largas fajas como pilares. Las líneas disyuntivas siguen la disposición arqueada, constante en la Cumbre.

Tampoco faltan en esta prolongación meridional de la misma los campos de lava a muy grandes altitudes, coronación hoy de montañas tabulares, y que en otro tiempo formarían un solo plano horizontal, fenómeno común a la cumbre y a la meseta. También caracteriza a esta parte meridional de la Cumbre el que en ella sólo capas con impresiones vegetales representan las edades mesozoica y terciaria.

### FORMACIONES PERIFÉRICAS A LEVANTE DE LA CUMBRE ASIÁTICA

Con motivo de un Tratado diplomático entre China y Rusia en el siglo XVII se dió autoridad oficial a la existencia de la cordillera entonces llamada Stanovoy y Yablonoy, al norte del Górlitz, supuesta divisoria entre el Pacífico y el Ártico; cordillera imaginaria, pues, según declaró el Príncipe Kropotkin en 1875, no existe allí ninguna, alta ni baja, empinada ni llana. Circunstancia que no debe extrañar en país tan desconocido, y que, sin duda, cita Suess para explicar los posibles errores que perduran. Basta pensar que en el Tratado que citamos antes el error en la colocación del cabo Swatoy Noss era de más de 1.000 kilómetros. (Recientemente, en 1928, dijo la Prensa que en el centro de Asia se había descubierto una cordillera de varios cientos de kilómetros de longitud y enorme altura, afirmación cuyo sólo enunciado, aunque no sea cierta, resulta elocuente a favor de la inseguridad que debemos de atribuir a lo conocido acerca de aquellas remotas regiones.)

Pues bien: en lugar de la cordillera supuesta en el Tratado ruso-chino citado, existen allí moles montañosas redondeadas, y a trechos algunas más altas, en forma de panes de azúcar. En conjunto, territorio arcaico, altiplanicie que desciende al sureste a la llanura del río Amur, donde hay una zona de rocas probablemente devonianas. Acaso sea tal meseta prolongación de análogos sistemas de la Transbaikalia oriental examinados en el capítulo anterior. En el Tukuringra la dirección de las rocas ya no corresponde a los pliegues baikálicos de la Cumbre asiática, sino a las cordilleras orientales. El pilar del verdadero Yablonoy no se dobla al este, sino que arrumba al ENE., igual que los pilares que lo siguen hacia levante.

El Gran Jingan, compuesto de terrenos antiguos, es extraño a la Cumbre. Más adelante comienzan fajas de granito y pórfido y también lavas miocenas y aun restos de cráteres. Todo confirma que el Gran Jingan es, como dijo Muschketow, terraza por la que se desciende de Mongolia a Manchuria; uno de esos gigantes escalones, según los cuales el Asia oriental gradualmente se sepulta en el océano. No obstante, en algunos sitios parece que ese resalte del terreno se desvanece hacia levante, lo cual del mismo modo puede obedecer a que en de-

terminados parajes se tienda la rama del monoclinal o flexión que a que disimulen su altura las lavas acumuladas a su pie.

En cuanto a las alineaciones, diríase que la dirección noroeste corresponde sólo a las regiones más septentrionales; la del Jingan comienza siendo meridiana, pero cuanto más al sur más gira el rumbo a adoptar el N.-NE., típico de la Cumbre. El Pequeño Jingan es una de tantas cordilleras que convergen al norte del mar de Ojotsk y que con los pliegues nordesteados del valle del Amur componen la notoria armonía de movimiento que domina en grande espacio del Asia oriental.

Desde las islas Shantar en el mar de Ojotsk hasta el desfiladero del Amur, *en más de nueve grados de latitud*, se desarrolla uno de esos largos haces de pliegues que caracterizan a aquella parte de Eurasia.

Manchuria se compone de dos regiones distintas: Al noroeste la llanura baja y en la que los ríos muestran dos grupos de depósitos: uno horizontal de areniscas y pizarras laminares, a veces con restos de peces, y otro inferior plegado con rumbo noroeste o nor-noroeste. En la parte sudeste de Manchuria se alzan tres series principales de cordilleras y ramales accesorios de rocas arcaicas. Las montañas de Manchuria forman un grupo natural de pliegues en clara relación con el Pequeño Jingan, pero sin contacto directo con él. En definitiva, dificulta toda conclusión, no sólo lo incompleto de los datos y mapas, sino el que gran parte del territorio esté cubierto de lavas relativamente modernas. Aun más son las que existen a levante; en la cordillera marginal de Corea, se yergue la «Antigua Montaña Blanca» con extensísimo y elevado cráter y cubiertas sus laderas de piedra pómez, a cuya brillante blancura en todas las épocas del año debe su nombre.

Si pasamos a la costa del Pacífico hallaremos el arco insular que en su forma y disposición muestra que los rasgos fundamentales de la estructura del Asia interior se repiten en las tierras adyacentes de dicho océano. Recuerda a tal propósito Suess lo que dijo en la Tercera Parte de esta obra cuando distinguió allí la serie de arcos insulares que son, de sur a norte, por espacio de treinta grados de latitud, desde casi la isla de Formosa hasta Kanchatka, o sea algo más de la longitud del Imperio Japonés: el Arco de Riu-Kiú; el Japón meridional (que acaso continúa al sur hacia China, por las islas Shu-San, y hacia el norte se dirige a la región de fracturas del continente); el Japón del norte; la parte central de Yeso y Sajalin (a la que caracteriza el desarrollo de la formación cretácea); las islas Kuriles, que continúan por la parte oriental de Kanchatka, y, en fin, un fragmento del centro y parte occidental de esa península. En las islas del Japón hay depósitos marinos del carbonífero superior y de muchas épocas del período mesozoico. Es evidente, como antes se dice, que *la transgresión cretácea alcanzó a los arcos insulares*. La disposición de las importantes líneas volcánicas japonesas, muestra que *la actividad volcánica de las Kuriles data del cretáceo y que intesta con la cadena plegada pizarrosa y granítica, no volcánica de Hidaca, a la que corta en ángulo recto*. En Sajalin continúa el cretáceo, pero faltan los volcanes. Investigaciones recientes, luego de la enumeración citada del tomo anterior, condujeron a Suess a rectificar algo sus puntos de vista respecto de las directrices de los arcos insulares y a afirmar que Hokkaido y Sajalin no deben considerarse elemento independiente.

Como síntesis de lo expuesto se deduce que los pilares de la antigua Cumbre Asiática han desaparecido sucesivamente a lo largo de la divisoria del mar Arti-

co. Creeríase que la directriz divergente que asoma en la zona norte del Gran Jíngan, anuncia un nuevo plan tectónico; pero lejos de ser así se advierte en definitiva que las directrices se ajustan a disposición armónica, lo mismo en las regiones que bordean la Cumbre por levante hasta la costa del Pacífico que en las grandes profundidades del mar costero del Japón.

La dirección es cada vez más nordesteada según las directrices convergen hacia el mar de Ojotsk (Montes Aldam), Turkana, Bureya, Pequeño Jíngan, cordilleras de Manchuria y Sijota Alin, y las del norte de Hokkaido y Sajalin. De modo que el conjunto se ajusta, en lo que se refiere a su plan, a la Cumbre Asiática. Si fuera posible retirar las aguas del mar como imaginó Suess que hacía su hipotético observador de la faz terrestre, aparecerían cual grandes cordilleras los citados arcos insulares. De modo que no duda en afirmar que *en dirección al océano no conoce límite al prodigioso poder productor de formas arqueadas que emana de la Cumbre general de Asia.*

Debe advertirse que *en la periferia de la gigantesca estructura los arcos se dividen como si sus radios fuesen demasiado largos*; hay en ella prolongadas fracturas en dirección lo mismo que en la Cumbre, y, en cambio, los hundimientos circulares de la costa occidental del Japón pueden explicarse por el igual proceso disyuntivo que aplicamos a las formaciones de la Cumbre. En fin, conviene mucho notar que *las líneas disyuntivas siguen a menudo cordilleras plegadas o de amplia curvatura, pero no codos bruscos*, lo que conduce a la conjetura, no por extraña falta de fundamento, *de que dichas líneas disyuntivas pueden determinar localmente las directrices de un plegamiento póstumo.* (En definitiva, todo se reduce a admitir la existencia de una antigua estructura, ya la formen pliegues, ya fracturas que imprimen dirección a la moderna.)

Cerca del Pacífico aparecen los depósitos marinos mesozoicos que indican, por sus caracteres, comunicación con el norte. Hasta Sajalin llega la transgresión del cretáceo medio, a la que se atribuye origen meridional en Europa y hasta el estrecho de Turgai. En cuanto a los lechos con restos de plantas de Siberia y Manchuria indican la larga permanencia del continente de Angara, cubierto a trechos de grandes extensiones de agua dulce, que perdura en algunos sitios desde el carbonífero y en otros desde el rético, y que ha ido extendiéndose hacia levante, como lo prueba la existencia de los depósitos mesozoicos.

En suma, esta parte del mundo suministra excepcional enseñanza acerca de la permanencia de un continente. No ha sido uniforme ni continuo el proceso de evolución de la vida orgánica; los seres de agua dulce necesitan para perdurar condiciones de estabilidad que no suelen encontrarse en las tierras con igual frecuencia que en el mar. Aunque no sea absoluta la invariabilidad en la distribución de tierras y mares, no hay duda en casos como el del continente de Angara que desde tiempo remotísimo ha servido de refugio a organismos terrestres y de agua dulce.

## EL ALTAI Y LOS ALTAIDES

Dice Suess que en una cordillera aislada tal como los Pirineos, el Cáucaso, los Cárpatos o los Apalaches cabe apreciar si su estructura es simétrica o asimétrica; investigar a qué lado se halla el país frontero; averiguar si es sola una unidad o si

se compone de varias ramas distintas, y, en suma, discernir las condiciones de diferente orden que la caracterizan. No ocurre así ni se encuentra tal facilidad de clasificación respecto de las cordilleras que integran la Cumbre General de Asia, cuya forma externa, lo mismo que la estructura íntima, obedecen a un plan general amplísimo de plegamiento, tras el cual acaecieron las llamadas dislocaciones disyuntivas debidas a movimientos de tensión, o sea a la reacción que sigue a todo plegamiento. A veces complican la disposición tectónica de la comarca larguísimo afloramientos de granito cuyas fajas han moldeado los relieves topográficos de determinadas regiones. Además, en algunos parajes tal vez existan plegamientos póstumos, cual ocurre, sin duda, allí donde aparece plegado el devoniano discordante.

Aquellas cordilleras europeas que presentan marcada individualidad suelen tener prolongaciones de notable longitud paralelas a la dirección, y en ellas se advierte la categoría de los obstáculos que impiden el desarrollo del plegamiento, pero en las que componen la Cumbre General asiática, donde es mucho menor la independencia, hay claras señales de plegamiento inverso (por ejemplo, en el anfiteatro de Irkutsk), y a la vez se advierte movimiento plegante del interior al exterior de la estructura arqueada.

Ese plegamiento es general y persistente, cual lo denota, no sólo la disposición arqueada de los pliegues que afectan a los depósitos de la serie de Angara, que ocupan el centro de la Cumbre, sino la parte exterior de aquélla, cuales son las regiones de Manchuria y de la alta cuenca del río Amur. Y no es esto sólo, supuesto que las regiones llanas que abarcan y encierran las cordilleras presentan asimismo rasgos, no menos notorios, de un plegamiento que ha alcanzado hasta los depósitos de Gobi.

Compruébase, pues, un movimiento general de extraordinaria amplitud, sin pareja en el resto del Globo, movimiento plegante que, como es natural, no se ha producido en determinado punto del país (aunque demos a la palabra punto acepción mucho más amplia del estricto significado geométrico), sino que se ha generado y ha partido de amplia región, arqueada con la convexidad hacia el mediodía y dependiente de la especial estructura de la Cumbre. A tal conjunto estructural pertenece la encorvada línea que enlaza los dos rumbos de plegamiento allí dominantes; a saber, el del Sayan (o sea al NO. o N.-NO.) con el del Baikal (NE. o ENE.).

Sin embargo, tienen especial significado otras cordilleras que existen en el interior de Asia, las cuales se alzan hasta la región de las nieves perpetuas (en aquel país los 4.000 metros de altitud), que son posteriores a la Cumbre General, presentan distinto rumbo y, en ocasiones, se hallan de tal modo apretadas en estrecho haz, que los fondos de los valles que encierran se conservan por encima de los 4.000 metros de altitud, de modo que relativamente apenas destacan de ellos los picos siempre nevados. Ejemplo notable de tal estructura es el Kuenlun central, cuyos hondos valles transversales tajan a las grandes moles montañosas, que presentan pliegues hacinados; de modo que si el sistema descendiese hasta que sus valles quedaran término medio al nivel del mar y así perdieran su especial carácter de altiplanicies, el conjunto tendría aspecto muy semejante al de la Cumbre Antigua, o sea una serie de pliegues paralelos con intrusiones de la mole granítica del basamento. De igual modo se manifestaría el fenómeno haciendo

tal hipótesis con los sucesivos pliegues desnudos de la región del Gobi oriental.

Pues bien; insiste el insigne autor de LA FAZ DE LA TIERRA en que esos conjuntos de pliegues no permiten la existencia de cordilleras tan individualizadas como son el Cáucaso y otros sistemas semejantes, y dice que así en el Nan-Xan se suceden cordilleras neísicas y sedimentarias, disposición incomprensible siempre que se las considere aisladas, y que sólo puede explicarse si se las imagina como oleadas de un mismo y solo movimiento, el cual, a su vez, implica carencia de un contraste, tal como el que presentan el Himalaya y los Alpes respecto de sus países fronteros, los cuales tienen diversa estructura que las cordilleras, a las que son ajenos por completo. Con acertada metáfora, dice Suess que tal diferencia es la misma que existe *entre las olas en mar abierta y las rompientes de la orilla*.

No hay duda de que las cordilleras asiáticas que siguen los rumbos baikálico y del Sayan convergen al sur del lago Baikal, pero, además, es positivo que entre el Sayan oriental y el occidental (hacia el paralelo 54° norte) domina la dirección llamada por antonomasia del Sayan, o sea al OSO., la cual siguen el Sayan y el Altai occidentales; de modo que existen tres arcos cóncavos hacia el norte: el del Baikal, el del Sayan occidental y el del Altai.

Adviértase al mismo tiempo que del interior al exterior de la estructura (en sentido general y, por tanto, también hacia el oeste) intervienen en los plegamientos de Eurasia depósitos marinos cada vez más modernos. Hacia el interior las formaciones son antiquísimas; los pliegues de neis en la comarca baikálica se formaron y aun desnudaron antes del cambriano. Hacia poniente la Antigua Cumbre actuó como pilar, deteniendo el desarrollo de las ramas orientales del Altai; pero no impidió que se formaran pliegues póstumos en el anfiteatro de Irkutsk, ni que sedimentos devonianos o más modernos aún quedaran envueltos en grandes pliegues paralelos a la Cumbre.

Por eso Suess emplea las palabras «antiguo» y «moderno» o «viejo» y «nuevo» respecto de las grandes unidades de la corteza terrestre, en igual sentido relativo con que se emplean al hablar de la edad de las personas. Habida en cuenta esta relatividad de apreciación, se deduce que *importa más conocer cuando han comenzado esos diversos movimientos tectónicos que cuando terminan*.

*El sistema del Altai se alza al oeste de la cumbre baikálica como arco independiente y más moderno*, el cual hacia levante y mediodía ha encontrado obstáculo para desarrollarse. Su región externa describe un arco hacia el sur, en cuyo centro radican las más elevadas cimas.

Inspirado siempre el autor al apreciar rasgos geográficos y tectónicos, propone que para alcanzar idea aproximada de la estructura de esa parte del centro de Asia que ahora examinamos se imagine cubierta por las aguas del mar la región situada al suroeste, y que en esa masa líquida actuase fuerte impulso dirigido al noroeste, el cual alzaría grandes olas sucesivas; al principio cóncavas al suroeste, como las ramas del Tian-Xan; luego más anchas y divergentes, conforme encuentren mayor espacio, y que, en cambio, se apiñan, montan y levantan donde el espacio se estrecha, cual ocurre en el Nan-Xan. A veces contornean obstáculos infranqueables y se prolongan y explayan a ambos lados, o bien se arquean ante ellos. Pues las que son olas, cuando se trata de un elemento líquido, son en la superficie cortical otros tantos pliegues; en este caso, los que agrupa Suess con el nombre de Altaides.

Por último advierte el autor que, así como en Europa se han roto las cordilleras plegadas, algunos de cuyos trozos han descendido, y otros, por haber descendido menos, hacen efecto de no haber descendido nada en absoluto, y a la vez que en los espacios hundidos que limitan los pilares o partes no descendidas se han producido nuevos pliegues o cordilleras, en Asia no se han hundido las cordilleras periféricas, sino trozos de una antigua cumbrera general.

## LOS ALTAIDES ORIENTALES

Terrenos arcaicos integran la elevada y extensa planicie mongola del Jan-gai en la parte meridional de la Antigua Cumbrera Asiática, de la cual separa el hundimiento escalonado, que afecta al Valle de los Lagos, al Altaí mongol, fragmento de aquélla y morfológicamente igual. Al accidente se halla otra estructura, el Altaí, que podemos llamar Cumbrera más nueva, y de la que parten a modo de ondas montañosas, cuales el Tian-Xan, que van girando hasta adoptar rumbo oeste-noroeste, con los nombre de Bei-Xan, Lung-Xan, Nan-Xan y Kuen-Lun.

Marca el límite occidental de la estructura una región donde modifica las condiciones orográficas y tectónicas marcada disposición en espiral, que atestigua amplio movimiento giratorio, que afecta, no sólo a las cordilleras, sino a los valles, cuyo fondo se eleva mucho sobre la frontera llanura del Yarkand Daria.

En la parte oriental destacan las formaciones cambrianas, a las que cubren sedimentos más modernos. En esa región se advierte también el movimiento hacia el sur que domina en los Altaides.

Las grandes cordilleras del Tian-Xan se acuñan, y los pliegues de los Altaides adoptan el mismo rumbo que los arcos de la cumbrera antigua, de modo que es imposible reconocer su límite. Se encuentran los arcos que proceden de levante con los que parten de poniente. Los extremos orientales del sistema del Bei-Xan se encorvan al sur; análogamente ocurre con los arcos septentrionales del Nan-Xan, que en definitiva no alcanzan a la orilla opuesta del Hoang-Ho.

Los Altaides sufren en levante fuerte estrechamiento ante su antepaís, la región de Ordos, y también chocan a occidente contra el Anenbar-ula y el Alting-tag. Ambas acciones combinadas motivan enorme elevación en masa del sistema de los Altaides, hasta el punto que en el fondo de los valles que encierran alcanza altitudes de 4.000 metros, y aun en área grandísima, en toda la parte oriental del Tibet, la elevación de los valles no baja de los 4.500 metros sobre el mar.

Ese apretadísimo haz de ramas montañosas gira cada vez más hacia el sur, y de él destaca, como ramal aislado, el Tsing-lin-Xan, que lleva dirección normal a la del cuerpo principal, el cual más al oeste intesta con el extremo oriental del Himalaya y con el fragmento cuneiforme de Assán, con ramas que, salvado el obstáculo, avanzan al suroeste y forman los encorvados sistemas orográficos del Arakán.

Conforme hallan más espacio libre divergen las ramas de los Altaides hasta formar dos grupos bien caracterizados y de semejante desarrollo: el oriental dirigido hacia Yunnan, y el occidental hacia Birmania; entre ambos encierran la mole de Camboye. Como es regla general orogénica, a la vez que la descompresión

debida a ensanchamiento del espacio entre los obstáculos rígidos motiva que se explayan los Altaides y diverjan en distintas ramas, pierden altura cimas y valles del sistema.

En el grupo oriental o de Yunnan, neises y pizarras antiguas descienden hasta ocultarse a mediodía bajo un manto continuo de caliza paleozoica y mesozoica en pliegues desnudados que forman alta meseta al este de Yunnan. Las ramas medias de este grupo oriental constituyen las montañas del Tonkin; las occidentales forman la cordillera litoral de Anann.

En la orilla opuesta del mar Amarillo un arco montañoso comienza en el archipiélago de Filipinas, costa occidental del golfo de Lingayen (poniente de la isla de Luzón), y se extiende hasta la sierra de Zambales, cerca de la bahía de Manila; sigue luego por Lubang, las Calamianes y Paragua, donde se le une Kini-Balu y el arco del sistema de Sarawak, que se incorpora a la isla de Borneo por su costa occidental. La situación del mencionado arco es muy análoga a la de la cordillera de Anann, y es rama occidental de la virgación de Filipinas, que al suroeste de Borneo separa una mole más antigua de las otras ramas de la virgación que se notan al otro lado de dicha mole en la cordillera de Martapura y hasta la isla de Sabakut, frente a la costa suroriental de aquella isla. Otra rama de la virgación, jalonada de volcanes, sigue la parte occidental de Mindanao e islas Sulu y llega a Borneo; otra semejante que pasa por los volcanes de Apo y Bulutan, en el sur de Mindanao, cruza las islas Sanguir, comprende los volcanes del nordeste de Celebes y quizá también los del golfo de Tomini, en esta misma isla. Por último, una cuarta cordillera señala, junto a la costa occidental de Halmahera, la línea volcánica de Loloda.

Nótese que, en general, cuanto más se internan en el mar las directrices, con mayor relieve las marcan las líneas de volcanes.

*De modo que las ramas del grupo oriental de los Altaides orientales desaparecen, excepto la más occidental, la de Anann, la cual describe arco convexo a levante y se adapta a la curvatura del archipiélago Filipino.*

Fijémonos ahora en el grupo occidental o birmano de los Altaides, y en él advertiremos (como se dijo antes) igual disminución general de altitud conforme aumenta la superficie del país plegado. También en este grupo birmano desaparecen primero las ramas orientales, o sea las que siguen el río Mekong. Las ramas medias logran mayor longitud y alcanzan la baja Birmania; sucesivamente forman Tenaserin, la península Malaya y las islas que siguen hasta el norte de la de Java. Las ramas occidentales más bajas forman la curva de Arakan y el cabo Negrais, así como larga fila de islas entre este promontorio y la de Pulo Engaño, al sur de Sumatra. Otra rama arqueada pasa por Sumba y Timor hasta completar el arco alrededor del mar de Banda, al cual contornean también las cordilleras de Australia y Nueva Guinea (que cruzan el estrecho de Torres), ya que el continente australiano, por su posición, influye en el trazado de ese arco que ciñe el mar de Banda, el cual alcanza profundidades de más de 5.000 metros, que también se sondean al sur de Java.

*Así las ramas del grupo occidental de los Altaides orientales desaparecen, excepto la más septentrional que sigue largo arco mar adentro. La rama de Timor se une al grupo haciendo que el arco se cierre cogido entre pilares ajenos a él.*

Conviene consignar que el arco del mar de Banda no toca a los supuestos

extremos meridionales de la virgación de Filipinas, pues no llega a la línea volcánica de Minahasa y del golfo de Tomini, ni al de Batzan en el sur de Halmahera, porque entre ambas líneas se inserta doble hilera de islas; al norte Misul, Obi-Bessar, Mangoli, Taliabo y el grupo de Peling, y al sur Ceran, Ambon y Buru; las dos últimas acaso pertenecientes al arco de Banda. Es lógico suponer que ambas líneas de islas que se arrumban de levante a poniente, sean prolongación de cada uno de los promontorios del oeste de Nueva Guinea y pensar también que el mar de Ceram que aquellas encierran corresponda al golfo de Buru.

Pero el valor orogénico de las estructuras que aquí estudiamos no se limita a la disposición de las directrices. Hay que anotar que en los montes de Arakan abundan las rocas eruptivas de edad cretácea que llegan por las Molucas hasta Nueva Caledonia y Nueva Zelandia. La rama oriental de los Altaides orientales marca la región por donde el mar de Tetis penetraba en el actual continente asiático.

La detención e inversión de las capas del sistema del Ala-Xan contra su antepaís (la región del Ordos) y la violenta curva de las cadenas en el mar de Banda nos dicen que en esa parte del Planeta hay regiones débiles, aun expuestas a continuos trastornos y que contrastan con otras muy resistentes, que apenas se han movido, lo cual quita uniformidad al proceso de orogénesis. Las directrices del plegamiento muestran que los pliegues siguen unas veces a lo largo de los pilares u obstáculos resistentes, y otras se han producido al chocar contra los mismos la oleada cortical.

Para explicar el complicado fenómeno del plegamiento hemos de tener en cuenta que en aquellos parajes, especialmente en las Molucas, hay cordilleras plegadas que incluyen capas del terciario medio, orladas a la vez de terrazas calizas en escalones, la más alta de las cuales es asimismo terciaria. No hay duda de que los plegamientos han perdurado en tiempos modernos cual lo acreditan, por ejemplo, los depósitos continentales del Gobi, que, en la cuenca del Hoang-Ho entre las altas cordilleras del Tibet, en los elevados valles cuya altitud no baja nunca de 4.500 metros, cubren el suelo cual velo rojo desgarrado y atestiguan los últimos movimientos.

De modo que los plegamientos de época reciente no quedan limitados a la margen exterior de los sistemas montañosos de Eurasia. Dentro de la extensa comarca que hemos llamado anfiteatro de Irkutsk, la gran meseta cambriana se presenta como imagen de profundísimo reposo de los estratos; no obstante, allí mismo se advierte plegamiento marginal que alcanza a los días de la flora de Angara que hasta entonces persistió o se renovó en aquella época.

Desde la periferia del núcleo de la Cumbre General Asiática va aumentando el movimiento general hacia las profundidades del Pacífico, pues se advierte que las diversas ramas montañosas descienden sucesivamente hacia el mar, desde el extremo norte, en la península de Kanchatka, hasta el más meridional de la Malaya. Además, es notorio que la situación de las líneas y bocas volcánicas tiene disposición general muy semejante a la que siguen el orden de las cordilleras y marcha de sus directrices.



## EL ARCO DE YARKAND, IRAN Y TURANIA

En este capítulo termina Suess el profundo análisis tectónico del oriente de Eurasia y demuestra que el plegamiento asiático llega a Europa en forma que del Mediterráneo al mar Artico no hay en rigor límite entre las partes occidental y oriental de aquella gran unidad geológica, si bien Asia tiene especial fisonomía. Las regiones antiguas poseen desagüe libre al mar por medio de normales sistemas fluviales.

Acude el autor para aclarar los conceptos de *central y periférico*, que aplica a las estructuras asiáticas, al mismo método que usó Richsthofen, y que consiste en considerar dos órdenes de depósitos: *la sal y el carbón*. Recordemos que la sal, de igual modo que el yeso, denota que el país donde abundan sus depósitos carece de desagüe al mar o lo tiene muy imperfecto; es decir, indica que ocupa posición central en un continente. En cambio, los yacimientos de carbón, cuando se han formado en extensas cuencas de agua dulce (que tal es el caso de las asiáticas), indican que esas cuencas tenían desagüe franco al océano, pues sin esta circunstancia hubieran mantenido las aguas su composición.

Pues bien: advierte el autor respecto del continente de Gondwana que en su parte indica no hay otros depósitos salinos que los de la cordillera de la Sal, los cuales datan de principios de la Era paleozoica; y a partir de la del Gondwana inferior predominan en la península indostánica los depósitos de agua dulce, que no han sido parte a trastornar los grandes hundimientos que cortan a aquel país. En cuanto a las transgresiones mesozoicas se limitan a las costas, de modo que ha sido continuo el desarrollo de la red fluvial.

En el centro del continente de Angara se advierte el mismo proceso de fenómenos, supuesto que los depósitos de sal datan del siluriano, del devoniano y del carbonífero los más modernos. En forma que desde que floreció el último Lepidodendron (edad de la flora tungusa, que corresponde a la del Gondwana inferior) no ha habido depósitos de sal, ni en la antigua Cumbre General Asiática, ni en la parte levantina de la plataforma siluriana, donde, en cambio, abundan los sedimentos de agua dulce y los grandes yacimientos carboníferos. Tampoco influyen en el régimen interior del continente las transgresiones marinas del mar Glacial. En cuanto al desarrollo de la red fluvial, diremos que es tan antiguo como el indostánico, y por eso los ríos carecen de saltos y sólo tienen pequeñas rápidas allí donde cortan su cauce lavas basálticas.

En suma: *las antiguas moles continentales conservan caracteres de regiones periféricas, y en ellas el carbón es más moderno que la sal*. Sin embargo, nótese que los depósitos de la serie de Angara que contienen restos vegetales se extienden también por países que hoy carecen de comunicación con el mar. Algunos de esos yacimientos de agua dulce llegan a la orilla norte del antiguo Tetis; de modo que fueron países periféricos, aunque no pueda probarse que desaguaran precisamente en dicho mar. De lo que no hay duda es de que *hoy son regiones centrales en las que la sal es más moderna que el carbón*.

Sentado lo anterior, recuerda el autor los dos acontecimientos que han impreso huella más profunda en la configuración de los actuales continentes, a saber:

el desarrollo de los Altaides, que se conservan ajenos al arco de Yarkand (con cuyas cuerdas suelen compararse), y las repetidas transgresiones del mar por occidente, donde el Tetis, que cubría parte de las regiones que hoy constituyen Turania y Persia, alcanzó grande desarrollo. Dicho mar sufrió repetidas oscilaciones en la época liásica, y en el jurásico medio alcanzó enorme extensión, en términos que una rama unía el océano Indico con el mar Artico por la vertiente occidental de los montes Urales. Luego, la transgresión del cretáceo medio penetró en la comarca del Tian-Xan. Por el Hindu-Kux occidental existía comunicación con el Irán. Durante el eoceno penetró por la cuenca del Yarkand Daria el mismo mar; durante el oligoceno los depósitos marinos jalonaban el lado oriental de los Urales; de modo *que aun era periférico todo lo que no cubrían las aguas marinas*. Luego los últimos depósitos, aislados, fueron evaporándose.

Entonces comenzó la formación de grandes sedimentos salíferos, que perduró hasta la época de deposición del Schlier y principio del segundo piso mediterráneo; cuando una capa de agua salada, de nivel inferior al entonces normal del océano, se extendía del Danubio hasta el Pamir. A esta fase siguió otra de nueva comunicación con el océano, la cual, luego que volvió a interrumpirse, no se ha vuelto a restablecer. De modo que el proceso general consistió en transgresiones marinas, a las que seguía incomunicación con el océano, debida a algún movimiento tectónico. (Hay que advertir que la evaporación del agua del mar alcanza hasta 80 por 100 de saturación antes de que comience a depositarse el yeso; de modo que la intercalación de esta sustancia con capas marinas indica que cada una de las oscilaciones fué de larga duración.)

Por lo que se refiere a las partes central y oriental de Asia, nótese la carencia de formaciones salinas (al menos de aquellas de la misma índole de que aquí tratamos). Los depósitos de sal y de yeso que tanto abundan en los desiertos del Gobi, *y que limitan arcos montañosos*, proceden de la evaporación de cuencas de agua dulce de extensión relativamente pequeña y que alimentan aguas continentales y no de aislamiento de trozos de un océano, como en los casos mencionados antes respecto de las regiones de occidente. Es decir, que la indicada deposición salífera y yesosa se debe al levantamiento de los Altaides, entre cuyos arcos quedaban en alto esas cuencas lacustres de reducida y decreciente alimentación.

Respecto de la estructura del subsuelo de Asia, distingue Suess cuatro clases de elementos. Primeramente, las formaciones marinas normales. Segundo, aquellos sedimentos que son producto de evaporación causada por aislamiento de porciones de mar, o sea incomunicación con el océano que sigue a esta transgresión. (Este es el tipo de las formaciones salíferas de occidente, como las de la cordillera de la Sal, Turania y Persia.) Componen el tercer elemento las transgresiones límnicas que corresponden a grandes extensiones de agua dulce, de las que son ejemplos más notables las cuencas carboníferas de Kusnek, la serie de Angara, los lignitos de Siberia. Por último, el cuarto elemento son las formaciones desérticas, por desecación de cuencas continentales, tipo oriental como los depósitos rojos yesíferos del desierto de Gobi, muy útiles para estudiar en Europa la formación del Rhotliegende.

La estructura externa se compone también de cuatro elementos: la antigua Cumbre General con la plataforma cambriana; segundo, la mole siniana, que comprende del Ordos a la península de Corea y, además, la parte índica del con-

tinente de Gondwana; tercero, el arco de Yarkand, y cuarto, la Cumbre General moderna, o sea el sistema de los Altaides que al este entronca con el arco de Yarkand hasta la virgación de Filipinas y el mar de Banda, y al este se abren según la virgación del Tian-Xan y penetran en Europa. Siguiendo con cierta simetría al anterior y principal entroncamiento, las formaciones altáicas se confunden hacia el sudeste con el arco birmano, y de análogo modo en el suroeste se enlazan al Iranio. El pilar del Indostán separa la región de pliegues levantinos de los occidentales, y a su norte se yergue el Himalaya, continuación del importante arco de Yarkand, que, tanto al este como al oeste, detiene las largas ondas corticales que emanan del Altai. El grandioso Himalaya abarca una serie de potentes cordilleras plegadas y aun volcadas hacia el sureste, cuyo conjunto obedece a una serie de procesos tectónicos que comenzaron en épocas remotas, continuaron hasta muy entrado el terciario, y que acaso perduren en el día, pero siempre con arreglo al mismo plan. Sus diversas hojas no proceden del sur, pues se opone a esta hipótesis el movimiento general de las montañas de nordeste a suroeste en aquella parte del Globo. Lo indudable es la existencia de fenómenos de cobijadura. En cuanto a las rocas eruptivas, son fenómenos accesorios.

Las antiguas costas de los mares transgresivos sobre el antiguo continente asiático se adaptan a la configuración de la superficie del suelo, en la que han influido los fenómenos orogénicos y de denudación. De igual modo se determina el perímetro de las transgresiones límnicas. Los depósitos desérticos son más independientes del relieve, porque obedecen a circunstancias muy diversas.

Es regla general, como ya advierte el autor en otros capítulos, en las partes primera, segunda y tercera de esta obra, que en las antiguas moles continentales las líneas de costa producidas por hundimiento sean independientes de aquellas a las que se ajusta el plegamiento, así se advierte en Asia en las costas de la península indostánica. En cambio, cuando las montañas son modernas, tal vez, por hallarse menos consolidadas y fundidas en un todo con sus países fronterizo y zaguero, los hundimientos siguen líneas longitudinales del plegamiento, aprovechando su menor resistencia. Suess les da el nombre de *líneas disyuntivas* de las que son ejemplo las que se notan en las costas del mar de Ojótsk. (Para que se comprenda esta diferente manera de fraccionarse el territorio, recuérdese la composición de una hélice de aeroplano, que integran diversas tablas pegadas y talladas luego. Ese tallado, independiente de la dirección de las fibras de la madera, es imagen de las líneas de costa ajenas a las directrices de plegamiento. Si las tablas, mal pegadas se separasen por sus planos de unión, tendríamos el caso de separación según líneas disyuntivas a que se refiere Suess).

Luego de presentar y analizar en los capítulos que anteceden la disposición de las formaciones orogénicas que integran la ingente mole Asia central, con sus arcos que integran tan inmenso territorio montañoso desde Malaca a Irkutsk y de la vertiente sur del Himalaya a las llanuras del Turquestán, y que se pierden bajo el Pacífico en las zonas de fracturas que indican los asomos volcánicos de la guirnalda insular del Japón a Filipinas y mar de Banda, pasa a estudiar el autor la penetración en Europa de los haces asiáticos y el contraste de los arcos que forman y que bordean por el sur el mar Negro, en los terrenos de la gran plataforma rusa que al norte de ellos se extiende.

## LOS TÁURIDOS Y LOS DINÁRIDOS

Llama Suess arco *dinaro-táurico* al conjunto de dos grandes segmentos montañosos arqueados; uno de los cuales cruza el Tauro e inmediata cordillera de Amanus y llega a la isla de Chipre, y el otro, que comienza en la parte superior de Italia y por las cordilleras dináricas se dirige a la isla de Creta.

Son elementos principalísimos de ese conjunto estructural, al este los Táuridos, y al oeste los Dináridos, que se conservan independientes como puede observarse en el ángulo entrante del golfo de Alejandreta de entroncamiento de la costa oeste de Asia Menor, en cuya estructura se notan las directrices correspondientes a tres grandes arcos plegados y fragmentos de un cuarto arco. Al primero, que limita la costa meridional del mar Negro y llega a Sinope (en Paflagonia), lo denomina el autor *arco pónico oriental*. A este primero se le une el *arco pónico occidental*, cuya porción frigia (que corresponde al suroeste) queda en la parte interior del tercero de los grandes arcos citados, el *Táurico* cuyo lado interno jalona una serie de volcanes; este arco ciñe los llanos de Laconia, le pertenece la isla de Chipre y hacia poniente se une en ángulo entrante, con los fragmentos del *arco Egeo*, el cuarto de los que componen la citada estructura.

Si existiese entroncamiento cerca de la costa occidental de Asia Menor, se deduciría que el hundimiento egeo es exterior a los Táuridos y que pertenece a la zona occidental de la región dinárica.

En el arco dinárico occidental o egeo debe incluirse la Licia meridional y la isla de Rodas, a la cual llega un arco desde Creta por la isla de Kasos; el volcánico alcanza a Santorino y Nisiros, regiones que abrazan los extremos del arco dinárico.

Puede seguirse el trozo occidental del arco táurico hasta la isla de Samos, pero son muy dudosas las prolongaciones hasta las orillas del mar de Mármara e isla de Samotracia; debe haber entroncamiento cerca de la costa occidental de Asia Menor, supuesto que muchos de los trozos montañosos de las comarcas citadas, sobre todo ya en Europa, no corresponden a la rama occidental de los Táuridos, sino a la oriental del grupo dinárico. Pertenecen en parte al arco dinárico y en parte a la zona de entroncamiento, el mediodía de la llanura de Troya, Mitilene, Chios, islas Spalmatori y península de Karaburan, hasta Esmirna. El valle de Sacaria, cerca del Olimpo de Brusa; la parte suroccidental de Asia Menor hasta Samos, costa de Caria y una parte de la isla de Rodas; todos extremos occidentales de los arcos táuricos.

Las cordilleras plegadas de los Dináridos desvían su rumbo desde Tesalia y siguen por las islas del mar Egeo y Creta hacia Asia Menor. De modo que las líneas directrices se arquean conforme pasan del Epiro a Asia Menor. También se ha comprobado ser de fecha moderna los hundimientos egeos, supuesto que por sus orillas se extienden los depósitos marinos del tercero y cuarto piso mediterráneos. Todo indica que un golfo de mar procedente del sureste se abría al sur de Dulciño y perduró desde el terciario medio hasta la época del segundo piso mediterráneo.

Fuera de las islas, ya en tierra firme, el rumbo de las directrices desde Mace-

donia y Tesalia hasta el límite norte de Bosnia y aun hasta Istria, sigue regularmente al noroeste, por lo general, *transversal a las montañas*. Frente a la costa adriática hay desviación al oeste, según muestra la alineación Corfú-Salmas-traqui-Othonos, el promontorio Acro-ceráunico, parte septentrional del golfo de Albania a islas de Dalmacia.

Tierra adentro alcanzan enorme anchura las cordilleras dináricas, pues abarcan hasta Salónica. Es evidente también que grande parte del golfo de Venecia está dentro de los Dináridos.

Hace tiempo se discute si el actual mar Adriático fué tierra firme durante parte de la era terciaria, y muchas observaciones coinciden en demostrar que la isla Pelagosa, en el centro de dicho mar, es reliquia de una antigua costa marina que puede seguirse desde Stagno, en la península de Sabiocello (costa de Hercegovina), por Lagosta, Pelagosa y Tremiti (en medio del Adriático), y acaso continuación de la que, procedente del sureste, llega a la costa del actual Adriático, en Dulciño (Montenegro), lo cual nos daría para dicho mar límite muy distinto del que hoy tiene, y que acaso existió hasta el final de la Era terciaria, y aun en tiempo posterior.

Los Dináridos, que se han movido hacia el sur y presentan en conjunto caracteres distintivos de los arcos que señalan el límite meridional de Eurasia, se aproximan allí a los Alpes que se mueven hacia el norte, aunque en esa comarca se desvien en dirección de los Apeninos. Y dice de modo gráfico el ilustre austriaco que la Naturaleza ha preparado una sorpresa al geólogo, porque *la región dinárica está siempre separada de los Alpes por una zona continua de dislocación de más de 400 kilómetros de longitud, a la que en grande espacio caracterizan intrusiones de tonalita*. Muchas observaciones coinciden para demostrar la unidad tectónica de esa grande cicatriz, que conserva la suya los dichos 400 kilómetros desde la Bacher Range (al sur de Graz, en Austria) hasta el lago Idro (al noroeste de Brescia, en Lombardía) y que aún cabe la duda de que termine en este lago.

En el extremo sur del Adamello las capas del triás inclinan con tal disposición que los pisos más modernos van a ocultarse bajo las masas eruptivas y, en cambio, los más antiguos se hallan hacia el exterior. En la misma masa eruptiva hay embebidos grandes trozos de caliza triásica. La parte occidental de esta fractura es equivalente tectónico de la falla de la Judicaria. También es notorio que el contraste entre el tranquilo yacimiento del triásico en los grandes lagos italianos y el apretado plegamiento de las cercanías de Biella es igual al que existe cerca de Brunneck entre las partes meridional y septentrional del valle del Puster.

Si prescindimos de estricta clasificación morfológica y atendemos sólo al plan general constructivo, *debemos separar de los Alpes la comarca montañosa del este del Sesia, parte oriental de la Judicaria y la meridional del Gail, todas las cuales debemos atribuir a los Dináridos*.

Limita por el nordeste a las cordilleras dináricas (que proceden del suroeste) una prolongación de las que desde la mole de Rodopos (al norte de Macedonia) siguen por el oeste de Servia y llegan a Agram, donde está su cima más elevada. La anchura de las cordilleras dináricas entre Agram y la orilla del mar es de 120 kilómetros, pero alcanzan muchos más si, como debe hacerse, incluimos Istria y las Islas. Setenta kilómetros al noroeste de Agram, los Alpes presentan el borde del pilar de la Bacher Range, separación de ambas formaciones entre Agram y el

mencionado sistema, de la que dice Suess que se ha abierto, como si dijéramos, a la sombra de los desviados Dináridos, conforme giran al nordeste. Por esa abertura penetran largos pliegues, dorso de las cordilleras dináricas, que tienen casi la dirección de levante a poniente de la gran zona de dislocación, y que avanzan luego por los llanos de Stiria y Croacia, hasta ocultarse bajo el terciario. *El valle del Puster (Tirol) señala el límite entre la región alpina y la dinárica, pero no marcan tal límite las intrusiones de tonalita, pues la gran faja de esta roca se aparta nueve kilómetros hacia el norte, en plena región alpina.*

La longitud total de la tonalita desde la Judicaria a la Bacher Range es de 420 kilómetros y comprende las intrusiones del Adamello, la faja del Iffinger y camino de Brenner, la Rieser Ferner, la comarca oriental cerca de la Bacher Range. A causa de la uniformidad litológica y posición tectónica, debe considerarse esa enorme intrusión fenómeno especial de igual edad que la falla.

En el Tirol, cerca de Sillian, está la extremidad occidental de una cordillera que se halla dentro de la cicatriz marginal, pero independiente de los Dináridos y anterior a estas montañas, lo mismo que la Cima de Asta. Su eje tectónico buza progresivamente hacia el este, cual lo denota el que de poniente a levante aumenten los pisos devonianos conforme disminuyen los más antiguos. Diríase, pues, que el sistema buza en conjunto a saliente y que a poniente se levanta en cuña. En conjunto, los *Montes Cárnicos forman cadena ajena por igual a los Dináridos y a los Alpes, con dirección independiente y de edad varisca. Están plegados hacia el norte y surgen bajo los Dináridos a lo largo del borde meridional de la zona de dislocación.*

Respecto de la edad de la cicatriz de tonalita se creyó que tal intrusión ocurrió durante el cretáceo o a principios del terciario, y también se dijo que era más antigua; pero a juicio de Suess sólo puede afirmarse que la tonalita es posterior a grande parte de la formación triásica. La disposición de las capas terciarias indica que, en conjunto, los movimientos corresponden a edades distintas; entre ellos, el autor considera dos principales. El primero, el hundimiento escalonado hacia el Adriático, con tendencia a cobijaduras en igual dirección. El segundo movimiento es por completo distinto, y se revela en extenso plegamiento hacia el norte de la antigua cordillera Cárnica; de modo que en longitud de más de 200 kilómetros predomina en el borde septentrional de la región periadriática, movimiento al norte que contrasta con el general hacia el sur que en los demás parajes presenta. Pudiera imaginarse que los pliegues hubies en adoptado disposición en abanico en el encuentro de los dos movimientos opuestos, el periadriático y el dinárico dirigidos al sur y el cárnico al norte; pero no ha ocurrido así. *Los movimientos no fueron simultáneos.* Hubo uno general hacia el norte como masa rígida, y luego *en otro tiempo* hacia el sur. Acaso fué más reciente el periadriático hacia el sur, pero tampoco es imposible que ambas clases de movimiento se produjeran de modo alternativo.

Todo indica que la cicatriz de tonalita, que coincide con el límite entre los tipos alpino y dinárico de la formación triásica, corresponde, sin duda, a grandes fenómenos orogénicos, sin perjuicio de que hubiera movimientos posteriores.

## EL NORTE DE EUROPA

Estudia Suess en este capítulo las relaciones de las directrices de Asia con las del norte de Europa en donde hemos de considerar tres regiones distintas que son: la Plataforma Rusa, los Urales, y la zona plegada de Escocia y Escandinavia.

La primera de estas tres regiones: la Plataforma Rusa, que también puede llamarse central arcaica, es la más antigua, pues abarca el Escudo Báltico (cuyos pliegues estaban ya denudados en la época precambriana según lo revela el glint que rodea a dicho Escudo, de igual modo que ocurre con los pliegues lejanísimos del lago Baikal). En el sur de Rusia se despieza esa plataforma que carece de salientes rasgos orográficos, pero que, en cambio, ocupa en Europa mayor extensión que ningún otro elemento tectónico.

Los pliegues de los Urales se prolongan mucho hacia el este (si bien despojados por la denudación de carácter montañoso), de modo que puede decirse que *aún no se ha descubierto el límite oriental de los pliegues uralianos*.

A la vez son frecuentes las divergencias de su dirección general y meridiana, por lo que puede sospecharse si habrá entroncamiento de los Urales con una de las ramas de la virgación del Tian Xan. De las modernas investigaciones se desprende que la parte sur de la actual cordillera de los Urales corresponde a la occidental de inmensa región plegada que en el este ha nivelado la denudación y han cubierto los depósitos de las llanuras occidentales siberianas. No es imposible que una de las ramas del Tian-Xan se desvíe relacionada con la parte de los Urales que diverge hacia el sur. Más difícil es vislumbrar las relaciones entre los Urales y los remotísimos pliegues del Kirguis. En suma, al norte del paralelo 53 no es posible separar los Urales del basamento de la plataforma siberiana, cuyos pliegues adoptan igual dirección.

Es notable la divergencia entre las directrices del Cáucaso y las de los Urales del mediodía; rasgo que acentúa la existencia entre ambos sistemas de líneas modernas de dislocación con rumbo meridiano. Dicha divergencia contrasta con la desviación del Kara-Tau (al sur de los Urales) hacia la divisoria Aral-Kirguis, línea de unión con los pliegues orientales uralianos. Sin embargo de este contraste, lo mismo el Kara-Tau que el Cáucaso son ramas irradiantes del Tian-Xan.

Los pliegues uralianos al propagarse de este a oeste chocaron con la meseta de Ufa, territorio (enclavado al oeste del Kara-Tau, casi en el límite de la Rusia europea) que presenta agria escarpa hacia los Urales. Sin duda el choque de los pliegues contra la meseta influyó en la divergencia de las ramas más meridionales de aquel sistema; otro resultado del retroceso en Ufa es realzar el contraste entre la dirección de los Urales y la del Cáucaso.

Concretando: la cordillera de los Urales, encorvada al nordeste hacia los 75° de latitud y plegada por la constante presión de levante a poniente que sufre en toda su longitud, choca contra la plataforma de Ufa; pero al sur de esta región los pliegues avanzan divergentes; en ningún caso se nota entre esas ramas montañosas y su antepaís el contraste violento que presentan, por ejemplo, el borde septentrional de los Alpes y de los Cárpatos; pues, por el contrario, las directrices aún

visibles en el país frontero llevan rumbo análogo que en las montañas. Los pliegues de los Urales aparecen como manchas más internas de una unidad estructural mayor y más antigua; por su posición y longitud recuerdan los pliegues periféricos del este de Eurasia, y hasta se reconocen directrices en el norte de Europa que recuerdan ramas insulares del este de Asia. En conjunto, existen en esta región urálica tres elementos: los Urales, el Timan-Janin y el Pae-Joi, con Baigach y la isla de Nueva Zembla.

Frontera de los Urales está la amplia llanura rusa, cuyo antiguo basamento asoma lejos de aquella cordillera, al oeste y al suroeste. Lo mismo que en la ladera occidental de los Urales se hallan plegados el devoniano, y acaso el carbonífero inferior, que envuelve a depósitos aún más modernos. Los pliegues del basamento son mucho más antiguos, pues en la región que rodea al golfo de Finlandia se nota que ya estaban denudados en la época precambriana. Admite Suess que *a pesar de esa diferencia de edad hay notable correspondencia entre la dirección de esos antiguos pliegues y la de los Urales.*

Se ha dicho que las directrices uralianas son normales a las caucásicas, arrumbadas de este a oeste; contraste manifiesto, no sólo con el Cáucaso, sino con Crimea, los Cárpatos y las alineaciones del centro de Europa.

En el extremo nordeste del golfo de Finlandia una línea, acaso de fallas, próxima al lago Ladoga, separa los terrenos antiguos de esa región de los sedimentos modernos del llano país que continúa hacia el sur hasta más allá de Petersburgo (debajo de esta capital se ha hallado el neis). El Escudo Báltico aparece separado de la región del sur, a modo de pilar, desde el golfo de Botnia hasta el mar Blanco; pero no hay duda de que los terrenos arcaicos del sur de Rusia son continuación de los del norte. En grande parte de Finlandia, región de los lagos Ladoga y Onega, y hasta las islas del mar Blanco, los terrenos antiguos revelan las líneas directrices de las pretéritas cordilleras a que corresponden, *con las mismas directrices observadas en los Urales y en el Pae-Joi.* Es como si el plan de un arco más amplio que los existentes se hubiese bosquejado en los tiempos precambrianos.

En suma: nótese que la Plataforma Rusa, compuesta de pliegues precambrianos denudados, se extiende desde el mar Artico al de Azow; la disposición de las directrices recuerda la de la cordillera uraliana, mucho más moderna; de forma que *puede decirse que la cordillera de los Urales es sistema póstumo que sigue el plan antiguo.*

Cortan la parte meridional de la plataforma dislocaciones más modernas, que en vez de seguir las directrices antiguas se arrumban al oestenoroeste, o sea paralelas al Cáucaso. Fragmentos aislados de la plataforma componen pilares, que influyen en la marcha de los pliegues más modernos. Así, el pilar de Azow acaso haya determinado el arco que se marca del Cáucaso a Crimea.

Se admite que los pliegues caledonianos continúan por las islas Orcadas y Shetland hasta Noruega, y aun se cree que los pliegues noruegos y los escoceses forman un solo sistema, que interrumpe el hundimiento del mar del Norte, aunque entre las cordilleras de uno y otro país existen contrastes difíciles de explicar.

También se ha afirmado que la estructura de las montañas del oeste de Escandinavia obedece a enorme cobijadura. Ciertamente cuesta trabajo imaginar un movimiento casi horizontal en una hoja de la corteza terrestre por encima de otra,



en espacio de 9 a 10 grados de latitud y más de 100 kilómetros de anchura, pero hay datos tan elocuentes a favor de esa creencia como el que manifiestamente las rocas más altas son las más metamorfizadas, y en algunos puntos (por ejemplo, al suroeste del lago de Tornea) una serie de rocas pizarreñas infrapuestas al granito yacen sobre formaciones primitivas del Escudo, que presentan señales de compresión. Todo demuestra que se ha removido enorme masa de moles montañosas superpuestas.

Vemos, en definitiva, que en Asia cabe distinguir: primero, *la Cumbre General Precambriana*, que se prolonga hacia levante hasta el Pacífico mediante armoniosos arcos periféricos más modernos; segunda, los *Altaides*, que *parten de otra cumbre más moderna, el Altai*, ciñen por el sur con sus ramas orientales a la Cumbre Antigua, y *al parecer* se funden más al este con los arcos periféricos *de dicha cumbre antigua*, pero que, en realidad, se abren hacia el oeste en la virgación del Tian-Xan; tercero, *los arcos marginales meridionales*, el más oriental de los cuales, el arco birmano, recibe una rama de los Altaides orientales.

Fijémonos ahora en Europa. En esta parte del mundo el tercer elemento, los arcos marginales meridionales, se prolongan por el dinaro-táurico. El Cáucaso pertenece a la citada rama del Tian-Xan, del elemento segundo. *En cuanto a la Plataforma Rusa pertenece en apariencia a la antigua Cumbre (o primer elemento), pero en realidad a la mitad occidental que corresponde al Sayan*, así lo indican sus rasgos principales; por ejemplo, la disposición general, edad precambriana, plegamiento con el rumbo de las directrices del Sayan y su semejanza con los arcos insulares. Puede decirse que *en la Plataforma Rusa reaparece el antiguo basamento que se había ocultado en las orillas del Yenisei*.

A propósito de esta observación, notemos la sorprendente persistencia de dirección que caracteriza a las partes más antiguas de la corteza terrestre y que contrasta con la diversidad de formaciones más modernas.

En cuanto a *los Urales*, presentan estructura en armonía con el plegamiento de la Cumbre *y son a modo de pliegues póstumos de dicha Cumbre*. Pero los Urales no pueden llamarse en rigor región periférica, porque hacia su parte externa está la enorme mole precambriana de la Plataforma Rusa, en cuyo extremo occidental se halla la cobijadura escandinava. Aunque sea atrevida la insinuación, acaso si los Cárpatos orientales hubiesen sufrido enorme denudación, descubrirían en varias ventanas la antigua plataforma. En los Alpes las grandes hojas de cobijadura recuerdan los análogos y enormes fenómenos tectónicos de Escandinavia.

Resulta que en la parte del norte la cumbre, y en el sur la gran cicatriz de tonalita, limitan el espacio en que se desenvuelven sucesivamente las dos ramas terminales de los Altaides; primero la Varisco-Armoricana y luego la Alpina,

## PENETRACIÓN DE LOS ALTAIDES EN EUROPA

Aunque prescindiendo de varios problemas todavía no resueltos, la descripción de las líneas directrices ha alcanzado partes de la superficie terrestre donde se manifiesta el extremo occidental de la estructura eurásica; donde no es inme-

diato el examen del conjunto tectónico, pero se marca el camino hacia regiones en que las directrices son manifiestas.

Tras esto el autor marcha con mayor facilidad al estudio de las restantes partes del conjunto, sin perjuicio de volver a veces (con arreglo a su constante y original sistema), a estudiar puntos que tienen menos relación con el antiguo plan que con el sucesivo desarrollo de los plegamientos. También insistirá acerca de determinados detalles cuando sea preciso para ocuparse de nuevo en el estudio del norte de la Cumbre Antigua y del entronque de las cordilleras de Verjoiansk con las de Alaska.

En los capítulos siguientes analiza la prolongación de los Altaides por Europa, y aun al otro lado del Atlántico, en América del Norte, así como las ramas que ocupan parte del norte del continente africano.

De extraordinaria importancia es el eslabón de enlace entre las estructuras europeas y las asiáticas, o sea la región póntica. También revisten verdadero interés como elementos de relación otros que no son orogénicos en sentido estricto, tales como las largas líneas de fractura (por ejemplo, las líneas de Karpinskii de origen asiático); idea que expresa muy bien Suess al decir que «no es solo mediante grandes cordilleras plegadas como Asia avanza hacia Europa».

De modo expreso afirma Suess que Europa morfológicamente es parte de Asia, y que casi todo lo que constituye el *conjunto del continente europeo pertenece al sistema orogénico asiático*, cuyo límite, situado en las costas occidentales de Europa señala la *dislocación caledoniana*, supuesto que más allá de la mencionada línea las Hébridas exteriores y varias penínsulas que destacan de la tierra firme pertenecen al sistema atlántico. Hay zonas que corresponden parcialmente a ambos conjuntos, tales como la volcánica de Islandia con la isla de Juan Mayen, las Feroe, Santa Kilda, etc.

En capítulos anteriores advirtió ya el autor que en Europa destacan dos elementos asiáticos: los Dináridos, que forman los arcos periféricos y la Plataforma Rusa (con los Urálidos), que pueden considerarse parte de la región sayánida de la Cumbre Antigua de Asia.

Pues entre ambos elementos asiáticos penetra una formación orográfica de igual origen: las cordilleras de los Altaides occidentales que avanzan hasta el límite oeste de Europa, donde les pertenece vasto sistema montañoso, que luego cruza el Atlántico. Para demostrar tales asertos recoge y expone de nuevo Suess los datos que en los tomos anteriores adujo acerca de la continuidad de los pilares prepermianos de Europa; el bosquejo de las relaciones entre las cordilleras asiáticas y las europeas (que consta en la lámina IV del tomo I); el diagrama de las directrices alpinas (fig. 36 del mismo volumen), en el cual los Dináridos se distinguen de los Alpes, y el bosquejo (fig. 47 del mismo tomo) que comprende las Baleares y los Cárpatos de Rumania.

En el oeste de Asia divergen gradualmente de las directrices de la Cumbre Antigua (rumbo noroeste), las que parten del Tian-Xan; además las cadenas de los Altaides, *siempre plegadas hacia el sur*, en Asia, en el sur de Europa (Dináridos) y en el extremo norte de la misma, se *pliegan al norte en los Altaides intermedios, plegamiento excepcional que persiste hasta más allá del Atlántico*.

Debe tenerse en cuenta también que lo mismo en Asia que en Europa hay pliegues anteriores al carbonífero y permiano y otros posteriores; *pero en Asia*

*los pliegues modernos se incorporan a los antiguos en el mismo sistema montañoso, de modo que ambas plegaduras no están separadas en el espacio. En cambio, en Europa las cadenas de los Altaides posteriores al carbonífero superior y al permiano están separadas netamente en el espacio de las anteriores, cuyas zonas hundidas intermedias ocupan.* Llama Suess a esas cadenas *Altaides Póstumos*, cuyo tipo principal son los Álpidos (cordilleras alpinas), a los que rodea una zona terciaria. Ese plegamiento más moderno rara vez ocurre en los pilares de los Altaides europeos correspondientes al plegamiento más antiguo; *es como si a partir del carbonífero superior se hubiera hecho rígido el marco y el plegamiento quedara confinado a las comarcas hundidas.*

Los pilares que rodean a esas zonas hundidas son los arcos *varisco y armoricano*. Otros elementos importantes son la *Meseta Ibérica* y la *rama corsa*, que abarca la mayor parte de Córcega y toda Cerdeña. No es difícil imaginar el plan original de los Altaides occidentales, pero se complementa tal concepto si tenemos en cuenta en América la configuración de los Apalaches y en África la marcha de las cadenas altaicas, estructuras ambas que indican una gran virgación abierta al oeste y al sur.

En algunos casos *los hundimientos que ha sufrido este gran sistema no dan campo bastante para las cordilleras más modernas, las que por tal causa se hacen dentro de tales hundimientos.* El ejemplo más saliente son los Alpes, cuyo extremo carpático, luego de las primeras torsiones en las Puertas de Hierro y Transilvania, montan sobre la Plataforma Rusa y cobijan a los Sudetes. Los Alpes terminan en las islas Baleares, pero también hay pliegues modernos más al norte, en el hundimiento que señala el borde septentrional de la Meseta Ibérica. Por ese borde de dicho pilar corren los Pirineos Cantábricos.

A los plegamientos *acompaña o precede* hundimiento, pero a veces también *los sigue*. Así lo denotan la cuenca de Viena con su cinturón de manantiales termales, y Hungría con su arco de volcanes terciarios. También se ha insinuado la idea de que aun hoy se extienda el hundimiento del mar Tirreno. En conjunto, se advierte que no hay parte de la faz de la Tierra que presente mayores dificultades al análisis que la de los Altaides en la parte situada a poniente del *pilar de Azow*, parte alta del *pilar Podólico*, que llega al mar de aquel nombre y que destaca en el sur de la Plataforma Rusa. *La disposición de las líneas directrices conforme penetran desde Asia difiere según pasan por el sur o por el norte del pilar.* Así los Cárpatos pueden unirse con las líneas asiáticas al sur del pilar; desde este en adelante el plegamiento se vuelve al norte, y en lugar de las directrices rectas del Cáucaso hallamos las muy sinuosas del centro de Europa. En cambio, por el norte del pilar son invariables el rumbo de las directrices y el plegamiento hacia el sur, propio de Asia.

Por el sur del pilar de Azow, el Cáucaso (cuya marcha lo señala como rama del Tian-Xan) sigue por el Quersoneso y Crimea donde presenta un arco; se aproxima con dirección asiática rectilínea y plegamiento asiático hacia el sur, y buza bajo el mar Negro. Los Balkanes comienzan con ligero plegamiento y rodean al pilar del Danubio en la región de torsión, y así pasan a los Cárpatos de Rumania, sistema que cubre (impulsado por el hacinamiento debido a la torsión) a los montes Cimerios, al pilar de Podolia y a los Sudetes, y que gira luego hacia los Alpes.

Es variadísimo el proceso de penetración de los Altaides en Europa. Mientras

que en los Balkanes occidentales existe estructura precambriana, en la cordillera mesozoica cimeriana o montes Cimerios (conjunto de los de Crimea, isla de las Serpientes y Montes Machin) se notan discordancias que son última fase del proceso, pues esa cadena prepermiana y mesozoica está rota y oculta, mientras que los extremos libres de cordilleras más modernas siguen por ambos lados el rumbo de la región póntica. *Parece como si se hubiera interrumpido la antigua conexión y luego restaurado, según nuevas líneas.*

En cuanto al arco varisco, primera parte de los Altaides europeos, no era estructura homogénea aun antes de partirse en pilares. Contiene intercalaciones caledonianas y lo afectó profundamente un cuerpo mayor precambriano; el basamento bohemio, fragmento extraño aun no explicado.

Cortan al heterogéneo sistema varisco fracturas cuya inmensa mayoría se han producido dentro del mismo sistema, cuales las escarpas del Erzgebirge y la falla del Danubio. Ocurre a menudo que una fractura permanece invisible en los terrenos antiguos y se revela (como falla o como flexión, cual la doblez de gruesa alfombra entre dos escalones) al llegar al manto sedimentario. Si en territorio así fracturado se produce un hundimiento, se originan pilares a los que limitan fallas y todos con perfiles independientes del rumbo de las directrices. Pero, a la vez que esas fracturas de primer orden o causales, se presentan en los bordes otras muchas, verdadera red de juntas a modo de labor de musivaria que *ha aprovechado el hundimiento, pero no lo ha producido.*

Son de especial importancia las fallas del Rin que se extienden desde las montañas del Jura, 500 kilómetros al nordeste y norte y se distinguen de las restantes de la cordillera varisca por su dirección y la ancha fosa que encierran (de 8 a 34 kilómetros de amplitud). Para explicar su origen se ha apelado a veces a un anticlinal roto, pero también se ha advertido la notable semejanza de las fallas renanas con las del Mar Rojo, producidas por tensión.

Cruzan el centro de Alemania largas fracturas rectilíneas, pero no paralelas, que producen pilares oblongos tales como la selva de Turingia, y que determinan el sistema «herziniano» de Leopoldo de Buch (que aun admiten algunos geólogos alemanes) y que se ha creído que debe relacionarse con las de Karpinskii que penetran de Asia en Europa. Tales líneas son la *falla de Ratisbona*; el gran *Vallado de Bohemia*, con 200 kilómetros de longitud; el *límite de Fichtelgebirge*, y la *Selva de Turingia*. Señala el borde norte del Harz una fractura, acaso prolongación de la tan distante del Elba, en Sajonia. De la grieta entre los Sudetes y el neis de Moravia, al norte de Brünn, procede un gran haz de fracturas que cruza el norte de Bohemia y que giran al nordeste en la última parte de su recorrido. Es notable en esta región la *grande fractura del Elba*.

Esta serie de fracturas tienen origen independiente del plegamiento varisco; son posteriores al permiano y a la gran mayoría del cretáceo. Sus caracteres difieren lo mismo de los Altaides europeos que de los de las fallas del Rin, pero presentan el rasgo común de que en la región alpina no se descubre señal de ellas. No pueden atribuirse a movimiento que proceda súbitamente de Asia, porque son de diferente edad. Lo que sí puede afirmarse es que *el contraste que tales fracturas presentan con los pliegues corresponde al que se revela más al este entre los lados norte y sur del pilar de Azow.*

El siempre original y no pocas veces desorientador plan de Suess, en el des-

arrollo de su inmensa obra, destaca de modo especial cuando antes de ocuparse en presentar las particularidades del sistema alpino propiamente dicho conduce al lector a aquellas formaciones altaicas que más se alejan de los núcleos primeros que les dieron nombre.

Así en el capítulo XI presenta de atractivo modo el interesante desarrollo de los Altaides al otro lado del mar, en el norte del continente americano, y en el capítulo siguiente nos muestra aquellas ramas que ocupan el norte de Africa.

Por fuerza se nota en ambos capítulos cierta disparidad entre el prolijo detalle con que describe algunos elementos y los rasgos geniales, pero a veces sobrado imprecisos, con que insinúa la marcha de determinadas formaciones, por ejemplo, en el centro de los Estados Unidos y mucho más aún en el Africa occidental.

## ARMÓRICA Y LOS ALTAIDES AMERICANOS

El hundimiento de la meseta central de Francia se produjo siguiendo fracturas marginales de muy distinta dirección, de modo que trozos de líneas y aun líneas enteras se han considerado a veces fallas y otras pliegues que se dirigen de pilar en pilar, mientras que de estos mismos emergen venas de cuarzo (de igual modo que el Vallado de Bohemia continúa más allá del país terciario de Eger y reaparece en el Erzgebirge); todo lo cual prueba cuán difícil es distinguir de los pliegues póstumos las fallas que proceden de los pilares cuando siguen la misma o casi la misma dirección. Sólo se distinguen con facilidad caso de que ambos rumbos divergan.

Si de la meseta pasamos a Bretaña advertimos que allí se distinguen tres líneas principales de denudación: el eje de *Cornouailles*, largo anticlinal de neis antiguo, que sigue la costa sur desde Kimper a Vannes y Nantes; el eje del León, segunda faja neísica ajustada a la costa septentrional hacia el nordeste, de modo que si se prolongara cortaría a la primera línea en la mar al oeste de la isla de Ouessant; una faja intermedia primaria donde radican las cuencas carboníferas de Chateaulin y Bélair. En el centro de estas zonas se advierte de qué modo un antiguo sistema plegado puede quedar cortado por otro más moderno. Para la región bretona es inadaptable el criterio de considerar que los arcos de un gran sistema plegado se alzan en serie regular uno tras otro.

Hace muchos años se emitió la idea de que en cada región el plegamiento se repite siempre según las mismas líneas. Es decir, que en los terrenos que ocupan espacios intermedios de los pilares y donde se han producido plegamientos póstumos, éstos eran, en cierto modo, renovación del plegamiento en los pilares. Pero hay que advertir que de éstos no *emergen pliegues, sino fracturas*, de modo que *los pliegues póstumos de las cuencas de Londres y París están en igual relación con los pilares que las rodean, que la que con los Alpes tiene su cenefa; es decir, que constituyen estructura semejante, pero más abierta y en escala menor.*

Para formar idea del desarrollo de los sistemas varisco y armórico, imagine-mos el del plegamiento póstumo alpino que se extiende hacia el norte, incorporándose en su progreso pilares menores. La anchura de los Alpes es de 200 kilómetros desde el lago Mayor al borde exterior del Jura, al sur de Basilea, y otros 200 de Bérgamo a Bregenz.

Pues bien, el arco armoricano tiene 400 (doble del alpino). Respecto del arco varisco dificulta el cálculo su más avanzado despiece en pilares. Lo dicho muestra cuán enorme magnitud tienen aquellos pretéritos sistemas y de qué modo el armoricano dejó espacio para una de las formaciones plegadas mayores del mundo: los Altaides, que, por armonía de proporción y por lo que advertimos en otras regiones del Globo, no podemos admitir que terminen entre Dingle Bay y la Rochela, sino que hemos de buscar su prolongación al otro lado del Atlántico, lo que, naturalmente, conduce a la imaginación a las costas de rías de Terranova y Nueva Escocia.

En Terranova los anticlinales se arrumban al NNE. y a NE.; en Nueva Escocia la dirección oriental se manifiesta hacia el océano; en la Charente los depósitos de agua dulce del Weald alcanzan la costa atlántica. Todo induce a buscar la unión de ambos continentes, y eso fué lo que en 1887 hizo Marcelo Bertrand, quien trazó las directrices trasatlánticas, con lo que dió enorme avance en el conocimiento del plan a que obedece la estructura del hemisferio septentrional.

Primer indicio de esta prolongación es el banco de Porcupine, que continúa las isobatas inferiores a 200 metros, leve pero claro indicio de la prolongación de continente, ya que en alta mar la profundidad normal de aquellos parajes es de 4.000 metros. También se sabe que durante la colocación de los cables en medio del océano se halló una loma rocosa entre los meridianos 33° y 36° y paralelo 51°. Se señala ahí un pliegue que coincide con la hipotética directriz de Bertrand. Frente a la costa norteamericana están los bancos de Laura Ethel, Milne y Terranova entre los 800 y 400 kilómetros de tierra firme, y dentro de la isobata de 100 metros, antes de alcanzar aquella costa de rías, una de las más características de este género en el globo.

La relación entre ambos continentes puede seguirse desde la época precarboñífera. En la región atlántica se han hallado eslabones de unión entre las floras de Europa y América. Parece que la más antigua de este país ha de buscarse en Terranova, Labrador y Groenlandia, y la de Europa en la margen del antiguo Escudo Escandinavo. Se ha dado a esa flora el nombre de *Eriana* porque se presenta de modo particular en las orillas del lago Erie. Por eso también se denomina *continente de Eria* a la gran tierra de tal edad que debía unir la actual Europa con los actuales Apalaches.

Los yacimientos carboníferos de Cracovia, baja Silesia, el Ruhr, Bélgica, sur de Inglaterra y norte de Gales, corresponden a los campos carboníferos de los Apalaches. Pero ha de notarse que en Europa existen en la base de los yacimientos carboníferos, calizas de origen marino del piso inferior e intercalaciones marinas del Culm, y que hacia el este tales formaciones reúnen caracteres cada vez más litorales, como si el avance de los pliegues variscos y armoricanos hubiese rechazado al mar carbonífero superior del centro de Europa, de igual modo que retrocedió más tarde el Mediterráneo ante el avance de los Alpes. Así como al norte de los Alpes faltan los sedimentos marinos del tercer piso mediterráneo, falta el carbonífero marino superior al norte de los arcos varisco y armoricano, de suerte que para observarlo hay que ir a Asturias, a los Montes Cárnicos o a Rusia. Pues en el norte de América el proceso es más notorio. Si bien la caliza marina del carbonífero inferior se extiende hasta Nueva Brunswick y Terranova,

no hay intercalaciones marinas en los yacimientos carboníferos del nordeste. Tales intercalaciones comienzan al oeste de Virginia y Ohio y el carbonífero superior, de manifiesto origen marino, sólo se ve al oeste de Iowa, Illinois, Kansas, Oklahoma, Arkansas y Texas.

Hay notable relación entre los fósiles del carbonífero superior de Arkansas y los de Lo-Ping (provincia China de Jun-nan), cual si en la época carbonífera hubiese existido un océano Pacífico que se extendiera desde la parte occidental de la América del Norte hasta Alaska, el Japón y parte oriental de Asia, bastante tierra adentro. Los yacimientos carboníferos más ricos y extensos de los Estados Unidos están al oeste de los Apalaches y más allá del Misisipí, allende Arkansas.

La cordillera de los Apalaches, por su posición y recorrido, se nos muestra como parte de los Altaides. Las discordancias, correspondencias de pisos y faunas y demás caracteres de los terrenos de la costa occidental de los Estados Unidos, idénticos a los observados en el Tian-Xan, en los Sudetes y Bretaña, muestran que el edificio montañoso a que pertenecen los Apalaches es pre-permiano, circunstancia que revela que *los movimientos que han producido los Altaides se propagaron al otro lado del océano.*

Lo observado indica que al norte del actual océano Atlántico se extendía el continente devoniano de Eria. Al sur y al este del lugar que dicho continente ocupaba, están las costas de rías de Dingle-Bay y la Rochela, donde el plegado sistema armoricano se oculta bajo el mar; al oeste del repetido continente devoniano están las costas de rías de Terranova hasta donde avanzan los Apalaches, cuyos extremos libres en el sudoeste (sin duda, extremos de los Altaides), son los montes Wichita y la sierra Comanche (Oklahoma).

Lo mismo el sistema armoricano que los Apalaches están plegados hacia el norte. En Europa, según avanzan hacia el antepaís los pliegues armoricanos y variscos, retrocede el mar carbonífero. En América, conforme los pliegues de los Apalaches se aproximan a su antepaís laurentino, rechazan hacia el sur el mar de Terranova.

Hay asombrosa semejanza entre las floras carboníferas de Moravia y Silesia, norte de Francia y norte de América; lo mismo en sentido vertical, o sea desde el Culm al Rothliegende, que en sentido horizontal desde el Vístula a Oklahoma; correspondencia que, unida a las discordancias, denota relación entre los movimientos a ambos lados del océano.

Pero al sur del paralelo 51° norte, o sea al sur de la línea directriz que relaciona América con Europa, la índole de la costa ya no es la misma que en el norte. En la vertiente interna de los Apalaches (la oriental) se encuentran las floras terrestres del Keuper y el neocomiense. Los depósitos marinos comienzan en el senonense. La fase negativa del Wealdense se revela a ambos lados del océano desde el Vístula a Dakota (más de 100 kilómetros de longitud por los paralelos 45 a 60). Luego comenzó la gran transgresión cenomanense que originó las formaciones calizas del Karst, Siria, Arabia, el Sahara, Texas y Méjico. Después el cenonense avanzó en todas partes más allá de los límites de esta transgresión; por el norte hasta la isla de Disko (costa occidental de Groenlandia); por el sur hasta la región antártica; en el este hasta el Aral, y aun llegó a las costas del Pacífico. Por el oeste hasta Maryland en el oeste de los Estados Unidos.

## LOS ALTAIDES AFRICANOS

Al tratar de la orografía de Africa recuerda el autor la escasísima cantidad de datos que poseía cuando escribió la parte primera de su obra. Los debidos a viajes científicos anteriores a aquella fecha se referían a los terrenos arcaicos que desde Jartum se dirigen a poniente del valle del Nilo, afloran luego en el Ahagar y contienen volcanes en el Air. Conociase al norte de este sistema extensa región paleozoica; también había noticia de la transgresión cretácea, que alcanza hasta el Nilo por debajo y por encima de Asuam, y sabíase también que esa formación cretácea albergaba a otra eocena y que dentro de esta última existía el mioceno, que llega acaso a la desembocadura de aquel famoso río.

El gran número de expediciones efectuadas en los veinte años que separan aquella primera parte del presente volumen de la obra de Suess permitieron al autor ampliar su examen y modificar o concretar conclusiones acerca del conjunto orográfico a que da el nombre de *Altaides Africanos*.

Admite en principio la existencia durante la época terciaria de un mar que abarcaba los lagos de Tinbuctu (hoy hacia los 300 metros de altitud), y que recibía del sudeste las aguas del Alto Níger actual y del norte las del actual Guadi-Messaud (que conducía las aguas desde la región del Gran Atlas a esas depresiones). Afirma también que caso de que en aquella comarca se comprobara la misma sucesión estratigráfica enunciada respecto del desierto Libico, resultaría que los mares secundarios y terciarios, a los que se deben los depósitos que llegan al Nilo, comunicaban con el Océano por el Bajo Senegal.

Juzgaba el autor aún admisible cuando escribió esta parte cuarta de su obra la antigua división del desierto que estableció en la primera, donde distinguía una región arcaica y paleozoica y otra cretácea y terciaria. Los nuevos datos le permiten ampliar aquí lo dicho antes y consignar que la zona arcaica de neises, pizarras cristalinas, filadios, cipolino y granito presentan pliegues levantados, con dominante dirección meridiana, a los que sólo interrumpen desviaciones locales y nota que se advierte lo mismo en el basamento arcaico que en las capas envueltas en los pliegues. Dicha unidad no se rompe en inmensa distancia al este ni al sur, pues se reconoce desde el oasis de Tidikelt (a los 27° norte), por Togo y Dahomey (8° norte) y el gran recodo del Níger, hacia el paralelo 15°. El contraste entre el plegamiento de los terrenos inferiores y la disposición tranquila del devoniano transgresivo recuerda el sistema caledoniano de Europa, con el cual tiene aquel basamento dos caracteres comunes, a saber: la prolongación del rumbo submeridiano (en Europa desde Noruega o el Spitzberg a los Mendips, con amplitud de dieciocho a veinte grados de latitud y en Africa de diecinueve a veinte grados entre Tidikelt y el Dahomey), y que se manifiesta en cadenas largas, a veces rectilíneas, sin esas directrices curvas propias de las montañas modernas, y que, además, al parecer no se combinan en una cadena principal. La edad es el segundo carácter común, ya que en Europa es predevoniana y en Africa anterior al siluriano superior. En suma, parece que las cordilleras africanas son, respecto de los Caledónidos, lo que los pliegues producidos durante el Culm respecto de los Altaides, que se adaptaron al mismo plan en las épocas carbonífera y prepermiana.



En vista de lo expuesto, y atento a su método de clasificación, atribuye Suess esas cordilleras africanas al sistema submeridional, sublineal que terminó en Europa antes del devoniano y en Africa antes del siluriano superior, y las denomina *Caledónidos del Sahara o Saháridos*.

Para apreciar la verdadera situación de las formaciones africanas en la corteza terrestre debe recordarse la dirección transversal de las cadenas prepermianas y la gradual reducción del espacio en sentido de norte a sur, según el rumbo de las alpinas. Hay que tener en cuenta, además, que *Africa es respecto de Europa continente meridional, pero respecto del planeta es continente ecuatorial*.

Precisada así la situación del continente africano y de sus sistemas orográficos, recordemos que según se avanza de norte a sur en el hemisferio oriental, hallamos primero la estructura caledoniana desde Noruega (acaso desde el Spitzberg) a los Mendips (sur de Inglaterra); luego los Altaides de Francia y Alemania; después los Alpídos y los Altaides hasta Túnez y Argelia; en seguida *otro cinturón de Altaides* (a los que se refiere el autor en este capítulo), y al sur de éstos los Saháridos. Mucho más al sur, en la Colonia del Cabo, hay restos de otro sistema plegado, orientado al norte y que recuerda las cadenas asiáticas.

En el Sahara hay indicios de plegamiento herciniano y prepermiano acaso, y sin duda posterior al carbonífero inferior y anterior al cenomanense. Cerca de Figig (sur de Marruecos, 32° norte) comienza agrio anticlinal arrumbado de este a oeste, compuesto de formaciones jurásicas, y que luego integra parte del Atlas mediterráneo. En el lado meridional de este sistema hay una cadena jurásica, el Yebel Melias, donde la caliza de esa edad monta sobre el cenomanense de su país frontero. *Ese paraje marca el límite entre el Atlas mediterráneo y su antepaís*.

A partir de allí todo cambia; al ancho desierto de arena de la vertiente meridional reemplazan grandes montañas que se dirigen al sureste; zona de cadenas paralelas cuya edad impide precisar el vacío que existe allí entre el carbonífero inferior y el cenomanense, pero que es lógico atribuir al conjunto prepermiano, o sea a los Altaides. Este es el cinturón altaico antes citado, que precede a los Saháridos.

El Atlas mediterráneo pertenece a las cordilleras alpinas, y consta en grande parte de capas mesozoicas plegadas. Su cara interna es la septentrional. En el Rif se encorva y cruza el mar en las columnas de Hércules para continuar por la cordillera Penibética. Al sur del Atlas irradian ramas más allá de Fez y hacia los cabos Espartel y Ghir.

A menudo se ha descrito como antepaís del Gran Atlas, ancha faja de tierra acuñada entre esas cadenas más cortas. En el lado meridional de ese supuesto antepaís se alza el largo pliegue de Yebilet o Pequeño Atlas, que se inclina al sur, hacia la ciudad de Marraqués. Luego aún más al Sur, el terreno se eleva rápidamente hasta el Gran Atlas, muchos de cuyos picos pasan de los 3.000 metros de altitud, y uno de ellos alcanza los 4.500.

En Marruecos hay dos sistemas de pliegues: el primero precambriano y el segundo terciario, que forma las cordilleras mediterráneas. Los pliegues prepermianos, que afloran en la costa entre Casa Blanca y Rabat, componen grande parte del Yebilet, las cercanías de Marraqués y el Gran Atlas. En ellos hay neises, granito y pizarras antiguas, siluriano, devoniano y carbonífero inferior. El permiano, asociado muy a menudo con rocas eruptivas, siempre aparece, o bien separado por una dislocación, o superpuesto en discordancia.

Entre los afloramientos prepermianos de la costa occidental y el Yebilet se extienden varios anticlinales más cortos y modernos cuyos estratos no se depositaron en aguas profundas. El permiano rojo se distingue con dificultad del rojo triás que contiene yeso, sal y ofita como en los Pirineos. El jurásico, especialmente en el oeste, tiene poco desarrollo o falta por completo. Existe el cretáceo inferior; el cenomanense se presenta en transgresión, y lo mismo que en el Sahara comienza a menudo con depósitos de yeso.

Las observaciones conocidas acerca de parajes tan distantes unos de otros como son los de la región del Atlas y los de las costas del Senegal y de Guinea, no permiten sentar conclusiones definitivas; pero es lógico suponer que, de igual modo que la virgación permiana llega muy al sur por el Sahara central, existan también puntos aislados prepermianos en Mauritania.

De modo que desde el sudoeste de Europa una gran rama de los Altaides, a veces interrumpida y oculta, pero siempre reconocible, se extiende con rumbo 20° este, y en levante con rumbo meridiano, por Casa Blanca, el Yebilet, Marraqués y el Gran Atlas, al menos hasta el Guadi-Sus y las fuentes del Draa.

Termina el autor su variada, original y a veces desorientadora exposición de la marcha, estructura, tectónica y orogénesis de los Altaides europeos, con la exposición más detallada de las cordilleras alpinas en las que distingue primero los Alpes propiamente dichos, y luego los Alpes orientales, consignando las características de cada una de sus diferentes ramas. Pero en rigor no es descripción metódica y acabada, sino exposición de estructuras que le sugieren sagaces observaciones y detallado análisis de algunos puntos concretos de que se ayuda para ratificar sus puntos de vista. Finalmente, recoge las observaciones de esta larga serie de capítulos y las concreta en el que titula Altaides póstumos.

## LOS ALPES

Lo dicho en el capítulo anterior acerca de la orogenia del norte de Africa manifiesta la situación del *Sistema Alpino* o *Alpidos*, nombre genérico de las cordilleras cuya parte principal constituyen los Alpes propiamente dichos, y que se extienden desde el mar Negro al Estrecho de Gibraltar.

Lo consignado en varios capítulos anteriores muestra que los Alpidos pertenecen al conjunto orográfico que ha denominado Suess Altaides póstumos, y el cual examina en el capítulo XV de esta parte cuarta de su obra.

Al norte de los Alpidos están los predevonianos Caledónidos, con rumbo casi meridional, lo mismo que los Saháridos, algo más antiguos, y que se extienden por el sur de los Alpidos. Pero conviene advertir que ambos sistemas, los Caledónidos y Saháridos, encierran, además de los Altaides póstumos, a los Altaides prepermianos, cuyo rumbo, transversal al casi común de ambos sistemas limítrofes, revela nueva fase de formación montañosa. Sus res'os, rotos en pilares, se alinean en arcos desde Silesia, por Alemania, Francia, España y Marruecos. Estos pilares de los Altaides prepermianos componen el marco, dentro del cual se han levantado los Altaides Póstumos o Alpidos.

Para formar cabal idea del desarrollo de los Altaides prepermianos conviene

seguir la línea meridiana que cruza el antiguo continente desde el Spitzberg al cabo de Buena Esperanza, por ser esa la única parte del mundo donde ha ocurrido en grande escala el movimiento prepermiano, ya que las montañas de El Cabo son límite de edad permiana y los pliegues póstumos de la cuenca de Londres y París alcanzan poco desarrollo. Dentro de esa cenefa han ocurrido todos los plegamientos (consecuencia de la contracción terrestre) a partir de la época carbonífera.

En cuanto a los Alpídeos, no son tan independientes de los Altaides prepermianos como éstos lo son de los Caledónidos y Saháridos, sus antecesores en la historia del plegamiento terrestre. Por eso, a pesar de su estrecha relación con la orografía asiática, los Alpídeos presentan ramas libres lo mismo en su extremo occidental (Baleares) que en el oriental (Balcanes).

El estudio de los Alpes propiamente dichos comenzó, como es lógico, con la descripción analítica, a la que siguieron síntesis locales que gradualmente fueron destacando la unidad de conjunto, carácter pasivo de la mole central, estructura asimétrica, movimiento general hacia el norte y la condición del antepaís, de dique o presa para las ondas corticales. Determinadas luego las líneas directrices alpinas, sirvieron para relacionar con los Alpes a los Cárpatos y a los Apeninos y para separar los Dináridos. Fué esclareciéndose la interpretación de la estructura interna, y para ello se dió el paso decisivo con la demostración de que una gran masa de la corteza puede transportarse horizontalmente larga distancia.

Esta última teoría, tan debatida aún, de las *zonas de cobijadura* sentó el principio de que hay trozos enteros de cordillera que han corrido sobre otros, arrasados, volcados a veces y hasta invertidos, y así se llegó a la conclusión (en 1903) de que la zona entera de los Alpes Calizos orientales, con 480 kilómetros de longitud, *flotaba*, por decirlo así, en un basamento ajeno a ella.

Tres límites de diferente naturaleza permiten al autor dividir los Alpes en varias regiones:

El límite *Dinárico* sigue casi en línea recta la vertiente meridional de los montes Bacher en Stiria, larga distancia al noroeste; cruza el Brenner entre Brixen y Sterzing, gira luego y, por último, cruzando la parte septentrional de los lagos Como y Mayor, penetra en la llanura de Lombardía. Es línea de compresión e intrusión.

El segundo límite *separa los Alpes orientales de los occidentales*.

El tercero, menos marcado, dentro de los Alpes occidentales, *separa a los Piemonteses de los Helvéticos*; se dirige por el lado oriental del Mont-Blanc hacia el valle del Ródano y luego a la ladera meridional del San Gotardo.

Allí donde los pliegues alpinos ciñen el pie de una mole antigua, se mueven como el agua en el borde de una presa, de modo que su desviación del rumbo de los pliegues más antiguos (a veces los que forman el obstáculo), llega a ser en ángulo recto. A la vez los extremos de las moles antiguas se resuelven en anticlinales neísicos que encierran a sinclinales sedimentarios, los cuales desaparecen hacia el interior de la uniforme masa de aquéllas, fenómeno debido a la erosión, supuesto que allí donde ésta ha sido menor alternan anticlinales antiguos con sinclinales más modernos, estructura que se denomina *interdigitación* (porque recuerda la disposición de los dedos de una mano colocados entre los de la otra), aunque también se llama *plegamiento extremado*, a mi juicio, más por el aspecto que por la realidad del fenómeno. A otra clase de plegamiento se ha dado, según

Suess, demasiada importancia, por ejemplo, a la *estructura en abanico*, pues si bien se advierte tal disposición en el corte Chamonix-Courmayer, la mole del Mont-Blanc, en general, consta de pliegues hacinados invertidos el noroeste. El autor concibe el antiguo basamento del Mont-Blanc como cuenca de pizarras cristalinas a cada lado de la cual hay una zona de pizarras antiguas con asomos graníticos, y cree también que los tramos de la zona del Mont-Blanc que pertenecen al grupo de las intrusiones graníticas variscas del Erzgebirge, el Harz y otras cordilleras, no han de describirse como pilares variscos, sino como partes del basamento de los Alpes, *plegadas con las rocas superpuestas*, y que asoman en la superficie merced al *levantamiento de los ejes* de plegamiento.

En las capas mesozoicas de los Alpes suizos distingue Suess tres fases: la helvética, la del Briançonnais y la piamontesa. En la última preponderan pizarras lustrosas metamórficas y rocas verdes básicas; rasgos accesorios posteriores a la facies original de la que son ajenos. Esta serie difiere de la helvética, pero en los apretados haces de pliegues y hojas es posible que existan series mezcladas. En cuanto a la palabra Briançonnais se le ha dado a veces sentido más estricto y otras más amplio, pero suele referirse a manto arrastrado desde distancia.

Mientras los sinclinales antes descritos cruzan la zona del Mont-Blanc y fuera de ella constituyen grandes cordilleras calizas, entre el Mercantour y el Pelvoux la referida zona presenta un gran vacío o hueco a través del cual las impelidas montañas salen hacia el oeste como por ancha compuerta de una presa sale el agua de un río o como avanza el hielo de un glaciar que excava el suelo y fuerza su camino por estrecho paso. En este forzado avance y consiguiente hacinamiento se han producido frecuentes cobijaduras, hasta el punto de que cerca de Vence (noroeste de Niza) una hoja de triás y jurásico ha corrido sobre mioceno marino y luego se ha doblado de modo que *el triás ocupa un sinclinal mioceno y el mioceno se oculta bajo un anticlinal de triás*.

Las hojas cobijantes son en su origen pliegues sinclinales o anticlinales. Se ven a veces hojas con 20 ó 40 kilómetros de arrastre, y en ocasiones han barrido en su carrera jirones del basamento (éste es el citado fenómeno de excavación en la base de la compuerta, según el símil que antecede).

Muchas grandes cobijaduras alpinas son anteriores al Flysch oligoceno, como lo prueba el hecho de que yazan sobre sus depósitos; pero los movimientos de las grandes cadenas son todavía más modernos. Entre la zona del Mont-Blanc y el límite dinárico están los terrenos tan alterados que calizas mesozoicas situadas a grande altura se han transformado en mármol y en pizarras lustrosas; el permiano y carbonífero en pizarras grafiticas; en suma, es difícilísimo deslindar a veces los sedimentos carboníferos normales y el neis. No hay duda que un tiempo existió allí, concordante bajo el triás, gran serie de depósitos permianos y carboníferos, transformados hoy en filadios micaceos y neis talcoso; metamorfismos debidos a influencias, tales como elevación de temperatura, además de las mecánicas.

Más al este se repite el fenómeno de interdigitación antes citado, de modo que lenguas de terrenos mesozoicos se abren camino hacia el sur, entre los neises, cuya mole, dividida en pliegues cobijantes, se dirige hacia el norte, y a la vez, cada comarca se apoya en la que le precede hacia poniente. La dirección de los pliegues es aún la de los Alpes, pero cada fragmento buza al este y por eso se cobijan uno tras otro, piso a piso, hacia el oeste, en serie de escalones tectónicos que

dan frente al último rumbo. En general, los hechos observados indican el movimiento hacia el exterior, debido al arqueamiento de los Alpes.

Conviene notar la diferencia esencial entre los pliegues apilados del tipo del Simplon y las estructuras debidas a movimientos horizontales de una hoja sobre otra. Los del conjunto de los Dináridos hacia el norte no obedecen a plegamiento.

Las estructuras alpinas que siguen la costa ligur y constituyen las islas del mar Tirreno muestran que Cerdeña y Córcega pertenecen a una potente rama de los Altaides denominada *rama corsa*. La dirección en la citada costa de Liguria y la predominante al sur o sureste en Córcega, así como la correspondencia de los terrenos, muestran que en el cabo Corso reaparecen los Alpes Piamonteses. En cuanto a la isla de Elba y otras menores y próximas son fragmentos del sistema alpino, cuyos apretados pliegues se dirigen al sur y suroeste de Córcega, con rumbo meridiano en Elba y con ligeras desviaciones en la comarca cretácea y eocena de los Apeninos.

Sólo es posible formar concepto del conjunto de la estructura abarcando desde los Alpes Ligúricos hasta la mole sardo-corsa y el uniforme arco que los Apeninos describen hacia la llanura del Po y el Adriático. En el norte, entre Génova y la llanura de Lombardía, esa región es estrecha, pero rápidamente ensancha hacia el sur, entre la costa oriental de Córcega y el borde externo de los Apeninos; su forma triangular depende de la divergencia de los pliegues.

Tal es la disposición de las líneas directrices que muestran que los Alpes Ligúricos son segmento, a modo de pilar, de los Piamonteses, a los que limita por el sur el hundimiento tirreno y por el norte el terciario, bajo el cual buza, y presenta la serie completa desde el oligoceno hasta lo más moderno, que contribuye a rellenar el hundimiento de Lombardía.

En definitiva, la curva de los Alpes comienza tal vez en el gran San Bernardo; sigue la rama principal por los Alpes Ligúricos; los Alpes Piamonteses reaparecen en el nordeste de Córcega y la isla de Elba muestra la relación entre los Alpes y los Apeninos.

## LOS ALTAIDES PÓSTUMOS

Resume en este capítulo el autor su examen de las cordilleras altaicas que ha seguido desde Asia, de donde parten y toman nombre hasta la costa oriental del norte de América, lo que hace con arreglo a su sistema de exponer primero las líneas generales; luego las características de las diversas ramificaciones; en seguida la condición de los sistemas más antiguos que a los Altaides encuadran y limitan, y, finalmente, pormenores acerca de las ramas modernas que constituyen las actuales cordilleras de Europa; y dice, a propósito de ellas, que son Altaides póstumos, como formadas en los espacios hundidos entre pilares, restos de las primitivas formaciones altaicas y que se plegaron durante el terciario y aun en épocas posteriores. Los Altaides Póstumos pertenecen a Europa, excepto el Atlas mediterráneo, y les da también el nombre de Alpídos, porque su miembro más importante es el sistema alpino.

Con tal método y precisión expone Suess su doctrina en este capítulo, que

claramente muestra se trata de su estudio favorito y, en mi concepto, origen de los restantes suyos y, por tanto, de su colosal síntesis «Das Antlitz der Erde». No hay duda de que, entregado varios años al análisis de una parte del sistema alpino próximo a su residencia y de grande interés en la constitución del suelo de su patria, fué ampliando sus investigaciones, adquiriendo nuevos puntos de vista, y así marchó del análisis de varios territorios a la síntesis del conjunto. De aquí nuevos análisis de otras comareas alpinas que a la vez lo condujeron a síntesis más amplia (recuérdese su «Entstehung der Alpen») y, como es natural, apreciados en conjunto los Alpes, hubo de advertir su enlace con unas cordilleras, su separación de otras, la persistencia de ciertas líneas de plegamiento, y en fin, cuanto lo condujo al examen de la orogenia del globo. De este modo, en su obra inmortal, los análisis de países tan apartados como el centro de Asia, el norte del continente americano, el norte de Africa y sur y centro de Europa, lo condujeron a fijar la atención en la continuidad de esas cadenas que culminan en el Altai, se insinúan entre el Mediterráneo y el mar Negro, cruzan Europa y envían una rama a Marruecos, y otra, pasado el Atlántico, a los Estados Unidos. Llamó Altaides a estas cordilleras en conjunto; Altaides Póstumos a las formadas entre los restos de aquel sistema (muerto ya al parecer) y luego extendió a otros sistemas montañosos igual método de nomenclatura, agrupando, bajo un mismo nombre, las cadenas que obedecen a cierto proceso de formación limitado en el tiempo y en el espacio. Así creó los Dinaridos, Saháridos, Caledónidos, y así, hoy muchos geólogos, discípulos más o menos voluntarios y conscientes de Suess y sus impugnadores más en la forma que en el fondo, crean nombres análogos para nuevas agrupaciones montañosas.

Por tanto, considero imposible e inoportuno extractar capítulo tan pleno de doctrina, y que por sí mismo es extracto de los que lo anteceden. Me limitaré a exponer la marcha que sigue en el mismo.

Estudia primero los Alpes propiamente dichos (miembro principal de los Altaides Póstumos) y su subdivisión en hojas: la alpina oriental, en sus dos mitades; el grupo lepontino, donde considera la hoja del Dent Blanche; los Alpes Piamonteses; las hojas de cobijadura que desde éstos avanzan por territorio helvético; los curiosos rasgos tectónicos denominados ventanas y cinturón lepontinos y la hoja helvética. Estudia luego la prolongación de los Alpes hacia el nordeste; las relaciones de Calabria con Sicilia y de esta isla con Túnez y el desarrollo del triásico en el Mediterráneo occidental, lo que esclarece la índole de esa parte del mar de Tetis.

Después examina el segundo miembro de los Altaides, que abarca los pliegues de Provenza, el Pirineo y las montañas del norte de España y se detiene en ciertas relaciones y diferencias entre la cordillera Pirenaica y la Penibética, como ciertos rasgos de relación en ambos sistemas entre las rocas verdes y los sedimentos de mar profunda o depósitos de agua somera.

Respecto a las ocasiones en que el autor trata de nuestro país he vacilado, y aún vacilo, en referirme al grande número de trabajos españoles publicados desde que aquél escribió los últimos capítulos de LA FAZ DE LA TIERRA. Tal vez acometa la empresa (penosísima por muy a la ligera que se trate) de sintetizar o al menos enumerar los estudios españoles, a manera de apéndice de los Extractos del cuarto y último tomo.

LA FAZ DE LA TIERRA

# CUARTA PARTE

LA FAZ DE LA TIERRA



## CAPÍTULO PRIMERO

# INTRODUCCIÓN

**Análisis del tema.—Ensayo de determinación de un sistema de líneas directrices.—Plegamiento general de las formaciones más antiguas.**

Comenzamos nuestro estudio de la faz de la Tierra imaginando un observador que se aproximara a nuestro planeta desde el espacio externo y que, apartando las nubes de la atmósfera, contemplara la superficie del Globo que rodaría debajo de él. Supusimos entonces que ese observador, igual que apartó las nubes, fuera capaz después de apartar los mares y examinar la desnuda corteza de rocas y los grandes abismos del océano.

Imaginemos ahora que nuestro observador desvía su mirada. Otro globo, la Luna, brilla junto a él, iluminado tan sólo por un hemisferio. En ese caso no tiene necesidad de apartar nubes ni remover océanos; una mitad de aquel astro queda opuesta a él e invisible y no lo anima movimiento de rotación que altere la tranquila escena. Violentas sombras revelan la existencia de muros gigantescos de escoria en las orillas de los llamados «Mares»; advierte amplias áreas circulares, como el «Mare Crisium» y formas anulares como los circos de Aristóteles, Copérnico y otros análogos, que recuerdan, en cierto modo, los volcanes terrestres de Haway, y en los grandes circos asientan como parásitos otros menores, sin duda de origen más moderno. Por último, nuestro observador consigue descubrir signos de progresiva solidificación de la costra escoriácea (grietas de contracción, estrías de los cráteres) y reconoce semejanza creciente con los volcanes activos de la Tierra.

Entonces no puede menos de advertir, a la vez, las diferencias entre la faz de la Luna y la de la Tierra.

No sólo faltan en la Luna nubes y mares, sino que su superficie, cu-

bierta de restos vítreos, no revela aquellos cambios que resultan de la acción de la atmósfera y del agua, ni hay señal de depósitos estratificados.

Además, la Luna carece de esos sistemas largos y continuos de pliegues que forman las cordilleras terrestres. Por ejemplo, nada hay allí que pudiera compararse con los arcos marginales de Eurasia, y aquellas estructuras lunares que han recibido los nombres de Alpes, Apeninos y Cáucaso son murallas de escoria que, salvo el nombre, nada tienen de común con sus homónimas terrestres.

Es tan grande la parte que corresponde a los depósitos estratificados en la estructura de nuestra corteza, que casi podríamos hablar de la *estratoesfera* de la Tierra en contraste con la *escorioesfera* de la Luna. Sin embargo, también en nuestro planeta vemos extensas regiones cubiertas de modernas rocas, directamente consolidadas del material fluido, así como análogas más antiguas, tales como el granito, expuesto en extensas superficies por denudación de la estratoesfera, y las relaciones mutuas entre éstas y las rocas fluidas constituye uno de los problemas más importantes relacionado con la estructura de nuestras montañas.

La distribución de los volcanes que hoy existen basta para demostrarlo. Es sabido que los de las islas Aleutianas, de las Kuriles, Java y Sumatra, las Pequeñas Antillas y otras siguen líneas curvas que hasta cierto punto indican el trazado de cordilleras plegadas. Es también notorio que la línea volcánica de Méjico, las de América Central y las de las fosas etiópicas, cortan los pliegues de las cordilleras inmediatas con variados ángulos y conservan dirección por completo distinta.

Así, tenemos que distinguir entre *líneas volcánicas longitudinales* y *líneas volcánicas independientes*, y reconocer desde el primer momento la imposibilidad de estudiar por separado pliegues y volcanes.

Sin embargo, la variedad de fenómenos en la superficie de la Tierra hace forzoso establecer cierta clasificación antes de abordar la visión general de su conjunto. En capítulo anterior distribuimos las dislocaciones de la corteza en dos clases: las pertenecientes a los plegamientos y las debidas a hundimientos. Con arreglo a esta clasificación, trataremos en los sucesivos capítulos del plegamiento de modo principal, pero no exclusivo, mientras que el examen más detenido de las fracturas, desgarres y hundimientos, así como la relación entre las rocas fluidas con la estratoesfera, quedarán para la última parte de esta obra.

El estudio de las cordilleras plegadas, por medio de cortes transversales ha progresado mucho, y se ha intentado con éxito, más o menos favorable, reproducir experimentalmente las circunstancias que se presentan en la Naturaleza. El objeto de estos experimentos ha sido siempre obtener cortes análogos a los observados en el campo. Pero al mismo tiempo la investigación de la propia Naturaleza ha mostrado que aun las más atrevidas hipótesis, aventuradas hace pocos años acerca de la extensión del

movimiento horizontal, quedan muy por debajo de la realidad. Reyer imaginaba el plegamiento como especie de flujo de las rocas. Después que los geólogos de Francia y Suiza, con Marcelo Bertrand probaron la frecuente existencia de trozos aislados de pliegues acostados, *lambeaux de recouvrement* o zonas de cobijadura, se ha comenzado a usar la palabra *écoulement* para designar la especie de plegamiento que motiva tales estructuras. Por último, se han descubierto casos en los que el plegamiento ha sido tan sólo fenómeno accesorio y el movimiento tangencial produjo uno o varios extensos planos de resbalamiento.

Pero el estudio de las cordilleras por medio de cortes transversales es sólo una parte de nuestra tarea; también hemos de investigarlas en proyección horizontal. Hubo un tiempo en que cada simple anticlinal del Jura se consideró eje independiente de levantamiento; luego se hizo notorio que semejante serie de anticlinales paralelos había de tener origen común; admitióse pronto que existe cierta dependencia entre los Alpes y el Jura, y por último, la influencia del obstáculo que presentaba la Selva Negra, y resultó evidente que los Alpes y el Jura eran meras partes de un solo arco plegado del sistema más meridional, más interior y moderno de los tres sinuosos sistemas de pliegues que se han levantado, uno tras otro, por la Europa Central, desde el final de la época siluriana. Luego, con el avance de nuestros conocimientos hemos llegado al concepto de unidades de orden cada vez más elevado, y ahora se nos aparecen los diversos anticlinales del Jura como partes de un amplio conjunto.

Continuar este método sintético y agrupar los sistemas plegados en unidades naturales de carácter más comprensivo; exponer por medio de una sola y sencilla expresión la mayor parte posible de los plegamientos terrestres, tal es la tarea que ahora aguarda a los geólogos. *La disposición de las líneas directrices* que ha escrito la Naturaleza en la faz de la Tierra, eso es lo que se ha de determinar.

Es tan grande el espacio que cubren las aguas en el hemisferio meridional y tan incompleto nuestro conocimiento acerca de él, que apenas podemos esperar deducir nada de trascendencia. Por tanto, la presente investigación se limita casi exclusivamente al hemisferio Norte, y más en especial a la región que se halla al norte del extremo meridional de Eurasia y del Mar Caribe.

Aun así es bien ardua la tarea.

Cierto que sólo tienen valor morfológico conceptos tan sencillos como los de meseta y cordillera, cuyo contraste forma la base de muchas excelentes descripciones de un país, en lo que concierne a su aspecto exterior, pues ese valor de contraste se atenúa cuando se trata de examen más detenido de los caracteres tectónicos.

No hay duda de que existen grandes mesetas, tales como las que forman la caliza cretácea o la arenisca de Karoo; pero debajo de esas mese-

tas se encuentran siempre y dondequiera rocas plegadas. Puede hallarse el plegamiento a gran profundidad; mas, de que nunca falta responde el hecho de que *todas las rocas arcaicas de la Tierra han sufrido pliegues o una compresión equivalente.*

Podemos mencionar como ejemplos de este hecho fundamental y conocido el Escudo Báltico y el Canadiense, la discordancia en tantos puntos de sedimentos cambrianos, que yacen horizontales sobre rocas ya plegadas, y las discordancias entre los diversos miembros de las series precambrianas.

Si plegamiento supone compresión, podemos deducir de ese solo hecho que la superficie planetaria ha disminuído. Pero no es esta circunstancia la que ahora atrae nuestra atención, sino más bien el que plegadas cordilleras se hubieran arrasado antes del cambriano. Como esas cordilleras denudadas quedaron cubiertas por estratos cambrianos no trastornados, cual ocurre en las cercanías de Petersburgo, nos inclinamos a creer que el plegamiento antiguo no continuó o no se renovó desde época remotísima. Parece que en esas regiones la Tierra estuviese dormida o que la fuerza plegante se hubiera extinguido, en contraste con los países donde se han plegado los sedimentos recientes.

Según esto, advertimos también que *la fuerza plegante fué un tiempo activa en todo el Globo, pero hoy queda limitada a algunas regiones.* El plan o sistemas que buscamos debe abarcar, pues, fragmentos de diferente edad, y hasta es posible que los encontremos de varios sistemas diversos.

En los capítulos anteriores hemos examinado tan sólo porciones aisladas del sistema de grandes líneas directrices, aunque sin relacionarlas mutuamente, y tal aislamiento hace tan enigmáticos esos resultados parciales. De las conclusiones hasta ahora deducidas recordaré primero, a causa de su importancia geográfica, el contraste entre los tipos de costas del Pacífico y del Atlántico (II, pág. 205). Preguntábamos a qué extraña particularidad en la estructura de la corteza terrestre debemos atribuir el que desde el cabo de Hornos e islas de los Estados hasta Groenlandia, luego hasta el cabo de Buena Esperanza y también hasta el cabo Comorín y las bocas del Ganges, la costa de la tierra firme no presente en ningún sitio líneas directrices de plegamiento, mientras que desde las bocas del Ganges hacia el este, hasta el cabo de Hornos, tales líneas directrices siguen la costa o determinan su dibujo. Advertimos que la costa oriental de Australia presenta el tipo de estructura propio del Pacífico, y la occidental el tipo atlántico; de modo análogo la costa oriental de América del Sur pertenece al tipo atlántico y la occidental al del Pacífico. Pero esto no es todo; el arco de las Pequeñas Antillas y el de Gibraltar, casi simétricos, se doblan por completo al aproximarse a la región atlántica, como si alguna fuerza misteriosa y desconocida les impidiera la entrada en su dominio.

Cierto que la cuenca de Asturias nos muestra que antes de la formación del arco de Gibraltar existía análoga curvatura ocho grados más al norte (II, pág. 118); la dirección actual del arco de Gibraltar es repetición del más antiguo de Asturias. Pero es difícil concebir de qué modo pudo formarse una segunda vez semejante curva, a menos de admitir la existencia de olas que se propagasen por la corteza terrestre.

Más al norte todo es por completo distinto. Cordilleras plegadas avanzan hacia la costa atlántica, pero se ocultan bajo el mar. Así ocurre en Bretaña y el SO. de Irlanda, lo mismo que al otro lado del océano, en Terranova y Nueva Brunswik. Las costas de rías de esas regiones presentan un elemento que contrasta con los recurvados arcos del sur.

Estas relaciones denotan simetría entre las orillas oriental y occidental del océano Atlántico, aunque la trastornan de modo muy notorio dos elementos que aparecen dos veces en el lado europeo y sólo una en el americano, a saber: las costas de rías de Bretaña y las de los Pirineos y además el arco de Asturias y el de Gibraltar (II, pág. 130).

Cuando dejamos la costa para marchar hacia el interior de Europa nos impresiona primeramente la repetida reconstrucción de esta complicadísima parte del mundo. Los neises de las Hébridas se plegaron y arrasaron antes que la arenisca de Torridón cubriera sus restos. Sobre esta arenisca avanzaron escamas montañosas caledonianas que procedían del SE., en la época predevoniana. Hacia el final de la carbonífera ocurrió el plegamiento de los arcos armoricano y varisco. Cuando estos arcos se rompieron en pilares, ocurrió, aún más al sur, la formación de los Alpes que aquellos encierran. De este modo la estructura de Europa Central se ha renovado una y otra vez, y al mismo tiempo su borde montañoso ha ido retrocediendo hacia el sur (II, pág. 121).

Pero mientras esta repetida reconstrucción, desde el caledoniano hasta el plegamiento más moderno, se ha producido siempre de modo casi igual por medio de un movimiento procedente del norte, y el antiguo sistema se ha conservado y renovado en el Cáucaso, ya no ocurre así, sino algo muy opuesto. La dirección de esta cordillera es casi perpendicular a la de los Urales, y hacia el sur también difiere mucho, de la dirección del arco taúrico y de la del Iranio. Corre oblicuamente, pasado el frunce o síntesis de estos dos grandes arcos (I, pág. 492), con dirección invariable. En este caso apenas podemos hablar de unidad de plan, y, sin embargo, el Cáucaso es el que une las ramas de Tian-Xan con las más modernas líneas directrices de Europa Central.

Todo cambia de aspecto cuando pasamos del neto límite que corre desde el Guad-Draa, en la costa del Atlántico, hasta más allá de Java, y separa Eurasia de las comarcas del Mediodía. Los arcos que forman este límite, encorvados todos hacia el sur, aún indican la conexión de las varias partes de esa extensa región; si dirigimos la mirada a la costa oriental

de Asia, a los sucesivos festones de islas y archipiélagos, más abundantes en esta costa que en ninguna otra parte del mundo, entonces llegamos inevitablemente a la conclusión de que ese enguirnaldado de Asia obedece a alguna causa general.

Estos ejemplos y problemas muestran que la mayor parte de los hechos que podemos discernir respecto de la disposición de las líneas directrices se refiere a Europa y a la periferia de Eurasia. Cuando apareció el segundo volumen de esta obra era aún imposible una combinación de nuestros conocimientos parciales o de cualquier clase de síntesis, porque se desconocían por completo aquellas partes centrales de Asia, donde puede buscarse la unión de los arcos, o sea Siberia y Mongolia. Los últimos descubrimientos de los investigadores rusos han hecho posible tal intento. Aun hoy, y a pesar de la ayuda de muchos geólogos eminentes, sólo puede acometerse con la reserva expresa de que queda sujeto a grande y futura corrección.

La índole de la tarea que nos aguarda hace inevitable, sin embargo, el que sean muy dispares las descripciones que siguen. Será necesario tratar con cierto detalle de regiones poco conocidas, especialmente aquellas de las que no tenemos descripción general, mientras que en otros casos bastará referirse a documentos ya publicados.

## CAPÍTULO II

# EL NORTE DE SIBERIA

Asia.—El anfiteatro de Irkutsk.—La llanura de la Siberia occidental.—Transgresiones del estrecho del Turgai.—Serie de terrenos en la meseta de la Siberia oriental.—El río Angara.—La tierra de Gondwana, el Tetys y la tierra de Angara.—Pliegues marginales.—El granito de Nishni-Udinsk.—El Tunguska Pétreo.—El Tunguska inferior.—El Yenisei septentrional.—Las montañas tabulares de la divisoria.—El Vilyui y el Lena.—Resumen.

La mayoría de los que conocen aquella parte del mundo han admitido la estructura uniforme de las montañas asiáticas, descritas de diverso modo, según el punto de vista de cada observador. Semenow menciona en Siberia una serie de terrazas; el Gobi con el Jimgam forman el escalón más alto; el segundo, la comarca del Amur con el Sijota Alin y el mar con sus arcos insulares el tercero. Richthofen concibió, respecto de China, que el país entero buza en sucesivos y grandes monoclinales o flexiones hacia el Pacífico. Naunmann, a propósito del Japón, comparó Asia con una protuberancia cupuliforme rodeada de fracturas periféricas. En cuanto a Griesbach, dice que frente a las tendidas cordilleras del Himalaya se cree en un movimiento de la masa entera de Asia hacia el Sur.

Fijémonos ahora en el mapa de Asia.

Al este se ven fragmentos de arcos, así en la costa como en la orla insular; otros fragmentos se muestran al Sur, y todavía en el Ganges, en el Indo y aún más al interior, en Persia y en el Kuen-luen occidental, siguen las ramas divergentes del Tian-Xan. Estos arcos presentan diversos grados de curvatura; en algunos sitios se interfieren y en otros los desvían masas intrusivas, pero son indudablemente armónicos, esto es, dispuestos según plan uniforme a que se ajusta el conjunto, y nos deja suponer la existencia de un vértice común en el interior de la estructura.

Intentemos de nuevo formar idea de conjunto en el mapa.

Ese vértice común se halla inmediato a una fractura en forma de media luna, que rodea la región del Irkutsk, como anfiteatro. Cerca de su borde oriental se encuentra el lago Baikal.

Marchando desde los arcos plegados de la periferia hacia el anfiteatro de Irkutsk, advertimos que hacia el interior van cambiando las formas típicas de las montañas. En tan infinita y maravillosa variedad ha colocado la Naturaleza aquellos picos y cordilleras, que nadie puede verlas por entero, ni ninguna pluma describirlas. Sin embargo, podemos distinguir en el borde externo de la gran estructura, cerca del océano, gran número de volcanes, como el poderoso Kliutchev, el esbelto Fusi-Yamá, el humeante Krakatoa, el doble cono de Barren Island, y más allá el Koh-i-Taftán y los otros grandes conos del sur del Beluchistán. Más cerca del centro siguen los deslumbradores gigantes, blancos por sus cubiertas glaciáricas, de las grandes cordilleras, Gaurisankar, Mustagh-Ata y las del Tibet. Luego las largas y desnudas escarpas del Gobi, que se alzan sobre los *Bel*, basamento estratificado horizontalmente, que rodea a dichas escarpas y que contrasta con ellas en su contorno.

Cuando se alcanza el norte de Mongolia se entra en regiones privadas de su encanto por la edad. Desde las más altas crestas del Altai hasta el sur del lago Baikal y hasta el Amur superior y las costas del mar de Ojotsk, vemos una tierra de antiguas montañas que, ha sido completamente denudada o bien fracturada en pilares de escaso relieve, o que presenta características «formas monomórficas», según las denomina Radde. Son conos redondeados, más o menos aislados o dispuestos en grupos, que alzándose en la extensa llanura rebasan el límite de la región de las selvas. Cubren sus laderas restos y cantos con estrías y manchones de nieve intermedios. En Siberia los denominan «goletz», esto es, cabezas peladas (calveros); los picos de Bjelucha, en las montañas del Altai, el Munku Sardik, en el lago Kossogol, el Sojondo y otros muchos de las más altas cumbres de esa antigua cordillera presentan dicha forma en mayor o menor grado. Luego, allende las fuentes del Vilyui, muy adentro del desierto septentrional, existen extensas montañas tabulares, cuyos pies y laderas se componen de sedimentos paleozoicos antiguos, horizontalmente estratificados, mientras que las cumbres se componen de mantos de lava básica. A veces esas cumbres son tan rasas como una tabla, otras están rotas a lo largo de hendiduras y por la erosión en crestas de aspecto fantástico en las cuales los supersticiosos tunguses ven otras tantas fantasmas. Por fin se alcanza la «tundra» con sus transgresiones mesozoicas no trastornadas de las orillas del mar Artico.

De tal manera cambia de forma el paisaje. Solamente si fuera posible colorear los contornos y comparar los soleados jardines de Buitenzorg con el paisaje amarillento y escalonado del loes de China o con las nubes



de niebla que cubren las heladas tumbas de tantos nobles exploradores en las bocas del Lena, sólo así podríamos obtener idea más clara de la magnitud, diversidad y belleza del objetivo a que se dedica este capítulo y los siguientes.

Los contrastes en las estructuras entre campos y montañas no son menos llamativos que los de la forma exterior. Al pie meridional del Himalaya yacen capas terciarias modernas, invertidas; y al norte del Baikal se-



FIG. 1.—*Goletz, a orillas del Chon-Choldoi-daba (Alpes del Tonquín).*

(Fotografía de Herr Jatschewski).

dimentos cambrianos horizontales que se extienden hasta el mar Artico. En realidad el lago Baikal se halla cerca de un límite importante. Al sur de él se extienden cordilleras encorvadas, cuya forma arqueada aparecería aún más claramente si no estuviéramos habituados a unir fragmentos de distintos sistemas bajo ciertos nombres tradicionales, por ejemplo, Stanovoi, Sayan y Kuen-Luen. Al norte y al oeste del lago se extiende la región de lechos ligeramente trastornados y de aisladas montañas tabulares. Pero más al norte reaparecen arcos montañosos. Sólo hay dos de éstos: el de Verjoiansk y el poco conocido y dudoso del Taimir.

Así obtenemos una división previa de la parte oriental de Eurasia en las siguientes regiones: 1.º, los dos arcos boreales; 2.º, la llanura siberiana; 3.º, la gran región externa plegada en arcos.

Los arcos boreales quedan bien delimitados hacia la llanura; una parte del límite del arco de Verjoiansk señala en ciertas circunstancias el valle inferior del Lena. La llanura siberiana se divide, como pronto veremos, en dos partes diversas: la mitad occidental, la baja región del Obi, cubierta de sedimentos modernos. Es mucho más difícil describir el límite meridional de la llanura a causa de su vario carácter.

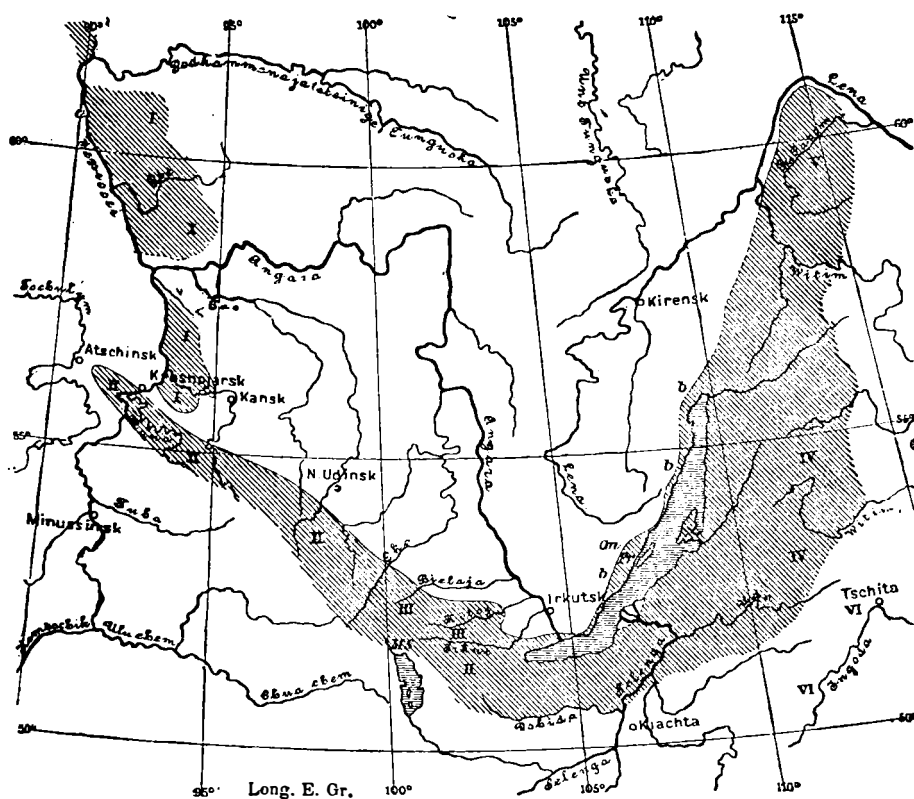


FIG. 2.—El anfiteatro de Irkutsk.

Pr, Primorskii Jrebet; On, Onotskii Jrebet; M. S. Muncu Sardyk.

Facilitará las sucesivas descripciones el insertar aquí un breve resumen del límite sur de la llanura oriental en la región que limitan el Yenisei y el Baikal. No puedo menos de expresar primero mi sincera admiración por las empresas de nuestros colegas rusos en Siberia. En muchas ocasiones tendré que darles las gracias por la información y auxilio que me han prestado.

*El anfiteatro de Irkutsk.* — El límite meridional de la llanura, al oeste del lago Baikal, retrocede hacia el norte y forma amplio anfiteatro; dentro de él se halla la ciudad de Irkutsk. También en esta región se hallan (fig. 2.<sup>a</sup>) el lecho del Angara, el Tunguska Pétreo, el lecho superior del

bajo Tunguska y el del Lena. La asociación de las cuencas superiores de tantos ríos basta para indicar la completa diferencia entre este sistema fluvial y el del Obi, en el que varias ramas se unen para formar una sola corriente principal.

Rodean al anfiteatro varios elementos: en el Yenisei medio las masas arcaicas (II) que corta una fractura a lo largo del río, entre su confluencia con el Tunguska Pétreo y el Angara, y que pueden seguirse hacia el sur, en manchas aisladas, al sur del Angara; más allá, una larga cordillera plegada (II, II), la mayor parte de la cual se denomina Sayan Oriental, Ergik-targak en el mapa, y que continúa cerca de Krasnoiarsk por alguna distancia hasta más allá del Yenisei. El Munku Sardyk (M. S.), en el lago Kossogol, y del que forman parte los Alpes de Kitoia y el Tunka (III, III). La parte oriental del borde pertenece a las montañas de la Transbaikalia, que se extienden desde las mesetas del Patom, en el Norte (V), a la altiplanicie del Vitin y su continuación al sur (IV, IV), y más al este por la nombrada ladera del Yablonoï en el Ingoda y Tshita (VI, VI).

Al oeste del Baikal hay otro estrecho cinturón montañoso ( $\mathcal{P}r$ ), íntimamente relacionado en estructura con las montañas transbaikálicas. Termina en falla algo al oeste de la orilla occidental del lago (*b*). Es la Jrebet Primorskii o Cadena del Lago. Todas las rocas que forman el borde del anfiteatro de Irkutsk son precambrianas y están plegadas. Estos fragmentos montañosos forman el borde meridional de la llanura oriental siberiana. El occidental es de índole en esencia diferente. Allí avanzan las largas ramas virgación del Tian-Xan; las partes exteriores de la llanura de la que se extienden entre ellas en el Ili, el Ishu y el Syr Darya deben considerarse cenefa meridional sin desagüe que rodea al gran sistema fluvial del Obi.

Delante de la virgación del Tian-Xan se encuentra una cordillera plegada, peculiar e independiente, bien marcada al oeste del Irtysh, que gana importancia orográfica en las estepas quirguisas.

Hechas estas advertencias preliminares, intentaré describir la llanura según los datos de que dispongo. Primero me ocuparé de su parte occidental. La oriental, o más correctamente la meseta oriental, la relego a segundo lugar, porque su estructura se relaciona más con la comarca montañosa que hemos de analizar en el próximo capítulo.

Los arcos boreales los analizaremos mucho después, cuando hayamos explicado las relaciones entre Alaska y las montañas de Verjoiansk.

*La llanura occidental siberiana.*—Esta llanura se abre hacia el mar Artico, y al SO. presenta el paso a través del cual fué, al menos durante algún tiempo, la unión entre dicho mar, el de Aral y la región mediterránea de Europa. De modo que el estudio de esa extensa región presenta particular interés en lo que se refiere a la índole de las grandes transgresiones.

En nuestro mapa la estepa oriental quirguisa se extiende al oeste de Semipalatinsk, a orillas del Irtysh, hasta Akmolinsk y más allá. Pero a menudo se olvida que en Siberia la palabra «estepa» significa lo contrario de «taiga», bosque primitivo, y, por tanto, se usa sin tener en cuenta la forma del suelo, siempre que éste sea pobre en lluvia y vegetación, especialmente la forestal.

La estepa quirguisa oriental es un extenso país montañoso que se alza por encima de los 1.200 metros. Su parte occidental casi cierra por el SO. la llanura siberiana, de modo que hacia el sur de los Urales sólo queda un paso relativamente estrecho en la divisoria entre el Tobol y el Irtysh; es el *estrecho de Turgai*.

Ese estrecho facilitó uniones temporales entre las aguas de Turania y el Mediterráneo.

Forman el límite occidental de la llanura los montes Urales; el oriental debe buscarse cerca del Yenisei. Jatschewski ha mostrado que las rocas arcaicas se extienden hacia el este hasta el Yenisei y desaparecen junto a este río, a lo largo de una falla continua y profunda, cuyo labio occidental ha descendido y que se arrumba al oeste, desde la confluencia con el Angara hasta cerca de la del Tunguska Pétreo (Podkamennaia Tunguska) (aa, fig. 2.<sup>a</sup>)<sup>1</sup>.

La orilla derecha, agria y rocosa, corta en ángulo agudo a las rocas antiguas que se arrumban al NO. En la izquierda, llana, las rocas antiguas han desaparecido, y en la extensa región que abarca más allá del Obi sólo vemos restos aislados de un manto de arenisca terciaria deleznable, casi completamente destruída, que asoma bajo los depósitos aluviales recientes.

Algo aguas arriba de su confluencia con el Tunguska Pétreo se ensancha el Yenisei. De sus aguas surgen peñones llamados las «Setenta Islas». Cerca del pueblo de Ossinowoi las rocas antiguas pasan a la orilla izquierda, de donde prosiguen a las fuentes del Taz. De modo que en este sitio termina el descenso citado.

Dirijamos nuestra atención a los sedimentos que ocupan la cuenca del Obi.

Dejando para más adelante las relaciones de los Urales con el Cáucaso, según constan en la importante obra de Karpinski, citemos ahora algunas consecuencias referentes al origen de las transgresiones y que debemos a los trabajos de los geólogos rusos.

La transgresión del jurásico medio se extiende desde las regiones árticas, por la cuenca del Pechora a la Rusia central, y se ha reconocido en Cracovia y hasta la parte más oriental de Baviera; se dirige hacia el sur desde Rusia, por la depresión turánica, hasta el Beluchistán, y bordea las orillas del océano Índico. Esta transgresión es desconocida hasta ahora en Siberia occidental.

Nikitin ha dado razonada cuenta de los hechos y ha demostrado que el mar del piso volgiense procedía del Norte, mientras que la transgresión del cretáceo medio y del superior procedía del sur y del oeste por las llanuras de la Rusia europea <sup>2</sup>.

Sokolow ha demostrado que al final del período eoceno, y desde luego durante el oligoceno inferior, existió en el sur de Rusia un ancho mar que comunicaba libremente con el también oligoceno inferior, del norte de Alemania. Este mar se retiró antes de la época del piso de Potalva; es decir, antes de la época de los bosques de ámbar <sup>3</sup>.

La última transgresión del Océano Artico que dejó señales en los parajes más septentrionales de Rusia fué positivamente de origen norteno. Es más reciente en grande parte que el período glacial.

El cauce actual del Tobol señala la dirección de la antigua comunicación de aguas por el estrecho de Turgai. Los ríos que afluyen por la izquierda para unirse a su curso superior muestran que los terrenos de los montes Urales todavía se hallan a escasa profundidad muy al este del borde montañoso y mantienen su usual dirección. A gran distancia aguas arriba de Kustanai, y por encima de la confluencia del Ayat, observó Krasnopsky pórfido, porfirita y rocas devonianas en el Tobol; y en el Ayat, entre su desembocadura y Nikolaievsk, halló porfirita, diabasa, señales de rocas carboníferas, depósitos mesozoicos con plantas y lechos marinos del cretáceo superior <sup>4</sup>.

En el Ayat el cretáceo yace horizontal sobre capas paleozoicas levantadas. Contiene *Ostrea vesiculares*, *O. acutirostis*, *Belemnites lanceolata* y otros fósiles. Sus caracteres son enteramente europeos. Pero según las observaciones conocidas, no se extiende más allá del Ayat, y en completo contraste con lo que ocurre en el Centro de Europa, no se conoce señal cierta de la transgresión del cretáceo superior en parte alguna de la llanura siberiana, excepto (y esto es poco probable) que se probara que correspondía a ella un remotísimo jirón, de carácter por completo distinto y situado a orillas del Sosva, en la parte NE. de los Urales. Pronto trataremos de ese jirón.

Después de la época cretácea los mares terciarios avanzaron por el estrecho de Turgai. Wissotzki ha dado una relación muy instructiva de la distribución de sus depósitos en Siberia <sup>5</sup>, donde comienza, así como en la Rusia europea, con un tramo superior del eoceno de arena de grano grueso, verdosa, glauca, y que contiene dientes y vértebras de peces y restos mal conservados de *Pholadomya*, *Cyprina*, *Ostrea* y otros organismos. Pueden verse estos depósitos en el Tobol superior.

Los sedimentos del oligoceno inferior son principalmente arcillosos y alcanzan amplia distribución. Yacen en manchas aisladas en las laderas septentrionales de las eminencias de la estepa quirguisa; en el valle del Irtysh se extienden hasta Semipalatinsk. Allí aparecen como arcilla lami-

nada yesosa, de gris violeta o de vario color y que contiene *Cyprina*, *Fusus gracilis*, *F. multisulcatus* y otras especies. Pero también se extiende más al Norte. Federow la ha encontrado a orillas del Sosva, más allá de los 63° de latitud norte, y también se ven al este de esta localidad, cerca

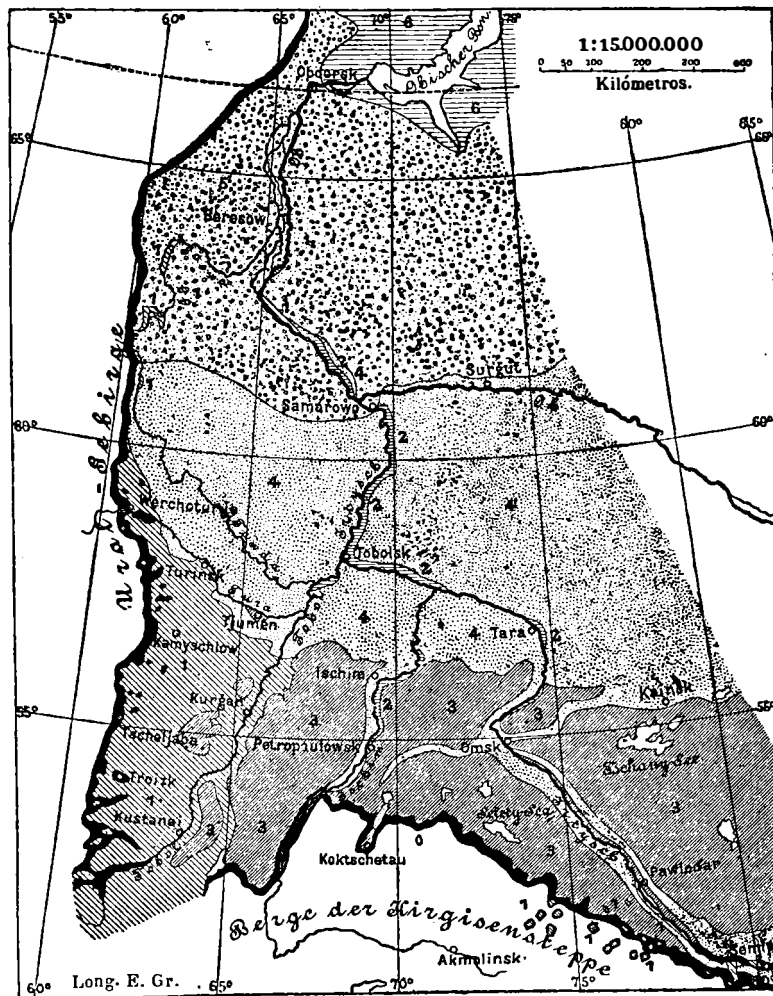


FIG. 3.—*Depósitos terciarios del oeste de Siberia* (según Wissotzki).

1, capas marinas eocenas y oligocenas; 2 y 3, formaciones de agua dulce del terciario medio y superior; 4, depósitos fluviales y lacustres más modernos; 5, depósitos con cantos erráticos; 6, formaciones de la última transgresión ártica.

de Sureisk, a orillas de Obi, en el mismo paralelo de latitud. No puede dudarse de que el mar del oligoceno inferior de Alemania se extendió por el estrecho de Turgai, al este de los Urales, región donde hoy se halla el mar Ártico.

*Hacia la mitad o el final del período oligoceno cesó toda comunicación de los mares por el estrecho de Turgai.* Las arcillas marinas comenzaron a alternar con lechos de lignito; se halla ámbar y también areniscas blancas. Aquí, lo mismo que en el mar de Rusia, el crecimiento de los bosques productores de ámbar siguió a la retirada del mar, y desde aquel tiempo los mares europeos dejaron de comunicarse con el océano Artico por el estrecho de Turgai.

El inmediato horizonte en la Siberia occidental, perteneciente ya, acaso, al mioceno, se compone de arcilla yesosa en estratos delgados de color gris oscuro; contiene agua salada en algunos sitios y aun en ciertos puntos lagos amargos. Este depósito se ve sólo en los valles fluviales, pero en estos se extiende, como los lechos oligocenos antes mencionados, más allá de los 62° de latitud norte.

Encima siguen extensos lechos de formación de agua dulce de la mitad y del final del terciario. Los que más anchamente se distribuyen son areniscas deleznales en lechos horizontales con lignito. Heer describió su flora como miocena <sup>6</sup>. Esos lechos de formación de agua dulce aparecen ya en el propio estrecho de Turgai y forman anchísimo borde frente a las laderas de la estepa quirguisa, extendiéndose hacia el norte hasta Yalutorovsk, en el Tobol; luego hasta Kainsk y aún mucho más lejos hasta la Siberia oriental. Esto puede abarcar muy bien varios pisos terciarios. A orillas del Irtysh se halló un diente de *Mastodon tapiroides* a 60 versts aguas abajo de Omsk. Los Unios tallados que, según Tscherski y Martens, que los describieron, se hallaron cerca de Omsk, pertenecen a las facies levantinas del sur de Europa <sup>7</sup>.

No nos detendremos en describir los depósitos glaciales y las capas con *Glephas primigenius*.

Así, la serie estratigráfica en el SO. de la llanura se compone de capas marinas que se escalonan desde el senonense hasta el oligoceno medio; son reliquias de los mares que ocuparon el estrecho de Turgai. Siguen lechos de formación de agua dulce, que se suceden desde el horizonte de los bosques ambaríferos, probablemente hasta el piso levantino.

Es distinto lo que ocurre en el Norte; debemos a Federow <sup>8</sup> los relatos más detallados de esa región. Desde los 62° N. hasta cerca de los 64°, y posiblemente aún más al norte, asoma en el fondo de los valles fluviales arcilla verde con geodas, pero rara vez se observa muy por encima de las bajas aguas. Nikitin distingue dos horizontes en esa arcilla, según los fósiles que en ella se encuentran, a saber: el piso superior volgiense, con *Olcostephanus Okensis*, y sobre él el neocomiense. Fedërow halló en un lugar, a orillas del Sosva, pizarras arcillosas oscuras, o arcilla plástica con abundantes restos de baculites. A este jirón nos referimos antes cuando lo citamos como único indicio aún conocido en el norte de Siberia de un depósito que pueda atribuirse al cretáceo superior. En el estado actual de

nuestros conocimientos es apenas posible compararlo más decididamente con el cretáceo meridional de tipo europeo (II, pág. 294).

Parece que en esa parte de la región septentrional faltan los sedimentos de agua dulce, que cubren en grandes espacios formaciones aún más recientes.

Se conocen hasta Obdorsk los depósitos de la última transgresión ártica.

Resumamos ahora lo conocido acerca de la distribución de los mares. El piso volgiense y el neocomiense sólo se han encontrado en el norte. El cretáceo superior de tipo europeo se ve únicamente en el extremo SO., cerca del estrecho de Turgai; e inmediatos a él están los dudosos lechos con baculites del Sosva. El eoceno superior aparece en el SO. El mar del oligoceno inferior unía el estrecho de Turgai con la región del océano Artico actual. Sólo en el norte se reconoce la última transgresión ártica, así como las del piso volgiense y las del neocomiense.

En esta región no hay señales de plegamientos recientes. Los plegamientos, completamente denudados, de los montes Urales descienden al oeste, bajo la capa de sedimentos más modernos y bajo ellos se extienden en distancias desconocidas hacia el este.

SUCESIÓN DE LOS TERRENOS EN LA MESETA ORIENTAL SIBERIANA.—La meseta oriental siberiana difiere en absoluto de la amplia cuenca del Obi, que rellenan con uniformidad sedimentos modernos. Si marchamos hacia el este de esta cuenca hallaremos rocas arcaicas a orillas del Yenisei que pertenecen al borde del anfiteatro de Irkutsk (fig. 2.<sup>a</sup>), y dentro de éste comienza la meseta oriental. La limitan los muros del anfiteatro por el SO., el sur y el SE., y el arco de Verjoiansk al NE. Desde el NO. la cordillera de Taimir penetra en ella, y hacia el este y oeste de esta cadena alcanza el mar Artico en fajas relativamente estrechas.

En el sur de esta región se alzan anchos pliegues continuos, a menudo cubiertos de sombrías selvas vírgenes y marjales; luego se hallan, especialmente en la divisoria entre el Yenisei y el Lena montañas tabulares con abruptas laderas que alcanzan, por regla general, de 600 a 700 metros sobre el mar. Aún más al norte se halla el límite de las selvas y de la tundra helada.

Grandes ríos sobrecargados de hielos atraviesan esa región y fluyen al oeste al Yenisei, hacia el este al Lena y por el norte al Océano Artico. Probablemente, la mayor parte de la cuenca del Aldan debe considerarse parte de esa meseta. El valle del Lena ahonda más de 30 metros en largas distancias y pertenece a la meseta, excepto en su trozo más bajo, donde queda aprisionado, por decirlo así, en los pliegues de Verjoiansk. Lo mismo ocurre con el Olenek. El Anabara y el Chatanga llegan al océano Artico directamente de la meseta. Los tres Tunguskas constituyen el desagüe de la parte occidental y el Vilyui el de la oriental.



Desde el borde de las montañas al sur de Irkutsk (52° N.) hasta la desembocadura del Anabara (más allá de los 73° N.), esta meseta comprende más de veintiún grados de latitud.

Cuatro elementos intervienen en su estructura.

Es el primero una ancha *plataforma paleozoica*, probablemente subsuelo de la región desde el extremo sur hasta el mar Artico. Forma la parte inferior y aun la masa entera de las laderas, y en casi todos los valles fluviales pueden verse señales de ella. Comienza con el equivalente de las capas del cambriano inferior o capas de *Olenellus*; la caliza toma parte importante, pero también puede advertirse una serie de areniscas rojas y margas varioladas con yeso y sal, que, según las investigaciones de Von Toll, pueden atribuirse<sup>9</sup> al siluriano inferior; por lo tanto, son distintas de los lechos yesíferos y salíferos que aparecen cerca de Minusinsk, fuera de esta región, y que son devonianos.

Esa gran plataforma se compone en algún espacio de capas completamente horizontales. Pero cerca del borde del anfiteatro se ven verdaderos pliegues, que aumentan de intensidad más cerca del borde. Hacia el centro del anfiteatro el plegamiento es muy débil, y en el resto de la plataforma apenas están trastornadas las capas. Con arreglo a las observaciones actuales, la base en que se apoyan los sedimentos cambrianos no se ve en punto alguno, excepto donde asoma como manchas de pizarras arcillosas alteradas, que Tschekanowski halló debajo de las capas cambrianas en Yedaisk, en el cauce de erosión del Lena, aguas arriba de su confluencia con el Patom.

En esa plataforma de sedimentos cambrianos y silurianos, y especialmente en su mitad meridional, descansan manchas mayores o menores de *capas con restos de plantas*, que constituyen el segundo elemento de su estructura y muestran que durante mucho tiempo no ha cubierto el mar la mayor parte de las plataformas. Consisten en arenisca y conglomerado, mas rara vez pizarras, y generalmente con depósitos de carbón explotables. En muchas localidades contienen *Asplenium Whitbyense*, pero no está demostrado que todos estos jirones sean contemporáneos. Oswald Heer los atribuía al jurásico. Desde entonces se han emitido muchas opiniones acerca de su edad; los jirones, prolongación de aquéllos hacia el sur y que yacen en las montañas del Altai, tienen mucha semejanza con las floras de la índica tierra de Gondwana, y Zeiller las asignó, en parte, en esta región al permiano<sup>10</sup>.

Manchas de esas capas aparecen, no sólo en la meseta siberiana oriental hasta el pie del arco de Verjoiansk, sino también por el interior de Asia. Podremos trazar sus diversas floras por Mongolia y grandes partes de China y el Japón. Deben atribuírseles en el sur de China los «lechos rojos» de la Cuenca Roja, y en el norte los de arenisca supracarbonífera de Richthofen. Las últimas se extienden por encima del límite de las nie-

ves perpetuas en el Nan-Xan, porque el límite de esos sedimentos continentales no coincide con el de las grandes cordilleras. Reaparecen también en mayor escala al oeste, como en Persia y en el borde oriental de los Montes Urales, y penetran en Europa.

No es éste lugar para discutir la edad de las diferentes floras. Muchas de ellas corresponden, probablemente, a la formación jurásica; algunas son del rético, otras tal vez del permiano. En el Japón alcanzan al cretáceo. Generalmente, nuestro conocimiento respecto de ellas sigue en el mismo estado en que se encontraba el de varias floras del continente de Gondwana antes que se emprendiese su detenida clasificación.

Ancha zona de depósitos marinos limita por el norte el *continente de Gondwana* y se extiende desde Sumatra y Timor, por el Tonquín y Yunnan hasta el Himalaya, el Pamir, el Hindu-Kux y Asia Menor. En su conjunto debe considerarse residuo del mar que un tiempo se extendió por el actual continente asiático. Neumayr lo denominó «Mediterráneo central», y ya hablaremos de él en las páginas que siguen, designándolo con el nombre de *Mar de Tetis*. El actual Mediterráneo de Europa es un residuo del Tetis <sup>11</sup>.

Los restos con residuos de plantas de China, Mongolia y Siberia, de los que acabamos de hablar, atestiguan la existencia durante los tiempos mesozoicos de un segundo gran continente que se hallaba al norte del mar de Tetis. Podemos llamar *continente de Angara* a ese antiguo continente, del nombre del importante río que discurre cerca de su centro. Y como en las orillas del río Angara y al sur de él se hallan grandes espacios con lechos que contienen restos de plantas, los designaremos con el nombre de *serie de Angara*. No creemos que esta designación sea nueva y definitiva, sino antes provisional y neutral sin perjuicio de la precisa determinación de la edad de sus diversos miembros. Abarca el conjunto de las floras permiana y mesozoica de este continente, de igual modo que la serie de Gondwana abarca las floras en el sur. A futuros investigadores corresponde la clasificación de la serie de Angara y una comparación cronológica con las floras de Gondwana.

Después de la desaparición del de Tetis no volvió a cubrir el mar un espacio muy grande del continente de Angara, y en especial toda la porción meridional de la meseta siberiana oriental. Así lo muestran muchos jirones de capas con lignito en compañía de floras terciarias. A éstas debe referirse la de Simonovo en el Tshulim, que descubrió Oswaldo Heer. Tales depósitos terciarios penetran mucho en los valles de las montañas meridionales, y aunque no sean todos de igual edad, su amplia distribución prueba la carencia de mar. Son prolongaciones de depósitos análogos que se hallan en la región del Obi <sup>12</sup>.

*La desaparición del mar de Tetis y la unión del antiguo continente*

*del Angara con el fragmento indio del de Gondwana produjo el actual continente asiático.*

Peculiar contraste con los depósitos lacustres y terrígenos que caracterizan el continente de Angara es el tercer elemento resultante de las *transgresiones* de los mares mesozoicos que en distintos tiempos avanzan desde el norte sobre la antigua plataforma. Contribuyen en tan escasa medida a la configuración de la meseta siberiana oriental como la serie de Angara, pero no son menos interesantes.

Con arreglo a nuestros conocimientos actuales, alcanza su límite meridional en el Vilyui medio, cerca del paralelo 62° N. Pero como los lechos con restos de plantas de la serie de Angara se conocen en el Lena en latitudes más septentrionales, debemos suponer que ocurrieron algunas fluctuaciones en la periferia del continente durante el período mesozoico <sup>13</sup>.

Hoy sabemos mucho más acerca de esas transgresiones, merced a las repetidas jornadas de Toll a las tundras árticas, quien reconoció en el Anabara inferior, al norte del paralelo 72° y ya en el mar Artico las zonas de *Amaltetheus margaritatus* del liás, la zona de *Cardioceras cordatum* del jurásico superior, el piso volgiense y el neocomiense <sup>14</sup>.

Los depósitos triásicos, muy desarrollados en las montañas de Verjoiansk, y que alcanzan, como luego veremos, hasta la desembocadura del Olenek, no se han hallado aún en la región de la plataforma paleozoica. Sobre la parte más septentrional de Asia hay diseminadas señales de la transgresión ártica postglacial (II, pág. 489).-

Por último, el cuarto elemento de la estructura de esta meseta consiste en dilatadísimas *coladas de lavas básicas*. A veces estrechan los ríos entre altos acantilados, otras forman largas divisorias o coronan mesetas tabulares escarpadas. Frecuentemente presentan disposición columnar. A menudo se las designa con el nombre colectivo de «Trapp de Siberia», pero también se las cita como basalto. Tschekanowski, que estudió estas coladas básicas en muchas jornadas largas y penosas, sostuvo que eran contemporáneas, sobre todo por la altura uniforme en grandes distancias de las montañas tabulares. Jatschewski ha investigado recientemente el problema, y también se ha pronunciado en favor de colocar estas rocas, o al menos muy gran parte de ellas, en un solo sistema <sup>15</sup>.

Sin embargo, la correspondencia en carácter y en época son dos cosas distintas, y los períodos de tiempo que nos muestran las series sedimentarias no dependen de los mismos factores que determinan la progresión de grandes procesos eruptivos. A veces puede admitirse cierta correspondencia cronológica, por ejemplo, en el terciario medio de Hungría, donde diferentes rocas eruptivas caracterizan a distintos pisos. Pero otras no ocurre así, sino todo lo contrario. Los basaltos de Groenlandia occidental incluyen representantes de floras que se escalonan desde el cretá-

ceo hasta el terciario. Los de Vicenza surgieron a intervalos durante prolongado período, que se extendió desde el eoceno inferior hasta el final del oligoceno superior. Las rocas básicas de la meseta siberiana oriental llegan a la desembocadura del Yenisei, y no es imposible que estén en relación con rocas básicas análogas, que formen parte muy importante de la tierra de Francisco José y aun más al norte, en las regiones árticas. Pero más adelante veremos que en esta tierra, en la del Rey Carlos, etc., y otros muchos puntos del norte, lo más probable es que tales rocas correspondan a la edad jurásica.

Esas potentes coladas siberianas, lógicamente han de tener origen común. En algunos puntos, al menos, sus emisiones han persistido hasta época muy moderna, pero se desconoce la fecha de la primera aparición.

En ningún punto se ven volcanes importantes. La existencia de conitos de ceniza tiende más bien a confirmar que a refutar la opinión que han enunciado Miguel Levy y Archibaldo Geikie de que esas grandes coladas no salieron de bocas aisladas, sino de una red de grietas.

Al describir partes de la meseta, hemos de ocuparnos primero de su borde meridional, luego de los afluentes del Yenisei por su orilla derecha, de los que afluyen por la izquierda al Lena, de este propio río y, por último, de la región ártica.

EL VALLE DEL ANGARA.—El borde del anfiteatro, al sur de Irkutsk y a lo largo de la parte oriental del Primorskii Jrebet, se ha formado, sin duda, por fractura. Como reconoció Tscherski, las rocas arcaicas quedan cortadas en dirección, y, según advirtió el mismo autor, los lechos paleozoicos de las plataformas pierden su horizontalidad según se acercan a esta fractura; se pliegan, próximamente, paralelos a ella y a veces se marcan mucho más en sus cercanías.

Frente a la masa arcaica del Elovskii Jrebet, al sur de Irkutsk, las capas paleozoicas forman un sinclinal arrumbado al ENE. y se inclinan más de 70°.

Al norte del punto por donde el Angara sale del lago Baikal parece que el plegamiento se señala más. Cerca de Kadilnaia (30 verstas al norte del Angara) las capas se alzan hasta 117 metros sobre el lago; descienden con tal rapidez hacia el mismo, que a una distancia de 1.000 de su orilla se hallan a 1.100 metros sobre él. Estos pliegues paleozoicos se encorvan del ENE. hacia el norte, y luego al ONO., cual si siguieran junto a la fractura occidental de la masa arcaica de Primorskii Jrebet. Al norte de esta región, que yace al norte de la bahía de Uluntui, comienza una caída de las capas paleozoicas en dirección opuesta al lago. En el Golustna superior, que separa la rama Onot (*On*, fig. 2.<sup>a</sup>, pág. 10) de la masa arcaica de Primorskii Jrebet, también hay caída, y parece que el plegamiento se extiende en todo el ancho de la rama de los montes <sup>16</sup>.

También en el valle del Lena, a mitad de camino entre Vitimsk y Ki-

rensk, halló Obrutschew los sedimentos paleozoicos ligeramente plegados y arrumbados al NE <sup>17</sup>.

En el otro lado del anfiteatro, al oeste de la ciudad de Nishni Udinsk (407 metros), se alza en la región paleozoica un monte aislado de granito de hornablenda; señal visible desde muy lejos. Su cumbre, llamada Kruglaia, alcanza unos 1.280 metros de altitud. Idjitzki ha observado fenómenos de contacto y mostrado que el granito es más moderno que las rocas paleozoicas que lo rodean; también ha hallado una masa de granito con su zona de contacto en otra localidad a unas 100 verstas al NO., en la región del Tumanshet (tributario del Birjussa por su orilla izquierda) <sup>18</sup>. Sabemos, por las observaciones de Bogdanowitsch, que el extremo NE. del granito de Nishni Udinsk se parece a una flexión; que los sedimentos paleozoicos a lo largo de ese límite buzan hacia el granito; que una mancha de esos sedimentos queda en alto cerca de la cumbre del propio Kruglaia, y que en los intervalos de las montañas de granito y del borde arcaico los sedimentos se hallan plegados <sup>19</sup>.

Sin embargo, los plegamientos no se limitan al borde del anfiteatro.

Según Bogdanowitsch, a la flexión de Nishni Udinsk siguen hacia el norte fallas arrumbadas al ONO., y luego leves ondulaciones que se extienden por la serie de lechos con plantas del Angara. Mas éstos no conservan la dirección original ONO., sino que al aproximarse al río Angara van girando gradualmente, y, por último, se arrumban al NE. y luego al NNE., de modo que se ponen paralelas a la rama montañosa del Onot, al otro lado del anfiteatro; así que el recorrido de esos pliegues modernos tiene forma de herradura, lo que casi se corresponde con el perímetro del anfiteatro. Bogdanowitsch los considera resultado de un movimiento reciente ajustado a una dirección antigua, y cree que ha actuado una fuerza compresiva desde los lados hacia el centro del anfiteatro, o sea, dicho en general, hacia el Angara <sup>20</sup>.

En lo sucesivo llamaremos *pliegues marginales* a los que rodean al anfiteatro. Se caracterizan por una disminución de intensidad del plegamiento, según se marcha desde el borde cóncavo del anfiteatro hacia el interior. En contraste con los pliegues de las grandes cordilleras asiáticas se *tienden hacia el norte*. Es extraño, pero aunque presentan incluso caídas, no forman cordillera independiente.

Las manchas de capas terciarias con lignito siempre están horizontales.

Una ancha región que ocupan las capas de Angara se extiende a escasa distancia del borde. Arrumbadas al este desde Nishni Udinsk, se presentan a lo largo del Oka hasta la línea férrea del Transiberiano y los atraviesa el río Angara en gran distancia, cerca de Irkutsk. Allí, en corto trecho, sigue la orilla del lago Baikal y terminan hacia el norte en jirones aislados en la plataforma siluriana. Sobre las capas de Angara yacen manchas de basalto y de capas terciarias. Con razón supone Bogdanowitsch

que durante la época de Angara en la era mesozoica existía dentro del anfiteatro un gran lago interior.

En la parte occidental las coladas básicas son más continuas. Se extienden, por ejemplo, en una faja larga y estrecha hacia el NO. desde Nishni Udinsk; queda cortada por el Birjussa y continúa a Ransk con el nombre de Kemenni Jrebet, o sea la «cresta pedregosa» que Idjitzki ha descrito <sup>21</sup>. Según el relato de Jatschewski, una segunda faja mucho más ancha se dirige al NO. desde Nishni Udinsk. Se mantiene en la comarca próxima a los ríos Tshuna y Birjussa por encima de su confluencia, que forma el Tassejev <sup>22</sup>. Probablemente continuará esta ancha faja más allá del Tshuna y el Angara, hasta la gran región basáltica del Tunguska Petreo y del Bajo Tunguska.

A orillas del Yenisei, al oeste del bajo Tassejev, entre los 56° 30' y los 58° N., hallamos sólo lechos terciarios ligníferos que allí ocupan grandes espacios. El borde del anfiteatro se va reduciendo a algunos fragmentos a lo largo del Yenisei, pero aunque en las cercanías de la aldea de Kergyn, al sur de la confluencia con el Angara, vemos aún caliza paleozoica que yace en discordancia sobre pizarras micáceas, debe haber comunicación subterránea del límite hacia la parte occidental de Siberia en esa localidad <sup>23</sup>.

Los cortes que descubre el río *Angara* son los más instructivos que conocemos en la plataforma siberiana oriental.

En Irkutsk el Angara atraviesa la serie de capas con plantas y luego cortan su lecho depósitos paleozoicos horizontales, cuya parte inferior es de caliza y la superior una grande serie de sedimentos, en los que predomina el color rojo.

Esta serie encarnada se compone de arenisca y margas varioladas y a veces yeso, que contienen capas aisladas de caliza. En éstas se han hallado *Lingula* y *Eophytón*; en un horizonte más bajo *Obolus Apollinis*. Estamos de acuerdo con Toll en atribuir toda la serie al cambriano y al siluriano inferior. Forman (compuestos principalmente de rocas rojas) las orillas del Angara desde una distancia muy grande, cerca de Balagansk (próximamente a los 53° 45' N. y 103° 20' E.) hasta Kamenka (58° 45' N. y 96 E.); según esto, podemos exceptuar la región comprendida en el arco del Angara. Allí, desde la latitud 58° 30', hacia abajo, hasta los rápidos de Aplin en los 101° 40' E., se extiende un retazo más moderno de lechos con restos de plantas, y uno análogo reaparece al sur del Angara, en el río Mura (99° E.).

Jaworowski ha viajado por toda la región desde Bratzkii Ostrog (56° 12' N., 102° E.) hacia abajo, y yo sigo su descripción, prescindiendo ahora de las capas con lechos de plantas más modernas <sup>24</sup>.

En las partes alta y media del valle del Angara, los sedimentos paleozoicos yacen muy llanos y tampoco los cortan muchas fallas. Pero con-

forme nos aproximamos a la confluencia del Angara con el Yenisei, empiezan los pliegues y se hacen más intensos, descendiendo la corriente. Al mismo tiempo, las rocas presentan señales de acción dinámica creciente, y, por último, tantas superficies de dislocación en forma de fallas inversas o planos de deslizamiento, que lo que corresponde al plegamiento es, comparativamente, de poca importancia. Entonces alcanzamos la zona de los pliegues marginales, en la parte occidental del anfiteatro.

Mientras que Bogdanowitsch no menciona rocas volcánicas desde el valle alto del Angara, se presentan con gran fuerza, según Jaworowski, por debajo de Bratzkii Ostrog y hasta cerca de la desembocadura. Dondequiera que pueda observárselas con atención, se advierte que no son diques, sino mantos intrusivos (a la manera de los *sills*), en las paleozoicas coloradas, a las cuales alteran hacia arriba y más raramente hacia abajo. Alcanzan más de 200 metros de espesor, y a veces los puede seguir en más de 100 verstas. Son de color oscuro y destacan con marcado relieve de las capas rojas «menos resistentes» del siluriano inferior. Donde las cruza el río producen muchos rápidos, que caracterizan al río Angara. Se componen de diabasa y también gabro y porfirita.

Dentro de los pliegues marginales, desde los 96° este hasta la desembocadura del río, las condiciones se hacen menos complejas. Pizarras oscuras sustituyen a las rocas rojas del siluriano inferior; entonces asoma el tipo más usual de esta formación, que contiene masas de calizas micáceas y granatíferas muy alteradas; reaparece el trap normal, y, por último, muy cerca del Yenisei, diques de granito en caliza. Jatschewsko ha descrito y representado las intrusiones graníticas, que pertenecen a una gran masa que forma los rápidos de Strjelka, cerca de la confluencia. Esta reciente masa de granito en la región de los pliegues marginales puede, por tanto, compararse con la del Nishni Udinsk <sup>35</sup>.

La continuación del anfiteatro arcaico debe estar al oeste del Yenisei, como lo prueban también las señales próximas a Kargyn; de nuevo lo encontraremos al norte del Angara, al este del Yenisei.

Tratemos de nuevo de la serie del Angara superpuesta.

Kositzki, que hace sesenta años publicó un mapa geológico de la remota región comprendida entre el Angara y el Tugunska pétreo, menciona que la isla de Tshernaia, en el Angara (58° 35' N.), se compone de ceniza volcánica, con cristales de augita. Esa ceniza alcanza amplia distribución en forma de toba, muy abajo según la dirección de la corriente; contiene fragmentos de ámbar y se asocia con conglomerados modernísimos <sup>36</sup>.

Según Jaworowski, la serie, bastante potente, comienza por un conglomerado de elementos gruesos con cantos de trap de grano grueso y rocas arcaicas. El conglomerado se hace más fino hacia arriba; luego siguen hileras de arena y, por último, capas oscuras que parecen tobas volcánicas,

con zeolitas blancas en oquedades y grietas. Atraviesan las partes inferior y media de la serie diques ascendentes y abruptos, de una roca idéntica a la de los *sills* del siluriano inferior, especialmente la variedad porfírica. Por tanto, las emisiones de lava sin duda ocurrieron durante el depósito de esas capas inferiores y medias.

En los horizontes superiores se hallan asomos de carbón y restos de plantas. Hay *Neuropteris* y *Sphenopteris*, y también *Lepidodendron* y *Rhyptozamites Goeperti*, Schmalhausen, especie que antes se creía que correspondía al desarrollo septentrional del jurásico, pero que luego se ha hallado en el piso de Artinsk <sup>27</sup>.

Esta flora es idéntica a la que se presenta al norte del Tunguska inferior, y en el sur en la cuenca carbonífera de Kusnetsk, en las montañas del Altai. Algunas de las emisiones básicas de la meseta siberiana oriental datan del periodo de esa flora. Probablemente corresponde a la más antigua población continental de esta meseta, y es posible que pertenezca a la más antigua del continente de Gondwana.

EL TUNGUSKA PÉTREO.—Al norte de la desembocadura del Angara aparecen las colinas arcaicas y continúan casi hasta la desembocadura del Tunguska Pétreo. En la parte oriental de estas colinas se encuentra, según las observaciones de Jatscheswki, una zona muy plegada de grauvaca, cuarcita y pizarra arcillosa que corresponde a la continuación de los pliegues marginales. Esta zona cruza el Pit, y probablemente se extiende por toda la región. Sin embargo, allí se ha descrito una discordancia en relación con la arenisca roja transgresiva y el conglomerado que se hallan trastornados; encima de éstos hay calizas con fósiles paleozoicos. El punto más alto de esta región es el *Gnashimskii Palkan*, que alcanza 1.300 metros de altura; es una montaña tabular estratificada y pertenece a la parte interna del anfiteatro <sup>28</sup>.

En grande parte del cauce inferior del Tunguska Pétreo asoman capas silurianas. Schmidt y Toll, apoyados en las colecciones de Lopatin, citan trilobites del siluriano inferior, que proceden de bancos a los 92° E. Toll cree que ha encontrado sedimentos cambrianos en una caliza oolítica bastante más al este; en los 98° 30' E. <sup>29</sup>.

En cambio, el cauce superior del río está por completo en las rocas antiguas básicas. Kositzki afirma que las tobas que forman una faja muy ancha cruzan la cuenca desde el arco del Angara hasta el Tunguska Pétreo. Cita también pizarras arcillosas duras, con troncos de *Psaronius* desde la confluencia del Yuchtugun I con el Tunguska Pétreo (casi a los 60° N.), esto es, en el centro de la región volcánica <sup>30</sup>.

También más abajo en el valle medio del Tunguska Pétreo y hasta su confluencia con el Yenisei, halló Lopatin las rocas eruptivas básicas muy desarrolladas. Penetran en el siluriano, al cual alteran, y sobre él forman montañas tabulares. Chrustschow ha descrito cientos de ejemplares de



las inmediaciones de la confluencia del Tshuna (98° 30' E.) y del Velme (92°) con el Tunguska Pétreo, así como de otras localidades. Las considera rocas de plagiocasa, piroxeno y olivino que han evolucionado dentro del mismo magma, y cuyo residuo vítreo posee uniforme composición química. Tan pronto son cristalinas, ofíticas, o de la índole de los gabros; tan pronto contienen cristales residuales que, a veces, componen los dos tercios de su volumen <sup>31</sup>.

Las eminencias que forman la divisoria entre el valle alto del Angara y el Lena y que finalizan en la región de las cabeceras el Tunguska Pétreo y del Inferior encierran el valle del Ilim; sus nombres, marchando de sur a norte, son: Jrebet Beresovii, Jrebet Ylimskii y Montañas Tungusas, según las ha descrito Idjitzki; sus perfiles son anchos y redondeados, y todos deben su forma a la erosión de la plataforma paleozoica. Próximamente desde los 57° norte hacia delante encontramos cúpulas aisladas de emisiones basálticas superpuestas. La parte más septentrional, la rama tungusa que cubre espesa *taiga* y rodean valles pantanosos, alcanza 1.160 metros de altitud. Al norte de los 59° norte halló Idjitzki las tobas que antes mencionamos <sup>32</sup>.

EL TUNGUSKA INFERIOR.—Czekanowski exploró todo el cauce de este río en dos penosas jornadas <sup>33</sup>.

En los 58° N. su cauce superior se aproxima muchísimo al del Lena, pero aunque la divisoria es muy estrecha, la superficie del Tunguska se halla 249 pies más alta que la del Lena. Su lecho se abre allí en capas rojas del siluriano inferior. En varias ocasiones asoman los «Krasni yary», es decir, bancos rojos; los fósiles no escasean; la estratificación es horizontal o algo ondulada. En los 59° N. aflora sal, lo mismo que más al norte, en el valle del Nepa; y allí se han hallado también trap por primera vez. Los estratos rojos del siluriano inferior con yeso y sal continúan a orilla del río; en algunos sitios se encorvan; a los 60° 15' N. se halla por primera vez una extensa superficie de rocas eruptivas básicas, que se extiende sin interrupción hasta cerca de la desembocadura del río, o sea desde los 60° 15' N., 107° 50' E. hasta los 66° N. y 88° E., próximamente. Siguiendo las revueltas del río viajó Tschekanowski 1.800 versts entre esas rocas básicas, y alcanzó su terminación cerca de la desembocadura. Desde la colina tabular de Longashin (640 metros), en el valle alto del río hasta Kutinga (660 metros), la distancia es de 600 metros en línea recta <sup>34</sup>.

En algunos casos se trata, sin duda, de verdaderas emisiones de lava en forma de mantos; pero el relato de Czekanowski muestra que grandes masas de rocas sedimentarias que pueden alcanzar hasta 200 metros de longitud, se han hallado flotando, por decirlo así, en la lava. Aunque de ningún modo faltan abruptos diques ascendentes, parece que lo ocurrido allí fuera una potente tumefacción bajo la influencia de intrusiones estratiformes, como los *sills* que mencionamos en el Angara. Las rocas estratifi-

cadass han quedado desmembradas, rotas y arrastradas en fragmentos por la lava, como el pedacito titónico de Fontana Fredda, en los Montes Eugénios (I, pág. 151).

Algunos de esos bloques pertenecen al siluriano, por ejemplo, la masa de caliza granatífera próxima a Anakit (91° E.). Mucho más frecuentes son los fragmentos, grandes o pequeños, de la serie de Angara. Se los ha hallado desde el valle alto del río hacia abajo, cerca de su confluencia con el Yenisei. Cuando contiene hulla, está a menudo convertida en grafito. Schmalhausen ha descrito la flora, que es la misma que se halla en las tobas en el arco del Angara<sup>35</sup>. Lurski considera las lavas a rocas de plagiocasa y augita, que, en parte, contiene olivino, y hace notar, lo mismo que Chrustschow, su amplia distribución<sup>36</sup>.

Ya en el valle bajo del río, hacia los 89° E. y en adelante, afloran las calizas silurianas en notables espacios. Pronto aparecen pliegues que pertenecen, sin duda, al sistema occidental de los marginales; debajo de la caliza se ve cuarcita y luego pizarras metamórficas. De nuevo sigue caliza, al principio horizontal y formando luego un anticlinal arrumbado al NE.; en la desembocadura del río aparece una caliza con Stromatopora.

De manera que el Tunguska inferior, a semejanza del Pétreo, no llega al borde arcaico de la gran meseta. Se conoce poco la región comprendida entre las confluencias de estos dos ríos con el Yenisei. F. Schmidt asegura que a lo largo del Yenisei, en unas 100 verstas por encima de la confluencia del Tunguska inferior, predominan calizas con Stromatopora, que alternan con lechos arcillosos, y que deben aflorar en los afluentes mucho más arriba hasta el Bakta, cuya confluencia está cerca de los 62° 30' N. a juzgar por los cantos que acarrear esos ríos. Por lo tanto, toda esa parte del Yenisei debe pertenecer a la antigua meseta<sup>37</sup>.

Al norte de Turujansk desaparece toda señal de formaciones arcaicas, y se advierte que los distritos situados al este del Yenisei, así como el propio cauce del río, pertenecen a la meseta.

Es claro que los afloramientos en el Kureika (cuya desembocadura está en los 66° 30' N.) recuerdan precisamente a los del bajo Tunguska. Lopatin, que remontó 160 verstas por este río, halló caliza siluriana con Orthoceras y Pentamerus y diabasa de olivino. En la mina de grafito de Pomonsrevskaia, en Sidorovo (hoy abandonada), se han hallado debajo del grafito pizarras grafitíferas con señales de plantas, cuarcita y caliza cristalinas, a juzgar por los cortes que muestran las orillas; debajo de estos lechos se encuentra de nuevo diabasa de grano fino<sup>38</sup>.

En Igark (67° 20' N.) afloran calizas silurianas en el Yenisei y las atraviesan diques de porfirita.

En el Jantaika (confluencia con el Yenisei a los 68° 15' N.) halló Lopatin corallarios silurianos y un ortoceras de sifón en espiral. Schmidt menciona la existencia de sal en ese río.

Las fuentes del Jantaika están al este, en las montañas de Siverma. Según Middendorff, esta cordillera se dirige al NNO. y termina en el lago Paisino ( $69^{\circ} 30' N.$  y  $88^{\circ} 20' E.$  a levante de Dudinskoie). Los tunguses se la describieron como agreste y rocosa, por lo que conjeturó, probablemente con justicia, que se une a las montañas del Tunguska inferior. Esta parte de la cordillera, próxima al lago Paisino, se llama *Montañas de Noril*. F. Schmidt, procedente de Dudinskoie, visitó el pie de estas montañas y halló que eran tabulares, con la altura casi uniforme de 500 pies, coronadas por mesetas con lados abruptos de rocas estratificadas y cubiertas con un manto de trap descompuesto. También se encuentran pedazos de grafito. La perspectiva, desde allí, muestra a lo lejos formas montañosas iguales<sup>39</sup>. Según Nordenskiöld, se ha descubierto carbón en aquella región<sup>40</sup>.

Las abundantes islas del grupo de Brechov se componen de sedimentos que dejó la transgresión postglacial. Después de hallar algunos cantos de rocas mesozoicas en el Igark y en el Jantaika, descubrió Lopatin capas con *Inoceramus* del piso volgiense que yacen horizontales entre los paralelos  $71^{\circ} 30'$  y  $72^{\circ} N.$ , en la orilla derecha del Yenisei. Aún más al norte siguen colinas de melafiro; roca que alcanza la orilla del río en Krestovskoie, a los  $72^{\circ} 15' N.$ <sup>41</sup>. Afirma Bodkin que las islas rocosas de Korsakov inmediatas a la costa se componen de trap<sup>42</sup>. También se compone de rocas eruptivas básicas Yefremov Kamen en el océano Ártico. Allí estamos muy cerca del puerto Dickson, donde se ha hallado diabasa de grano fino que reconoció Törnebohm entre las colecciones de Nordenskiöld<sup>43</sup>.

De modo que las diversas rocas básicas de la orilla derecha del Yenisei alcanzan al mar Ártico. Por ahora no tenemos que tratar de su relación con las rocas básicas de la tierra de Francisco José, de la tierra del rey Carlos y otros puntos. Apenas puede dudarse de que la gran meseta siberiana oriental se extiende también hasta las orillas del mar Ártico. Vemos, pues, que en muchos sitios, y a menudo en grandes distancias, bordean rocas la orilla derecha del Yenisei, mientras que en la izquierda se extiende la tundra ilimitada. Ya hemos mencionado la existencia de sal de roca en el Jantaik; en este río se conocen también fósiles del siluriano inferior. El Solenaia, que se alza hacia los  $68^{\circ} 30' N.$ , a poniente del Yenisei, con el que se une a los  $69^{\circ} 30' N.$ , debe su nombre a la salsedumbre de su agua. Con arreglo a los datos actuales, apenas podemos determinar si esas capas de sal corresponden a las del Tunguska superior en la parte meridional.

Justamente por encima de la confluencia con el Tunguska Pétreo, penetra el Yenisei en la región de la meseta antigua, por la cual corre hacia el Atlántico, o sea en doce grados de latitud. El hecho de que se extraiga oro del Taz superior, entre los paralelos  $62^{\circ}$  y  $63^{\circ} N.$ , hace muy probable

que predominen allí las rocas arcaicas; pero puede conjeturarse que en el norte la plataforma siluriana continúa bajo la llanura, al oeste del Yenisei, en dirección de Yalmal.

LA DIVISORIA ENTRE EL YENISEI Y EL LENA.—Muchas montañas tabulares se alzan entre los paralelos 65° y 67° N. en la divisoria entre el Tunguska inferior y las fuentes del Vilyui, y entre el último río y el Moneiro y Olenek. Su altura allí es también de unos 660 metros sobre el mar, y esta notable correspondencia con la altura de las colinas en el Tunguska inferior le pareció a Tschekanowski indicio de origen contemporáneo. Consisten en un manto de roca básica sobre capas silurianas horizontales. Las capas silurianas son rojas, con intercalaciones de arcilla y yeso, exactamente lo mismo que en la región alta del Tunguska inferior, que yace ocho o nueve grados más al sur.

Tschekanowski, procedente del sur, halló primero la abrupta montaña tabular de *Anaon*, en el lado meridional del lago Sjurugna (622 metros de altura, al norte de los 65° N.). Por encima de este punto su camino desde el Tunguska Inferior lo condujo entre trap; el siluriano que yace debajo se ve en pocos sitios <sup>44</sup>. El Anaon se une al oeste y al NNO. con las montañas tabulares de *Yang-bur* que encierran las fuentes del Moneiro. Las capas rojas silurianas se extienden a levante de estas colinas y del lago Yakogna, y por la orilla meridional del Olenek superior que alcanza la larga montaña tabular, *Ljutscha Ongoktom*. Viajando por la región que forma la extensión de esta montaña y la cresta del *Kemnatik* hacia el este, entre los afluentes del Olenek y los del Vilyui, cruzó Maak la notable *Tungus Yangy* (montaña de los Tunguses) con su corona de rocas básicas eruptivas, rotas en agujas y picos de fantásticos perfiles, y que creen los tunguses son restos petrificados de sus gigantes antecesores <sup>45</sup>.

Maak dió el nombre de Vilyui a ese conjunto de montañas tabulares. Todas parecen de la misma índole. Forma sus cumbres una corona de rocas básicas; las capas silurianas se hallan debajo y forman el terreno llano en sus proximidades; corresponden, en parte, al siluriano inferior.

Hacia los 104° E., las rocas básicas de esta región se relacionan probablemente con las análogas que, según las observaciones de Toll, separan los ríos Jatanga y Anabara; cerca del límite de los bosques, que se halla a los 71° N., deben alcanzar el mesozoico transgresivo del norte <sup>46</sup>.

También bordean el Olenek capas cambrianas y del siluriano inferior. Entre los ejemplares que recogió Tschekanowski, reconoció Toll *Bathyriscus Howelli* Walc., del cambriano medio, de un paraje al norte de los 68° N.; y en un fragmento aislado, procedente de los 70° 30', halló F. Schmidt una especie de *Agnostus*. De nuevo halló Tschekanowski rocas básicas en el Tolobka (71° 30' N.) <sup>47</sup>. No hay duda de que esas lavas, así como las capas no trastornadas rojas del siluriano inferior, se extienden

casi al lado de la arenisca con *Inoceramus* que acompañan al borde exterior de las montañas de Verjoiansk <sup>48</sup>.

EL LENA Y EL VILYUI.—Hasta la confluencia del *Vilyui* con el *Chona* (111° 30' E.), los lechos de estos dos ríos se abren en las rocas básicas eruptivas. En el *Chona*, a unas 10 verstas por encima de la confluencia, se alza una colina, la *Toi Chaia*, que Pawlowski y Maydell consideran volcán extinguido. Presenta dos cimas de no muy grande altura, formadas de basalto o de trap, que se apoya en una base de arenisca que atraviesan diques; se ven sucesivas corrientes de lava vesicular oscura, emanadas de esa colina. También se presenta caliza alterada, y en otros sitios carbón con restos de plantas <sup>49</sup>.

La parte más alta del Vilyui muestra análogos signos de acción volcánica. Al sur de las montañas tabulares de la divisoria, en los Velyucan II y III (hacia los 66° N. y 108° E.), observó Maak cumbres cónicas y pensó que dentro debía haber un gran centro de erupción volcánica <sup>50</sup>.

Más al este está el límite de las rocas básicas. Unidas las observaciones de Maak y de Pawlowski dan, como resultado aproximado, lo que sigue:

Las rocas eruptivas reaparecen en la confluencia del Olenek con el Tyraktach (77° 40' N. y 111° E.), pero desde ese punto hacia el SE., próximamente hasta el Taz (66° N. y 115° 30' a 116° 30' E.), sólo se ve una formación siluriana en capas horizontales. Allí de nuevo se halla la diabasa, pero hacia el sur asoma el siluriano. El Chainga y el Marja discurren entre imponentes montañas tabulares de capas silurianas, y hasta que se alcanza la divisoria entre el Marja y el Iggeta (63° 45' N. y 116° E.) no reaparece esa región de las rocas básicas <sup>51</sup>.

Ese límite importante se dirige en su mayor parte al oeste del meridiano 116° E., de manera que en el este hacia el Lena queda una amplia superficie de meseta que no cubrieron esas rocas básicas.

El límite llega al valle del Vilyui. En la confluencia del pequeño Botubuya (tributario por la orilla derecha, 113° 30' E.) asoman capas cambrianas <sup>52</sup> y por debajo del recodo del Vilyui (116° 30' E.) en grande extensión el siluriano inferior rojo, con capas de sal de roca y yeso. En el río Yeli se hallan los ya citados representantes más meridionales de las transgresiones mesozoicas del norte, con Belemnites y Tancredia (66° N., próximamente). Algo más abajo, en el afluente Kjampendsjaia, están las importantes fuentes de sal de los tunguses. En la desembocadura de ese afluente hay un afloramiento de lignito <sup>53</sup>.

Polenow describió las rocas eruptivas del Iggeta como diorita de plagiocasa. Yacen sobre arcilla blanca y finalizan aguas abajo de la confluencia de aquel río con el Vilyui. Hacia la ciudad de Vilyuisk se extiende un país fangoso con restos de mamut.

Aún más al este, cerca del Lena, asoman capas con restos de plantas de la serie del Angara; Tschekanowski las halló en el río Nashin (66° 15'

N., afluente del Lena por la orilla izquierda) y aún más al norte; Maak las encontró en la isla de Socho Chaia, en la región próxima a la boca del Vilyui. Pertenecen a la zona que rodea el arco de Verjoiansk.

Es notable el hecho de que con la única excepción ya mencionada relativa a las proximidades de Yedaïsk, el valle del Lena, profundamente erosionado, no presente en parte alguna, que sepamos, formaciones precambrianas y en ninguna lo alcanzan los mantos de rocas básicas.

Obrutschew ha publicado observaciones relativas al yacimiento de las capas, a lo largo del valle superior del Lena hasta los 59° N. Aún cerca de sus fuentes próximas al lago Baikal, el cauce del río se abre en la plataforma paleozoica. Allí la altitud del terreno es de 650 a 700 metros; en el paralelo 58° N. desciende hacia los 450 ó 500 metros; luego el río ha excavado su lecho 300 metros en la plataforma. A veces se ven trastornos en las capas, en Kirensk (58° N.) se arrumban al NE., y acaso se los puede atribuir a los pliegues marginales del anfiteatro. Las capas rojas del siluriano inferior ocupan amplio espacio en esta región<sup>54</sup>.

En Krivoluzk se han hallado fósiles del siluriano inferior a corta distancia por encima de Kirensk; pero poco más allá asoman bajo las capas rojas en calizas olíticas peculiares que Toll considera indudablemente cambrianas. Las capas se conservan casi horizontales en gran distancia; pero los fósiles aún no se han hallado, sino mucho más abajo de la serie, como en algunos sitios por debajo de Olekminsk. Este horizonte comprende los fósiles *Ptychoparia*, *Microdiscus*, *Agnostus* y *Kutorgina*. Toll atribuye las capas a la zona de *Olenellus* del cambriano inferior. Según Tschekanowski continúan esas capas, que se conservan casi horizontales, desde la localidad últimamente nombrada hasta Tabaginskaia, 30 versts por encima de Yakutsk. Poco después penetra el Lena en las capas con restos vegetales de la serie del Angara<sup>55</sup>.

RESUMEN.—El fenómeno tectónico más notable de la región que acabamos de describir es el plegamiento marginal del anfiteatro de Irkutsk. Hemos visto señales de los pliegues en el fondo del valle del Lena; aparecen con grande importancia en el borde occidental del Primorskii Jrebet y al sur de Irkutsk, así como al sur de Nishni-Udinsk; interrumpidos luego de modo especial, como mostraremos detalladamente en seguida, según se dirigen hacia Krasnoiarsk, reaparecen al oeste dondequiera que se ha estudiado con detención el borde inferior, como en las confluencias del Angara, del Tunguska Pétreo y del inferior. El plegamiento pierde intensidad hacia el lado interno del arco. Aún más hacia el interior, al norte de Nishni-Udinsk, aparecen los pliegues en herradura de la serie de Angara poco marcados, pero aún concéntricos con los más fuertes. Esos pliegues marginales se distinguen de los de las cordilleras porque no los acompaña una faja paralela de rocas arcaicas más antiguas, sino que siguen el filo de una meseta arcaica muy extensa.

En contraste con las grandes cordilleras del sur, el movimiento de los pliegues marginales no se dirige hacia el sur, sino hacia el norte, o más bien hacia el interior, lo que da idea de que el anfiteatro ha sufrido compresión y contracción.

En algunos sitios asoman masas graníticas intrusivas dentro de los pliegues marginales; el más culminante es el Kruglaia, cerca de Nishni-Udinsk.

Estrictamente hablando debiéramos restringir el vocablo meseta para la comarca más alta de los pliegues marginales y de los pliegues de la serie de Angara; pero no hay límite definido.

Las columnas arcaicas de la orilla oriental del Yenisei, entre la parte baja del Angara y el Tunguska Pétreo, no forman divisoria, sino que son parte del borde oeste de la meseta y del límite natural entre la meseta en la parte de levante y la llanura moderna en la de poniente.

La meseta se compone, en su mayoría, de capas horizontales que se abarcan desde la zona de Olenellus, en el cambriano inferior, y por las capas rojas salíferas del siluriano inferior y del superior<sup>56</sup>. En el extremo SO. también hay devoniano. A partir de ese período hacia delante sólo se hallan en el sur capas con restos de plantas de diversas edades, mientras que en el norte han dejado su señal las transgresiones árticas del mar.

La plataforma paleozoica se extiende desde el sur del lago Baikal hasta el mar Artico y desde el Yenisei hasta el Lena. Es probable, como pronto se verá, que también se extienda hacia el este, más allá del Lena, por la cuenca del Aldam. Al oeste, las confluencias del Tunguska Pétreo e inferior pertenecen aún a la región de los pliegues marginales. En el NO., hacia Obi inferior y a la península de Yalmal, su borde es aún indefinido.

La mitad occidental de la plataforma está cubierta en muchos sitios por rocas básicas eruptivas. En el norte, jirones de esas rocas se extienden a lo largo del Yenisei hasta el mar Artico, al cual alcanza cerca del puerto Dickson, y también se encuentra en el valle inferior del Olenek. En el este llegan hasta el meridiano 116°, en la cuenca del Vilyui, pero se detienen cerca del Lena; en el oeste parece que no cruzan el Yenisei. Estas rocas básicas son a veces de diabasa de olivino, otras de basalto de plagioglasa y en ocasiones, especialmente en los diques, de la clase de los gabros; siempre son de carácter variado. Por la mayor parte de la cuenca del Tunguska inferior, desde los 60° 15' N., hasta su confluencia, acompaña a la intrusión de la masa principal una hinchazón de los estratos inyectados, que incluyen a la vez capas paleozoicas, y algunas con restos vegetales; de manera que puede describirse el fenómeno como potente intumescencia que ha producido la intrusión de los *sills*. También se presentan verdaderas coladas y acaso señales de volcanes, centros definidos

de erupción. Pero estos últimos, así como gran parte de las emisiones, de origen más moderno.

La más antigua de esas rocas básicas no debe ser más moderna que la flora terrestre de las capas que yacen sobre el conglomerado que contiene cantos de rocas básicas en el arco del Angara. Esta flora corresponde por completo a la de las capas grafitíferas que envuelven las rocas básicas en el Tunguska inferior. Es también idéntica, según descubrió Schmalhausen, hace muchos años, a la de la cuenca carbonífera de Kusnetz, en el Altai.

Caracterizan a la flora más antigua de la serie de Angara la *tungusiana* la mezcla especial de tipos más antiguos, tales como lepidodendrán, y otros más modernos que hasta ahora se han considerado exclusivamente mesozoicos; análoga mezcla caracteriza a la flora del Pechora y en ciertos horizontes del Gondwana inferior, así como en el Bajo de Velis, en la República Argentina. Podemos colocarlo de modo provisional en el período permiano, de acuerdo con el criterio de Zeiller<sup>57</sup>.

Es, pues, probable que las capas con restos de plantas de Ust-Balei y el borde del anfiteatro de Irkutsk pertenezcan a los pisos más recientes de la serie de Angara, y lo mismo, en cierto modo respecto de aquellos que acompañan el arco de Verjoiansk, en el Lena inferior.

En lo que se refiere al carácter de las plantas y reptiles que Amalitzki descubrió en el norte de Rusia, podemos suponer que, no obstante la interposición del mar de Tetis, hubo análogo desarrollo de vida orgánica en el continente de Gondwana, al sur, y en el de Angara, al norte de ese mar.

Después de lo dicho, se aprecia la diferencia entre la parte oriental de Siberia y la occidental. Depende, principalmente, de la falta de rocas eruptivas básicas en el oeste y en la existencia de amplia cubierta de sedimentos más modernos.

Las transgresiones marinas que penetraron por el estrecho de Turgai son ajenas a la parte oriental. En primer lugar, el cretáceo superior de Europa pasó por el estrecho, pero parece que cubrió tan sólo pequeña parte del SO. Después siguieron por el mismo camino las transgresiones marinas del eoceno superior y del oligoceno, parte de las cuales se extendieron a lo largo del lado oriental de los Urales y alcanzaban al mar Artico actual. Durante el período de los bosques con ámbar se cerró el estrecho de Turgai, y desde aquel tiempo no volvió a entrar el mar en Siberia por ese paso.

Las transgresiones de la región ártica pertenecen a otros períodos de la era mesozoica; sólo una de las terciarias puede reconocerse: la de la época oligocena, y ésta era meramente una extensión del estrecho de Turgai. Por otra parte, la muy reciente transgresión ártica afectó a dicha región.

Respecto de las transgresiones, no es tan grande el contraste entre el este y el oeste de Siberia, como entre Turgai y el norte.



De esas varias circunstancias procede la especial disposición de los sistemas fluviales del norte de Siberia. Todo el desagüe es hacia el norte, y no sólo la meseta del este y la llanura del oeste contribuyen al grande volumen de agua dulce que recibe el mar Artico, sino que parte muy importante de la lluvia que reciben las grandes cordilleras del sur acude a ese océano, principalmente por el Yenisei.

En lo que se refiere a los tres ríos más importantes, Obi, Yenisei y Lena, podemos notar las siguientes diferencias:

La llanura occidental, que cubren sedimentos recientes, forma, aparte de los ríos menores de la zona nordeste de la tundra ártica, una sola y grande cuenca de recepción de las aguas que alcanzan el mar en el Obi. Por otra parte, la zona media de la meseta del este es una divisoria, y su desagüe se dirige también directamente al mar o hacia el este y oeste, de manera que el Yenisei y el Lena presentan carácter de ríos marginales respecto de la meseta.

Los depósitos cretáceos que forman la gran pradera de América del Norte, procedentes del sur se extendieron por la depresión. Después, en el espacio donde se depositan los sedimentos terciarios, al norte del golfo de Méjico, resultan constreñidos uniformemente alrededor del mismo punto, en el sur, y en ese mismo sitio, de donde también proceden las transgresiones meridionales, se encuentra ahora la desembocadura del Misisipí (I, pág. 293, fig. 37). Por lo tanto, resulta notoria cierta continuidad de acontecimientos y el delta aparece como secuela de formaciones más antiguas.

En el Sahara es análogo el caso. Aunque la posición de la desembocadura del Nilo es excéntrica, no deja de determinarla forzosamente el progresivo estrechamiento de las curvas que limitan la distribución de los depósitos cretáceos y terciarios (I, pág. 368, fig. 41).

Ninguno de los grandes ríos siberianos presenta fenómenos parecidos. Las transgresiones árticas han dejado sus sedimentos en todo el ancho de la costa norte de Asia.

El Obi, que en su curso natural recuerda más de cerca al Misisipí o al Nilo, presenta, en contraste con estos ríos, depósitos de transgresión, no sólo en su desembocadura, sino también en la cabecera de su cuenca. En el sur, las transgresiones proceden del estrecho de Turgai, siguiendo la actual pendiente del Tobol.

El Yenisei es un río de montaña, de carácter compuesto. Al principio, y con los nombres de Jua-Kem y Ula-Kem, corre por el valle longitudinal, a lo largo del pie norte del Tannu-Ola; luego corta el Sayan occidental y pasa por trozos sucesivos de valles transversales hasta Krasnoirsk y su confluencia con el Angara, que le aporta el desagüe del Jangai; luego sigue a lo largo del pie occidental de la cordillera arcaica y, por último, penetra en la parte más noroeste de la meseta paleozoica, cuyo desagüe occidental recibe en Turujansk.

La parte oriental de la meseta desagua en el Lena, que corre por un verdadero valle de erosión, sin duda muy antiguo. No lo confinan pliegues montañosos, excepto en la parte inferior de su curso, donde se halla el Jara-Ulach, y en esta región se desvia juntamente con el Olenek inferior. Presenta en alto grado caracteres de río marginal, pero por hechos que más adelante aduciremos, debe considerarse probable que la cuenca del Aldam sea continuación de la meseta que se extiende allende el Lena.

## Notas del capítulo II: El norte de Siberia.

<sup>1</sup> L. Iatchevsky, *Breve informe acerca del Distrito Minero del Norte del Ienissei*, r. (Gornoi Journal, 1894, núm. 1, pág. 127 y siguientes).

<sup>2</sup> S. Nikitin, *Señales del período cretáceo en Rusia central*. (Memoria del Comité geológico, V, núm. 2, 1888, y mapa).

<sup>3</sup> N. Sokolow, *Die untertertiären Ablagerungen Sudrusslands*, r. a. (Mem. Comité geol., IX, núm. 2, 1893, y dos mapas).

<sup>4</sup> Krasnopolsky, *Informes de la Sección Minera en la Siberia occidental en 1893* (Bull. Comité geol. Petersburgo, XII, 1894, páginas 181, 182 y 194-195); por el mismo, *Investigaciones geológicas en la Cuenca del Tobol*. (Exploraciones geológicas y mineras a lo largo del ferrocarril de la Siberia, libro XX, pág. 50, y un mapa; Petersburgo, 1899). El buzamiento del devoniano, inferior a 60°, es al SW. (255°), lo que responde a la dirección NNW. (345°).

<sup>5</sup> N. Wissotzki, *Nota acerca de los depósitos terciarios y post-terciarios de la Siberia occidental*, r. f. (Exploración geológica del ferrocarril de Siberia, 1896, páginas 69-94, y mapa).

<sup>6</sup> O. Heer, *Beiträge zur Fossilen Flora Sibiriens und des Amurlandes, V. Miocene Pflanzen aus Süd-West-Sibirien. Pflanzen von Simonowa im westlichen Ost-Sibirien* (Mem. Acad. Imp. Petersburgo, 7.<sup>a</sup> ser., XXV, núm. 6, 1878, páginas 36-48 y láminas IX-XIV).

<sup>7</sup> E. v. Martens, *Fossile Süsswasser-Conchylien aus Sibirien* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXVI, 1874, páginas 741-751). F. von Czerski, *Zur Frage über das Alter der in der Umgegend von Omsk vorkommenden Schichten* (Ibid., XXVIII, 1876, páginas 217-224).

<sup>8</sup> E. Federoff, *Nota acerca de la existencia de sedimentos del sistema cretáceo y de los depósitos con cantos erráticos en la parte cercana a los Urales de la Siberia septentrional* r. f. (Bull. Comité géol., VI, 1887, páginas 439-450); por el mismo, *Nuevas observaciones geológicas en los Urales septentrionales* (Ibid., VIII, 1897, páginas 7-20). Para las huellas del terreno jurásico, véase el mismo, Gornoi Journal, 1897, II, pág. 384. Conviene hacer notar aquí que F. Schmidt señala la presencia en el bajo Yenisei, en el Korepovskoié Simovié, de un fragmento de *Micrabacia coronula* Goldf., recogida en la arcilla cuaternaria, de lo cual deduce una gran extensión del *Cenomanense* en el Norte (Mem. Acad. Imp. Petersburgo, 7.<sup>a</sup> ser., XVIII, núm. 1, 1872, páginas 23, 25, 162, y lám. II (fig. 10). Sin embargo, no conozco ningún otro yacimiento del mismo género en el conjunto de las regiones árticas.

<sup>9</sup> Baron E. v. Toll, *Acerca de la distribución de los depósitos cambrianos y silurianos inferiores en Siberia*, r. (Verhandl. Russisch-k. Mineralog. Ges., 2. Ser., XXXIII, 1895, páginas 273-281). *Ueber die Verbreitung des Untersilur und Cambrium in Sibirien* (Neues Jahrb. f. Min., 1895, II, páginas 157-166). Eduardo von Toll, *Beiträge zur Kenntniss des sibirischen Cambrium* (Mem. Acad. Imp. Petersburgo, 8.<sup>a</sup> ser., VIII, núm. 10, 1899, 57 páginas y ocho láminas).

<sup>10</sup> Entre las muchas publicaciones relativas a estas floras, me bastará citar aquí O. Heer, *Beiträge zur Juraflora Ostsibiriens und des Amurlandes* (Mem. Acad. Im. Peters-

burgo, 7.<sup>a</sup> ser., XXII, número 12, 1876, 122 páginas y 31 láminas), y *Nachträge zur Jura-Flora Sibiriens, gegründet auf die von Herrn Richard Maak in Ust-Balei gesammelten Pflanzten* (Ibid., 7.<sup>a</sup> ser., XXVII, núm. 10, 1880, 34 páginas y nueve láminas). J. Schmalhausen, *Beiträge zur Jura-Flora Russlands* (Ibid., 7.<sup>a</sup> ser., XXVII, núm. 4, 1879, 96 páginas y 16 láminas). O. Feistmantel, *Further Notes on the Correlation of the Gondwana Flora with other Floras*. (Records, Geol. Survey of India, XIII, 1880, páginas 190-193). C. Kosmovsky (Bull. Soc. Imp. Naturalistas de Moscú, nueva serie, V, 1891, páginas 170-177); R. Zeiller, *Remarques sur la flora fossile de l'Altai* (Bull. Soc. Geol. de Francia, 3.<sup>a</sup> serie, XXIV, 1896, páginas 471-487). El *Rhipidopsis ginkoides* aparece aquí, lo mismo que en el Pechora, en las capas de Barakar de la India, y en la provincia argentina de San Luis (Zeiller, Mem. citada, pág. 469, etc.). Respecto a la edad de la fauna, también son divergentes las opiniones; Fr. Brauer, J. Redtenbacher y L. Ganglbauer encuentran que los insectos hallados en el Angara, en Ust-Balei, con las plantas descritas por Heer, tienen el mayor parecido con las del Lias (*Fossile Insekten aus der Juraformation Ost-Sibiriens*, Mem. Acad. Imp. Petersburgo, 7.<sup>a</sup> serie, XXXVI, núm. 15, 1889, 173 páginas y dos láminas); una especie está identificada con una de las Stonesfield Slates. J. V. Rohon coloca los peces de Medviesko cerca de Achinsk en el devoniano (*Ueber fossile Fische von oberen Jenisei*, Mem. Acad. Imp. Petersburgo, 7.<sup>a</sup> ser., XXXVI, núm. 13, 1889, 17 páginas y dos láminas); A. Smith Woodward examinó los mismos ejemplares y los atribuye al Permiano o al Trias (*On a new Palaeoniscid Fish from Siberia*, Annals and Magaz. of Nat., 6.<sup>a</sup> ser., 1893, pág. 286 y lám. 10); véase también J. V. Rohon, *Die Jure-Fische von Ust-Balei in Ost-Sibirien* (Mém. Acad. Imp. Petersburgo, 7.<sup>a</sup> ser., XXXVIII, núm. 1, 1890, 16 páginas y dos láminas); H. Becker estaba dispuesto a atribuir Ust-Balei al Liásico).

<sup>11</sup> Natural Science, II, núm. 13, March, 1893, páginas 180-187; E. Mojsisovics *Beiträge zur Kenntniss der obertriadischen Cephalopodenfaunen des Himalaya* (Denkschr. K. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. Cl. LXIII, 1896, páginas 686-700); *Upper Triassic Cephalopoda Fauna of the Himalaya* (Palæontologia Indica, Ser. XV: *Himalayan Fossils*, vol. III, pt. I, 1899, páginas 139-157), y en otras publicaciones.

<sup>12</sup> O. Heer, *Beiträge zur Fossilen Flora Sibiriens und des Amurlandes, V. Miocene Pflanzen aus Sudwest-Sibirien. Pflanzen von Simonowo im westlichen Ost-Sibirien* (Flora fossilis arctica, V. Mem. Acad. Imp. Petersburgo, 7.<sup>a</sup> ser., XXV, núm. 6, 1878, páginas 36-48 y láminas IX-XIV). Para tratar de determinar de una manera exacta la edad, consúltase a J. Schmalhausen, *Ueber tertiäre Pflanzen aus dem Thale des Flusses Buchtarma am Fusse des Altaibirges* (Palaeontographica, XXXVIII, 1887, II, pág. 281).

<sup>13</sup> Existe una indicación dudosa a propósito de un yacimiento más meridional de ammonites a lo largo del Chadobetz, afluente por la derecha del Angara (hacia los 98° 99' de longitud E.), cuya confluencia se halla hacia a los 58° 40' poco más o menos; los ejemplares fueron destruidos por el incendio del Museo de Irkutsk; Jachevsky, *Gornoi Journal*, 1894, II, pág. 305.

<sup>14</sup> Baron E. W. Toll (Izvestia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXX, 1894, pág. 446), y *Re-seña geológica de las islas de la Nueva Siberia y principales objetivos de la Exploración polar*, r. (Mem. Acad. Imp. Petersburgo, 8.<sup>a</sup> ser., IX, núm. 11). Nordenskjöld trajo de la isla Préobraschenskii una gran *Belemnita* que pudiera ser jurásica; B. Lundgren, *Om en Belemnite från Preobraschenski-on* (Ofversigt K. Vetenskaps-Akad. Förhandl. Estocolmo, XXXVIII, núm. 7, 1881, páginas 3-7).

<sup>15</sup> *Diario de la Expedición de A. L. Czekanovski a lo largo de las orillas del Tunguska, del Olenek y del Lena en 1873-75*, publicada por F. Schmidt, r. (Zapiski Soc. Imp. Rusa de Geogr., XX, 1896, páginas 171 y siguientes); L. Iatchevsky, r. (Gornyi Journal, 1894, I, pág. 136).

<sup>16</sup> I. D. Tshersky, *Relato de las investigaciones geológicas en las orillas del lago Baikal*, 1.<sup>a</sup> parte, r. (Zapiski, Sección Siberia Oriental, Soc. Imp. Rusa de Geogr., XII,

1886, páginas I-XXIX, 1-405 y cinco láminas); r. (*Materiales para la Geol. de Rusia*, XIII, 1889, páginas 1-48 y en otras publicaciones indicadas más adelante. En la edición rusa de Karl Ritter, *Geografia de Asia..... Siberia Oriental, Lago Baikal..... y..... Transbaikalia*, r. (red. par PP. Semenov, I.D. Tchersky y G. G. v. Petz, dos volúmenes in-8.º, Petersburgo, 1894-1895), se halla un gran número de datos, extraídos de diversos documentos, sobre la estructura de las orillas del Baikal; véase en particular I, pág. 153; II, páginas 94, 168, 176, 185, 588.

<sup>17</sup> W. Obrutschew, *Die altpalaeozoischen klastischen Gesteine des Lenaethales zwischen Katschug und Witimsk im Ost-Sibirien*, r. a. in-8.º, 212 páginas, mapa y dos láminas. Irkutsk, 1892. Ad. Erman observó desde 1829 estos notables cortes de las orillas del Lena; *Reise um die Erde*, Berlin, 1838, páginas 206, 216, 242, etc.

<sup>18</sup> N. Idjitzky, *Exploraciones geológicas a lo largo del ferrocarril de Siberia en 1894*, r. f. (III, 1896, páginas 65-104 y mapa IV; véase particularmente pág. 89).

<sup>19</sup> K. Bogdanovitsch, *Materiales para la geología del Gobierno de Irkutsk*, r. f. (Explor. geol. ferrocarril de Siberia, II, 1896, páginas 1-284 y ocho láminas, mapas y perfiles); véase en particular páginas 24-30 y el corte, lám. IV y fig. 4.

<sup>20</sup> Bogdanovitsch, Mem. citada, pág. 255.

<sup>21</sup> N. Idjitzky, Mem. citada, pág. 86.

<sup>22</sup> L. Yatchevsky, *Exploraciones geológicas en la parte norte del distrito de Kansk y a lo largo del ferrocarril de Siberia, entre Nijneudinsk y Kimilteisk*, r. f. III, 1896, pág. 10 y un mapa).

<sup>23</sup> Jatschewski, Gornoi Journal, 1894, II, pág. 312 (r.).

<sup>24</sup> P. Jaworovsky, r. f. (Exploración geol. del ferrocarril de Siberia, VII, 1898, páginas 99-112 y mapa).

<sup>25</sup> Jatschewski, Gornoi Journal, 1894, II, pág. 315 (r.).

<sup>26</sup> M. Kositzky, *Geognostische Beobachtungen im Nord-Oestlichen Sibirien während der Jahre 1844 und 1845* (Verhandl. Russisch-k. Mineralog. Ges., Jahr 1847 (1848), páginas 23-63 y mapa). En este mapa, indudablemente debe leerse *gabro* o *porfírita* en lugar de *granito*; Kositzky reconoció claramente la naturaleza intrusiva de estas rocas.

<sup>27</sup> Jaworovsky, Mem. citada, páginas 105 y 106. Según Seward, es posible que ciertas formas que recuerdan a los *Lepidodendron*, y que se encuentran en el África Austral asociadas a los *Glossopteris*, sean idénticas a *Sigillaria Brardi*, especie característica de las capas de Ottweiler; A. C. Seward, *On the Association of Sigillaria and Glossopteris in South Africa* (Quart. Journ. Geol. Soc. Londres, LIII, 1897, páginas 330-335).

<sup>28</sup> Yatchevsky, Gornoi Journal, 1894, I, pág. 133 (r.).

<sup>29</sup> F. Schmidt, *Ueber einige neue ostsibirische Trilobiten* (Bull. Acad. Imp. Petersburgo, XXX, 1886, páginas 501-512 y una lámina); Toll, Neues Jahrb. f. Min., 1895, II, páginas 160-164. Lindström compara los *Políperos* recogidos en estas capas a los de las calizas de Trenton y del Hudson, en la América del Norte; (Bihang K. Svenska Vet.-Akad. Handl., Estocolmo, VI, núm. 18, 1882, páginas 10-19 y una lámina).

<sup>30</sup> M. Kositzky, Verhandl. Russisch-k. Mineralog. Ges., Jahr 1847 (1848), pág. 52.

<sup>31</sup> C. von Chrustschoff, *Vorläufige Mittheilung über die von Herrn J. Lopatin aus der Steinigen (Podkammenaja) Tunguska gesammelten Gesteine* (Bull. Acad. Imp. Petersburgo, Nueva Serie, II (XXXIV), 1892, páginas 193-224 y una lámina). (En un punto a 61 ó 62 verstas aguas arriba del quinto rápido antes de la confluencia del río Velme aflora una roca con leucito.) C. von Chrustschoff, el mismo volumen páginas 225-230 y una lámina, y Neues Jahrb. f. Min., 1891, II, páginas 214-228.

<sup>32</sup> N. Idjitzky, *Investigaciones geológicas en el Gobierno de Irkutsk en 1895*, r. f. (Explor. geol. ferrocarril de Siberia, VII, 1898, páginas 113-153 y mapa).

<sup>33</sup> *Diario de la Expedición de A. L. Czekanowski a lo largo de los ríos Tunguska, Olenec y Lena*, etc.; véase también Czekanowski, Russische Revue, herausg. von Röttger,

1877, X. páginas 170 y 173-193, y *Uebersicht der geologischen Verhältnisse an der unteren Tunguska* (in. Ferd. Müller, *Unter Tungusen und Jakuten*, in-8.º, Leipzig, 1882, páginas 301-311). Müller asompañaba a Czekanowski en su segundo viaje.

<sup>34</sup> F. Müller, *Unter Tungusen und Jakuten*, pág. 305.

<sup>35</sup> J. Schmalhausen, *Beiträge zur Jura-Flora Russland, III. Jura-Flora der Unteren Tunguska* (Mem. Acad. Imp. Petersburgo, 7.ª ser., XXVII, núm. 4, 1879, páginas 55-92, y láminas IX-XVI).

<sup>36</sup> A. V. Lavrsky, *Über die Diabase des Beckens der Unteren Tunguska*, r. (Proc. verb. Soc. de los Naturalistas de la Univ. de Kazan, XXIV, 1892-1893, páginas 9 y 10).

<sup>37</sup> F. Schmidt, *Wissenschaftliche Resultate der zur Auffindung eines Mammuth-cadavers an den unteren Jenisei 1886*, publicado por M. N. Miklukho-Mklai, r. (Zapiski Soc. Im. Rusa de Geogr., XXVIII, núm. 2, 1897, páginas 161 y siguientes).

<sup>38</sup> F. Schmidt, *Vorläufige Mittheilungen ....* (Mem. Acad. Imp. Petersburgo, XIII, número 2, 1869, pág. 120). Ferd. Müller hace notar que entre los guijarros del Paisino y del Boganida traídos por Middendorff se encuentran también basaltos; de aquí deduce una gran extensión de la capa de trapp (*Unter Tungusen und Jakuten*, pág. 305). Véase también K. von Chrustschoff, *Ueber eine Gruppe eigenthümlicher Gesteine vom Taimyr-Lande aus der Middendorff'schen Sammlung* (Bol. Acad. Imp. Petersburgo, nueva serie, III (XXXV), núm. 3, 1894, páginas 421-431).

<sup>39</sup> A. E. Nordenskjöld, *Redorgerölse för en Expedition till Mynnigen af Jenissej och Sibirien* (Bihang K. Svenska Vet.-Akad. Bandl., Estocolmo, IV, núm. 1, 1877, pág. 80).

<sup>40</sup> Véase la descripción de Kairskii, cerca de la Krestovskoie Simoví, en el *Diario* de Lopatin, páginas 11, 72, etc. Polénov dice que las muestras traídas son de melafiro; véase también Fr. Schmidt, *Wissenschaftliche Resultate der Jenisei Expedition* (Mem. Acad. Imp. Petersburgo, 7.ª ser., XVIII, núm. 1, 1872, pág. 9). Kjellman, al remontar el Yenisei hacia Dudinskoie, no ha encontrado más que bloques de basalto y bancos de conchas árticas, por lo cual deduce que el subsuelo debe parecerse al de Islandia o a la parte septentrional y occidental de Groenlandia; Kjellman, en Nordenskjölds, *Redogörelse*, etcétera. (Bihang K. Svenska Vet.-Acad. Handl., Estocolmo, IV, núm. 1, 1877, pág. 70). Para una descripción del Iefremov Kamen, véase ibid., pág. 62.

<sup>41</sup> Véase el nuevo mapa, notablemente modificado, de las bocas del Obi y del Yenisei, por A. I. Vilkitsky (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr. XXXII, 1896, pág. 170).

<sup>42</sup> A. E. Törnebohm, *Ueber Vega-Expeditionen insamlade Bergarter* (in. A. E. Nordenskiöld, *Vega-Expedition Vetenskapliga iakttagelser*, in-8.º IV, Estocolmo, 1887, página 115).

<sup>43</sup> Czekanowski, *Diario*, páginas 129 y siguientes.

<sup>44</sup> R. Maak, *El círculo de Vilyui en la provincia de Jakutsk* (r.), in-4.º, II, Petersburgo, 1886, y mapas, pág. 124. La roca de la cubierta está indicada por Polonov como diabasa de olivino atribuida a la época permiana o triásica (ibid., pág. 347).

<sup>45</sup> Baron E. Toll, *Expedición a las islas de la Nueva Siberia y a las orillas del Océano Polar*. (Izvestiia Sc. Imp. Rusa de Geogr., XXX, 1894, pág. 446).

<sup>46</sup> Czekanowski, *Diario*, pág. 164. Este autor señala a orillas del Olenek algunos pliegues «en medio de capas horizontales» (páginas 156, 160 y siguientes). Es posible que sólo se trate de accidentes locales.

<sup>47</sup> Czekanowski, *Diario*, páginas 253-263.

<sup>48</sup> R. Maak, *El círculo de Vilyui*, II, pág. 45; Pawlowski, *Izvestiia de la rama siberiana de la Soc. Imp. Rusa de Geogr.*, IV, 1873, pág. 39.

<sup>49</sup> R. Maak, ibid., II, pág. 130.

<sup>50</sup> R. Maak, ibid., II, pág. 108, y en otras partes; Pawlowski, *in* Maak, páginas 89-98 y en otras partes.

<sup>51</sup> Fr. Schmidt, *Ueber einige neue ostsibirische Trilobiten* (Boll. Acad. Imp. Pe-

tersburgo, XXX, 1886, pág. 501); E. von Toll, *Beiträge zur Kenntniss des sibirischen Cambrium, I* (Mem. Acad. Imp. Petersburgo, 8.ª ser., VIII, núm. 10, 1899, pág. 32).

<sup>52</sup> R. Maak, op. cit., II, páginas 319 y siguientes, 335 y en otras partes.

<sup>53</sup> W. Obrutschew, *Die altpalaeozoischen klastischen Gesteine des Lena-thales zwischen Katschung und Witimsk in Ost-Sibirien*, r. a., in-8.º, pág. 212, mapa y dos láminas, Irkutsk, (Zapiski Section Siberie Orientale Soc. Imp. Rusa de Geogr., II, núm. 1).

<sup>54</sup> E. von Toll, *Ueber die Verbreitung des Untersilur und Cambrium in Sibirien* (Neues Jahrb. f. Min., 1895, II, páginas 161 y 162); *Beiträge zur Kenntniss des sibirischen Cambrium, I*, 1899, pág. 21 y siguientes.

<sup>55</sup> La existencia del Devoniano en el centro de la región sólo podría basarse en la de dos muestras mal conservadas que recogió Czekanowski en *Padun*, en el Angara, en areniscas rojas, y donde Fr. Schmidt creyó ver fragmentos de *Eurypterus*, pero el mismo Schmidt indica esta determinación como dudosa, a causa del mal estado de conservación de estos fósiles; in Maak, *El círculo de Vilyui*, II, páginas 365 y 366.

<sup>56</sup> R. Zeiller, *Remarques sur la flore fossile de l'Altai* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª ser., XXIV, 1896, páginas 466-487); en particular, páginas 471-482); *Examen de la flore de l'Altai et de la Tougouska inférieure*. Es extraño que Polenow, apoyándose únicamente en la naturaleza de las rocas básicas, las haya atribuido a la época permiana o al *Trias* (comp. Maak, *El círculo de Vilyui*, apéndice al tomo II).

### CAPÍTULO III

## CUMBRE DE LAS FORMACIONES ANTIGUAS

Introducción.—Patomske Nagorie.—Transbaikalia.—El lago Baikal.—Orilla occidental del lago Baikal.—Montañas situadas al sur del lago Baikal.—El Sayan oriental.—El pilar del Yenisei.—Resumen.—Minuscinsk.—El Sayan occidental.—Tannu-Ola.—Jangay.—El Valle de los Lagos.—El Altay mongol.—El Gobi oriental.—Conclusión.

La extensa región que ahora discutimos forma, por su posición y estructura, *la más antigua cumbre de los pliegues eurásicos*. Marca su límite occidental el Yenisei, por debajo de Krasnoiarsk; la limita al este, cerca del meridiano 120° E., la continuación del gran Jingan, que se arrumba al NNO. y cuyo borde occidental cruza el Argun en Nerchinskii-Samod y más al norte el Shilka. En el anfiteatro de Irkutsk rodean la cumbre los pliegues marginales de la meseta paleozoica.

Los terrenos y los pliegues de esa cumbre son antiquísimos; granito, que a menudo contiene hornablenda; neis y neis de hornablenda, y en ciertos lugares una serie (considerada discordante) de micacita, pizarras cloríticas, cuarcitas antiguas y calizas cristalinas con agujas de granito forman la mayor parte de sus largos pliegues y sus bajas colinas de «goltzi». Asociados con ellos hay granitos más recientes, diabasa, pórfido, porfiritas, y, por último, lavas básicas, algunas relativamente de época moderna; a trechos, en los valles, depósitos terciarios de agua dulce con lignito.

Los pliegues de la cumbre son sin duda anteriores a los sedimentos cambrianos del Lena. A lo largo de la fractura oeste del lago Baikal (bb, fig. 2.<sup>a</sup>), hay regiones en las que dichos pliegues se arrumban en ángulo recto con los marginales y con la fractura. Es dudoso que las partes interiores de la cumbre estuvieran cubiertas siempre por mares paleozoicos, aunque se supone que indican tal sumersión ciertos jirones ampliamente diseminados y compuestos en su mayor parte de pizarras y cuarcita. En vano buscaríamos allí esa variedad de depósitos marinos fosilíferos que



caracteriza a tantas regiones montañosas; pero hacia la periferia, especialmente en el SE. y el sur, esos antiguos pliegues se pierden en cordilleras más modernas, y hallamos fósiles de edad devoniana. La fractura marginal del anfiteatro es muy antigua.

En 1855 publicó Meglitzki un mapa en bosquejo del Baikal, en el que se veía que, hasta grandes distancias, el lago corta oblicuamente la dirección de los terrenos que forman las montañas de sus orillas<sup>1</sup>. Después Tschekanowski, Kropotkin, y sobre todo el infatigable y sagaz observador Tscherski, añadieron mucho a nuestro conocimiento relativo a las montañas próximas a aquel lago. Recientemente, los trabajos preparatorios de la construcción del ferrocarril transiberiano han abierto nueva era en el estudio geológico de esas regiones.

Tschersky aseguraba que una estrecha faja de país montuoso, al oeste del lago Baikal, representa la continuación de las tierras altas de la Transbaikalia. También reconoció que los pliegues de las antiguas montañas al este y al oeste de dicho lago, tenían direcciones opuestas y convergían hacia el sur. Llamaba *dirección del Baikal* a la que con rumbo NE. o ENE. existe a levante de esta extensión de agua, y llamaba *dirección del Sayan* a la NO. u ONO., que prevalece en la parte occidental<sup>2</sup>.

Esa doble dirección de los pliegues precambianos se revela, al parecer, lo mismo a saliente que a poniente, en los cursos de muchos ríos y en la forma del suelo. Sin embargo, un examen más detenido muestra que no es así en realidad, y que la configuración actual depende de estructuras de índole por completo distinta.

Respecto de la región del Irtych Negro o superior, situado mucho más al oeste, dedujo Bogdanowitch hace tiempo que debemos atribuir a hundimientos y largas fracturas mayor influencia en la estructura de las montañas asiáticas de lo que antes se había supuesto. Klemenzen formó la misma opinión por sus estudios del Valle de los Lagos en Mongolia. Pero el mayor mérito corresponde a Obrutschew al haber mostrado que cruzan la comarca montañosa de la región transbaikálica largas fracturas que, a veces, forman fosas continuas y dan a prolongadas crestas montañosas caracteres de otros tantos pilares<sup>3</sup>.

A veces, esas fracturas coinciden en larga distancia con la dirección de los pliegues; en otros sitios la cortan, pero en conjunto, según antes observamos, originan una configuración dependiente de aquéllos. Cualquier desviación no debe parecer prueba exclusiva de la existencia de fracturas, porque en montañas de tan remota edad la erosión puede haber influido de modos diferentes. Así lo muestran los valles transversales denudados de la Transbaikalia, y cuando estudiemos los Alpes del Tunka y del Kitoy, al oeste del lago Baikal, veremos que especiales circunstancias han hecho en aquella región los valles independientes de la estructura de las montañas.

De mayor importancia es que las largas fracturas antes mencionadas presenten a menudo emisiones de rocas eruptivas, tales como pórfido y porfirita, tobas y brechas, melafiro, basalto y, a veces, también traquita y rhyolita.

Por último, en las partes mejor conocidas de la comarca montañosa, sobre todo en el Selenga inferior, vemos cuencas de hundimiento indiscutible. Nuestros colegas rusos les dan la expresiva denominación de *dislocaciones disyuntivas*. En realidad, sería imposible explicar la formación de una serie de fracturas casi paralelas y de fosas cuyo recorrido corresponde en largas distancias con la dirección de los pliegues antiguos, sin admitir cierto aumento de tensión que actuase casi según el rumbo del antiguo plegamiento, y que puede resolverse en disyunción, esto es, producir grietas, y también en hundimiento de largas fajas de terreno entre aquéllas. Entonces suelen coincidir en la disyunción rocas eruptivas de distintas edades. En montañas plegadas muy comprimidas y de edad moderna, como el Himalaya y los Alpes, no se conocen tales disyunciones.

PATOMSKE NAGORIE.—A lo largo de las fracturas y flexiones que rodean el borde interno del anfiteatro de Irkutsk se ha hundido grande parte de la mitad occidental de la cumbre, y ocupó su sitio la meseta paleozoica del Lena, el Angara y el Oka. En cambio, hacia el este, en Transbaikalia, y en el sur del lago Baikal, se despliegan los rasgos de su estructura, y allí debe comenzar nuestro estudio.

Sabemos que la meseta cambriana se ve en el lecho del Lena próximamente hasta Yakutsk, donde la arenisca roja que forma la parte superior de la serie paleozoica se oculta bajo capas con restos de plantas, que pertenecen a la serie de Angara o del grupo terciario.

Cuando Middendorff realizó su ardua jornada hacia el SE., desde Yakutsk hasta Udkii Ostrog, observó en la región comprendida entre el río Aldam y el Pequeño Aim (afluente del Maia por su orilla izquierda, hacia los 58° N.) arenisca horizontal y conglomerado y delgados lechitos de carbón. Debajo de éstos, en barrancadas más hondas, hay calizas y dolomías horizontales, que Middendorff relacionó con los depósitos del lecho del Lena. Hasta que hayamos pasado de esta localidad más de cuatro grados de latitud al sur de Yakutsk, no se mostrará la desarbolada cordillera de Kochkap, con sus cimas redondeadas de diorita y granito; pero aun esas cimas están cubiertas de arenisca roja. Más allá del Koch-kap reaparece la caliza horizontal y sobre ella la arenisca. Se extiende desde el río Utshur, por el Uyan, hasta el pie occidental de la rocosa cordillera de los montes Aldam <sup>4</sup>.

Meglitzki remontó el río Maia y alcanzó el pie occidental de los montes Aldam, a unas 230 verstas al norte del itinerario de Middendorff. También él encontró tan sólo lechos horizontales; debajo caliza, arriba arenisca, a veces con restos de plantas. En Nelkan aún se halla la arenisca. Sin

duda el terreno se alza desde el Lena hacia el valle superior del Aldam, pero la elevación no es grande, y donde los sedimentos horizontales chocan con el pie rocoso de los montes Aldam, su superficie tabular, aunque profundamente cortada por los cauces de los ríos, revela manifestamente, en su altura uniforme, el límite entre esos sedimentos y las antiguas rocas de la cordillera <sup>5</sup>.

Bogdanowitch ha descrito el contraste de paisaje a ambos lados de los montes Aldam. Procedente de Udskii Ostrog, esto es, del SE., y siguiendo el río Nemerikan ascendió a las montañas con grandes dificultades. Desde los 1.200 metros de altitud, en dirección al mar, se distinguen largas cordilleras paralelas, mientras que hacia el interior una selva virgen ilimitada se extiende por los suaves flancos de la cordillera, y las corrientes de agua ahondan profundos cauces <sup>6</sup>.

Si ahora tomamos como centro Yakutsk, y remontamos el Lena 500 verstas hacia Olekminsk, luego unas 700 por el camino que siguió Middendorff hasta el Utshur Superior y más de 600 verstas en el que adoptó Meglitzki hasta Nelkam, encontramos en todas partes sedimentos horizontales con la sola excepción del antiguo pliegue del Koch-kap, de modo que la cuenca del Aldam debe considerarse prolongación oriental de la gran meseta del este de Siberia, la que se inserta entre el arco de Verjoiansk y el poco conocido límite de la región montañosa de la Transbaikalia. Los montes Aldam la separan al este del mar.

Para alcanzar el límite septentrional de la Transbaikalia retrocedamos hacia el oeste. El Lena, por debajo de su confluencia con el Vitim, se encorva al norte, más allá del paralelo 60°, y así vuelve hacia el sur de esa latitud. Motiva el arco un afloramiento de rocas arcaicas que lo integran. P. Kropotkin describió hace algunos años admirablemente la estructura de esta región <sup>7</sup>.

Allí ha excavado el Lena su valle, a veces hasta 300 metros de profundidad y sus orillas son muy abruptas. A grande altura sobre el río hay una plataforma de arenisca roja del siluriano inferior, cuyo principal nivel no llega a 300 metros sobre el mar, lo que corresponde en altura a la arenisca roja horizontal que se ha hallado lejos de allí en los montes Kuchug, entre Achinsk y Krasnoiarsk. Bajo la arenisca yace caliza cambriana. Sin embargo, el arco del río coincide con el margen de la plataforma.

Si ahora dejamos el Lena, hacia las 50 verstas aguas abajo de la desembocadura del Vitim, y seguimos hacia el SE., alcanzaremos lechos muy levantados de arenisca cuarzosa, pizarras y caliza antigua, quizás continuación de los pliegues marginales del anfiteatro. A unas 50 verstas del Lena nos hallamos a 900 metros de altitud, en una cordillera de neis pardo que se arrumba al NE. Más al levante, hacia el gran Patom, aparece una cordillera aún más alta, a la que llamó Kropotkin *Patomske Nagorie*, es decir, la Meseta del Patom. También se compone de rocas arcaicas. Su parte

más alta, la masa de granito y neis de *Тепторо* llamada también «Sombrero de Napoleón», alcanza 1.794 metros de altura. Cubierta de nieve, domina la comarca que la rodea, que se extiende ampliamente en lomas redondeadas que ha estriado y pulido la erosión glacial.

Esos terrenos no alcanzan el Lena en el NE., pero cruzan el Vitim en el SO. Anchísima faja de pizarra arcillosa limita el lado SE. de las tierras altas y las separa de los montes del Olekna. Se ha reconocido en 200 verstas, y su extremo norte llega casi a la confluencia del Patom. Se arrumba al NE. (40 a 50°) <sup>8</sup>.

Después de las investigaciones de Kropotkin, volvió a estudiar el Vitim inferior, Obrutchew, quien me ha facilitado un mapa geológico del Patomske Nagorie. Obrutchew descubrió el sorprendente hecho de que en la orilla norte del Vitim, al SE. de la antigua masa de la Patomske Nagorie, existe una amplia comarca de pizarra arcillosa, acaso precambriana, asociada con cuarcita y caliza alterada y que a trechos atraviesa granito más reciente; la afectan abundantes, largos y amplios pliegues que se arrumban de este a oeste, con ligera divergencia al ESE.; dirección en desacuerdo con la general de las mesetas arcaicas. Esos pliegues están desnudados. Obrutschew ha llamado al más alto de ellos *Требет Крпоткина*; alcanza 1.100 metros de altitud y forma en más de 100 verstas la divisoria entre los tributarios del Vitim, que allí corren de este a oeste, y los del Gran Patom y del Vacha <sup>9</sup>.

De lo que antecede deducimos que la Patomske Nagorie es continuación de las montañas transbaikálicas que se hallan más allá del Vitim y que posee la dirección baikálica normal (según la definición Tschersky). A los futuros observadores corresponde resolver el problema que envuelve la divergencia de los pliegues, al parecer más modernos de los montes Kropotkin.

EL VITIM Y LA TRANSBAIKALIA.—Los viajes de Kropotkin, tan fecundos en resultados científicos, datan de 1866. El camino que siguió se dirige hacia el sur del Patom, entre los meridianos 113° y 115° E., por la inhospitalaria comarca de la vertiente meridional del Yablonoy. El año anterior había atravesado Lopatin la ancha comarca del este de la mitad septentrional del lago Baikal. Polenow ha descrito sus colecciones <sup>10</sup>.

La mitad oriental de la cumbre, que aún se conserva, coincide en esencia con la Transbaikalia. En lo que se refiere al norte, nuestras fuentes de información son las citadas obras de Kropotkin y Lopatin. Para la parte meridional, las investigaciones se relacionan con la construcción del ferrocarril transiberiano. Obrutchew y sus compañeros Gerasimow y el príncipe Gedroitz estudiaron la comarca entre el Selenga y la confluencia del Shilka y el Argón. Las obras del primero se refieren a la región desde el Selenga al Chita; las de Gerasimow a la parte media hasta el Onon y las de Gedroitz a la región situada al este <sup>11</sup>.

Aprovecho esta oportunidad para expresar mi gratitud a Obrutschew, no sólo por los muchos informes manuscritos que le debo, sino también por su auxilio personal en la composición de las páginas, que me facilitó en largas y repetidas visitas; a él debe atribuirse todo lo que en ellas es de valía acerca de la estructura de la Transbaikalia.

El borde paleozoico, que en el norte y este separa la meseta del Paton del Lena, aparece también en el Vitim inferior, donde alcanza 40 verstas de anchura. Al este del borde, como antes dijimos, el Vitim corta la continuación de la meseta, que se extiende al SO. Algo más a levante, las cordilleras plegadas de los montes Kropotkin asoman al norte del Vitim; hasta ahora no se ha determinado su relación con la región arcaica, pero es notorio que forma el límite de la meseta.

En la agreste comarca del sur, que se halla al este y NE. del lago Baikal, reconoció Kropotkin tres elementos tectónicos independientes, a saber: las dos cordilleras, septentrional y meridional, de Mujski, que separan el ancho valle del Maia y la amplia meseta del Vitim, que se extiende al SE. del Mujski meridional.

Ahora intentaremos un análisis basado, respecto de la región septentrional, en las obras de Lopatin, y para la meridional, en las de los autores más modernos.

I. *La cordillera septentrional de Mujski* consta de dos partes. Las *montañas del Deliun-Uran*, formadas en su mayoría de granito sienítico, en el norte, y la cordillera septentrional de Mujski (usado este término en sentido restringido), en el sur. La cordillera septentrional de Mujski es un anticlinal compuesto de neises que se arrumba al SO., con un eje de granito y grandes diques de diorita; según Kropotkin se prolonga hacia el SSO., por la cordillera de *Bargusin*, que forma la orilla NE. del lago Baikal, y su extremo meridional se denomina el *Gshivyrskuiskii*. Se conecta, según advertía también Kropotkin, con el promontorio de Swjatoi Noss, y continúa más allá, cruzando oblicuamente el lago Baikal, cuya orilla occidental alcanza por la isla de *Oljon*.

La ladera SE. de la cordillera de Bargusin, al norte del paralelo 54° N., desciende en precipicio por ingente acantilado hasta el valle fluvial del mismo nombre; en grande parte se compone de granito porfírico, especialmente hacia el SO., y sin duda a la existencia de estas rocas debemos atribuir la endentada forma de su cumbre. Más al sur, hacia la ciudad de Bargusin, hay estribos montañosos con variedad de rocas, tales como sienito, agujita sienítica y caliza cristalina con hojuelas de mica <sup>11</sup>.

Cubren, en parte, el amplio valle de Bargusin, depósitos terciarios de agua dulce. La depresión continúa mucho al NE., en el valle del río afluente Yirka, y *representa la prolongación NE. de la mitad meridional del lago Baikal*. Lopatin visitó la divisoria del Yirga con el Zipa superior y el valle alto de este río cuando la nieve cubría el suelo, por lo cual aqué-

llos son poco conocidos. Sin embargo, el valle del Zipa se ajusta bastante a la dirección NE. del de Bargusin; luego, ensanchándose, abarca el gran lago de Bautow y, al fin, constituye una depresión ancha y pantanosa que sigue el Zipa con un séquito de laguitos. Esta depresión del lago Bautow y del Zipa forma el límite entre la cordillera meridional de Mujski y la meseta del Vitim.

Si aceptamos tal criterio y consideramos al valle del Zipa prolongación del de Bargusin, ambas ramas del Mujski quedarán al norte de la línea límite así formada. En cambio, según Kropotkin, la rama *Mujski Meridional* continúa por la divisoria entre el Yirka y el Zipa y las bajas montañas de *Argoda* y de *Ikat*, situadas a levante del Bargusin. Dichas montañas, que descienden abruptamente al valle de este nombre, muy diferentes de la cordillera de Bargusin, opuesta a ellas, son más altas (2.000 metros), y forman sus cumbres cúpulas redondeadas y compuestas de neis.

II. *La meseta del Vitim.*—La limitan al norte largas escarpas que se dirigen desde la región intermedia del Vitinkam y el Vitin-Her, hacia el NE., y corresponde al borde meridional de la depresión que ocupan el lago Bauntow y el Zipa medio. Ancha y continua zona de pizarras cristalinas forma la unión con las montañas de Argoda y de Ikat. En el lado interior de esas zonas componen la meseta granito y sienita a los que cubren a trechos depósitos terciarios de agua dulce y mantos de basalto.

Atraviesan la región situada al oeste del Vitim ramas de bajas colinas con dirección NE., paralelas a las grandes montañas del Ikat; pero dentro de la curva del Vitim, y más al este la superficie se extiende sin notables relieves a una altura media de 900 metros; en la misma curva descubrió Lopatin extensa zona de basaltos, que cruzó durante 40 verstas. La superficie es una absoluta llanura, si se prescinde de profundos y abruptos barrancos que allí han excavado el Yilinda y el Amalat superior. Lopatin encontró conos de escoria con orificios circulares llenos de agua dulce, que Polenow considera restos de solfataras <sup>13</sup>.

Las montañas al este del valle de Bargusin, en el Ikat y el Argoda, así como mucha parte de la meseta del Vitim se extienden aún más al SO. y se unen con la cordillera de *Ulan Burgassai*. Entonces alcanzamos la orilla SE. del lago Baikal, región que estudiaron Obrutschew y sus compañeros. Los espolones de Ulan Burgassai o de los montes Kurbin quedan cortados por el Selenga cerca de Verkne-Udinsk, y continúan con el nombre de Jrebet *Jamar-Daban*; éstos se unen con la corta rama de *Jambinskii*, cuya dirección diverge al SSO.

Las últimas cordilleras consisten en neises y pizarras antiguas con jirones aislados de granito. En los montes de Jarbin la dirección es de este a oeste y ONO.; en algunos sitios, NNO. y NNE.; varias masas de caliza se arrumban al ENE. En el Jamar-Daban, orilla izquierda del Selenga, las rocas antiguas se dirigen al ENE. y NE.; por lo tanto, es probable que

prevalezca la dirección baikálica, aunque hay indicios de la del Sayan. Sin embargo, no determina el perfil de las montañas la dirección de las rocas, sino larga zona de fractura que sigue su margen meridional.

La zona de fractura no es completamente rectilínea. Comienza en la fosa situada al pie meridional de la cordillera de Jambin, donde está el *lago de los Gansos*. A la fractura acompañan varias rocas eruptivas y las capas terciarias con lignito que se presentan allí están también dislocadas.

Antes de alcanzar el Selenga, las líneas de fractura a ambos lados de esa depresión que allí se arrumba al NNE., giran al NE. y ENE.; cruzan el Selenga, en Verkne-Udinsk, y luego forman, en el norte del Uda, el límite meridional del Jamar-Daban y de los montes de Kurbin. Las acompañan muchos jirones de basalto. Allí corre el Uda por larga zona de hundimiento. Hasta 30 verstas al ENE. de Verkne-Udinsk se ven jirones de basalto en la orilla norte de aquel río. Siguiendo la dirección alcanzamos los grandes lagos que señalan la divisoria del Uda y el Vitim. Un cauce fluvial, el Choloï, y después el mismo Vitim medio continúan esa larga depresión rectilínea. Pasado el paralelo 54° N., según Gerasimow, el Vitim discurre por estrecho valle de rocas arcaicas, en el cual se hallan a trechos capas terciarias de agua dulce con fósiles; las cubre un manto de basalto de 15 a 30 metros de espesor. Más allá, a lo largo del Ingur y el Olnau, ensancha ese manto horizontal que, sin duda, se une hacia el oeste con las grandes comarcas basálticas del Amarat superior. Precisamente en esa localidad, al norte del Konda, tributario por la orilla derecha, descubrió Gerasimow dos conos volcánicos. Uno, a 5 ó 6 verstas del Vitim, a orillas del arroyo llamado Kakirtay, consiste en escoria suelta y lava que se eleva a 200 metros sobre la comarca que lo rodea, y lo denominó su descubridor *Volcán de Obrutchew*. El segundo, llamado *Volcán de Muschketow*, está a siete verstas del Vitim, cerca del riachuelo de Ingur, y se alza de una plataforma de basalto hasta 140 metros; su cráter encierra una laguna. El basalto contiene fragmentos de granito '4.

Podemos, pues, considerar la larga línea que sigue por el Lago de los Gansos, Verkne-Udinsk, el cauce del Uda, los lagos de la divisoria, el Choloï y el Vitim medio como línea disyuntiva, que tal vez interrumpen rocas arcaicas pero continuas en posición y dirección; recuerda los rasgos de la línea casi paralela de Bargusin-Zipa.

Ya hemos visto que esa línea, en su parte SO., diverge del rumbo SSO. en la fosa del Lago de los Gansos. La distancia de este lago al río Selenga llega a 120 verstas, y desde allí hasta los volcanes del Vitim, a unas 450; pero aun hasta más allá de este punto conserva el Vitim la misma dirección en gran distancia.

III. A levante de la fosa del Lago de los Gansos, la cordillera de los montes Monostoi, en contra de la regla general, arrumba al NNE.; hacia el este se une con la cordillera de granito de *Zagan-Daban*, que a lo an-

cho abarca desde Verkne-Udinsk hasta Selenginsk, y continúa al ENE. por la rama de Chudun.

Otra fosa bordea el lado sur de esta rama. El curso entero del Tugnui, que vierte al Jilok, al sur de Selenginsk, está dentro de la fosa o zona de hundimiento. Lo acompañan muchas rocas eruptivas, y el pilar de granito de los montes Tugnui se alza fuera de ella.

La *fosa del Tugnui* se une, al oeste de Selenginsk, con la del Lago de los Gansos. Una faja de basalto de 100 verstas de longitud ciñe su borde septentrional y forma al mismo tiempo el meridional del Zagan-Daban; luego, hacia el ENE., se estrecha la fosa y sólo reducidas señales de basalto indican su continuación por el valle del Kitshenga.

IV. El pilar inmediato deriva su nombre de los *Montes Saganskii*, que se componen de neis y pizarras antiguas. Comprende, en el SO., las montañas de las orillas del Yida y las que se extienden entre este río y el Selenga, así como la rama que cruza desde Mongolia y penetra en Siberia entre Ust-Kiajta y Troiskozavodsk. Pero esta última cordillera parece únicamente continuación de la mitad meridional del pilar; la mitad septentrional ha desaparecido bajo extensa masa de basalto: el *Jrebet Basaltovii*, que tiene 60 verstas de longitud, grande anchura, y a la que corta el río Chikoi hasta cuyo nivel sólo se ve basalto. Hacia el ENE. emerge la cordillera arcaica de Saganskii, que continúa más al ENE. con el nombre de Zagan-Junti.

También define el borde meridional de la cordillera de Saganskii una fractura, la *fosa de hundimiento del Jilok*, que repite en todos sus caracteres las fosas del Lago de los Gansos y del Tugnui y que, como ellas, se estrecha hacia el ENE. El basalto la limita por ambos lados. Parece morir hacia el ENE., pero Gerasimow ha mostrado que no ocurre así y ha señalado su prolongación, que al principio marcan ciertos basaltos y luego larguísima faja de pórfido, que gira gradualmente del ENE. al NE. y acompaña a la cadena de lagos que se extiende por el lado occidental de los montes Yablonoy; sigue más allá de éstos, y, como ha mostrado Gerasimow, continúa hasta las fuentes del Yumargón, afluente por la orilla derecha del Vitim (lat. 53° N.). Los dos pilares antes mencionados, Zagan-Daban y Sanskii, pierden importancia hacia el ENE., a unas 50 verstas al SSE. de los volcanes del Vitim.

V. Los montes Malkan componen la porción más importante del pilar inmediato. Ese ramal emerge, cerca de Kiajta, de una verdadera oleada de rocas eruptivas; gana anchura hacia el ENE., describe ligera curva cuando pasa al rumbo NE. y luego estrecha de nuevo. Y en esta parte del pilar de Malkan, arrumbada al NE. o NNE., forma, según se extiende a levante, por los valles del Ingoda y el Chita, la nombrada cordillera de *Yablonoy*, que, afirma Gerasimow, continúa en iguales condiciones por la orilla izquierda del Karanga.



El descenso de los montes Yablonoy a la fosa del Ingoda es de 250 a 300 metros; a veces, acantilado oscuro, con esparcidas manchas de bosque y otras, ladera de restos peñascosos. Las rocas arcaicas se dirigen al ENE. y las corta la escarpa arrumbada al NNE. <sup>15</sup>.

La razón de que hasta ahora se haya considerado la escarpa del Yablonoy uno de los principales escalones del Asia interior se debe, sin duda, a que el Ingoda y luego el Shilka cortan a todos los pilares y pliegues a levante de ella. El resultado es que un viajero que proceda del oeste permanece en tierra alta hasta que alcanza la pendiente ladera de los Yablonoy; pero en adelante no cruza más alturas, sino que continúa su camino por la larga vía fluvial, que en todo su curso hacia el Jingan sigue un valle transversal.

Mucho espacio requeriría la detenida discusión de los sucesivos pilares que se arrumban al ENE. Los primeros son: (6), la rama de *Tsherski*, y (7), la de *Daurian*; ancha faja de pizarras metamórficas continúa desde Mongolia hasta su parte sur occidental. La cordillera de *Borchshevoshni* es notable por su gran longitud. La cortan el Ingoda inferior y el Shilka superior, y más allá de Nerchinsk y Strietensk la cordillera de *Shilka* se inserta al este. Las pizarras metamórficas y grauvacas intervienen mucho en la formación de los montes Borchshevoshni; las dominan pliegues más elevados y «goltzi» de granito. Gedroitz trazó una faja larga y estrecha de afloramientos graníticos en los montes Shilka, hasta Uriumskii (latitud 53° 45' N.), ya en la divisoria al mar Polar. A la cordillera de Borchshevoshni pertenece la cumbre más alta de la Transbaikalia, la montaña de pórfido de *Sojondo* (2.516 metros) en el extremo sur occidental de la cordillera <sup>16</sup>.

Ancha faja de terreno bajo con depósitos terciarios de agua dulce que contienen restos de peces y se asocian con basaltos se extiende desde el SO., por la región de los lagos Tarei, y desde allí por el valle de Onon-Borsa <sup>17</sup>. Más al este, hasta el Argun, hay rocas volcánicas modernas, desde Mongolia por el extremo SO. de las siguientes fajas; (9), el *Gasimur-Onon*; (10), el *Nerchinskii*; (11), el *Klichk*, y (12), la rama de *Argun*, que ocupa la porción sur oriental de la Transbaikalia. (Uso la palabra faja porque, en la mayoría de los casos parece que sustituyen a las fosas simples líneas de dislocación.) Tienen igual dirección que los pilares antes mencionados, pero son más cortas. En esta parte oriental de la cumbre contienen las cordilleras depósitos marinos devonianos, y, por tanto, falta uno de los caracteres más notables de la parte central. Estos sedimentos paleozoicos llegan al Shilka. Se les unen pizarras metamórficas y grauvacas, y desde Strietensk y Nerchinsk en adelante hacia el SO. alcanzan mucha extensión en la comarca del río Onon. También pueden hallarse sedimentos carboníferos y hay además algunos lechos algo plegados, que quizá pertenecen a la serie de Angara.

Las rocas volcánicas se extienden desde Mongolia, a lo largo del Argun, hasta el recodo del río, cerca de Alt-Tsurujaita ( $50^{\circ} 15' N.$ ), luego cruzan de nuevo el Argun por encima de Nerchinskii-Savod; el basalto, la riolita y las traquitas aparecen en amplio espacio. Según Gedroitz, no sólo se ven mantos de lava, sino cúpulas aisladas, bombas volcánicas y todos los signos propios de reciente actividad.

Al sur de Nerchinskii-Savod las rocas antiguas se dirigen al norte,  $10$  ó  $20^{\circ} E.$ , mientras que al septentrión de aquella localidad, y especialmente *al norte del paralelo  $52^{\circ}$ , la dirección de las rocas es por completo distinta, pues se trueca en  $NNO$ .* Hemos alcanzado el Gran Jingan y con él el límite oriental de la cumbre.

Una de las deducciones más importantes de Gedroitz es la prueba de que el límite occidental del Gran Jingan está por encima de la confluencia del Argun con el Shilka; alcanza el Argun algo por debajo del Nerchinskii-Savod, y el Shilka entre Gorbeitza y Voskressinsk <sup>18</sup>.

En general podemos resumir del siguiente modo el resultado que obtuvieron Obrutschew y sus colegas:

Desde las montañas del norte del Baikal hasta el Argun los pliegues siguen dirección baikálica (ENE. ó NE.); sólo en el extremo meridional del lago asoma la del Sayán (OSO.) en algunas localidades aisladas. En las cercanías del anfiteatro el plegamiento es, sin duda, precambriano; en cambio, en el sureste de Transbaikalia el devoniano y acaso aún los lechos de Angara están envueltos en aquél. Creemos con Obrutschew que la fuerza del plegamiento continuó en el sureste, aunque con decreciente intensidad hasta épocas modernas <sup>19</sup>.

Las grietas o líneas disyuntivas siguen el mismo plan general. Excepto algunas cortas fracturas en la parte suroeste del Zagan-Daban y del pilar de Saganskii, esas largas líneas adoptan también, en conjunto, la dirección baikálica. Si incluimos las regiones más septentrionales, veremos que la línea desde Oljón, por el valle del Bargusin, se arrumba casi al NE.; las del norte del Lago de los Gansos, el Uda y el Vitin, casi al ENE., y todas las líneas siguientes hasta el lado oriental de los montes Daurian, presentan curso arqueado dirigido al ENE., pero con ligera convexidad al SE., mientras que al este la dirección es rectilínea y justa al ENE.

Así, tres sucesivos campos de hundimiento cuneiformes se originan, según las fosas, al SE. del lago Baikal, a saber: en el Lago de los Gansos, en el Tugnuí y parte del Jilok.

Rocas eruptivas siguen en largas distancias esas fracturas. Los pórfidos y sus tobas son, al parecer, de un extremo al otro, más antiguos que los basaltos. Las propias fracturas corresponden a distintas edades, y los cráteres del Vitin indican la existencia de la acción volcánica hasta un período relativamente moderno.

Las líneas disyuntivas y fosas hallan su más marcada expresión en la

parte occidental de la comarca que examinamos, donde no hay pliegues modernos. Parece *como si hasta las tensiones se hubieran producido después del plegamiento* y que se manifiesten en dislocaciones con rumbo, si no idéntico al de los pliegues, el mismo en esencia, esto es, al ENE. o NE.

EL LAGO BAIKAL.—Este lago tiene más de 600 verstas de longitud; en Europa llegaría desde Trieste a Praga. Alcanza más de 80 verstas de anchura.

Sus orillas se componen, en gran parte, de erguidos acantilados; es muy profundo. Las obras de Dybowski y Godlewski, así como los más recientes sondeos de Drischenko, nos permiten formar idea aproximada de aquel anegado abismo <sup>10</sup>.

Al sur de la desembocadura del Selenga, y especialmente hacia la orilla al norte del Angara, la profundidad del lago en grande espacio pasa de 700 sajenas (1.493 metros), y la sonda más profunda hasta ahora es de 1.610. Si calculamos en 512 metros la altitud de su superficie, resulta que el lecho del lago Baikal desciende a 1.098 metros bajo el nivel del mar. Pero algunas irregularidades se presentan en la depresión. En primer lugar, es tan enorme el cono aluvial de sedimentos del Selenga, que desde la desembocadura del río hasta más allá de la parte central del lago la profundidad no excede de 200 a 300 metros. Al SO. del delta, entre éste y la parte más profunda del lago, un pliegue aislado se alza desde los 500 y 800 metros de profundidad hasta los 70 de la superficie <sup>11</sup>.

Al norte del delta hay grandes profundidades, entre Sviatoy Noss y Oljón, y alrededor de Sviatoy Noss es frecuente no hallar fondo a los 1.000 metros. Al oeste de Sviatoy Noss, hacia el centro del lago, cuatro pequeños arrecifes de neises, los *Ushkani*, surgen del agua desde los 600 y 700 metros de profundidad. La parte norte del lago hoy conocida tiene siempre más de 400 sajenas (853 metros) de profundidad aun casi en sus orillas.

Como antes dijimos, Kropotkin consideraba el promontorio de Sviatoy Noss y la isla de Oljon continuación de la cordillera de Bargusin. Las observaciones posteriores tienden a confirmar este aserto. Por lo tanto, puede considerarse el lago Baikal compuesto de dos partes casi iguales, unidas por un extremo y algo sesgadas. El extremo meridional de la parte norte del lago está en Maloe More, detrás de la isla de Oljón. El septentrional de la cuenca del sur continúa por el valle del Bargusin. De modo que en el Baikal hay que considerar *dos lagos gemelos*. Mientras que su ancho, en conjunto, llega a 80 verstas, el mayor de cada parte es sólo de 50 a 55.

El Selenga, con mucha diferencia el más importante afluente del lago, entra en él normalmente por la orilla oriental; en cuanto al Angara, que sale del lago, lo deja también en ángulo recto, y en modo alguno indica

relación con el dibujo de las orillas de aquél. La posición de ambos ríos finge que uno parezca continuación del otro como si un tiempo hubiesen formado parte de una sola corriente que cortó en dos la formación del lago.

Violentos terremotos recientes han producido sin duda hundimientos en el terreno aluvial del delta (I, pág. 35), pero no cambio tectónico apreciable.

Georgi, que visitó el lago Baikal en 1772, mostró grande perspicacia al dar especial valor a lo abrupto de sus orillas, «que revelan un corte en las montañas: los fragmentos de roca en el agua; las islas adyacentes, redondeadas, a veces muy próximas a la orilla, que separan grietas y corresponden a ruinas de antiguas montañas, y las enormes profundidades inmediatas a los acantilados». Todo esto, pensaba él, muestra que el lago ha tenido origen violento. Consideraba el espacio que ocupa prolongación del valle del Angara superior, el cual por algún cataclismo, tal como hundimiento de la corteza, se ha trocado en lecho del lago <sup>22</sup>.

También Erman atribuye el lago a hundimiento. Tscherski, que tanto ha contribuido a explorarlo, conjeturaba que, originariamente, formaba parte de un antiquísimo valle de erosión, que más tarde modificó el plegamiento. Obrutschew, volviendo a la opinión de Erman, pensó que el lago se había formado por proceso disyuntivo; en ayuda de este criterio citaba las fosas de hundimiento de la Transbaikalia <sup>23</sup>.

El lago Baikal no es valle de erosión; ni tampoco fosa como el valle del Rin que hubiese dejado a lo largo fallas rectilíneas con salto, ni fractura rectilínea como el lago Rudolf. El perfil ligeramente curvilíneo de sus dos mitades se relaciona con el plegamiento cambriano de tal modo, que en algunos sitios, como en la Maloe More, la dirección de los acantilados coincide casi con la de los pliegues, mientras que en otros sitios, como en el SO., más allá de Buguldejka, los pliegues quedan cortados transversalmente por la costa.

Por otro lado, debemos admitir que la dirección de esas abruptas orillas se asemeja mucho a la de las líneas disyuntivas de la cumbre o cima asiática. El hecho de que las dos mitades que componen el lago sean tan semejantes y tan íntimamente relacionadas en posición, basta para indicar su origen común. Así, es probable que la causa que las produjo actuase en espacio aún mayor. En consecuencia, el lago Baikal debe considerarse resultado de las mismas tensiones que produjeron las fosas de hundimiento del Lago de los Gansos, el Tuñui y el Jilok.

Nuevo punto de semejanza con esos valles disyuntivos nos proporciona la existencia de depósitos ligníferos (quizás de edad terciaria) en la orilla oriental del lago, cerca de Malinovskaia, opuesta al Angara, y que ha descrito Jatschewski <sup>24</sup>. Su estratificación es casi horizontal.

En cambio difieren en dos puntos fundamentales,

El primero es la grande anchura del lago. Aunque la fosa del Ingoda tiene 10 a 15 verstas (anchura que con frecuencia alcanzan los valles disyuntivos), y aunque hallamos fosas todavía más amplias en el Selenga, ninguna de ellas puede compararse con el lago Baikal. La anchura del pilar de Bargusin se reduce a la de la isla de Oljón, cual si en anchas rebanadas se hubiese hundido y desaparecido.

El segundo punto de diferencia consiste en la falta de rocas eruptivas, pues sólo en un lugar cerca de Kultuk, en el extremo meridional del lago, asoma el basalto; pero éste corresponde al límite de una emisión que llena el antiguo lecho del Irkuta, y fuerza a este río, como ha demostrado Tscherski, a abrir su actual lecho por un cauce que se dirige al Angara. Me informa Obrutschew de que en los conglomerados de la serie del Angara, por encima y por debajo de Irkutsk, abundan cantos de pórfidos y felsitas y de las correspondientes tobas y brechas, mientras que tales rocas no se conocen *in situ* en mucha distancia.

En lo que se refiere a algunas partes de las costas del lago Baikal, poseemos los siguientes datos: los pórfidos antes mencionados son posibles signos póstumos de un movimiento disyuntivo más antiguo; son anteriores a los conglomerados con que comienza la serie de Angara en el lago Baikal, la cual, cerca de dicho río, contiene restos de plantas y se rompe abruptamente hacia las profundidades de aquel lago; por lo tanto, ese trozo de orilla es más moderno que el correspondiente fragmento de la serie de Angara, y la orilla sur oriental, cerca de Malinovskaia, anterior al lignito que en ella se apoya. El abandonado valle del Irkuta, que penetra en el lago Baikal por Kultuk, es más antiguo que la corriente de basalto que entra en él.

Hasta ahora hemos deducido que la parte sur del lago Baikal es más moderna que la serie del Angara (aparte de los cantos de pórfido), y más antigua que algunos tramos de la serie terciaria y probablemente también más que el basalto de Kultuk.

La fauna del Baikal presenta muchos rasgos interesantes que tienen especial importancia en lo que se refiere a la edad del lago.

Alejandro de Humboldt llamó la atención acerca del hecho de que se conocieran focas no sólo en el mar Caspio y en el lago Baikal, sino también a levante de este lago, en la laguna de agua dulce de Orón, cuenca del Vitin, lo que considera indicio de antigua comunicación entre dichas aguas<sup>25</sup>. Oscar Peschel consideraba el lago Baikal como fiordo del antiguo mar Glacial de Siberia, y creía que una elevación de la tierra había impedido la retirada de las focas. Tschersky contradijo esta hipótesis aduciendo que no se sabe que las aguas del mar Artico se hubiesen extendido en los tiempos postterciarios más al sur del paralelo 67° 1/2 N., mientras que los sedimentos terciarios y postterciarios, no de origen marino, sino de agua dulce, se extendían ampliamente alrededor del lago Bai-

kal. El Angara acaso se explayó en los tiempos modernos en amplias expansiones lagunares, y con tal configuración de la superficie las focas podían fácilmente haber emigrado tierra adentro.

De nuevo se había planteado el problema de una antigua comunicación con el mar, cuando Dybowski mostró en 1884 que la *Lubomirskia baikalensis*, esponja del lago Baikal, vive también en el mar de Behring <sup>26</sup>. Sin embargo, hay que advertir que otra esponja, la *Spomgilla Carteri* Bow, cuyo habitáculo original es la Península India, entre Bombay y Madura, también abunda en Europa Central, en Fured, en el lago Balatón <sup>27</sup>; sin embargo, seguiremos la idea de Tscherski y fijaremos nuestra atención en las especies de agua dulce.

Las investigaciones de Kessler y otros han mostrado que los ríos siberianos poseen en común cierto número de especies típicas, tales como *Accipenser ruthenus*, sin duda más antiguas que muchas de las divisorias actuales. Steindachner me ha recordado que no pocos peces típicos de los ríos europeos, tales como *Lota vulgaris*, *Cyprinus carpio*, *Carassius vulgaris*, *Gobio fluviatilis*, *Phoxinus laevis*, *Cobitis taenia* y otros penetran hoy en la cuenca del Amur superior <sup>28</sup>. Dybowski dedujo de sus investigaciones acerca de los gasterópodos del lago Baikal, que aquellos no obedecen a distribución semejante a la de los peces de agua dulce antes mencionados, sino que representan, salvo excepciones, una colonia independiente en el centro de Siberia <sup>29</sup>.

Las observaciones de Heude acerca de los moluscos fluviales de Nanking y el descubrimiento de Anderson, de grandes Paludinas, ornadas de costillas que habitan el lago de Tali, en el Yunnan, se conocieron acaso al mismo tiempo que la obra de Dybowski; Teodoro Fuchs, a la vez, reconoció la importancia de esos nuevos hechos en relación con las faunas terciarias de agua dulce de Europa. Declaró que el carácter de los lechos levantinos con Paludina y Unio de Europa, era chino-japonés. Al mismo tiempo advirtió Fuchs que los Melanopsides, que tanto intervienen en el piso pónico, no poseen representantes en el Asia oriental, pero que los ha hallado en Nueva Caledonia. Describió el lago Baikal, como «el punto más septentrional de una rica fauna de peculiares moluscos terrestres destinados a poblar las aguas dulces de la región situada al sur y al este de aquél» <sup>30</sup>.

Poco después Szechenyi y Loczy trajeron una gran colección de conchas del lago Tali, y Neumayr pudo entonces confirmar la unidad de la fauna levantina de agua dulce de Europa durante el final del terciario y que hoy vive en el este de Asia y norte de América, así como la diferente distribución de los dos géneros *Melanopsis* y *Congerina*, característicos del piso pónico <sup>31</sup>.

De manera que comenzaron a acumularse los hechos que tendían a mostrar que la fauna del lago Baikal se derivaba, al menos en parte, no del norte, sino más bien del sur, del este y del oeste <sup>32</sup>.

Por último, en los depósitos terciarios de Europa se hallaron conchas análogas a aquellas características del lago Baikal. Bittner las descubrió en un horizonte bastante bajo de los depósitos de lignito de Carintia; luego, Brusina describió el género *Baglivia* (el *Liobaikalia* de Dybowski) en los lechos pónticos de Croacia, y después Lörenthey halló el mismo fósil en los sedimentos del pónico superior del sur de Hungría <sup>35</sup>.

R. Hoernes ha mostrado que análogas conchas se encuentran diseminadas en depósitos fluviales que se intercalan con lechos sarmáticos, y hace notar la frecuente existencia de focas en esos depósitos. Así, Hoernes llega a deducir que el lago Baikal deriva su fauna, no del océano Arctico, sino del mar interior del final del terciario, aunque tal vez nunca hubo comunicación directa entre este mar y aquel lago <sup>34</sup>.

Por lo que ahora se sabe, pueden resumirse los hechos del siguiente modo:

En Omsk hay conchas del piso levantino. Pero las formas semejantes a las del lago Baikal que se presentan en el valle del Danubio no se han hallado en esos depósitos, sino en los pónticos y sarmáticos, y algunas, con afinidad menos marcada, se presentan en horizontes más bajos. El lago Baikal contiene también muchas formas peculiares, y entre animales de otras clases, algunas especies que indican origen marino. Allí se reúnen formas obtenidas por herencia en segunda y tercera mano.

Vemos que algunas especies del pónico, también acaso del sarmático, han persistido en esta parte de Siberia hasta ahora, lo que probablemente obedece a que las profundidades del lago Baikal les brindan el necesario refugio. Los cuadros de Drischenko muestran que la temperatura, a 25 sajenas de profundidad (53 metros) alcanza a unos 4° centígrados, y que aun a 500 sajenas (1.066 metros) no bajan de 3 ó 4° centígrados <sup>35</sup>.

Debemos suponer que el lago Baikal existía ya al final de la era terciaria.

Estas consideraciones, y especialmente la relación entre las faunas de Omsk y Tali, sugieren muchas preguntas relativas a la historia más moderna del continente de Angara.

Fernando von Richthofen creía que el lugar del actual desierto de Gobi, entre los meridianos 75° 30' y 114° 30' E. (próximamente), estuvo un tiempo cubierto por extensión líquida, cuya longitud era igual a la del Mediterráneo europeo, lo que suponía la existencia de un brazo de mar, y Richthofen relacionaba esta hipótesis con el nombre chino «Hanhai» o Mar Desechado. La situación de los sedimentos indujo a ese autor a suponer que la línea de costa de este mar estaba al oeste, o sea hacia Kaxgar, Yarkand y Kiria, a unos 1.500 metros de altura, y al este a 1.200 <sup>36</sup>.

Sucesivas observaciones han demostrado que la extensión de estos sedimentos es mayor de lo que supuso Richthofen, especialmente hacia el Alto Hoang-Ho, y que se presenta a altitudes superiores en las regiones

montañosas. Por regla general hay conglomerados rojo-oscuros de grano fino, arenisca deleznable roja y amarilla y arcilla roja, yeso y sal de roca, en cuya existencia se apoya la hipótesis de su origen marino. Un ejemplo muy conocido es el *Masar-Tag*, en el Jotan-Darya, que se alza a unos 150 metros por encima de la llanura. Según Prjevalsky y Dalgleish, se compone de dos pliegues. Consta de arcilla roja y alabastro, y son, sin duda, restos de sedimentos que originariamente tenían amplia distribución <sup>37</sup>. En el Gobi oriental, los sedimentos de este grupo forman los zócalos horizontales netamente definidos o *bjel*, sobre los que se alzan los restos de cordilleras, a los que en cierto tiempo debieron bordear las aguas en las que aquéllos se depositaron.

Prjevalsky, Loczy y otros viajeros han descrito el profundo surco que por encima de Lan-Chu-Fu ha cortado el Hoang-ho en esos depósitos yesíferos rojos horizontales, a veces de 900 metros de espesor, que Obrutschew ha mostrado que pueden seguirse hacia los valles del Nan-Xan, que entran en el Tsaidam, y hacia el sur se extienden hasta Min-Cheu, en el sur de Kansu <sup>38</sup>.

En esos sedimentos escasean los restos orgánicos. Loczy ha citado, en el valle del Wei, cerca de Tsing-Cheu (al este del meridiano 160° E.), el *Stegodon insignis*, especie de la fauna de Siwalik, y en los barrancos del Hoang-Ho, antes mencionados, halló especies vivientes (a juzgar por su aspecto), de bithynios y lymnacios, así como restos de mamíferos. Por esta razón Loczy, aunque a más de yeso y sal de roca halló kieserita, sostuvo la tesis de que aquellos depósitos no eran de origen marino. Grandes lagos sin desagüe existían en la época de la formación de los sedimentos rojos en el Hoang-Ho superior y en el Wei-Ho, que se extendieron, de un lado, hasta Ling-Tsi-Thang, y por el otro hasta el sur de Yunnan, acaso hasta Hundes, donde Griesbach describió los depósitos de agua dulce a gran altura. Kuku-nor y los actuales lagos salados del Tibet pudieran ser restos de aquéllos <sup>39</sup>.

Esta conclusión recibió confirmación importante, cuando el explorador ruso Obrutschew halló los restos de un rinoceronte o *Aceraterium* del terciario medio en el camino de Urga a Kalgan, cerca de la meseta de Juldyin-gobi y 25 kilómetros al SSE. del lago salado de Iren-dabassun-nor (hacia los 43° 30' N., 112° E.), en depósitos de esa clase que forman el mogote de Yeyine-Xanea <sup>41</sup>.

Los depósitos de agua dulce, tan extendidos en la región de las Montañas Rocosas del norte de América, han motivado grandes divergencias de opinión, que Davis en particular ha formulado. La existencia de lechos intercalados de yeso es ciertamente indicio, no de clima húmedo, sino seco, como el actual. Es cierto que factores de muy distinta índole, tales como el agua de escorrentía, los restos de derrubios e influencias subaéreas deben haber intervenido, especialmente en el margen de la llanura y acaso



en los «bjels» de las montañas desiertas <sup>41</sup>; así lo indicó Penk cuando propuso la expresión «formaciones continentales».

En Asia se presentan como productos extremos de evaporación, no sólo el yeso y la sal, sino hasta en, los últimos términos, la kieserita. Hay que observar que la existencia de grandes animales terrestres implica la de vegetación y, por tanto, cierta cantidad de humedad.

Así, pues, podemos ya deducir que los llamados lechos de Han-Hay o de Gobi no son depósitos marinos; durante largo período, especialmente durante ciertas épocas del terciario, grandes partes de Asia quedaron cubiertas por lagos de agua dulce y a la vez otros más pequeños, algunos sin desagüe, y todos sujetos a fluctuaciones de nivel debidas a los cambios climatológicos. Las soberbias hojas de *Aralia*, procedentes de las capas terciarias de Groenlandia, que Nathorst ha depositado en el Museo de Estocolmo, representan apenas mayor contraste entre pasado y presente que los restos de grandes mamíferos herbívoros en los lechos de margas horizontales de Juldyn-Gobi.

Lo dicho plantea muchos problemas interesantes: primero, el general, referente al origen de la coloración roja tan importante en lo que se refiere a la formación del Rothliegende y depósitos similares. Respecto de la fauna, nuestro conocimiento ha avanzado tanto que podemos hoy distinguir los siguientes elementos:

a) Las formas conservadas en el lago Baikal, que han sobrevivido desde el sarmático o el póntico, o aun desde tiempos más antiguos; b) las de época levantina en el lago de Tali, que perduran desde el período levantino y que representan los lechos de Omsk; c) las europeas asociadas con otras chinas en el Amur superior, y d) la fauna de Asia interior (llamada así propiamente) con Ciprínidos especiales.

LA ORILLA OCCIDENTAL DEL LAGO BAIKAL.—El estrecho cinturón de rocas antiguas que limita el lago Baikal por el oeste, o al menos la parte que yace al norte del Angara, es un pilar de especialísimo carácter, pues lo limitan dos fracturas que difieren en edad y origen. La occidental es una verdadera falla, acaso de la época precambriana, que corta los pliegues de esta edad con completa independencia de su dirección. La fractura del este forma parte de la orilla occidental; lo mismo en la mitad norte que en la sur del lago parece más bien producida por tensión y no tan ajena a la dirección de los pliegues, como la occidental. Ese estrecho pilar es el único fragmento de la parte interna de la cumbre que ha quedado visible, y al mismo tiempo el único donde puede esperarse alguna luz respecto de las relaciones mutuas de las dos direcciones de arrumbamiento de los pliegues precambrianos.

Aunque hay muchos tratados más modernos acerca de esta comarca, nuestra principal fuente de información es la obra de Tscherski, y en particular su mapa geológico del lago Baikal <sup>42</sup>.

Fijémonos primero en la estructura de la orilla.

Cerca de Kultuk, en el extremo SO. del lago, excepto donde se presentan los mencionados basaltos, forman la orilla terrenos arcaicos y el *Elvskii Jrebet*, continuación de los Alpes de Tunkin, que atraviesa el valle del Irkutá, recientemente denudado, y constituyen una estrecha faja a lo largo del valle alto del Angará.

La serie de Angará, que descansa en esas rocas, llega allí al lago. En su base yacen conglomerados auríferos, con cantos de hasta medio metro de diámetro. Las capas de Angará se alzan 384 metros sobre el lago y terminan en abruptos acantilados, que descienden bajo el agua a notable profundidad. El buzamiento de las capas es de 50° SSO. <sup>43</sup>.

Pronto aparecen terrenos paleozoicos, continuación de la ancha y poco elevada cordillera de Onot, y después los sustituyen los arcaicos del áspero *Primorski Jrebet*, que forman allí la orilla del lago. Esta cordillera, que compone el pilar occidental antes mencionado, alcanza 1.370 metros de altura sobre el Baikal, o sean 1.880 sobre el mar; sus laderas, que descienden rápidamente bajo la superficie de aquél, llegan al fondo, de modo que la altura total es de 2.800 ó 2.900 metros. Las fuentes del Lena están inmediatas a su borde occidental; la isla de Oljón, que se alza a 800 metros sobre el lago y forma una abrupta cadena montañosa, se entronca en ella.

Más al norte disminuye el ancho del *Primorskii Jrebet*. De nuevo bordea el lago tan sólo estrecha faja de rocas arcaicas; luego, en el cabo *Glochin* (hacia los 54° 35' N.), los sedimentos paleozoicos llegan por segunda vez a la costa, pero pronto reaparecen las rocas arcaicas y continúan a lo largo del lago, hasta su extremo septentrional.

Tomamos los siguientes datos respecto de la dirección de los terrenos precambrianos de las obras de Tscherski, excepto en los casos en que mencionamos otra fuente de información.

En el *Elvskii Jrebet*, así como en los Alpes de Tunkin, prevalece la dirección ONO. de los montes de Sayan. Aun en el cabo Baklanii, no muy al sur del Angará, comprobó Jatschewski la dirección NO. (320 a 330°) en los neises, con buzamiento vertical; luego variable, a veces casi justa al N.-S., con buzamiento 40° E.; después, en el Angará, la dirección NO. reaparece en capas de caliza cristalina <sup>44</sup>.

Sigue la región situada al norte del Angará, en la cual no hay rocas arcaicas. Cuando vuelven a mostrarse en la parte más meridional del *Primorskii Jrebet*, la dirección N.-S. se acentúa de continuo.

En la desembocadura del Golustná (40 verstas al norte del Angará), los neises, en pliegues estrechos y abruptos, se arrumban al NNO. o N. y en gran distancia. Allí donde el *Primorskii* aumenta de anchura, en el *Bupuldej* (100 verstas del Angará), se muestra la dirección ENE. o NE. de la región baikálica, y en adelante domina en la isla de Oljón y en todo el este.

La dirección baikálica, como puede notarse en las observaciones de Idjitzki, aparece a lo largo del lado occidental del Maloe More <sup>45</sup>. Mucho más al norte, hacia el extremo septentrional del lago, señala Tscherski en el mapa dos líneas directrices transversales al mismo; pero en la región que describimos hay desviaciones, acaso sólo locales, aunque suficientes para que sea imposible notar un plan definido en la costa occidental.

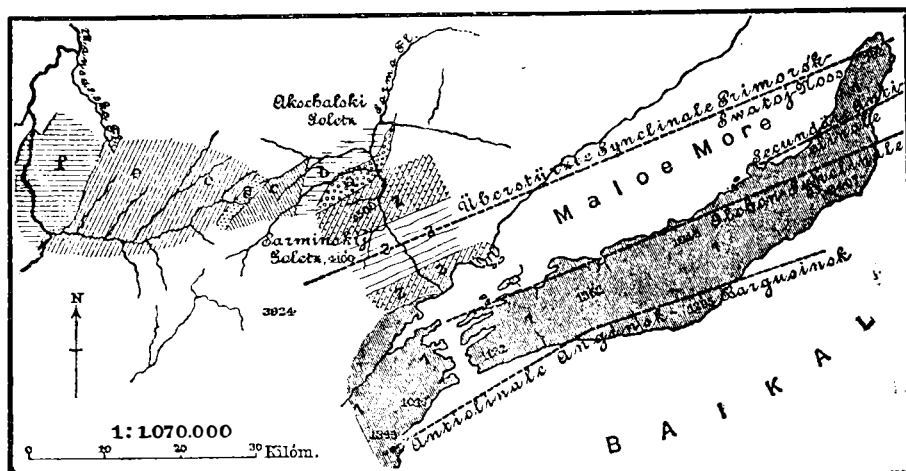


FIG. 4.—La isla de Oljón (según Obrutschew).

1, 2, 3, rocas arcaicas; a, e, pizarras metamórficas; f, caliza cambriana. (Las altitudes en pies sobre el nivel del lago.)

Si limitamos nuestra atención a la comarca mejor conocida que se extiende desde Kultuk hasta el extremo septentrional del Maloe More, a una distancia de unos 340 kilómetros, advertiremos únicamente dos regiones principales: una al oeste, a la que caracteriza la dirección del Sayan u ONO., y otra al este, que caracteriza la baikálica, ENE. o NE. La primera incluye el Elovskii Jrebet; la segunda la isla de Oljón, y entre esas dos regiones principales los pliegues se hacinan y adquieren más o menos la dirección meridiana.

El recorrido de los pliegues en el Primorskii Jrebet muestra, según el mapa de Tscherski, ligera variación del NE. al ENE., de modo que partiendo de esa región media el rumbo es casi idéntico al de la isla de Oljón. Poseemos una descripción reciente de Obrutschew relativa a ella. Las fajas de neises, pizarras antiguas y calizas cristalinas revelan la existencia de dos largos anticlinales y dos sinclinales que se arrumban oblicuamente al lago, al ENE., cruzan el Maloe More y Oljón en ángulo agudo, y luego alcanzan la costa oriental y los montes Bargusinsk, al sur de Swjatoy Noss, así como el propio promontorio, como había supuesto Kropotkin.

En Oljón los pliegues son muy levantados, y el sinclinal que se dirige cruzando el Maloe More está, como reconoció Tscherski y confirmó Obrutschew, caído al NNO.; las capas buzan al SSE <sup>46</sup>.

Por la importancia que encierran recapitulamos los datos relativos al Primorskii Jrebet.

En ese estrecho pilar los pliegues precambrianos con dirección del Sayan se aproximan a los de la baikálica. La roca que predomina es el neis de hornablenda. Según convergen los pliegues, asumen rumbo más meridional, y es probable que se unan a 50 ó 100 verstas al norte del Angara en una sola dirección meridiana. Esta circunstancia indica compresiones hacia el eje de la cumbre general asiática.

Al mismo tiempo puede reconocerse en la isla de Oljón un sinclinal tendido hacia el interior.

Los pliegues primitivos de la cumbre se hacinan, por lo tanto, hacia el interior. En el extremo occidental del Primorskii Jrebet los corta una fractura de rumbo aproximado NNE., por completo independiente de la dirección de aquellos pliegues. Pero esta fractura determina el rumbo NNE. de los marginales cambrianos y silurianos, paralelos a ella, y en esta región tendidos hacia el interior, o sea al NO.

Por tanto, los pliegues marginales indican una contracción de la superficie, cuyo eje se encuentra quizás más al oeste y se corresponde con el del anfiteatro de Irkutsk.

El frente oriental del Primorskii Jrebet, que forma la orilla oeste del Baikal, es, como las orillas de la isla de Oljón, de origen mucho más moderno, y pertenece al sistema de fracturas de tensión o líneas disyuntivas de la cumbre general.

MONTAÑAS DEL SUR DEL LAGO BAIKAL.—Entre el Selenga y el extremo sur del lago Baikal, y luego más al oeste hasta las grandes cordilleras del norte del lago Kossogol, se observa un fenómeno al parecer ajeno a aquellas partes orientales de la cumbre que hemos examinado: la existencia de mesetas fragmentadas de basalto en lo alto de muchos de los más elevados «goltzi». Todos los datos concurren para mostrar que esas mesetas son más antiguas que gran parte de los actuales valles ahondados en el suelo arcaico. Por otro lado, varios observadores, y en particular Jatschewski, demostraron que en algunos parajes han desembocado corrientes de basalto en los valles y que se han extendido por encima de los aluviones auríferos de su fondo. Estas observaciones, al parecer contradictorias, pueden explicarse, sin duda, con el criterio ya indicado de que el período de erupciones básicas de Siberia fué muy duradero. Los recientes conos de escoria que se encuentran a trechos no nos permiten deducir que tal período haya concluído.

De modo que la formación de los valles entre estas montañas siempre ha sufrido trastornos y variaciones. La corriente de basalto ya mencionada en Kultuk, cerca del extremo sur del lago Baikal, y la profunda y tortuosa garganta que ha compelido al Irkuta a cortar por el Elovskii Jrebet, atestiguan tales interrupciones y la fuerza de la erosión. Si seguimos el Irkuta

y nos aproximamos a la entrada del barranco, alcanzamos un punto donde el valle se ensancha y el antiguo lecho de aquel río, que ahora ocupa el Kultushna e interrumpe una baja divisoria, gira al este hacia Kultuk. Las terrazas se presentan en la parte ensanchada del valle, a unos 200 metros sobre el lago Baikal y 100 sobre el Irkuta. A lo largo de esa margen hay arenisca, probablemente terciaria, con troncos de árbol y cantos de basalto; la coronan corrientes de lava basáltica, que alcanzan grandes elevaciones sobre el lago y que, según Tscherski, desviaron al Irkuta <sup>47</sup>.

El ferrocarril transiberiano se dirige desde Irkutsk por el valle de Irkuta, y, siguiendo una garganta, pasa la loma de Syrkusun, en la cual las rocas arcaicas se arrumban al ONO. y NO. Un manto de basalto corona la cúpula más alta de ese pliegue, a 1.610 metros (1.098 sobre el lago Baikal). Entonces el ferrocarril sigue el primitivo lecho del Irkuta, que ahora ocupa el Kultushna, y por fin alcanza el extremo sur del lago <sup>48</sup>.

Según la descripción de Jatschewski del valle del *Yida*, advertimos que en el lado norte de la cuenca inferior de este río hay una fosa, probable continuación de las varias unidas del Lago de los Gansos y del Tuñuy. El propio Yida corta una loma de granito de 218 metros de altura, para alcanzar el extenso valle del Selenga; pero en su lado septentrional, en la loma de granito, hay una hoya alargada de este a oeste, en cuyo fondo yacen los dos lagos Ust-Nur, cuya superficie está a 40 metros más abajo del Yida. El granito forma el lado sur y el pórfido el norte de la hoya; en el extremo de ambas rocas se ve un pliegue de basalto.

La faja de pórfido reaparece unas 75 verstas más arriba, en la orilla norte del Yida <sup>49</sup>.

El corte transversal de Jatschewski desde el Yida superior hasta la orilla meridional del lago Baikal suministra los siguientes instructivos resultados:

Desde la Casa de Postas del Jamnei, a orillas del Yida (933 metros), se sube al Jamnei por basalto. Las montañas son de granito, pórfido y caliza (rumbo NO., 290 a 320°). Desde la cumbre neísica de Ulgyt (NNO., 330°) la comarca desciende al río Sangine, en cuyo fondo hay basalto. Dominan al inmediato puerto, situado en neis (1.874 metros), algunos «goltzi» rocosos en 200 y 300 metros; un muro de neis, muy abrupto, de 480 metros de altura, desciende hacia el río Snechnaya, y al otro lado de su cauce superior se sube con dificultad el valle del Shibe al «goletz» de Shibanskii (2.041 metros). En ese valle, casi a igual distancia del Yida y del lago, *la dirección de los pliegues no es ya la del Sayan, sino la baikálica, o sea al NE.*

En el valle del Shibe no se ha visto basalto, pero la cumbre del «goletz» se compone de un manto de esta roca de sólo 20 a 30 metros, como en el lado norte. Se divisan varias cumbres análogas, tabulares, aisladas, a igual nivel, y solamente hacia el SE. (110°) destaca un pico más

alto y angular, cuya exacta posición no se ha determinado, pero que conocen los guías con el nombre de Jorin-joite-dolge, o sea «La oreja del Perro Negro». Parece que la emisión de basalto ocurrió principalmente en los valles meridionales. Basta decir que desde el Shibe en adelante se conserva la dirección baikálica, pero que en un paraje, en el Jonjobi-daban, el neis con cuarcita pizarreña se arrumba de este a oeste. Más allá, a lo largo del río Studianka, la dirección es invariable al nordeste.

Jatchewski resume así sus observaciones. La cordillera, suave hacia el sur y muy abrupta hacia el norte, se compone de dos regiones netamente definidas: *una septentrional, con dirección al NE., y otra meridional, con rumbo NO.*<sup>50</sup>.

Para formar correcta idea de los notables hechos de los geólogos rusos, y al mismo tiempo no perder de vista la escala que debemos mantener en nuestros estudios comparativos, debe notarse que la longitud de este corte de la Casa de Postas de Jamnei a la orilla meridional del lago Baikal es de 130 kilómetros, y, por tanto, igual próximamente a la distancia de Pallanza a Lucerna. No debemos olvidar que aún más al norte, cerca del túnel de Syrkusun, la dirección es la del Sayan. Estas observaciones muestran que hay pocas probabilidades de encontrar al sur del lago Baikal el núcleo interno de la cumbre que se distingue por la dirección meridiana, de la que existen señales en las laderas del Primorskii Jrebet. No es posible en la actualidad dar cuenta exacta del modo con que la dirección del Baikal (NE. a ENE.) que prevalece en toda la parte oriental de la cumbre, y la del Sayan (NO. a ONO.) que distingue la occidental se relacionan al sur del lago Baikal. Según el resumen de Obrutschew, la dirección del último se presenta en el Jamar-Daban, en la orilla derecha del Selenga, y luego se extiende a la orilla izquierda de este río y aparece en el Jrebet Borgoisjkii, continuación del pilar del Sagan-Daban; de igual modo cruza el río en aquella otra continuación del mismo pilar que corresponde a las montañas en el lado meridional del Yida. Pero al mismo tiempo las desviaciones en la dirección del Sayan son mucho más al NE., especialmente en algunos sitios del Jamar-Daban<sup>51</sup>. Según Obruschew, los montes de Xondagar, que yacen al SE. del lago Baikal (muy cerca del meridiano de la supuesta zona de máxima compresión), se hallan tan dislocados y de modo tan confuso, que aún no es factible fijar dirección dominante.

Las citadas observaciones de Jatchewski nos capacitan para distinguir dos anchas zonas, de casi igual extensión, entre el extremo meridional del lago Baikal y la frontera de Mongolia; la zona norte presenta la dirección baikálica y la meridional la del Sayan. Es difícil seguir hacia el oeste la región septentrional. Tschekanowski no menciona el neis con rumbo ENE., excepto en el Tibelti medio (afluente del Irkuta por su orilla derecha); pero en el Kultuk, así como hacia el NO., en la garganta del Irkuta, y

hacia el oeste, no lejos de Tunkinsk, la dirección del Sayan siempre prevalece <sup>52</sup>.

LA CORDILLERA ORIENTAL DEL SAYAN.—Los montes Sayan suelen representarse como cordilleras arqueadas, cuyas dos ramas, el *Sayan oriental* o *Ergik-targak-taiga* y el *Sayan occidental* o *Jabin dabata*, convergen hacia el norte y se unen algo al este del meridiano 96°. Observaciones más recientes difieren de este criterio, por lo que trataremos las dos ramas como cordilleras distintas. En realidad, el Sayan oriental continúa con tal carácter más allá del meridiano 96° E. y rumbo constante al ONO. El paso del Kana al pequeño Agul, está en esa continuación y, según Idjitzki, alcanza 2.693 metros de altura. Entre las montañas nevadas del Kana superior se alza en picos de más de 1.800 metros, y luego sigue decreciendo, pero aún con mucha anchura, hacia el río Mana; la cruza el Yenisei algo al sur de la ciudad de Krasnoïarsk; forma las alturas de Gremjatschin, al otro lado del río, y, por último, desaparece bajo los depósitos modernos de la llanura antes de alcanzar el camino alto cerca de Heinsk.

Allí, la línea del Sayan oriental, de casi 1.000 verstas de longitud, se pierde, por fin, de vista.

No discutiremos el Jabin-dabata, sino que nos limitaremos al Sayan oriental o Ergik-targak, y su continuación.

Las montañas son mucho más altas que las de la Transbaikalia, pero los terrenos semejantes. Un piso inferior comprende neis, granito y rocas de hornablenda; otro más alto, además de rocas neísicas, contiene pizarras micáceas y talcosas y cloríticas, serpentinas y caliza granular de piroxeno, llamada baikalitá, muy ampliamente distribuida. También hay intrusiones de granito más moderno, sienita y diques de diorita, y en muchos sitios lavas basálticas.

De las inmediaciones del goletz de Shibe (del cual existe una descripción basada en las observaciones de Jatchewski), altas montañas que forman la divisoria entre el Selenga y el Irkuta, se extienden hacia el ONO., y una de ellas, próxima al extremo norte del lago Kossogol, forma el pico más alto del Sayan oriental: el *Munku-Sardyk* (3.400 metros). El Nuju-Daban, ramal de esa cordillera que separa el Irkuta del Oka, forma la unión con los Alpes de *Tunkinsk*. Al NNO., el pliegue del Iltei-Daban se dirige hacia los Alpes de *Kitoi*. Hacia el ONO. el Ergik-Targak, continúa como divisoria entre el Angara y el Ulu-kem, y en muchos sitios pasa de los 2.130 metros de altura.

El Munku-Sardyk es accesible sólo por el sur. Radde llegó a 18 metros de su cumbre; Peratoltschin ascendió a ella en 1896. Las lavas basálticas entran en la composición de su pie meridional. Parte de una extensísima erupción forma la montaña tabular de Yangit. Extraña advertir que la dirección baikálica, o sea la ENE., representa allí las rocas antiguas.

Radde cruzó el Yangit, y desde allí observó caliza y granito; a mayores alturas, esta última roca y sienita <sup>53</sup>. Jatschewski indica que las montañas al este del lago Kossogol sólo se alzan de 200 a 250 metros sobre el lago, cuyo nivel está a unos 1.600 metros, mientras que las montañas del oeste son mucho más altas. Probablemente, la orilla occidental corresponde a una falla. La parte septentrional del lago está en granito y pizarras cristalinas, la meridional en caliza, que, como pronto veremos, continúa mucha distancia hacia los montes Tannu-Ola. El basalto y la traquita asoman en muchos sitios cerca del lago <sup>54</sup>.



FIG. 5.—*Un goletz coronado de lava básica.*

Orilla derecha del río Sayan-Chari (afluente por la izquierda del Kitoi); grupo oriental de goletzi, orillas del Ospa.

(De una fotografía de Jatschewski.)

Hace tiempo advirtió Tchersky que los rasgos topográficos de las grandes cordilleras fronteras del Munku-Sardyk, en el norte no corresponden a su estructura interna. Los valles se han formado por erosión y cortan al rumbo, que se dirige principal, pero no exclusivamente, al ONO. o al NO. Al mismo tiempo los altos pliegues entre los valles se encuentran a trechos comprimidos por otros secundarios que los cruzan en sentido oblicuo y que coinciden en dirección con la de los terrenos.



En los Alpes de Tunkín, muchos picos alcanzan 2.600 metros de altura y los Alpes de Kitoi son aún más altos <sup>55</sup>.

En el Kitoi, coronando el *Munku-Sagan-Jardik* (o «goletz» de Ospinskii) vió Tchersky con asombro por primera vez las lavas de este país a tanta altura. Empezó la ascensión en compañía de Hartung; a los 945 metros cruzaron el Ospa, a los 2.050 los «yurtes» de verano de los soyotes. Pasando sobre pizarras cloríticas y talcosas, rocas parecidas a la arenisca verde y caliza granular, bordearon dos profundos barrancos a grande altura que conducían a un pico oscuro que antes habían divisado



FIG. 6.—Emisiones basálticas a grande altura, cerca de los afluentes del Ospa (en parte nevadas).

(De una fotografía de Jatschewski.)

desde el valle. Allí, a 2.584 metros, yace sobre los tallados bordes de la caliza un conglomerado de cantos angulosos, algunos de ellos de lava oscura. Sobre el conglomerado sigue lava basáltica, que forma el pico entero. La estratificación horizontal muestra señales de, al menos, ocho emisiones.

Desde un reborde que forma esta lava, a 2.640 metros de altura, los viajeros miraron hacia el norte al valle de Ospa y, entre el caos de cumbrés, consiguieron reconocer montañas tabulares, que un tiempo formaron un sólo plano de coladas lávicas horizontales, a nivel más alto que aquel a que se hallaban los observadores, ahora profundamente excavado y roto por los actuales valles.

Calcularon en unos 2.900 metros la altura de aquellos picos oscuros. La cumbre más alta de la masa montañosa aparece a lo lejos como cúpula nevada que rodea una corona de picos <sup>56</sup>.

Es el mismo espectáculo que ya apreciamos desde el sur del lago Baikal.

A poniente de este pico y de los Alpes de Kitoi se alza el alto *goletz de Botugol*, y cerca de él, en el centro de una desierta comarca agreste, la abandonada mina de grafito de Alibert. Allí existe una intrusión de sienita en caliza y grafito en la zona de contacto <sup>57</sup>.

Al sur de esta localidad a grande altura, se inicia un cauce que puede seguirse 300 verstas al menos, y al que acuden las aguas de la inmediata ladera norte del Sayan oriental, que cruzan divisorias secundarias y dividen el conjunto en diversas partes, de las que van corriendo las aguas a los grandes valles transversales del Oka, el Yia y el Uda que fluyen hacia el norte.

Allí donde forma una curva el Oka y pasa del valle longitudinal al transversal, está la Casa de Postas de Okin, a 1.310 metros de altura. En el valle de un afluente, el Yambulak, entre laderas de granito y caliza, una corriente de lava basáltica desciende desde las montañas del valle del Oka, a 25 verstas de la Casa de Postas. A 6.200 pies de altura, cerca de la cabecera del Jikuchka, donde los acantilados de 2.200 metros de altura se componen de caliza, y el fondo del valle de lava, observó Kropotkin un cono de escoria y lava porosa de 400 metros de altura, con un hoyo en la cumbre a manera de chimenea. En un valle inmediato existe análogo cono. Kropotkin consideraba a ambos centros de erupción <sup>58</sup>.

Más al NO. la estructura de las grandes cordilleras es poco conocida, pero a juzgar por sus contrafuertes y lo que de ellos han estudiado Hofmann e Idjitzki en la región del Uda, es probable que también la dirección general sea NO. o ONO. <sup>59</sup>. Hofmann, especialmente, ha hallado el arrumbamiento ONO. (285°), muy en el interior de las montañas, en el valle del Kamenka, uno de los brazos superiores del Kula (afluente del Biriussa por su orilla izquierda); ese valle se compone de caliza, arenisca, pizarras talcosas, pórfidos y brechas porfíricas, y se halla entre los meridianos 96 y 97°, o sea cerca de la región en que se cree que la cordillera oriental del Sayan forma un arco para unirse a la occidental <sup>60</sup>.

La ladera sur del Sayan oriental es muy distinta de la del norte. No presenta borde paleozoico ni ladera bastante continua, cual la que se encuentra en el lado septentrional. Ciertamente que en esta región, al este del Jabin-Dabata, pueden distinguirse tres grandes cuencas hidrológicas, pero tan altas, que parecen depresiones en una meseta común que une la cordillera oriental del Sayan con las alturas de Mongolia, situadas mucho más al sur.

La primera cuenca es la del lago *Kossogol*, que ya hemos descrito.

Sus aguas se encuentran a 1.615 metros. En la segunda cuenca, que rodean las laderas meridionales de la cordillera oriental del Sayan, situada a más de 1.500 metros de altura, está el lago *Dod-Nor*, con el menor de Turgo-Nor, ambos, según Potanin, rodeados de lava basáltica, que, sin embargo, no debe extenderse por la comarca inmediata. Capas de pizarra y caliza emergen de la lava y la rodean. El Shichkil, brazo superior del Yenisei, corre sobre tal roca al apartarse del Dod-Nor <sup>61</sup>.

La tercera cuenca, la ancha expansión de *Urianjai*, desagua por los tributarios del Bei-Kem, río que sigue el Ulu-kem para unirse al Yenisei. Krylow y Saitzer han dado a conocer esta cuenca, que corresponde al espacio que en los mapas se indica entre el Sayan oriental y el occidental. Trataremos de nuevo de ella cuando describamos el valle superior de aquel río. En la cordillera principal del Sayan oriental se alza la potente masa del *Ulu-taiga*, con sus escarpados picos; Krilow vió cómo en el mes de agosto descendía la nieve hasta su pie meridional. Sabemos que se compone de neises (cabecera del Assas, 2.214 metros) y de granito (pico de Oiba-taiga, cerca de la cabecera del Jamsar, 2.066 metros). En las alturas del Assas también asoma melafiro. El neis y el granito descienden hasta los valles. En las partes inferiores de la cuenca (a 1.122 metros de altura) forma el pórfido cuarcífero muchas colinas en el Assas; el basalto irrumpe en el río Yissuk (a 1.167 metros de altura). De nuevo se ve el neis en el Assas inferior (a 924 metros) <sup>62</sup>.

Klemenz y luego Idjitsky han descrito las altas montañas que, pasado el meridiano 96°, en dirección del Sayan, ONO., forman la verdadera prolongación del Sayan oriental y, a la vez, la divisoria entre el Tuba y el Kana. Hacia el norte, entre los ríos Agut y Kungurs, suele abundar el pórfido; pero los altos pliegues y «goltzi» que corren al ONO. constan, principalmente, de neis y de granito de hornablenda. En cuanto a las rocas cuarzosas, se presentan en los pelados pliegues del *Kanskoie Bielgorie* (2.020 metros) y en el punto más alto descrito: el paso del Kana al pequeño Agut (2.393 metros) <sup>63</sup>.

El *Odinskoie Bielgorie* y sus prolongaciones graníticas pueden trazarse en la cuenca fluvial del Mana superior. Bogdanowitsch y sus colegas han publicado un mapa de esta región. Por la del Yenisei continúa la dirección ONO. o NO. <sup>64</sup>. En la parte oeste de la prolongación del Sayan oriental aumenta la cantidad de granitos y pórfidos, posibles representantes de intrusiones más modernas <sup>65</sup>. Más allá del Yenisei, continúan al NO. los granitos y, por último, se descubren sedimentos recientes <sup>66</sup>.

Estudiemos ahora los pliegues marginales del norte del Sayan oriental.

Ya hemos mencionado los marginales del lado sur de la mole granítica de Nishni-Udinsk <sup>67</sup>. Los siguen series franjeantes de depósitos de sal, incluidos en una roca roja que muchos observadores consideran devoniana. Nuevas investigaciones decidirán si, como parece posible, han de clasificarse

carse con los depósitos silurianos de otras partes de la gran meseta o con los lechos rojos, también salíferos, del oeste de esa localidad, en Minuscinsk, de indudable edad devoniana. Más allá, hacia Krasnoiarsk, el borde del anfiteatro presenta ligera interrupción o edentación, y en el punto donde el Yenisei corta al borde septentrional de la prolongación del Sayan oriental, cerca de Krasnoiarsk, hallamos caliza cambriana, próxima a esta ciudad y también en el lado externo del siempre regular contorno del anfiteatro, junto al pueblo de *Torgochino*.

En opinión de Bogdanowitsch, la caliza de Torgochino pertenece a la larga faja que penetra en aquella región desde el SE. y corta una falla en el Yenisei. La caliza, con la grauvaca subyacente, está plegada al NO.; en el Yenisei mismo, encima de Krasnoiarsk, esos pliegues presentan estructura monoclinal, con desarrollo de la rama sur.

Tales datos indican estructura imbricada con movimiento al NE., continuación de la estructura de los pliegues marginales. Los cuales debemos repetir que yacen fuera del límite del anfiteatro. Al norte de Torgochino vemos de nuevo las rocas arcaicas del Yenisei medio. Debe haber una antigua fosa que produce esa interrupción en el borde del anfiteatro. Toll ha demostrado que la caliza de Torgochino es cambriana; contiene los géneros *Oleonoides* y *Archeocyathus*<sup>68</sup>.

De la coexistencia de las direcciones baikálicas y del Sayan en la rama oriental de este sistema, podemos deducir que ésta se relaciona con el fragmento transbaikálico de la cumbre. Corroboran dicha conexión, en lo que se refiere a la orografía, las montañas del sur del lago Baikal, las de Elow y los Alpes de Tunkín y de Kitoi. También en el Sayan oriental hay rocas arcaicas, que creemos idénticas a las de la Transbaikalia; las atraviesan de igual modo más modernas masas de granito y pórfido, y sobre ellas han corrido lavas básicas que, a veces, asoman en las cimas de las montañas y otras en el fondo de los valles.

Sin embargo, hay una diferencia; en el este el borde del anfiteatro corta los pliegues, mientras que aquí coincide con la dirección del Sayan, y el rumbo de los pliegues marginales, en lo que se conoce, corresponde al de los arcaicos.

La cordillera oriental del Sayan, o Ergik-targak, es un fragmento aún visible de la parte SO. de la cumbre, y se une a las montañas mongólicas en el sur, de igual modo que a la Transbaikalia. Sólo en la parte occidental de su prolongación, cerca de Krasnoiarsk, se presentan estos fenómenos, cuya última interpretación queda para los futuros observadores.

Pueden explicarse estos hechos con la hipótesis de que el anfiteatro de Irkutsk es un antiguo hundimiento en la cumbre, y que el eje arrumbado de norte a sur de ese hundimiento yace al oeste de la región donde se verifica el encuentro de los pliegues baikálicos con los del Sayan.

La importancia que atribuyen nuestros mapas al arco que forma la

supuesta unión del Sayan oriental y el occidental, probablemente data de un período durante el cual en aquellas remotas comarcas las líneas de las grandes divisorias eran a la vez fronteras políticas, a las que obedece la nomenclatura.

EL PILAR DEL YENISEI.—Entre Kansk y Krasnoiarsk, en ambas orillas del Kara, hallamos de nuevo los neises, rocas de hornablenda y granitos del este. Tschersky sabía ya que a orillas del Kara existen rocas antiguas, arrumbadas al NO. Bogdanowitsch advirtió que su disposición en amplios pliegues es distinta de los granitos intrusivos en la adyacente cordillera del sur de Krasnoiarsk (que aquí consideramos prolongación al oeste del Sayan oriental) y que recuerda la de las altas montañas, cerca de la cabecera del Mana. Estas rocas antiguas llegan al Yenisei <sup>69</sup>.

Debemos a Jatschewsky nuestro conocimiento del notable contraste aguas abajo de Krasnoiarsk, entre las orillas opuestas de ese grande río. En la izquierda los lechos terciarios lignitíferos se desplazan ya en la cuenca del Obi. En la derecha la masa arcaica se alza abruptamente y en el sur se extiende más allá del Yenisei en colinas que se alzan en el llano. Más al norte la orilla derecha presenta caracteres de fractura.

Al norte del Kara las laderas que forman las rocas antiguas en las orillas del Yenisei alcanzan unos 100 metros de altitud, y sobre ellas el país arcaico se eleva gradualmente hacia el este hasta 350 metros sobre el río, o sea más de 400 sobre el mar. Hay neis y granito, el último vertical y con dirección NO. (320°). El ancho de esta antigua masa apenas será menor de 50 verstas. Hacia el este se hallan en contacto con ella sedimentos paleozoicos <sup>70</sup>.

De manera que las rocas antiguas se aproximan a la boca del Angara, pero no llegan a ella. En la orilla derecha de este río, como ya hemos dicho, asoma caliza plegada, arrumbada al NO. (335°) con diques de granito más modernos <sup>71</sup>.

Desde las investigaciones de Hofmann se sabe que en el Pit y afluentes del Tunguska Pétreo, al norte de la divisoria, se presentan neises y pizarras arcillosas con dirección constante al NO.; pero hasta la publicación del importante relato de Jatschewski acerca del distrito minero del Yenisei septentrional, en 1894, no se manifestó la conexión de esos yacimientos y su significado relativo a la estructura de Siberia <sup>72</sup>.

Durante 500 verstas, algo más abajo de la boca del Angara, hasta el poblado de Ossinovi, encima de la desembocadura del Tunguska Pétreo, todo lo que se ve en la orilla izquierda del Yenisei es aluvial moderno, mientras que la derecha se compone de una ladera rocosa, generalmente de 30 metros de altura. Desde el Yenisei hacia el este, el país se eleva en amplia loma de 200 a 250 verstas de anchura, a la que sigue, aún más al este, una meseta de menor altura y distinto carácter. Ya hemos citado la montaña tabular *Gnachimskii Potkan*, a 100 verstas al este del Yenisei;

su cumbre es el comienzo de una divisoria que separa, por un lado, el Teya y el Chana, que corren hacia el norte, para unirse al Tunguska Pétreo desde el Pit, y por otro lado varios afluentes del Yenisei. Al oeste del Enachimskii Potkan, en los valles del Pit, el Kiya y otros tributarios de aquel río, vemos neises, granito y caliza granular con rumbo NO. (340°). Parece que si en la parte occidental de la cumbre la dirección del Sayan cambia del ONO. al NO., de igual modo, más allá del lago Baikal, en la parte oriental de aquél, la dirección baikálica cambia del ENE. al NE.

Desde el momento en que esos terrenos poseen la dirección NO. del Sayan, manifiestan que la cordillera oriental de este nombre pertenece a la cumbre. Forman, en toda su longitud, aquella vertiente de la orilla derecha del Yenisei que Jatschewski considera fractura. Por encima de Ossinovoy, cerca de las «Setenta Islas», cruzan el río y continúan más allá, como antes dijimos, en la cuenca del Taz; también allí se arrumban al NO. Sin embargo, el Yenisei penetra en un valle transversal de igual rumbo que prolonga la fractura.

La ladera oriental de esta ancha loma de rocas antiguas, que llamaremos, según Jatschewski, *el pilar del Yenisei*, queda orlada por los pliegues marginales del anfiteatro. Ya los hemos advertido en la desembocadura del Angara, del Tunguska Pétreo y del Tunguska inferior. A este mismo grupo de pliegues pertenece el anticlinal que describió Meister, dirigido al NO., cerca de la cabecera de Uderey<sup>75</sup>.

RESUMEN.—Aun a riesgo de excesiva repetición, escogeremos los siguientes puntos de especial importancia.

Las partes visibles de la antigua cumbre, que ya hemos mencionado, abarcan el conjunto de la Transbaikalia hasta el Gran Jingan, junto con la meseta del Vitim y la altiplanicie del Paton, y en la orilla occidental del Baikal el Primorskii Jrebet. Además, las montañas del sur del lago Baikal, la mole del Munku-Sardyk, el conjunto del Sayan oriental con su continuación hasta Krasnoiarsk, y más allá las rocas arcaicas del Kana, y a lo largo del Yenisei, el pilar situado al norte de Angara y la región del Taz superior.

Las cumbres más altas son Munku-Sandyk y Sojondo.

Toda la región se compone de rocas arcaicas con otras eruptivas diseminadas y algunos manchones de lechos de agua dulce más modernos. Excepto las capas devonianas del margen extremo suroriental, todos los depósitos son marinos y fosilíferos.

Los terrenos arcaicos presentan plegamiento precambriano. En la parte oriental el rumbo es SO. u OSO., y en la occidental al SE. o ESE. La primera dirección se llama baikálica y la segunda del Sayan. Ambas concurren hacia el centro. Se reconoce la dirección baikálica en el Lena por encima de los 60° N. y en el Argun hasta los meridianos 110 ó 120°. La dirección del Sayan en el Yenisei persiste hasta los 66° N. (si incluimos

las observaciones de Lopatin, a los 68°) y hasta el meridiano 93° E. Por el sur rebasa el paralelo 50° N.

En la orilla occidental del lago Baikal, en el Primorskii Jrebet, parece como si ambas direcciones, al converger hacia el norte por ambos lados, tendieran a unirse en un eje casi meridiano, y como si la compresión hubiera actuado hacia el centro. De acuerdo con esto, las isla de Oljón presenta un sinclinal tendido hacia el interior, pero al sur del lago ambas direcciones pasan gradualmente de una a otra por un arco más o menos regular; pero tampoco allí es manifiesta la situación.

La parte oriental de la antigua cumbre queda dividida por fosas muy largas en pilares más o menos paralelos. Unas veces esas fosas siguen los pliegues baikálicos en largas distancias; otras los cortan. Es como si una tensión hubiese seguido al antiguo plegamiento y casi con igual rumbo. Lavas recientes y cráteres indican que aún no ha terminado ese proceso de disyunción. En el Selenga se han formado tres campos de hundimiento cuneiformes, a saber: el Lago de los Gansos, el Tuñuy y el Jilok. En el valle del Yida pueden señalarse los efectos del mismo proceso. El propio lago Baikal se compone de dos cuencas separadas entre el Swjatoi Noss y la isla de Oljón, por la prolongación del pilar de Bargusin. Tal vez se produjo a causa de un proceso disyuntivo análogo, durante el terciario medio, señalada antes del sarmático, o al menos antes de la fase póntica de Europa Central.

La mayor parte del trozo occidental de la cumbrera asiática se plegó en período anterior, y así se produjo el anfiteatro de Irkutsk. De la estructura de los pliegues marginales del anfiteatro puede inferirse que en fecha muy posterior afectó a aquel territorio una subsecuente compresión. Confirma este criterio la existencia en la isla de Oljón de un pliegue tendido hacia el interior, aunque este pliegue corresponde a período más antiguo.

Más arriba, en los «goltzi» arcaicos, yacen fragmentos de mantos basálticos anteriores a los valles, en los que han penetrado otras lavas basálticas, cuya amplia distribución es fenómeno común a la cumbre y la meseta.

MINUCINSK Y EL SAYAN OCCIDENTAL.—Al SO. de la comarca montañosa, que consideramos continuación de la cordillera oriental del Sayan, hay una región de estructura a la vez diferente y peculiar. Limita esta región, por el sur, la cordillera occidental del Sayan; por el oeste, el Alatau de Kusnetzki y sus estribaciones. Hacia el NO., entre el Achiusk y el Mariinsk, alcanza la llanura septentrional, con la que en ningún otro punto está en contacto. La cruza de sur a norte el Yenisei, que recibe dentro de sus límites dos importantes afluentes: el Alatau por su orilla izquierda y el Tuba por la derecha. Casi en su centro radica la ciudad de Minucinsk.

Hasta la configuración de esta comarca es extraña. Klemen z la ha

descrito tal como se contempla desde una de las estribaciones del pie de la cordillera occidental del Sayan, situada hacia los 52° 45' N., al este del Yenisei, dentro de su segundo gran recodo. Hacia el sur vemos anchas ondulaciones que atraviesa un laberinto de profundos valles, ricos en agua, cubiertos de espeso bosque y que dominan picos nevados del Sayan occidental. Hacia el norte, en la orilla izquierda del Yenisei, se abre amplia estepa que, mirada desde arriba, parece al principio una llanura, y sólo después de examen más próximo se resuelve en lomas ondulantes. A lo lejos la limita la silueta azulada de la cordillera de Saksar, que se arrumba oblicuamente del Alatau al Yenisei. Las cercanías se visten de espesos boscajes, cuyo verdor contrasta con el uniforme gris amarillento de la estepa. Es un fragmento aislado del «Panorama mongólico en el suelo siberiano» <sup>74</sup>.

Muchos lagos, unos salados, otros amargos y algunos de agua dulce, se hallan diseminados en la estepa y en la región del norte de Saksar.

Tales son los caracteres de la *región intermedia de Minucinsk*, que separa dos elementos diferentes de la armazón de Asia; al este la antigua cumbre y al oeste las montañas que pertenecen al Altai. Determina principalmente estos caracteres la transgresión devoniana. En la base de las series estratificadas que forman la llanura hay, según Klemenz, pizarras verdes; encima pizarras rojas con conglomerado; siguen lechos calizos con *Spirifer Anosoffi* y la fauna del devoniano medio, cuya semejanza con la de los Urales advirtió Tschernyschew <sup>75</sup>. Cubren a estas areniscas rojas otras oscuras, margas y caliza con sal y yeso. La sal y los lagos amargos corresponden a este horizonte. Los lechos más altos contienen *Lepidodendron Veltheimianum*, *Bornia radiata* y otras plantas del culm europeo, al que acaso pertenezcan también los depósitos salados.

Los estratos devonianos ocupan 100 verstas del llano. Excepto las terrazas fluviales, no se conocen depósitos posteriores al culm. No llegan a este terreno las porfiritas de aujita y las diabasas que acompañaron al devoniano.

Klemenz, que estudió durante muchos años la estructura de Minucinsk, me ha ayudado con datos personales y comunicación de extractos de sus diarios inéditos acerca del oeste y el SO. de las regiones marginales <sup>76</sup>. Además, poseemos valiosos trabajos de Bogdanowitsch y Jaworowski <sup>77</sup>.

El devoniano de la llanura presenta pliegues muy abiertos que se agrupan al norte, en líneas convexas hacia el mediodía. Al norte de la ciudad de Minucinsk, desde la confluencia del Tuba con el Yenisei hasta la desembocadura del Sissim, o sea en unas 120 verstas, contó Jaworowski siete de esos pliegues en herradura que corta el Yenisei, cuyo cauce nunca coincide con la dirección de aquéllos, excepto en la parte más septentrional de la región, donde corre al ENE.



La disposición recuerda los pliegues en herradura de la serie de Angara, en el centro del anfiteatro de Irkutsk.

Cruzan el límite occidental del país hacia el Alatau de Kusnetzki espolones aislados o ramales de la cordillera principal de Alatau.

Larga faja plegada de devoniano, asociado con granito, se dirige desde el Alatau, casi exactamente al norte, por la región SO. del gran lago salado de Chir, muy cerca del lado occidental de los pliegues en herradura antes mencionados.

Aún más importante es la mole montañosa de *Saksar*, que, según Klemenz, se alza entre los ríos Kamychta y Uljbat (afluentes por la orilla izquierda del Abakan inferior; de los 53° 15' N.). Sus agrios perfiles contrastan con las colinas levemente redondeadas de arenisca devoniana que los rodea. Klemenz la describió como fragmento destacado del Alatau. Este sistema consiste en capas verticales de pizarra antigua que se arrumba al NNO. Los pliegues devonianos inmediatos se unen con el borde exterior del Alatau <sup>78</sup>.

Hace tiempo que se ha hallado sal, yeso y capas devonianas fosilíferas en Beisk, Monok y Arbat, en el Abakan medio y superior, y Klemenz menciona devoniano también en el Ada (afluente por la izquierda del Abakan menor, latitud 52° 30' N.). Klemenz llegó más al oeste, subiendo el valle del Tachtyp hasta la divisoria, que se compone de las rocas más antiguas del Alatau; todavía se han hallado más arriba el devoniano y el culm <sup>79</sup>.

Al este del Abakan, el borde meridional coincide con las laderas de la cordillera occidental del Sayan, cuyo pie sigue un cinturón de colinas de granito y sienita de edad más reciente. En el Tasskyl, entre el Abakan y el Yenisei, hallaron Bogdanowitsch y Jaworowski que el conjunto de la serie del Sayan occidental está invertido hacia el norte, de modo que, al descender de la cresta, vemos las capas modernas debajo de las antiguas. Constan de pizarras micáceas cloríticas y arcillosas que buzcan al SE. (150 a 170°), lo que indica dirección ENE. o este, en contraste con la casi meridiana del Alatau <sup>80</sup>.

Además, Klemenz observó dirección ENE. en el lado meridional del paso de Shabin-Daban, en las pizarras con venas graníticas del río Tossna. Allí, las montañas consisten en dos ramas: una septentrional o de la verdadera cordillera del Sayan, a la que corta el profundo barranco del Jantigyr (afluente por la izquierda del Yenisei), y la otra meridional, o montañas de los Soyotes, que forman la divisoria entre el Jantigyr y el Ichkem superior <sup>81</sup>.

En esta región los depósitos presentan siempre intenso plegamiento. El cinturón de colinas graníticas del pie norte del Sayan alcanza al Yenisei cerca de las ciudades de Kalscoye y Osnachennoie, sólo a unas 70 verstas al sur de Minucinsk, y allí tiene escaso desarrollo. El plegamiento se marca mucho menos en la tierra baja que en las montañas.

Crucemos el Yenisei.

Al SE. de Minucinsk, en dirección del Sayan, vemos análogos amplios pliegues del devoniano. Su rumbo general al norte ( $45^{\circ}$  a  $80^{\circ}$  E.) corresponde al de las montañas más altas, pero con desviaciones al NNO. Dice Bogdanowitsch que «sin duda determinaron su orientación líneas tectónicas preexistentes».

Respecto de la mitad oriental del Sayan occidental, tenemos dos fuentes de información.

La primera, el viaje del botánico Krylow por esa parte del Sayan y en la región de Urianjai, que la sigue al sur. Saitzew clasificó las rocas que aquél coleccionó. Los hechos que se desprenden de esta información nos permiten trazar dos cortes transversales. El primero de norte a sur, cerca del meridiano  $92^{\circ} 40'$  E.; el segundo se dirige al SE., desde el Tuba medio hasta el río Amyl, y luego, descendiendo por la ladera meridional del Sayan occidental y cruzando el valle del Sistyr-Kem, hasta la factoría de Skobielev, en el recodo del Bie-Kem (próximamente  $94^{\circ} 6'$  E.,  $52^{\circ} 40'$  N.)<sup>82</sup>.

Mi segunda fuente de información es un comunicado directo de Jatschewski, con una lista de las rocas que coleccionó el coronel Baranow durante su inspección de la frontera del Sayan en 1897; datos acerca de la dirección y buzamiento y bosquejo de un mapa que muestra los parajes donde encontró los ejemplares. Según dicho informe, el recodo del Bie-Jem llega muy al norte, y, por lo tanto, el Sayan, próximo a la cabecera del Ussa es mucho más estrecho de lo que se creía. Debo gratitud al general von Stubbendorf, así como a Jatschewski y Baranow por dicho comunicado, que se refiere a la región comprendida entre los dos itinerarios que siguió Krylow, y cuyas afirmaciones completa y confirma.

Anudando esas relaciones obtenemos los siguientes resultados:

Unas 100 verstas al sur de la ciudad de Minucinsk las estribaciones del Sayan occidental se componen de granito. Así ocurre cerca de la cabecera del Kebesch, en las montañas de Kultuy (1.411 metros; sienita y granito), y también más al NE., hacia Kuchebar, orillas del Amyl (granito de muscovita, 307); entre estos dos puntos el granito continúa probablemente al Ussa superior. Allí la roca predominante es granito con biotita de grano grueso. Más allá, entre los contrafuertes del norte, se alza en el Oja superior una montaña alta y aislada de granulita con hornablenda (1.914 metros). Este cinturón granítico es el mismo que vió Klemenz al oeste del Yenisei.

A pesar de la amplia extensión de las rocas graníticas en la ladera norte, no se la menciona en la cresta de la cordillera. Esta, con la mayor parte de las montañas, consiste, por lo general, en una roca que a menudo se ha descrito como neis clorítico, y es posible sea idéntico al que Jatschewski llama pizarra verde acaso más correctamente. En la parte más

occidental de esta región, esta roca verde forma las elevadas estribaciones, que se extienden al norte del Ussa, en la cuenca superior del Oja (1.555 metros), el valle del Aradan, el pico de Mirski Jrebet (1.926), el valle del Ussa superior (1.932 metros en el Buiba; la dirección en esta región es 48° E.), el extremo occidental de las montañas de Usun Arga (dirección ENE. 80°), las inmediaciones de la extrema frontera en el Jrebet Semyr (afanita verde, rumbo ENE 80°), las del lago Chernoié (rumbo ENE. 75°), en la divisoria la montaña fronteriza de Irgak (rumbo ENE. 72°) y la divisoria de Amyl (1.276).

En casi todas estas partes de la ladera septentrional y a lo largo de la cresta de la cordillera occidental del Sayan el rumbo constante al ENE. corresponde al de la propia cordillera, pero extraña que más allá de la cresta, en la ladera meridional, prevalezca rumbo completamente distinto. Los sitios donde se ha determinado se encuentran al este y al NE. del lago Chernoié, en las partes más altas de las montañas <sup>83</sup>. Es como si la dirección del Sayan oriental se manifestase ya en esta región.

Sobre las rocas tendidas yacen jirones de arenisca roja, blanca, y, a menudo, morada-oscura y de conglomerado, continuación del devoniano de Minucinsk.

La primer mancha, al norte de la cresta principal, en el valle del Ussa inferior (afluente por la derecha del Yenisei, cerca del punto donde éste corta a la cordillera del Sayan), consiste en conglomerado morado con arenisca y pórfido (654 metros, rumbo este-oeste).

Los otros dos jirones son mucho mayores y pertenecen a la ladera meridional.

Uno de ellos ocupa el valle medio del Oja. El tercero y mayor colma el valle del Sistyr Kem, desde la cumbre del Sayan hasta el Bie Kem; lo acompaña el pórfido, roca que forma el pico de Yuttig-tasskyl (1.746 metros) en la divisoria, entre el Sistyr-Kem, y el Amyl (1.276 metros), cerca del lago Chernoié, en el espinazo del Sayan.

Fijemos nuestra atención más al oeste.

La montaña que asciende al este de la garganta del Yenisei, a partir del jirón devoniano del Ussa inferior, muestra primero neis clorítico (pizarras verdes), pero la parte más alta del paso del puerto de Kurchubin, en el Aspanski-Jrebet (2.517 metros), consiste en pizarras arcillosas, micáceas y de hornablenda. La ladera meridional se compone de pizarra arcillosa. Más abajo, en el pie meridional de la cordillera, la montaña de Jairjan, singularmente endentada, que se yergne en el valle del Ulu-Kem, se compone de caliza blanca granular que atraviesan diques de pórfido rojo oscuro <sup>84</sup>.

Más al oeste el rumbo en todo el Sayan occidental pasa del ENE. al E-O., y prevalece en la garganta del Yenisei, donde un poco aguas abajo de la frontera mongola observó Klemenzen caliza vertical y neis clorítico,

ambas rocas con el último rumbo. Karpinsky atrajo mi atención acerca de la circunstancia de que Schwarz hallase pizarras talcosas en el Yenisei, a los  $51^{\circ} 45'$  N. (frontera de Mongolia), con rumbo este-oeste y buzamiento al norte; en los  $52^{\circ}$  N. varía al ENE. hasta casi este-oeste, y en los  $53^{\circ}$  con este rumbo y buzamiento vertical <sup>85</sup>.

Debemos imaginar del siguiente modo las principales líneas de estructura de Minucinsk y del Sayan occidental.

El rumbo dominante en la segunda región citada es, en la parte oeste del ENE. al este-oeste; en la garganta del Yenisei este-oeste, y al este de la garganta ENE. La cordillera se compone de pizarras violentamente plegadas; en discordancia sobre ellas jirones devonianos, también plegados, que se asocian más al este con pórfidos, y que cerca del lago Chernoié alcanzan la cresta del Sayan y pasan a la otra ladera. Al oeste, en el Tasskyl, el Sayan en algún espacio está caído al norte.

Un cinturón de anchura variable, de lomas de granito y de samita post-devonianos ciñe el pie norte del Sayan, lo mismo al este que al oeste, y recuerda, en cierto modo, las masas de granito que se asocian a los pliegues marginales del anfiteatro de Irkutsk.

Ocupando la llanura exterior a este cinturón el devoniano y el culm se retuercen en amplios pliegues en herradura cóncava hacia el norte. Sin duda ocurrió un movimiento póstumo correspondiente a la inversión del Tasskyl y dirigido hacia el norte y hacia dentro; de aquí cierta semejanza con los movimientos de las capas de Angara en el anfiteatro.

Desde el oeste, o sea desde el Alatau de Kusnetzkií avanzan espolones y contrafuertes oblicuamente hacia el valle.

Es muy marcada la diferencia entre el Sayan oriental y el occidental. En éste no alcanzan gran desarrollo los neises arcaicos y rocas de horna-blenda, ni existen los basaltos del Sayan oriental; también se desconocen los pliegues cambrianos marginales. La transgresión devoniana alcanza las cimas de las montañas. El rumbo es ENE. y este-oeste, mientras que en el Sayan oriental es ONO.

Dondequiera que se mencione la dirección del Sayan—tal como la entendía Tscherski—puede aplicarse sólo al oriental.

Este y el occidental son dos sistemas absolutamente distintos; el primero se extiende más allá de Krasnoiarsk. Debiera aplicarse nombre independiente a cada sistema.

TANNU-OLA.—El estudio de la región limítrofe de Rusia y Mongolia muestra que entre los  $49^{\circ} 30'$  y los  $52^{\circ} 30'$  N., al este y al oeste del meridiano  $90^{\circ}$ , las cordilleras del Sayan oriental se arrumban casi este-oeste y que la paralela de Tannu-ola encuentra a las del Sailyugem, que se arrumban casi exactamente de norte a sur. La zona donde se cortan forma una de las más remotas e inaccesibles porciones de la frontera montañosa y aun los mapas topográficos no son siempre exactos.

También aquí será Klemenzen nuestra guía.

El Yenisei, antes de entrar en la parte transversal de su valle, recibe por la orilla izquierda el río Kemchik, que se nutre por la izquierda del Sailyugem y por la derecha del Tannu-ola. Klemenzen visitó los afluentes altos de la orilla izquierda, y siguiendo uno de ellos (el Alach) hacia el oeste, cruzó la divisoria con dirección al Chulcha, o sea entre el Yenisei y el Obi<sup>86</sup>.

En los valles de la derecha se presentan, descendiendo del Tannu-ola, pizarras verdes y caliza, quizás paleozoica, con rumbo este-oeste, pero a la entrada del valle del Alach asoma pizarra arcillosa, arrumbada de norte a sur y que buza 62° al oeste. Allí se han introducido, según la dirección, diques de porfirita, luego caliza roja con corales y conchas, y aún más a poniente notables mantos de afanita verde. Después, en corta distancia en el valle del Alach, el rumbo es ENE. y este-oeste y más arriba en este valle, así como en todos los demás de la orilla izquierda, hay dirección general meridiana en las pizarras. Hasta que Klemenzen remontó 70 a 80 verstas por el Alach, hacia las altas montañas, no observó el rumbo N. 20° E. en pizarras verdes plegadas, más allá del lago Karagol, mientras que en el otro lado de la divisoria por encima del lago Chulcha, así como en las fuentes del Abakan Menor, observó pizarras talcosas con rumbo norte-sur.

Así se alcanza la alineación meridional de la prolongación del Alatau de Kusnetzki hacia el sur, a 60 verstas del extremo meridional del gran lago de Teletski. Hablando en general, creo que podremos inferir que las alturas que yacen al este del Kemchik pertenecen al Tannu-ola, que al oeste de este río hay una zona más ancha de contrafuertes con rumbo al NE. y que tal vez pertenecen a los espolones del Sailyugem, como las ramas menores del Minucinsk occidental; finalmente, que cerca de la cresta se alcanza el rumbo general, al sur de esta parte del Alatau.

Dominan las pizarras, con caliza paleozoica escondida en los pliegues, en el Alach inferior. La aislada mole montañosa de Taitaiga, que yace al sur del Alach, enfrente del Sailyugem, es, probablemente, de granito.

Fijémonos en una parte más meridional del Sailyugem.

Desde el alto lago de Diulu-kul (50° 2' N.), el Chulychmam corre al oeste, hasta el lago Teletski y al Tom. En la orilla septentrional del lago Diulu-kul, la mole montañosa de *Chap-chal*, el pico más alto de toda la región, pasa de los 3.000 metros. Adrianow subió a él por desnudas laderas de micacita. La cima septentrional (que estaba nevada) se compone de granito gris claro, de grano fino, el lado meridional de micacita y el norte de una roca compacta oscura. Dice Adrianow: «El Chap-chal es una cresta que se extiende casi de oeste a este (280°) y que, unido con el más largo de los grandes pliegues montañosos del Tannu-ola, se arrumba a las fuentes del Yenisei y separa Mongolia del país de los Soyotes»<sup>87</sup>.

Descendiendo del Chap-chal, observó Adrianow en los afluentes meri-

dionales del Kamchik rumbo este-oeste visible en muchos sitios hasta el Yenisei. Además de la pizarra se presenta arenisca roja. La cresta cuneiforme que separa la parte más baja de Kamchik del Ulu-kem, esto es, del alto Yenisei, presenta en su parte más alta un jirón transgresivo de dicha arenisca.

De modo que el Tannu-ola se asemeja al Sayan occidental, lo mismo en la dirección este-oeste que en los jirones transgresivos, casi seguramente devonianos.

Más al este se conocen los terrenos del Tannu-ola según tres cortes. Los tomaremos por orden de este a oeste y seguiremos cada uno de norte a sur.

Nuestro conocimiento del primer corte deriva de los tan nombrados trabajos de Krylow y Saitzew. Empieza en la factoría de Sharanow, en el Ulu-kem (526 metros), cruza el río Diagol y alcanza el lago Ubza, con rumbo ESE. Durante la ascensión recogió Krylow pórfido con cuarzo (1.015 metros), y halló que los cuatro mayores picos de esta parte del Tannu-ola (2.478, 2.571, 2.638, 2.707 metros) se componen de arenisca cuarzosa y conglomerado morado. En la ladera meridional, en el Tus-tag (1.484 metros), hay arenisca y conglomerado en capas ligeramente inclinadas. Al SO. del Tus-tag (1.316 metros) observó un lecho de sal de roca, que ya había citado Potanin, en arenisca morada, tal vez asociada con toba. La arenisca continúa (1.023 metros), y lo mismo en la ladera meridional que en la septentrional de la cordillera asoma pórfido sin cuarzo. Llegamos al final del corte en el Ubza-nor (8.010 metros) <sup>88</sup>.

Parece que los ejemplares recogidos en este corte del Tannu-ola pertenecen al devoniano.

Potanin describió el segundo corte, que se dirige casi exactamente al sur, desde la confluencia del Ar-Torchalyk con el Ulu-kem hasta el Ubza-nor. Cerca de Ar-Torchalyk, en la ladera septentrional, observó Potanin neis de grano fino, granulita gris, también de grano fino; luego caliza gris, algunas pizarras, margá rojo oscura y, en la parte más alta del valle, arenisca gris clara y también oscura. Algunos restos de plantas recogidos en el Ar-Torchalyk septentrional probablemente pertenecen al culm, según Schmalhausen. Aspera subida conduce al puerto de Bainshagny, y desde allí, sobre las nevadas montañas que señalan la cresta más alta, a la ladera meridional y también al río Amryk. Las laderas del estrecho valle del Amryk se componen de areniscas, en su lecho yacen bloques de conglomerados y el río desemboca en el Torchalyk meridional, junto al cual alcanzamos la sal de roca, y, por último, el Ubza-nor <sup>89</sup>.

Volvamos de nuevo al pie norte del Tannu-ola, esto es, al valle del Ulu-kem. Al este del Torchalyk septentrional siguen al devoniano y al culm capas de Angara de notable espesor. Consisten en areniscas y conglomerado, y además pizarras oscuras y capas de carbón. En la orilla derecha

del Ulu-kem ocupan el valle del Irbeck hasta sus fuentes; en la izquierda se presentan en el Bain-gol y en el valle del Eleges. Se han hallado en el Irbeck *Phoenicopsis angustifolia* y una especie que recuerda la *Tche kanovskaia rigida*<sup>90</sup>.

El tercer corte, conocido por las obras de Krilov y Saitzew, nos conduce por estos depósitos a los Eleges, que han estudiado Klemenz y Adrianow, a través del Tannu-ola y en dirección OSO., hacia el Ubza-nor. Las capas de Angara se elevan hasta gran altura. Sobre ellas las montañas presentan por todas partes perfiles suaves y pocos afloramientos. Forman el subsuelo tobas o areniscas tobáceas. Así ocurre también en la punta más alta, cumbre redondeada al sur del puerto, (2.523 metros), que parece componerse de toba. En la ladera meridional del Tannu-ola, en las partes más altas del Ak-Karasuk, alcanzamos pórfido cuarcífero, y más abajo, en el río, toba morada oscura (1.660 metros).

En esta línea, como en la primera, no se ha hallado terreno más antiguo del devoniano, que se presenta con los mismos caracteres que en Minucinsk.

Luego de haber examinado la parte occidental del Tannu-ola, volvamos al Ulu-kem. El río toma este nombre cerca de la colonia de Safianov (84° E.), donde el Jua-Kem, procedente del ESE., se une al Bie-Kem, que corre en amplia curva desde el norte (571 metros). Allí tienen mucho desarrollo las capas de Angara con carbón, que forman las laderas del Sayan occidental y del Tannu-ola hasta mucha altitud. Entre el Jua-Kem y el Bie-Kem se alza una mole montañosa, que describió primero Krylow, y que rivaliza en altura con el Tannu-ola y el Sayan occidental; su cumbre más alta se llama *Otyg* y motiva el gran recodo hacia el norte del Bie-Kem. Procediendo desde el SO., se encuentra pórfido cuarzoso en el contrafuerte de Atschallygart (2.091 metros) y en el Ulu-O superior; en el Meshelik (1.644) hay arenisca morada oscura, y en el pico más oriental del Otyg (2.583), según las determinaciones de Saitzew, neis sienítico dinámicamente metamorfozados, diorita, una roca con epioto y pórfido cuarcífero. Más allá del Otyg y siguiendo al ENE., a la otra orilla del Bie-Kem superior, se alcanza la ladera meridional del Sayan oriental (Ergik-Targak), y en el Assas superior encontramos neis y basalto.

Volvamos al Jua-Kem. Según Potanin, aún se ve arenisca roja y pizarra arcillosa en la desembocadura del Belbej (hacia los 85° E.), y más arriba del valle de este afluente, pórfido cuarcífero. Hasta que se alcanza el río Yibej, 40 verstas más arriba, no se halla un importante afloramiento de rocas graníticas<sup>91</sup>.

Por encima de este punto, en mucha distancia, no conozco la estructura del valle de Jua-Kem. Su parte más alta, el *Shishkit* o *Yenisei superior*, con el lago de *Dod-nor* y el más pequeño de *Turga-nor*, se encuen-

tra al oeste del lago Kossogol, en las vertientes meridionales del Ergik-Targak, a las que ya nos hemos referido.

Caracterizan, lo mismo las vertientes meridionales del Sayan oriental que las septentrionales, rocas arcaicas y abundantes erupciones de basalto; el Sayan occidental se distingue, no sólo por el diferente rumbo, sino por la existencia de la transgresión devoniana de Minucinsk, que caracterizan depósitos marinos del devoniano medio, sobre los que yace sal de roca, y luego el horizonte de las plantas del culm, que alcanza la cumbre del Tannu-ola y también aparece en la depresión del Ubza-nor. La dirección del Tannu-ola, como la de la parte media del Sayan occidental, es este-oeste. De modo que el *Sayan occidental se asemeja más al Tannu-ola que al Sayan oriental*. Los depósitos de Angara ocupan, principalmente, el fondo del valle del Ulu-Kem; en aquella región no se conocen depósitos marinos posteriores al devoniano medio.

Estas semejanzas persisten hacia el oeste hasta los 95° 30' Este. En las montañas más orientales, entre el Jua-Kem en el norte y el Taz, afluentes del Ubza-nor en el sur, es distinta la dirección predominante (en lo que se refiere a la orografía), o sea al SE. El mapa militar ruso denomina a esas montañas las Ayanchorun y Sangiles, y se consideran parte oriental del Tannu-ola; Potanin halló neis pardo en la ladera septentrional, en los valles altos del Yibej y del Chargi y en la ladera sur, en el alto puerto de Chodsul. Todo induce a suponer que esas montañas orientales pertenecen a la antigua cumbre y que se relacionan con el Tannu-ola del mismo modo que el Sayan oriental con el occidental; pero es imposible por ahora comprobar tal hipótesis. En los 97° 40' E. dichas alturas meridionales proyectan, casi en ángulo recto, una rama importante, el *Jan-taiga*, y en el ángulo así formado está el lago de *Teri-nor* (1.225 metros). Los afluentes occidentales del Jan-taiga corren, a través del Ter-nor, al Jua-Kem, y los orientales por el Tel-gir-Morin al Selenga.

Potanin rodeó el pie de las montañas por encima del Ter-nor, cruzó el Jan-taiga, así como una subalterna pero alta cadena, que lleva rumbo paralelo con él (2.160 metros), y examinó la cuenca fluvial del Tel-gir hasta el lago Kosogol. También visitó el antes mencionado lago de Dod-nor, en el valle alto del Yenisei, y la ladera meridional de las cadenas orientales. Si estudiamos sus itinerarios obtendremos los siguientes resultados generales <sup>92</sup>.

Al este del afloramiento de neis, que antes mencionamos, halló Potanin caliza blanca con pajuelas de hierro oligisto en los planos de junta y señales de grafito, lo mismo al sur (este de Jod-sul-Daban) que al norte, en el río Chargi. Esta roca que llama Potanin «caliza del Tannu-ola» continúa desde el río Chargi hasta encima del lago Ter-nor, y acaso forme las almenadas murallas del Jan-taiga, que descienden abruptamente al lago, y no hay duda de que forman la totalidad del puerto. Más a levante,



en los adyacentes valles fluviales, al pie del Jan-taiga, la caliza yace sobre granito y la atraviesan diques de pórfido con ortoclasa. Al NNE. de este punto el Telgir-Morin corre por caliza, y doblando primero al sur y luego al este, forma un recodo en el límite meridional de ese gran país calizo, a unas 80 verstas al sur del lago Kosogol, en cuyo extremo meridional se halla la Karakula mogola de Jal-gol, donde observó Potanin la dirección NO. Esta región caliza, que llega al Tannu-ola oriental, probablemente abarca, como hemos visto, todo el Jan-taiga, parte del valle superior del Telgir-Morin, la mitad meridional de las orillas del lago Kosogol, el Buren-Jairjan al sur de dicho lago, y las alturas hasta el Telgir-Morin, de manera que allí su anchura puede calcularse en unas 120 verstas de norte a sur.

Todavía no se ha determinado cómo continúa esta región caliza o de qué modo termina. Sólo se sabe que no se extiende por el valle del Selenga hacia el este.

El carácter litológico de la roca recuerda las potentes calizas de las orillas del lago Baikal.

Acabamos de marchar del Jan-taiga hacia el lago Kosogol y el Telgir-Morin, o sea hacia el este. Pero Potanin, partiendo también del Jan-taiga, siguió hacia el SE. por el Ije-Chaldyn-Daba (2.358 metros), y de improviso halló granito rojo y caliza en ambas laderas. A los 99° E., en el lago Sanjin-dalay, cita la existencia de sal de roca. Sería interesante saber si la transgresión devoniana llegó en realidad a aquel punto <sup>93</sup>.

JAN-GAY.—Las partes de la cumbre, al sur del lago Baikal, están más íntimamente relacionadas con la extensa región montañosa de Jan-gay, que ocupa el norte de Mongolia, y cuyas aguas fluyen por distintos caminos al valle del Yenisei, antes estudiado, que parte del lago Kosogol, se dirige al oeste, y en la primera parte de su curso recibe el nombre de Jua Kem y luego Ulu-Kem. Como ya vimos, corta el Sayan occidental y vuelve hacia el norte cuando entra en la región de Minucinsk; luego, y no hasta entonces, recibe el nombre de Yenisei.

Al sur del Ulu-Kem, el Tannu-ola forma un enlace orográfico entre el Jan-gay y la antigua cumbre en el este y el Sailyugem en el oeste, y, por tanto, separa la cuenca del Yenisei de una región baja sin desagüe y que contiene varios lagos. Limitan esta región: por el este, el Jan-gay; por el norte, el Tannu-ola, y por el oeste y el SO., el Altay del Gobi; hacia el SE. se une por medio de estrecha zona con las amplias regiones sin desagüe del interior de Asia. Piewtzow la ha llamado *Valle de los Lagos*. La atraviesan oblicuamente estrechas lomas rocosas, muy altas a veces, tales como el Janjujey, y entre las que están los lagos de Durga-nor, Kara-usu, Kirguiz-nor, Ubza, Uriu-nor y otros.

La región montañosa de Jan-gay se extiende hacia el sur, más allá del paralelo 46° N. Hacia el este penetra en el *Kentei* y en las montañas del

norte de Ubza, que ya se han citado como prolongaciones de las de la Transbaikalia. En sentido tectónico no hay separación entre el Jan-gay y el Gobi, desde el momento en que restos denudados de análoga estructura pueden reconocerse en las partes adyacentes del mismo Gobi.

Las zonas meridional y oriental del Jan-gay también envían sus aguas al Yenisei, pero los afluentes suelen seguir hacia el este al Selenga y sólo alcanzan el río principal mediante un camino sinuoso por el lago Baikal y el Angara. El lago Kosogol pertenece a este sistema de desagüe oriental, que llega por el oeste a las cercanías de Uliasutay, cerca de la orilla del Valle de los Lagos.

*El Jan-gay es una parte meridional de la antigua cumbre.*

Si consideramos el río Telgir-Morin, al sur del lago Kosogol, como límite meridional de la cadena caliza que se une con el Tannu-ola, aún quedan cuatro grados de latitud al sur de este límite, que pertenecen al Jan-gay. En conjunto, de la vasta región entre el río Orjón, en el este, y el Dsapjin, que corre al Kirguiz nor, en el SO., ni un solo puerto, según Klemenzenz, está a menos de 2.000 metros de altitud; algunos alcanzan los 3.000, mientras que los picos, por regla general, no los superan en más de 300. Hay que exceptuar la mole de *Orjón-Jairjan-Tengri*, a 80 kilómetros al este de Uliasutay, que alcanza 4.000 metros de altitud y contiene un pequeño glaciar. La parte baja, según Klemenzenz, se compone de granito y la cumbre de melafiro; así en ella se repite el fenómeno de lavas situadas a gran altura, como las que distinguen a las montañas que rodean el lago Baikal <sup>94</sup>.

Para conocer esta región poseemos, además del corte de Obrutschew, desde Kiajta al este, más allá del Urga <sup>95</sup>, un segundo corte que estudió Potanin, y que se dirige al NNE. por todo el ancho del Jan-gay, desde el límite meridional, proximamente hacia los 101° E., hasta el punto donde el Selenga corta al paralelo 50° N. <sup>96</sup>. Klemenzenz dió el relato completo luego de atravesar el Jan-gay en varias direcciones. Debo gran parte de la información referente a esa comarca a sus directas comunicaciones.

Comencemos por el NE. nuestro breve examen.

En el sur de la Transbaikalia desaparece detrás del Gobi gran parte de la cumbre. Obrutschew reconoce en las rocas antiguas del sur de Kiajta la prolongación OSO. del pilar de Maljan, cuya prolongación NE. forma la cordillera de Yablonoy. Importante conclusión que podemos relacionar con otro hecho notable. Cerca de Urmujtu, en el Shara-gol, apenas a 90 verstas al sur de Kiajta, llegó Obrutschew a una faja de pizarras arcillosas muy erguidas que se arrumban al NE. con restos de *Fenestella* y corales, probablemente paleozoicos. Yacimiento de sedimentos marinos fosilíferos más próximo a la región media de la antigua cumbre <sup>97</sup>.

Es probable que este fragmento, prendido entre rocas más antiguas, pertenezca a los afloramientos de aquella región de pizarras metamórficas

y de grauvacas que se extiende por la Transbaikalia, desde la zona meridional del Maljan hasta las fuentes del Ingoda, e incluye las partes meridionales del Chersky y de las montañas de Daurian. Tales afloramientos son sólo avanzadas de una zona mucho más extensa de rocas análogas.

Ya hemos mencionado los fósiles devonianos de las montañas de Gasimur y de Onon. En realidad, el estudio de la Transbaikalia nos permite reconocer una faja muy larga de pizarras metamórficas, grauvacas, cuarcita y sedimentos de probada edad devoniana, que comienza en Stretensk, orillas del Chilka, se arrumba al SO., pasando por Nerchinsk, y atraviesa el Ingoda encima de la confluencia del Onon. Luego, súbitamente, se explaya con gran anchura a lo largo de la línea del ferrocarril; estrechada de nuevo, forma las montañas de Gasimur-Onon y Erman en ambas orillas del Onon, el cual sigue una fosa, y, por último, penetra en Mongolia conservando igual rumbo al SO. También allí el río Onon señala acaso la dirección de esa faja, pues Obrutschew la reconoció en Urga, donde es muy ancha. Aparece 75 verstas al norte de esta ciudad y se extiende unas 50 por el sur de ella. Cerca de su extremo meridional, en la factoría de Jadin, halló Obrutschew restos de una *Conularia*<sup>98</sup>.

Es la misma zona pizarrosa que Potanin halló a orillas del Tuj (100° 27' E.) en la parte más meridional de su corte; aquí cubre a trechos el basalto<sup>99</sup>.

Finalmente, Klemenzen me asegura que también ha reconocido esa zona en el río Baidarik (hacia los 99° 10' E.), en la entrada septentrional del Valle de los Lagos.

*Por tanto, esa faja de la cumbrera de Asia, en parte al menos, paleozoica, luego de dejar el Chilka y atravesar la zona oriental, ciñe todo el este y sur del Jan-gay y une esta región con aquel primitivo elemento tectónico.*

Aún al oeste, más allá de Baidarik, observó Klemenzen que el río Chara-Uxu (al SE. del Ulianputai) sigue una línea de fractura dirigida al ENE., a lo largo de la cual las pizarras carboníferas y las calizas están atravesadas y alteradas por pórfido cuarcífero rojo.

Las partes interiores del Jan-gay se componen de neis y antiguas pizarras que con frecuencia atraviesa el granito. Las pizarras antiguas, plegadas, según me dice Klemenzen, se arrumban en larga distancia al NNO., cerca del meridiano 101° E., y con esta dirección cortan transversalmente a los valles de la cabecera del Selenga, Janin-gol, el Joitu-tamir y Urtá-tamir, sin excepción valles transversales, y sólo hacia el límite meridional del Jan-gay, al norte del Oñyn, que corre al SE. del Gobi, se presenta la dirección de este a oeste.

En varios sitios aparecen manchas de capas de la serie de Angara, que contienen plantas; Potanin menciona capas con carbón en la parte más meridional, cerca de la estación de Ujun, y también en el norte, a ori-

llas del Altata, que corre desde la loma redondeada que separa el Orjón del Selenga.

El Jan-gay todavía se asemeja a la cumbre en lo que concierne a la existencia de lavas básicas. Ya hemos citado el melafiro yacente a grande altitud del Orjon-jair-jan-Tengri. En muchos pasajes de los valles fluviales hay basaltos que parecen modernos. Potanin halló esta roca al sur del río Tuj. El entomólogo Leder llegó a ese río procedente del NE., y en su camino descubrió, entre las ramificaciones de la gran mole del Subur-Jair-jan, un valle dirigido al oeste (y afluente del Tuj superior), que ocupaba una corriente de lava <sup>100</sup>, la que, según toda probabilidad, corresponde a la región basáltica que descubrió Klemenzen entre las cabeceras del Orjón y del Oñyn <sup>101</sup>. Estos puntos están inmediatos al límite SE. del Jan-gay; pero en el centro mismo de la cordillera se presentan grandes corridas de melafiro y de basalto. Por ejemplo, el Chulutey (afluente del Selenga por su orilla derecha), según Klemenzen, excava su lecho en basalto durante más de 100 kilómetros, y en la cuenca de este río, cerca del lago *Terjain-zagan-nor*, descubrió el mismo autor dos cráteres formados de escoria y lavas <sup>102</sup>.

Lo dicho indica una estructura que corresponde a la de la cumbre y nos permite sospechar la existencia en ese distrito de análogas líneas de disyunción. Es un hecho notable la dirección al NNO. de las capas arcaicas en todo el país explorado a lo largo del meridiano 101° y, por tanto, algo más al norte que los pliegues del Sayan, en el oeste de la cima. Sin embargo, es cierto que la dirección NNO. aparece también más al norte, en el Yenisei.

EL VALLE DE LOS LAGOS.—Las areniscas rojas y moradas del devoniano, asociadas a menudo con pórfidos, se elevan hasta los picos más altos del Tannu-ola ya escalados por encima de los 2.682 metros de altura. También el culm alcanza gran altitud. Luego sigue la escarpa meridional. Justamente al pie sur de las montañas hay una vasta llanura y en ella el gran lago de *Ubza*, que señala el extremo norte del de los Lagos.

Desde el extremo occidental del Tannu-ola, alta cadena montañosa se prolonga en 180 verstas al SSE., y queda aislada por el oeste, sur y este. La coronan dos picos muy altos, el Turgun y el Jarkira; el último tiene en su lado oriental el glaciar de Barun-sala. Llamaremos a esta cordillera, tomada en conjunto, el *Jarkira*.

Sus límites pueden determinarse así: Cerca de su unión con el Tannu-ola se ha formado por hundimiento profunda caldera, que contiene el lago sin desagüe de Uriu-Nor. Al sur de esa caldera, la estrecha pero alta cadena de Barmen (2.575 metros) se arrumba al ONO., desde la ladera occidental del Jarkira al Sailyugem. Sigue, en el lado occidental, un hundimiento mucho mayor, el del Achit-nor, y desde este lago corre el río Kobdo, que separa la vertiente occidental del Jarkira de las alturas del

Gobi Altay. En su vertiente oriental, el Jarquira desciende hacia el Valle de los Lagos.

Cuando Potanin cruzó el Sailyugem, desde la estepa del Chuya superior, halló a grande altura, en la vertiente oriental de esta cordillera que desciende del Achit-nor, un conglomerado blanco al que, como a los antiguos de estas montañas, caracteriza un cemento, no calizo, sino análogo al caolín, y que se extiende desde el afluente Yilga por el valle del Katu, y luego, asociado con arenisca y pizarras oscuras, por el Becon-bere hasta la llanura donde está el lago.

Pasada la llanura, ascendió Potanin al ingente Jarkira. Su pirámide más alta se compone de granito rojo, pero la pizarra roja llega hasta los campos de hielo, y en el elevado y estrecho valle de Jartarbagatei, que desciende hacia el este entre los dos picos Jarkira y Turgun, observó el conglomerado con cemento feldespático y capas de hulla. En las pizarras asociadas halló *Bornia radiata*, *Cardiopteris frondosa*, *Lepidodendron veltheimianum* y otras plantas del culm.

Hay depósitos carboníferos, al SO., hacia el Achit-nor, y en la ladera oriental del Jarkira.

Igual conglomerado se extiende al este hasta la depresión del Valle de los Lagos, y forma la cadena de colinas del Bomjara en el lado meridional del Jaujujey, al norte del Kirguiz-nor <sup>103</sup>.

Desde los elevados picos de Jarkira y Turgun, el alto lomo del Yamatey conduce al de Barmen, antes mencionado, que separa los dos lagos Uriu-nor y Achit-nor. Klemenzenz, que ascendió al Yamatey, ha descrito el panorama que desde allí se abarca. Hacia el norte, al pie del Tannu-ola, el Uriu-nor, profundamente excavado; luego el Jarkira y Turgun y parte del borde del Ubza. La luz favorable facilitó a Potanin reconocer en todos los picos que tenía a la vista fajas de terrenos rojizos que destacaban de las pizarras oscuras subyacentes. Presentan pliegues y también están plegadas las capas rojas con carbón, pero su dirección es siempre distinta de la de las pizarras más antiguas. La de las últimas fluctúa entre NNE. y NNO., mientras que las capas rojas se arrumban de este a oeste. Debajo, ciñendo el extremo meridional del Achit-nor, hay filadíos con dirección NNE.

El devoniano y el culm se extienden, en transgresión discordante, desde las altas regiones del Tannu-ola a las del Jarkira. También cubren parte de la ladera externa del Sailyugem, y aparecen lo mismo al este, en el fondo del Valle de los Lagos, que al oeste, en el Achit-nor, circunstancias que demuestran que el Jarkira es un pilar. Dice Potanin «desde el Barmen dominamos el Uriu-nor, a 3.000 pies de hondura; ninguna otra caldera de Mongolia es tan estrecha y profunda» <sup>104</sup>.

Por lo tanto, en ese sitio se trata de un hundimiento local limitado y en forma de caldera.

Luego de describir estos hundimientos de la vertiente occidental del

Jarkira, penetremos en el propio Valle de los Lagos. La configuración de esta región presenta una notable peculiaridad; la existencia de altas lomas estrechas que corren oblicuamente al ONO. o al NO., desde la ladera del Jan-gay hasta el Altai-Mongol y Jarkira, y que producen una serie correspondiente de depresiones intermedias más o menos autónomas. Según Potanin, al oeste hay algunos grandes hundimientos donde la situación es más clara todavía.

*Klemenzen ha demostrado que el Valle de los Lagos es una zona de hundimiento en escalones* <sup>105</sup>.

En el *primer escalón y más meridional*, en la latitud de la ciudad de Kobdo, están los lagos Kara Usu (y Ijesaral, 1.170 metros) y Durga-Nor (Karanor). La cordillera de *Jara-Argalintu*, que procede desde muy lejos del SE. y se une al pie meridional del Jarkira, limita este escalón por el norte, aunque ya lo corta el desagüe del Durga-Nor. Su límite norte coincide con una falla.

El *segundo escalón* se divide en dos partes; en la superior está el lago de Dseren-nor, inmediato a la falla y a 100 metros por debajo del primer escalón. Encima halló Klemenzen los depósitos del Gobi, pero no se extienden más al norte.

El Kirguiz-nor ocupa la parte inferior del segundo escalón. Limita ese nivel al norte la alta cordillera transversal del *Janjujey*, que se aproxima al Jarkira al sur de Ulakom. Ya hemos indicado en su lado meridional los conglomerados del Bomjara, que observó Potanin, sin duda pertenecientes al culm y que cortan largas fallas. Su lado norte, como el del Jaraargalintu, coincide con una fractura, a lo largo de la cual asoman el pórvido cuarcífero y la felsita devoniana o carbonífera.

Dichas fracturas corresponden al *tercer escalón y más bajo* donde se halla el Ubza-nor (810 metros, según Krilow, y sólo 721, según el mapa militar), cuya superficie queda 300 metros por debajo de la del Kirguiz-nor del piso precedente.

Entonces alcanzamos el pie meridional del Tannu-ola.

De estas observaciones se infiere que el piso septentrional o interior del Valle de los Lagos es el más bajo, lo que sólo puede haber originado un proceso de hundimiento; con efecto, se trata de ancha zona hundida que dividen oblicuamente fallas en escalera. Pero mientras que las lomas divisorias pasan hacia el SE. a los contrafuertes de la vertiente septentrional del Altai Mongol, larga fosa yace entre este sistema y el límite meridional del Jan-gay, que se extiende en amplia curva desde el piso medio del Valle de los Lagos, donde se halla el Kirguiz-nor hasta el Gobi, y comprende el valle del río Dsapjyn y los lagos de la desembocadura del Baidarik, así como otros ríos que descienden del Jan-gay meridional. Según Klemenzen, ciñe su orilla norte, a lo largo del Jan-gay, un cinturón de afloramientos basálticos. Esta prolongada fosa (típica en su clase) es la *fosa*

de *Dzapjyn*, que separa el Jan-gan de los contrafuertes, semejantes a pilares, del Altai Mongol.

EL ALTAY MONGOL. — El Alatau de Kuznetzkii y el Sailyugem se arrumban poco más o menos de norte a sur. Son los miembros orientales del gran grupo de montañas que, como pronto veremos, cambian por completo de dirección en las inmediaciones de la frontera mongola y que forma el Altai propiamente dicho o Altai ruso. El cambio de dirección lo aparta por el sur del Altai Mongol o del Gobi. Las rocas son también diferentes en el Altai ruso, donde predominan lechos paleozoicos con materias eruptivas; en el del Gobi destacan el neis y las rocas arcaicas.

Klemenz, que llegó, procedente del sur, a la cuenca del río Kobdo, avanzó casi hasta la frontera ruso-china. Ese infatigable explorador alcanzó el Zagan-gol, que desciende del alto goletz de Kiityn, el cual señala el sitio donde la divisoria del Altai del Gobi cruza la frontera mongola. Allí prevalecen las pizarras arrumbadas al ONO. pero ascendiendo al Saksay hasta el Otshatai-daban que separa este río del Kobdo superior, se hallan manchas transgresivas de arenisca rojo-oscura y de conglomerado <sup>106</sup>.

No obstante, debemos suponer que la transgresión devoniana del Tannu-ola y del Jarkira se extiende hasta las cabeceras del Kobdo, en el Altai del Gobi. Puede surgir la duda de si el pilar de Jarkira será simplemente parte del Tannu-ola. Las largas y agudas lomas que corren desde el Jarkira hacia el SE. y las largas fracturas que, con igual dirección, cortan el Altai Mongol en análogos pilares, recuerdan por todos conceptos las líneas disyuntivas de la Transbaikalia. Las cordilleras del Janjujey o Argalintu que atraviesan oblicuamente el Valle de los Lagos, semejan la cordillera de Bargusin-Swjatoi Nos-Oljón que, análogamente, cruzan al sesgo el lago Baikal, y el Valle de los Lagos o la fosa de Dapjyn tiene tan poco valor en calidad de límite de elemento tectónico como el lago Baikal.

El Altai Mongol no es prolongación del ruso; lo separan del Jan-gay solamente los hundimientos del Valle de los Lagos *y es un fragmento marginal de la propia cumbrera general asiática.*

Para formar idea de conjunto del Altai Mongol, debemos comenzar por correrlos bastante al NO., en la cuenca del Irtich Negro.

Al SE. del lago Zaisan la imponente mole del *Saur* (3.633 metros) corresponde, como ha demostrado Muschketow, al extremo de una cordillera que prosigue al NO. por el Tarbagatay y el Chingiz, hasta las montañas de la estepa de los quirguises <sup>107</sup>.

En la parte SE. del Saur aparecen fallas y hundimientos. Puede extraerse lo que sigue de las observaciones de Bogdanowitsch.

Un corte desde el lago Orjú, o sea desde el paralelo 46° a Zaisan, en el 48° y con rumbo NNO. cruza sucesivamente varias ramas montañosas,

el Orjún-Nuntag, el Semistau (o Urkaschar), el Tarbagatay (en el punto donde se une al Saur), y, por fin, el Monrak, entre el Tarbagatay y el lago Saisan. Todas limitadas al norte por fracturas perpendiculares a la dirección de las capas. El Tarbagatay en ese conjunto es un pilar que limitan al norte y al sur fallas en escalones. «Desde la vertiente septentrional del Kuen-luen hasta el pie norte del Monrak a orillas del lago Saisan—dice Bogdanowitsch—puede seguirse la serie de fallas y flexiones anejas al hundimiento de las llanuras de Kaxgar de la Zungaria y del Saisan» <sup>108</sup>.

Resulta, además, de las colecciones de Koslow que ha estudiado Obrutschew, que (en la más amplia acepción) en toda la vertiente oriental y septentrional de los montes Saur, sólo hay basaltos y melafiros asociados con tobas. Lo mismo puede decirse de las alturas de Salburty y Kara-Audyir-Ula (situadas una y otra al oeste de Bulum-Tojoy), de la vertiente septentrional de la masa principal del Saur y de su prolongación occidental, el Monrak, al sur del Saisan.

Según esto, la depresión del Saisan, y sin duda también su prolongación hacia Bulum-Tojoy, presenta caracteres de fosa, más o menos complicada por ramales. Lo que esta hipótesis no puede menos de confirmar (mostrando al mismo tiempo que es muy moderno el hundimiento) es lo que comprobó el ingeniero Ignatiev, quien al estudiar los yacimientos de carbón del Saisan advirtió que al norte del lago, en el promontorio de Chacul, se sumergen en las aguas capas de lignito casi verticales, de edad reciente <sup>109</sup>.

Las observaciones más modernas muestran que Bogdanowitsch había acertado con la verdadera explicación, y que, efectivamente, surcan la Zungaria, hacia el este, escarpas como inmensos escalones, que separan largas fosas abiertas o allanadas en los dos extremos y que suelen recibir el nombre de *jolai*. Tal es, asimismo, el aspecto de la «Puerta», al norte de Santjü. De igual modo se explican los largos pilares riscosos del Altai Mongol y de su cenefa occidental. *El Altai Mongol es también un pilar comprendido entre el Valle de los Lagos y la depresión de la Zungaria.*

La existencia de grandes afloramientos neísicos en el pie occidental de la cordillera indica que ésta no procede de plegamiento regular.

Debemos a Koslow una admirable descripción del conjunto del Altai Mongol. Según él, la parte occidental de la cordillera hasta el meridiano de Kobdo, próximamente, es ancha y posee muchas cimas que pasan del límite de las nieves perpetuas, bien dotadas de lluvias y de abundantes pastos; la parte oriental, bastante más larga, es seca y desnuda. Hasta cerca del Juduc-nor, es decir, hasta el meridiano 98°, domina el *Altain-Nuru*, cordillera compacta y continua. Ramales paralelos se le unen al norte, por el lado del Valle de los Lagos, y aún más al sur, hacia el desierto. Pasado el meridiano 98°, la mole se resuelve en ramales semejantes, alguno de los



cuales rebasa el límite de las nieves perpetuas; por ejemplo, el Ije-Bogdo y el Baga-Bogdo, al SO., y el Orok-nor al SE. Todos adoptan, poco más o menos, la curva del Altai Mongol. Según Kasnakow, compañero de Koslow, que recorrió la ladera sur de aquellas montañas, el Altai Mongol termina en las estribaciones orientales del ramal del Gurban-Saijan, cerca del templo de Chiuliute (entre los meridianos 104 y 105°) <sup>110</sup>.

Sólo poseemos un informe previo de los estudios de Koslow. Potanin trazó cuatro cortes transversales del Altai Mongol, que testimonian vivamente la energía y perseverancia de ese explorador. Tres de ellos corresponden al Altain-Nuru; el cuarto pasa por el Ije-Bogdo. Referiremos a éstos la descripción de aquella gran cordillera.

Contrastando con lo que ocurre en el Altai ruso, los neises alcanzan aquí enorme desarrollo.

El *primer corte de Bulun-tojoy a Kobdo* manifiesta ya la importancia del neis. Forma el pie de las montañas el neis gris, y el cauce superior del Irtysh Negro es también de neis en tanto que pertenece a la región montañosa, así como los de Krau y del Jarbagatay. La misma roca ocupa una anchura de 70 u 80 verstas, por lo menos, y llega hasta cerca del puerto de Urmu-gaitu (2.961 metros), donde la reemplazan pizarras arcillosas y cloríticas. Más allá, a grande altitud, está el lago Dain-gol, en cuya orilla occidental se alza la cumbre nevada del Mustau. Derrubios de neis descienden al lago. Se halla luego una zona de pizarras y de cerros graníticos. El valle superior del Sak-say se abre en pizarras verdes y también presenta afloramientos de pórfido. Más allá del Tal-Nor, y cerca de los hielos de la cresta, hay una roca negra que se divide en prismas (¿basalto?). Luego, hasta el puerto de Terekty (3.200 metros), rocas pizarreñas variadas. El neis gris reaparece. El descenso hacia levante, al Valle de los Lagos, es por imponentes paredes graníticas; también en granito está Kobdo, en el lado occidental de dicho valle y a 1.300 metros de altitud.

Recordemos de paso que Prjevalsky encontró en el valle superior del Urungu, vertiente occidental del Altay Mongol, neis, granito azulado y pizarra entre los meridianos 91 y 92° <sup>111</sup>.

Por Klemenzen conozco el hallazgo de fósiles marinos permocarboníferos en Nursu, en el desierto del sur del Altai Mongol, que también se halla entre los meridianos 91 y 92°, a más de 100 verstas al ENE. de Gushen.

Cuatrocientas verstas al SE. del primer corte está el puerto de *Ulen-Daban* (entre los meridianos 93 y 94°) por el que Potanin trazó su *segundo corte* siguiendo el camino de Jami a Kobdo.

Dicho itinerario se ajusta al meridiano de Santochú, y a partir de aquí desciende al norte al «Jolay» que conduce de la Zungaria al Gobi oriental (715 metros) y en el que radica Nursu. Allende el Jolay, en un pilar o escalón alargado, se abre el paso de Charnuru. Este relieve orográfico

y sus prolongaciones occidentales forman al norte del Jolay elevada y continua muralla que prosigue también a levante del Charnuru. El collado, por completo pelado, se compone de pórfido pretrosilíceo; hacia el norte hay pizarras arrumbadas de este a oeste, próximamente como la propia muralla. Algunos bloques de caliza blanca cristalina provienen sin duda de cumbres más altas. El descenso hacia el norte es por suave pendiente. Sigue luego una escarpa caliza con planos de estratificación horizontales.

Allí se han hallado señales de fósiles probablemente devonianos. Luego de cruzar una estepa se alcanzan las primeras colinas de Ebsché, donde hay espilitas y diabasas que se deshacen en bolas formadas de capas concéntricas, y, por fin, se alcanza el borde de la cordillera principal del Altay Mongol.

A su pie reaparecen al punto nuevos afloramientos neísicos. Remontando el Barlyk se comprueba que al neis suceden micacitas violentamente plegadas, y antes de alcanzar el puerto, en el mismo Ulen-Daban (2.819 metros) pizarras arcillosas y cloríticas con filones de cuarzo y otras secreciones silíceas, como las ya citadas en la cumbre del Urmu-gaitu. También allí, en la vertiente septentrional del collado, el granito atraviesa las pizarras. Y en él se aloja el lago Julmú-Nor, al que Koslow (que llegó a él procedente del oeste) calculó una altitud de 2.072 metros, mientras que al este el lago Chargin-Zagan-Nor, también en la ladera septentrional de la misma cresta, sólo llega a los 761.

La cresta siguiente hacia el norte, el Nam-Kotel, presenta canchales de granito de formas caprichosas. Más lejos reaparecen las pizarras cloríticas (en esta ocasión con intercalaciones calizas) y luego, pasado el lomo del Detchen-Daban, está el borde del Valle de los Lagos<sup>12</sup>.

Este corte indica que los pilares y escalones por el lado de «la puerta» de Zungaria se componen probablemente de terrenos paleozoicos más modernos, en tanto que la cordillera principal del Altay Mongol contiene en la ladera occidental neises, pizarras cloríticas y granito.

Próximamente 220 verstas al ESE. cruza la cordillera principal del Altain-nuru el puerto de Nur-Kéré (hacia los 96° 20' de longitud este), que atraviesa el Burjan-ola, en el camino de Jami a Uliasutai. No se conoce su altitud, sin duda superior a la del Urmu-gaitu (2.961 metros) y del Ulem-Daban. Por este puerto pasa el *tercer corte* de Potanin. La escarpa que da frente al mediodía y limita el primer escalón y más meridional, se denomina Eren-nuro. Allí aflora una roca dura verde. Al norte del Eren-nuru se extiende una faja desértica hasta la larga loma de granito desnuda del Ayi Bogdo. A su pie meridional hay melafiro. Esta vertiente es violenta; hacia el norte el Ayi-Bogdo posee varias estribaciones. En el descenso aparecen potentes conglomerados rojos con abundantes discordancias. Luego, tras algunas crestas secundarias, una nueva depresión profunda, la

del Buru, y sólo entonces se alcanza el pie del Burjan-ola que pertenece a la cordillera principal del Altay-Nuru. La primera cresta, llamada Burun-Jara, se compone de roca negra. Luego hay pizarras arcillosas y cloríticas con filones de cuarzo; aflora la diorita, pero las pizarras continúan y forman peñones escarpados y aislados en la cumbre del Nur-Kere, donde también hay granito. Esta roca y las pizarras constituyen la ladera septentrional hasta el Zizirin-gol. A estas rocas sigue una corrida de serpentin, con la cual se alcanza la fosa del lago *Chargin-Zagan-Nor*.

Aquí tenemos que interrumpir la descripción del corte para fijarnos en la longitud de la cordillera.

Desde Kobdo penetró Koslow, al sur del Kara-Usu, en una hoya que se prolonga al SE. y se denomina Dserga; precisamente en la que Potanin recogió, cerca de Oeschi, impresiones vegetales de la serie del Angara. El itinerario de Koslow lo condujo por el borde septentrional del Altai-Nuru al puerto de Jongar-Obonin-Daban (2.529 metros), no lejos del segundo itinerario de Potanin por el Ulem-Daban. En seguida descendió hacia el lago Julmu-Nor (2.072 metros), entre rocas de granito de aspecto acolchado. Otro puerto llega a los 2.255 metros y después está el lago Tun-Kul (a los 1.889). Tras un nuevo puerto, el valle desciende hacia el Chargin-Zagan-Nor hasta la inesperada profundidad de 761. Más al este, la divisoria entre la cuenca de este lago y la del Bagan-Nor, compuesta de arcillas rojas y conglomerado, se alza a los 1.127 metros de altitud.

*Así, pues, el Chargin-Zagan-Nor (761 metros), en la margen septentrional de la cordillera principal del Altai-nuru, si bien separado de la fosa del Dsapjyn por la cordillera del Taichir, es casi tan deprimido como la superficie del Upsa-Nor en el punto inferior del Valle de los Lagos. Estos dos lagos se hallan por completo aislados y sin desagüe.*

Tratemos de nuevo de nuestro corte.

La margen septentrional de la depresión corresponde a la escarpadísima ladera meridional del Taichir, ramal de que acabamos de hablar. Se compone de serpentin, lo mismo que la margen opuesta, y alcanza mucha altura. Hacia el norte es calizo el Taichir, pero debajo asoma serpentina. Así se alcanza, en la residencia del Jan de Yasaktu la fosa del Dsapjyn, al norte de la cual la corrida basáltica que observó Klemenz ensancha por este lado al Jan-gai <sup>115</sup>.

Entre el corte tercero y el cuarto de Potanin, avanzó Ladygin desde el Altai-Nuru, hacia el sur, hasta Sucheu. Resultado principal de su viaje es que en todo ese espacio se suceden muchas ramas o aristas arrumbadas al ESE., hasta tal punto, que no es fácil indicar claro límite orográfico entre las primeras estribaciones del Altai-Mongol y las cordilleras de dirección idéntica, que deben considerarse continuación del Bei-Chan. *Indudablemente se produce aquí desviación general de SE. a ESE. y este o ENE., que no sólo afecta a la dirección del Altai-Mongol, sino a toda*

la región del Gobi y también a ciertas partes del Nan-Xan, como pronto veremos <sup>114</sup>.

El extremo del Altai-Nur se denomina Gychigin Ula; Ladygin lo pasó por los 2.130 metros de altitud. Hállanse allí pizarras y granito. Al sur siguen ramales arrumbados al ESE.; el Burgustin-Nuru y el Ederingin-Nuru (de 1.300 a 1.400 metros), compuestos de pizarras verdes auríferas. Luego larga depresión, la *Narem-Juju-Gobi* (335 metros), con mucha diferencia la cota más baja, y a la que limita al sur la larga cordillera de *Koko-Tymirty* (el puerto a 1.500 metros. Cumbres de unos 1.800 metros de altitud), que se encorva al SE. o ESE., une, por toda esa parte del Gobi, el Ayi-Bogdo al NO., en el Altai-Mongol, con la cordillera de Tostú, el Dushé y el alto Noin-Bogdo al este, pasando por el Koko-Tymirty y la prolongada serie de crestas que allí se unen.

Pero las crestas que siguen al sur de Koko Tymirty no pueden considerarse distintas del Bei-Shan.

El *cuarto corte* de Potanin pasa al oeste del 101° meridiano y dista unas 330 verbas del tercero, hacia el ESE. En su recorrido ha desaparecido el Altai-Nuru y la cordillera ya no presenta unidad.

El punto más bajo en ese meridiano, *Gachiun-nor*, en el extremo del Edsin-gol, probablemente no se halla a más de 830 u 840 metros de altitud. Al norte de ese lago hay una serie de ramales alargados y a menudo discontinuos. Respecto de los ramales meridionales, nos guiaremos por las recientes observaciones de Obrutschew, y para los septentrionales (que no visitó dicho viajero) nos atendremos al relato de Potanin <sup>115</sup>.

Desde dicho lago, luego de atravesar un desierto por espacio de 60 verbas, se alcanza la primera arista el *Sujomtu*, de areniscas supracarboníferas muy potentes, que se arrumban al ENE. (80°); después, tras una depresión de escasa anchura, otro ramal bastante mayor con varias crestas paralelas y que en su parte más alta, al mediodía, recibe los nombres de Tostu, Dushé y *Noin-Bogdo*. Acabamos de decir que esos relieves pertenecen al arco procedente del Koko-Tymirty. Por el pie sur del ramal hay arenisca, pero las cimas negras que dominan se componen de melafiro. Bloques de basalto y de limburgita sembrados en las laderas de una de las cumbres, en el extremo oriental del Noin-Bogdo, indican que allí existe un centro de erupción moderna. Más al ENE. se hallan la cresta de Deng y la montaña de Jongar-Oba, ambas con direcciones diferentes, y compuestas de pórfido, de toba y, al este, de granito.

Tratemos ahora del corte que trazó Potanin a través del Dushe. La ladera norte de este ramal es de arenisca supracarbonífera. Amplia depresión la separa de la loma del Nemegetu, más baja (1.835 metros) y de silueta menos recortada. En el puerto aparece la porfirita y a trechos granito. En la parte oriental de esa cordillera, en la mole de Dsolin, el rumbo gira 290°; vese allí pórfido y arenisca, con filones porfíricos.

La depresión, que apenas tiene de 20 a 30 verstas de anchura y que se extiende por el norte del Nemegetu, presenta el punto más bajo en este meridiano después del Gashiun-nor (1.155 metros, según Potanin). Volviendo atrás la vista, se comprueba que el Nemegetu, igual que el Tostu, más lejano, pero más elevado, presenta altas escarpas orientadas al norte.

El ramal siguiente hacia el norte, el Bain-Zagan (1.670 metros), se compone de neises. Sus primeras estribaciones estrechan al Jolai, del que se destaca paulatinamente. Es anchísimo en proporción a su escasa altura; hacia el norte desciende al valle de un riachuelo, el Leg (1.440 metros), donde reaparece el basalto <sup>116</sup>.

Antes de atravesar el Bain-Zagan advierte el viajero procedente del Gobi un espectáculo que impresiona por el contraste que presenta. La vista de la poderosa mole del *Ije-Bogdo*, coronado por manchas de nieve de su redondeada cumbre y su séquito de montañas nevadas. Las laderas desnudas de toda vegetación forestal, pues sólo algunos matorrales crecen en los barrancos; los calveros del Gobi se alzan hasta el límite de los campos de nieve. Los primeros contrafuertes avanzan sus escarpas hasta el Leg. La anchura del Ije-Bogdo es de 22 verstas. La ladera septentrional también es asperísima y difícil su descenso. El Ije-Bogdo se compone de granito; en un paraje se han hallado pizarras con intrusiones de sienita. Por encima de estos terrenos antiguos hay mantos de basaltos dispuestos en escalones, y Potanin halló basalto aun en el punto superior de su itinerario (2.534 metros). El Ije-Bogdo reproduce, pues, muy al sur, ese tipo de «goltzi» coronados de emisiones basálticas que ya habíamos citado en el Munku-Sagan-Jardyk <sup>117</sup>.

Al norte bajan las montañas al lago Orok-nor (1.240 metros), que ciñe por el norte el Chodzu, estribación del Ije-Bogdo. Se halla luego la fosa del Dzapjyn, que allí sólo cuenta 20 verstas de anchura.

Al este de este corte, en el Altai Mongol, todavía alcanzan 2.500 metros de altitud los escalones ramales del Gurban-Saichan («Los Tres Poderosos»).

De esta manera cambia el aspecto de la primitiva cumbre hacia el SO. y al sur, fuera del Jangai. En esta zona externa, al sur del Tanu-ola, se abre el Valle de los Lagos, donde comienza el despiece de la cenefa en pilares, fosas y escalones. Trozo por trozo, la cumbre desciende, por tramos sucesivos, hacia la «Puerta de Dzungaria». El Altain-Nuru, la cordillera mayor del Altai Mongol, es un pilar de esta clase. Aunque las fracturas y hundimientos producen a veces verdadero laberinto de aristas entrecruzadas o bifurcadas, de cuencas sin desagüe y de largas fosas abiertas al exterior, tales accidentes presentan en conjunto disposición común, que permite considerarlos otras tantas líneas disyuntivas periféricas de la cumbre; en la misma ordenación entran el Valle de los Lagos, la fosa de Dzapjyn y la del Saisan.

Es natural esperar mucho de los futuros descubrimientos. Klemenzen cree que en la parte sur del Altai ruso hay indicios de inversión hacia el mediodía <sup>118</sup>.

EL GOBI ORIENTAL. — Sólo en un documento podemos apoyarnos para apreciar la relación de la antigua cumbre con el Gobi oriental: la descripción de Obrutschew del itinerario Kiajta-Urga-Kalgan <sup>119</sup>.

Al sur del Urga, donde la comarca sin desagüe comienza en hoyas cerradas más o menos extensas, la altura de las montañas es de 1.400 a 1.500 metros. En lo sucesivo el país no tiene aspecto de desierto llano, sino de montañas que alternan con colinas. Al mismo tiempo decrece poco a poco la altitud media, hasta el llano de Daichim-Dala, de 35 verstas de anchura, donde, por rara circunstancia, el horizonte se abre hacia el este y el oeste, y casi podría creerse que corresponde a una fosa. Su suelo desciende en el centro a 790 metros y a 850 en los pozos de *Sain-usu*, cota inferior del itinerario. Además, el país tiene relativamente poca altitud; Obrutschew llama «Depresión central del Gobi oriental» a la región que desde allí se extiende 540 verstas. Hacia el sur las altitudes no exceden de 900 metros a 1.100 metros hasta los Montes Tabun-Tochun (1.300 a 1.400 metros), y el punto más alto se alcanza ya en la Gran Muralla (1.625 metros). Hacia Kalgan hay rápido descenso.

Sobre los restos nivelados de las montañas antiguas yacen discordantes los depósitos del Gobi, de conglomerados de grano fino, areniscas blandas, margas rojas y verdosas y calizas margosas blancas. Algunas verstas al sur de la llanura de Daichin-Dala, se comprueba en el mogote basáltico llamado Chernaya-Gora (Montaña Negra), que parte de esos depósitos es anterior a los basaltos y otra parte más moderna <sup>120</sup>. Allí los tales depósitos trastornados se arrumban al ENE. como los terrenos subyacentes. Más al sur ocupan mucha parte de la depresión media hiladas horizontales de igual índole en trozos tabulares. El ya citado descubrimiento de una quijada de *Rhinoceros* o de *Aceratherium* en las margas blancas del Juldyin-Gobi ha demostrado que éstos son sedimentos de agua dulce del terciario medio o del superior.

Sigamos ahora a Obrutschew, a partir de Urga, y examinemos con él rápidamente los terrenos antiguos que se extienden a alguna distancia.

Cruza el camino la zona paleozoica que llega a orillas del Onon con dirección NE. Le pertenece el puerto de Jalti-Daban (1.650 metros), que señala la entrada en la zona sin desagüe. Luego una corrida de basalto; al sur riolita de aspecto reciente y después una ancha faja de neises, arrumbada al NE. y nuevos asomos volcánicos modernos que limitan el llano de Sajir-ujé. Marca el lado oriental de esta llanura larga faja de pórfito a la que se une granito en la parte meridional. Así se llega a la Montaña Negra, compuesta de basalto (ya citado), y a los sedimentos de Gobi en

lechos trastornados. En los pozos de Gaschiun (1.000 metros) los puntos elevados son de rocas volcánicas; parece que hubiera allí un «puy» de riolita. Luego de cortar caliza cristalina, pizarra y granito, conduce el itinerario a la llanura de Daichin-Dala, en el punto más bajo. Más allá, las alturas vuelven a componerse de calizas cristalinas y de pizarras plegadas con filones de granito. La dirección es al NE. muy regular. El lomo del Dolon-Daban es de neis: su rumbo mal determinado; en el lado sur se halla el pozo de Ije-Ude o Udinak (930 metros) y en las cercanías el Ruskaia Stanzia <sup>121</sup>.

*Entre el Urga y esta localidad, salvo algunas excepciones, domina la dirección NE. o ENE., llamada del Baikal, aunque más lejos reaparece el rumbo NE., por ejemplo, hacia Sayi-Jotu. Según las observaciones de Obrutschew, no falta cambio importante en la dirección del conjunto. Pero hasta allí, en general, impera la característica de la cumbre; se hallan los mismos terrenos antiguos con señales de formaciones paleozoicas, y también muchos asomos de rocas volcánicas, cuyos tipos ácidos parecen más frecuentes. No hay límite claro de la cumbre, por lo menos hasta los pozos de Ije-Ude, es decir, poco más o menos hasta el centro del Gobi.*

En el estado actual de nuestros conocimientos es imposible juzgar de las relaciones entre el Jingan y los pliegues meridionales arrumbados al NO.

Hacia el sur, el itinerario de Obrutschew afecta a la zona de las emisiones basálticas del SE. de Mongolia. El descenso hacia Kalgan (500 metros en vertical) permite ver este basalto en lo más elevado; luego, conglomerados poco coherentes y areniscas muy espesas de la serie de Gobi, y en la base traquita, roca en que asienta Kalgan.

RESUMEN.—Para relacionar los pormenores, me ha parecido conveniente resumir en un párrafo especial la primera mitad de este capítulo. Allí estudiamos en toda su anchura la parte septentrional de la cumbre general; luego, los acantilados del pilar que sigue al Yenisei por el oeste, hasta el encuentro de la prolongación septentrional del gran Zigan al este. Hemos visto que la parte oriental de esa enorme comarca de rocas arcaicas adopta la dirección OSO. o SO., llamada del Baikal, y en el oeste la dirección ESE. o SE., la del Sayan. También hemos visto que ambas direcciones (por lo que las exploraciones permiten afirmar) se confunden, al parecer, al oeste del lago Baikal, con dirección meridiana. Por fin, hemos advertido que el hundimiento de una porción muy grande de ese territorio ha producido el anfiteatro de Irkutsk, al que rodean pliegues marginales que pertenecen a la meseta cambriana y siluriana, que llega hasta el mar Glacial; y que, lo mismo que los póstumos de las capas del Angara, se han considerado indicios de estrechamiento del anfiteatro, mientras que la marcha de las capas en el Primorski Jrebet y la inversión de una de las fajas plegadas de la isla de Oljón testimonian una contracción análoga

en la época precambiana. Pero también nos ha parecido cierto que a los plegamientos de la antigua cumbre han seguido fenómenos disyuntivos, que se manifiestan por la formación de fosas alargadas y de fracturas al este del Baikal; las fosas del Lago de los Gansos, del Yida y del Jilok, y, en fin, de las dos mitades de dicho lago. Hemos citado las lavas básicas levantadas; la edad de parte de esas expansiones se cree que debe remontarse hacia la época permiana, mientras que otra parte se considera de fecha muy moderna.

La segunda mitad de este capítulo ha dado a conocer la extensión de la cumbre hacia el sur.

Ancha zona de pizarras y de grauvaca, a la que pertenecen los yacimientos devonianos de la Transbaikalia oriental, desciende del NE. en Mongolia. A 70 kilómetros al sur de Kiajta se ve un primer jalón de esa zona paleozoica, pero la corrida principal comienza en Strietensk, en el Chilka; se subdivide entonces en varias ramas, que pierden al punto su individualidad; llega al valle superior del Onon, pasa a Urga y abarca la comarca montañosa de la parte septentrional de Mongolia hasta la entrada del Valle de los Lagos. La disposición de sus capas prueba que el Jangay pertenece a la cumbre.

Todavía, en la parte exterior de este recinto la dirección característica del Baikal ENE. predomina hasta los pozos de Ije-Ude, en la parte oriental del Gobi.

En la occidental del Jangay no se halla la dirección normal del Sayan ESE. o SE. Según lo que se conoce, se dobla más al SSE., y en el centro, hacia el borde sur, se trueca en este-oeste.

Todavía allí intervienen fenómenos disyuntivos; así se infiere, no sólo de la existencia de muchos asomos de basalto en el interior del Jangay y de cráteres recientes en el Terchain-Zagan-Nor, sino sobre todo, de la estructura de las regiones marginales del oeste y del sur. La fosa del Dzapjyn, el Valle de los Lagos, con su cuenca más honda el Ubsa, la que se interna más en las montañas, la fosa entre el lago Zaisan y Bulum-Tojoi, todas las del borde externo del Altai-Mongol hasta el centro del desierto de Dzungaria, y, por último, el despiece del propio Altai-Mongol en largas fajas como pilares, circunstancias que muestran que también allí, y esta vez en grandísima escala, han intervenido fenómenos disyuntivos. Los largos y estrechos pilares que cruzan el Valle de los Lagos, como el Janjujey y el Argalitu, reproducen el aspecto del Sviatoi-nos y del Oljón. Estas grandes líneas disyuntivas siguen también la dirección del Sayan y la disposición en arco de toda la cumbre.

Tampoco faltan las lavas en grandes altitudes. El melafiro forma las cimas cubiertas de hielo del Oljon-Jairgan-Tengri, al este de Uliasutai, y el basalto corona el Ije-Bogdo, que se alza en una de las ramas del Altai Mongol, entre la prolongación de la fosa del Dzapjyn y el Gobi.



Muy distinto es lo que ocurre en la región intermedia de Minuzinsk.

Allí el rasgo más saliente es la transgresión del devoniano, que a menudo se presenta con el culm. Estos terrenos se alzan a más de 2.500 metros y alcanzan no sólo las cumbres del Tannu-ola y del Jarquira, esa rama que avanza tanto en el Valle de los Lagos, sino también algunas depresiones de este valle y acaso la región de las fuentes del Kobdo. Pero la transgresión por sí sola no podría servir de indicio tectónico. La diferencia consiste especialmente en la desviación del rumbo del Sayan occidental y del Tannu-ola, que varía de este a oeste o al ENE. También se ve que aguas arriba de Krasnoyarsk y de las prolongaciones del Sayan oriental atraviesa el Yenisei una serie de pliegues devonianos en herradura que recuerdan punto por punto los póstumos de igual forma de las capas de Angara en el centro del anfiteatro de Irkutsk.

Pudiera creerse que cerca de Minuzinsk existe otra comarca independiente de estrechamiento, como reliquia de una cumbre autónoma que uniese el Sayan oriental con el Alatau de Kuznetskü. Por desgracia, en la parte sur hay muchos puntos desconocidos para que sea posible formular conclusiones sobre tal extremo; entre los que se ignoran pueden contarse la extensión de la inversión del Taskil y la estructura de la parte oriental del Tannu-ola.

En el territorio que se ha estudiado, en la segunda mitad de este capítulo, sólo capas con impresiones vegetales representan todavía las edades mesozoica y terciaria.

## Notas del capítulo III: Cumbre de las formaciones antiguas.

<sup>1</sup> N. Meglitzky, *Geognostische Skizzen von Ost-Sibirien. I.* (Verhandl. Russisch-k. Mineralog. Ges., Jahrbang 1855-1856, páginas 109-171, y mapa.)

<sup>2</sup> D. Tschersky, *Estructura de las montañas de la Siberia Oriental consideradas como parte del borde noroeste del Asia Central*, r. (Trab. Soc. de Naturalistas Petersburgo, XVII, núm. 2, 1886, páginas 52-58); *Informe acerca de las investigaciones geológicas en las orillas del Baikal, 1ª parte*, r. (Zapiski Sección Siberia Oriental Soc. Imp. Rusa de Geogr., XII, 1886, páginas xxix y 405 y cinco láminas). *Estudio geológico del gran camino postal de Siberia entre el Baikal y la ladera oriental de los Urales*, r. (Mem. rusas Acad. Sc. Petersburgo, LIX, *Annexo* 2, 1888, páginas 1-145, y mapa). *Resultados de las investigaciones sobre el Baikal*, r. (Materiales para la Geol. de Rusia, XIII, 1889, páginas 1-58; con mapa geológico del Baikal en dos hojas).

<sup>3</sup> Véase en particular W. Obrutschev, *Observaciones geológicas en la Transbaikalia en 1896*, r. f. (Exploración geológica del ferrocarril de la Siberia, X, 1898, pág. 43), y *Observaciones geológicas en la Transbaikalia sud-occidental en 1897*, r. f. (Ibid., XVIII, 1899, pág. 25), etc.

<sup>4</sup> A. Th. v. Middendorff, *Reise in den äussersten Norden und Osten Sibiriens während der Jahre 1843 und 1844*. In-4.º, Petersburgo; I, Theil I, 1848, pág. 216; IV, Theil I, páginas 230-327; Atlas, láminas X-XII.

<sup>5</sup> N. G. Meglitzky, *Relación de la expedición en la provincia de Iakutsk en 1851 según los manuscritos y colecciones de N. G. Meglitzky*, por Melnikov (Gornyi Journal, 1893, páginas 111-159, r.). El jefe de esta expedición era el general Agté. Meglitzky termina el relato de ella en 1853 y muere de fatiga en Weimar en 1857, a la edad de treinta y dos años solamente; este relato fué publicado mucho tiempo después de su muerte, pero, a mi juicio, todavía no ha sido reemplazado por los trabajos más recientes.

<sup>6</sup> Bogdanovitsch, *Datos sobre los trabajos de la expedición minera a las orillas del Mar de Ojotsk y a Kamschatka*, r. (comunicados por L. Iatchevsky; extr. des Izvestiia de la Soc. de Ingenieros de Minas, Petersburgo, sesión del 9 de diciembre de 1896, páginas 5 y siguientes). La cumbre del Dzugdzur, cuya ascensión llevó a cabo Bogdanovitsch, no parece estar muy alejada del puerto que franqueó Meglitzky. Este último atravesó también las montañas partiendo de Aian.

<sup>7</sup> P. Kropotkin e I. Poliakov, *Informe de la expedición al Olekma y al Vitim*, r. (Zapiski Soc. Imp. Rusa de Geogr., III, 1873; particularmente páginas 191 y siguientes).

<sup>8</sup> P. Kropotkin e I. Poliakov, *Memoria citada*, pág. 214.

<sup>9</sup> W. Obrutschev, *Geologische Untersuchung des Gebirgslandes von Olekma-Witim und seiner Goldlagerstätten. Vorläufiger Bericht*, r. a. (Izvestiia Section Siberie Orientale Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXII, números 2-3, 1891, páginas 24-100, dos mapas y una lámina; XXIII, núm. 3, 1892, páginas 1-27).

<sup>10</sup> A. Lopatin, *Diario de la expedición al Vitim en 1865, par E. K. Polenov*, r. (Zapiski Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXVIII, núm. 1, 1895, páginas xlv y 283, y mapa geológico); B. Polenov, *Die massigen Gesteine vom nordlichen Theile des Witim-Plateau, Ostsibirien*, r. a. (Trab. Soc. Naturalistas Petersburgo, Sección de Geol. Mineralog., XXVII, 1899, páginas 98-482, y tres láminas). Las colecciones de Kropotkin fueron destruidas, desgraciadamente, por el incendio de Irkutsk. Es de sentir que José Martín no haya publicado más noticias sobre su viaje de Olekma a Vitim. Las muestras recogidas se perdie-

ron; se sabe solamente que este explorador halló granito en el Norte, y, a partir del lago Amadís, pizarras y terrenos estratificados. Al sur del lago Nichatka atribuye a la línea de cumbres una altitud de 2.500 a 3.000 metros; no he podido llegar a tener más noticias de la existencia de una cadena tan elevada. También existen indicaciones de altas montañas a lo largo del Kalar, pero tampoco son más seguras; *Voyage de M. Joseph Martin dans la Sibirie Orientale* (Compte rendu Soc. Geogr., París, 1887, páginas 219-236, y mapa; particularmente, pág. 228).

<sup>11</sup> Los relatos de Obrutschev, Gérassimov y Gédroitz forman, respectivamente, los cuadernos VI-1897, X-1898, XVIII-1899 y XIX-1899 de las *Exploraciones geológicas y mineras a lo largo del camino de hierro de Siberia*, r. f.; el último cuaderno contiene un mapa geológico general del país. En 1899 Obrutschev dió un resumen de conjunto, con mapa tectónico, al VII Congreso Internacional de Geografía de Berlín (*Verhandl. des Siebenten Internat. Geographen-Kongresses*, II. Theil, 1901, páginas 192-206, y mapa). Lo mismo en el *Aperçu des explorations géologiques et minières le long du Transsiberien* publicado por el Comité geológico de Rusia (Exposición Universal de 1900 en París), in-8.º, páginas XIII y 200, mapa índice y mapa geol. En el último de estos documentos se designan con nombres especiales las fracturas de la región oriental (páginas 142 y siguientes).

<sup>12</sup> Polenov, *Die massigen Gesteine vom nordlichen Theile des Witim-Plateau*, página 100; Schwarz expresó una opinión análoga respecto del NE. del Baikal (comp. Kropotkin, *Informe de la expedición al Olekma y al Vitim*, 1873, r., pág. 345).

<sup>13</sup> Polenov, *Die massigen Gesteine vom nördlichen Theile des Witim-Plateau*, página 348.

<sup>14</sup> Parece que el buscador de oro Buivid atrajo la atención sobre estos volcanes, especialmente sobre el volcán Muschketov (Izvestija Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXIV, 1898, pág. 222).

<sup>15</sup> A. P. Gherassimov (XIX. 1899, pág. 15); V. A. Obrutschev (Ibíd., pág. 108); véase también Obrutschev, *Explor. géol.*, etc., VI, 1897, pág. 26, y en otras partes.

<sup>16</sup> G. Radde lo describió ya en sus *Berichte über Reisen im Südem von Ost-Sibirien ausgeführt in den Jahren 1855 bis incl. 1859* (Baer und Helmersen. *Beitrage zur Kenntniss des Russischen Reiches*, XXIII, 1861, pág. 456). J. Makerov dió un cuadro de las montañas que rodean Akcha sobre el Onon; *Bosquejo geológico de los yacimientos auríferos de la cuenca del Amur*, r. (Izvestiia Section Siberie Orientale Soc. Imp. Rusa de Geogr., XX, núm. 3, 1889, páginas 45-55).

<sup>17</sup> El descubrimiento de estos peces fósiles se debe a Middendorff (*Lycopera Middendorffi*, Müll.); Serguijev también describió estas capas (*Gornyi Journal*, 1897, pág. 71); se encontrarán indicaciones detalladas en A. Gherassimov, 1927, r. f. (Explor. geol. ferrocarril de Siberia, XVIII, 1899, pág. 88). En el borde de la depresión de los lagos se encuentran terrazas; allí se levanta la cresta granítica de Adon-Chilon, conocida por sus yacimientos minerales.

<sup>18</sup> Príncipe Gedroitz (Explor. geol. ferrocarril de Siberia, VI, 1897, pág. 124); (Ibíd, XVIII, 1899, páginas 141 y siguientes).

<sup>19</sup> Obrutschev (Explor. geol. ferrocarril de Siberia, XIX, 1899, pág. 115).

<sup>20</sup> Th. K. Drijenko, *Reconocimiento del Baikal en 1896*. r. (Izvestiia, Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXIII, 1897, páginas 210-241, y tres mapas).

<sup>21</sup> Según Drischenko, es probable que este *alto-fondo* se prolongue 23 verstas lo menos (Mem. citada, pág. 227).

<sup>22</sup> J. G. Georgi, *Bemerkungen zu einer Reise im Russichen Reich im Jahren 1772*. In-4.º, Petersburgo, 1775, I, pág. 150.

<sup>23</sup> W. Obrutschev, *Ein Ausflug in das goldführende Gebiet der Flüsse Sarma und Ilkta im westlichen Baikalgelbgeirge*, r. a. (Izvestiia Section Siberie Orientale Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXVIII, núm. 1, 1897, pág. 14).

<sup>24</sup> L. Jaczewski, *Exploraciones geológicas a lo largo del Transsiberiano al Sur del Baikal*, r. f. (Explor. ferrocarril de Siberia, VII, 1898, páginas 20-22). Las capas buzan 12° al NO., y la altura por encima del lago no es grande.

<sup>25</sup> Al norte del 57° de latitud N. el Vitim se ensancha formando una especie de lago que comunica hacia el este, por un estrangulamiento, con una segunda sábana de agua más pequeña llamada lago Orón.

<sup>26</sup> W. Dybowski, *Notiz über eine die Entstehung des Baikal-Sees betreffende Hypothese* (Bull. Soc. Imp. de los Naturalistas de Moscú, LIX, 1884, páginas 175-181). Esta memoria contiene una exposición detallada de las opiniones de Humboldt, Peschel y Tchersky.

<sup>27</sup> *Resultate der Wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees*, herausgegeben von der Ung. Geographischen Gesellschaft II, I Theil; Eug. Vangel, *Coelenterata*, páginas 68-69 in-4.º, Viena, 1897.

<sup>28</sup> B. N. Dybowski, *Vorläufige Mittheilungen über die Fischfauna des Ononflusses und des Ingoda in Transbaikalien* (Verhandl. k. k. Zool.-Botan. Ges. Viena. XIX, 1869, páginas 945-948), y *Zur Kenntniss des Fischfauna des Amurgebietes* (Ibid., XXII, 1872, páginas 209-222); S. Herzenstein y N. Varpakhovsky, *Nota sobre la fauna ictiologica de la región del Amur y países cercanos*. r. (Trab. Soc. Zool. Petersburgo, XVIII, 1887, pág. 58). A. Nikolsky expuso la opinión de que existen ciertos rasgos comunes entre la fauna ictiológica del Baljach y la del Lob-Nor; pero Nikitin rebatió dicho aserto por razones geológicas; sería de desear un nuevo examen de la cuestión; véase Trab. Soc. de Naturalistas de Petersburgo, XVI y XVIII, y Neues Jahrb. f. Min., 1887, I, Ref., 112-113.

<sup>29</sup> W. Dybowski, *Die Gasteropoden-Fauna des Baikal-Sees, anatomisch und systematisch bearbeitet* (Mem. Acad. Imp. Petersburgo, 7.ª ser. XXII, núm. 8, 1875, 73 páginas y 8 láminas).

<sup>30</sup> Th. Fuchs, *Ueber die lebenden Analoga der jungtertiären Paludinschichten und der Melanopsismergel Sudosteuropa's* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1879, páginas 297-300).

<sup>31</sup> M. Neumayr, *Ueber einige Süsswässer Conchylien aus China* (Neues Jahrb. f. Min., 1883, II, pág. 21-26).

<sup>32</sup> R. Credner expresó opinión análoga: *Die Reliktenseen. Eine physisch-geographische Monographie* (Petermanns Mitteil., Ergänzungsheft Nr. 86, 1887, páginas 17-59; Ergänzungsheft Nr. 89, 1888, pág. 25).

<sup>33</sup> A. Bittner, *Die Tertiär. Ablagerungen von Trifail und Sagor* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXIV, 1884, pág. 513). *Hydrobia (Goldewskia?)* sp., próxima a la *Goldewskia turiformis* Dyb.; pág. 514, *Valvata (?) Rothleitneri*, especie que recuerda algo por su ornamentación, *Valvata baikalensis* Gerst.; Brusina Spir., *Fauna fossile terciaria di Markusavec in Croazia* (Glasnik, Soc. his. nat. Croatica, Agram, VII, 1892, pág. 113-210); Em. Lorentz, *Neuere Daten zur Kenntniss der oberpontischen Fauna von Szegard* (Termeszetr. Fuzet Mus. Nat. Hungar., XVIII, 1896, pág. 320 y una lám.) Brusina cita juntamente con la *Baglivia* y representantes típicos del piso pónico, como *Melanopsis vindobonensis* y *Congerina subglobosa*, formas del mar Caspio, tales como *Caspia* (Mem citada, página 119).

<sup>34</sup> R. Hoernes, *Sarmatische Conchylien aus dem Oedenburger Comitatus* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLVII, 1897, páginas 74-75), y *Die Relictennatur der Fauna des Baikalsees* (ibid., páginas 89-94). Aquí corresponde la distinción de Pencks entre *fauna residual* y *lago residual* (Reliktenfauna, Reliktensee).

<sup>35</sup> Drischenko, Mem. citada, pág. 241.

<sup>36</sup> F. von Richthofen, *China, Ergebnisse eigener Reisen und darauf gegründeter Studien*. In-4.º, Berlin, I, 1877, páginas 24-25.

<sup>37</sup> E. Delmar Morgan, *On the Orography of Northern Tibet* (Supplementary Papers R. Geogr. Soc. Londres, III, Part. I, 1890, pág. 13); véase también Sven Hedin, *Durch*

*Asiens Wusten*, in-8.º, Leipzig, 1899 I, pág. 382. Al Norte de estas colinas, Sven Hedin fué testigo de la destrucción de su caravana y allí mismo estuvo a punto de perder la vida.

<sup>38</sup> Obrutschev (Izvestiia, Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXX, 1894, pág. 98), *ibid.*, páginas 723, 727 y siguientes.

<sup>39</sup> L. von Lóczy, *Die Wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen Ostasien, 1877-1880*, in-4.º, Viena, I, 1893, páginas 822-827; III, 1899, páginas 212-215; C. L. Griesbach, *Geology of the Central Himalayas* (Mem. Geol. Survey of India, XXIII, 1891, páginas 82-87); los mamíferos fósiles del Hundes se encuentran a 14.000 ó 15.000 pies sobre el mar.

<sup>40</sup> Ed. Suess, *Ueberreste von Rhinoceros Sp. aus östlichen Mongolei, mit Anmerkungen*, von W. Obrutschev (Verhandl. Russ.-k. Mineralog. Ges., 2.ª Ser., XXXVI, 1899, páginas 171-180); W. Obrutschev, *Asia Central, Norte de China y el Nan-Xan* (r.), editado por la Soc. Imp. Rusa de Geogr.; in-4.º, Petersburgo, I, 1900, páginas 88 y siguientes.

<sup>41</sup> W. M. Davis, *The Freshwater Tertiary Formations of the Rocky Mountain Region* (Proc. Amer. Acad. of Arts and Sciences, XXXV, 1920, núm. 17, páginas 345-373); A. Penck, *Morphologie der Erdoberfläche*, in-8.º, Stuttgart, 1894, II, páginas 24-36.

<sup>42</sup> Publicado por Muschketov. Materiales para la Geología de Rusia.

<sup>43</sup> Tchersky, en la edición rusa de K. Ritter, *Geografía de Asia. Siberia Oriental, lago Baikal y Transbaikalia*, r., in-8.º, II, 1895, pág. 163.

<sup>44</sup> L. Jaczewski, *Exploraciones geológicas a lo largo del Transsiberiano al sur del Baikal*, r. f. (Explor. ferrocarril de la Siberia, VII, 1898, páginas 2-6).

<sup>45</sup> N. Ijitzky, *Investigaciones geológicas en el Gobierno de Irkutsk en 1895*, r. f. (Explor. geol. ferrocarril de Siberia, VII, 1898, páginas 113-153, y mapa).

<sup>46</sup> K. Ritter, *Geografía de Asia. Siberia Oriental, lago Baikal y Transbaikalia*, edición rusa, II, páginas 149, 232, 456, 464 y 480; para el norte la misma obra, II, páginas 514-589. Limitando la caída al sinclinal del Maloé More, sigo la descripción detallada que Obrutschev dió de los pliegues de la isla Oljón; véanse sus *Observaciones oro-geológicas en la isla de Oljón y oeste del Psi-Baikal*, r. (Gornyi Journal, 1890, III, páginas 429-457, y mapas). Para la serie de las capas, consultar también W. Obrutschev, *Ein Ausflug in das goldführende Gebiet der Flüsse Sarma und Ilikhta im westlichen Baikalgebirge*, r. a. (Izvestiia Section Siberie Orientale Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXVIII, núm. 1, 1897, páginas 1-24, y mapa); el autor distingue una serie huroniana entre el granito néisico laurentino de Oljón y la serie cambriana y siluriana.

<sup>47</sup> Edición rusa de K. Ritter, *Asia*, I, páginas 128-145; II, páginas 2-14; véase también Tchersky, *El espolón de Elov*, r. (Izvestiia Section Siberie Orientale Soc. Imp. Rusa de Geogr., VI, núm. 4, 1875). Vélain designa las lavas del Baikal con el nombre de andesita augítica con labrador; Ch. Vélain, *Notes géologiques sur la Sibérie Orientale d'après les observations faites par M. Martin* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª ser. XIV, 1885-86, pág. 164).

<sup>48</sup> L. Jaczewski, *Le tunel de Zyrkusun*, r. f. (Explor. geol. ferrocarril de la Siberia, XI, 1899, páginas 1-12).

<sup>49</sup> L. Jaczewski, *Exploraciones geológicas a lo largo del Transiberiano al sur del Baikal*, r. f. (Explor. ferrocarril de la Siberia, VII, 1898, páginas 1-32; en particular, páginas 6-9). La depresión debe ser muy marcada, porque el mapa ruso en escala de 40 verstas por pulgada designa con el nombre de Joloi al surco este-oeste que concurre en esos lagos; nombre que, como luego se verá, dan los mongoles a esa clase de cañadas.

<sup>50</sup> L. Jaczewski, Mem. citada, páginas 9-14. Según el mapa ruso en escala de 40 verstas por pulgada, el collado de Chibetskaia se halla a 65 verstas del punto más próximo del Dyida (cerca de Tsakirskaiia Karula) y a 60 verstas del punto más próximo de la orilla del Baikal (al este de Kultuk).

<sup>51</sup> W. Obrutschev, (Explor. del ferrocarril de la Siberia, XVIII, 1899, pág. 25).

<sup>52</sup> Czekanowski, en la edición rusa de K. Ritter, *Asia*, I, 1894, pág. 108; otras noti-

cias sobre la garganta del Irkuta, I, pág. 127; por Kultuk, II, pág. 13, etc. Los datos sobre el valle del Ospa son muy contradictorios.

<sup>53</sup> G. Radde, *Berichte über Reisen im Süden von Ost-Sibirien ausgeführt in den Jahren 1855 bis incl. 1859* (Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches, herausgegeben von Baer und Halmers, XXIII, 1861, pág. 96; edición rusa de K. Ritter, *Asia*, etc., I, páginas 46-50; S. P. Peratolchin, *Ascensión al Munku Sardy en verano de 1896*), r. (Izvestiia Section Siberie Orientale Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXVIII, 1897, páginas 270-279, y mapa).

<sup>54</sup> L. Jatchevsky, *Informe de la expedición Prein-latchevsky, carta fechada en la misión de Mondin (Janginskaia Karula), 5 julio 1887*, r. (Izvestiia Section Siberie Orientale Soc. Imp. Rusa de Geogr., XVII, números 3-4, 1886, páginas 212-221, 1887).

<sup>55</sup> Según los datos de que dispongo, la dirección ONO. o NO. (la del Saian) se ha comprobado: en la cresta del Elov y toda la parte adyacente de los Alpes de Tunkinsk hasta el curso inferior del Dyemchug hacia arriba de Tunkinsk, en las pendientes del Saian, hasta el valle de la Bogdachka (al norte del Nilan-Saram), sobre la vertiente septentrional de los Alpes del Kitoi. Pero esta comprobación no es segura en el valle del Kitokin (al sur del Nilan-Saram), en el valle del Jongoldei en los Alpes de Tunkinsk, y en todo el corte del Munku-Sagan-Jardy en los Alpes del Kitoi, y aun más al oeste se ha observado a menudo la dirección NE. (la del Baikal), y aun la este-oeste.

<sup>56</sup> Edición rusa de K. Ritter, *Asia*, etc., I, pág. 213 y siguientes. El lago Ilchir, situado a 40 verstas poco más o menos de este punto hacia el WSW., en las montañas del Kitoi, aunque descarga sus aguas en el Irkuta, está encajado en estos terraplenes de lava. La superficie de contacto alcanza, como se ha visto, 2.584 metros en el Munku-Sagan-Jardy, y se baja a 2.266; desciende 2.180 metros alrededor del lago Ilchir, que está rodeado de rocas arcaicas, y a 2.148 en los flancos de una cima cercana, llevando el nombre característico de «Mesita» (Tchersky, en Ritter, I, pág. 246). Para una erosión de 300 metros en los micacitas desde la época pliocena, con coronamientos de lava, véase M. Boule, *Bol. Servicio mapa geológico de Francia*, núm. 73, tomo XI, 1899-1900; *Comptes Rendus de los colaboradores para 1899*, pág. 37 (129), y figuras 1-2.

<sup>57</sup> J. B. Auerbach, Bull. Soc. Imp. de Naturalistas de Moscú, XXIX, sesión del 16 de febrero 1856, páginas 155-158; descripción mineralógica del grafito; C. Ritter, *Asia*, r. I, páginas 257 y siguientes; y sobre todo L. Jaczewski, *El yacimiento de grafito de J. P. Alibert en el goletz de Botolgosky (Botogolskygolet)*, r. f. (Explor. geol. ferrocarril de la Siberia, XI, 1899, páginas 19-56).

<sup>58</sup> *Asia*, I, páginas 25 y siguientes. Tchersky combatió en otro tiempo esta opinión; pero como se han descubierto después en varias localidades del interior de la Siberia puntos de erupción, yo no veo motivo serio de duda.

<sup>59</sup> E. Hofmann, *Reise nach den Goldwäschchen Sibiens (Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches)*, XII, 1847, páginas 108, 117, 119, 123, 131 y 140; N. Ijizky, *Exploraciones geológicas a lo largo del camino de hierro de Siberia en 1894*, r. f. (Explor., etc., III, 1896, páginas 80-84, y mapa IV).

<sup>60</sup> Hofmann, Mem. citada, pág. 140. Es cierto que en la Alta Biriussa algunas observaciones dan la dirección este-oeste, pero está fuera de duda la preponderancia de la dirección NW.

<sup>61</sup> G. N. Potanin, *Bosquejos del Noroeste de la Mongolia*, r., in-8.º, Petersburgo, III, 1883, pág. 172. Todos los basaltos recogidos por Potanin en el Dod-Nor y en los alrededores del Kossogol son basaltos de plagioclasea típicos; P. Venukov, *Acerca de algunos basaltos del Norte de Asia*, r. (Trab. Soc. de Naturalistas Petersburgo, XVI, 1885, páginas 287-309; en particular, pág. 299).

<sup>62</sup> P. N. Krylov, *Viaje en la región de Urianjaisk en 1892*, r. (Izvestiia, Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXIX, 1893, páginas 274-291, y mapa); A. Saitzev, *Ejemplares petrográ-*

*ficos recogidos por Krylov y Klemenzen en los montes Saian y en la región de Urianjaisk, r. (Izvestiia, Université de Tomsk, IX, núm. 6, 1896, pág. 23).*

<sup>63</sup> N. Ijitzky, *Investigaciones geológicas en 1893 en las regiones de Krasnoiarsk y Kansk, Gobierno de Ienisseisk, r. (Gornyi Journal, 1895, II, páginas 53-93).*

<sup>64</sup> Ch. Bogdanovitsch, *Investigaciones geológicas en 1893 a lo largo del camino de hierro de la Siberia media, r. f. (Bol. Comité Geol. Petersburgo, XII, 1894, páginas 229-280, y mapa geol.; Gornyi Journal, 1894, II, núm. 9, páginas 337-382, y mapa geol., y núm. 10, páginas 72-108 y mapas, r.).* Los terrenos paleozoicos de este ramal están indicados en el mapa con los símbolos  $S_2$  y  $D_1$ .

<sup>65</sup> El distrito minero de Irbin pertenece también a la vertiente meridional de este ramal; B. K. Lavourovsky, *Gornyi Journal, 1894, II, y en otras partes.*

<sup>66</sup> L. Iatchevsky, *Avance acerca de investigaciones geológicas en 1893 en el Gobierno de Ienisseisk, r. (Gornyi Journal, 1894, II, páginas 305-315).*

<sup>67</sup> No he podido llegar a saber si el granito que figura en el mapa de Brusnitsen a lo largo del Tumanchet (Explor. geol. del f. c. de la Siberia, XII, 1899) representa en realidad la cenefa de la cadena oriental del Saian, o si se le debe considerar como formando parte del macizo granítico más reciente que N. Ijitzky señala en esta región.

<sup>68</sup> Fr. Schmidt, *Ueber einige neue ostsibirische Trilobiten* (Bol. Acad. Imp. Petersburgo, XXX, 1886, páginas 501-512, y una lámina); v. Toll (Verhandl. Russisch-k. Mineralog. Ges., XXXIII, 1895, pág. 279; Neues Jahrb. f. Min. 1895, II, pág. 164); Th. Tschernyschew, *Materialien zur Kenntniss der devonischen Fauna des Altaï's* (Verhandl. Russisch-k. Mineralog. Ges., XXX, 1893, pág. 30, y nota 1.<sup>a</sup>). Véase también N. Ijitzky, *Exploraciones geológicas a lo largo del camino de hierro de Siberia en 1894, r. f. (Explor., etc., III, 1896, pág. 66), y sobre todo E. von Toll, Beiträge zur Kenntniss des sibirischen Cambrium, I, (Mem. Acad. Imp. Sc. Petersburgo, 8.<sup>a</sup> ser., VIII, núm. 10, 1899, páginas 16-20 y 33-48).*

<sup>69</sup> El mapa geológico de Bogdanovitsch (Bol. Comité geol., XIII, 1894) muestra la distribución de estas rocas en el Kana inferior.

<sup>70</sup> L. Iatchevsky, *Investigaciones geológicas en la parte norte del distrito de Kansk y a lo largo del ferrocarril de Siberia, entre Nijneudinsk y Kimiltei, r. f. (Explor., etc., III, 1896, páginas 1-24, y mapa).*

<sup>71</sup> L. Iatchevsky, *Avance de las investigaciones geológicas en el Gobierno de Ienisseisk en 1893, r. (Gornyi Journal, 1894, II, pág. 315).*

<sup>72</sup> Hofmann, *Reise nach den Goldwäschten Sibiriens*, páginas 155-213; L. Iatchevsky, *r. (Gornyi Journal, 1894, I, páginas 125-144, y mapa).*

<sup>73</sup> A. Meister, *Cuencas del Uderei y del Udoronga, r. f. (Explor. geol. en las regiones auríferas de la Siberia; región aurífera del Yenisei, I, in-8.º, Petersburgo, 1900, páginas 59-87, y mapa II).*

<sup>74</sup> D. Klemenzen, *Die Salzseen des Minussinischen und Atschinischen Kreises und die Devonischen Ablagerungen am oberen Ienissei, r. (Izvestiia, Sección Siberia Oriental, Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXIII, núm. 3, 1892, páginas 28-83; particularmente, pág. 49).*

<sup>75</sup> T. Tschernyschew, *Die Fauna des mittleren und oberen Devon am West-Abhange des Urals* (Mem. Comité geol., III, núm. 3, 1887, pág. 194). Los fósiles devonianos del Beia, afluente de la derecha del Abakan, los describió A. Stuckenberga, *Materialien zur Kenntniss der Fauna der devonischen Ablagerungen Sibiriens* (Mem. Acad. Imp. Sc. Petersburgo, 7.<sup>a</sup> ser., XXXIV, núm. 1, 1886, pág. 20, y cuatro láminas). J. V. Rohon señaló la presencia de Osteolepis y de Coccoosteus (?) en el lago salado Kizi-Kul, a 50 verstas al oeste de Minussinsk, en su obra *Ueber fossile Fische von oberen Jenissei* (Ibid., XXXVI, núm. 13, 1889, pág. 13).

<sup>76</sup> Las notas manuscritas y los croquis que con la mayor deferencia puso M. Klemenzen a mi disposición se refieren a las regiones siguientes: 1.º Cuenca superior del Kemchik y del Alach, comprendiendo aquí la vertiente NE. del Sailiugem (1886, 1887 y años si-

guientes); 2.º Valle de la Chuia y parte de la del Katun (1898); 3.º Región comprendida entre los ríos Skassai y Tsagan-Gol (cuenca superior del Kobdo), en Mongolia (1896); 4.º Ulan-Davan, Barmen-Davan, lagos Uriu-Nor y Achit-Nor (1895); 5.º Collado Chabin-Davan, en el Saian Occidental; 6.º Disposición del terreno devoniano en Beiskoie a orillas del Abakan; 7.º Monte Saksar en el curso inferior del Abakan.

<sup>77</sup> C. Bogdanovitch y P. Javorovsky, *Avance de las investigaciones geológicas en Siberia en 1892*, r. (Gornyi Journal, II, pág. 290); P. Javorovsky, *Investigaciones geológicas en 1893 en la parte nordeste del distrito de Minuzinsk y comarca minera de Irbinsk*, r. (Ibid., 1894, II, páginas 238-279, y dos mapas geológicos). Ch. Bogdanovitsch, *Investigaciones geológicas en 1893 a lo largo del ferrocarril de Siberia central*, t. f. (Bull. Comité Geol., XIII, 1894, páginas 229-280, y mapa geológico); P. Javorovsky (Ibid., XIV, 1895, páginas 195-228).

<sup>78</sup> Klemenzen, *Notas manuscritas y Die Salzseen der Minussinischen und Atschinischen Kreises*, etc., páginas 47 y 72. La montaña prolongada Isyj, descrita por Bogdanovitch, situada al SO. de la ciudad de Minuzinsk y formada de devoniano y de culm comprende quizá también el piso de la flora tungusa; es la única huella de terreno más reciente que conozco en la región de Minuzinsk. Este monte pertenece a las cordilleras plegadas de oeste. La prolongación septentrional del devoniano siguiendo la vertiente NE. del Alatau, hasta mucho más allá de Mariinsk, la describió Saitzev, Gurnyi Journal, 1893, páginas 451-464, y 1894, páginas 183-195.

<sup>79</sup> Klemenzen, Zapisti Sección Siberia Occid. Soc. Imp. Rusa de Geogr. Omosk, VII, núm. 2, 1885, páginas 6 y siguientes; *Notas de las sesiones*, pág. 3 (r.). Las cimas están formadas de pizarras arcillosas, conglomerado cuarzoso, pizarra cuarcítica y diorita. Rocas análogas se encuentran en el centro del Alatau de Kuznetsk.

<sup>80</sup> Bogdanovitch y Javorovsky, Gornyi Journal, 1893, pág. 291.

<sup>81</sup> Ary-Kem del mapa ruso de 40 verstas de escala por pulgada; el lago Sut, no existe tal como se halla indicado al este de ese punto.

<sup>82</sup> P. N. Krylov, *Viaje en la región de Urianjaisk en 1892*, r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXIX, 1893, pág. 274 y mapa); A. Saitzev, *Materiales petrográficos recogidos por Krylov y Klementz en los montes Saian y la región de Urianjaisk*, r. (Izvestiia Universidad de Tomsk, IX, 1896, núm. 6, páginas 1-23).

<sup>83</sup> Arista entre los arroyos Kara-Kem y Ulun-Tachtyk: pizarras verdes, dirección 320° NO, buzamiento 80° SO.; cima del Mont Kynsy-Madé: pizarras silíceas, dirección 291° NO.; rocas cerca de la confluencia del Chagon con el Ut: dirección 303° NO., buzamiento 14° SE. Todos estos datos están sacados del relato del coronel Baranov.

<sup>84</sup> Potanin describió lo mismo el Jair-Jan: *Bosquejos del NO. de la Mongolia*, r. in-8.º Petersburgo, III, 1883, pág. 120.

<sup>85</sup> El astrónomo Schwarz recogió en otro tiempo, lo mismo de estas regiones que de otros muchos sitios de Siberia, observaciones que, reunidas luego por Grewingk, respecto de los alrededores de Minuzinsk, le sirvieron para formar un primer bosquejo de mapa geológico de los alrededores de Minuzinsk (véase *Notas de la Sociedad Imperial Geográfica de Rusia para el año 1864* (f.), pág. 3). En la confluencia del Abdyra y del Yenissei (52° 42' de lat. N.), Adrianov halló pizarras talcosas cuya dirección es NE. 60° (Zapiski Soc. Imp. Rusa de Geogr., XI, 1888, pág. 278); agua abajo de este punto está lo más peligroso, llamado Barka, y formado de granito.

<sup>86</sup> Klemenzen, *Notas manuscritas*, ya particularmente utilizadas en el artículo *Viajes en Mongolia occidental de 1885 a 1897* (Bull. Soc. Geogr. Paris, 7.ª ser., XX, 1899, páginas 308-314).

<sup>87</sup> A. V. Adrianov, *Viaje en el Altaï y en el Saian*, r. (Zapiski Soc. Imp. Rusa de Geogr., XI, 1888, páginas 243-244). El anerode Naudet, del cual se había provisto este viajero, no sirvió para calcular bien la altitud.



<sup>88</sup> P. N. Krylov, r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXIX, 1893, pág. 274); A. Saitzev (Izvestiia Univ., tomo IX, núm. 6, 1896, pág. 11).

<sup>89</sup> Potanin, *Bosquejos del Nord-Oeste de la Mongolia*, r., III páginas 114-118; Klementz estudió también esta capa.

<sup>90</sup> J. Schmalhausen, *Pflanzenpaläontologische Beiträge*, II, *Pflanzenreste aus der nord-westlichen Mongolei* (Bull. Acad. Imp. Soc. Petersburgo, XXVIII, 1883, páginas 431-438, y dos láminas). A. Potanin y Adrianov recogieron las muestras que se describen en estas memorias.

<sup>91</sup> Potanin, *Bosquejos del Nord-Oeste de la Mongolia*, III, páginas 122-146; Adrianov, *Viaje en el Altaï*, etc., pág. 273.

<sup>92</sup> Potanin, obra citada, I, 1881, pág. 265; III, 1883, páginas 3-139-146-148-153, etc.

<sup>93</sup> Potanin, obra citada, I, pág. 274; Algunas fajas calizas corren al SE.-NO, es decir, paralelamente a la misma cordillera y perpendicularmente al trazado del río Chabir; Sangin-Dalaï, pág. 253.

<sup>94</sup> D. Klementz, *Izvestiia Seccion Siberia Oriental Soc. Imp. Rusa de Geogr.*, XXVII, núm. 1896, Notas anuales (r.), pág. 60, y XXVIII, núm. 2, 1897, pág. 158; por el mismo, *Expedición a Mongolia en 1894*, r. (ibid., XXV, 1894, números 2-3, páginas 126-129), y *Viaje en Mongolia Occidental de 1885 a 1897* (Bull. Soc. Geogr., París, 7.<sup>a</sup> ser., XX, 1899, páginas 308-329, y mapa; en particular pág. 317).

<sup>95</sup> V. A. Obrutschev, *Bosquejo geológico del camino de caravanas de Kiajta a Kalgan*, r. *Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr.*, XXIV, 1893, páginas 347-390, coupes; por el mismo, *Asia Central, Norte de la China y Nan-Chae*, r., I, in-4.<sup>o</sup>, Petersburgo, 1900; particularmente, páginas 20 y siguientes, y mapa I.

<sup>96</sup> G. N. Potanin, *La frontera tanguta-tibetana de la China y Mongolia Central*, r., in-4.<sup>o</sup>, Petersburgo, I, 1893, páginas 481-503 y siguientes.

<sup>97</sup> Obrutschev, *Bosquejo geológico del camino de Kiajta a Kalgan*, pág. 355; *Asia Central*, etc., I, pág. 10.

<sup>98</sup> Obrutschev me confió una muestra de pizarra cuya superficie externa lleva en hueco el molde de este fósil. La manera con que las costillas cortan al borde demuestra la precisión de la determinación genérica; hay una analogía manifiesta con los Conularia del Salt Range, pero no es posible una identificación más precisa.

<sup>99</sup> Potanin, *La frontera tanguta-tibetana*, etc., pág. 554.

<sup>100</sup> R. Leder, *Eine Sommerreise in der nördlichen Mongolei im Jahre 1892* (Mittheil. k. k. Geogr. Ges. Viena, XXXVIII, 1895, pág. 107).

<sup>101</sup> Klementz, *Relato del viaje*, r. (Izvestiia, Sección Siberia Oriental Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXVII, núm. 2, 1896, Rapport annuel. páginas 15-19).

<sup>102</sup> D. Klementz, *Notiz über zwei erloschene Vulkane im Gebirge Changai in der nördlichen Mongolei*, r. a. (Izvestiia, Sección Siberia Oriental Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXVIII, núm. 2, 1897, páginas 157-59, y una lámina).

<sup>103</sup> G. N. Potanin, *Bosquejo del Nord-Oeste de la Mongolia*, r., in-8.<sup>o</sup>, Petersburgo, I, 1881, pág. 304; III, 1883, páginas 8-48; conglomerados del Kirghiz-Nor, pág. 54. J. Schmalhausen, *Die Pflanzenreste aus der Ursa-Stufe im Flussgeschiebe des Ogur in Ost-Sibirien* (Bol. Acad. Imp. Petersburgo, XXII, 1877, páginas 227-291, y cuatro láminas); *Ein fernerer Beitrag zur Kenntniss der Ursastufe Ost-Sibirien* (Ibid., XXIII, 1877, páginas 1-17, y dos láminas); *Pflanzenpaläontologische Beiträge*, II, *Pflanzenreste aus der nord-westlichen Mongolei*, muestras recogidas por A. Potanin y Adrianov (Ibid., XXVIII, 1883, páginas 426-438, y láminas I-II). Klementz encontró yacimientos hulleros y plantas fósiles alrededor del Achit-Nor, y particularmente en la llanura del Bukombéré, que descende del Sailuigem (Izvestiia, Sección Siberia Oriental, Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXVII, núm. 2, 1897, *Notas anuales* (r.), pág. 60).

<sup>104</sup> Potanin, *Bosquejos del Nord-Oeste de la Mongolia*, III, pág. 15. El Uriu-Nor no

tiene salida de aguas, y éstas son saladas. El mapa del Estado Mayor Ruso le da forma de cuadrilátero de 12 kilómetros de lado aproximadamente; las llanuras que lo rodean y donde desembocan los cursos de aguas tributarias parecen tener muy poca extensión.

<sup>105</sup> D. A. Klemenzen (*Otschet*) de la Soc. Imp. Rusa de Geogr. para 1826, pág. 96, 1897 (r.).

<sup>106</sup> Klemenzen, *Otschet* (observaciones hechas en 1896).

<sup>107</sup> I. V. Muchkétov, *Turkestán*, r. In-8.º, Petersburgo, I, 1886, páginas 35-36, y mapa geológico. Existe un trabajo muy detallado de la región situada al SE. del Balkach, y también un mapa geológico del Alatau dzungaro, dirigido desde 1849 a 1851 por Vlangali y publicado en el *Gornyi Journal* en 1853 (II, con una serie de apéndices en los volúmenes siguientes).

<sup>108</sup> K. I. Bogdanovitch, *Investigaciones geológicas en el Turkestán Oriental (Trabajos de la expedición al Tibet en 1889-1890 bajo la dirección de V. Pievtsov)*, publicada por la Soc. Imp. Rusa de Geogr. (r.), in-4.º, Petersburgo, II, 1892, pág. 86).

<sup>109</sup> Ignatiev, *Yacimientos de carbón cerca de Zaïssansk*, r. (Zapiski Sección Siberia Occidental Soc. Imp. Rusa de Geogr., Omsk, núm. 2, 1885, Comunicaciones diversas, pág. 7).

<sup>110</sup> P. K. Kozlov, Carta fechada en el campamento del Ulan Nor el 20 de noviembre 1899; seguida de: A. N. Kaznakov, *Nota preliminar acerca del viaje del lago Julmu-Nor al lago Ulan Nor, ladera meridional del Altaï*, y de: V. F. Ladin, *Viaje al valle superior del río Urunga (Bulugun)* r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXVI, 1900, páginas 18-83 y mapa).

<sup>111</sup> Potanin, *Bosquejos del Nor-Oeste de la Mongolia*, etc., I, páginas 21-64; N. von Prschewalski. *Reisen in Tibet und am obern Lauf des Gelben Flusses in den Jahren 1879 bis 1880*, trad. alemana de Stein-Nordheim, in-8.º, Jena, 1884, pág. 13.

<sup>112</sup> Potanin, *Bosquejos del Nor-Oeste de la Mongolia*, I, páginas 114-119. El viajero caminaba esta vez del norte al sur; por razones de simetría seguiremos dando a conocer la sucesión de los terrenos comenzando por el sur; Kozlov, carta citada, pág. 25.

<sup>113</sup> Kozlov, Izvietiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXVI, 1900; pág. 30. Potanin, *Bosquejos del Nor-Oeste de la Mongolia*, I, páginas 183-216; para las plantas fósiles de Oeschi, véase la misma obra, I, pág. 102, y III, pág. 87.

<sup>114</sup> Ladygin, Izvietiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXVI, 1900, páginas 174 y siguientes.

<sup>115</sup> Potanin, *La frontera tanguta-tibetana y la Mongolia central*, r., in-4.º, Petersburgo, I, 1893, pág. 503 y siguientes; V. Obrutschev, *Bosquejo orográfico y geológico de la Mongolia central, del Ordos, del Kan-su oriental y del Shen-si septentrional*, r. (Izvietiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXX, 1894, páginas 239 y siguientes); por el mismo, *Asia Central, Norte de China y Nan-Xan*, r., in-4.º, II, páginas 408-433.

<sup>116</sup> M. Klemenzen me dijo que más al este, cerca de Jatun-Suntul, un mogote aislado de basalto en columnas se yergue en medio del desierto.

<sup>117</sup> P. Venukov describió los basaltos del río Leg y del campamento de Kiajtu cerca del Ije-Bogdo (Vehandl. Russisch. k. Mineralog. Ges., 2 Ser., XXV, 1889, pág. 245). Para el prolongamiento del Ije-Bogdo, véase el relato de Klemenzen, Izvietiia Sección Siberia Oriental Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXV, números 2-3, 1894, páginas 127-128. Pievtsov estableció la continuidad de las cordilleras situadas al este (Arzi-Bogdo, Gurban-Saikhan). Más al SE. todavía se une allí el Jurju, descubierto por Prjevalsky.

<sup>118</sup> D. Klemenzen, *Viajes en Mongolia Occidental* (Bull. Soc. Geogr., París, 7.ª ser., XX, 1899, pág. 325).

<sup>119</sup> Obrutschev, *Bosquejo geológico del camino de las caravanas de Kijta a Kalgan*, r. (Izvietiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXIX, 1893, páginas 347-390 y una lám. de capas); por el mismo: *Asia Central, Norte de la China y Nan-Xan*, I, pág. 25 y siguientes y

mapa. Se encuentran también algunas indicaciones en G. Potanin, *Camino postal de Saïn-Ussu en Mongolia*, r. (Izvestiia Sección Siberia Oriental Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXIV, núm. 2, 1893, páginas 56-63).

<sup>120</sup> Obrutschev, *Asia Central*, etc., I, pág. 69.

<sup>121</sup> Según el mapa del Estado Mayor ruso, de escala de 40 versts por pulgada, Ije-Ude estaría situado a los 44° 29' de latitud N. y 111° 6' de longitud E; es posible que los nuevos levantamientos conduzcan a modificar ligeramente estas cifras.

## CAPÍTULO IV

# FORMACIONES PERIFÉRICAS A LEVANTE DE LA CUMBRE ASIÁTICA

La divisoria del océano Artico.—El gran Jingan.—Llanura del Amur superior.—Los montes Aldan.—Los montes Bureya.—El Jingan Menor.—La Manchuria. - El Sijota Alin.—Hokkaido y Sajalin.—Resumen.

LA DIVISORIA DEL OCEANO ARTICO.—Parece que las primeras noticias detalladas del gran río Helong-Kiang o Amur, y de las fértiles regiones que lo limitan, llegaron a Tomsk el año 1636; se extendieron rápidamente por Siberia, y en julio de 1643, Vasili *Pojarkow* salió de la recién erigida ciudad de Yakutsk para explorar y dominar aquellas regiones. Remontó el Aldan con numerosa tropa de «promyschlenni» (cazadores, especialmente de martas cibelinas), luego siguió el Utshur y después, con dirección suroeste, el Konam, donde se vió obligado a invernar; cruzó más tarde la divisoria, no lejos de la altura de Atychan, que ya estudiaremos, y, por último, llegó al Amur por el Gilyuy y el Zeya. Regresó cruzando el mar de Ojotsk.

En 1647 los «promyschlenni» anunciaron en Yakutsk que habían descubierto un camino mucho más corto y practicable, que desde el Lena remontaba el Olekma y su largo afluente el Tugir. Desde las fuentes del último era fácil, siguiendo el río Urkan, alcanzar el Amur algo por debajo de la ciudad de Amasar. El mismo año los cosacos erigieron un puesto fortificado en el Tugir, y en 1649 se efectuó a lo largo de este camino, desde Yakutsk la expedición del Yerofei Charobow, tan importante en la historia de la comarca del Amur. Es inexacto que se abandonara de nuevo esta línea a causa de las dificultades que presentaba. En 1651 el cosaco Chechigin siguió el camino por el Tugir, y en 1652 lo siguió Sinowiew.

También a lo largo de este camino se verificó importante inmigración desde el Lena superior; abundan relatos exagerados acerca de la prosperidad de la nueva comarca. Los mensajeros de Chabarow alcanzaron Yakutsk desde el Amur en veintitrés días por ese camino.

Es cierto que desde aquel tiempo fué quedando cada vez más en desuso el camino por el Tugir, pero no por dificultades geográficas. En 1654 Beketow llegó al Amur desde el oeste, por el Angara y el Shilka. En 1655 un edicto ordenó que en lo sucesivo los tributos no se enviasen a Yakutsk, sino directamente a Moscú. La atención del Gobierno central se dirigió al Amur, y entonces se abandonó la comunicación con Yakutsk y el camino por la divisoria.

Pero los asuntos en el Amur no se desarrollaban favorablemente. Entre los emigrantes rusos había pocos dispuestos a fijar allí su residencia. Los chinos asaltaron la fortaleza cosaca de Albasin; luego la reconstruyeron los cosacos, y de nuevo la sitiaron los chinos. Más tarde, en 1689, se reunió un Congreso en Nerchinsk con objeto de arreglar los asuntos en forma amistosa. El principal representante de Rusia fué Fedor Golowin; los embajadores chinos llevaron con ellos a los dos jesuitas, padre Gerbillón y padre Pereira para que asistiesen a las negociaciones y actuasen de intérpretes.

Ambas partes se inclinaban a la paz, pero se hallaban en medio de inmensas soledades y tenían que trazar límites en comarcas completamente desconocidas. La Academia Imperial de Petersburgo publicó una versión de las discusiones, y el padre Gerbillón emitió un informe desde el punto de vista chino, que se publicó, con una memoria muy interesante, en la obra de Du Halde <sup>1</sup>.

No fué difícil marcar límite hacia el mediodía; se convino en fijar el Argun al sur, y el Gorbitza al norte del Chilka, pero los chinos no convinieron en tomar el Amur como límite en el sentido de este a oeste. Por tanto, fué preciso adoptar su línea divisoria de aguas, que en aquel tiempo se suponía era una cordillera. Dice un relato ruso de 1740 que «los promyschlenni» llaman al conjunto de ese sistema montañoso *Stanovoi Jrebet*, y que la cordillera que había que cruzar en el camino de Yeravna a Nerchinsk, y que allí llaman *Sablenoy Jrebet* (probablemente Yablonoy), se une a las anteriores hacia las fuentes del Chita, afluente del Ingoda que se dirige a levante <sup>2</sup>.

En el relato de la Conferencia de 1689 no aparecen aún estos dos nombres.

Al redactar el Tratado, añadieron los chinos (con objeto de definir con mayor precisión la cordillera arrumbada de levante a poniente) que acababa hacia el «Mar oriental» en largo promontorio rocoso. Sin embargo, los comisionados rusos protestaron contra ello enérgicamente, deseosos de que no se tratara ese punto, porque los chinos, con su nueva fórmula, pro-

ponían una prolongación del límite a lo largo de la divisoria hasta Chuchkoi Nos, lo que implicaba que Rusia perdiese los distritos del Uda, y presentaron dos mapas al padre Gerbillón, con lo que le probaron que ese cabo (Nos) se hallaba muy lejos hacia el norte, casi los 80° de latitud. En efecto, en 1648 Deschnew descubrió ese promontorio, y luego se enviaron varias expediciones al Anadyr y a Kanchatka. El padre Gerbillón vió la imposibilidad de sostener su demanda, pero aseguró que existían en las fuentes del Gorbitza dos *altas cordilleras rocosas*: una con rumbo casi al este, paralela al Amur, y propuso que los comisionados de Moscú la aceptasen como límite. La segunda cordillera, a la que denominaba *Nosé*, se arrumbaba al nordeste, y entre ellas estaba la comarca del Uda<sup>3</sup>. Hipótesis que sirvió de base al Tratado de Udinsk. Luego que el padre Gerbillón consiguió probar a los chinos la extremada lejanía del Nos, se consideró bastante emplear palabras poco precisas acerca del extremo oriental de la divisoria y hacer una reserva respecto del Uda.

El informe del padre Gerbillón sobre esta parte de Asia se incluyó en las grandes obras cartográficas de los jesuitas y hasta hace poco, en general, han servido de base para todos los mapas del Imperio chino.

Ya no se acepta la existencia de dos cordilleras al norte del Gorbitza. También han cesado de existir los límites políticos establecidos en aquel tiempo. Pero esos intentos, aunque laudables en sí mismos como tendentes a alcanzar un arreglo pacífico para una disputa de fronteras en país deshabitado y desconocido, motivaron errores que aún no han desaparecido por completo. Uno de ellos es la idea de esa larguísima cordillera límite a la que el padre Gerbillón denominaba de *Nosé*, probablemente a causa de una mala inteligencia (Chuchkoi Nos), y que se supuso que se extendía hasta el Chita, y así aparece todavía en muchos de nuestros mapas con el nombre general de Stanovoi, aunque esto no corresponde a la realidad.

La descripción de Middendorff puede servir de base para estudiar el verdadero estado del asunto<sup>4</sup>.

Según ese ilustre investigador, el nombre general de «Sistema de Stanovoi» lo dieron los cosacos, cuando conquistaron el país, a una cordillera de 4.000 verstas de longitud que forma la principal línea divisoria desde el cabo de los Chukches a Dauria, y en ella pueden distinguirse los siguientes elementos: *a)* las montañas de *Aldan*; *b)* la parte oriental de una cordillera divisoria, los montes Stanovoi de Pallas o *Montes Zeya*, desde la confluencia del Slimyi y el Kureya (hacia los 131° 30' E.), cerca de la cabecera del Olekma (hacia los 121° 30' E.); *c)* la parte occidental de esta cordillera divisoria o *Montes Olekma*, hasta el lago Baikal (113°, próximamente; *d)* el *Yablonoi*, de este punto al Gobi.

Middendorff basaba la descripción en el relato de sus predecesores y en las observaciones durante largas y penosas jornadas a lo largo de la

vertiente meridional de esa región central. No cruzó la supuesta divisoria, pero recibió la inesperada noticia de que, a consecuencia de la vaga redacción del Tratado de Nerchinsk, existía completa incertidumbre acerca de la posición de la frontera de China, y, además, que los chinos habían colocado los hitos de su frontera mucho más al sur de lo que los rusos supusieron siempre.

Consecuencia de estas noticias fué el envío de varias expediciones para descubrir la divisoria. Maydell las ha enumerado todas; Schwarz, el distinguido astrónomo de la gran expedición que cruzó Siberia de 1855 a 1858, expresaba ya dudas acerca de la existencia de tan larga y continua cordillera <sup>5</sup>.

Varios años después se intentó establecer comunicación entre el Chita y los placeres auríferos del Olekma. El príncipe Kropotkin, que figuraba entre los enviados a descubrir el nuevo camino, después de muchos viajes a esas regiones declaró en 1875 que el largo muro que afirmaban se extendía hasta Kamchatka era «producto de la imaginación», y que no existía tal cordillera continua, el supuesto Jrebet Stanovoi, que formara divisoria entre el Pacífico y el Artico, ni alta, ni baja, ni empinada, ni llana <sup>6</sup>.

Kropotkin ha dado clarísima descripción de las moles montañosas del Vitim. Desde el Zipa, por espacio de tres grados de latitud y en larga distancia hacia el este, prevalece la mayor uniformidad. Inmensa selva de alerces cubre la comarca. «El paisaje—dice Kropotkin—ha perdido toda individualidad» <sup>7</sup>.

El cuadro que presenta esta parte de la cumbre asiática es propio de un continente arcaico primitivo, privado desde larga fecha de su forma original, cortado a distancias variables por soluciones de continuidad que señalan basaltos y pórfidos y surcado de redes fluviales que han excavado sus lechos en surcos ramificados, retrocediendo desde el norte o desde el sur. Los viajeros que intentaron seguir la divisoria de los dos mares no han hallado cordillera continua, sino selvas vírgenes, extensas moles de rocas musgosas y dilatados pantanos que a trechos interrumpen lagunas.

Sin embargo, más al este, según creía Kropotkin, desde las fuentes del Chichatka (afluente por la izquierda del Amasar, 120° 30' E.), hasta las del Gilyui (afluente por la derecha del Zeya superior, cuyas fuentes se hallan a los 125° 45' E.), la divisoria en el lugar del supuesto Stanovoi se compone de lomas análogas y paralelas a las de Gasimur, que se aproximan al desierto de Gobi con rumbo nordeste.

Posteriores observaciones han confirmado esta opinión.

En la primavera de 1883 salió J. Martín de los parajes donde se lava arena aurífera en la ladera meridional del Patomske Nagorie, con objeto de cruzar el Stanovoi. Luego de largas y penosas jornadas entre el Olekma y el Vitim cruzó el Tugir hacia la altura de 600 metros próximamente;

y halló en el Stanovoi moles montañosas redondeadas, que en algunos sitios alcanzaban de 1.300 a 1.500 metros de altura, y después de cruzar la divisoria entre continuas y duras tempestades de nieve siguió el Amasar hasta el Amur. Sus correrías por aquel país agreste habían durado nueve meses. Dice Martín: «debe observarse que en la región que atravesé muestra el Stanovoi menor relieve que la divisoria entre el Vitim y el Olekma».

Al año siguiente visitó Martín la línea del Stanovoi, entre el Olekma superior y el Zeya y halló idéntica configuración del suelo. También vió lomas redondeadas, por encima de las cuales se alzaban a trechos montañas en forma de panes de azúcar (goltzi) hasta los 1.000 ó 1.500 metros de altura <sup>8</sup>.

A partir de este punto las obras de los geólogos rusos nos dan idea bastante clara del país.

Gerasimow ha demostrado que el pilar del Yablonoï no forma codo hacia el este junto a las fuentes del Chita, como aseguraban los «promyschlenni» en 1689, sino que sigue en línea recta entre el Vitim y Karenga <sup>9</sup>.

Uno o dos grados más al este remontó Gedroitz el río Kuenga y su afluente por la izquierda el Aleur. Por lo que puede juzgarse, no llegó a la divisoria, sino más bien al abrupto borde de una meseta, o tal vez de un pilar que se extiende hacia el norte.

Aún más al este, la cordillera de Chilka se alza cerca de Strietensk, al norte del río Chilka. Conserva rumbo NNE. y parece en íntima relación con el Borschevoschnie. En esta mole alcanzó Gedroitz <sup>10</sup> los *altos de Urium* (852 metros, 53° 45' N., 119° 12' E.), entre el valle superior del Cherni Urium y el del Amasar. Al noroeste descende ese pliegue montañoso hacia uno de los afluentes superiores del Olekma. Por el este, en la parte superior de su valle, se une al Amasar en el riachuelo Chichatka, que mencionó Kropotkin.

Iwanow alcanzó el punto inmediato de la divisoria en el *Sergachinskaia Sopka*, entre los afluentes superiores del Uruchi y los de Oldoi (54° 30' N. y 120° 40' E.). Esta región es una altiplanicie con lomas aisladas y picos, el más alto de los cuales, el Sergachinskaia, alcanza 800 metros sobre el fondo del valle. La meseta descende hacia el sureste a la gran llanura del Amur, del que forma la orilla. Se compone de rocas arcaicas con dirección 40° N. y 60° E., y a lo largo de su margen oriental, hacia la llanura, hay una zona de rocas sedimentarias probablemente devonianas. En ellas sólo se han hallado señales de corales y briozoarios. Supone Iwanow que esta meseta alcanza el Chilka hacia el suroeste y continúa al nordeste, cruzando el Uru hacia el Gilyui inferior. De todos modos, es muy parecida a análogos sistemas de la Transbaikalia oriental con su rumbo nordeste, o bien será continuación de uno de ellos. La unión podría hallarse



algo al norte del extremo del gran Jingan, en algún punto de la región del Amasar. De modo que el Sergachinskaia indica que la cumbre asiática continúa al norte del gran Jingan. Los habitantes de la región del Amur lo denominan Yablonoï, según la antigua tradición, aunque no tiene nada de común con él <sup>11</sup>.

Ya en 1856 Usoltzow remontó el Oldoi, se dirigió hacia el brazo derecho del río y, después de cruzar el desierto, se halló en una comarca quebrada donde abundaban los canchales graníticos. Tras de largas correrías y trabajos alcanzó el Jinyui superior y en sus fuentes el grupo montañoso de *Atychan*, que, de acuerdo con las ideas de su tiempo, supuso continuación del Yablonoï. Subió el río Kudula hasta la divisoria, que halló ser de terreno pantanoso, con divergentes arroyos que tomaban distintas direcciones. Por desgracia, sus relatos no dan más detalles <sup>12</sup>.

La investigación de depósitos auríferos en el Zeya superior ha producido imprevistos resultados. Entre los dos afluentes del río, el Ur y el Gilyui, cerca de la región en que se imagina la continuación del sistema que visitó Iwanow, una imponente cordillera, el *Jrebet Tukuringra*, se dirige desde el noroeste hacia el valle del Zeya. Sostiene Makerow que el valle del Gilyui y todo el Tukuringra se componen de neises rojos y grises, con rumbo 290° N. y 230° O., y buzamiento al suroeste, de modo que las capas son a veces verticales y otras forman agudos pliegues que pasan a la estructura imbricada en la parte superior del Chugdor. Hacia el nordeste, en el Illikan, hay granito. En la ladera meridional del Tukuringra filadíos y también pizarras graníticas, con dirección 245° N. y 300° O. y buzamiento nordeste <sup>13</sup>.

En el Tukuringra alcanzamos una región donde la dirección de las rocas ya no corresponde a la de los pliegues baikálicos de la cumbre asiática y del Sergachinskaia, sino a las de las cordilleras orientales. Al mismo tiempo aparece un plegamiento hacia el este.

Desde el Denn (afluente por la izquierda del Zeya) asoma arenisca parda con *Cyathocrinus* y *Streptorhynchus* <sup>14</sup>.

De lo dicho, deducimos lo siguiente acerca de la divisoria entre los océanos Artico y Pacífico:

El Yablonoï, que es parte del pilar de los montes Malkan, procedente con ligera curva de Mongolia, no se dobla hacia el este, sino que se arrumba en línea recta al ENE., entre el Vitim y Karenga. Los pilares y cinturones montañosos que se hallan más al este y todos los cuales siguen dirección NNE. o ENE., forman indirectamente esta parte de la divisoria, componiéndola con una serie de anchas aristas de unión. Sin duda siguen este rumbo, a diferentes distancias, en el Taiga y luego se borran, mientras que entre ellos o en sus denudados pliegues, los ríos de la cuenca del Pacífico captan las aguas desde el sur y los del Océano Artico desde el norte.

Entre estas fajas montañosas debemos incluir el Sergachinskaia, cuyo borde, probablemente devoniano, forma la margen noroeste de la llanura del Amur.

En la región del Zeya, el Tukuringa, lo mismo que el gran Jingan es extraño a la cumbre general de Asia.

Deben considerarse ciertas las ideas de Kropotkin. La cordillera del Olekma, de Middendorff, se confunde con las estribaciones de la cumbre. Intentaremos en seguida un análisis de la parte oriental de la divisoria. La línea del Stanovoi y Yablonoï debe desaparecer de nuestros mapas.

Es evidente que la erosión retrógrada ha afectado en extremo a la posición de la divisoria en la comarca que discutimos. Este es también el caso de la parte sur de la divisoria entre el Yenisei y el Amur; pero aquí, en los amplios pliegues arcaicos que se dirigen al Kentei, las líneas tectónicas han ejercido menos influencia sobre la dirección de los ríos, los cuales las siguen en algunos sitios y en otros las abandonan. Así, en el Chicoi superior y en el Alto Ingoda nace un verdadero laberinto de líneas fluviales, que Gerasimow pudo seguir hasta las fuentes del Ingoda, más arriba de la zona de pizarra, en el lado meridional del Sojondo.

EL GRAN JINGAN.—Ha demostrado D. Iwanow que la cordillera de *Nyukdya*, que señalan los mapas como avanzada del gran Jingan, situada al norte del Amur, y entre este río y el Zeya, no existe en realidad, sino que amplia llanura ocupa el intervalo de estos ríos <sup>15</sup>. La existencia de la cordillera de *Iljuri-Alin*, que se señala en igual dirección al sur del Amur, tampoco está confirmada por relatos dignos de fe, y sólo sabemos que existe una especie de divisoria en aquellas regiones, entre los afluentes del Nonni y los del Amur.

Las obras de Gedroitz nos han dado a conocer la inesperada anchura del Jingan a orillas de Argun y del Chilka inferior: sus investigaciones se extienden a lo largo de la frontera mongola casi hasta la gran depresión del lago Kulun (49° N. de latitud). Obrutschew ha tenido la atención de proporcionarme una lista de las rocas que recogieron Kropotkin <sup>16</sup> y Manakin <sup>17</sup> en sus viajes respectivos. He examinado las colecciones de Potanin y Palibin durante sus expediciones en 1899 (datos aún no publicados). También me han enviado la lista de las rocas. El itinerario de Potanin pasa por los lagos Tarey, Kulun y Buir, el templo de Chakyl-Sumé en los 118° E., y algo al sur del paralelo 46° N.; luego cruza el Jingan con rumbo sureste hasta el templo de Jan-Tabin-Sumé (119° 15' E., 45° N.), y, por último, sigue la ladera oriental y vuelve al Argun, en los 118° E. El botánico Palibin se dirigió del Urga al Kerulen, entró en la región del Jingan por los 118° E. y 44° N., cruzó esta cordillera, descendió el río Chara Muren y alcanzó la misión de Tung-tsia-in tse (118° E., 42° 30' N.), y, finalmente, Kalgan.

Ninguno de estos itinerarios llega al Iljuri Alin; gran parte de su recorrido se halla en la zona más meridional del Jingan.

Los hechos principales son los siguientes:

Cruzan al gran Jingan el Chilka inferior y el Amur. Su ancho es de 180 a 200 verstas, el mismo de los Alpes, entre Lucerna y Como. Sólo la parte occidental del corte se conoce en detalle, pero las nuevas observaciones de F. Schmidt muestran que la dirección predominante es la misma que en el este. Forman esas montañas neises y pizarras antiguas, luego depósitos de probable edad paleozoica con granito, pórfido y diabasa. Allí, en el norte tienen muy poca importancia las formaciones volcánicas modernas. En cambio, asoma un gran cinturón de granito «tipo diorítico», y cerca del borde norte se descende desde el Chilka hacia el SSE., hasta más allá del paralelo 52° N. Su ancho, variable, según las descripciones conocidas, puede llegar a 30 verstas.

Es difícil comprender cómo esta ancha y potente cordillera termina casi de repente al norte del Chilka, cerca del Sergachinskaia Sopka, que se arrumba al nordeste, o sea en dirección baikálica; sin embargo, las observaciones de Iwanow prueban que así ocurre.

Los terrenos volcánicos modernos próximos a Nerchinskii Sawod, a lo largo del Argun superior y en el lago Kulum, deben considerarse parte de aquellos extensísimos afloramientos eruptivos, relativamente modernos, que acompañan al Jingan desde ese punto en adelante.

Según Obrutschew, las rocas recogidas entre el río Kerulen y los lagos de Tarei confirman el criterio de que las rocas del sureste de la Transbaikalia continúan al suroeste de Mongolia.

Kropotkin dejó el Argun al norte del paralelo 50° y cruzó el Jingan por 49° 30'. El itinerario de Manakin coincide al principio con el de Kropotkin, pero el primero cruzó el Jingan algo más al norte. Ambos viajeros observaron, no sólo en el oeste, sino en la cumbre del Jingan y en gran parte de la ladera oriental, pizarras arcillosas y granito; en algunos sitios pórfido y arenisca roja levantada. Aunque acaso en uno de los dos itinerarios fué frecuente la confusión del granito con la riolita, podemos deducir que al sur del paralelo 50° la estructura general no difiere en esencia de la del norte y que también aquí forman terrenos antiguos la mayor parte del verdadero Jingan.

Todo cambia por completo algo al este, más allá del meridiano 123° 30' E.; pasado el Jingan por las fuentes del Nomin, encontramos en el lado este, según Potanin, cadenas paralelas de granito y pórfido con dirección casi meridional y buzamiento a levante muy pronunciado. El monte *Shater*, en el recodo del Nomin, es, según Manakin, un volcán extinguido que conserva su cráter<sup>18</sup>. De igual modo, según Potanin, a levante de este volcán, hacia la ciudad de Mergen, hay restos de otro cráter en la unión de los ríos Guila y Gan. Al nordeste de Mergen, en el camino de Aigun, abun-

dan bloques de lava vesicular. La montaña de *Koronan*, en este camino contiene un cráter. Hacia las 100 verstas al ESE. de Mergen se alza la montaña de *Ujum-Joldonji* ( $48^{\circ} 40' N.$  y  $126^{\circ} 27' E.$ ), que, según los relatos chinos, estaba en erupción en 1720 <sup>19</sup>.

De manera que rodea a la ciudad de Mergen una región volcánica moderna que mide 200 verstas de oeste a este, desde el Shater hasta el Ujum-Joldonji. Pasado el Koronan, de Mergen a Aigun, se alcanza una loma de 557 metros de altura, entre el Nonni y el Amur, en la que hay granito y riolita; pero en la ladera hacia el Amur hallamos de nuevo grandes bloques de lava.

Aun en Bibikovo, 60 verstas por encima de Blagoveschensk, aparecen lavas modernas, y Kropotkin creyó reconocer señales de un cráter.

La región de Mergen forma prolongación oriental a los terrenos volcánicos del Jingan y parte del Gobi oriental.

Otra importante región volcánica está mucho más al sur, en el desierto, al oeste del Jingan. Allí llegó Lermontow hacia *Amagolón-Jan* (Bogdy-ola,  $43^{\circ} 45' N.$ , NNO. de Dolon-nor), y la ha descrito Muschketow. La parte más alta forma un pico cónico, con una depresión crateriforme en herradura. Se compone de basaltos, limburguitas y otras rocas. Su altura sobre el mar es de 2.266 metros, pero como la estepa alcanza allí los 2.019, la altura relativa resulta pequeña. No obstante, sirve de punto de mira para las caravanas desde lejos <sup>20</sup>.

Potanin, procedente del norte, halló granito, pórfido y pizarra arcillosa en su descenso hasta los  $45^{\circ} N.$  Al sur de esta latitud conocemos la existencia de rocas volcánicas en muchos puntos de la vertiente oriental por medio de las colecciones de Putiata y Borodowski y la descripción de Muschketow. Se ha hallado basalto al este y al oeste del meridiano  $118^{\circ} E.$ , entre los paralelos  $43^{\circ} 30'$  y  $42^{\circ} N.$  La traquita asoma en Ju-antu-kat (al norte del paralelo  $41^{\circ} N$  y  $118^{\circ} E.$ ). La descripción de estos viajeros confirma el aserto de que el Gran Jingan tiene sólo vertiente oriental y semeja el rellano de una escalera. Muschketow la considera efecto de falla, y dice «es una alta terraza por la que se descende de Mongolia a Manchuria; de esos gigantes escalones según los cuales el Asia oriental gradualmente se sepulta en el mar» <sup>21</sup>.

Prjewalski, viajando de Pekín hacia el norte, alcanzó la gran muralla en Hu-bei-ku (221 metros); desde allí viajó unas 120 verstas por valles excavados en neis y granulita hasta la ciudad de Dolon-nor (1.266 metros), en las laderas del Gran Jingan. Al noroeste y al oeste de esta ciudad, la plataforma mongola se alza de pronto por encima de los 2.000 metros; en lo alto desaparece el carácter anteriormente pétreo del paisaje y entramos de pronto en el monótono Gobi <sup>22</sup>.

La ciudad de Dolon-nor asienta en rocas antiguas que atraviesan venas de cuarzo; luego sigue, hacia el noroeste pórfido cuarcífero, y los escalones

que nos conducen a lo alto del Gobi parecen tallados en la misma roca.

Sin embargo, el interés reside en la extremidad meridional del gran Jingan. Fernando von Richthofen ha indicado varias veces que el borde exterior de las fallas y flexiones de Shansi, en el borde occidental de la gran llanura, corresponde en dirección al del gran Jingan. En su famoso intento para construir un mapa tectónico del norte de China, Richthofen denominó «línea del Jingan» a la hipotética continuación de la fractura principal; y ha indicado que las montañas del norte del Chili tal vez se unan mediante una curva con el Jingan, al norte o al NNE. de Pekín <sup>23</sup>.

Prescindiendo de detalles ya conocidos (II, páginas 229-238) podemos resumir del siguiente modo:

Entre los paralelos 53° 20' y 52° N. y los meridianos 120 y 123° E. cruzan oblicuamente la parte inferior de los ríos Chilka y Argun pliegues de rocas antiguas, que en el lado occidental se presentan con un gran cinturón de granito. En esa región su rumbo es sureste, pero pronto se torna meridiano. En Nerchinskii Sawod rocas volcánicas modernas descansan en la ladera occidental de la gran cadena. Hacia el este, junto a las fuentes del Nonni, cerca de Mergen, extenso país muestra reciente actividad volcánica. En larga distancia la prolongación meridional está algo al oeste del meridiano 122°; entre los paralelos 50 y 49', la cadena forma ligero arco, primero al SSO., luego al surdeste y acompañada de rocas volcánicas alcanza al meridiano 116°, no lejos de Dolon-nor, en los 42° N., y llega, como imaginó Richthofen, a la línea de hundimiento de Pekín. Probablemente sus lavas se relacionan con los grandes campos de esa índole de la Mongolia meridional.

Según hemos visto, en el norte, el gran Jingan es amplísima cordillera plegada, pero en su lado oriental se hunde según un imponente escalón a modo de flexión o fractura. Lo mismo ocurre al sur, cerca de Dolon-nor, y también corresponden a esa caída, hacia el este, las líneas de hundimiento de Pekín. En algunos sitios parece que el Jingan se desvanece hacia levante, pero las observaciones son aún muy incompletas, y no sabemos si lo dicho se debe a un allanamiento de la rama de la flexión o a que en su frente se apilan las lavas.

Los pórfidos, lo mismo que las traquitas y basaltos, del Jingan, son posteriores al plegamiento. En los pilares de las cercanías de Pekín hay transgresiones de capas cambrianas horizontales, pero en el norte no se ha visto transgresión análoga. A lo largo de las flexiones de Pekín faltan señales de rocas eruptivas modernas. En realidad, el gran Jingan representa un ancho escalón entre la altiplanicie del oeste y la tierra baja del este; para usar la adecuada expresión de Richthofen, «un gran escalón en el país». Más adelante discutiremos hasta qué punto es también en realidad línea de «desbordamiento» (Überwallung), en el sentido en que lo entiende el mismo autor.

VALLE DEL AMUR SUPERIOR. — El margen noroeste de la llanura occidental del Amur pertenece al borde, probablemente devoniano, del sistema de Sergachinskaia, que se arrumba al nordeste, e Iwanow nota que a lo largo del borde hay granito y sienita con aureolas de contacto <sup>24</sup>.

El contraste de direcciones se marca mucho allí. Los sistemas de la Transbaikalia conservan su dirección NE. a ENE.; en la parte norte del Jingan prevalece la dirección noroeste; aún más al nordeste el Tukuringra también se arrumba al noroeste.

Sin embargo, parece como si la dirección noroeste correspondiera sólo a las regiones más septentrionales; la del Jingan comienza siendo meridiana, pero pronto empieza a arrumbarse al NNE., lo cual se va acentuando hacia el sur como si en el conjunto hubiese tendencia a volver a la dirección de la cumbre.

No es muy sencilla la estructura al norte del Amur superior. Junto al borde oriental del Jingan asoman los lechos de Angara con *Asplenium Whitbyense*, *Tschekanowskia rigida*, etc., que cubren toda la parte occidental de la llanura; sus afloramientos pueden dibujarse en el Amur más allá del meridiano 126° y también hacia el norte, en el Ur y en el Zeya, hasta el este del meridiano 128° <sup>25</sup>. Tienen encima arenas blancas y arcillas terciarias con lignito, que cubren la parte oriental de la llanura hasta el Zeya, y a lo largo de este río, desde su recodo hasta su confluencia con el Amur, forma el acantilado de los *Montes Blancos* o Bielgorie, cuya vistosa coloración advirtió Milowanow en 1681.

Poco espesor tiene en muchos sitios el manto terciario, bajo el que afloran rocas arcaicas, como ocurre en el alto Tygda, pero no tienen valor orográfico. Una notable mole de granito separa el Zeya del Amur, cerca de Blagoveschensk. En los 126° 30' de longitud E., en Zagayan a orillas del Amur, cubre al granito un jirón de roca terciaria blanca; en este sitio atraen la atención de los viajeros capas de lignito que han estado ardiendo durante muchos años. En estos asomos discontinuos del basamento arcaico reconoce Iwanow la predominante dirección al NNE. Pero aun las capas de Angara, que forman la parte occidental de la llanura, no yacen horizontales, según dicho observador, sino que a lo largo del Amur, en la región comprendida entre el Gran Jingan y la primera localidad donde de nuevo aflora el basamento arcaico, están plegadas con rumbo NNE. *La llanura se ha formado por la denudación de esos pliegues* <sup>26</sup>.

Los depósitos terciarios reaparecen pasado el Zeya inferior, y los cubren depósitos aluviales aún más modernos, que forman el inmediato subsuelo de aquellas fértiles praderas. La comarca finaliza hacia el sur, en una escarpa a menudo muy distante del Amur. A su pie, la comarca sufre las inundaciones del gran río. Finalmente, la escarpa alcanza la ladera occidental del pequeño Jingan, y en Paskova (132° 45' E.) el Amur atraviesa la cordillera por un valle de erosión.

El pequeño Jingan es una de esas largas cordilleras que de tan extraño modo convergen en el norte del mar de Ojotsk. Los pliegues que acabamos de mencionar, que se arrumban al NNE. en el valle del Amur, son, acaso, tan sólo preludio de la gran armonía de movimientos que domina amplio espacio del Asia oriental.

Conviene describir esas cordilleras según se presentan desde el continente hacia el mar. Los elementos principales son: a) los Montes Aldan, en la orilla occidental del mar de Ojotsk; b) el sistema de Turkana, los Montes Bureya, con el pequeño Jingan y las cordilleras de Manchuria; c) el Sijota-Alin; d) Sajalin y el Japón.

LOS MONTES ALDAN. — Esta cordillera tiene cerca de 1.200 metros de altura. Por el este desciende rápidamente al mar de Ojotsk. En la ladera occidental nace el río Aldam, que, como ya hemos visto, corre por un ensanchamiento de la plataforma cambriana del Lena. Su dirección es noreste, paralela a la costa; sin embargo, en el sur, al norte de la boca del Uda, jira del NE. al ENE., y en algunos sitios se hace meridiana. Ese arco confirma la aseveración de Meglitzki de que el borde occidental marca el lado de levante del valle superior del Maia, y allí pasa al norte del Nelkan y luego sigue entre el grande y el pequeño Aim. Aún más al suroeste, en la divisoria, según el mismo observador, un jirón de capas de Angara reposa sobre granito en el lago Tok; es posible que ese paraje pertenezca también a los montes Aldam <sup>27</sup>.

Respecto de la mitad meridional de esos montes hay que atender, en vez de las observaciones más antiguas, a los trabajos de Bogdanowitsch, de los que tomo el siguiente extracto <sup>28</sup>.

En el sur, el arco es manifiesto. En el Uda inferior, entre los adyacentes tributarios del Jana y el Tuktan, una especie de fragmento montañoso independiente, el Jrebet Tuktan, corre al noroeste, casi en ángulo recto con el Salayak (estribación de la cordillera del Aldam). Tal vez debe incluirse el Tuktan entre las montañas del este del Uda, y en tal caso ese río no estaría en contacto con los montes Aldam.

Según Bogdanowitsch, pueden distinguirse, en la región que él exploró, tres cordilleras paralelas que desde el sur concurren a la desembocadura del Aldam.

La primera y más occidental, el *Yudgyur*, que alcanza la mayor altura y forma la divisoria, se compone de pórfido, granito y granito neísico. De ella provienen cantos de pórfido, que citan Meglitzki y Ditmar en la ladera occidental, aunque a menudo se refieren a la existencia simultánea de rocas relativamente modernas, incluso lavas vesiculares. Meglitzki halló granates en el oeste del Nelkan, y en el monte de este nombre y en el del Vatam (al sur de Nelkan) rocas volcánicas vítreas.

La segunda cordillera, que denominó Bogdanowitsch *Montes Mémérican*, se compone de granito, sienita y neis de hornablenda, y ensancha

al sur, donde arquea al OSO.; hacia el nordeste decae en importancia orográfica, a veces hasta no tener aspecto de cordillera independiente; pero puede reconocerse en toda su longitud por su peculiar serie estratigráfica.

La tercera cordillera, el *Primorski Jrebet*, muy rocosa y que desciende al mar por abruptos acantilados, se compone de cuarcita, pizarras y calizas, con fajas de diorita y gabro y algunas diabasas. Debo a Bogdanowitsch ejemplares de una caliza arenosa muy dura y con lechos conchíferos procedentes de Aiam. Diener la atribuye al devoniano superior. Me inclino a creer que también pertenecen al devoniano la cuarcita y las dioritas. Las afirmaciones de Meglistzky implican el que esas «grauvacas» se extienden a lo largo de la costa, más al nordeste.

En el cabo de Magdalinda, Meglistzky advirtió también un jirón de lechos horizontales con plantas. Respecto al norte de los montes Aldam, mi información se limita a la de Erman, que aún tiene valor, aunque date de 1829 <sup>29</sup>.

Erman dejó el valle de Aldam, en Aldanskaia (algo al sur de los 62° N.) y viajó hacia el ESE. hasta el Ojota. No es imposible que su itinerario cruzara las primeras alturas que anteceden a los montes Verjoiansk. Había observado hasta Aldanskia capas horizontales de caliza análogas a las del Lena. Pero pasado este punto, esa roca comienza a presentar violentos trastornos, y el país, bajo hasta allí, se alza a los 600 y 700 metros. Al principio, cerca de Garnastaj, sólo halló caliza gris, que buzaba mucho al suroeste. La cordillera más alta es la que forman los Sem Grebti (Siete Montañas), que consisten en pizarras arcillosas, que también buzan al suroeste. Luego Erman llegó al valle de varias millas de anchura, del Alto *Allaj Yuna* (546 metros), que desciende desde la elevada cordillera del nordeste, y coincide con importante línea de demarcación entre dos regiones petrográficas, y aquel observador la comparó con el valle del Inn, en el Tirol.

Al este del Allaj Yuna siguen montañas de diversas pizarras arcillosas que buzaban mucho al oeste: canchales de granito y montañas pedregosas (1.053 metros) de una roca eruptiva gris con feldespato vítreo, que se cree sea fonolita. Después, inmediatamente de llegar a la divisoria, se alcanza el punto más alto, el monte del *Kapitan* (unos 1.200 metros). El ascenso conduce entre losas muy inclinadas y con dirección NNE. En la cumbre hallamos que el ancho país, montañoso hacia el sur y el oeste, se compone, al parecer, de tres cordilleras paralelas, que se arrumban al NNE. La fonolita llega hasta aquel punto y se asocia con grauvacas duras, que contienen cantos y conglomerado cuarcífero grueso. También hay cantos de granito.

La grauvacas que forma la divisoria termina en el amplio valle del Ketanda, al este del cual llega al mar otra cordillera de pórfido, con endenta-



dos picos. Cerca de Ojotsk asoma el granito a lo largo de la costa y en algunas islillas. Al este de Ojotsk y cerca del río Marekanka hay granito, una roca carbonosa laminada, pórfido y traquita. La acción de las rocas eruptivas en los sedimentos ha producido, según Erman, el vidrio natural llamado *Marekanita*.

También se ha hallado grauvaca en la ladera oriental.

Así, pues, el concepto más o menos hipotético que podemos formar de la cordillera de Aldam es como sigue:

En el este, la Primorskii Jrebet, cordillera rocosa más ancha al sur que al norte, y compuesta de cuarcita, caliza y diorita, en parte, al menos, devonianas.

Se halla luego la cordillera arcaica de los Montes Nemerikan, sistema que conocemos poco en su parte norte, y al que no sabemos si pertenecen los granitos de Ojotsk.

Luego, por toda la mole del Aldam, se dirige al NNE. una gran faja de pórfido asociada con granito y, tal vez, también con rocas eruptivas modernas, a la que pertenece la cordillera principal del Yudgyur. En muchos sitios, lo mismo que en el río Marekanka, la caracterizan la *pechstein* y la *marekanita*.

Al noroeste, más allá del Ketanda, probablemente aflora de nuevo el devoniano y forma el sistema del Kapitan. Hacia el noroeste lo acompaña una roca eruptiva gris (fonolita).

Las colinas del oeste del amplio valle de Allajiuna, son probablemente distintas de los Montes Aldam.

De los hechos citados no se infiere que el sistema gire del NNE. al norte, como señalan los mapas cerca del Ojotsk. El lecho del Arka (afluente por la izquierda del Ojota), todavía se abre en pórfido.

EL SISTEMA DE BUREYA O PEQUEÑO JINGAN.—Ya hemos observado que la corta cordillera de los Montes Tutka, al norte del Uda inferior, sigue dirección noroeste. También a levante de este río, entre Chumakan y el inmediato cabo de Diukchangra halló Bogdanowitsch pizarra arcillosa, con lechos de caliza cristalina, que se arrumban al sureste (110 a 160°), como si las hacinadas cordilleras, procedentes de muy lejos, por el SSO., experimentaran súbita desviación al noroeste, en el fondo de la bahía de Uda<sup>30</sup>. Pero poco más a levante ya no se advierte. En la isla de *Gran Shantar* encontró Meglitzkj que el rumbo era NNE. (30°), y en la costa adyacente norte, 75° E.<sup>31</sup>. Así, mientras que el borde oriental del sistema del Aldam sigue a la zona devoniana y parece terminar en falla longitudinal, la costa sur del mar de Ojotsk no es producto de fractura transversal; es costa de rías en la que las cordilleras se sumen según una flexión normal ligeramente inclinada.

El primer sistema importante, al este de la desembocadura del Uda, es la de los *Montes Tyla*, que forma el promontorio de Tylskoi, entre

los ríos Tyla y Torom. Hacia saliente y no lejos, la elevada *cordillera de Ala* llega al río Tugur; Bogdanowitsch la describió como prolongación del pequeño Jingan. Forma hacia el sur la divisoria entre el Salanja, gran afluente por la izquierda del Zeya, el Niman, afluente, también por la izquierda, del Bureya, y este mismo río por el oeste y el Amgun por el este. Continúa más allá de la península de Duganya, en las islas Shantar.

En la parte norte, las cadenas de este sistema se componen de pizarras arcillosas y silíceas y arenisca, que, según Bogdanowitch, atraviesan y alteran diabasas y porfiritas, así como granito micropertítico y pórfido cuarcífero. También hay tobas. En esta serie de rocas del lado oeste del cabo Duganya, hallaron fósiles jurásicos Meglistzki y Bogdanowitch, mientras que en el lado oriental del mismo cabo encontró Midendorff fósiles triásicos (*Pseudomonotis ochotica*)<sup>32</sup>.

El cabo Duganya pertenece a la parte noroeste de las montañas. Hacia el mediodía asoman granito, sienita y grandes superficies de pórfido.

F. Schmidt cruzó la misma cordillera más al sur.

Dicho observador, que procedía de la desembocadura, o sea del nordeste, subió el valle del Amgun y luego el del Nemilen y del Kerbi, y alcanzó las montañas por el paralelo 52° N.; la cresta de las cordilleras no está lejos de su borde oriental; tiene unos 1.800 metros de altura y se compone de granito; en algunos sitios hay micacitas y pizarras arcillosas. Más allá de la cresta, que debemos considerar sin duda prolongación de la principal cadena de los montes Ala, están las fuentes superiores del Bureya. En su valle, por encima de la confluencia del Niman y, por tanto, hacia los 51° 40' ó 51° 30' N., el viajero penetra en una comarca de mucho menor relieve, donde hay capas de Angara con *Asplenium dicksonia* y otros restos de plantas, que allí, aunque sea extraño, se asocian con amonites y belemnites. En el descenso al valle existen capas carboníferas con análogos restos vegetales y también belemnites. Los lechos están plegados y las venas de carbón verticales. Por fin se llega a la desembocadura del Niman. Las capas de Angara siguen el Bureya, pero a pocos días de viaje aguas abajo el río cruza de nuevo ancha cadena paralela, formada al principio de granito rojo, luego de caliza con grafito y, por último, de pórfido. Sobre esta roca, en el sur, hay capas ligníferas. Después se alcanza el río Amur<sup>33</sup>.

La mencionada cordillera, de granito, caliza y pórfido, probablemente corresponde al extremo suroeste de los *Montes Turkana*.

Estos montes forman una cadena paralela, por el oeste, al pequeño Jingan, que casi en toda su longitud queda al oeste de Bureya, pierde altura hacia el SSO. y al fin desaparece. Después, a juzgar por las afirmaciones de F. Smchidt, la corta de nuevo el Bureya, si bien oblicuamente. Termina en amplios pliegues, que desaparecen bajo la llanura antes del Amur. Iwanow, que cruzó la cordillera 140 verstas al norte de este río, encontró

aristas rocosas de granito con muscovita y diques de aplita, a veces convertidos en neises por presión, y también pórvido hacia el Bureya, o sea más al este. <sup>34</sup>.

De la información que antecede se deduce que una transgresión mesozoica procedente del norte penetró en la región comprendida entre el sistema de Turkana y el pequeño Jingan; pero hasta ahora nada demuestra que se extienda más al sur.

En lo que se refiere a la continuidad de las cordilleras, poca duda puede haber desde el momento en que D. Iwanow, procedente de Jabarowsca, o sea del sureste, llegó más allá del paralelo 50° N. y halló arrumbamiento constante. En el lado oriental, la cordillera (Jrebet Pachan) emite varias ramificaciones (Sungachan, Djaki Unoja y Mandan), que hacia el Amur se ocultan bajo la llanura en pliegues aislados. Atraviesan la cordillera fajas de rocas paleozoicas, y en una de ellas, expuesta en el paso de Kulteka, al este de Jrebet Pachan, halló Iwanow fósiles con aspecto devoniano <sup>35</sup>.

La parte meridional del Pequeño Jingan es la mejor conocida. La cruzan dos cortes naturales. El primero comienza en el valle del *Gran Bira*, que cruza la montaña de este a oeste según el paralelo 49° N., y luego sigue hacia el oeste, remontando el afluente Kimjan. Allí, al lado del borde occidental del Pequeño Jingan, sólo el paso de Lagar lo separa del valle superior del río Jingan, el cual sigue el pie occidental de los montes. El recorrido de este corte ofrece paso muy conveniente para el ferrocarril. El segundo corresponde a la *denudada garganta del Amur*. Tiene 110 verstas de longitud, y en general se arrumba al SSE., de manera que en su extremo de poniente, cerca de Pachkova, el corte está muy próximo de la línea del ferrocarril transiberiano, mientras que su extremo sureste, junto a Ekaterino-Nikolsk, dista de él más de un grado de latitud.

La garganta del Amur, que también se llama *desfiladero de Kamnifyn*, estrecha hasta sólo una versta al gran río. Lo han descrito Schmidt, Anosow y otros observadores. Batzewitsch, comparando este corte con el de la línea férrea en el Gran Bira, ha probado que la dirección regular de las diversas zonas es al NNE. <sup>36</sup>.

Podemos advertir, primero, que por encima del desfiladero larga zona de montañas basálticas señala el pie occidental del Pequeño Jingan desde el viejo Bureya hasta aquel río. Estos basaltos y la proximidad de la zona de pórfidos, indujeron a Iwanow a suponer que esa línea coincide con el borde de un hundimiento <sup>37</sup>.

La zona de pórfidos (tal vez la misma mencionada como existente mucho más al norte, entre el Pequeño Jingan y los montes Turkana) forma la parte occidental del Pequeño Jingan. En la línea férrea alcanza el paso o puerto de Lagar. En el cañón cubre desde Pachkova a Radde (unas 35 verstas) y luego continúa en Manchuria. Allí donde se presenta el pórvido el cauce del Amur es muy estrecho y rocoso.

Siguen al pórvido series de pliegues con rumbo NNE., compuestos de granito, neís y pizarras micáceas que llegan hasta el extremo de la garganta. Por encima de Soiusnaia, en un acantilado abrupto, se hallan pizarras micáceas, neises micáceos y arenisca con biotita; en la rama occidental de un sinclinal de esta roca hay una importante capa de grafito. Algunas verstas más abajo aparece caliza blanca, cristalina, con pajuelas de grafito, que buza primero al norte, forma un anticlinal y buza al sureste, y, por fin, de nuevo al norte. Capas de cuarcita de colores brillantes afloran con fuerte buzamiento y se extienden hasta el borde oriental de la cordillera. Algo al nordeste de Ekaterino-Nikolsk asoma también una zona de basalto por el pie meridional de la cadena.

Excepto el basalto, esas zonas que asoman en el cauce del río reaparecen en la línea férrea, donde ésta sigue el río Bira; pero la parte oriental de las cordilleras plegadas, precisamente donde la abandona aquella línea, queda cubierta en discordancia por lechos horizontales de la serie de Angara. Un manto horizontal de pórvido rojo cubre a las capas de Angara, cerca de Krasnji-lar. Otra faja larga paralela de rocas arcaicas asoma en los montes Schuki, a los que también ciñe al este la serie de Angara. Por último, alcanzamos la margen de la llanura oriental.

Así hemos trazado, desde las islas Shant̄ar hasta el desfiladero del Amur, o sea en más de nueve grados de latitud, uno de esos largos haces de pliegues que caracterizan esta parte de Eurasia. A otros tocará decidir qué nombre corresponde mejor a ese grupo de pliegues (montes Bureya, según propuso Midendorff, o pequeño Jingan)<sup>78</sup>.

Las cordilleras plegadas que se arrumban paralelas con ella y a lo largo de la costa del mar de Ojotsk, bajando el Amur, presentan, al parecer, estructura análoga, pero son mucho más cortas. Bogdanovitsch señaló el granito micropertítico desde el cabo Duganya hasta el este de los lagos, a poniente de Nikolaievsk.

Como las ramas de estas cordilleras desaparecen hacia el sur, dejan lugar a la amplia depresión (que interrumpen sólo lomas aisladas y grandes lagos) que se extiende entre la vertiente oriental del pequeño Jingan y el valle del Amur, cerca de Jabarovska. En las estribaciones próximas al río juzga Batzewitsch volcán extinguido el monte basáltico aislado de *Alé*, al ONO. de Jabarovska y en el valle inferior del Tunguska.

MANCHURIA.—Las notables obras de Anert<sup>79</sup> han dado a conocer con detalle la estructura del norte y del centro de Manchuria.

Primero advertiremos que la Manchuria se compone de dos regiones distintas; al noroeste la llanura, en la que penetra profundamente el arco occidental del Sungari; en el este y en el sureste, la comarca montañosa que vierte sus aguas a este río y al Mudan-Kiang, importante afluente suyo en San-sing.

La mayor altitud de la llanura es de 162 metros y el lecho del río

ahonda hasta treinta. En el borde de aquélla estos cauces muestran dos grupos de depósitos: uno superior, horizontal, de arenisca y pizarras laminadas, en el que a veces se hallan restos de peces, y otro inferior, plegado y compuesto de arcilla con bolos de arenisca arcillosa. La inclinación de las capas de este grupo plegado puede alcanzar  $45^\circ$  y aun ascender de  $60^\circ$ . La dirección de los pliegues es NE. o NNE.

Unas 50 verstas por encima de Bodune a orillas del Sungari ( $45^\circ 10'$  N.), la arena comienza a cubrir esos depósitos de la llanura, y desde allí se extiende al sur un desierto arenoso en dirección de Mukden, hacia el oeste hasta las estribaciones del Gran Jingan y hacia el nordeste en dirección de Zizikar. En el oeste y noroeste limitan este desierto las rocas volcánicas del Gran Jingan y de Mergen.

Acerca del borde septentrional del desierto se sabe poco, excepto que al norte del Sungari, entre este río y el ramal de Tun-ni-vozdsi se interpone otra fila de colinas llamada el Jei-shan o Montaña Negra, y que uno de los afluentes por la izquierda del Sungari arrastra cantos andesíticos de esas regiones, lo que confirma la conjetura de que también allí las rocas volcánicas forman parte principal del borde de la llanura <sup>40</sup>.

Al sur del Jei-shan, orillas del Sungari, los pliegues que componen el subsuelo de la llanura conservan dirección general al NE. y NNE.

Las montañas del este y sureste de Manchuria poseen altura media de algo más de 900 metros, y consisten en una serie de largas cordilleras paralelas plegadas. Tres de ellas presentan especial importancia, a saber:

1. La larga cordillera que con varios nombres, tales como *Kentei-Alin*, *Chan-Lin-dosa*, *Loë-lin* y otros, comienza en el paralelo  $47^\circ$  N. y termina en la región situada al sureste de Ninguta. Sigue la dirección general del valle del Usuri y penetra en la cuenca del lago Janka. Podemos deducir que los pliegues del Sijota-Alin occidental continúan en esa cadena de colinas que corta oblicuamente el Usuri, como vamos a ver.

2. Al oeste y al sur de la anterior, la cordillera de *Dsyan-Huan Dsailan*, entre los valles de Mudan-dsjan y el Sungari, y termina al oeste de Omosso o aún más al mediodía.

3. Todavía más al sur y al oeste, el *Lo-ya-lin*, al nordeste de Kirin.

Además de estas cordilleras principales hay muchos ramales secundarios, que se componen de rocas antiguas, como neises, micacitas y pizarras arcillosas, cuarcita negra, granito, pórfido y diorita. No se han hallado capas fosilíferas. Sobre estas rocas yacen en discordancia lechos carboníferos, especialmente entre el Lo-ya-lin y el Dsyan-huan-dsailan, al nordeste de Kirin y en otros sitios, y se ha explotado carbón a 150 verstas al sur de Kirin.

Las montañas de Manchuria forman un grupo natural de pliegues; pero, como indica Anert, no constituyen cadena central de un extremo a otro del país. Son muy claras sus relaciones con el extremo meridional del

Pequeño Jingan. D. W. Iwanow ha dado un bosquejo diagramático en el que señala un suave arco de la línea directriz en el Pequeño Jingan, que pasa del NNE. al NE. y vuelve al NNE., cerca de la cabecera del Gran Bira; la cordillera tiene esa última dirección donde cruza el Amur <sup>41</sup>. En Manchuria existe análoga desviación al norte, hacia San-Sin; el resultado es que el Sungari, cerca de esta ciudad, corre por un valle longitudinal, en tanto que el Mudan-dsjan corta los pliegues oblicuamente.

Las montañas de Manchuria no están en contacto directo con el Pequeño Jingan, que termina no muy lejos al sur del Amur, sino forman ramales que siguen común dirección.

Sus relaciones con el Sijota-Alin son aún más estrechas.

Anert observa que las capas carboníferas (igual que en el caso de las del borde del desierto) presentan pliegues con rumbo NE. a NNE. Pero, aunque esos sedimentos más modernos muestran tendencia a plegarse en líneas paralelas con la dirección de las cordilleras altas, vemos que la dirección de los terrenos antiguos que forman el núcleo de estas cordilleras, desvía más o menos de la general.

Añade Anert: «La dirección de las micacitas, pizarras cuarzosas, pizarras arcillosas y areniscas, es casi idéntica a la de las crestas, pero hay muchos casos en que la dirección de los terrenos forma casi ángulo recto con la de las de aquéllas, lo que muestra que existen allí complicadas relaciones. Es probable que antes de la formación de los pliegues cuya desnudación ha producido las crestas actuales, esos terrenos antiguos del núcleo poseyeran dirección muy distinta de la de los pliegues» <sup>42</sup>.

Tal hecho, añadido al de que el rumbo de este a oeste sea el de los pliegues de los terrenos arcaicos a levante del lago Janka, que en seguida discutiremos, es el más significativo, dado que, otro observador, E. von Chohnoky menciona que más al sur se halla aquel mismo rumbo.

Es cierto que Anert, en su camino al este hacia Ninguta, halló cuatro crestas paralelas con rumbo NNE., y que la misma dirección (a veces trocada en NE.) prevalece entre Omosso y Kirin. De igual modo, Chohnoky advirtió dirección NE. en las cercanías de Jun-chun; pero a poniente de este lugar notó la dirección este-oeste en la cordillera de Tu-chan, así como más al sudoeste, en una cordillera unida al Chang-pai-shan. Además de estas observaciones, contamos con el poderoso testimonio de Richthofen de que, al sur, las fracturas y flexiones de Pekín se extienden hasta Kaiping y forman arco convexo hacia el sur, aunque arrumbado al NNE., paralelo con el I-wü-lü-shan. Es probable que siga una flexión el borde occidental del valle de Mukden <sup>43</sup>.

Resulta difícil formar opinión en este caso, no sólo a causa de lo incompleto de mapas y observaciones, sino también debido a la gran extensión que cubren lavas relativamente modernas, cuyos asomos más septentrionales ha descrito Anert, y que, según Chohnoky, ocupan la región de

las fuentes del Chungari y finalizan en el camino de Kirin a Mukden, donde su escarpa terminal se había creído cordillera independiente, arrumbada al nordeste.

En el camino de Wladivostok a Ninguta asoman ya masas de basalto encima de terrenos antiguos, que se extienden mucho en el valle de Mudan-Dsyan, cerca de Ninguta, donde atraieron la atención de Younghusband, y también cerca de Omosso <sup>44</sup>.

Según Anert, de las montañas occidentales del sur de Ninguta desciende una corriente de lava con superficie escoriácea aún intacta y de formación posterior a la excavación del valle y a las adyacentes masas basálticas, y que ha colgado el valle de un afluente, al Shitu-dsyan, y cerrado el principal, el del Mudan-dsjan, hasta formar un importante lago, el *Bel-ten* (Bir-ten). El Mudan-dsjan, al dejar este lago, cae en catarata en una garganta de 32 metros de profundidad, excavada en lava negra <sup>45</sup>.

Hacia las fuentes del Sungary, en la cordillera marginal de Corea se alza el monte volcánico de *Peik-tu-shan* o *Lao-pai-shan*, la «Antigua Montaña Blanca» (42° N. y 127° 40' E.), que describió Campbell. Durante nueve meses del año está nevada y el resto permanece blanca, a causa de su manto de piedra pómez. El cráter contiene un lago a 2.285 metros de altitud, que, según James, tiene 18 kilómetros de perímetro. Desde allí se extienden formaciones volcánicas, no sólo hacia el norte, sino hacia el sur y que penetran mucho en el valle de Yalu superior <sup>46</sup>.

Campbell incluye el *Peik-tu-shan* en la cordillera de *Chang-pai-shan*; no es seguro que tal cordillera sea la que menciona Cholnoky con el mismo nombre.

*Sijota-Alin*.—Compone las orillas del Amur inferior amplia llanura de aluviones recientes, de los que sobresalen capas sedimentarias, al parecer posteriores a las cordilleras, y que en la confluencia del Gorin con el Amur (50° 45' N.) contiene fósiles del género *Aucella* <sup>47</sup>. Las elevaciones aisladas en la amplia depresión entre el Pequeño Jingan y el *Sijota-Alin* se arrumban al SSO. El grupo más importante, el de *Chechzir*, que se alza como isla en la comarca llana, alcanza 1.066 metros de altura. Sigue la orilla derecha del Usuri hasta su confluencia con el Amur; a su pie, en la misma entrada de Manchuria, está la ciudad de Jabarovsk. El *Chechzir* se compone de granito, pizarras antiguas, cuarcita y caliza cristalina y encima capas más modernas, que se extienden a grande altitud y acaso pertenecen a la serie de Angara. Hacia el Usuri, el *Chechzir* termina en falla, a lo largo de la cual aparecen verticales todos los estratos de la serie. D. Iwanow lo considera parte del *Sijota-Alin* <sup>48</sup>.

Fijemos la atención en esta cordillera.

Su extremo norte nos proporciona ya inesperados datos. El Amur, según se aproxima al mar, describe un recodo tan brusco que, cerca de Nicolaievsk, se dirige al sureste. Su orilla derecha es rocosa. El promontorio

que estrecha el golfo de Tartaria, al norte de la desembocadura del Amur, forma en el sur el *cabo Tabach*, en la misma boca del propio río, y hacia el norte el *cabo Puir*. En la orilla derecha del Amur, hasta el cabo Tabach, observó Batzewitsch altos acantilados de roca porfirica con plagiocasa y hornablenda en una roca madre rojiza, y luego, al norte, hacia el cabo Puir, o sea en la costa occidental del golfo de Tartaria, delgados lechos tableados de arenisca verdosa. Más cerca del cabo Puir se alza el *Gora Polosata* o «Monte Rayado», visible de lejos, aun desde Sajalin, cuando hace buen tiempo, a causa de su notable coloración. No es mole independiente, sino último fragmento de larga cresta, y consta de capas verticales pardo-oscuros, rojas, amarillas y blancas, con delgados lechos de cuarcita blanca y roja. La dirección es exactamente de este a oeste <sup>49</sup>.

Más al sur, cerca de Mariinsk, ancha loma aislada de traquita domina la comarca circundante en gran espacio y forma el extremo norte del lago Kisi, de cuyas aguas surge una isleta también traquítica. Sólo al llegar al sur de este paraje (hacia los 51° 35' N.) se hallan las cordilleras normalmente plegadas de Sijota-Alin, que siguen hacia el sureste durante más de nueve grados de latitud.

Han aumentado mucho nuestros conocimientos acerca de esta cordillera los trabajos de Iwanow, quien la cruzó varias veces por el norte, exploró la mayor parte de la costa oriental, y emprendió el razonado relato de sus rasgos tectónicos más salientes <sup>50</sup>.

Las montañas hasta ahora conocidas se componen de rocas arcaicas, pero hay fajas tal vez paleozoicas y mantos de arenisca y conglomerados aún más modernos que sin duda pertenecen al piso de Angara. Sólo se han hallado fósiles en el extremo sur. Asoman rocas eruptivas de muy distintas edades.

Con arreglo a las observaciones de D. Ivanow, la dirección de los pliegues no corresponde por completo a la de la costa. Desde el norte hasta la bahía de Wladimiro (hacia los 44° N.), las dos direcciones coinciden y la costa está constantemente bordeada de crestas larguísimas. Pero pasada la bahía el mar corta a las cordilleras plegadas que aún pueden continuar en las islas, dado que las bahías se hacen más profundas alrededor de Wladivostok, donde existe una costa de rías.

Hace tiempo se ha dicho que el basalto rodea a algunas de las bahías de la costa oriental, tal como la de Castries; pero ahora se afirma que forma la ribera un cinturón de rocas eruptivas modernas continuo, al parecer, desde el monte Dieliesniak (45° 25' N.) al de Castries (51° 30' N.), es decir, en más de seis grados de latitud, de manera que hay pocos parajes donde los asomos arcaicos lleguen al mar <sup>51</sup>.

Cruzan las montañas largos valles de erosión. A menudo las crestas se truecan en «goltzi», el más alto de los cuales no excede de 1.500 me-



tros. En el interior no faltan rocas eruptivas modernas, aunque siempre esporádicas.

La vertiente occidental del Sijota-alin, según baja al Usuri se rompe en colinas relativamente bajas que en alguno de los valles fluviales interrumpen amplias llanuras. Nuestro conocimiento de este lado de las montañas se apoya en las observaciones de D. Ivanow <sup>54</sup>.

Los terrenos son iguales a los de la vertiente oriental. En ciertos valles existen corridas de basalto. *Sin embargo, el valle del Usuri es longitudinal.* Así se evidencia entre los paralelos 47° y 46° N., donde su dirección es casi meridiana. Hacia el sur, poco después del monte Samur, compuesto de rocas eruptivas, se alcanzan la fajas de cuarcita de la cresta de Zifaku que se arrumba al nordeste, y manteniendo esta dirección forma los montes Tigre; así, pasando del valle del Usuri al del Bikin inferior, corta oblicuamente el lecho del Usuri, donde revela su verdadera dirección nordeste o NNE. Aún más arriba, en el valle del Bikin, lo mismo que en el del Iman, prevalece la dirección nordeste o NNE.

Se ha comprobado que algo más al sur, cerca de la estación del ferrocarril que lleva el nombre de Usuri <sup>55</sup>, donde asoma un anticlinal de micacita gris oscura, la dirección nordeste tórname este-oeste, de modo que el Usuri corre allí a través de los pliegues de las rocas antiguas. Esta dirección casi exacta de levante a poniente perdura en todas aquellas estribaciones del este del lago Janka, que se componen de neis, granito néisico y micacita. Mas según los datos de M. Ivanow, hay allí dos series de pliegues que se cruzan. En la orilla oriental del lago Janka y luego muy al NNE., en el del Usuri, larga serie de aisladas montañas calizas, probablemente del carbonífero, yacen directamente sobre granito y neis, con signos de haber sido continuas en un principio. Pero a la vez hallamos al sur una serie algo más moderna plegada casi de norte a sur, en contraste con la dirección este-oeste de los terrenos anteriores. Tal es el caso en el Peñón de Lindonau, donde al pie de la gran montaña de Bielzoba los ríos Daubiche y Ullajé se unen para formar el Usuri. Esta serie menos antigua se compone de cuarcita y pizarra arcillosa, con abundantes diques de pórfido cuarcífero. Al parecer, el triás contribuye también a formarla.

En la parte meridional de la región, cercanías de Wladivostok y sobre todo en la ribera occidental de la bahía del Usuri, afloran estratos de carbonífero superior, que caracteriza el *Spirifer fascifer*, y en otro horizonte el *Productus cora*. Tschernyschew relaciona estos depósitos con los del carbonífero superior de los Urales y la caliza inferior con *Productus* de la Cordillera de la Sal. También representan al triás capas marinas, en su mayor parte pizarras y areniscas; las últimas, según Ivanow, en discordancia sobre rocas más antiguas. Sin duda han estado sometidas a frecuentes trastornos y buzan al sur o al sureste o noroeste, de acuerdo con

la curvatura de las formaciones antiguas. Tales depósitos triásicos se extienden por el valle del Daubije y alcanzan el monte Bilzova <sup>54</sup>.

HOKKAIDO Y SAJALIN.—En nuestras excursiones hacia el este hemos llegado al mar, así en la región de Ojotsk, como en el Sijota-Alin. Ante nosotros se extendía el arco insular, enseñándonos que los rasgos fundamentales de la estructura del Asia interior caracterizan de igual modo a las partes adyacentes del océano Pacífico.

En páginas anteriores (II, pág. 182) distinguimos los siguientes arcos: *a*), *Riu-kiu* que penetra en la parte meridional de Kiu-Siu; *b*), el *Japón Meridional* que acaso continua al sur, hacia China, por las islas Chu-San, y que en el norte forma frunce, en el esenoide de Akaishi, hacia la sintaxis de la gran región de fracturas; *c*), el *Japón del Norte*, que comienza desviado, más allá de la sintaxis, en las montañas de Quanto y continúa hacia el norte, en la parte meridional de Yeso (Hokkaido); *d*), la *parte central de Yeso y Sajalin* es la que caracteriza el desarrollo de la formación cretácea; *e*), las *Kuriles* que continúan por el este de Kamchatka; *f*), un fragmento en el centro y oeste de esta península.

Investigaciones posteriores han confirmado ese concepto de las líneas tectónicas directrices. A la vez hay muchos puntos de los que, gracias a recientes descubrimientos, podemos hablar con mayor precisión. Tal ocurre en lo que se refiere al Japón.

La obra de Harada y otros distinguidos geólogos japoneses ha mostrado que las líneas directrices que trazó hace mucho tiempo E. Naumann (II, pág. 175) eran ciertas en todos los puntos esenciales <sup>55</sup>. Pero ahora vemos más claro de qué modo la cordillera volcánica de las islas Sichito penetra en la *fosa magna*, la línea de fractura de la sintaxis. También ha progresado mucho la clasificación de las capas fosilíferas. En las islas del Japón conocemos ahora depósitos marinos que (prescindiendo de un antiguo grupo con Radiolarios) corresponden al carbonífero superior y a muchas épocas de la era mesozoica. Al mismo tiempo hemos aprendido a distinguir (aunque sólo hasta donde puede conducir el estudio de las floras) varios horizontes en los sedimentos carboníferos de la serie de Angara. El carbón de Nagato, al este de Shimonoseki, se asocia con flora rética <sup>56</sup>; el de Kaga se asigna al jurásico medio <sup>57</sup> y el de las capas con restos vegetales de la isla de Sikoku parece que pertenece al vealdense o al neocomiense <sup>58</sup>.

De especial importancia respecto de los arcos insulares son las investigaciones de Jimbo en Hokkaido <sup>59</sup>. Procediendo del suroeste, o sea de Honshiu, podemos reconocer, según seguimos al norte, los siguientes elementos en la estructura de la gran isla. *Oshima*, la parte más lejana por el suroeste consiste en fragmentos aislados de antiguas moles de pizarra con ocasionales intrusiones de granito. En los intervalos se alzan volcanes, tales las islas de Koshima y Oshima, hacia el suroeste, y Esan y Komaga-

take en la costa oriental; la última a la entrada de la bahía casi circular de Uchiura (bahía de los Volcanes), una de esas fracturas de forma de caldera de las que Gassan, Chokay y otras suministran ejemplos en la costa noroeste de Honshiu (fig. 17, II, pág. 176). Por lo tanto, esa parte de Hokkaido debe considerarse prolongación de Honshiu.

El grupo montañoso, al norte de la bahía de Uchiura, y que parece que corresponde en los mapas a un segundo ensanchamiento de la isla, se compone casi en absoluto de rocas andesíticas. Por encima descuellan varios volcanes; en el centro el más alto, el Makkarinupuri (1.963 metros).

Jimbo llamó *Mole de Shiribets* a esta gran acumulación volcánica, que es posible que continúe hacia el norte por la mole andesítica de Maschike en la costa occidental, y luego por el volcán insular de Rishiri.

Al este de la mole de Shiribets hay un profundo hundimiento, y luego una zona de estratos de cretáceo medio surge en varios e importantes afloramientos de debajo de la capa de sedimentos terciarios. Puede trazarse desde Urukava, no lejos del extremo meridional de Hidaka, en dirección norte por toda la isla hasta el cabo Zoya, su punto más septentrional, y luego en más de tres grados de latitud. Las capas están levantadas, plegadas y en algunos puntos invertidas; su buzamiento principal es al este; son pizarras, areniscas y conglomerados, y en general (caso de Sajalin) no pueden separarse de las capas terciarias que hay sobre ellas. Se las ha considerado desde las primeras publicaciones de Naumanm continuación de las rocas cretáceas de Sajalin, criterio que ahora ha confirmado el descubrimiento en la zona de Hokkaido del *Helcyon giganteus*, especie tan característica de Sajalin. Las investigaciones de Yokoyama, los estudios comparativos de Kossnat y la existencia de *Gaudryceras Sacya* y *Tetragonites Gimotheanus*, especies características del grupo inferior de Ootatoor en la India, han conducido a la conclusión de que la serie estratificada alcanza hasta el cenomanense inferior. Michael cree haber reconocido en Sajalin el equivalente de las margas de Emscher (senonense inferior) <sup>64</sup>. De modo que en los arcos insulares también se evidencia la gran transgresión cretácea.

Al este de la zona cretácea de Hokkaido están los depósitos paleozoicos y pizarras antiguas, que lo mismo que el cretáceo pueden señalarse a todo el ancho de la isla, y también como el cretáceo se dirigen al norte y alcanzan la costa septentrional, algo al este del cabo Zoya. En el sur emerge de su centro una larga cadena de granito que arrumba al norte. Jimbo denomina *cadena de Hidaka* a esta meridional, que desaparece hacia el centro de la isla bajo andesitas y riolitas del potente grupo volcánico de *Optateshike*, mientras que al norte la cubren lavas o sedimentos terciarios.

La isla de Hokkaido debe su forma rómbica a las zonas del cretáceo y de Hidaka. La primera constituye el cabo Zoya, en el norte; la segunda

el cabo Edino, en el sur. La comarca al este de la zona de Hidaka tiene distinta estructura. Hasta allí prevaleció la dirección meridional; pero en adelante (como había reconocido Lyman) la línea de la Kuriles (en japonés Shishima) penetra en Hokkaido.

Yokoyama demostró el hecho notable de que en el extremo meridional de Hokkaido reaparece el cretáceo con *Inoceramus* y otros fósiles característicos que se presenta cerca de la ciudad de Nemuru, y más al este en la isla de Shikotan, frente a las Kuriles meridionales. No dudaríamos en describir estos asomos cretáceos como remanente de la zona externa de las Kuriles si no fuera porque en ellos, entre los sedimentos cretáceos, aparece una brecha andesítica, y, por consiguiente, la actividad volcánica de las Kuriles data del cretáceo.

Desde Kunashiri, la isla más meridional de las Kuriles, los volcanes siguen una curva regular en forma de media luna, y pasando del OSO. al oeste, cruzan la parte oriental de Hokkaido, hasta que alcanzan, primero el volcán de Nutapkaushipe (2.285 metros) y, por último, el susodicho grupo de Optateshike (1.800 metros), que asienta en la cadena granítica. También en el valle de Teshio menciona Jimbo brecha andesítica cretácea, en la principal zona de esta edad del oeste de la cadena de pizarra antigua.

Tal disposición, y especialmente la situación del grupo de Optateshike, conduce a deducir que la *línea volcánica de las Kuriles intesta actualmente con la cadena plegada pizarrosa y granítica de Hidaka, que forma con aquélla ángulo recto*. Esta es, pues, la índole del encuentro entre las importantes líneas directrices, una de ellas volcánica.

Casi en cada ladera de las cordilleras antes mencionadas se extienden capas terciarias de agua dulce con lignito cubiertas por depósitos terciarios marinos.

Ahora podemos entrar en estudio más preciso de las relaciones entre Hokkaido y *Sajalin*. La última se compone de cadenas de rocas paleozoicas o pizarreñas más antiguas, sobre las que la serie estratificada comienza por el Cenomanense o el Senonense inferior. La dirección es la misma. El número de cadenas paralelas grande. Faltan los volcanes.

Muchos mapas marcan un promontorio que destaca al sur de Sajalin, y arrumbado al sureste termina en el cabo Aniva. Esto da errónea idea. Han demostrado Glehn y Schebunin que en realidad hay allí tres pliegues montañosos paralelos con dirección norte-sur y a los que separan valles longitudinales<sup>61</sup>. El primero, a levante, termina en el cabo Aniva, y lo separa del próximo por el norte la bahía de Morvin. Glehn lo denomina *cordillera del extremo sureste* (VI, fig. 7<sup>a</sup>), y a la segunda cadena meridional cordillera de *Soya-Susnaya* (V, fig. 7.<sup>a</sup>). Su pie meridional se levanta de la costa oriental de la bahía de Aniva; alcanza 760 metros de altitud; su longitud, como la de la primera cordillera, es de unas 80 verstas y ter-

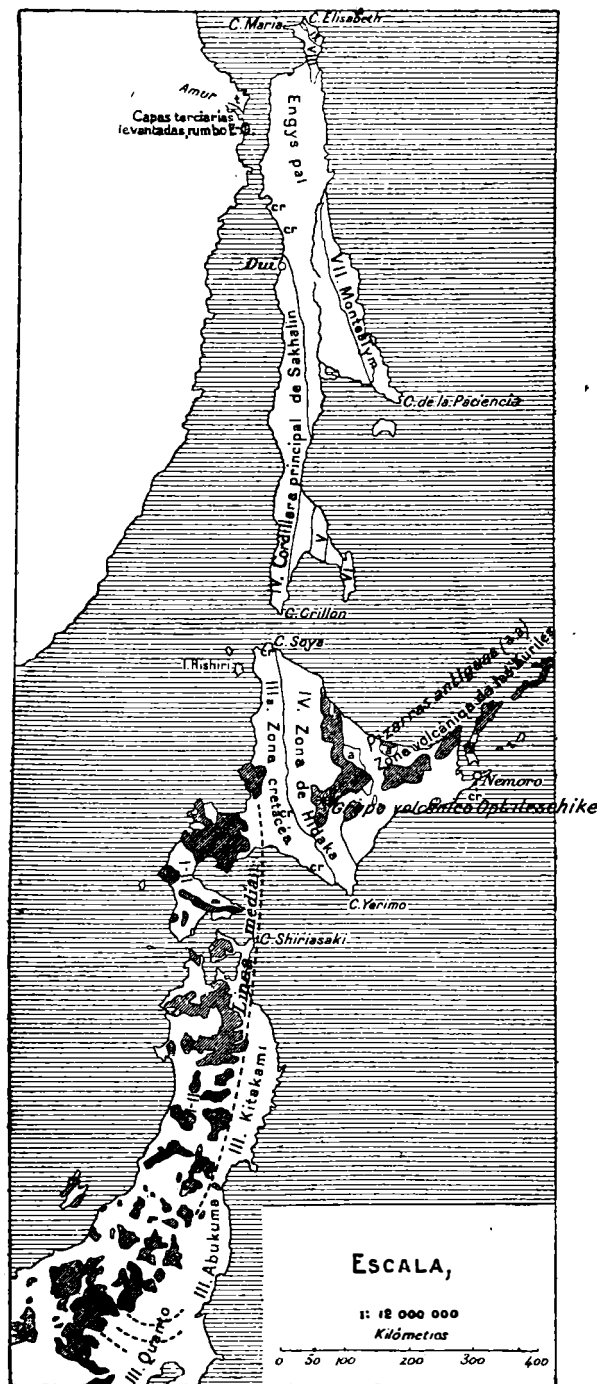


FIG. 7.—Hokkaido y Sajalin.

mina en la costa oriental. De acuerdo con Poljacow, llamaremos a la tercera cadena *gran cordillera de Sajalin* (IV, fig. 7). Comienza en el cabo Crillon y continúa hacia el sur, hasta el paralelo 51° N. <sup>62</sup>.

Las dos cortas cadenas (V y VI) y la parte meridional de la de Sajalin (IV) se componen, según Glehn y Lopatin, de pizarras cristalinas y mármol, y en algunos sitios las rodean margas blancas con restos de peces de edad desconocida, aunque probablemente terciarios <sup>63</sup>.

Las dos cortas cordilleras no se extienden por Hokkaido, donde entrarían en la región del arco de las Kuriles. La unión debe buscarse a través del estrecho de La Pérouse, desde Zoya al cabo Crillon. Sabemos que el cabo Zoya es cretáceo y que las montañas antiguas de la zona de Hidaka llegan a la costa norte de Hokkaido, algo más al este. Sin embargo, esa localidad está al oeste del meridiano del cabo Erimo, en el sur.

La cordillera prin-

cial de Hokkaido no se dirige estrictamente al sur, pues diverge al NNO. y no corresponde a la gran cordillera de Sajalin, sino a la rama más moderna.

El lado oriental del cabo Crillon muestra margas blancas; el occidental las mismas pizarras cristalinas que las dos cordilleras orientales. Pero justamente más allá del río Oko ( $48^{\circ} 40' N.$ ) se apoya en las rocas de la costa occidental una serie de sedimentos lignitíferos que se prolongan hacia el norte en jirones aislados; Lopatin cruzó la isla hacia el suroeste, partiendo de Nai-Budoyi, en la costa oriental ( $47^{\circ} 27' N.$ , junto al extremo septentrional del segundo ramal o Soya-Sussnaya) y encontró sólo rocas metamórficas con muchas venas de cuarzo y manchitas terciarias. No obstante advirtió que algunos cantos del lecho del río eran de granito, pórfido y diorita.

Una vez desaparecidas las cordilleras orientales, la de Sajalin forma sola en gran distancia el cuerpo de la estrechada isla; luego de haber alcanzado 3.000 metros de altura, desciende en el paralelo  $48^{\circ}$  hasta 700 u 800, y después vuelve a elevarse. Lo mismo al este que al oeste hay a lo largo de la costa lechos lignitíferos. En esa región los terrenos antiguos se pierden de modo aún no definido (mientras que las montañas conservan al parecer su dirección) y en su lugar se hallan terrenos mucho más recientes. En el pico de Martinière o Ktöus-pal ( $50^{\circ} 15' N.$ ). Schmidt vió extendida por las cumbres que alcanzan 1.500 metros arenisca gris dura semicristalina, cretácea o terciaria con gran buzamiento, y que forma las crestas circundantes<sup>64</sup>.

Desde el paralelo  $49^{\circ} N.$  se une a la gran cordillera de Sajalin una segunda, los *Montes Tym*, que proceden del este y convergen al norte (VII, fig. 7.<sup>a</sup>). En el sur cierra la bahía de la Paciencia. Por el lado de tierra los separan de las montañas del oeste los valles longitudinales del Poronay y del Tym. Su extremo norte, que forma «panes de azúcar», se halla cerca del paralelo  $52^{\circ}$ . Poljakow que viajó desde la bahía de Alejandro, cerca de Duy ( $50^{\circ} 50' N.$ ), y cruzó la cordillera de Sajalin hasta el río Tym, el cual descendió hasta el extremo norte de la cordillera del mismo nombre, no halló otras rocas que cuarcita y arcilla arenosa gris; según ese observador, el valle del Tym es sinclinal, y las cordilleras a derecha e izquierda anticlinales de cuarcita y arenisca frágil muy inclinadas<sup>65</sup>.

Según Lopatin también hay rocas cristalinas en el Tym y forman la costa oriental a lo largo de la vertiente de los montes así llamados<sup>66</sup>.

No parece que el valle inferior del Tym, donde corta a los montes de este nombre, corresponda a un valle transversal. Poljakow asegura que la cordillera oriental queda como apartada por la occidental. En efecto, lo mismo Glehn que Shebunin, terminan la gran cordillera de Sajalin en la costa occidental cerca de Duy, o algo más al norte, en la latitud  $51^{\circ}$  ó  $51^{\circ} 30' N.$ , y desde allí hacia el septentrion con forma cada vez más de-

terminada de meseta ancha e irregular cuya parte más alta, Engis-pal (600 metros) es arista de pliegue, más no verdadera cordillera. Esta desigual meseta reemplaza primero en el oeste a la gran cadena de Sajalin y en el este a la de los Montes Tym, de modo que al final ocupa sola el ancho de la isla.

Al norte del cabo Joindcho ( $50^{\circ} 50' N.$ ), que se compone de rocas cristalinas, y el inmediato cabo de Duy, cerca del sitio donde se supone el extremo de la gran cordillera de Sajalin, hay en la costa occidental una serie muy variada de sedimentos inclinados y aun plegados, según algunos afirman, y en los que se encuentra la rica fauna cretácea de Sajalin, que Schmidt describió y que tan íntima relación tiene con la de Hokkaido y con la cretácea de la India. La serie marina comienza con el cretáceo medio, pero no faltan depósitos terciarios, así como marinos, de agua dulce. Glehn ha descrito la serie de afloramientos hasta el cabo Uandy en distancia de unas 70 verstas <sup>67</sup>. Diríase que la costa corta en ángulo recto a toda la zona de sedimentos más recientes y como si éstos se dirigieran al NNO., hacia el golfo de Tartaria.

En el norte, en Uandy, el basamento cristalino todavía aflora ( $51^{\circ} 35' N.$ ) y lo siguen capas levantadas de arenisca. Más al norte, el extremo occidental de la montuosa comarca, que domina el Engis-pal consta (dentro de lo que se conoce más allá de la tundra) de arenisca, probablemente terciaria, que se extiende hasta el curvo lago de Pronge ( $43^{\circ} 45' N.$ ). Batzewitsch ha descrito la arena y arenisca blandas de esta localidad; la última contiene cornalina y calcedonia, como ocurre siempre en la arenisca terciaria del Amur. El buzamiento que citó Batzewitsch (*hora* 3, NE. menos de  $20^{\circ}$ ) indica dirección noroeste. Se ha considerado pliocena la arenisca que cruza la isla desde el oeste hasta la costa oriental y que no contiene restos orgánicos. Al este de la divisoria un anticlinal hace aflorar capas de arcilla, de las que mana petróleo bastante para formar un laguito. También hay petróleo en la costa oriental <sup>68</sup>.

De nuevo se alza una cresta endentada que forma peculiar arco al noroeste, se extiende con 600 metros de altura por el promontorio occidental y termina en los pedregosos acantilados del cabo María (VIII, fig. 7.<sup>a</sup>). Una última cordillera análoga a la anterior, pero no tan alta, la sigue por el norte y termina en el cabo Isabel, extremo norte de Sajalin (IX, fig. 7.<sup>a</sup>). No se conoce la geología de esos notables promontorios; Glehn imagina que los más antiguos lechos con restos de plantas de Joindcho afloran a su pie, porque se dice que el carbón existe cerca de Pilo, al pie sur de la cordillera meridional <sup>69</sup>.

No sólo en Hokkaido y en los montes Tym, sino en otros lugares y especialmente en el norte de Sajalin, la verdadera dirección se aparta del meridiano hacia el NNO. Por el norte, la gran isla termina en dos cadenas rocosas arqueadas, con los promontorios María e Isabel. Por tanto, la

dirección este-oeste de la arenisca terciaria en la Polosata Gora, al norte de la desembocadura del Amur, adquiere especial significado. *Parece que esas partes extremas de las cordilleras que convergen hacia el golfo de Ojotsk tienden a arquearse hacia el oeste.*

El mayor cambio que conviene introducir en nuestra enumeración de las líneas directrices de los arcos insulares (pág. 135), afecta al arco *d.* (Hokkaido y Sajalin), que no debe considerarse elemento independiente.

Nauman y Harada coinciden en que la parte norte de Honshiu se dispone en zonas sucesivas. Harada se pronuncia más decididamente acerca de este punto, y siguiéndolo reconocemos (fig. 7.<sup>a</sup>): I, una zona interna de sedimentos rota y cubierta de rocas eruptivas; II, la llamada zona nuclear, compuesta de ñeis y pizarras cristalinas, y III, la zona sedimentaria externa. En las zonas I y II hay grandes volcanes. Un hondo surco, la llamada «línea media» de Harada, cruza la zona III en aquella parte del Japón.

Este surco alcanza el cabo Shiriasaki, en el extremo norte de Honshiu, y se admite en general que la profunda depresión que separa la parte oriental de Hokkaido de la occidental y menor de la isla, puede considerarse prolongación de la «línea media» de Honshiu. Los fragmentos de terrenos antiguos con volcanes de Oshima, la mole volcánica de Shiribets, la Mashike (en la parte que no pertenece a las Kuriles) y aun el volcán de Rishiri deben, pues, corresponder a la zona II, y en Oshima quizá también a la I. La zona externa plegada del norte de Jonshiu (III) en parte mesozoica y que comprende Alukuma y Kitakami (fig. 17, II, pág. 176), no ofrece tal forma en Hokkaido. Desde el momento en que en Jonshiu asoman a lo largo de estas zonas jirones transgresivos del cretáceo medio, podemos deducir que la cretácea de Hokkaido ha de considerarse continuación del borde oriental de la zona III. Sin embargo, veremos que la relación puede ser de muy distinta índole, y aunque por el momento no demos opinión acerca de este punto, marcaremos la zona cretácea de Hokkaido con la anotación III *a.* Daremos el número IV a la cadena de Hidaka, que continúa por la gran cordillera de Sajalin. Prescindiendo de los valles y limitando nuestra atención a las cordilleras, reservaremos el número V para los montes Soya-Susnaya, que se alinean al oeste de la IV, y este mismo número VI para la cordillera costera oriental. Aún más al este se alza el sistema de Tym (VII); en cuanto a los números VIII y IX, indican las cortas cadenas arqueadas del extremo norte de Sajalin.

Resulta de aquí que las cordilleras más extremas, las que llevan los números VIII y IX, son al mismo tiempo las más septentrionales, y que dos rasgos dominan en su estructura: peculiar disposición escalonada de los ramales hacia el norte y convergencia general al mar de Ojotsk.

El predominio del rumbo casi meridional, primero de estos rasgos, se manifiesta en la posición del extremo norte de las varias cadenas. Los te-



rrenos antiguos de II (o I) se ven hasta el paralelo  $42^{\circ} 30' N.$ , y los volcanes adjuntos hasta el Rishiri, en la latitud  $45^{\circ} 8' N.$ ; la zona III *a*, la cretácea de Hokkaido, desaparece en el cabo Zoya, a los  $45^{\circ} 30' N.$ , y los terrenos antiguos de la zona IV llegan al mar al sur de Duy, a los  $50^{\circ} 52' N.$  Siguen cortas cordilleras en el sur de Sajalin; la V, hasta el paralelo  $47^{\circ} 35'$  y la VI hasta el  $46^{\circ} 48'$ . Luego los montes Tym VII, hasta los  $51^{\circ} 45' N.$  próximamente, y, por último, las VIII y IX, a los  $54^{\circ} 18'$  y  $54^{\circ} 22' N.$

En esta enumeración hemos prescindido de la existencia de antiguos terrenos en Uandy, al norte de Duy, y admitimos que el cretáceo entre ambos puntos no pertenece a la misma zona que el de Hokkaido.

Aun no es posible determinar si los asomos aislados de terrenos antiguos al este de la zona de Hidaka, en Hokkaido, han de considerarse prolongación meridional de las cortas cadenas V y VI, pero sí que la línea de las Kuriles penetra en la zona que corre de Honshiu a Sajalin.

No faltan señales de que esa penetración de las Kuriles, en Hokkaido, es mayor de lo que permiten suponer las observaciones hasta ahora publicadas. No sólo hay rocas cretáceas de Nemuru, en la costa sur de Hokkaido, a las que sigue una cuenca de lignito que presenta dirección OSO., sino que Ogawa me informa de que la misma dirección de las Kuriles hállase en las fajas paleozoicas del suroeste hasta Oshima, cerca del cabo Shiriasaki y en los extremos septentrionales de Jonshiu. Al mismo tiempo la parte más septentrional de Kitakami presenta indicios de encorvamiento al ONO. Por lo tanto, parece como si existiera actualmente en el extremo norte de Honshiu un entrecruzamiento producido durante variable movimiento y una antigua sintaxis con las Kuriles.

Es posible que lo mismo ocurra más al sur, en Kiu-siu. Debo a Ogawa la noticia de que Sugawa ha notado indicios de las líneas directrices de las islas Riu-kiu, en la costa sur de Kiu-siu y que pueden reconocerse sedimentos más antiguos aun en su costa norte.

Además, en algunas islitas situadas al este de la costa exterior de Kitakami, se han descubierto inesperadamente pizarras ceríticas semicristalinas que forman la zona de Hidaka, allí donde buza bajo el mar en el cabo Erimo. En la península de Tshori, en Quanto, cerca del borde septentrional de la gran endentación en Honshiu calizas paleozoicas con rumbo este se dirigen al mar. Estos indicios, aunque dispares, demuestran que la zona de Hidaka continúa por la sintaxis del centro del Japón.

RESUMEN.—La región que discutimos en este capítulo abarca veinticinco grados de longitud, desde el punto donde el Shilka inferior penetra en los terrenos del Gran Jingan, hasta la costa oriental de Sajalin; y de veintiséis a veintisiete grados de latitud, desde el valle de Ojota hasta la gran fosa de Honshiu, cerca de Fusiya.

Los pilares de la antigua cumbre asiática han desaparecido unos tras otros bajo la «taiga», a lo largo de la divisoria del mar Artico. En la parte

septentrional del Gran Jingan y en el Tukuringra aparece una directriz divergente, y podemos imaginar que está a punto de presentarse nuevo plan tectónico. No es así. Una disposición común gobierna las líneas directrices por las fértiles llanuras del Amur, las sombrías selvas vírgenes de los montes Turkana y del pequeño Jingan, los desiertos de Sajalin y las grandes profundidades del mar costero del Japón, y conforme la dirección se hace más norteada se manifiesta mayor convergencia de las cadenas hacia el norte del mar de Ojotsk, a saber: los Montes Aldam, de Turkana, de Bureya y el Pequeño Jingan; las cordilleras de Manchuria y el Sijota-alin, y, por último, las del norte de Honshiu con Hokkaido y Sajalin. Al mismo tiempo esta región se incorpora a la cumbre asiática, puesto que obedece al plan común.

El cuadro que hemos presentado se ensancha a la luz del descubrimiento que me ha comunicado Ogawa del hallazgo de caliza numulítica en las islas Peel del grupo de las Bonin que forman dos zonas separadas y arrumbadas de sur a norte. La oriental (a la que pertenecen las islas Peel) se compone de rocas andesíticas (probablemente muy antiguas), y desaparece hacia el norte. La occidental consiste en una serie de conos volcánicos modernos activos aun en parte, a saber: San Agustín, Krusentern, isla del azufre, San Alejandro y Rosario. Cerca de San Alejandro ha ocurrido una erupción submarina. Esa zona occidental se pierde también hacia el norte, pero reaparece en la línea de las Ponafidín, isla del Volcán, Aoga-shima, Hatshija-shima y en otras islas volcánicas de reciente origen y activas la mayor parte; dicha línea alcanza a la gran fosa de Honshiu, cerca de Fusi-yama.

Sin embargo, no es improbable que la zona oriental de las islas Bonin represente restos de una cordillera y que el grupo posea estructura análoga a la del arco de las Riu-kiu, o de las Antillas, y, por tanto, deba considerarse arco insular independiente. Se ha comprobado una prolongación de la zona de Hidaka al sur de Quanto y que la dicha zona es la principal de Sajalin (IV, fig. 5.<sup>a</sup>), por lo cual podemos suponer que las líneas directrices, tan remotas mutuamente, de Bonin y de Sajalin puedan encontrarse en el centro de Honshiu.

La disposición en arco de las islas *Marianas*, arrumbadas de sur a norte, hace probable que también correspondan a un arco independiente de una cordillera que no vemos.

Si pudiéramos apartar el mar, probablemente aparecerían como grandes cordilleras esos arcos insulares y sucesivos que se alzan desde profundos abismos. *En dirección del océano no conozco límite al prodigioso poder productor de formas arqueadas, que emana de la cima general de Eurasia.*

*Parece que hacia la periferia son demasiado largos los radios, por lo que los arcos se dividen, doblándose sobre sí mismos, y a menudo se pro-*

duce una sintaxis entre los fragmentos resultantes. El extremo suroeste de la cordillera de Aldam es curvo; también presenta encorvamiento el extremo norte de Sajalin, así como la parte meridional de Sijota-Alin, donde la inflexión de los pliegues ocurre cerca del lago Janka. El estrechamiento y la sintaxis, que coinciden en la *fosa magna* de Honshiu, obedecen, probablemente, a la misma causa.

No faltan en la periferia las largas fracturas, que en la cumbre asiática se alinean según la dirección. Una de ellas forma la rocosa costa oriental de los montes Aldam; al sur del mar de Ojotsk hay una costa de rías donde pudiera esperarse una fractura transversal. El segundo ejemplo es el del borde oriental del Sijota-Alin, con su larga faja de basaltos asociados; también allí hallamos en el sur una costa de rías en vez de fractura transversal. De igual modo aflora el basalto, ciñendo el pie del Pequeño Jingan lo mismo al este que al oeste, cerca del Amur. Esas largas líneas son de distinta índole que las fracturas que se manifiestan en la serie de hundimientos circulares de la costa occidental del Japón, y para explicarlas tenemos que recurrir a proceso disyuntivo análogo a aquellos que afectan a la cumbre.

Las fracturas tienden a seguir dirección longitudinal más bien que transversal u otra cualquiera; sin embargo, debe advertirse *que la fractura longitudinal del Sijota-Alin no sigue el arco de los pliegues en la parte meridional de la cordillera.*

Precisa conceder importancia a este hecho. Las líneas disyuntivas resultantes de la tensión pueden mostrar tendencia a seguir en larga distancia una cordillera plegada más o menos rectilínea o suavemente curva, pero no un codo brusco. Anert advierte que en Manchuria los modernos y ya denudados pliegues de la llanura se arrumban al NNE., mientras que en los antiguos terrenos (por ejemplo, en las montañas que según su forma externa se arrumban también al NNE.) ocurre desviación al este. Debemos suponer que cortan a los más antiguos arcos líneas disyuntivas rectas y *que varias líneas disyuntivas pueden determinar localmente las directrices de un plegamiento póstumo.*

Por extraña que pueda parecer esta conjetura, no se debe olvidar que en algunos parajes (cual el anfiteatro de Irkutsk) el límite del arcaico determina el recorrido de los pliegues marginales.

Todo cambia tan pronto como pasamos al oeste del Lido-ho, donde las plegadas regiones de la costa y de Manchuria a la meseta del nordeste de China. Allí no sólo hay fracturas, sino líneas que parecen flexiones, desconocidas en las cordilleras plegadas, donde no obstante sería difícil fijar su existencia. A lo largo de las fracturas de Shanshi no hay rocas eruptivas más modernas. Las fracturas de la meseta no sólo corresponden en disposición a las líneas directrices de la comarca plegada, sino que describen (I-wu-lu-shan a Hong-shan, Tay-hang-shan) curvas similares del SSO.

al OSO. u oeste, con igual convexidad hacia el sureste que los pliegues en el país plegado (parte norte del Gran Jingan, norte y sur de Sajalin, sur de los montes Aldam, el lago Janka). En el último tal vez se indican los movimientos, en ciertos casos por la transición de fractura a costa de rías (de la bahía de San Wladimiro a la de Vladivostok). Lo que dijimos respecto de las complicadas relaciones en Manchuria evidencia que los pliegues arqueados también pueden estar cortados por fracturas.

Según nos aproximamos al Océano Pacífico aparecen los depósitos marinos mesozoicos. El triás del Usuri, las capas con *Pseudomonitis ochotica*, el jurásico medio de la costa de Ojotsk, las capas con Aucellas que penetran en el valle del Amur y las señales del piso del Volga, todo indica comunicación con el norte. Pronto aparece hasta Sajalin la trasgresión del cretáceo medio, a la cual se atribuye origen meridional en Europa, y hasta el estrecho de Turgay.

Los lechos con restos de plantas nos muestran que no sólo en Siberia, sino en la llanura del Amur y de la Manchuria, el gran continente, cubierto con frecuencia de grandes extensiones de agua dulce, existió allí durante larguísimo período; en algunas regiones desde el carbonífero, en otras desde el rético, por lo menos.

Esta es la parte oriental del continente de Angara. La afectan muchas líneas de dislocación cuyo labio oriental ha descendido. Sin embargo de esto, la tierra firme, en el decurso del tiempo, se ha ido extendiendo paso a paso hacia el este; de no ser así no se verían los depósitos mesozoicos. Su crecimiento puede explicarse por plegamientos sucesivos, pero principalmente por el hecho de que en todas partes han ocurrido hundimientos, en mucha mayor escala dentro de las regiones que ocupa el Océano.

Esta parte del mundo presenta excepcional oportunidad para determinar con cierta precisión la permanencia de un continente. Durante el largo período que representan los sedimentos fosilíferos de nuestro planeta el hilo de la vida orgánica no se ha roto, aunque, al parecer, su proceso de evolución no ha sido ni uniforme ni continuo. Deben haber tenido gran influencia los cambios del medio ambiente, sobre todo los tan repetidos en la extensión y límites del Océano. Los habitantes de la tierra firme y de agua dulce reaccionan contra esos cambios de modo distinto que los del mar. Para los primeros la ininterrumpida continuidad de la vida presume larga estabilidad de ciertos puntos, refugio de que nunca han carecido las formas vivientes marinas. Las conclusiones extremas deducidas de este principio, cierto en sí mismo, unido a consideraciones acerca de la gran profundidad de los mares, han conducido a la doctrina de la universal estabilidad de contingentes y océanos, teoría que la Naturaleza no confirma en absoluto. Sin embargo, en el continente de

Angara vemos una gran extensión de la superficie terrestre, que desde período remotísimo ha sido apta para servir de refugio a los animales terrestres y de agua dulce; bajo favorables circunstancias nuevas colonias pueden haber irradiado de allí en todas direcciones, como de la Isla del Paraíso de Linneo.

El continente del Angara no es la única región de esta índole.

## Notas del capítulo IV: Formaciones periféricas al este de la cima.

<sup>1</sup> *Geschichte der Gegenden an dem Flusse Amur, von der Zeit, da selbige unter Russischer Oberherrschaft gestanden* (G. F. Müller, Sammlung Russischer Geschichte, II, 5, und 6. Stück). In-8.º, Petersburgo, bei der Kays. Academie der Wissenschaften, 1758, páginas 293-448; (también contiene datos sobre los movimientos de los rusos en la región del Amur durante 1689; el P. J. B. Du Halde, *Description géographique, historique, chronologique, politique et phisique de l'Empire de la Chine et de la Tartarie Chinoise*, in-folio, París, 1735, y mapas; tomo IV, páginas 163-251: *Second voyage fait par ordre de l'Empereur en Tartarie par les Pères Gerbillon et Pereira, Missionnaires de la Compagnie de Jésus a la Chine, en l'année 1689*; véase también Gerbillon, *ibid*, pág. 57.

<sup>2</sup> Müller, *Von dem Amurflusse, besonders von der nordlichen Seite desselben und dem zwischen dem russischen und chinesischen Reiche bestimmten Gränzgebirge, wie auch von der Gegend der Udfusses und deren übrigen zwischen dem Ud und Amur in das Weltmeer fallenden Flüssen*. Auf Ihro kays. Majestät eigenhänd. Befehl v. 1. febr. 1740 u. Befehl aus d. hoh. dirig. Senat v. 8. febr. dess. J. verfertigte Nachricht (reprod. en A. F. Busching, *Magazin für die neue Historie und Geographie*, II, Theil, 1768, páginas 483-518; particularmente pág. 487).

<sup>3</sup> El P. Gerbillon, *Second voyage*, etc., pág. 198.

<sup>4</sup> A. Th. v. Middendorff, *Reise in den äussersten Norden und Osten Sibiriens während der Jahre 1843*. In-4.º, Petersburgo, IV, Theil, 1, 1867 y mapas; pág. 114, y, sobre todo, 211 y siguientes.

<sup>5</sup> Baron Gerhard Maydell, *Reise und Forschungen im Jakutskischen Gebiet Ostsibiriens*, II (Schrenck und Schmidt, Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches, 4. Folge, II, 1896, páginas 164, 206, 274, 320, etc.). Contiene importantes indicaciones sobre la orografía de esta región la obra de Fr. Schmidt, P. v. Glehn y A. D. Brylkin, *Reise im Gebiete des Amurstromes und auf der Insel Sachalin* (Baer und Helmersen, Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches, XXV, 1868, pág. 304 y tres mapas).

<sup>6</sup> P. Kropotkin, *Bosquejo de la orografía de la Siberia Oriental*, r. (Zapiski; Soc. Imp. Rusa de Geogr., V, 1875, páginas 1-91, un mapa y cuatro láminas de cortes; véase pág. 56, etc.). La existencia del Stanovoi oriental está formalmente comprobada en las *Memoires eines Revolutionärs* del mismo autor, in-8.º, Stuttgart, 1900, páginas 10-14.

<sup>7</sup> Kropotkin, *Olekma Vitim*, r. (Zapiski, Soc. Imp. Rusa de Geogr., III, 1873, pág. 378); *Orografía de la Siberia Oriental*, r. (*ibid.*, V, 1875, pág. 63).

<sup>8</sup> José Martín, *Voyage dans la Sibérie Orientale* (Compte rendu Soc. Geogr. Paris, 1887, páginas 226 y siguientes).

<sup>9</sup> A. Gerassimow (Exploración geol. ferrocarril de la Siberia, XIX, 1899, páginas 14, 15 y 23): «La línea de partición de las aguas no consiste de ningún modo en una cadena sencilla, sino que está formada por una serie de trozos sucesivos pertenecientes a relieves tectónicos distintos.»

<sup>10</sup> Príncipe Gędrojtz (Expl., etc., VI, 1897, páginas 83-137); la pág. 89 trata de la lí-

nea de partición de las aguas. Todas las posiciones geográficas que indicamos aquí están sacadas del mapa ruso de escala de 40 verstas por pulgada, mapa que debiera ser modificado según las recientes observaciones; por lo tanto, no tienen otro objeto que facilitar la orientación del lector.

<sup>11</sup> M. Ivanow, *Exploraciones geológicas en la cuenca del Alto Amur (región del Zeïa y del Bureïa) y ladera occidental del Pequeño Jingan*, r. f. (Explo. geol. ferrocarril de Siberia, VIII, 1898, páginas 51-79 y dos mapas; véase particularmente páginas 54 y siguientes).

<sup>12</sup> Ussolov, *Viaje a las fuentes del Gilyui y al Zeïa en el verano de 1858*, r. (Viestnik Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXII, 1858, páginas 143-160).

<sup>13</sup> J. Makerov, *Bosquejo geológico de los yacimientos auríferos de la cuenca del Amur*, r. (Izviestii, Sección Siberia Oriental, Soc. Imp. Rusa de Geogr., XX, núm. 3, 1889, páginas 38-40). Middendorff vió y reconoció el Tukuringra y ha comprobado que se refiere a la cadena divisoria (*Reise*, etc., IV, Theil, 1, pág. 217, y nota). L. Iachevsky también visitó estos yacimientos de oro (Materiales para la Geol. de Rusia, XIII, 1889, páginas 228 y siguientes y mapa, r.); véase además V. A. Ianchukovsky, *Gornyi Journal*, 1889, I, página 358.

<sup>14</sup> A. Stuckenberg, *Materialien zur Kenntniss der Fauna der devonischen Ablagerungen Sibiriens* (Mem. Acad. Imp. Sc. Petersburgo, 7.ª serie, XXXIV, núm. 1, 1886, pág. 20, y cuatro láminas).

<sup>15</sup> D. Ivanow, *La divisoria entre el Amur y el Zeïa*, r. f. (Explo. geol. ferrocarril de Siberia, XII, 1899, páginas 31-64, y mapa).

<sup>16</sup> P. Kropotkin, *Descripción del itinerario desde el puerto de Staro-Zurukhaitu por la ciudad de Mergen a Aïgun*, r. (Zapiski Sección Siberiana Soc. Imp. Rusa de Geogr., Irkoutsk, VIII, 1865, páginas 1-57). Andronnikov, que hizo el viaje de Staro-Zouroukhaiton a Tsitsikar, trajo pórfido, melafiro y basalto.

<sup>17</sup> M. Manakin, *Descripción del itinerario del puerto de Staro-Zurukhaitu por Mergen y Aïgun a Blagoviechtchensk a orillas del Amur*, r. (Zapiski Sous-Section de Tchita Soc. Imp. Rusa de Geogr., III, 1898, páginas 1-79).

<sup>18</sup> Diámetro, 400 metros; profundidad, 36 metros; altura relativa, 163,50 metros. El cráter se abre hacia el oeste; sus paredes buzan 45° hacia el pantano que ocupa el fondo; estas paredes están formadas de lava gris y roja y de escorias (Manakin, Memoria citada, pág. 45).

<sup>19</sup> I. V. Muchkétov, *Geología física*, r., in-8.º, I, Petersburgo, 1891, pág. 248.

<sup>20</sup> Muchkétov, *Notas geológicas acerca de la Mongolia oriental*, r. (Gornyi Journal, 1881, II, páginas 80-98, y mapa).

<sup>21</sup> L. J. Borodowski, *Materiales para la relación de la Expedición al Jingan del coronel Putiata*, r. (Zapiski Sociedad Científica de la redondez del Amour, Vladivostok, III, 1894, pág. 155, y un mapa); I. Muchkétov (Verhandl Russisch-k. Mineralog. Ges., 2.ª serie, XXX, 1893, páginas 448-450).

<sup>22</sup> N. von Prschewalski, *Reisen in der Mongolei*, etc., deutsch von A. Kohn, in-8.º, Jena, 1877, páginas 88 y siguientes.

<sup>23</sup> F. von Richthofen, *China, Ergebnisse eigener Reise und darauf gegründeter Studien, II, Das nordliche China*, in-4.º, Berlín, 1882, pág. 520 y lám. VI; mapa; y *Über Gestalt und Gliederung einer Grundlinie in der Morphologie Ost-Asiens* (Sitzungsber k. Preuss. Akad. Wiss. Berlín, 1900, XL, páginas 888-925; particularmente, páginas 900 y siguientes).

<sup>24</sup> M. Ivanow, *Exploraciones geológicas en la cuenca del Alto Amur (región del Zeïa y del Bureïa) y lado occidental del Pequeño Jingan*, r. f. (Explor. geol. ferrocarril de Siberia, VIII, 1898, pág. 63).

<sup>25</sup> F. Schmidt, *Reisen im Gebiete des Amurstromes*, etc. (Baer und Helmersen, Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches, XXV, 1868, páginas 21, 23 y siguientes y 173);

O. Heer, *Beiträge zur Jura-Flora Ostsibiriens und des Amurlandes* (Mem. Acad. Imp. Sc. Petersburgo, 7.ª serie, XXII, núm. 12, 1884, 122 páginas y 31 láminas); M. Ivanow, Explor. geol. ferrocarril de Siberia, VIII, 1876, páginas 64 y XII, 1899, y en otras partes.

<sup>26</sup> D. Ivanow, *La divisoria entre el Amur y el Zeïa*, r. f. (Explor. geol. ferrocarril de Siberia, XII, 1899, páginas 41, 48, y, sobre todo, 56 y 61).

<sup>27</sup> N. G. Meglitzky, *Relación de la Expedición a la provincia de Iakutsk en 1851, según sus manuscritos, diarios y colecciones por M. P. Melnikov* (Gornyi Journal, 1893, III, páginas 324-326). También Ditmar atravesó las montañas entre Nelkan y Aian; pero desgraciadamente se ha publicado muy poco de este viaje; K. von Ditmar, *Reisen und Aufenthalt in Kamtschatka in den Jahren. 1851-1855*, I (Schrenck und Maximowicz, Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches, 3. Folge, VII, 1890, páginas 71-77).

<sup>28</sup> K. Bogdanovitch, *Datos de los trabajos de la expedición minera a Osotsk y a Kamchatka*, r. (Izvestiia Soc. de Ingenieros de Minas, Petersburgo, sesión del 9 de diciembre de 1896, comunicado por L. A. Iatchevsky), r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXIII, 1897, páginas 42 y siguientes; carta fechada en Aian el 15 de octubre de 1896); por el mismo, *Resultats des explorations et des recherches de l'or accomplies par l'expédition d'Okhotsk-Kamtschatka sur la côte nord-occidentale de la mer d'Okhotsk*, in-8.º, 20 páginas y un mapa; K. Bogdanovitch und C. Diener, *Ein Beitrag zur Geologie der Westküste des Ochotskischen Meeres* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, CLX, 1900, Abth. I, páginas 349-369 y una lámina). M. Bogdanowitsch tuvo la bondad de confiarme los fósiles recogidos en estos penosos viajes, por lo cual me complazco en expresarle aquí toda mi gratitud.

<sup>29</sup> Ad. Erman, *Reise um die Erde durch Nord-Asien und die beiden Océane in den Jahren 1828 und 1830*. In-8.º, Berlín, 1833-1848, y atlas; *Historischer Bericht*, II, páginas 206-429, III, páginas 1-96. En esta obra (III, pág. 89), se trata de láminas verticales que atraviesan la Marekanka siguiendo la dirección ENE., que es la de la cadena de Verjoïansk, pero no sabría decir si estas divisiones responden a superficies de capas o a poderosos filones (véase el paisaje en el atlas).

<sup>30</sup> Bogdanowitsch und Diener, *Ein Beitrag zur Geologie der Westküste der Ochotskischen Meeres*, pág. 353.

<sup>31</sup> Meglitzky (Gornyi Journal, 1893, III, pág. 309, 319 y siguientes).

<sup>32</sup> Los dos cabos Mali y Bolchoï Dugandya están en la dirección norte y en su prolongación se halla la isla Feklistov, la más oriental del grupo de la isla Chantar. En la península cuyo extremo forman existe al oeste un riachuelo, el Byrrandja, y al este el cabo Nikta y la bahía de Mamga. Meglitzky señala al Byrrandja, y, por lo tanto, al lado oeste el terreno jurásico con *Belemnites*, *Pecten* y *Pholadomya*. Middendorff, que visitó la península algunos años más tarde, descubrió el Triásico con *Pseudomonotis ochotica* en el cabo Nikta y al sur de la bahía de Mamga; por consecuencia, del lado este. Bogdanovitch encontró fósiles determinados como jurásicos por Diener desde la desembocadura del Byrrandja hasta el cabo Dugandja.

<sup>33</sup> F. Schmidt, *Reisen im Gebiete des Amurstromes*, etc., páginas 144-168.

<sup>34</sup> M. Ivanow, *Exploraciones geológicas en la cuenca del Alto Amur, región de la Zeïa y de la Boureïa*, etc., r. f. (Explor. ferrocarril de Siberia, VIII, 1898, pág. 72).

<sup>35</sup> D. B. Ivanow, *Exploraciones geológicas en la región del Amar y las cuencas de los ríos Tunguska, Unma, Kur, Grande Bira*, r. f. (Explor. ferrocarril de Siberia, IV, 1897, páginas 45-58 y mapa esquemático; VIII, 1898, páginas 21-50 y mapa geológico). Los fósiles son, según Lutugin, *Productella* s. p. y *Spirifer medialis* (ibid, VIII, pág. 29).

<sup>36</sup> L. Batzewitch, *El Pequeño Jingan y sus ramales septentrionales*, r. f. (Explor. geol. ferrocarril de Siberia, VIII, 1898, páginas 1-19, y mapa 1); véase también el relato preliminar del mismo autor (ibid., IV, 1897, páginas 8-11, r. f.).

<sup>37</sup> M. Ivanow (Explor. ferrocarril de Siberia, VII, 1898, pág. 73).



<sup>38</sup> Los mapas chinos dan el nombre de Pequeño Jingan a otra cadena de montañas situadas al sur del Amur, y comprenden los afluentes orientales desde el Nonni hasta Mergen. El mapa ruso de escala 40 verstas por pulgada coloca el Malyi Jingan al sur del Amur, siguiendo poco más o menos los datos chinos; conforme a esta nomenclatura, el borde meridional del surco de erosión del Amur pertenece todavía al Pequeño Jingan. Cuando los rusos, siguiendo el Amur, alcanzaron este punto, comprobaron que los chinos llamaban Pequeño Jingan a las alturas que se extienden al sur de la garganta de Kamnyn, y, naturalmente, extendieron esta denominación al conjunto de montañas que encierran el curso del río. Entre tanto Middendorff, viniendo del norte, dió a la larga cadena comprendida entre la Bureia y el Amgun el nombre de *cadena de la Bureia*, y Semenov propuso el de *Duse Alin*, ya usado para uno de esos trozos en el norte. Pero entre tanto el nombre de Pequeño Jingan había arraigado tanto entre los colonos rusos, que ha sido preciso volver a adoptarlo después de los levantamientos de mapas hechos con motivo de la construcción del Transiberiano; y hasta durante los últimos acontecimientos políticos esta cadena ha sido designada también con el nombre de Jingan sin epíteto. Se puede, por otra parte, alegar en apoyo de esta elección el hecho de que el río Jingan, a su entrada en la garganta, corre al norte del Amur. En realidad, he aquí lo que es preciso retener: la cadena se prolonga ciertamente hacia el SSO. más allá del Amur, y efectivamente comprende por consecuencia la extremidad oriental de las montañas situadas al sur del Amur y llamadas Pequeño Jingan por los chinos y por el mapa ruso. Pero este extremo difiere de las montañas de Mergen y del aspecto principal del Pequeño Jingan chino, y todo el macizo es absolutamente distinto del Gran Jingan, que está muy alejado de allí; véase L. Batzewitch, *Explor. geol. ferrocarril de Siberia*, VIII, 1998, pág. 11. Sentido vacilante de la denominación de Jingan entre los chinos, véase también Middendorff, *Reise in den äussersten Osten und Norden Sibiriens*, IV, 1. Theil, pág. 214, y nota.

<sup>39</sup> E. E. Anert, *Informe preliminar acerca de la Expedición a Manchuria de la Sociedad Imperial Rusa de Geografía: parte geológica*, r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXIII, 1897, páginas 164-92). La antigua bibliografía de esta región está contenida en F. von Richthofen, *China*, II, páginas 65-69.

<sup>40</sup> Anert formula la misma hipótesis.

<sup>41</sup> D. B. Ivanow, *Explor. geol. ferrocarril de Siberia*, IV, 1897, y lám. III.

<sup>42</sup> Anert, *Informe* citado, pág. 190.

<sup>43</sup> Eug. von Chelnok, *Kurze Zusammenfassung der wissenschaftlichen Ergebnisse meiner Reise in China und in der Mandschurei in den Jahren 1896 1898* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlín, XXVI, 1899, páginas 251-261, un mapa y dos cortes); y *Vorläufiger Bericht über meine Forschungsreise in China* (Petermanns Mitteil., XLV, 1899, páginas 8-13). A consecuencia de las considerables lagunas que presentan los mapas actuales, es difícil de discutir estos datos; pero como Chelnok indica más adelante que la última de estas cadenas coincide con rocas cuya dirección es este-oeste y que alcanzan a Tie-lin-chan en el camino de Girin a Mukden, esta cadena hipotética, orientada del este al oeste, debería estar situada a los 42° 30' de latitud norte poco más o menos. Para Kin-chu-fu y Mukden, véase F. von Richthofen, *Ueber Gestalt und Gliederung einer Grundlinie in der Morphologie Ost-Asiens*, pág. 904.

<sup>44</sup> Yunghusband, *Proc. R. Geogr. Soc. Londres*, New Ser., 1892, pág. 158.

<sup>45</sup> Anert dice que se reconoce en las paredes cuatro olas de lava superpuestas. La barrera, por consecuencia, parece estar reproducida muchas veces (*Informe* citado, página 171). El botánico V. L. Komarov, compañero de viaje de Anert, describe el contraste entre la blancura de la espuma y el color negro de las rocas; señala un cráter al oeste y admite que la erupción pudo producirse en una fecha bastante lejos del período histórico; las crónicas manchúes mencionan, en efecto, un acontecimiento del mismo género, que

tuvo lugar en alguna parte de los alrededores de Ninguta (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXVI, 1898, páginas 139, 143 y 181).

<sup>46</sup> C. W. Campbell, *A Journey through North Korea to the Ch'ang-pai-shan* (Proc. R. Geogr. Soc. Londres, New Ser., XIV, 1892, páginas 153 y siguientes).

<sup>47</sup> D. W. Ivanow (Explor. geol. ferrocarril de Siberia, XVI, 1898, pág. 490).

<sup>48</sup> L. Batzevitch (Explor. geol. ferrocarril de Siberia, IV, 1897, pág. 7); D. W. Ivanow ibid., XVI, 1898, páginas 44, 45 y 93.

<sup>49</sup> Batzevitch, *Gornyi Journal*, 1890, III, páginas 134-143.

<sup>50</sup> D. W. Ivanow, *Los caracteres del Sijota-Alin. Bosquejo orográfico y geológico según los datos recogidos en 1894-1896*, r. f. (Explor. geol. ferrocarril de Siberia, XVI, 1898, páginas 1-118, mapa esquemático y mapa geológico).

<sup>51</sup> Así, el mapa de Ivanow indica a partir de este punto meridional extremo hacia el norte rocas volcánicas recientes en 130 verstas y en una longitud casi tan grande al norte del cabo Skalistaia. Entre la bahía del Emperador (Imperatorskaia Gaban) y el cabo de Castries, es decir, en más de dos grados de latitud, el sur y el norte están formados de terrenos volcánicos, el centro es desconocido. Las rocas que representan el papel principal son de basalto y de melafiros; pero parece que ciertas porfiritas y aun diabasas rodeadas de aureolas de contacto, representan una fase más antigua de esta gran alineación. Véase, por ejemplo, D. L. Ivanow, *Yacimientos de hierro magnético en la región de las bahías de Santa Olga y de San Vladimiro*, r. (Gornyi Journal, 1898, núm. 1, páginas 44-58 y mapa); el autor nombra aquí una caliza transformada en mármol blanco por la porfirita.

<sup>52</sup> M. Ivanov, *Investigaciones geológicas en la región del Ussuri*, r. f. (Explor. ferrocarril de Siberia, IV, 1897, páginas 15-44, y mapa II); véase también L. Batzevitch (ibid., páginas 2-8, y mapa I).

<sup>53</sup> Más exactamente en la confluencia del Kuburje, hacia el sur de la estación de Asuri, al sur de la confluencia del Sungara, que viene del lago Chanca.

<sup>54</sup> A. Karpinsky, *Investigaciones geológicas de Margaritoff en las orillas del golfo de Ussuri, cerca de Wladivostok*, r. f. (Bull. Comité geol. Petersburgo, VII, 1889, páginas 349-351), y Th. Tschernyschew, *Nota acerca de una colección de carbonífero de las cercanías de la ciudad de Wladivostok*, r. f. (Ibid., páginas 353-359); D. L. Ivanow, *Extractos de los informes acerca de la expedición minera en la parte sur de la región de Ussuri*, r. (Gornyi Journal, 1891, núm. 8, pág. 251); Edm. v. Mojsisovics, *Vorläufige Bemerkungen über die Cephalopoden-Faunen der Himalaya-Trias* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena. Mathem.-naturw. CL., CI, Abth. I, 1892, pág. 376); K. Diener, *Mittheilungen über triadische Cephalopoden-faunen von der Ussuri-Bucht und der Insel Russkij in der ostsibirischen Küstenprovinz* (Ibid., CIV, Abth. I, 1895, páginas 268-274), y *Triadische Cephalopodenfaunen der Ostsibirischen Küstenprovinz*, r. a. (Mem. Comité geol., Petersburgo, XIV, núm. 3, 1895, 59 páginas y cinco láminas; véase en esta memoria la nota de D. L. Ivanow, *Die Triasablagerungen im Sud-Ussuri-Gebiete*, páginas 3-8, y mapa); A. Bittner, *Versteinerungen aus den Trias-Ablagerungen des Sud-Ussuri-Gebietes*, r. a. (Mem. Comité geol., VII, núm. 4, 1899, pág. 35 y cuatro láminas). Mojsisovics distinguió dos faunas de cefalópodos, la más reciente de las cuales se asimila al Muschelkalk; la más antigua y la más rica (arenisca con Propty) está comparada provisionalmente por Diener con las capas *Ortoceras* de la India; este resultado está de acuerdo con las conclusiones de Bittner, el cual demostró que la mayor parte de los Bivalvas son idénticos a las especies de pizarras de Werfen. El yacimiento de Rasdolmaia, situado al norte y a poca distancia de Vladivostok, pertenece a un nivel diferente; allí es donde se hallan las capas con *Pseudomonotis ochotica*.

<sup>55</sup> Véase en particular Toyokitsi Harada, *Die japanischen Inseln, eine topographisch-geologische Uebersicht*, I, in-8.º, pág. 126 y cinco mapas, Berlín, 1890 (herausg. v. d. k. Japanischen Geol. Reichsanstalt); Edm. Naumann, *Neue Beiträge zur Geologie und Geographie Japans* (Petersmanns Mitteil. Ergänzungsheft Nr. 108, 45 páginas y tres mapas); y

el gran mapa geológico detallado del Japón, publicado por el Servicio geológico de aquel país.

<sup>56</sup> Matairo Yokoyama, *On some Fossil Plants from the Coal-bearing Series of Nagata* (Journ. College of Science, Imp. University, Tokyo, IV, 1891, páginas 239-247, y láminas XXXII-XXXIV).

<sup>57</sup> Matairo Yokoyama, Jurassic, *On some Fossil Plants from the Coal-bearing Series of Nagata* (Journ. College of Science, Imp. University, Tokyo, IV, 1891, páginas 239-247, y láminas XXXII-XXXIV).

<sup>58</sup> Matairo Yokoyama, *Jurassic Plants from Kaga, Hida, and Echezen* (Journ. Coll. of Sc. Imp. Univ., Tokyo, III, 1888, páginas 1-65, y láminas I-XIV).

<sup>59</sup> A. G. Nathorst, *Beiträge zur Mesozoischen Flora Japan's* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., LVII, 1890, páginas 43-60, y seis láminas); M. Yokoyama, *Mesozoic Plants from Kozuke, Kii, Awá, and Tosa* (Journ. Coll. of Sc., Imp. Univ., Tokyo, VII, 1894, páginas 201-231, y láminas XX-XXVIII).

<sup>60</sup> K. Jimbo, *General Geological Sketch of Hokkaido, with special reference to the Petrography*, in-8.º, 79 páginas y mapas, Satporo, 1892; y *Unsere geologischen Kenntnisse von der Insel Hokkaido in Japan* (Verhandl. d. Russisch-k. Mineralog. G. Petersburgo, 2. Ser., XXXI, 1894, páginas 305-311).

<sup>61</sup> M. Yokoyama. *Versteinerungen aus der japanischen Kraide* (Palaeontografica, XXXVI, 1890, páginas 159-202, y láminas XVIII-XXV); Fr. Kossmat, *Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst.*, XLIV, 1894, pág. 470, y *Untersuchungen über die Südindische Kreideformation* (Beitr. zur Palaon Oesterr.-Ung. u. d. Orients, herausgeg. v. W. Waagen, IX, 1895, páginas 119-133). Véase también R. Michael, *Ueber Kreidefossilien von der Insel Sachalin* (Jahrb. k. Preuss. geol. Landesanst., XIX, 1898, páginas 153-164, y láminas V-VI).

<sup>62</sup> P. v. Glehn, *Reisebericht von der Insel Sachalin* (Baer und Belmersen Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches, XXV, 1868, páginas 189-300; con un mapa por G. W. Schebunin). Un mapa general de la isla va unido al artículo de F. Immanuel, *Die Insel Sachalin* (Petermanns Mitteil., 1894, páginas 49-60, y lám. 5).

<sup>63</sup> J. S. Poljakow, *Reise nach der Insel Sachalin*; aus dem Russischen übersetzt von A. Arzruni, in-8.º, Berlín, 1884.

<sup>64</sup> Lopatin, *Informe del Gobierno general de la Siberia Oriental*, r. (Gornyi Journal, 1870, núm. 10, páginas 47 y siguientes; para el sur, véase sobre todo pág. 67).

<sup>65</sup> F. Schmidt, en P. v. Glehn, *Reisebericht*, etc., pág. 253.

<sup>66</sup> Poljakow, *Reise nach der Insel Sachalin*, páginas 23-67.

<sup>67</sup> Lopatin, *Informe* citado, pág. 70.

<sup>68</sup> P. v. Glehn, *Reisebericht von der Insel Sachalin*, páginas 242 y siguientes. Depósitos marinos cretáceos recubren capas conteniendo hojas del *Alnus*, *Fagus*, etc. En vista de los resultados inesperados que viene suministrando el estudio de la flora cretácea, no me atrevo a ver todavía en esta superposición la prueba cierta de una inversión.

<sup>69</sup> L. Batzevicht, *Description des sources de petrole de Sakhalin*, r. (Gornyi Journal, 1890, III, páginas 129-150, y lám. VII).

<sup>70</sup> P. v. Glehn, *Reisebericht von der Insel Sachalin*, páginas 219, 229 y 251.

## CAPÍTULO V

# EL ALTAI Y LOS ALTAIDES

Tomsk.—Alatau de Kusnetzki y Salair.—Arcos interiores del Altai.—Montes Kirguises.  
El Tian-šan.—Bei-šan.—San-Sjan-Tsy.—Lun-šan.—El Nan-šan occidental.—Sintaxis  
del Nan-šan y del arco de Yarkand.—Los Altaides.

La ondulada llanura que se extiende al este y más al sur de la ciudad de Tomsk, tiene mucha importancia para el estudio del Altai. Aunque cubierta en grandes espacios por continua selva pantanosa y de ningún modo notable por su relieve, es de las partes mejor conocidas de Siberia. Esto se debe a varias circunstancias, cuales las valiosas investigaciones del profesor Saitzew, de Tomsk, los estudios del ferrocarril siberiano que cruza la región y el estudio especial que hacen ahora del Altai por cuenta de los dominios de la Corona; simultáneo con estas tareas es el descubrimiento de carbón explotable que ha motivado abundantes prospecciones.

Del conjunto de las observaciones deducimos que *bajo la llanura que se extiende al este y al sur de Tomsk están los extremos de las tres cordilleras que convergen hasta su encuentro*. La primera procede del suroeste y ocupa el noroeste y el norte de dicha región; la llamaremos por ahora *cordillera de Kolyvan*. La del medio procede del SSE., y algo más al sur lleva el nombre de *Salair*; la tercera y más oriental, casi paralela a la media, es el Alatau de Kusnetzki que forma el límite por la parte de Minuzinsk <sup>1</sup>.

Luego de cruzar la estepa de Baraba y pasados Omsk y Kainsk, alcanzamos terrenos antiguos en la orilla derecha del Obi, encima y debajo de Kolyvan. En la confluencia del Inya, cerca del ferrocarril, dichos terrenos consisten en capas muy levantadas de pizarra y arenisca, que se arrumban al nordeste y que cortan venas de granito, roca que forma también una isla en el Obi. Derjawin ha hallado rocas análogas cerca de Guseletova, por

encima de la confluencia del Berda, y Saitzew halló granito mucho más abajo, cerca de Kruglikov; de modo que estas rocas arrumbadas al NE. o NNE. se han señalado del Obi Ayuso durante más de 150 verstas. El granito, según Derjawn, es posterior a las pizarras y arenisca, y lo rodea una zona de metamorfismo de contacto <sup>1</sup>.

Después el granito desaparece y comienzan las rocas devonianas que siguen la dirección de los afloramientos de granito, bajo la llanura de Tomsk, y más allá, también se las ve al este de esta ciudad.

Tal es la cordillera de Kolyvan. Aunque apenas alcanza a veces notable altura forma parte de un importante elemento tectónico y se señala por la anchura, constancia e independencia de dirección y lo erguido de sus pliegues. Hacia el NNE., pasado Tomsk, la cordillera desaparece bajo la llanura septentrional; al SSO. la corta en parte oblicuamente el Obi, y desaparece a lo largo de este río. Más allá se pierde de análogo modo bajo la parte septentrional de la estepa de Barnaul. Sin embargo, Derjawn considera que los montes que rodean la estepa del Baraba, en la orilla izquierda del Obi, también poseen basamento de rocas antiguas. Asimismo considera el notorio paralelismo de los cauces fluviales en la izquierda del Obi, por debajo de Barnaul, indicio de prolongación subterránea de dicha cordillera <sup>2</sup>. Respecto a la verdadera causa de la dirección de esas corrientes superficiales, carezco de elementos de juicio, pero puede observarse que la prolongación de la cordillera de Kolyvan tal vez se halla en las montañas de la estepa quirguisa allende el Irtysh.

Al sur, más allá del Inya, destaca desde la cordillera de Kolyvan una gran cúpula de pórfido, la montaña de Bugashak, y al este larga y comprimida cuenca de caliza carbonífera y capas de carbón inmediata al límite del Salair; *es la cuenca carbonífera del Elbash* que describió Inostranzew. Su dirección es NNE., el carbón que la compone antracítico, casi vertical. El camino de la posta de Tomsk a Barnaul sigue el lado oriental de la cuenca. En la zona límite entre este distrito y el del Salair, en el camino de postas, al sur del río Berd, asoman rocas que han sufrido dinamometamorfismo <sup>3</sup>.

Respecto del extremo norte del *Salair*, debemos inesperadas noticias a los trabajos de Derjawn e Inostranzew. Aquella potente rama del Altai, luego de disminuir de altura hacia el norte, termina abruptamente al sur del paralelo 55° N., en larga escarpa transversal, de unos 100 metros de altura, denominada *Tyrgan*. La cordillera se compone en su mayor parte de capas, al parecer del devoniano inferior, con las que se presentan muchas fajas de diabasa. En el Tyrgan asoma el granito <sup>4</sup>.

El grupo occidental del Salair forma la cuenca carbonífera del Elbash, que se arrumba al NNE., a lo largo del Kolyvan. Hacia el este y nordeste el devoniano superior yace sobre lechos del Salair quizás del devoniano inferior. Luego sigue caliza carbonífera y, por último, las capas inferiores

de la gran cuenca carbonífera de Kusnetsk. La serie cambia gradualmente de la dirección NNO. a nordeste y a la ONO., y envuelve el extremo norte del Salair. Puesto que también se han descubierto capas carboníferas bajo la llanura del norte del Salair, en Novo-Isylinskaia, es evidente que limita al Salair por el norte una bifurcación de la cuenca de Kusnetzki que se arrumba hacia el extremo norte de la de Elbash y que ambas se unen al norte del Salair <sup>6</sup>.

Como inmediata consecuencia, la cordillera de Kolyvan llega por el norte a las cercanías del Alatau de Kusnetzki.

Se creía que la gran cuenca carbonífera de Kusnetzki, entre el Salair y el Alatau de Kusnetzki, terminaba por el norte en Balajonka, a orillas del Tom (55° 32' N.); pero precisamente lo mismo que se prolonga hacia el noroeste, en el extremo septentrional del Salair, se prolonga hacia el norte, según estrecha faja entre el Tom y el Inya, como han mostrado las excavaciones próximas a la cabecera del Masatowskii Kitat, y, al fin, cruza la línea férrea. Ese estrecho sinclinal, que bordea por su lado sureste la caliza carbonífera, indica el verdadero límite bajo la llanura, entre la cordillera de Kolyvan y el *Alatau de Kusnetzki* <sup>7</sup>.

Al norte de la línea férrea se ven pocas señales del extremo norte del *Alatau de Kusnetzki*, pues desaparece casi por completo antes de llegar a dicha línea y cuando se ve es sólo su mitad occidental, o sea las series estratigráficas que comienzan por el devoniano inferior y buzan hacia el oeste o hacia la cuenca carbonífera de Kusnetzki. Esto supone que el devoniano, aún visible al este de Tomsk, pertenece casi por completo a la cordillera de Kolyvan.

Así llegamos al meridiano 86° este y más allá del paralelo 56° 30' norte. Al norte sólo hay llanuras, pantanos y selvas vírgenes, pero por encima del paraje indicado los elementos que podemos discernir son: (1) la cordillera de Kolyvan; (2) la cuenca carbonífera de Elbash, que puede considerarse sinclinal aplastado en la vertiente oriental de aquella cordillera; (3) el Salair, que termina prematuramente y que permite que alrededor de su extremo septentrional se una el del Elbash, con el elemento inmediato en orden; (4) la cuenca carbonífera de Kusnetzki, que forma el segundo sinclinal, y, por último, a levante de éste; (5) el Alatau de Kusnetzki.

EL ALATAU DE KUSNETZKII Y EL SALAIR.—El Alatau de Kusnetzki, como el Salair, presentan en su centro rocas metamórficas consideradas del devoniano inferior, y a ambos lados zonas de devoniano superior y caliza carbonífera. En muchos sitios aflora el granito, y en el devoniano inferior se ven fajas largas y anchas de diabasa. Tschihatschew consideraba, acertadamente, esa cordillera extremo nordeste del Alatau. En el norte esos terrenos arrumban al NNO. Cerca de Blago-nadeyni todavía se arrumba al NNO. (325°-330°); pero, según el mismo observador, la dirección de la cordillera y la de los terrenos giran juntas algo hacia el SSO., a

levante de las fuentes del gran Yuss (Ussa, afluente por la derecha del Tom), para unirse con los montes de Teletzkoié<sup>8</sup>.

De modo que la dirección del Alatau de Kusnetzki no es rectilínea, sino que forma arco algo convexo hacia el este, y eso explica cómo Tschihatschew relacione con esta cordillera las meridionales arrumbadas al SSO. o casi al mediodía, y situadas entre los meridianos 89° y 90°; por ejemplo, los montes Abakan y la cordillera limítrofe que se extiende más allá del paralelo 50° norte.

En esta parte sureste la cordillera indudablemente se encorva de nuevo, mientras que afectan la forma de las montañas muchas masas intrusivas de granito, sienita y diorita. Las observaciones de Malewski durante su viaje a lo largo de la frontera desde el alto Bujtarma, o sea desde el meridiano 87° E. hasta la latitud del lago Telezk, muestran que en esa gran cordillera, que al parecer corre primero al este y luego al norte, las rocas pizarreñas se dirigen principalmente al nordeste, sin relación con la forma de la cordillera ni con la situación de los nevados «goltzi»<sup>9</sup>.

De análogo modo Adrianow halló micacitas verticales con rumbo casi ENE. (260°), más allá de la cabecera del Chulyshman, donde en territorio mongol (50° 18' N.) el Kendyk-pup (monte del Ombligo) se alza en el centro del lago Kendykty (2.500 metros) y el Bukon-Bere fluye al sureste al Atjit-Nor<sup>10</sup>.

El Alatau de Kusnetzki debe alcanzar a la cordillera de Gorba en la orilla oriental del lago Teletzk, y entonces el Saliyugen la cordillera limítrofe antes mencionada correspondería a fragmentos de arcos más externos. Sin embargo, el hecho de que todas estas cordilleras formen arco cerca de la cabecera del Chulyshman, el Baska-ussa y el Chuya, tiene importante significado para la estructura del Altay.

Desde los contrafuertes más septentrionales del Alatau de Kusnetzki, en la llanura del sureste de Tomsk, hasta el punto en que la gran cordillera al sureste del lago Teletzk donde el Chulishman medio corta la prolongación de aquella, la distancia asciende a cinco grados de latitud, y desde allí hasta los puestos más meridionales de la frontera dos grados más.

Volvamos de nuevo al norte.

En la vertiente occidental del Alatau de Kusnetzki se apoya la cuenca carbonífera de Kusnetzsk. Gracias a las obras de Bogdanowitch, Derjavin, Verjukow y otros, su parte septentrional es la mejor conocida<sup>11</sup>. Sin contar los estrechos espolones del norte y nordeste, el eje mayor de la región productiva desde Balajonda hasta el extremo sur de la cuenca, mide unas 240 verstas; el ancho, de 80 a 100. Todas las capas son concordantes. Por encima de la caliza carbonífera, menciona Derjavin señales de culm, y luego capas de hulla de fuerte buzamiento. Con arreglo a los últimos estudios de Zeiller, las capas de carbón ascienden cronológicamente hasta el horizonte del Gondwana inferior<sup>12</sup>.

En el lado occidental de la cuenca comienza una inversión en grande trecho del borde del Salair, de modo que el carbón buza al oeste, bajo la caliza carbonífera. Luego un sinclinal más ancho sigue por el este hacia el centro de la cuenca, y después un anticlinal aún más al este, en dirección del Alatau de Kusnetzki. En el borde extremo oriental vemos de nuevo las capas muy levantadas. Así que la palabra «cuenca» no es exacta. En el centro de la región afloran grandes masas de melafiro.

El río Tom cruza el campo carbonífero (más cerca de su borde oriental), desde Kusnetzki, donde recibe su importante afluente, el Kondom, que procede del sur y SSO., y en cuyas orillas advertimos de qué modo se cierra la cuenca por el sur. Inostrasew ha hecho importantes observaciones respecto de los afluentes por la orilla derecha, el Tylbess y el Mundibash. Por debajo de Ail, a orillas del Kondom, la caliza carbonífera aflora debajo de las capas de hulla; los tramos sucesivos de las capas infrayacentes están metamorfizados por masas intrusivas de pórfido y porfirita. Rocas ricas en epidoto, granate y magnetita forman una zona arrumbada al NNE. También existen lacolitos <sup>13</sup>.

Siguiendo la región marginal, entre el Talair y el Alatau de Kusnetzki, nos acercamos al río Biya que sale del lago Teletskoie. Hace muchos años advirtió Helmersen con gran sagacidad *que los montes que corta el Biya entre el lago y el recodo del río, en Sandipskoie son continuación del Salair* <sup>14</sup>.

Como Helmersen estaba convencido de que más al oeste prevalecía el arrumbamiento oriental, se sorprendió mucho al hallar que sólo pequeña porción septentrional del arco que forma el lago Teletskoie, corresponde a valle transversal, y que la dirección meridiana de la parte mayor se aparta muy poco de la de las capas. En la septentrional del lago observó primeramente dirección al suroeste, en las capas levantadas, y a menudo verticales, de pizarras arcillosas; luego, a lo largo de la costa oriental y, sobre todo, en las faldas de las montañas de Gorbu, dirección al SSO.; en la costa occidental la dirección se aproxima todavía más al meridiano <sup>15</sup>.

El criterio de Tshihatschew acerca de la dirección del Alatau de Kusnetzki está de acuerdo con el de Helmersen respecto de su prolongación meridional.

*Ambas cordilleras se arrumban en su parte norte, al SSG., y las separa la cuenca carbonífera; luego, hacia la latitud de Kusnetzki, su dirección se inclina gradualmente al SSO., mientras que la cuenca hullera se levanta. En la cordillera frontera meridional es completa la inflexión al suroeste.*

EL ARCO DEL ALTAI.—El arco del Salair y el Alatau de Kusnetzki, así como la dirección constante al nordeste observada en la cordillera limítrofe son arranque de un arco que domina el centro orográfico, y con él las partes más elevadas del Altai.



Observemos primero que en esas grandes montañas, así como en la parte occidental del Altai, hasta más allá del Irtysh, no se conoce una sola faja importante de neis. En realidad, rarísima vez se encuentra esa roca en estas montañas, y a lo sumo con carácter muy local; notable contraste con lo que se advierte en otras altas montañas plegadas. Por otro lado, hallamos rocas pizarreñas en sorprendente abundancia; micacitas, pizarras cloríticas y pizarras arcillosas; las últimas mezcladas con capas de caliza y, hacia lo alto, fósiles devonianos o del carbonífero inferior en muchos puntos. Cortan a pizarras, como a las del Salair y el Alatau, granito, sienita, pórfido y diorita en diques y lomos. En las zonas de contacto hay muchos de los yacimientos metamórficos del Altai. Los basaltos de la antigua cumbre asiática han desaparecido allí. Parece que las masas intrusivas forman muchos de los goltzi, pero de ningún modo todos ellos. El concienzudo observador Gleber dice expresamente que no se encuentra granito en las morrenas del glacial del Bielucha, sino sólo pizarras cloríticas <sup>16</sup>.

El antiguo mapa de Gebler da clara idea del plan arqueado de las montañas, de acuerdo con la dirección de los terrenos. Procediendo del este, o sea de la meseta del Chuya, la cadena de Yik-tu se inserta entre el Yassater y el Topolewka, de modo que sus capas, muy inclinadas, se arrumban al ENE. La corta el Argut, y al oeste de él se halla el Bielucja y el vértice del arco. Los picos del Yik-tu alcanzan de 4.000 a 4.200 metros, según Sapounikow, y los del Bielucha de 4.400 a 4.540 <sup>17</sup>. En el espacio que comprenden el Argut y los montes Koksú y Katunj, la dirección de la cordillera pasa primero al noroeste y luego al NNO.

Helmersen también insiste en el plan arqueado. Considera el Bujtarma valle longitudinal del primer arco. Aunque Malewski halló que la dirección era aún nordeste, en lo más alto del Bujtarma, cerca de Ulam-dabassu, Helmersen comprobó que ya había llegado a ser noroeste a mitad del curso del río. Al norte del Bujtarma los montes de Jolsum se alzan como fragmento occidental de un primer arco. Sigue un gran surco arqueado, al que corresponden los valles del Alto Katunj, del Koksú y del Yassater, y al norte está el arco más alto de los montes Katunj antes mencionados, con el Bielucha <sup>18</sup>.

Parece que el Jatun medio, desde Ujmon hasta su unión con el Argun, debe también considerarse valle longitudinal de un arco, y que los montes Terektaiskii representan un fragmento de un tercer arco. Pero, según Klemenzenz, en la mayor parte del valle del Chuya prevalece el rumbo que varía del NNO. al NNE. y mantiene su dirección hasta los montes del lago Teletzk, que son prolongación del Salair y del Alatau.

Tshihatschew, que denomina al Yik-tu «cordillera de los montes Arhyte», compara acertadamente las largas ramas del Altai con la Sierra Nevada de España, a la que caracteriza su ancha bóveda monótona exclusivamente compuesta de pizarras <sup>19</sup>.

Helmersen escaló la cordillera del Katunj desde Ujmont, cerca de la unión del Koksú y el Katunj superior, y por sus laderas oeste y suroeste subió a grande altura, casi hasta las fuentes del Katunj y el glaciar de Bielucha. En la subida halló pizarras cloríticas y alguna serpentina, y luego, en varios puntos, granito, sienita y gabro. Pero las rocas predominantes eran pizarras. El descenso hacia las fuentes del Katunj, así como la travesía de la parte meridional de la cordillera de Jolsun hasta el Bujtarma superior, fué en absoluto por pizarras arcillosas <sup>20</sup>.

Schtschurowski, acompañado por Gebler, cruzó las crestas del Jolsun septentrional y comprobó que también allí se compone la cordillera, en su mayor parte, de pizarra arcillosa. Una masa de granito aflora entre los ríos Uba Blanco y el Negro y alcanza la cabecera del Turgussun. Diques de pórfido atraviesan las pizarras en varios sitios, y hacia las fuentes del Koksú Superior o Menor comienza esa roca en masa. El pico más alto del Jolsun (alcanzado recientemente) consiste en pórfido y lava amigdalóide, que rodean pizarras arcillosas <sup>21</sup>.

Si dejamos las grandes cordilleras y nos dirigimos al norte, hacia la estepa de Barnaul, o al oeste, hacia el Irtysh, advertiremos que persisten aislados afloramientos de granito. Las rocosas columnas del lago Kolyvan son uno de los ejemplos más conocidos. Al mismo tiempo fósiles devonianos y del carbonífero inferior aparecen en las rocas estratificadas. Hacia el norte hay tendencia al rumbo septentrional, mientras que hacia el Irtysh predomina el rumbo noroeste.

Inostranzew cita el arrumbamiento meridional de las cuarcitas y pizarras cloríticas en el norte, junto al borde de la estepa, cerca de la aldea de Rutchen, a orillas del Loktevka, donde el plegamiento envuelve las capas carboníferas <sup>22</sup>. Abundan testimonios acerca de la existencia de fósiles devonianos en la vertiente occidental hacia el Irtysh, en el descenso del Bugtarma inferior hasta más allá del Ulba <sup>23</sup>.

Aguas abajo de la confluencia con el Naryn, el Irtysh corta en larga distancia la dirección de las pizarras arcillosas con ángulo tan agudo que puede considerarse que su cauce ocupa un valle longitudinal. Allí, a orillas del Irtysh, ancho afloramiento de granito recubre capas muy levantadas de pizarra arcillosa. Hermann, G. Rose, Humboldt, Helmersen, Cotta y otros han mencionado ese notable fenómeno, y han intentado explicarlo, tanto por deslizamiento mecánico como por fenómenos de expansión. Bogdanow describe una extensión de seis millas de longitud entre los ríos Barreshnikov y Koslovka, en la cual el granito yace sobre la superficie desigual de las pizarras arcillosas erguidas <sup>24</sup>.

Las mismas pizarras arcillosas y otras cloríticas, con rumbo nordeste, forman el sistema de Kalbin, al oeste del Irtysh.

En el sureste, más allá del sistema de Naryn, al lago *Marka-kul* (1.407 metros), profundamente encajado en las montañas, yace al pie del alto

*Sary-tau* y de sus estribaciones. Según Struve y Potanin, la cumbre de *Sary-tau* (3.268 metros) es una mole redondeada de granito accesible por todas partes y con diques de diorita. Una serie de valles marca el límite entre esa mole y las cordilleras circundantes, compuestas de pizarras verdes que a orillas del lago arrumban al nordeste <sup>25</sup>.

De aquí podemos deducir que el *Sary-tau* pertenece al Altai, y posiblemente a la parte sur de su arco más meridional, poco conocido.

El Altai ruso es distinto de la antigua cumbre asiática, cual lo muestra con mayor claridad la disposición del Alatau de Kusnetzki, en ángulo recto con el rumbo principal de la mitad occidental de dicha cumbre, y también el avance de las estribaciones independientes del Alatau de Kusnetzki, en la región intermedia de Minuzinsk.

El Altai Ruso se distingue del Altai del Gobi por su desviación y composición. El primero presenta espesas capas de pizarra, en parte paleozoicas, mientras que en el segundo predominan neises y rocas arcaicas, y abundan largas fallas y pilares. Por desgracia se desconoce casi el límite entre ambas cordilleras. Probablemente en la frontera mongola hay una continuación tectónica de Jolsum o de algún otro arco exterior del Altai Ruso. Ya se ha dicho que la transgresión del devoniano, procedente del Tannu-ola y Jarkira, acaso afecta a la cuenca del Kobdo superior.

En el alto Chuya hay capas con restos vegetales de la serie de Angara <sup>26</sup>. También existe a orillas del Bugtarma lignito terciario <sup>27</sup>.

LA ESTEPA KIRGUISA.—La cordillera de Kalbin, que sigue la orilla izquierda del Irtisch hasta cerca de Ust-Kamennogorsk, todavía pertenece al Altai, cuyas rocas afloran en colinas aisladas en larga distancia al NNO. En la ciudad de Semipalatinsk el Irtisch presenta estratos devonianos, y Wysotzki ha indicado en ambos lados del ancho valle, hasta más allá del paralelo 51° 30' N., asomos aislados de granito, pórfido, diabasa, devoniano y caliza carbonífera, bajo capas marinas más antiguas o bajo una cubierta aún más reciente. La cordillera no termina en falla, sino que sus pliegues denudados van ocultándose bajo la llanura <sup>28</sup>.

Más al suroeste, pasada la línea del lago Saissan, vemos larga cadena arrumbada al noroeste, a la que corresponden las colinas de Kandygatai (al norte del camino de Kolpekty a Sergiopol), Alyan, Arkat y Urdatau, y que antes del meridiano 78° E. alcanza la montaña de Degelen (921 metros), de granito y pórfido, y la unión con la montañosa comarca de la *Estepa Kirguisa*.

Aún más al suroeste del lago Saissan, la larga cordillera de Tarbagatai, con aquel suave arco hacia el sur característico de las ramas del Tian-xan, se arrumba al noroeste; continúa más allá de Sergiopol como rama de Chinguis, y luego, al otro lado de la divisoria, entre el Irtisch y el Baljasch, se une, lo mismo que la cadena anterior, con las montañas de la *Estepa Kirguisa*. El monte de Kuu, que como el Degelen se compone de

granito y pórfido, representa la verdadera terminación de la cadena Targatai-Chingis. Los montes Kuu y Degelen se unen por medio del pliegue devoniano de Murdyk, que también se arrumba al noroeste.

Ocupan el país largos pliegues de cuarcita del devoniano inferior y anchos sinclinales del superior y caliza carbonífera alojados en aquéllos, lomas redondeadas de granito y riscosos picos de pórfido. Algunos de los pliegues domina con casi 1.000 metros a la comarca circundante. Se considera estepa esta comarca a causa de la índole de su vegetación y de su pobreza forestal.

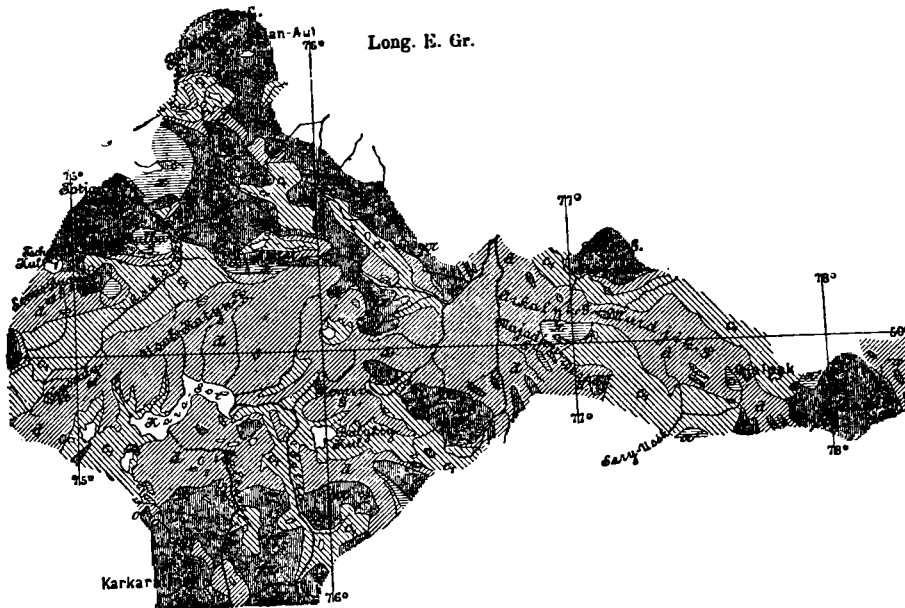


FIG. 8.—Montañas de la estepa Kirguisa entre Karkaralinsk y Baian-Aul (según Wysotzki).  
 $\gamma$ ,  $\pi$ , granito y pórfido;  $\pi'$ , toba porfídica;  $d$ , devoniano;  $c$ , carbonífero inferior.

El contorno de esta región montañosa es indeterminado por todas partes, excepto en lo que se refiere a la mencionada unión con las ramificaciones al noroeste, que irradian de las cordilleras del Asia Central. Aminorada de altura, se rompe en colinas aisladas y desaparece bajo el llano. Hacia el nordeste lo oculta hacia Pawlodar la tierra baja. Krasnopol'ski ha demostrado que en el lecho del río Seleta, entre Omsk y Akmolinsk, pueden reconocerse las mismas rocas de las montañas bajo la llanura hasta el paralelo 53° N. <sup>29</sup>. Al noroeste se halla Kokshetau, junto al borde. El país montañoso llega al Ishim, pero en el suroeste, hacia Turgai y las arenas de Kara-kum, y en el sur hacia la estepa del Hambre o Bedpak-dala, así como hacia la orilla norte del lago Baljash, el límite es casi indefinido y en su mayor parte muy poco conocido.

La existencia de metales y carbón ha motivado muchas expediciones mineras a aquellas regiones, especialmente la de Theophilatjew en 1814 y luego la que emprendió Antipow. Los estudios de Krasnopol'sky correspondientes al ferrocarril siberiano, en el noroeste y norte; los de Wysotzki en el este (Karkaralinsk, Baian Aul), y de Meister en el oeste (Akmolinsk, Atbasar), dan idea de la estructura general del país <sup>50</sup>. Debemos a Meister un resumen de dichos trabajos y un mapa de la región entre los meridianos 66° y 67° E. <sup>51</sup>.

La comarca se compone de granito, pórfido y diabasa a la vez que estratos devonianos y carboníferos. Las capas de hulla que hay en varias localidades se encuentran, según Krasnopol'ski, en caliza carbonífera o en granito <sup>52</sup>. Como allí se han hallado *Asplenium Whitbyense* y *Phyllothea striata*, no hay duda de que parte de la serie carbonífera es más reciente que el carbonífero.

En lo que se refiere a los pliegues, unos se arrumban al noroeste y otros al nordeste. En el sureste hasta la región entre Karkaralinsk y Baian-Aul prevalece la dirección noroeste del Tarbagatai. El mapa de esta región debido a Wysotzki, muestra de qué modo la cordillera devoniana de Murdyk y su prolongación, el Arkalyk se aproximan a esta región con rumbo noroeste, mientras que el pliegue, también devoniano, de Ush-Katyn, avanza con rumbo nordeste. Así mismo muestra de qué manera al norte de la ciudad de Karkaralinsk se cortan ambas direcciones de plegamiento.

Pero hacia el oeste desaparece pronto el rumbo noroeste, y prevalece el nordeste con plegamiento amplísimo y suave. Una cadena devoniana de estos pliegues forma la divisoria entre el Chiderta y el Ulenta, y una segunda, el elevado Ermen-tau, separa el último río del Seleta. En todo el oeste se revela la estructura en la forma del suelo. Los pliegues con dirección nordeste cruzan el Ischim hacia el sur, y uno de ellos produce el brusco codo del Nura. Más allá de Akmolinsk se allana la comarca ribereña del Ishim, y hacia el sur se abre en amplia llanura salpicada de lagos. La arenisca devoniana es casi horizontal; la caliza carbonífera con *Productus giganteus* ocupa una cuenca achatada. Todavía al oeste un anticlinal más importante dirigido al nordeste forma el pliegue de *Yarkain Agach* que produce el brusco codo del Ishim, cerca del meridiano 66° E. El pliegue consta de granito, que limita por ambos lados arenisca devoniana, y se extiende al nordeste hasta el monte Agach Bel, a los 52° de latitud norte.

En la misma latitud aflora en el Ischim análogo anticlinal, el Bek-Chantai.

En el recodo del Ischim terminan las observaciones de que dispongo. Desconozco la estructura de la comarca montañosa, más al sur de la cabecera del Sari-su.

Volvamos al este. Se deduce de las noticias que tenemos, que los

pliegues arrumbados al noroeste quedan cortados por los que se dirigen al nordeste. En la cuenca carbonífera de Ekibbas-tus (51° 40' N., y no lejos del meridiano 76° E.) hay dirección noroeste y ligera caída de la rama norte, hacia el suroeste. Entre las ramas del Altai y el Tian-xan, por un lado, y los Urales, por el otro, existe un sistema independiente de pliegues (algunos de ellos muy débiles), que se arrumban al nordeste, ocupan la región entre Ishim y Karkaralinsk, y encuentran en ángulo recto con los pliegues del Tarbagatai. Los denominaremos *Pliegues Kirguises*.

Hay innegable semejanza entre estos pliegues y los de Kolyvan, que también se arrumban al nordeste, cruzan por enfrente del Salair en ángulo recto con su dirección, y luego desaparecen en las orillas del Obi bajo la llanura. Podríamos deducir con mayor confianza alguna conexión entre los pliegues del Kolyvan y los Kirguises, si no fuera porque hacia el oeste los últimos toman, al parecer, dirección NNE. Al menos Krasnopol'ski señala la dirección en el Agach, como hora I-2 (30 a 60° E. de N.). Sin embargo, allí las sillas y bóvedas se allanan hasta tal punto, que sería más apropiado hablar de ondulación. Los pliegues más antiguos emergen del suelo que forman en fajas paralelas.

La primera de las grandes cordilleras fronteras de los montes Kalbin es el *Tarbagatai*, que continúa más allá de Sergiopol, por el Chingis-tau, y forma el primero de los arcos que se doblan hacia el suroeste. Hemos visto que avanza hacia la masa montañosa de Saur, en el sur, y que las líneas disyuntivas de Dzungaria, y cierta tendencia a la formación de fosas las hace descender en el lado oriental, en las riberas del lago Saissan. También hemos explicado cómo hacia el noroeste el Chingis encuentra a los pliegues kirguises.

Por el amplio intervalo entre el Tarbagatai y la primera rama del Tian-xan divergen cual olas perdidas el Urkachar y el *Alatau de Dzungaria*. La dirección de ese segmento montañoso es aberrante, y probablemente representa tan sólo la parte oriental de un arco cuya rama noroeste ha abortado. Sin embargo, lo cortan de modo característico líneas disyuntivas, que corresponden al rumbo noroeste y a la situación de los otros pliegues montañosos. Tales líneas producen la notable *fosa del Ebi-nor*, en la que se alinean sucesivamente los pantanos de Schicho, los lagos Ebi-nor, Yalanash, Ala-kul, Uyali y Sassyk-kul; la fosa descende hasta los 213 metros en Ebi-nor, y se abre (en ángulo recto con los montes de Dzungaria), hacia la depresión el lago de Baljasch.

Así alcanzamos el *Boro-joro*, una de las largas ramas de la virgación del Tien-xan. Como ya hemos incluido una descripción de esa virgación debida a la pluma de Muschketow, la mayor autoridad en la materia (I, página 469), sólo serán necesarias algunas observaciones acerca de las cadenas intermedias que siguen luego. En una obra que acaba de aparecer, Muschketow manifiesta que no admite el criterio antiguo de que varios

arcos siguen dos direcciones independientes de elevación con dirección ONO. y nordeste, sino que esas direcciones representan más bien fragmentos de arco, «resultados producidos simultáneamente por uno y sólo proceso geológico». Además, asegura que «todo el Tian-xan, desde Bar-kul al Indu Kuṣ y al Karatau, representa una reunión de muchos pliegues arqueados, distintos en tamaño, pero uniformes en dirección, convexos hacia el sur y cóncavos hacia el norte»<sup>33</sup>.

No determina la virgación del Tian-xan la hendidura de un tronco común, pues este tronco existe sólo en apariencia y se debe a la reunión de varios haces con rumbo más o menos próximo al ESE. Al mismo tiempo las varias cadenas, así como las depresiones intermedias, cual el valle del Ili, se ven en largas distancias, y tal ocurriría, aún en mayor escala, si no fuera porque en algunos sitios la rama nordeste de un arco queda detenida por la OSO. del inmediato, lo que produce estructura imbricada como de tejado, aunque tal vez fuera más adecuada la imagen de grandes y anchísimas gotas adheridas a la esfera terrestre y rebosando unas sobre otras.

Puede reconocerse esta misma estructura en el borde extremo meridional.

En la región del *Jan-tengri* (7.300 metros) se marca tanto la forma arqueada del borde meridional, que (con arreglo a la descripción de Ignatiev) la dirección desde el lago Kokshal en adelante es exactamente nordeste. Forman esta parte más alta del Tian-xan pizarras arcillosas y mármol blanco, con fajas de caliza carbonífera que contiene *Productus giganteus* y que cortan masas de granito y de sienita. El neis, aun en las morenas, escasea más de lo acostumbrado en montañas de tal altura<sup>34</sup>.

En el propio Jan-tengri, que representa el extremo de esta rama del arco de Kokhsal arrumbada al nordeste, se alza en el borde meridional un ángulo entrante, y luego, al norte del paso de Musart, comienza el rumbo ONO. y un nuevo arco se aproxima al borde.

Este nuevo arco es muy largo; procede del *Kara-tau*, sigue la orilla sur del Issyk-kul hasta el Mussart, y alcanza el borde meridional del Tian-xan con el nombre de Jalik-tau.

En el meridiano 83° E. lo reemplaza otro arco, que en su punto de emergencia se denomina *Kok-tepe*, pero es sencillamente parte de la cordillera de *Kuruk-tag*, que más allá del Tian-xan forma el borde meridional del Bei-xan.

Volvamos nuestra atención a la orilla norte del lago Issyk-kul.

La cordillera de *Alejandro* sigue a lo largo de esta orilla por el Kungei-Alatau. La misma rama, según Muschketow, forma el Ish-kilik, y, por último, el paso de Narat (84° 15' E.), en el pequeño Yul-duss<sup>35</sup>.

Sigue el surco del Ili y del Kunges, que se arrumba al SSE. También es ésta la dirección de la larga cadena de *Boro-joro*, y su prolongación el

Iren-Jabirgan, al que sigue hacia el este el *Chol-Tag*, borde norte del *Bei-xan*. No conozco la estructura de la divisoria entre el *Bagrash-kul* y el río *Algoi*, y no puedo asegurar que el *Boro-Joro* y el *Chol-Tag* sean partes de la misma cordillera. Pero el *Chol-Tag* puede reconocerse, al oeste del meridiano de *Urumchi*, como perteneciente al *Tian-xan*. El corte que publicó *Bogdanowitsch*, desde *Kurlia* a la zona de hundimiento de *Liuk-chun*, que intersecta todos los eslabones entre el *Tian-xan* y el *Bei-xan*, muestra cuán íntimamente se relacionan <sup>36</sup>.

El *Bei-xan*, entre el *Kuruk-tau* y el *Chol-tag*, se compone únicamente de las ramas alargadas del *Tian-xan*.

Al este del *Urumchi* se alza a grande altura una rama arrumbada al ESE. Su cumbre, el *Bogdo-ola* (5.100 a 5.500 metros), está al lado del *Urumchi*; al norte de *Turfan* la misma cordillera llega a los 3.600 y 4.000 metros. Por las modernas descripciones sabemos que el *Bogdo-ola* se compone de pizarras metamórficas, cuarcita y filitas negras; pero *Klemen*z me asegura que, aunque alcanzó en el *Bogdo-ola* mayores alturas que sus predecesores, sólo halló melafiro, tobas volcánicas y brechas.

La parte oriental de esa cordillera desciende por escalones hacia *Turfan* y *Liuk-chun* y pie norte del *Chol-Tag*, el cual, no obstante su penetración en la masa del *Tian-xan*, se distingue por una grieta profunda y longitudinal que forma el labio sur de una larga fosa.

Los hermanos *Grum-Grimailo* advirtieron en el otoño de 1889 que en un paraje del sur de *Turfan* la superficie del suelo está por debajo del nivel del mar. Pocas semanas después *Piewtzow* comprobó ese inesperado descubrimiento. Las medidas mostraron 102 metros de desnivel. Ocupa aquel paraje un pantano salado <sup>37</sup>.

Podemos observar por lo pronto que en la región oriental del *Tian-xan* el rumbo se ha trocado en este-oeste.

Contamos con varias descripciones de la depresión de *Liuk-Chun* que concuerdan en que se trata de una fosa típica descendida según fallas y flexiones paralelas y longitudinales, y en que la dislocación afecta, no sólo a las arcillas carbonosas y areniscas abigarradas de la serie de *Angara*, sino también a los conglomerados rojos y areniscas blandas de la serie de *Gobi*. Hacia el norte forman el borde de la fosa dos lomas, el *Yargess* y el *Tus-tag*. A lo largo del último el hundimiento alcanza sólo unos 360 metros; forma el borde meridional el pie norte del *Chol-tag*.

El corte transversal que dibujó *Bogdanowitch* del noroeste a sureste, hasta el fondo de la depresión, muestra que el *Yargess* se compone de pizarras antiguas plegadas, cubiertas por manchones de la serie de *Angara*. Luego, a nivel inferior, los mismos depósitos forman un descansillo o terraza con estratificación muy trastornada, y de igual modo se hallan más abajo las capas del *Gobi* <sup>38</sup>.

Los hermanos *Grum-Grimailo* han descrito el descenso desde el



nordeste, y han proporcionado notable información acerca de la discordante superposición de las capas de Gobi sobre la inclinadísima serie de Angara<sup>39</sup>.

Debo a la atención de Obrutschew el corte adjunto, a lo largo del meridiano de Turfan, que muestra la existencia de melafiro y porfirita en el pie meridional del Yargess; un anticlinal roto o flexión en el Tus-tag y capas del carbonífero inferior descendidas al pie del Chol-tag. Este bosquejo indica también que las fallas no son de la misma edad.

Hacia el oeste esa notable fosa se pierde en el pendiente valle del río Algoi. Al este la cubre primero espesa acumulación de arenas sueltas, la *Kum-tag* o «Montaña de Arena», amplia loma que pronto alcanza 300 a 400 metros sobre el mar. Obrutschew al dirigirse desde las laderas meridionales del Syr-kyn-tag a Pit-xan y el paso de Chiktim-tag observó en el borde norte de la Montaña de Arena, en las capas de Angara y depósitos del Gobi inflexiones y fracturas que, a juzgar por su disposición, co-

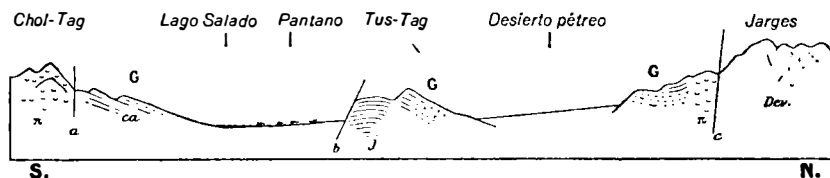


FIG. 9.—La fosa de Ljuk-chun.

Dev., devoniano; ca, carbonífero inferior; π, pórfido; j, capas de Angara; G, depósitos de Gobi; a, b, fallas (de un bosquejo de W. Obrutschew).

responden a los arcos y fracturas de Tuss-tag (fig. 9.<sup>a</sup>). En Chiktim, donde termina la Montaña de Arena, reaparece el fondo de la fosa. Desde el elevado Tian-xan, allí compuesto de pizarras y diabasas, el país desciende hacia el sur, a veces como amplia llanura y a veces según una serie de escalones. Al este de la Montaña de Arena, según las descripciones de Roborowski y Koslow, aparece a lo largo del pie de Chol-tag una comarca desierta, por completo privada de agua, y que forman los depósitos de Gobi, en los que el viento ha esculpido fantásticas formas. Es el «Valle del Diablo» (unos 300 metros de altitud). En un punto cerca del pie norte del Chol-tag asoma el basalto. Por último, la comarca desciende de nuevo a lo largo del pie norte de la cordillera hasta que alcanza un nivel de 36 metros (o algo aún inferior). Es un lugar próximo al meridiano 92° E., no lejos del campamento de *Sulgassar*. El inmediato lago de Xona-nor (101 metros) recibe las aguas procedentes de la ciudad de Hami (856 metros)<sup>40</sup>.

En esta región el pórfido, la toba porfírica y el melafiro intervienen mucho en la estructura de los estribos o terrazas de la base del Tian-xan.

En las capas hulleras de Tash-kese, entre Lao-chin y Hami, halló Obrutschew restos de *Phoenicopsis* y *Ginkgo* <sup>41</sup>.

Al este de Hami, en el borde oriental de la faja de desierto que puede considerarse prolongación de la fosa, hay una serie de estribaciones a las que domina el *Karlyk-tag*, nueva y potente rama del Tian-xan, desde la que se disfruta magnífico panorama, que han descrito Roborowski y Koslow. Por espacio de 50 verstas sus picos nevados se alzan unos tras otros hasta los 4.500 metros, y los glaciares, que entre ellos descienden, presentan horribles precipicios. Su prolongación al este es el Emir-tag. Luego la gran cordillera se descompone en aisladas lomas peñascosas; al este se extiende el desierto <sup>42</sup>.

Estas partes orientales del Tian-xan contienen capas de Angara, pórfito, pizarras y lomas de granito y sienita; el neis abunda más que en el oeste.

El río Jaya que corre hacia el sur, desde los campos de hielo del *Karlyk-tag*, por el desierto y las estribaciones, desemboca, según Obrutschew, en un lago, junto al borde norte del Bei-xan, o, más bien, de la cordillera de Yo-shui-xan. En el lago desemboca un valle, procedente del este, que los mapas denominan Protok-Yandunskii, *Río de Yandun*. La altitud es mayor que en el oeste (770 metros), y la configuración del suelo tan peculiar, que G. E. Grum-Grimailo se inclina a creer que en otro tiempo corría un gran río de este a oeste, entre el Tian-xan y el Bei-xan, en la depresión del Liuk-Chun <sup>43</sup>.

Obrutschew detalla esa parte de la depresión, al oeste del meridiano 95° E. Amplio territorio detrítico se extiende al sur del *Karlyk-tag*, y lo interrumpen rodales oscuros de diorita, pórfito, granito y pizarras silíceas negras. Al sur de las últimas estribaciones continúa la ladera hacia las colinas que rodean las fuentes del Utun Odsi (1.135 metros), que se componen de depósitos de Gobi sobre restos denudados de terrenos antiguos. Al sur de Utun-Odsi, cerca del nacimiento del *Ya-dsi-chuan* (1.350 metros), el suelo desciende hasta los 490 metros. Allí la depresión parece verdaderamente un antiguo valle fluvial, que se dirige desde el este al lago en el cual desemboca el Jaya. Nada sé acerca del nivel de este lago. Allí está el extremo oriental de la gran depresión que Obrutschew considera en conjunto fosa tectónica, desde Toksum y Turfan hasta el nacimiento del *Ya-dsi-chuan*, y la denomina *hundimiento marginal del Tian-Xan* <sup>44</sup>.

A lo largo de esta fosa, desde el meridiano 88° 30' E. hasta el 95° 30' E., la parte más profunda de la depresión está inmediata al lado meridional. En el extremo occidental desciende a los 102 metros, pero en el oriental queda en parte rellena, si bien no puede juzgarse hasta qué punto, a causa de los derrubios de las montañas. Sólo la arena que el aire arrastra desde el Kun-tag basta para formar, cerca de la parte más honda de la depresión, ancha loma que se eleva a 300 y 400 metros.

EL BEI-XAN.—Los hermanos Grum-Grimailo diferenciaron esta cordillera de los otros grupos montañosos. En lo que se refiere a su estructura parece ser ancha zona de pliegues arrumbados al este o ESE., que proceden del Tian-xan, y que lo mismo al norte que al sur, que en toda su longitud, o al menos en grande espacio, presenta fracturas y hundimientos a manera de pilar, y que cruza el Gobi hasta más allá del Edsin-gol. Al mismo tiempo sus pliegues más septentrionales se arquean en el extremo oriental, al ENE. o nordeste.

Aunque el Bei-xan se ha descrito como «intumescencia», revela su verdadera índole el modo como su extremo oriental se resuelve en el Adsin-gol, en varias cordilleras plegadas. Ya hemos visto que la cordillera plegada del norte, el Chol-tag, y la del sur, el Kuruk-tag, muestran ser verdaderas ramas del Tian-xan.

La depresión del lago Bagrasch-kul, entre estas dos cordilleras, interrumpe la continuación de las cadenas plegadas interiores. El Bei-xan es mucho más bajo que el Tian-xan y mucho más pobre en agua y vegetación. En su mayor parte es un verdadero desierto, que cruzan largas y bajas lomas rocosas. En lo que se refiere a su configuración externa, nada tienen de común con las hermosas perspectivas alpinas que deleitan al viajero en el Boro-joro, por ejemplo, y, sin embargo, pertenece al mismo sistema tectónico. Tal vez esta aparente contradicción se resuelva un día con el descubrimiento de que el Bei-xan es fragmento de las ruinas de una estructura anterior modelada de nuevo (con arreglo a las antiguas directrices) en la región del Tian-xan actual.

Examinemos un corte en el oeste.

E. Grum-Grimailo partió de la fosa de Liuk-chun, entre los paralelos 90° y 89° E., y se dirigió hacia el sur. La ascensión al Chol-tag fué primero por pizarras arcillosas y luego por una superficie lavada de granito y cuarcita (901 metros). Desde aquel punto se domina un país montañoso amplio y desnudo. Justamente debajo (815 metros) hay una región salada donde la cornalina se 'disemina en manchas rojas brillantes, como de sangre. La superficie, intensamente corroída por los vientos y cubierta de trozos saltados de roca, presenta granito, caliza granuda y filitas verdes. Luego las micacitas forman hiladas de este a oeste. Franqueados dos tercios del ancho del Bei-xan, enfrente domina el paisaje la alta mole granítica del *Giuge tau* (2.700 metros). La comarca circundante ha alcanzado unos 1.500 metros de altura y se compone de diabasa y mármol. Más allá de la diabasa asoman, en un valle longitudinal, capas verticales de arenisca y pizarra. La vertiente norte del Kuruk-tag contiene granito y su altura apenas llega a 1.200 metros; hacia el sur desciende hasta la hoya del Lob-nor.

En el itinerario no vió depósitos de Gobi; el ancho del Bei-xan llega allí a unas 125 verstas <sup>45</sup>.

El segundo corte cruza la región situada mucho más al este; Obrutschew lo levantó desde Bulundsir, al este de Ansi, a lo largo de una línea que se encorva al noroeste hasta el nacimiento del Ya-dsi-Chuan, en el extremo oriental de la fosa marginal del Tian-xan. Caracteriza a este corte el predominio de rocas arcaicas en el sur y en el centro. La cordillera marginal del sur (1.600 a 1.650 metros) no se denomina allí Kuruk-tag, sino *Pustynnii Jrebet*, es decir, «Montaña Desierta». Se compone de granito, neis, pizarras de hornablenda y cuarzosas. Un valle longitudinal con depósitos del Gobi la separa del *In-va-xan*. El pórfido aparece cerca de las rocas arcaicas. Las alturas pasan de 2.000 metros. Se ha hallado carbón y un jirón de dirección convergente, que pertenece tal vez a la arenisca supracarbonífera. Siguen rocas arcaicas, y en el *Dsi-ge-yin-dse* (pizarras arcillosas, cuarcita, pizarras verdes, a los 2.290 metros) alcanzamos la parte más alta del corte. Reaparecen el neis y el granito que da muestra de la destructiva acción eólica; luego granito de hornablenda y pórfido sienítico hasta las cercanías del *Yo-shui-xan*, cordillera anticlinal de micacitas, pizarras arcillosas y cuarcitas que, en su continuación al ONO. u oeste, alcanza probablemente el extremo sur de la fosa marginal del Tian-Xan.

Dentro de esta cordillera, a juzgar por las direcciones del eje, existe una desviación del ONO. al ENE., manifiesta en el *Utum-xan*, el cual, sin embargo, se compone de caliza gris y pórfido. Desde allí vense ya los picos nevados del Karlyk-tag, y parece que se abre al nordeste un valle longitudinal. Persisten los pórfidos y tobas porfíricas; luego alcanzamos el nacimiento del Ya-dsi-chuan y el extremo oriental de la fosa <sup>46</sup>.

Prjevalski, Roborowski y otros han cruzado el Bei-xan, de Su-cheu a Kufi, pero los relatos publicados son breves. Allí no hay grandes alturas, y amplio valle divide longitudinalmente al Bei-xan casi por su centro.

En lo que se refiere a las relaciones mútuas de las cadenas, nos enseña mucho el viaje de Ladygin, desde Dalan-turu (al sur del Zagan-nor, en el Valle de los Lagos) hacia Su-cheu, con dirección casi meridional <sup>47</sup>.

Al sur de los contrafuertes del Altain Nuru, que es, como ya hemos visto, la cordillera principal del Altai del Gobi, cruzó Ladygin el Burgustin Nuru, el Ederyngin-nuru y el desierto de Narin-Juju-gobi, que limitan hacia el sur altas montañas, y desciende hasta 335 metros de altitud; el punto más bajo de su itinerario.

El interés principal del viaje de Ladygin, reside en el hecho de que siguió las montañas del lado meridional de este desierto en largas distancias, lo mismo a levante que a poniente; por este lado caminó lo bastante para ver en lontananza las blancas cumbres de las avanzadas orientales del Karlyk-tag; hacia saliente divisó el alto pico de Noin-bogdo, al este del meridiano de Edsin-gol, y comprobó que el Adyi-bogdo (alrededor

de los 1.766 metros) y el Baga-bogdo, ambos incluidos entre las estribaciones del Altai del Gobi, se unen con el Noin-bogdo por el prolongado *Koko-Tymyrtý*, al este del camino que siguió Ladygin, hacia el ESE. y el este, y se extiende por el desierto.

Se deduce que, *es evidente que un haz montañoso que en forma de herradura destaca en neto relieve, cruza el desierto como arco continuo al norte de los lagos que están en la desembocadura del Edsin-gol* (cf., página 102).

Al sur de Koko Tymyrtý se halla primeramente el desierto de Shyurten Joli-Gobi (600 metros, 40 verstas de anchura), y luego el Boro-ula, la primera cadena del Bei-xan.

En el oeste la fosa marginal del Pre-tian-xan puede considerarse límite, si no tectónico, superficial, entre el Tian-xan y el Bei-xan y, de igual modo, el ángulo con que el Mechin-ola encuentra al Karlyk-tag en Barkul, como límite entre el Tian-xan y las líneas de Zungaria (que más bien recuerdan a las del Altai Mongol); al este desaparecen tales límites y todo el grupo de cadenas tiende cada vez más a formar un arco único.

El Boro-ula se compone de pizarras; el Jan-Shui-Nuru, que se halla a continuación, es la cordillera más alta del Bei-xan, y la siguen dos filas de montañas hasta el espacioso desierto de Junkir-dsagyn-joli con dirección ONO., y de él destacan algunas colinas (Dsossytym-Nuru) compuestas de arcilla roja, probablemente de los depósitos de Gobi. Alcanzamos luego una baja hilera de colinas que contiene carbón, después las arenas de Narin-Julussu, y, por último, la ciudad de Su cheu.

Debemos a Obrutschew un corte del Bei-xan que lo cruza de sur a norte cerca del Edsin-gol, en su extremo oriental <sup>48</sup>.

En la parte de mediodía, algo al norte de Ting-cha-shi, alcanzamos una faja de tierra a lo largo del río Lin-shui, que lo mismo al este que al oeste conserva carácter de llanura desierta. Obrutschew lo consideraba parte de una fosa que separa el Nan-xan del Bei-xan y prolongación de las mencionadas arenas de Narin-Julussu. Llegamos más tarde al pie del Bei-xan, donde predominan pórfido y porfirita, asociados con caliza metamórfica y también granito. Algo al norte una cadena de neis y pizarra antigua. La dirección general es al ONO. o NO., pero se presenta una curvatura al ENE. y NE. que, indudablemente, aumenta hacia el norte. Siguen de nuevo pórfidos y tobas; luego pizarras calíferas, que encierran un lacolito de diorita. Rodean a las montañas conglomerados de la serie de Gobi. La rama central más importante de la cordillera, que recibió de Obrutschew el nombre de *Edsin-ula*, presenta primero granito, pórfido, diorita y caliza cristalina; luego una faja más ancha de caliza, con fósiles del carbonífero inferior. La dirección es ya ENE. y NE. Después de una interrupción que produce el desierto en la cordillera, alcanzamos la rama más septentrional del Bei-xan, el *Boro-ula*, compuesto allí de la misma caliza

del carbonífero inferior. Ya más al sur, aisladas filas de colinas en la orilla derecha del Edsin-gol indican la prolongación del Bei-xan y, al mismo tiempo, su curvatura al nordeste. Pasado el río hay dos prolongaciones del Boro-ula: el monte de Dserdyim-Vanchik y la larga cordillera de Koko-ula, que se arrumba al ENE.

Los hermanos Grum-Grimailo creían, como Obrutschew, que las ramas del Bei-xan se unen por debajo de las arenas de Ala-xan con los contrafuertes de las cordilleras en el Hoang-ho, que avanza a su encuentro. Indican esta unión la inflexión en el extremo del Edsin-ula y del Boro ula y la prolongación del último al nordeste, más allá del Edsin-gol. Y lo confirma, más al norte, el haber descubierto Ladygin un arco que se arrumba del Ayi-Bogdo, en el Altai del Gobi; pasa por el Koko-Tymrty al Noin-bogdo. Ya no vuelven a verse las cordilleras del Tian-xan, propiamente dicho, y aunque en el oeste hallamos que las dos cordilleras principales del Bei-xan salen del propio Tian-xan, hacia el este es difícil determinar sus relaciones. Fijando nuestra atención en el ángulo que las cordilleras del Altai del Gobi (Adji-Bogdo, etc.), forman con las del Bei-xan (Boro-ula, etcétera), o sea en el ensachamiento occidental de la región del Shjurtenjoly-Gobi, parece que las varias ramas del Tian-xan oriental (Emir tag con Karlyk-tag, Bogdo-ula, etc.), constantemente desviados al OSO., salieran de aquél una tras otra en dirección oblicua.

SAN-SIAN-TSY. — Este fragmento montañoso pertenece a otra cordillera, el arco de Yarkand, del que hablaremos aquí con objeto de obtener idea más clara del conjunto.

Koslow ha descrito su viaje desde el suroeste, a lo largo del lado meridional del Lob-nor. A la derecha, las arenas de Kum-tag forman ancha zona que ciñe el pie de los montes del Anenbar-ula (Yarkand); en la izquierda, se dibujan los perfiles del Kuruk-tag (Bei-xan), cada vez más claros y próximos. Entre el emplazamiento del Korot-bulak (hacia los 81° 25' E.) y Achik-Juduk, unas 150 verstas más allá, cambia el aspecto del desierto; cesan los pantanos salados y reaparece la vegetación característica de las proximidades del Lob-nor. El Kuruk-tag presenta agrias pendientes. Hacia Achik-Juduk se estrecha la depresión que corresponde a la prolongación del Lob-nor. Por último, las lenguas de arena que el Kuruk-tag proyecta hacia al norte alcanzan las estribaciones del Bei-xan y cierran, por el este, la depresión que Koslow denominó «Valle de los Camellos salvajes»<sup>49</sup>.

Desde allí, este observador cruzó las arenas hacia el suroeste y alcanzó Sa-cheu. Sin embargo, nosotros continuaremos el camino hacia el este. Las arenas, moviéndose al norte, hacia el Bei-xan, han formado una divisoria que corta los afluentes del Nan xan del noroeste, desde Lob-nor y el Yarkand-Darya. Al este, allende la divisoria, se encuentra pronto una serie de lagos menores. Por último, sigue amplia región de lagos y pantanos

denominada Jalachi, que recibe los que eran un tiempo afluentes del Lob-nor, ahora decapitados: el Dan-Je en el sur y el Su-lei-Je (Bulundsir) en el este. En las bajas orillas del Jalachi aflora granito de hornablenda <sup>50</sup>.

Tales son las primeras señales de una larga faja de terrenos arcaicos que, más al nordeste, cruza oblicuamente el Su-lei-Je (Bulundsir), por encima de Ansi, donde aquéllos forman una loma riscosa, que, más al suroeste, destaca del lado norte del Anenbar-ula en una serie de cortas ramas y sólo tienen continuidad, al parecer, en el recodo del Dan-Je, aguas arriba de Su-cheu. Sin embargo, desde allí se prolonga más de 200 verstas allende el Sulei-Je, siempre con rumbo ENE., paralela a las ramas del Anenbar-ula, en las proximidades del Bei-xan.

No conozco nombre general para este largo pliegue rocoso; Loczy da los nombres de Ta-pan-xan y Lo an-xan a las partes septentrionales hasta el Su-lei-Je; el mapa ruso en escala de 40 verstas por pulgada, las denomina *San-Syan-tsy*; Michaelis las visitó por primera vez, y Steuer describió las rocas que aquél recogió <sup>51</sup>.

Según Loczy, esta cadena se compone de rocas desnudas y quebradas, y culmina por encima de Su-cheu, a 2.045 metros de altura. En su lado norte se alza 300 y 400 metros sobre las comarcas circundantes, áridas y cubiertas de detritus, mientras que en su lado meridional se oculta gradualmente bajo de ellas. A orillas del Su-lei-Je, por encima de Ansi, se compone de neis pardo, pizarra de hornablenda, micacita y caliza cristalina que atraviesan el granito y la diorita cuarcífera. La dirección varia entre levante a poniente, y N. 60-70° E. En la ladera oriental se apoya arenisca antigua <sup>52</sup>.

Obrutschew ha descrito las fragmentarias cadenas del norte del Su-lei-Je, formadas de las mismas pizarras antiguas y areniscas que halló Loczy en la ladera oriental y arrumbadas N. 50-60° E., de acuerdo con la propia dirección de la cordillera. A poniente de su extremo nordeste hay un grupo de colinas oscuras, que cubren restos de pórfido de hornablenda, no lejos del talud del borde meridional del Bei-xan, esto es, de la Pustynii-Jrebet o Montaña Desierta. Aún más al oeste y casi al lado del Bei-xan amplia mole arcaica denudada y compuesta principalmente de neises y pizarras cuarzosas, varia de N. 70 a 100° E., y lo mismo que su prolongación al sur del Su-lei-Je forma una plataforma algo inclinada hacia el sur, y cortada casi a pique en el norte, como si la separara del Bei-xan ancha grieta que cubre hoy el desierto. El pie meridional de Bei-xan en esta parte de su recorrido no se halla en línea recta, sino que forma entrantes y salientes, promontorios y bahías. A dos verstas de su pie donde comienza a ascender el talud de derrubios, la altura sobre el mar es de 1.420 metros <sup>53</sup>.

De este modo la rama meridional de los montes Yarkand, la cordillera del San-syan-tsy encuentra al Bei-xan. Pantanos salados ocupan las de-

presiones entre sus últimas estribaciones, pero las ruinas de las fortalezas, templos y canales de riego, ahora secos, son testigos de un antiguo estado de prosperidad. Es una región donde las fuerzas de la naturaleza obligaron a retirarse al hombre.

EL LUN-XAN.—Frontera del pie norte del Nan-xan hay una depresión alargada, que una cordillera separa por el norte del desierto de arena de Ala-xan. Los ríos que descenden de los campos de nieve y glaciares del Nan-xan, y en especial los afluentes del Edsin-gol, riegan la depresión antes de cruzar la cordillera hacia el norte y se pierden en el desierto. La cordillera ha recibido muchos nombres; los indígenas la llaman Bei xan,

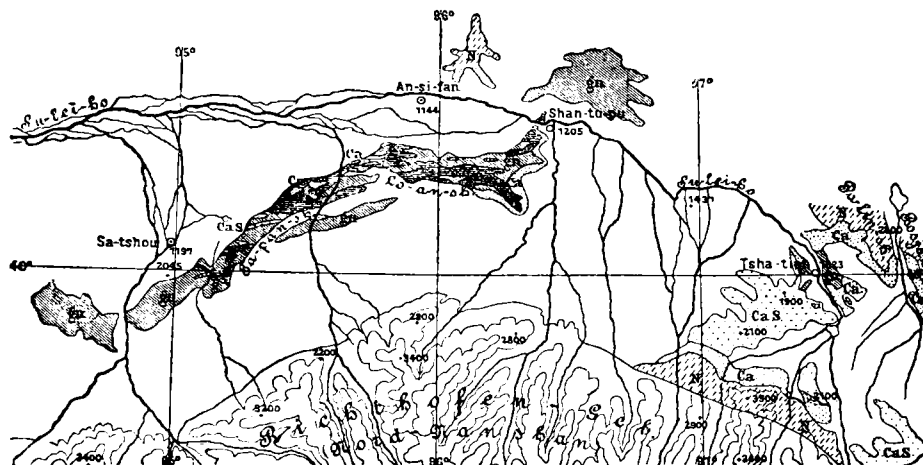


FIG. 10.—Región de A-si-fan (según Loczy).

G, granito, diabasa; N, arenisca del Nan-xan; gn-neis, micacita; Ca, carbonífero; CaS, arenisca supra carbonífera 54.

es decir, las «Montañas del Norte», en contraste con Nan-xan o «Montañas del Sur», pero no es prolongación directa del Bei-xan, más allá del Edsin-gol (como ya reconoció Richthofen hace mucho tiempo). Algunas de sus partes se han denominado Pa-lin-xan, Bo xan, Tsa-yui-guan-xan, etc. Casi toda la rama oriental se denomina Lun-xan, o sea «Montaña del Dragón», nombre que usaremos para la cordillera con arreglo a la indicación de Obrutschew. La depresión entre el Lun-xan y el Nan-xan, apenas alcanza 60 verstas de anchura y, por lo general, es mucho más estrecha; forma la región del Oasis de Kansú.

El Lun-xan presenta dos rasgos estratigráficos muy marcados, cada uno de los cuales reaparece en el alto Nan-xan.

El primero que Loczy señaló, es la discordancia manifiesta en la base del carbonífero superior, representado a la vez por ricos niveles de hulla y capas marinas, las últimas con fauna abundante, que corresponde a la del



carbonífero superior de Europa (*Spirifer Mosquensis*, *Enteleles Lamarckii*, *Fusulina cylindrica*, etc.). Desde su deposición ha experimentado rudos movimientos: en el Lun-xan, lo mismo que en el Nan-xan, señalan muchas de las mayores líneas de dislocación, fajas de carbonífero superior con capas de hulla<sup>55</sup>.

El segundo rasgo es que rodea a las montañas un manto de gruesos bancos de arenisca roja, amarilla o parda, margas y conglomerados que componen la serie de Gobi, a veces con miles de pies de potencia. Obrutschew ha demostrado que, aunque por lo general yacen horizontales, a menudo tienen profundas dislocaciones, no sólo por falla, sino por plegamiento. A veces las capas de arenisca recuerdan a la supracarbonífera.

Al oeste, casi en el meridiano de la ciudad de Yui-myn, ancho pliegue aislado se destaca del pie norte del Nan-xan, que Obrutschew denominó Pestraia Grjada, o sea «Cordillera Abigarrada», y se compone de capas de la serie del Gobi, de varios colores<sup>56</sup>. Según Obrutschew, esas capas están muy dislocadas en el pie del Nan-xan y luego se arrumban al N., 35° E. (dirección ajena a la de la gran cordillera), por la Pestraia Grjada, hacia Cha-tien<sup>57</sup>. Cerca de esta ciudad se ven neises con rumbo N. 35°-40° E., que, evidentemente, forman el basamento del Pestraia Grjada y de la cordillera que cruza la depresión. Loczy creía posible que ese neis fuera «vanguardia» de las rocas arcaicas del Ta-pa-xan (Shan-syan-tsy). La dirección actual corresponde a la del Kuen-luen occidental y no a la del Nan-xan<sup>58</sup>.

Obrutschew, que cruzó la cordillera al este de Palin-xan, a 30 ó 40 verstas al sudeste de Cha-tien, solo vió señales de rocas antiguas; las espesas moles de conglomerado y arenisca tal vez pertenecen al nivel de la arenisca supracarbonífera. En la parte suroeste de la cordillera la dirección es casi de levante a poniente, o aún ONO., mientras que en la parte nordeste es N. 45-80° E. Unas 25 verstas más allá hay pizarras metamórficas y areniscas muy plegadas, y a veces volcadas hacia el norte, y también atravesadas por diques de pórfido sienítico; pero allí la dirección ya ha girado al ONO. o al noroeste. La cadena se reduce a un pequeño pliegue; la Gran Muralla sigue su lado meridional casi hasta el Lin-shui, que afluye al Edsin-gol. En las orillas de este río hay calizas cristalinas con pegas de grafito, diques de aplita y, más lejos del agua, neises graníticos arrumbados 310° NO.<sup>59</sup>.

De modo que en esta región el Lun-xan adopta la dirección dominante del Nan-xan, que se mantiene en larga distancia, formando el límite septentrional del oasis de Kansu. Ramas secundarias se le unen por el suroeste y la cordillera se hace más ancha y más alta.

En Shan-dan-Syan, a unas 230 verstas al ESE. del Lin-shui, cordillera principal del Lun-xan, consiste en violento anticlinal de carbonífero, que for-

ma el paso más alto y septentrional, y enfrente de éste y al sur de él, cuatro fajas paralelas de pizarra verde, con diques aislados de granito, fajas a las que separan otras de carbonífero y que pierden altura hacia el sur. La cordillera consta de apretados pliegues, y está en pie el problema de si esas fajas paralelas se deben a saltos de falla con hundimiento hacia el sur o si nos presentan un ejemplo de estructura imbricada.

La dirección general de la cordillera es al ONO. o noroeste, como la del agrio anticlinal del norte y de todas las fajas carboníferas. Mas se observa que el carbonífero yace en discordancia sobre pizarras verdes, plegadas antes de que se depositara aquella formación, y cuyo rumbo en la faja más septentrional e importante es opuesto al del carbonífero. Al principio es NE. 45°; hacia el sur, se aproxima al de levante a poniente y llega a ser NO. 87° E.; en las fajas más meridionales varía entre E-O. y ONO.

A partir del norte del desierto de Ala-xan, los depósitos de Gobi, en jirones de lechos horizontales y transgresivos, suben por las laderas del Lun xan, y, con arreglo a las observaciones de Obrutschew, llegan a alcanzar mayor altura que el paso o puerto de Lun-xan (2.320 metros) <sup>61</sup>.

Al este de la región que acabamos de estudiar aumenta el número de las cadenas secundarias paralelas (Sin-je-xan, Fin-xan, Bao-bu-dan-xan) en la vertiente meridional del Lu-xan. Todas poseen igual estructura que la cordillera principal, y sólo en la más meridional (el Tei-chuan-xan, que penetra en el oasis de Kansu y es también la más alta) aflora el neis granítico, la roca más antigua del Lun-xan. En sus estribaciones prevalece por doquiera el rumbo NO. a ONO.; es muy notoria la transgresión del carbonífero superior.

Próximamente 100 verstas al ESE. del corte del Nan-dan-syan, al norte de la ciudad de Yuen-chen-syan, a mitad de camino desde Lian-cheu, las estribaciones meridionales del Lun-xan han desaparecido o se han unido con la cordillera principal. El Fin-xan se dirige al norte de Yuen-chen-syan, y sólo lo separa del Lun-xan, estrecho valle que sigue la Gran Muralla. El Fin-xan se compone allí de arenisca antigua con diques de pórfido sienítico y de granito, y en el Lun-xan predomina el granito, pero no es seguro que sea arcaico. La dirección de las capas, lo mismo que la de las cordilleras, varía del ONO. al NO. <sup>61</sup>.

Por último, es posible, gracias a los constantes esfuerzos de Obrutschew, estudiar las prolongaciones del Lun-xan a lo largo del Da-Je, por debajo de Lyan-cheu, en un paraje 80 verstas al ESE. de Yuen-chen-syan y a más de 550 del sitio donde las cadenas del Lun-xan llegan al pie norte del Nan-xan, en la Pestraia Grjada.

En esta parte del Lun-xan, mucho más al ESE. parece, según el mapa, que la cordillera se ha arqueado en dirección de las montañas del Hoang-ho, como las septentrionales del Bei-xan, en el Edsin-

gol. En realidad, en la supuesta prolongación normal del Fin-xan y Lun-xan, con rumbo ESE., no halló Obrutschew montañas a lo largo de las orillas del Da-Je, al norte del Lyan-cheu, y sólo mucho más allá, cerca de la ciudad de Chen-fan, aparecen largas lomas cubiertas de detritus y que rodean los «barjans» o médanos del Ala-xan.

La primera, el *Kum-nge-xan*, consta de pliegues de diferentes longitudes, que se prolongan al ONO., y continúan al este del río y en las que aflora caliza pardo oscura. La posición estratigráfica de los lechos es indeterminada; el rumbo tal vez de saliente a poniente o ENE. Entre los derrubios hay señales de los depósitos del Gobi y dudosos fósiles carboníferos. La segunda y la última loma, hacia el norte el *Loje-xan*, con altura relativa de 120 metros (nivel del valle 1.430), también se dirige al ONO.<sup>62</sup>

Para resumir describiremos el Lun-xan, cual cordillera arrumbada al ONO. o NO., e inserta como rama paralela entre el Bei-xan y el Nan-xan, pero que se distingue de la primera porque su extremo occidental más allá del Cha-tien y de la Pestraia Grjada se encorva según el arco del Yarkand, o sea, al suroeste.

EL PIE NORTE DEL NAN-XAN.—La ingente cordillera de los montes Ritchthofen, límite septentrional en toda la longitud del Nan-xan, no lo tiene definido al norte, hacia el oasis de Kansú. Al norte del Nan-xan no hay nada que pueda compararse con la zona de Flisch o Molasa de los Alpes septentrionales, los Cárpatos, los Apeninos, las montañas de Flisch de Arakan en Birmania, o con los montes Siwalik, al pie sur del Himalaya. Ni tampoco se ve nada semejante al fracturado borde interno de un gran arco montañoso, sino al contrario; a trechos estribaciones que arrumban al ONO. o NO., paralelas a la cordillera principal de los montes Ritchthofen, y también a las estribaciones del Lun-xan, opuestas a aquellas en el norte. Se explica que Loczy imaginara que el Ho-yen-xan (parte central del Lun-xan) era sólo una de las estribaciones del Nan-xan<sup>63</sup>.

Al ESE. de At-sa-ku, esto es, de la unión del Lun-xan occidental con el pie norte de los montes Ritchthofen, los últimos se componen principalmente de pizarra antigua y arenisca que se prolonga mucho al ONO. o noroeste. Hacia las 70 verstas de esa unión, la fila de estribaciones llamada Chin-tu-xan, muestra arenisca carbonífera y supracarbonífera con igual dirección, plegada, pero con las capas buzantes uniformemente al suroeste, hacia las grandes montañas. Mucho más allá, en el borde de la llanura, los propios lechos de Gobi buzán de 60 a 65° en igual dirección. Obrutschew congetura que toda la serie está volcada al nordeste<sup>64</sup>.

Algo más de 90 verstas al ESE., cerca de Sin-fo-sy, allí donde el Da-Je abandona la cordillera de Ritchthofen, se alza rápidamente a gran de altitud en el borde de la llanura ancha mole de granito a la que separa de las cordilleras aún más altas del sur una faja intermedia de depósitos hulleros<sup>65</sup>.

Unas 100 verstas más al ESE. se llega a un apiñado grupo de estribaciones, el Din-in-pa-pan-xan, que avanzando hacia Gao-tai estrecha la depresión del oasis de Kansu hasta un ancho de 25 verstas. Este grupo termina al norte en tres distintos saltos de falla que repiten la misma serie: arenisca antigua, caliza carbonífera, depósitos de carbón y pórfido con tobas <sup>66</sup>.

Todavía 80 verstas más al ESE., cerca de Nan-ku-chan, allí donde el pie de la cordillera ha retrocedido y la llanura ha vuelto a ensancharse mucho, las capas buzan hacia el interior de la cordillera. Granito o pórfido asoma en el centro de una serie paleozoica más antigua a la que cubre en discordancia el carbonífero superior <sup>67</sup>.

No lejos, hacia el este de ese lugar, aflora al pie de la cordillera amplia zona de melafiro con tobas y brechas. También al sur la limitan rocas carboníferas con hulla <sup>68</sup>. Esta extraordinaria diversidad sin duda sugiere que el borde norte de la cordillera de Ritchthofen no es línea tectónica simple y continua. Al mismo tiempo sigue la dirección general del Nan-xan, igual que sus estribaciones, así como las del propio Lun-xan. Muchos de los rasgos de la depresión del oasis de Kansu, incluso su variable anchura, pueden obedecer a hundimiento irregular según las fracturas longitudinales continuas.

EL LÍMITE OCCIDENTAL DEL NAN-XAN.—Limitan al noroeste esta potente cordillera algunas porciones del arco de Yarkand (Kuen-lun occidental), a saber: el Altyn-tag, Anembar-Ula y sus ramas secundarias. Tal es la interpretación de Loczy y Bogdanovitsch, que confirma lo dicho antes acerca de la dirección y posición de la loma neísica de San-sian-tsy. En el nordeste, hacia el oasis de Kansu no hay límite tectónico continuo, según nos ha mostrado nuestro estudio de la ladera norte de la cordillera de Richthofen. Al suroeste podemos marcarlo a voluntad por el Kuku-nor o por el Jatyn-gol y la llanura de Syrtyn, o a lo largo del borde norte del Tsaidam, pues todos son igualmente arbitrarios y se han escogido tan sólo con objeto de obtener idea general de la configuración; ninguno asienta en hecho natural, porque la dirección de las cordilleras plegadas permanece casi invariable hasta los montes Prjewalski, y la desviación tampoco se nota más al sur, sino muy paulatinamente. Igual dificultad presenta hallar límites por el sureste, y en realidad no sé que se haya intentado.

La hoja XXI del mapa ruso, en escala de 40 verstas por pulgada, que dirigió el coronel Bolschew, da buena idea de las alturas relativas en el oeste de esta región.

El Lob-nor está a 777 metros; luego, elevándose rápidamente hacia el sur, el Altyn-tag culmina en picos de 4.000 o más, pero allende el Altyn-tag la ladera no desciende con igual rapidez. La llanura del Tsaydam no desciende de los 2.680, sino que en su mayor parte se mantiene por

encima de los 2.800. La llanura de Syr-tyn supera los 2.865 y, al sur del Tsaydam, el valle de los lagos de Kum-kul queda por encima de los 4.000.

Volvamos de nuevo al nivel de 777 metros en el Lob-nor y sigamos al ENE. el mismo camino de Koslow, por la ladera oriental del Bei-xan. La comarca se eleva gradualmente hasta 830 metros. El lago Jalachi, más allá de la divisoria que forman las arenas, está a 1.100; pero tan pronto como se cruza el San-syan-tsy, pasado An-si, nos hallamos a más de 1.500, igual altitud que conserva el terreno al sur de Su-cheu, entre el San-sian-tsy y las prolongaciones del Anenbar-Ula, así como la región del oasis de Kansu.

Por encima de este oasis, las crestas y picos de los montes Richthofen se alzan casi hasta los 6.000 metros, pero al sur de esta cordillera los valles del Nan-xan aún son elevadísimos; la superficie del Kuku-nor está a 3.060 metros, y la del Jara-nor, que descubrió Roborowski, a unos 3.650. Después del Nan-xan alcanzamos aquel elevado territorio de las cordilleras tibetanas donde en grandes espacios no hay paraje inferior a los 4.500.

Esta enorme altitud del suelo, que por el suroeste limita los llanos del Yarkand-darya y el Lob-nor y que al nordeste estrecha el valle de Ordos, es una especie de intumescencia compuesta de pliegues muy apiñados y más o menos paralelos, que excepto en su extremo occidental siguen con rumbo ONO., desde el oasis de Kansu a Tsaydam. Divide estas cadenas longitudinales en un grupo septentrional y otro meridional amplio valle que incluye el Kuku-nor a la vez que la región fluvial de Bujaingol y su prolongación más allá del Jara-nor, y que yace, como acabamos de ver, a grande altura. Sin embargo, la separación no es completa, supuesto que lo mismo al noreste que al sureste del gran valle, las cadenas se unen tan por completo que aquel carece de desagüe.

La anchura del Nan-xan, entre el límite septentrional del Tsaidan y el meridional del oasis de Kansu, puede compararse a la de los Alpes entre Biella y Friburgo, y en realidad hay cierta remota relación entre la extensión de los Alpes suizos en su conjunto y la región que suele incluirse bajo el nombre de Nan-xan. La altura absoluta de las cordilleras del Nan-xan es mayor que la de los Alpes, pero como igual ocurre con la de los valles, disminuye el contraste del relieve en las cordilleras; sin embargo, el observador se encuentra más próximo del límite de las nieves perpetuas.

Muchos emprendedores viajeros, desde Prjewalski a Roborowski, han intentado determinar la topografía de aquella comarca montañosa, pero hasta ahora sólo dos geólogos competentes han comunicado sus observaciones. El primero fué Loczy, cuya obra, aparte lo relativo al borde septentrional, es importantísima en lo que se refiere al itinerario de Lan-Chu a Lian-Cheu, en el valle del Si-ning y las regiones situadas al sures-

te. Lo siguió Obrutschew, quien trazó varios cortes a través de las cordilleras septentrionales, y durante larga expedición cruzó las cadenas próximas a su extremo septentrional; luego penetró en el campo de los trabajos de Loczy, en el sur del Kuku-nor, y desde allí, por la parte oriental de las cordilleras, tornó al oasis de Kansú.

Por importantes que sean estas exploraciones, cuando advertimos la índole y extensión de la comarca sólo pueden considerarse como primer paso. La geología de la parte media de Nan-xan en particular, o sea los distritos que rodean al Jara-nor y la comarca fluvial del Bujain-gol, son casi por completo desconocidos, con la sola excepción del borde meridional del Kuku-nor. Pero como Obrutschew cruzó las altas cadenas occidentales y empezamos a conocer hasta cierto punto las orientales, gracias a los esfuerzos unidos de varios observadores, es posible afirmar que aunque afecten a la dirección trastornos locales aislados (a veces muy notables y de los cuales volveremos a tratar), el conjunto de la posición de cordilleras y terrenos se corresponde bastante bien en ambos extremos del Nan-xan.

En el meridiano de Su-chu, entre el oasis de Kansu y el valle longitudinal del Kuku-nor, cuatro altas cadenas se arrumban uniformemente al ONO.: los montes Richthofen, el Tolai-xan, la cordillera de Alejandro III y una cuarta cadena muy poco conocida, a la que separa de la anterior el valle alto del Su-lei-Je. En la prolongación de la cordillera de Alejandro III, hacia el ONO. o algo al sur de esta dirección, se alza el Da-sjue-xan<sup>69</sup>.

*Los montes Richthofen* tienen allí de 50 a 60 verstas de anchura y se dividen en varias cadenas plegadas, la primera de las cuales alcanza altura superior a los 6.000 metros. En su pie septentrional, cerca de Tsyn-fo-sy, al sureste de Su-chu, se muestra una loma de granito, pero, aunque esta roca alcanza rápidamente alguna elevación, no se interna mucho en las montañas. La sigue una faja con carbón de capas del carbonífero superior que buzán al suroeste; luego carbonífero inferior con *Productus striatus*; después arenisca devoniana roja y verde, y por último, cuarcita y caliza probablemente siluriana. Antes de alcanzar la primera serie de picos hallamos los pliegues buzantes al norte. Las restantes cordilleras de los montes Richthofen pueden considerarse pliegues muy apiñados de análogos sedimentos paleozoicos verticales, o sea volcados hacia el sur. Parece que también existe la estructura imbricada. Es posible que algunas de las fajas que contienen carbón pertenezcan a la serie de Angara. En el collado más septentrional, el Tsin-nin-Daban (4.220 metros) y aún más arriba, las capas del Gobi yacen discordantes en el borde meridional de los montes Richthofen, y en algunos sitios descienden con ángulo muy agudo al valle del Jun-Chui, que forma el límite por el lado del Tolai-Xan.

Unas 100 verstas al ONO. halló de nuevo Obrutschew esa zona de depósitos rojos de Gobi que forman un sinclinal en ambos lados del valle

del Bei-yan-koi con ángulo de 60° o algo más. Puede considerarse este moderno sinclinal limite entre los montes Richthofen y el Tolai-xan, y muestra que dichos montes se estrechan mucho al ONO., y tal vez varias de sus lomas septentrionales desaparecen en esa dirección como ramales.

Más al ONO., hacia el centro del Sulei-Je, afloran areniscas rojas y verdes dentro de la serie paleozoica de los montes Richthofen, con las cuales se intercalan lechos fosilíferos del devoniano medio <sup>70</sup>. En el lado meridional se abre el amplio valle del oasis de *Chu-mar-er*, al que limita por el sur el Tolai-xan y ciñen capas de Gobi rojas y amarillas. No es en definitiva, sino dilatada terminación de la gran faja de tales depósitos (dobladados parcialmente en sinclinal) que hemos seguido desde el collado de Tsin-nin-Daban, como línea divisoria entre los montes Richthofen y el Tolai-xan, faja a la que corta el Su-lei-Je medio.

Pasado este río los montes Richthofen todavía disminuyen de anchura, cambian su dirección, describen amplio arco al norte y oeste del oasis de Chu ma-er, y, por último, giran completamente al OSO. Esta *desviada rama montañosa que lleva el nombre de Shi-bao-xan, forma la primera rama del Anenbar-ula*, al este de la tan mencionada cadena neísica de San-sian-tsy, que limita al Anenbar-ula a modo de estribación.

Este arco de los montes Richthofen es análogo al del Lun xan, cerca de Pestraia Grjada. Lo demás rodea el extremo del Tolai-xan (segunda cadena del Nan-xan) que se resuelve en bajas colinas.

El *Tolai-xan* comienza en el meridiano de Su-cheu como cadena bastante estrecha que, igual que los montes Richthofen, alza sus picos por encima del nivel de las nieves perpetuas (en aquella comarca, entre 4.400 y 4.600 metros); pero se distingue de los dos últimos por una zona de neis que aflora en su pie meridional. La disposición de las sucesivas capas es, según el relato de Obrutschew, muy peculiar. Partiendo del norte, luego de cruzar la faja intermedia de las capas de Gobi, presenta pliegues violentos en su espesa serie paleozoica. Empieza con rumbo local al nordeste y NNE., pero los terrenos vuelven a tomar después la predominante dirección al ONO., y, por último, yace sobre el neis el piso más moderno, el carbonífero con hulla y la caliza de fusulinas. En este punto el corte no señala tanto transgresión del carbonífero superior como caída al sur de toda la serie paleozoica por encima del neis.

Un segundo corte, trazado 50 verstas al ONO. del primero, revela que la zona del neis del lado meridional se ha ensanchado mucho, y que aún a 4.530 metros de altura los glaciares arrastran neis de las cumbres, lo que denota que estas rocas contribuyen a la formación de los picos; cosa excepcional en el Nan-xan septentrional.

Si seguimos este corte de norte a sur, con arreglo a la descripción de Obrutschew, hallamos primero, al sur del sinclinal divisorio de las capas de Gobi, sobre rocas paleozoicas, dos fajas de melafiro con tobas y bre-

chas que corresponden a dos saltos de falla. Sigue la serie de los grandes pliegues paleozoicos del primer corte. Al lado del borde meridional, el puerto de Tye-daban (4.470 metros), de arenisca supracarbonífera y, junto al límite, cerca del neis, se han hallado fósiles del carbonífero medio y del superior. Pero aunque el rumbo normal ONO. o noroeste había predominado hasta aquí, luego que se alcanza el límite comienza una grande irregularidad, de modo que el rumbo llega a ser NNE. o exactamente de norte a sur. Con el neis se presentan pizarras de hornablenda y sucesivas intercalaciones de caliza fajeada; el rumbo es noroeste (295") y hay fuerte buzamiento al nordeste.

Pasada esta zona de neis, hacia el borde meridional del Tolai-xan, reaparece el carbonífero superior, junto con toba porfírica (NO. 290-300°, buzamiento NE. 40°) y al parecer se oculta bajo el neis.

De manera que la zona de neis queda limitada al sur del Tolai-xan, y en cada uno de sus lados hallamos, no la parte baja, sino la más alta de la serie paleozoica; es decir, la superior y probablemente la media del carbonífero. Queda para futuras investigaciones determinar si ha producido esa serie la índole ingresiva del carbonífero al que siguió plegamiento póstumo o si se produjo un movimiento más profundo y general de toda la serie paleozoica que motivó la estructura imbricada.

El Tolai-xan es una cordillera más corta que los montes Richthofen que se resuelve hacia el NNO., como hemos visto, en lomas bajas dentro del arco del extremo noroeste de la cordillera de Richthofen y que separa el oasis de Chu-ma-er de la llanura de Sua-dintse.

La cordillera de *Alejandro III*, al sur del amplio valle cubierto de derrubios del Tolai-guan, se compone según muestran dos cortes que distan unas 20 verstas entre sí, de paleozoico inferior, en pliegues muy agudos, que hacia el sur pasan a un gran sinclinal carbonífero con gran espesor de arenisca supracarbonífera que, por la anchura del sinclinal, forma otros que probablemente constituyen los picachos de U-ge-xan, los más altos de la cordillera.

La *cuarta cordillera* no se ha cruzado todavía de lado a lado. La separa de la precedente el valle superior del Su-ley-je. Y probablemente desciende hacia el sur al valle longitudinal del Bujain-gol. De igual modo se compone únicamente de capas paleozoicas, al menos en la parte que exploró Obrutschew. Parece que el gran sinclinal antes mencionado, caído hacia el sur y que incluye todas las capas paleozoicas, queda cortado oblicuamente por el valle del Su-lei-je, de modo que en el ESE. su mayor parte pertenece a la cordillera de Alejandro III, mientras que al ONO. avanza cada vez más allende el valle del Su-lei je, en la cuarta cordillera.

La estructura de estas cuatro cordilleras del Nan-xan, desde el oasis de Kansu hasta cerca del valle del Bujain-gol, presenta los siguientes ras-



gos: el neis sólo asoma en el lado sur del Tolai-xan; el resto de la cordillera consiste en sedimentos paleozoicos de pliegues apretados; cerca del borde norte hay indicios de inversión hacia el norte; en el interior de la cordillera están las capas verticales o algo movidas hacia el sur. No acompaña a la cordillera neisica, como podría suponerse con arreglo a la serie normal, el miembro más bajo de la serie paleozoica, sino el carbonífero superior.

Sigamos ahora por el valle alto del Su-lei-Je a la parte noroeste del Nan-xan.

El Da-siue xan es una elevada cordillera que se prolonga al ESE., ya directamente por el sistema de Alejandro III, ya independiente entre esas montañas y la que la sigue, o sea la cuarta cordillera, y forma el borde meridional de la llanura de Sua-dintse. Su dirección es primero al ONO., luego al oeste, y, por último, al OSO. (265°). En el vértice de este suave arco forma el Pico de Poworotnii de Obrutschew (Pico del Recodo), por el cual el río Da-kun-ste ha excavado su lecho hacia el noroeste. En este corte del Pico de Poworotnii halló Obrutschew caliza carbonífera, devoniana y espesas masas de pizarras arcillosas, todo caído al noroeste, y luego, más arriba, señales de inclusiones de carbonífero con capas de hulla y pizarras metamórficas.

En la orilla derecha del río la serie invertida se arrumba al ONO. (290-315), y en la izquierda al ENE. (50°-65°), de manera que *se forma brusco recodo de la dirección ONO. del Nan-xan a la ENE. del Anenbar-ula*. Más al oeste, en el lecho del Jai-ji-je, ladera occidental del Pico de Poworotnii, reaparece la dirección ONO. del Nan-xan. Desconozco la estructura del citado pico, que se alinea hacia el extremo del Shibao-xan.

En la vertiente sur de la cordillera del Da-sian-xan hay diabasa, pórfido, granito de hornablenda y pizarras mosqueadas que forman el Jrebet Besimanii («Montañas sin Nombre»), y allí afloran antiguas pizarras cuarcíferas y de hornablenda con dirección NNE. (75°), tal vez primeros indicios de la estructura de la cordillera inmediata: el Ye-ma-xan.

El *Ye-ma-xan* constituye excepción entre las cordilleras del Nan-xan. Aún su forma externa muestra rumbo divergente ENE. (80°); es más corta que las otras y con redondeadas cumbres que no llegan a la altura de las nieves perpetuas. Se compone por completo de terrenos arcaicos o muy antiguos, neis y granito, pizarras cloríticas y de hornablenda y cuarcita. La dirección varía del NE. (52°) al ENE. (80°). *Por tanto, el Ye-ma-xan es una rama del Anenbar-ula que avanza entre las del Nan-xan.*

La cordillera de Humboldt es mucho más alta que el Ye-ma-xan. No sólo recobra el rumbo de las rocas al ONO. o noroeste (dirección del Nan-xan), sino que también, de modo más manifiesto que las cordilleras septentrionales, hace conversión mediante ancho arco hacia el Altin-tag,

cuya rama más larga e importante la une con la cordillera de Humboldt, en el meridiano de Su-cheu, o sea el 95° E.

Por el nordeste limita a la cordillera de Humboldt el extenso valle longitudinal del Shara-gol, que al noroeste cruza la cordillera, cerca de Baigur, donde una rama procedente del ENE. se une al Altyn-tag, lo que puede obedecer a inflexión del Da-siue-xan; luego, el Shara-gol cruza la cordillera néisica de Shan-syan-tsy y llega al lago Jalachi. Su valle, al nordeste de los montes Humboldt, es tan ancho, que Littledale, mirándolo desde arriba, quedó lleno de asombro, y escribía a este propósito: «A distancia parece como si el Nan-xan no se uniese en absoluto con las montañas de Humboldt; mas hay entre ellas amplia llanura con imperceptible declive»<sup>71</sup>.

Obrutschew cruzó los montes Humboldt por el Ulan-daban (86° E.). Ante su pie septentrional se alza una loma paralela, compuesta de capas de Gobi rojas, yesíferas, que buzan hacia la cordillera, esto es, hacia el suroeste, y comparables en color y forma a un gran tejado. El pie norte de la cordillera de Humboldt es de pórvido sienítico, diorita y, probablemente, también granito. Pronto siguen a estas rocas espesas masas de pizarras grises con areniscas, que Obrutschew describió como metamórficas, y en la mayor parte filitas, en agrios pliegues al noroeste (310-320°), y cubiertas en discordancia por areniscas y pizarras rojo-parduscas, del nivel de la arenisca supracarbonífera. También está plegada esta serie discordante con análogo rumbo, y forma, primero, un jirón en el pie norte, luego amplio sinclinal cerca del paso de Ulan-daban y un segundo sinclinal en la ladera meridional. Dice Obrutschew que luego, en algún espacio, hay masas rojas muy inclinadas, sobre basamento gris, y después, en distancia aún mayor, parece que la cordillera es roja por completo.

En este recorrido existen aluviones auríferos, cuyo metal probablemente procede de diques de cuarzo en las filitas. Como hay análogos depósitos en la cordillera de Humboldt, bastante al ESE., y también al ONO., hasta la región donde forma su arco de unión con el Anenbar-ula, podemos suponer que las pizarras auríferas contribuyen a la formación de esa cordillera.

En el sur, lo mismo que en el norte, acompaña a la cordillera un pliegue de las capas de Gobi, que también allí buzan, aunque muy débilmente, hacia las montañas, o sea al NNE.

Ciñen al valle longitudinal del Jaltyn-Gol, que sigue por el sur a la cordillera de Humboldt, las estribaciones de la cresta de Tsagan-Golu (llamado también Tsagan-Obotu), donde la pizarra metamórfica es tan rica en cuarzo que las laderas parecen como nevadas<sup>72</sup>.

La alta *cordillera de Ritter* pertenece, principalmente, a una de las ramas paralelas del Nan-xan. Al ONO. se resuelve en dos filas de colinas que se allanan hacia la llanura de Syr-tyñ. La primera es el Tsa-gan-Golu,

antes mencionado; la segunda, y más importante, se denomina Dajyn-daban.

Las pizarras metamórficas del Tsagan-Golu se arrumban al ENE. y hasta N. 65° E., de manera que la dirección de las rocas se desvía de la de levante a poniente de la cordillera, y esa rama de los montes Ritter muestra, en la dirección de Syr-tyn, un arco al ENE. En su vértice meridional aflora granito de hornablenda con diques de pórfido.

El Dajyn-Daban tiene rumbo nordeste (295 a 340°); en el pie norte, la caliza carbonífera, que buza al sur, corresponde al principio de un gran sinclinal de los pisos superiores del carbonífero; en lo más alto del puerto (4.360 metros) hay carbonífero con *Productus fasciatus*, *Aviculopecten* y otros fósiles. La parte más alta de la cordillera, al sur del puerto, es un fuerte anticlinal de las capas más altas que se apoya en pizarras metamórficas muy inclinadas.

Con esto alcanzamos la ladera de ancho valle longitudinal que limitan al sur los montes Ritter y que Obrutschew denomina *Valle Desierto* (Pustynnaia-dolina); es uno de esos valles accesorios que proceden del ESE. y se abren del Nan-xan a la llanura de Syr-tyn. Al sur del Valle Desierto está una cordillera que cortan valles transversales y que recibe varios nombres (Bomyn-ula, Tsaidamin-ula, Kaktyn-daban), pero Obrutschew la denomina *Cordillera de Muschketow*, y reviste grande importancia para el estudio del Nan-xan. Hacia el ESE. se le une el Airik-Jetren-Ula, con las grandes montañas del sur del Kuku-Nor, y hacia el ONO. otras varias ramas, especialmente la Syrtyn-Majayn-Ula, que no llegan a las cordilleras del Kuen-lun occidental. Por tanto, el Syr-tyn no está completamente separado de las llanuras del Tsaidan.

Al sur de la cordillera de Muschketow un valle longitudinal, que componen varios fragmentos de valles en ramas secundarias y por ello de muy variable anchura, contiene los lagos Ije y Baga-Tsaidamin, y hacia el sur lo separan parcialmente del Tsaidan una serie de ramas más cortas y oblicuas, que denomina Obrutschew *cordilleras septentrionales del Tsaidan*.

De este modo, al sur de los montes Ritter reconocemos el Valle Desierto; luego las ramas del Syrtyn-Majain-Ula, los montes Muschketow y Airyk-Jetren-Ula hasta el sur del Kuku-nor; después el valle secundario, con los lagos Tsaidamin; la zona al norte de las ramas de Tsaidan y, por último, la llanura de este nombre. Estas cordilleras, al sur de la de Ritter, se distinguen de las septentrionales por contener grandes afloramientos de las rocas más antiguas. La mayoría y las más importantes son néisicas, con un borde ancho o estrecho de capas paleozoicas que principal, pero no exclusivamente, pertenecen a la edad carbonífera. Por lo general hay clara inversión hacia el suroeste, o sea hacia la llanura de Tsaidan. El Ulan-Udsur, rama que destaca de la zona norte del Tsaidam, entre los dos lagos de Tsaidamin, queda atravesada por dos planos de falla y con estructura de doble escama.

Importantes diferencias distinguen a las cordilleras que el Valle Desierto deja al norte y al sur (las meridionales néisicas y las septentrionales paleozoicas y sin más grandes afloramientos de neis que en el pie sur del Tolai-xan y en la alineación divergente de Ye-ma-xan). Sin embargo, el Valle Desierto no puede considerarse verdadera línea divisoria. En realidad, de acuerdo con las observaciones de Obrutschew, parece más probable, a juzgar por los cantos que arrastra el río, que el neis comience a aparecer al norte del valle, en la vertiente meridional de los montes Ritter.

CONJUNCIÓN ENTRE EL NAN-XAN Y LA CORDILLERA DE YARKAND.— Luego de seguir la descripción de Obrutschew hasta el límite nordeste del Tsaidan, discutiremos las relaciones del Nan-xan occidental con el Anenbar-ula, o sea con la parte oriental del gran arco que ciñe la cuenca del Yarkand-Daria.

Para ello comenzaremos de nuevo nuestro estudio de la región del Lob-nor y del Jalachi.

En el borde meridional del Bei-xan, que allí se alinea al ONO, o de levante a poniente, no se han reconocido todavía relaciones entre el Nan-xan y el Anenbar-ula.

Prjewalski ha observado que la cordillera neísica de San-syan-tsy pertenece al Anenbar-ula y alcanza al ENE. de An-si el pie meridional del Bei-xan, sin adoptar su dirección. Ambas cordilleras permanecen por completo distintas. Con las siguientes no ocurre lo mismo.

El Lun-xan, que se arrumba ONO., paralelo al Nan-xan, separa el oasis de Kansú del desierto de Ala-xan; cambia gradualmente desde cerca de Su-chu, del rumbo ONO. al OSO. (dirección del Anenbar-ula), y manteniendo el último alcanza en el meridiano de Yui-min-sian el borde norte de la cordillera de Richthofen, y al mismo tiempo limita por el noroeste la región del oasis de Kansú.

La cordillera de Richthofen, mucho más importante, describe al oeste del Su-lei-Je medio la misma curva de ONO. a OSO., y con el nombre de Shi-bao-xan sigue en cierta distancia la dirección del Anenbar-ula. El Tolai-xan se allana antes de terminar el arco. De este modo, el espacio que comprende el arco de la cordillera de Richthofen se divide en dos partes: el oasis de Chu-ma-er y la llanura de Sua-dintse.

El Da-siue-xan llega más al ONO., y sufre en el Pico del Recodo repentina desviación que lo hace pasar de la dirección del Nan-xan a la del Anenbar-ula. Algo más al oeste la dirección vuelve en curva sigmoidal a la del Nan-xan; no se sabe si hay nueva desviación antes de encontrar al Shi-bao-xan, pero parece que sea así, a juzgar por el recorrido del borde externo del Anenbar-ula y de las cimas que rodean Baigur.

El Ye-ma-xan es rama del Anenbar-ula compuesta de rocas antiguas y que avanza hacia el este.

La cordillera de Humboldt se incorpora en arco a la principal de

Anenbar-ula. Pero el arco es mucho más suave y abierto que en las cordilleras septentrionales. Por esta razón la llanura de Syrtyn, que aquel encierra, es más amplia y ancha que las comprendidas en los arcos del norte.

Ninguna de las dos ramas noroeste de la cordillera Ritter es bastante larga para terminar su arco, y ambas desaparecen en la llanura de Syrtyn, como el Tolai-xan en el borde meridional del Chu-ma-er.

Aun la prolongada rama de Syrtyn-Majain-Ula que conserva el rumbo ONO. del Kuku-nor meridional y de los Montes Muschketow no llega a unirse con el Altyn-tag. Lo mismo puede afirmarse de las ramas septentrionales del Tsaidam, de modo que el valle de este nombre comunica con el de Syrtyn.

Largo y notable valle secundario, el *Valle de los Vientos*, que descubrió Prejevalski, une el Tsaidam con la depresión del Yarkand-daria al

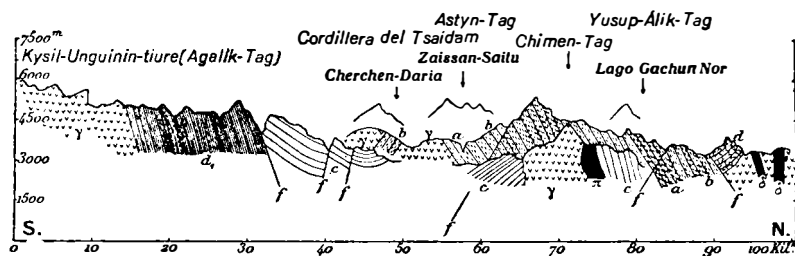


FIG. 11.—*El Valle de los Vientos* (según Bogdanowitsch).

a, b, neis y pizarras cristalinas;  $\gamma$ , granito;  $\delta$ , diabasa, diorita, etc.;  $\pi$ , pórfido; d, d, devoniano; c, carbonífero; f, f. fallas.

sur del paralelo 38° N. Aunque ese valle atraviesa toda la cordillera, el gran viajero lo describe como valle longitudinal. En el oeste sale de él el Cherchen-Daria, y luego el fondo del valle se alza hasta los 3.930 metros; hacia el lago Gass de nuevo descende a los 2.830 <sup>75</sup>.

Pero las líneas directrices del Kuen-lun occidental muestran (tal como las bosquejó Bogdanovitsch) que allí existen las mismas relaciones que más al norte entre las cordilleras orientales y las occidentales. Así lo revela el ángulo que forman hacia el lago Gass, por un lado el Chimen-tag, que representa el Kuen-lun occidental, y por el otro la cadena meridional del Tsaidam que corresponde al Nan-xan, aunque estas cordilleras no estén en mutuo contacto. Las que corresponden al Nan-xan describen arco similar al de la de Humboldt. El Tsaidam meridional (ONO.) gira hacia el Dimnalik (OSO.), y la cordillera de Columbus (Nargun-blan) hacia el Ayalik-tag y el Tokus-Dabaan; ocurre, pues, que también el Valle de los Vientos está completamente encerrado entre ramas paralelas arrumbadas al OSO.,

y que una barrera arqueada limita por el norte la elevada región del lago Kunkul.

Uno de los cortes que dibujó Bogdanovitsch en el Kuen-lun occidental cruza el Valle de los Vientos. La primera cadena y más septentrional, el Altain-tag, se compone de devoniano con lomas de granito intrusivo, como la cordillera rusa del suroeste. La segunda cordillera, la Yusupalik-tag, juntamente con el Chimen-tag, es una gran cadena de neis. El Valle de los Vientos corresponde a un sinclinal carbonífero. Prolongado el corte algo al oeste encuentra hacia el sur, primero la rama opuesta del sinclinal carbonífero, luego devoniano muy inclinado y después la gran montaña granítica de Kysyl-unguin-tiure con el devoniano de nuevo en el lado más lejano. Tras de esa montaña, el Aialik-tag, donde Bogdanovitsch halló corales del devoniano medio a grande altura; luego la cordillera desciende a la cuenca del Alak-kun-kul, a 4.000 metros de altitud. Pasada esa ancha llanura yérguese la cordillera de Prjewalski (Arka-tag), que se arrumba de levante a poniente <sup>74</sup>.

Así como el Chu-ma-er y Sua-dintse reproducen el área que abarca el Pestraia Grjada, la región del sur del Da-siue-xan, en medio de la cual se eleva el Ye-ma-xan, es repetición del Chu-ma-er y del Sua-dintse. El Syrtyn, dentro del arco de la cordillera de Humboldt, es trasunto del Sua-dintse; el Tsaidam lo es del Syrtyn, y la elevada cuenca del lago Kum-kul recuerda la del Tsaidam.

A medida que se apartan uno de otro hacia el sur el Kuen-lun occidental y el Nan-xan, los intervalos avanzan hacia el suroeste, y al mismo tiempo los arcos se marcan menos. El vértice del de Lun-xan queda entre los meridianos 98 y 99° E., y el del Tsaidam meridional entre los 89 y 90° E; en la cordillera de Prjewalski el arco es poco pronunciado.

Muchas cordilleras del Nan-xan, tales como el Tolai-xan, la de Ritter y el Tsaidam septentrional, no llegan al arco del Kuen-lun occidental, pero todas se arrumban al noroeste o al ONO. y pertenecen al haz del Nan-xan y no al del Kuen-lun occidental. Las cadenas del último se dirigen hacia el borde de la cuenca del Yarkand-daria y al Mus-tag-ata, y las del Nan-xan al ESE.

*Cada cadena del Nan-xan, que se aproxima a cierta distancia del borde del valle del Yarkand-daria, se desvía según el arco del Kuen-lun occidental y forma parte de esta cordillera.* Bogdanovitsch habla, y no impropriamente, de los «extremos atraídos» de ciertas cordilleras del Nan-xan occidental.

La relación mutua de ambas cordilleras recuerda la ya descrita de las que se encuentran en el Jelan (I, pág. 427, lámina IV), en las que algunos pliegues pasan de la región del Himalaya a la de las cordilleras Iránicas, y un ángulo entrante marca la línea de enlace entre las dos direcciones de movimiento. Lo mismo ocurre en el caso que examinamos ahora, y la di-

ferencia principal reside en que en estas montañas está menos desarrollada la parte occidental y en que a causa de la divergencia de las dos partes la conjunción se allana más rápidamente hacia el sur.

Al acostumbrado a considerar base de clasificación la continuidad de los pliegues, tendrá que parecerle antinatural asignar las dos mitades de una cordillera plegada, como el Anenbar-ula y montes de Humboldt, a grupos montañosos tan distintos como el Kuen-lun occidental y el Nan-xan; pero tal continuidad indica sólo cierta común dependencia en la formación de los pliegues. Bogdanovitsch cree probable que el plegamiento fuese contemporáneo en ambas cordilleras. Esto es verdad, sin duda, para los movimientos recientes; pero hay señales de influencia más profunda del Kuen-lun y que aún no se ha entendido totalmente. Loczy citó en el Nan-xan «direcciones que se cruzan mutuamente como enrejados»<sup>75</sup>. En esta conexión, según Obrutschew, debiera mencionarse la flexión sigmoidal aguda en el Pico del recodo del Da-syue-xan, así como la estructura divergente del Ye-ma-xan y de otras cadenas lejanas de la comarca de la conjunción; por ejemplo, el Tolai-xan, donde en medio del Nan-xan aparece de improviso la dirección ENE. o nordeste del Kuen-lun occidental. Obrutschew cita un caso muy notable en la región del Da-je, en los montes Richthofen, donde la arenisca supracarbonífera, con rumbo noroeste (290 a 305°) y agrio buzamiento al suroeste, forma un arco acodado con rumbo nordeste (40°) y buza mucho al noroeste, y luego vuelve pronto su dirección y buzamiento originales<sup>76</sup>. Curva sigmoidal en la que varía el buzamiento con el rumbo. En otro caso, en la cordillera oriental de Richthofen las capas paleozoicas antiguas presentan desviaciones del ONO. al oeste, y hasta el nordeste, que no afectan a la arenisca supracarbonífera.

Resumamos lo dicho.

Las cordilleras a que nos hemos referido en este capítulo se distribuyen en dos grupos: el primero de rumbo al ONO. o noroeste y el segundo al ENE. En muchos casos se unen ambos por medio de arcos.

El primer grupo comprende el Lun-xan y cadenas del Nan-xan, excepto la Ye-ma-xan; el Tsaidam meridional la de Marco Polo y otras.

El segundo grupo abarca el San-Sian-tsy, la cordillera néisica de Chaitien con la Pestraia Grjada; las de Chi-bao-xan, Ye-ma-xan, Anenbar-ula, Altyn-tag y Climen-tag; las Dinamalik, Tokus daban, la cordillera Rusa y otras.

*El primer grupo se relaciona, por su disposición y dirección, con el Tian-xan y el Bei-xan.*

*El segundo debe incluirse en el Kuen-lun occidental y pertenece a la guirnalda que rodea la cuenca del Yarkand-Daria.*

LOS ALTAIDES.—Si fijamos la atención en una sola cordillera, tal como el Cáucaso, los Cárpatos, los Pirineos o los Apalaches, podemos investi-

gar si su estructura es simétrica o asimétrica, a qué lado se halla su país frontero, si está dividida en varias ramas y así sucesivamente. Pero las varias cordilleras de la antigua cumbre asiática no se prestan a tal investigación. Deben su forma externa, así como su estructura interna, a un proceso muy general y amplio de plegamiento y subsiguientes dislocaciones disyuntivas, y tal vez también, en casos aislados, a la existencia de fajas larguísimas de granito que se revelan en el relieve de la comarca. En el este, por ejemplo, en el Gasimur, donde está plegado el devoniano discordante, es posible que haya ocurrido además plegamiento póstumo.

Por lo general, las cordilleras del primer grupo nos muestran largas prolongaciones paralelas a su dirección y son manifiestos los obstáculos que han impedido el desarrollo de los pliegues. Pero en las montañas de la cumbre general es menor la independencia. Hay señales de plegamiento inverso hacia el anfiteatro de Irkutsk, y podemos observar en mayor escala un plegamiento común del interior al exterior, o sea al sudeste y suroeste.

La generalidad y persistencia del plegamiento se revelan, no sólo en la arqueada forma de los pliegues de la serie de Angara en el centro de la antigua cumbre, sino que el mismo rasgo se repite en Minuzinsk, y aún fuera de la cumbre, en la cuenca del Amur superior y Manchuria; las mismas llanuras comprendidas entre las cordilleras presentan señales más o menos notorias de plegamiento hasta el horizonte de los depósitos de Gobi.

Resta sólo descubrir, trazando las líneas directrices, la región donde ese movimiento general se ha originado. Uso el término *región* porque, aunque conozco poco la estructura detallada de la antigua cumbre, es claro que el movimiento procede, no de un punto ni línea señalada, sino casi seguramente de una región arqueada, con la convexidad hacia el sur, como la que une las direcciones del Baikal y del Sayan.

Mas hay en el interior de Asia otras cordilleras que se alzan hasta la región de las nieves perpetuas, más modernas que la antigua cumbre, de distinta dirección, y a veces tan apiñadas que los fondos de sus valles se mantienen en grandes espacios por encima de los 4.000 metros de altitud, y presentan extraordinaria y general elevación, respecto de la cual es comparativamente pequeña la de los picos nevados. El Kuen-lun central es ejemplo de esta estructura. Donde quiera que hondos valles transversales cortan a esas imponentes moles montañosas, cual ocurre entre Min-cheu y la «Cuenca Roja», sólo observamos pliegues hacinados, y si el conjunto del Kuen-lun central bajase hasta el nivel del mar, presentaría aspecto análogo al de la antigua cumbre, a saber: muchos pliegues paralelos que interrumpe a trechos el ensanchado basamento de una mole granítica. Lo mismo ocurre en el Gobi oriental, que también es un mar de pliegues más o menos denudados.



En estos sistemas de apiñados pliegues las cordilleras independientes no poseen el mismo grado de individualidad que el Cáucaso y cadenas análogas, y así ocurre en el Nan-xan, donde hallamos cordilleras sucesivamente compuestas de neises o de formaciones sedimentarias (en especial carboníferas), lo que sólo se explica imaginándolas como ondas formadas por un mismo movimiento, ya que considerada separadamente su diversa composición se hace incomprensible. Esta unidad de movimiento supone que en el seno de dichas cordilleras falta un contraste como el que se advierte entre los Alpes y el Himalaya y sus respectivos antepaíses, que son ajenos a ellas y de diversa estructura. Es la diferencia que existe entre las olas del mar abierto y las rompientes de la costa.

En notable conferencia del 3 de mayo de 1886 Tschersky expuso sus puntos de vista acerca de la estructura del Asia interior, los cuales se adelantaban con mucho a las teorías de aquella época <sup>77</sup>.

Luego de reconocer a fondo la convergencia de las cordilleras plegadas del Baikal y del Sayan hacia la región del Baikal meridional y de obtener clara idea del arco que forman aquellas extensas regiones montañosas, llegó a la conclusión de que el límite occidental de este arco debía hallarse hacia el paralelo 54° N., en el Kan superior, o sea entre el Sayan oriental y el occidental. Desde allí hacia adelante encontramos de nuevo dirección principal opuesta a la del Sayan, o sea entre OSO. y suroeste. Siguen esta última, no sólo el Sayan occidental, sino el Altai occidental, casi hasta el paralelo 50° N., especialmente el Alatau de Kusnetzki y el Salair. En el Bujtarma y en el Irtych, hacia Semipalatinsk, la dirección vuelve de nuevo al ONO.

Luego Tscherski distinguió, no dos, sino tres arcos cóncavos hacia el norte, a saber: el del Baikal, el del Sayan (entiéndase Sayan occidental) y el arco del Altai.

La penetrante mirada de Tscherski llegó más allá. Había oído hablar de la reciente demostración de que las cordilleras del Tian-xan se prolongaban hacia Europa, y a la vez reconoció que el Tarbagatai, el Boro-Joro y otras cordilleras alargadas del Tien-xan, adoptan la dirección de las montañas de orillas del Irtych. «Parece, pues (añade Tschersky en una nota), como si las fuerzas plegantes, *desviándose gradualmente de este a oeste*, hubieran afectado, sucesivamente, a depósitos cada vez más modernos».

Advertimos que hacia el exterior y, por tanto, también hacia el oeste, componen los pliegues de la estructura de Eurasia depósitos marinos cada vez más modernos. De igual modo reconocemos hacia el interior indicios de gran antigüedad. Los pliegues del neis arcaico en el lago Baikal se formaron y denudaron en la época precambriana, y, hacia el oeste, la antigua cumbre asiática ha detenido en calidad de pilar, o, para usar la expresión de Tschersky, como «muro inconmovible», el posterior desarrollo de las

ramas orientales del Altai. Pero esto no impide la formación de pliegues póstumos en el espacio que en el anfiteatro de Irkutsk limitan los precambrianos y su frente primitivo, y que lejos de aquel espacio, en el Gasimur y cerca de Urga, sedimentos devonianos discordantes y algunos tal vez más modernos queden envueltos en grandes pliegues paralelos a la cumbre.

Considerando la edad relativa de estas grandes unidades de la corteza terrestre, usaremos los términos «antiguo» o «moderno», casi en el sentido con que se usan para comparar la edad de las personas.

Adoptado este criterio resulta *más importante conocer cuándo han comenzado esos diversos movimientos tectónicos que cuando terminan*. En tal sentido debe considerarse el despliegue hacia el oeste que conjeturó Tscherski.

El eje hipotético de estrechamiento de los pliegues arcaicos dentro del sinclinal volcado de Oljon, está en la Primorskii Jrebet, cerca de Buguldeika, y casi coincide con el meridiano 106°.

El apiñamiento de los pliegues póstumos de la serie de Angara dentro del anfiteatro coincide próximamente con el meridiano 101°.

El recodo de los pliegues devonianos en herradura de Minuzinsk, a orillas del Yenisey, más abajo del Tuba, sigue el meridiano 91°.

Si incluimos en esta comparación el arco del Altai en el Bieluja, el centro de dicho arco queda próximamente junto al meridiano 87°.

*El Altai se alza al oeste de la antigua cumbre baikálica y de la región intermedia de Minuzinsk, como arco independiente y más moderno.* Hacia el este y sur ha hallado obstáculos su desarrollo. La más importante de sus ramas orientales, el Alatau de Kusnetzki, probablemente procede de la región norte del Katunj superior; pasa por el este del lago Teletsk, y describiendo un arco muy suave llega a la llanura al este de la ciudad de Tomsk. Es probable que al sureste de esta rama haya otras divergentes que se extiendan hasta el Saksar y el Izlych, cerca de la ciudad de Minuzinsk. Esta región externa al Alatau describe un arco hacia el sur, en el centro del cual asientan los picos más altos. La parte occidental presenta en el Irtych rumbo noroeste, *pero no es posible señalar límite por el suroeste al arco más moderno.*

Con objeto de obtener idea aproximada de la configuración que así se desarrolló, imaginemos cubierta de agua toda la parte de Asia situada al suroeste. Imaginemos también un impulso procedente del Irtych o del Tarbagatai, y sigamos sus efectos hacia el noroeste. Largas olas gigantescas se alzan una tras otra; al principio son más o menos convexas al suroeste, como en las ramas del Tian-xan; se ensanchan y alargan o divergen cuando tienen bastante espacio para ello, cual ocurre en el Chu y en el Ili; se apiñan, montan y levantan donde el espacio se estrecha como en el Nan xan. Tan pronto desfilan entre obstáculos rígidos e inmóviles cual en

el Tsin-ling-xan, buscando continuamente prolongación lateral, como, al contrario, impedidas por esos obstáculos se doblan y arquean. Al principio la dirección general predominante es entre noroeste y ONO. Tales pliegues u olas son las que agrupamos con el nombre de *Altaides*.

En Europa se han roto las cordilleras plegadas y dentro del ámbito que marcan los pilares se han elevado otras. En Asia presenciarnos análogos acontecimientos, pero en este continente no son cordilleras periféricas las hundidas, sino partes de una antigua cumbrera general.

Vamos ahora a investigar los efectos sucesivos de estos fenómenos.

## Notas del capítulo V: El Altai y los Altaides.

<sup>1</sup> Se obtendrá una imagen completa de esta región yustaponiendo el *Mapa geológico del distrito del Altai*, hecho bajo la dirección de A. Inostranzew, y adjunto a los *Travaux de la Section géologique du Cabinet de Sa Majesté*, III, Petersburgo, 1898, y el *Mapa geológico de los distritos de Tomsk y de Mariinsk*, por A. Krasnopolsky (Explor. geol. del ferrocarril de Siberia, XIV, 1898, que está en la misma escala).

<sup>2</sup> A. Derjavin, op. cit. (Explor. geol. del ferrocarril de Siberia, I, 1896, páginas 83 y siguientes, y mapa); A. Zaizew (Ibid, V, 1896, páginas 95 y siguientes; mapa de conjunto, pág. 97); G. G. Peetz (Trabajos Section geol. Cabinet de Sa Majesté, I, libr. 3, 1896, páginas 97-197). Véase sobre todo A. Derjavin (Ibid, III, libr. 1, 1898, páginas 9-29).

<sup>3</sup> A. Derjavin, Travaux Section geol. Cabinet de S. M., III, 1898, pág. 22. Los fósiles hallados cerca de Tomsk pertenecen al Devoniano.

<sup>4</sup> A. Inostranzew, r. f. (Travaux Section geol. Cabinet de S. M., II, libr. 3, 1898, páginas 1-117; véanse particularmente páginas 16 y 18.

<sup>5</sup> Derjavin, *Investigaciones geológicas en la cuenca del Tom*, r. (Gornyi Journal, II, 1893, páginas 110 y siguientes). (Explor. geol. del ferrocarril de Siberia, I, 1896, páginas 75 y siguientes); A. Inostranzew, f. (libro 3, 1898, en particular páginas 5 y siguientes). Véase también B. von Cotta, *Der Altai, sein geologischer Bau und seine Erzlager stätten*, in-8.º, Leipzig, 1871, lám. I, y mapa (se refiere al Salair septentrional), y Nesterowsky, *Description géologique de la partie nord-est de la chaîne de Salair, en Altai* (Annales Soc. Geol. de Belgique, Lieja, II, 1875, páginas 12-33, lám. I, y mapa).

<sup>6</sup> Esta inflexión alrededor de la extremidad del Salair y el afloramiento de los depósitos carboníferos de Kuznetsk los describe detalladamente B. Polenow (Travaux Section geol. Cabinet de S. M., II, libr. 2, 1897, páginas 98-130).

<sup>7</sup> A. Krasnopolsky, f. (Explor. geol. del ferrocarril de Siberia, IX, 1898, páginas 58-73), y Yaworovsky (Ibid., páginas 85-108, y mapa); A. Krasnopolsky (Ibid., XIV, 1898, páginas 1-96, y mapa).

<sup>8</sup> P. de Tchihatchew, *Voyage scientifique dans l'Altai oriental et les parties adjacentes de la frontiere de Chine*. In-4.º, Paris, 1845, Atlas, páginas 324-403.

<sup>9</sup> Malevsky, *Informe de una excursión a lo largo de la frontera sureste de las montañas del Altai en 1869*, r. (Gornyi Journal, 1870, II, páginas 72-95, y mapa geológico). Página 78: Por encima del Usun Tabata (alto Bujtarma), pizarras anfibólicas, dirección nordeste. Pág. 79: El mojón chino de Chimdagatna está en el granito; el gran goletz de las cercanías está formado de diorita; en la divisoria del Bujtarma se hallan pizarras oscuras semejantes a la diorita, y también pizarras micáceas y pizarras arcillosas y cloritosas buzantes al NNE. 77º (dirección ESE.). Pág. 83: Contrafuertes de Kurchum; pizarras silíceas (dirección nordeste); Pág. 84: Las pizarras llevan la dirección norte y nordeste; fuentes del Ojor, límite frontera china de Suak Ulan-doba (2.828 metros, al este de 88º de longitud este). Pág. 85: Diorita y pizarras dioríticas con pórfido; mojón frontero de Zogamborgasu, pizarras arcillosas, caliza, rocas feldespáticas; dirección de la pizarra, norte; de aquí parte el camino de Kobdo y Uliassutai. Pág. 85: Mojón de Suok (al este de 89º de longitud este), diorita y pizarras dioríticas, con pizarras arcillosas, generalmente vertica-

les, dirección nordeste). Pág. 87: Mojón del Kak-Nor (2.520 metros; en este lugar, la cadena vuelve por encima de la estepa del Chuia hacia el norte y toma el nombre de Saliugem o extremidad occidental del Saian), pizarras alternando con rocas dioríticas, dirección este; pórfido en el camino del mojón. Pasaremos por alto las indicaciones siguientes, página 88, que parecen referirse a los depósitos más recientes, carboníferos, de la alta Chuia. Pág. 89: Mojón de Karaguia (al norte de 50° latitud norte y al oeste del río Bukomheré, ya nombrada), pizarras negras, dirección nordeste. Las cimas del Saliugem están formadas de granito y de sienita, las dos vertientes de pizarras. Los alrededores del lago Diuvan-Kul, donde el macizo se aproxima más al Tannu-Ola, están formadas de granito y de sienita; de este lago sale el Chulischman. Pág. 93: Cerca del Chulcha, pizarras arcillosas negras y verdes, dirección nordeste. Sienita en la línea divisoria del Karasuluk. Hacia el lago Karakul, diorita, y lo mismo en el collado Sur-Daba, que franquea la línea divisoria del Abakan. Pág. 94: Los escasos afloramientos visibles a lo largo de los cursos de agua que descienden al Chulcha muestran pizarras afectadas de pliegues muy agudos, dirección sureste. Para un cuadro orográfico de las montañas de la frontera, véase E. Schmurlo, *Los pasos del Altai meridional*, r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXIV, 1898, páginas 590-601).

<sup>10</sup> A. V. Adrianov, *Viaje al Altai y al Saian en 1881*, r. (Zapiski Soc. Imp. Rusa de Geogr., XI, 1888, pág. 222).

<sup>11</sup> La bibliografía es muy extensa; bastará con citar: D. I. Bogdanov, *Bosquejo geológico de la parte suroeste de la cuenca carbonífera de Kuznetsk*, r. (Verhandl. Russisch-k. Mineralog. Ges., 2.ª ser., XVIII, 1883, páginas 149-204, y láminas IX-XII, uno de los mapas geológicos); P. N. Venukoff, *Depósitos carboníferos de la cuenca de Kuznetsk*, r. f. (Trav. Sección geol. Gabinet de S. M., lib. 2, 1895, páginas 55-87); A. Derjavin, *Acerca de la cuenca hullera de Kuznetsk*, r. f. (Explor. geol. del ferrocarril de Siberia, I, 1896, páginas 91-96-101, lám. III, y mapa mostrando la configuración de la cuenca).

<sup>12</sup> Toda la bibliografía está indicada en B. K. Polenow, *Nuevas ideas acerca de la edad de la cuenca hullera de Kuznetsk*, r. (Travaux Soc. Naturalistes Petersburgo, XXVII, 1896, lib. 1, C. R. de las secciones, páginas 283-293).

<sup>13</sup> A. A. Inostranzew, *Excursiones geológicas en el distrito de Altai en 1894* r. f. (Trab. Sección geol. Gabinet de S. M., I, lib. 2, 1895, páginas 1 y siguientes).

<sup>14</sup> G. von Helmersen, *Reise nach dem Altai, im Jahre 1834 ausgeführt* (Baer und Helmersen Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches, XIV, 1848, páginas 48-109).

<sup>15</sup> G. von Helmersen, *Reise nach dem Altai, etc.*, páginas 59, 95 y siguientes, y mapa.

<sup>16</sup> Fr. Gebler, *Uebersicht des Katunischen Gebirges, der höchsten Spitze des Russischen Altai* (Mem. Savants extranj Acad. Imp. Petersburgo, III, 1837, páginas 455-560, y mapa; véase particularmente pág. 509). Sobre el aspecto pintoresco de los «goltzi» del alto Altai, véase las descripciones del botánico W. Sapodnikow, *El Altai*, r., in-8.º, Tomsk, 1897, con 3 mapas y 40 fotografías. Compárese con J. C. Branner, *Results of the Branner-Agassiz Expedition to Brazil, IV. Two Characteristic géologic Sections on the North-east Coast of Brazil* (Proc. Wáshington Acad. Soc., II, 1900), pág. 191, y lám. X: «An exfoliated peak of Quartz-Monzonite at Sete de Setembro, Rio Mucury.»

<sup>17</sup> W. Sapodnikow, Izvestiia Soc. Im. Rusa de Geogr. XXXV, 1899, pág. 508.

<sup>18</sup> G. von Helmersen, *Reise nach dem Altai, etc.*, páginas 179 y siguientes.

<sup>19</sup> La nomenclatura de las montañas es muy confusa, particularmente en las obras antiguas. El mapa del Estado Mayor ruso designa con el nombre de Jrebet Saliugem, más al norte de Saliugem, todo el macizo que forma la frontera desde el 88º de longitud este, alrededor de los orígenes del Chuia, y hacia el norte hasta los 52º de latitud norte; yo he adoptado este criterio. Gebler y Bunge reservan el mismo nombre a una región más reducida y que, al menos en parte, es diferente; dan el nombre mongol de «Sailughem» a una cadena de altitud mediocre, dirigida SO.-NE., y que, además de los oríge-

nes del Chuia, comprende la de la Bajka-Usa; esos autores denominan «Altum tu» a las montañas situadas más al norte, y donde se encuentran las fuentes del Chulischman. En la obra de Tchihatcheff, el codo de las montañas que rodean las fuentes del Chuia se llama «Chaine d'Irene Karagai», y su prolongación al NNE. «Chaine de Mounoun-Taiga»; por el contrario, el nombre de «Monts de Sailougueme» se atribuye a una pequeña cadena situada al norte del alto Chuia.

<sup>20</sup> G. von Helmersen, *Reise nach dem Altai, etc.*, páginas 162-176; Gebler siguió el mismo itinerario.

<sup>21</sup> Greg. Schtschurowski, *Viaje geológico al Altai, r.*, in-8.º, Moscú, 1846, Atlas, páginas 293-304.

<sup>22</sup> A. Inostranzew (Trab. Sección geol. Gabinet de S. M., I, lib. 2, 1895, pág. 30).

<sup>23</sup> Tschernyschew ha descrito recientemente el Devoniano inferior de la mina Krjukovskii, cerca de Ridderskoie, y demostrado una vez más que los sedimentos devonianos del Altai tienen los mismos caracteres que los de Europa; T. Tschernyschew, *Materialien zur Kenntniss der devonischen Fauna des Altai's* (Verhandl. Russisch-k. Mineralog. Ges., 2.ª ser., XXX, 1893, páginas 1-38, y láminas I-IV). Se hallará una lista de yacimientos en G. von Peetz, *Edad de las pizarras arcillosas de Verjne-Udinsk en el Altai, r.* (Trav. Soc. Naturalistes de Petersburgo, XXVIII, 1897, lib. 1, C. R. de ciencias, páginas 82-89).

<sup>24</sup> B. F. Hermann, *Beiträge zur Physik, Oekonomie, Mineralogie, etc., besonders der russischen und angrenzenden Länder*, in-8.º (Berlín und Stettin, 1786-1788, III, pág. 108), pensaba que el granito había penetrado en las pizarras; G. Rose (*Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural dem Altai und dem Kaspischen Meer*, in-8.º, Berlín, 1837-1842, I, pág. 611) el primero en describir las múltiples penetraciones del granito en las pizarras, confirma la superposición del granito en las pizarras y publica dos vistas dibujadas por A. de Humboldt. Según Humboldt, el granito hubiera podido deslizarse en más de 5.000 metros en bancos casi horizontales, sobre pizarras arcillosas casi verticales (*Fragmente zur Geologie und Klimatologie Asiens*, pág. 3); G. von Helmersen (*Reise nach dem Altai, im Jahre 1834 ausgeführt*; Baer und Helmersen, *Beiträge zur Kenntniss d. russischen Reiches*, XIV, 1848), considera al granito manto de emisión; B. von Cotta (*Der Altai, sein geologischer Bau und seine Erzlagertstätten*, in-8.º, Leipzig, 1871, páginas 40 y siguientes, y figuras 10-12), creyó poder explicar este corte por ascensión oblicua del granito. En la memoria de D. P. Bogdanow, *Las Montañas del Irtish, r.*, se encontrará una descripción detallada de esta parte de los cursos del Irtish, con un mapa geológico (Materiales para la Geol. de la Rusia, XI, 1883, páginas 141-166, y lám. III).

<sup>25</sup> K. Struve y G. Potanin, *Viaje al lago Zaissan y a la cuenca del Irtish Negro hasta el lago Marka-Kul y Monte Sary-Tau, r.* (Zapiski Soc. Imp. Rusa de Geogr., I, 1867, páginas 363-427; véase particularmente pág. 414).

<sup>26</sup> Malevsky, *Gorny Journal*, 1870, II, pág. 89.

<sup>27</sup> J. Schmalhusen, *Ueber tertiäre Pflanzen aus dem Thale des Flusses Buchtarma am Fusse des Altaigebirges* (Palaontográfica, XXXIII, 1887, páginas 181-216, y láminas XVIII-XXII). No está resuelta aún la cuestión de si esta flora debe ser considerada como pliocena, o como la flora montañesa de otra época de la era terciaria.

<sup>28</sup> N. Wyssotzky (Explor. geol. Ch. de fer de Sibérie, I, 1896, páginas 21-33, y lám. I; mapa geológico).

<sup>29</sup> A. Krasnopol'sky, *Investigaciones geológicas en la Siberia occidental en 1896, r. f.*, IX, 1898; Seleta, páginas 73-81.

<sup>30</sup> A. Krasnopol'sky, *Yacimientos carboníferos del Irtish, r.* (Gorny Journal, 1894, II, páginas 289-303); por el mismo, *Trabajo de la sección minera en la Siberia occidental en 1893, r. f.* (Bull. Comité Geol. Petersburgo, XIII, 1894, páginas 179-203), e *Investigaciones geológicas en la estepa quirguisa en el Irtish, r. f.* (Ibid., I, 1896, páginas 1-45, con un mapa geológico de la parte oriental de la estepa); A. Meister, *Exploraciones geológi-*

cas en las estepas quirguisas siberianas, r. f. (Ibid., V, 1896, páginas 51-68); para los yacimientos metalíferos, véase sobre todo Antipov, Gornyi Journal, 1892. La distancia de la montaña de Degelen al Ishin, contada hacia el ONO., es de 850 verstas poco más o menos.

<sup>31</sup> A. Meister, *Exploraciones geológicas en la estepa quirguisa en 1894-1896*, r. f., XV, 1899, páginas 1-180, y mapa; véase en particular páginas 163 y siguientes).

<sup>32</sup> A. Krasnopolsky, Bull. Comité geol., XIII, 1894, pág. 200.

<sup>33</sup> I. V. Muschketov, *El Turquestán*, I, in-8.º, Petersburgo, 1886, páginas 32-34, y mapa.

<sup>34</sup> I. V. Ignatiew, *Informe de la expedición al macizo de Jan-Tengri*, r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXIII, 1887, páginas 105-136, y mapa). Sobre el glaciar de Djiparlyk, cuyos escalones tallados en el hielo constituyen la parte más peligrosa del puerto de Musart, existe un verdadero Gryde-See como los que se ven en Groenlandia aguas abajo de los Nunataks. Al sur del puerto, parece que la dirección nordeste se encuentra también en los contrafuertes.

<sup>35</sup> El corte de Muschketov después del temblor de tierra de Viernoyi (19 junio 1887) entre esta ciudad y el Issyk-Kul al sur, por el Alatau transiliano y el Kungei Alatau, muestra que existen fallas longitudinales en esta parte de la cadena (Mem. Comité geol. Petersburgo, X, núm. 1, 1890, pág. 132, y lám. IV). Más al este, al sur de Djarkent, según Brusnitsin, las capas se han revuelto hacia el sureste, de tal manera que el granito recubre la caliza carbonífera plegándola al NO.; T. Brusnitsin, *Investigaciones geológicas y mineras en la provincia de Semirechinsk*, r. (Gornyi Journal, 1892, I, páginas 459-469, y mapa geológico).

<sup>36</sup> K. Bogdanovitch, *Investigaciones geológicas en el Turkestán oriental*, r. (Trabajos de la Expedición al Tibet dirigida por M. V. Pievtsov, II). Publicada por la Sociedad Imp. Rusa de Geografía. In-4.º, Petersburgo, 1892, y lám. V, fig. 8.ª Obrutschew insiste en el pasaje de los pliegues paralelos del Bei-Xan al Tian-xan y en la unidad de los dos sistemas en su memoria intitulada *Orografía del Asia central y de su borde sureste*, r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXI, 1895, páginas 253-344, particularmente páginas 277-278).

<sup>37</sup> Esta cifra es la que indica Roborowski (Compte rendu Soc. Geogr. París, 1897, página 207). Véase también W. Obrutschew, *Geographische Skizze von Centralasien und seiner südlichen Umrandung* (Hettner's Geogr. Zeischrift, I, 1895, páginas 274-277, etc.).

<sup>38</sup> K. Bogdanovitch, *Investigaciones geológicas en el Turkestán oriental*, lám. V, y fig. 9.ª

<sup>39</sup> G. E. y M. E. Grum-Grimailo, *Descripción de un viaje a la China occidental, y al Tian-xan Oriental*, r. Publicado por la Sociedad Imperial Rusa de Geografía. In-4.º, Petersburgo, 1896, páginas 284 y siguientes, y mapa.

<sup>40</sup> V. A. Obrutschew, *Asia Central*, r., in-4.º, II, páginas 546 y siguientes. M. Obrutschew tuvo la atención de enviarme las primicias de esta obra antes de su publicación; cumulo un deber de gratitud con el sabio explorador expresándolo aquí. La última página que he podido conocer al redactar estas líneas es la pág. 608 del tomo II. V. Y. Roborowski y P. K. Kozlow, *Informe preliminar de un viaje de tres años por el Asia Central* (resumida por Kozlow), r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXIII, 1897, páginas 121-163). Kozlow, partiendo de las montañas situadas al oeste de Hami, avanzó hacia el sur y comprobó que el desierto se inclina en suave pendiente en esta dirección hasta el borde del Chol-Tagh (Ibid., pág. 159).

<sup>41</sup> Fr. Krasser, Die von W. A. Obrutschew, *In China und Central-Asien 1893-1894 gesammelten fossile Pflanzen* (Denkschr. K. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. CLXX, 1900, pág. 149). También existen capas de *Phoenicopsis* en el Tyrkyp-Tag, en la orladura septentrional de la depresión de Liukchun (Ibid., pág. 146). Las capas con marcas ve-

getales de Tung-Xan, contrafuerte del Bogdo-Ola, al sur de Urumchi, son más antiguas y encierran *Lepidodendron* (Ibid., pág. 143).

<sup>42</sup> Roborovski y Kozlow, obra citada, pág. 156. Los hermanos Grum-Grimailo señalan a menudo, en el camino que va de Hami a Gunsten, pasando por el puerto de Ulan-Ussu, la dirección nordeste, como si la extremidad oriental de la rama que corresponde al Bogdo-Ola estuviese caracterizada por una inflexión análoga a aquellas que presentan las occidentales del Tian-xan; véase Grum-Grimailo, a propósito de la rama del Choglu-chai, etc., obra citada, páginas 308, 428, 495 y en otras partes.

<sup>43</sup> Grum-Grimailo, *Relación de un viaje a la China occidental*, I, páginas 313 y siguientes, y 495-496.

<sup>44</sup> Obrutschew, *Asia Central, etc.*, II, páginas 528 y siguientes (Izvestiia Imp. Rusa de Geogr., XXXI, 1895, páginas 294-301).

<sup>45</sup> Grum-Grimailo, *Relación de un viaje a la China occidental*, I, páginas 381-417

<sup>46</sup> Obrutschew, *Asia central*, II, páginas 483-535.

<sup>47</sup> Roborovski y Kozlow, *Informe preliminar*, r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXIII, 1897); V. F. Ladygin, *Informe preliminar acerca de un corte del Gobi desde Dalyn-turu a Su-chu*, r. (Ibid., XXXIV, 1900, páginas 169-197, y mapa).

<sup>48</sup> V. Obrutschew, *Bosquejo orográfico y geológico de la Mongolia Central, etc.* r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXX, 1894, páginas 239-244, y *Asia Central, etc.*, II, páginas 362-397).

<sup>49</sup> Kozlow, *Lob-Nor*, r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXIV, 1898, páginas 60-116, y mapas; véase sobre todo páginas 90 y siguientes); Roborovski, Ibid., pág. 15.

<sup>50</sup> Según una observación de Kozlow, que tuvo la bondad de comunicarme M. Obrutschew.

<sup>51</sup> H. Michaelis, *Von Hankou nach Sutschou. Reisen im mitleren und westlichen China*, 1879-81 (Petermanns Mitteil., Ergänzungsheft Nr. 91), 58 páginas, 3 mapas, 1888. A. Steuer ha descrito micacitas cloriticas, que provienen de esta masa de rocas desnudas, en sus *Mittheilungen über Gesteine aus den chinesischen Provinzen Kansu, Schensi, Hupe und Honan* (Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. X, 1895-96, páginas 477-494; particularmente pág. 489).

<sup>52</sup> *Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ostasien 1877-1880*. In-4.º, I, Wien, 1893, atlas in-folio; von L. v. Lóczy, páginas 499-559, etc.

<sup>53</sup> Obrutschew, *Asia Central, etc.*, I, páginas 598-613, itinerario núm. 8.

<sup>54</sup> Esta figura, como indica el texto, debería ser modificada en muchos de sus detalles conformándola a las observaciones subsecuentes; es la única carta geográfica que conozco de una parte del San-sian-tsy.

<sup>55</sup> L. von Lóczy, *Wissenschaftliche Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ostasien 1877-1880*, III, in-4.º, Wien, 1897; *Beschreibung der fossilen Reste von Wirbelthieren und von Mollusken und die palaeontologisch stratigraphischen Ergebnisse*, véase particularmente pág. 207.

<sup>56</sup> En la figura 10, estos depósitos están designados con el símbolo CaS (arenisca supracarbonífera), conforme a la interpretación admitida primeramente.

<sup>57</sup> Obrutschew, *Asia Central*, I, pág. 581.

<sup>58</sup> L. von Lóczy, *Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ostasien*, I, páginas 554-662 (Tung-hoan-hsien Sa-chu).

<sup>59</sup> Obrutschew, *Asia Central*, I, páginas 589 y siguientes; para el corte del Lin-Chui, I, páginas 566 y siguientes.

<sup>60</sup> Obrutschew, *Asia Central*, I, páginas 526 y siguientes; en particular, pág. 533, fig. 106; corte del Chan-dan-sian.

<sup>61</sup> Obrutschew, *Asia Central*, I, páginas 512 y siguientes.



<sup>62</sup> Es indispensable hacer notar aquí que la posición de la ciudad de Chen-fan, tal como lo indican los mapas, es inexacta.

<sup>63</sup> L. von Lóczy, *Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen B. Széchenyi in Ostasien*, I, pág. 637.

<sup>64</sup> Obrutschew, *Asia Central*, II, pág. 240.

<sup>65</sup> Obrutschew, *Asia Central*, II, páginas 147-151.

<sup>66</sup> Obrutschew, *Asia Central*, I, pág. 545.

<sup>67</sup> L. von Lóczy, *Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise... in Ostasien*, I, páginas 543-544 (según las figuras 65 y 66).

<sup>68</sup> Obrutschew, *Asia Central*, II, pág. 144.

<sup>69</sup> V. Obrutschew, *Bosquejo orográfico del Nan-xan*, r. (Izviestii Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXX, 1894, páginas 42-112, y mapas); *Bosquejo del Nan-xan Central*, r. (Ibid, páginas 709-734, y mapa), *Orografía de Asia Central y su borde sureste*, r. (Ibid, XXXI, 1895, páginas 253-344; en particular, páginas 316-331, con dos mapas esquemáticos del Nan-xan por Obrutschew y Roborovsky). Véase también Obrutschew, *Asia Central, Norte de China y le Nan-xan*. El valle del Tatung-ho, de Lóczy, es el Chagryn gol, de Obrutschew. Roborovsky distingue en el último el Mo-mo-Chan del Ma-ling-xan; el Chaji-xan, L. Amasurgu forma con el eslabón granítico y gnésico que se le une al oeste, en el mapa de Obrutschew, los Montes Lóczy y los Montes Potanin; los últimos se unen a la cadena meridional del Kuku-Nor; Maja-xan y Wuso-ling. L. Mo-mo-xan, Obr. y Rob-Teteung meridional, Prjev. Tsin-chin-ling, Obr. y Rob.

<sup>70</sup> *Rhynchonella alinensis* (según Tschernyschew); Obrutschew señala en otra localidad *Spirifer elegans* y *Sp. Anosoffi* (*Asia Central*, II, páginas 9-10).

<sup>71</sup> St. George R. Littledale, *A Journey across Central Asia* (Geogr. Journal, III, 1894, páginas 445-475, y mapa; véase sobre todo página 462).

<sup>72</sup> Lo mismo ocurre en algunos sitios al pie del San-sian-tsy.

<sup>73</sup> Prjevalsky, *Cuarto viaje al Asia Central, De Kiajta a las fuentes del río Amarillo. Exploración al borde norte del Tibet y viaje al Lob-Nor* (Rr.). Publicado por la Sociedad Rusa de Geografía. In-4.º, St. Petersburgo, 1888, pssin; véase también E. Delmar Morgan, *The Orography of Northern Tibet* (Supplementary Papers R. Geogr., Soc. Londres, III, Par. I, 1890, páginas 69-76, y C. Diener (Petermanns Mitteil., XXV, 1889, páginas 34 y siguientes, 2 pl.; mapa de C. Schmidt); K. Bogdanowich (Mitteil. k.k. Geogr., Ges., Viena, XXXVIII, 1895, páginas 516-574).

<sup>74</sup> Bogdanowitsch, *Investigaciones geológicas en el Turkestán oriental*, r. (Trabajos de la expedición al Tibet dirigida por M. V. Pievtsow, tomo II). Publicada por la Sociedad Imperial Rusa de Geografía. In-4.º, Petersburgo, 1892, pág. IV, fig. 7.

<sup>75</sup> L. von Lóczy, *Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise... in Ostasien*, I, página 662.

<sup>76</sup> Obrutschew, *Asia Central*, II, páginas 145 y 163. Esta localidad está situada en el arroyo Kamenistoi, al este del meridiano de Su-chu.

<sup>77</sup> L. Tchersky, *Acerca de la tectónica de la región montañosa que pertenece a la región noroeste del Asia Central*, r. (Travaux Soc. Naturalistas de Petersburgo, XVII, cuaderno 2, 1886, páginas 51-58).

## CAPÍTULO VI

# LOS ALTAIDES ORIENTALES

Ordos.—Las montañas del Hoang-ho.—Jar-Narin-Ula y Ala-Xan.—Bifurcación del Nan-Xan oriental.—Resumen.—Kuen-Lun central y oriental.—Divergencia de las cordilleras birmanas y del Yu-Nan.—Rama occidental.—Mandalai.—Moie de Camboye.—Rama meridional.—El río Rojo.—Resumen.—La península Malaya.—El arco de Banda.—Supuestos fragmentos de Nueva Guinea.—Borneo.—Célebes.—Halmahera.—Resumen de los Altaides Orientales.

Fernando von Richthofen ha demostrado que en el norte de China, desde los campos de lava de Mongolia hasta el valle del Wei y hasta el Hoang-ho, cerca de Hsi-ngan-fu, sedimentos cambrianos sin trastornos se apoyan en discordancia sobre terrenos arcaicos plegados (II, pág. 186). Esa región comprende también Xan-tung y Lian-tung, así como Corea hasta donde alcanzan las observaciones.

Es tan notable esta estructura que, a pesar de la dirección divergente que prevalece desde las fuentes del Ije-ude, al sureste de Mongolia, hay que plantear el problema de si reaparece en esa región la antigua Cumbre General. F. von Richthofen contesta a esta pregunta. Al este, en Xan-Tung y Lian-Tung, la dirección de los granitos más antiguos y neises primitivos es constante al NNO., y, sin embargo, no es una de las direcciones de la Cumbre. En las regiones del norte de Tshili y Shansi, cerca del Gobi, donde el neis de hornablenda y el clorítico representan los terrenos más antiguos, domina plegamiento suave con dirección esnordeste '.

Respecto de la última región, sin duda procede preguntar si la rama baikálica de la Cumbre no se extenderá hasta ella. Es cierto de todos modos, que la mole siniana es un elemento rígido en el último desarrollo de la estructura de Asia.

Sin embargo, F. von Richthofen ha sentido los hechos siguientes: el emparrillado de Pekín, que se compone principalmente de terrenos anti-

guos, termina hacia el oeste en una fosa de hundimiento. Lo prueba claramente el extremo occidental del Hsi-chu-xan, cerca de Hsin-chu, y las relaciones generales muestran que algo parecido debe ocurrir respecto del Wutai-xan y el Nan-tu-xan.

Las capas están bastante llanas, lo mismo las del antiguo piso siniano, que se apoyan en neis, que las de la arenisca supracarbonífera. Pero allí donde está protegido el piso siniano ocupa nivel más alto que la citada arenisca.

«Puede explicar esta disposición la hipótesis de que la meseta (de arenisca supracarbonífera o arenisca de la Meseta) señale el comienzo de un territorio profundamente hundido, que termine en línea recta a lo largo de aquella parte del continente primitivo que ha permanecido en su sitio. Aún se ignora cuánto se extiende hacia el oeste y de qué manera se modifica la estructura de las montañas hacia la región de Ordos»<sup>2</sup>.

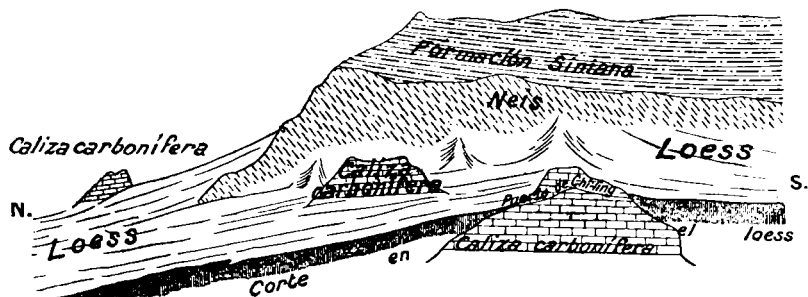


FIG. 12.—Frente occidental del Hsi-chu-xan (según F. v. Richthofen).

Esto se escribió en 1882; sabemos ahora que el Ordos pertenece a la plataforma hundida y que el Hoang-ho, en el tramo oriental de su valle, señala proximamente el borde de esta región, de perímetro casi rectangular.

Como hemos indicado, la serie superpuesta al basamento arcaico de la mole siniana se compone de cambriano marino (siniano), luego sedimentos marinos del carbonífero superior, después capas de hulla y la potente arenisca de la Meseta o arenisca supracarbonífera de Richthofen. Con esto alcanzamos el período de aquellas variadas floras terrestres que caracterizan a la serie de Angara en Siberia, Mongolia y Manchuria.

Según dijimos, los términos más modernos de esta serie se ven hundidos cerca de Hsin-chu, en el extremo occidental del Hsi-chu-xan, y también son los que forman más al sur la meseta de Shansi (excepto el Ho-xan), y sus líneas escalonadas hacia el este y el sur (II, pág. 190).

Pero al oeste, más allá de la parte del Hoang-ho que corre hacia el sur, esa meseta se tiende hacia el norte de Chansi y Kansu, bajo el amplio manto de loes que abarca del sur de Ordos al valle del Wei.

Debemos a Obrutschew detallada descripción de Ordos. En el norte se extienden mucho las llanuras arenosas cuya arena se apila en grandes masas al lado norte de la Gran Muralla, al sureste de Nin-sia-fu. Al sur de la Muralla el loes ocupa grandes territorios hacia el este; la arenisca supracarbonífera y los yacimientos carboníferos pueden notarse todavía bajo el manto de loes y los depósitos yesíferos del piso del Gobi. Las cordilleras de Lu guan-lin y Bo-yui-xan, que señalan nuestros mapas, no existen en realidad, y hacia el sur, las altas mesetas del loes se ensanchan continuamente<sup>3</sup>.

L. von Loczy, que viajó por el sur del país a partir de Hsi-ngan-fu, o sea desde el sureste hacia Lan-chu, halló arenisca supracarbonífera y señales de carbonífero bajo el loes. Cerca de Ping-lean-fu alcanzó la loma de *Lo-pan-xan* (106° 45' E., 35° 45' N.), de 25 kilómetros de anchura; es un sinclinal transverso de caliza carbonífera muy plegada y arenisca gris, cuyo eje buza al oeste. En Ordos, las mismas rocas aparecen, siempre horizontales, bajo el loes.

Algo al oeste de *Lo-pan-xan* asoman por primera vez pizarras cloriticas, a las que sigue de nuevo el loes durante 280 kilómetros; y después, algo al sureste de la ciudad de Lan-chu, aflora neis en la riscosa garganta del Hoang-ho y se arrumba al esnordeste (E. 30° N.)<sup>4</sup>.

Podemos, pues, deducir que ancha y elevada plataforma de arenisca supracarbonífera ocupa el espacio dentro del arco del Hoang-ho hasta el *Lo-pan-xan*, donde aparece el plegamiento, y hasta el valle del Wei, lo que, medido en el meridiano 108 E., nos da más de siete grados de latitud para el ancho de la plataforma.

No es único límite de la plataforma el recodo del río; en todas partes el Gobi está más alto que el Ordos, y marca el descenso de uno a otro una serie de cadenas rocosas, a menudo abruptísimas, hacia el Ordos, la mayoría de las cuales son ramas dispuestas unas tras otras en escalón y algunas cruzan a la orilla derecha del Hoang-ho. Para conocerlas mejor volveremos al norte, hasta la escarpa próxima a Hsin-chu, y luego, volviendo al NNO., avanzaremos más y cruzaremos la frontera mongola.

**LAS MONTAÑAS DEL HOANG-HO.** — Si marchando de Pekín hacia Kalgan abandonamos el camino cerca de Hsuen-hwa-fu para tomar dirección occidental, y luego seguir el Yan-ho, en el camino a Kuku-Joto, alcanzaremos el borde de los mantos basálticos del sur de Mongolia. Los seguimos cerca de la misión cristiana de Oerr-shi-san-hau, en el lado más lejano de la cordillera neísica de Kulu-xan, que se arrumba al nordeste. De aquí en adelante (especialmente desde Kuku-Joto) se siguen largas cordilleras y limitan la orilla septentrional del Hoang-ho hasta su recodo del noroeste.

Armando David y Prjewalski han dado los relatos más importantes acerca de esas regiones tan poco visitadas <sup>5</sup>.

Algo al oeste de Oerr-shi-San-hau (hacia los 40° 47' N., 113° 18' E.) hay una laguna rodeada de lavas. David la califica de «estanque»; Prejewalski la denomina «kirnor». De entre las lavas se alza la cordillera de Shara-jada, probablemente llamada así por su caliza amarilla y que se dirige al suroeste hacia Kuku-Joto. Cincuenta kilómetros más al oeste sigue la cordillera paralela de *Suma-jada*, más alta que la anterior, pero como ella ríscosa sólo en sus bordes y formada casi por completo de granito. Su pie está entre los 1.600 y 1.700 metros. Al norte de Kuku-Joto hay larga y estrecha cadena, tal vez continuación de la de Shara-jada, que conforme se aproxima al Hoang-ho gira de la dirección suroeste a la OSO. En muchos mapas lleva el nombre de *In-xan*, que, según Prejewalski, se aplica al conjunto de montañas que rodean el valle del Hoang-ho, arrumbadas de oeste a este. Al norte de la ciudad de Bautu sigue como alta y empinada muralla a lo largo del Hoang-ho. David denomina a esta cadena el Ura-Tau, y la cruzó cuando viajaba desde Sertshi (algo al este de Bautu) hacia el norte. Luego de cruzar una loma de granito y pórfido, llegó a una zona bastante ancha de depósitos de carbón y arenisca; pasado Che-kuen cruzó sucesivamente la cadena de neis y granito de U-than-dyo, la altiplanicie de U-teuini-gol, la cadena neísica de Changini-ula (paralela al Uratu), la árida llanura de Mao-min-ngan y de nuevo una cordillera de neis. Así que la tierra montañosa del norte del Hoang-ho está rota según líneas paralelas <sup>6</sup>.

Afirma Prjewalski que el *In-xan* (Uratu), luego de un recorrido de 250 kilómetros, termina de súbito en la ríscosa cordillera de Muni-ula (Wula-xan de Rockhill) que presenta los mismos caracteres. Las partes más occidentales del *In-xan*, Syrun-bulyk y Muni-Ula constan de granito, neis, granulita y rocas de hornablenda juntamente con pórfido y rocas eruptivas relativamente modernas. Muni-ula alcanza más de 2.600 metros de altura, y forma una línea marcadísima de 100 kilómetros de longitud y unos 25 de ancho, que termina al oeste, al norte del Hoang-ho (108° 30' E.); su aspecto es agreste y alpino.

La disposición oblicua de las cadenas a manera de ramales comienza a notarse a partir de Kuku-joto; el extremo oriental de cada cadena intersecciona con el occidental de la inmediata por el norte; pero desde el punto que hemos citado, la disposición es cada vez más notoria.

En el lado septentrional del *In-xan* occidental está la corta cadena de Shok-hoin-daban, montañas calizas, y al norte la Sheiten-ula forma otra rama cuya dirección se encorva del OSO. a la de levante a poniente. Allí comienza la cadena de los «Montes Negros», *Jara-narin-ula*, de 370 kilómetros de longitud, que se encorva del OSO. al suroeste, en amplio arco, cuya parte cóncava ciñe el recodo noroeste del Hoang-ho. Prjewals-

ki conocía el áspero descenso de estas montañas al Hoang-ho y sus terrenos arcaicos, pero en este caso, como en otros muchos, las observaciones de Obrutschew nos representan los hechos de modo nuevo y peculiar <sup>7</sup>.

La misión cristiana de San-to-ju, en las orillas del Hoang-ho, está a 875 metros de altitud. Anchísimo llano aluvial, que atraviesan brazos perdidos del gran río, la separa del pie de las montañas (930 metros). La altura relativa del Jara-narin-ula es allí tan sólo de 1.000 ó 1.200 metros. Allí cerca corta a la cadena largo desfiladero, el Gyr-obo-jundy, con un paso a los 1.580 metros de altura. Las montañas muestran neis y granito, pizarras antiguas y caliza cristalina, pero la dirección de estos terrenos es al NNE., que no corresponde con la del arco montañoso. En consecuencia, la cadena está dividida en muchas menores hacinadas, algunas de las cuales, de granito y neis, poseen perfil redondeado, mientras que otras, compuestas de pizarras, terminan en agudos picos. Cortan oblicuamente la cadena barrancos que siguen la dirección; el más importante es el Gyr-obo-jundy. Sin embargo, la idea de que hay allí una caída del Gobi hacia el Ala-xan, según la línea del Hoang-ho no está de acuerdo con la realidad. Además, la formación en ramas oblicuas del Lin-xan y de otras cadenas al norte del Hoang-ho continúa probablemente por el Jara-narin-ula, y muestra que esta parte del Gobi ha sufrido plegamiento oblicuo contra el borde de la meseta del Ordos que ha originado los ramales. Se confirma esta conjetura tan pronto como pasamos de Jara-narin-ula a aquellas partes del Gobi que se hallan al noroeste. Esta región que se dirige hacia los contrafuertes del Gobi Altai es país plegado. Obrutschew ha viajado por el Jara-narin-ula hacia el noroeste, pero es imposible enumerar todas las cordilleras que cruzó. A partir del lado noroeste del Jara-narin-ula prevalecen los terrenos arcaicos en unas 90 verstas, y las montañas pierden altura desde 1.400 a 1.000 metros. Luego hay una profunda faja de desierto (760 metros) que se dirige al nordeste, y después pórfido, caliza y arenisca supracarbonífera intervienen más en la composición de los pliegues denudados. La dirección es de levante a poniente, y en algunos sitios aún al ONO. El monte Dsoje (1.700 metros) muestra intrusiones de sienita y lo siguen muchas colinas de pórfido, no lejos de las cuales está el Jurju y se alcanza el extremo oriental del Altai del Gobi <sup>8</sup>.

No puede ser más completa la diferencia entre el Gobi y el Ordos, que recuerda el contraste entre los Alpes y su antepaís, del cual hasta entonces no presentaban señal los Altaides considerados como pliegues de la cumbre general. *Hemos alcanzado el bien definido borde de los Altaides y su encuentro con el antepaís.*

El Jara-narin-ula continúa al suroeste por el largo pliegue de Argalintai. Se aparta cada vez más del río y, según las primeras descripciones se suponía que terminaba hacia los 38° 30' N., en el desierto de Ala-xan. Sin embargo, no es así. Mucho más al suroeste halló Kasnokow el largo

pliegue de Burguste-ula, que a trechos cae abruptamente abismando hacia el sur<sup>9</sup>. Aún más al suroeste se alza el *Gori-Yavaray* que cruzó Koslow. Tiene allí 100 verstas de longitud y 15 de anchura; el paso de Oboto-daban está a 1.800 metros. Su lado meridional, según dice Koslow, presenta montañas tajadas por laderas, cortadas a pique, dispuestas en series lineales, lo que recuerda la estructura de la cordillera principal<sup>10</sup>.

Así, pues, las prolongaciones del Jara-narin-ula llegan hasta el desierto, casi en dirección de Kansu, y se aproximan a 120 verstas de esta ciudad.

Conforme el Jara-narin-ula se aparta del Hoang-ho se insertan nuevas ramas en el intervalo.

En la orilla derecha del río se alza, a los 40° 15' N., larga serie de cadenas arrumbadas al sur, que en su parte septentrional reciben el nombre de *Arbis-ula*, y que con otras varias (Oran-Teshi, Kantageri, etc.), llegan a Jara-Joto (39° 15' N.); pero según desciende, desapareciendo al fin bajo la llanura, asoma en la orilla izquierda del río el extremo norte del elevado *Ala-xan*, dirigido también al sur.

La ciudad de Nin-sia-fu, orillas del Hoang-ho (38° 30' N.), está a 1.030 metros de altura; a su oeste, los agudos picos de los montes *Ala-xan* superan los 3.000 metros; en la ladera oeste de las montañas se hallan las arenas de *Ala-xan*, a los 1.350 y 1.500 metros.

En esta región, opuesta a Nin-sia-fu, la cordillera se compone de dos ramas: una, en el norte, que llega más al este, y otra en el sur, que se une a la primera a poniente. Donde ambas se encuentran hay un puerto, a los 2.540 metros, que conduce a Fu-ma-fu, en el desierto donde Obrutschew descubrió que la rama meridional es un anticlinal de arenisca supracarbonífera, depósitos de carbón y caliza carbonífera volcado hacia levante, o sea hacia el Hoang-ho. No hay duda de que el espesor de la formación pasa de 3.000 metros. En el lado oriental la serie está invertida, y en el occidental normal. Las masas de calizas sinianas que forman los derrubios de los picos más altos, nos hacen suponer que cerca de las cumbres hay una cobijadura que ha arrastrado a la caliza por encima del carbonífero productivo<sup>11</sup>.

Prjewaslki ascendió a la cumbre de Bugutui (3.300 metros), que se halla más al sur, y halló conglomerado cuarzo<sup>12</sup>.

Nos acercamos a otro recodo del Hoang-ho, entre los paralelos 38 y 37° 30' N. Aunque el río corta el extremo norte de la cadena de *Nyu-tu-xan*, algo al sur del paralelo 38°, de nuevo el arco queda determinado en conjunto por la estructura de las cadenas adjuntas. Para datos acerca de esta región hemos de atenernos casi por completo a las observaciones de Obrutschew.

Cerca de Nin-sia-fu, la cordillera de *Arshan-ula* comienza en la orilla derecha del Hoang-ho. Probablemente es un anticlinal de la caliza sinia-

na, convertida en parte en *brecha de fricción*. En la mencionada cadena de Nyu-tu-xan, que sigue río arriba, la dirección es SSO. y corresponde al cambio de dirección del río.

Aún más notables son los rasgos de la orilla izquierda. Hacia el sur de los montes Ala-xan se halla la amplia y menos elevada cadena de *Ye-tu-xan*, que Obrutschew describe como pilar, y que limita al sur una fractura, casi de levante a poniente, según la cual parece que ha descendido el *Nyu xa-xan*. Lo mismo esta cadena que la anterior muestran capas que buzan al norte o al noroeste; la dirección general del Nyu-xa-xan es al sur-oeste, y se compone de arenisca supracarbonífera, que también asoma en afloramientos aislados en el propio Hoang-ho, que allí corre de levante a poniente <sup>13</sup>.

En la orilla norte del río, la ladera meridional del Ye-tu-xan y sus contrafuertes hundidos, al parecer, se dirigen hacia el oeste. Por debajo de Chung-wei, cerca del río, vemos un anticlinal dirigido al SSO. (210°, lo que completa el arco).

Rockshill dice que viajó aún más hacia el oeste, hasta el In-pan-shui (hacia los 104° E.), siguiendo la ladera meridional de una fila de cerros denominada *Hsi-xan*, de unos 270 metros de altura (relativa). Existe allí carbón y arenisca roja <sup>14</sup>. Al sur de esta región está la larga cadena de *Da-tso-bei-xan*, que se dirige al OSO., con capas de arenisca supracarbonífera que inclina uniformemente al sursueste.

Más podríamos averiguar si estudiáramos el objeto con mayor detalle; pero, de todos modos, es cierto que el amplio arco que describe el Hoang-ho, entre los paralelos 37° 30' y 38° N., corresponde a la desviación de la cadena y de los ramales que bordean el río.

Loczy conjeturó que ese arco que las montañas describen abarcando el Hoang-ho tiene cierta relación con las terminaciones orientales del Nan-xan, y Obrutschew cree que ambas cadenas se unen por debajo de las arenas del Ala-xan. En realidad, un examen más detenido del Nan-xan oriental hace imposible rechazar ese criterio.

En las cadenas septentrionales del Nan-xan oriental dominan depósitos paleozoicos muy espesos, mientras que las meridionales se componen principalmente de neis y antiguas rocas pizarreñas. En el borde septentrional de los Montes Richthofen se presenta una zona de melafiro en el meridiano del Kuku-nor <sup>15</sup>. Entre Lan-chu y Lihan-chu, entre los paralelos 36° 30' y 37° 30' N., dos de las cadenas septentrionales avanzan al este, cubiertas de nieve. La más septentrional, la Mo-mo-xan, a continuación de la cordillera de Richthofen, tiene ligera disminución de altura según avanza hacia el este, y luego halla nueva prolongación en la elevada Shichotse-xan. La que sigue por el sur es Shi-xan. Obrutschew denomina a su prolongación oriental Pin-fan-xan.

De este modo el Nan-xan avanza hacia el este, cortando el meridiano



de Lan-chu. Al mismo tiempo la dirección comienza a arquearse hacia el Ala-xan. Es cierto que el Mo-mo-xan procede también del Nan-xan, con dirección dominante ESE.; pero hacia el extremo oriental de Shi-chotse-xan, y sobre todo cerca de las pozas de carbón del Ta-la-pu, la dirección general ha vuelto al ENE. Sin embargo, allí estamos ya en el meridiano del Hsi-xan de Rockhill, antes mencionado, y al lado del de Da-tso-bei-xan <sup>16</sup>.

En realidad, la dirección al nordeste o ENE. se ve aún en el centro del Nan-xan oriental, especialmente en los terrenos arcaicos que forman los acantilados de las orillas del río Shi-nin, por debajo de la desembocadura del Da-tun <sup>17</sup>. Pero no vemos continuación de esta dirección en las cadenas contiguas que siguen la general ONO. Hasta que llegamos más a levante y penetramos en la garganta del Hoang-ho, aguas abajo de Lan-chu, no volvemos a encontrar neis con rumbo nordeste. Nuevas investigaciones decidirán si ese paraje corresponde o no a la prolongación desviada de la cadena de Potanin-Amasurgo, del sistema del Nan-xan.

La cordillera meridional del Kuku-nor, que se compone de rocas arcaicas, es una de las más potentes del Nan-xan, pero hacia el sureste desciende con rapidez a escasa altura. Los depósitos de Gobi, que en el valle del Shi-nin como en el del Hoang-ho son espesísimos y extendidos, se apoyan en la vertiente meridional del Kuku-nor del sur; yacen llanos a su pie, pero más arriba las laderas tienen fuerte inclinación (de 70 a 80°). Nueva prueba de la existencia de movimientos modernos <sup>18</sup>.

Al sur de la ciudad de Lan-chu se alza, según Obrutschew, la cordillera de Guan-xan, que se compone de carbonífero y arenisca supracarbonífera. (El puerto a 2.690 metros de altitud). La dirección es variable, y en realidad tan a menudo ONO. como nordeste; pero pasado el Guan-xan amplia meseta de capas de Gobi de más de 60 verstas de anchura se extiende desde el sur de la ciudad de Di-dao hasta el pie de los montes Chan-fan-xan. Tiene más de 2.000 metros de altitud y en ella han excavado sus lechos el río Tao y sus afluentes. Obrutschew considera el Chan-fan-xan primera del grupo de cordilleras que avanzan hacia el Tsin-ling-xan <sup>19</sup>. De todos modos, hemos llegado al punto sur de las desviaciones al nordeste del Ala-xan. Acaso la meseta de Di-dao continúa hacia el oeste por la situada al suroeste de Bale-kun-gomi, a la que limita el Koko-Beili, pero no debe extenderse más en tal dirección.

Es muy probable que la meseta señale la bifurcación de las cadenas del Nan-xan, o sea la separación de estos pliegues, que ha detenido el borde del Ordos, de los que conservan su dirección invariable.

RESUMEN. – El Ordos se presenta como meseta del antepaís; el Gobi y el Ala-xan como parte de la región plegada de los Altaides; el Hoang-ho, en su curso de sur a norte y luego de poniente a levante, ocupa, pues, análoga posición a la del Guadalquivir frente a la Cordillera Bética, o a la

del Ganges respecto del Himalaya. Las ramas aisladas, como la de Arbis-ula, en la orilla derecha del río, recuerdan aquellos fragmentos de los contrafuertes persas que afloran en Rori y Hyberabad, en la orilla izquierda del Indo.

Por lo tanto, de acuerdo con los exploradores que mejor conocen la comarca, *advertimos al noroeste y al oeste de ese recodo del Hoan-ho estructura arqueada*, que en realidad pertenece a los Altaides, pero en la cual se borra la distinción entre la cumbrera antigua y otra más moderna; en otras palabras, allí se confunden los Sayanidos y los Altaides.

Partiendo del oeste del Adyi-bogdo del Altai del Gobi, y, por lo tanto, de la cumbrera antigua, largo arco avanza por el desierto, cruza Bagabogdo, Koko-Tymyrt y varias desnudas lomas rocosas hasta Tostu y Noin-bogdo, de manera que cruza todo el desierto.

Al sur de este arco, en el Shjurten-joli-gobi, debiéramos ver las ramas del Tian-xan, pero han desaparecido acuñándose a lo largo del Karlyk-tag y Emir-tag.

A consecuencia de esta desaparición el Bai-xan alcanza en conjunto dirección de levante a poniente, pero sus ramas septentrionales muestran en el Edsin-gol el arco característico al ENE. y nordeste; por ejemplo, se ve en el Boro-ola, que cruza el Edsin-gol para trocarse en el Koko-ula, y de análogo modo en el Edsin-ula.

Una nueva cordillera avanza en el desierto desde el nordeste. Procede del recodo del propio Hoang-ho, o sea del lugar donde ha llegado a un máximo el hacinamiento de los pliegues. Se compone de ramas del Jaranarin-ula, el Argalin-tay, el Burguste-ula y las montañas de Yavaray; se dirige hacia la ciudad de Kansu.

En seguida las poderosas cordilleras del Nan-xan se aproximan desde el oeste. Las más septentrionales se adaptan también al gran sistema y completan el mismo arco que las cordilleras septentrionales del Bai-xan, si bien algo más al este, al otro lado del meridiano de Lian-chu. El primer arco pertenece a la línea de Richthofen-Mo-mo-xan-Shi chotse-xan, en las pozas de carbón de Ta-la-pu; el segundo arco en el Shi-xan y Pin-fan-xan.

Imposible decir con exactitud cuánto se extiende por el sur esta inflexión de los pliegues hacia Ordos; en el neis del valle del Hoang-ho, cerca de Lan-chu, pudieran hallarse todavía algunos indicios. Pero mientras que en el este las cordilleras se han doblado hacia atrás, en el oeste permanecen hacinadas, y desde el extremo de la inflexión prosiguen su marcha inalterable al ONO. Lo mismo puede decirse de las cordilleras situadas al sur de la meseta de Di-dao, que probablemente señalan la bifurcación.

Por tanto, el Gobi central, juntamente con el desierto de Ala-xan, deben considerarse asiento de un sistema de pliegues empujados hacia el

este contra el antepaís de Ordos, que continúan hacia el sur en los pliegues homólogos del Kuen-lun central, que se extienden muy al oeste hasta el entroncamiento del Nan-xan occidental con el Altin-tag y el Anenbar-ula, y que se abren hacia el noroeste, más allá del Shjurten-joly-gobi, para hallar paso por la amplia virgación del Tian-xan.

Fijémonos ahora en las ramas del Hoang-ho, desde el Jara-narin-ula, por las cadenas de In-xan, hasta la dirección nordeste de Shara-jada a levante de Kuku-joto. En lo que se refiere a posición y dirección parece que estas cadenas se asocian armónicamente con las grandes cordilleras del emparrillado de Pekín hasta más allá del Hong-xan, donde los estratos cambrianos componen una plataforma. Los rodean líneas a modo de flexiones, y sus capas muestran buzamiento general al NNO., o sea hacia Mongolia. Richthofen ha sugerido que esas líneas se encorvan cerca de Kaiping y continúan por el lado occidental del valle de Mukden; si tal se comprobase, la semejanza sería aún mayor y habría transición a la dirección del Gran Jingan. Pero no puedo negar que la comparación de estos hechos con lo que sabemos de la estructura de las cadenas próximas al Hoang-ho sugiere el problema de si se trata de verdaderas flexiones producidas por hundimiento o de líneas de simple plegamiento, como parece indicarlo la inclinación predominante de las capas al nornoroeste <sup>20</sup>.

El alcance de estas observaciones es no menos importante para nuestra interpretación de la estructura del Gran Jingan.

La distancia desde Ye-hol, en el sur, al Argun en el norte, suma nueve grados de latitud. Ciertamente que en esta distancia la comarca al oeste del Gran Jingan es, en general, más alta que en el este.

Por desgracia, hay muchos relatos inexactos acerca del sur. Fritsche, bajando desde el norte, cruzó la divisoria del Lan-ho y el Lian-ho (1.237 metros) por los 117° 52' E. y 41° 48' N., y alcanzó una serie de cadenas paralelas dirigidas al SSE.; luego cruzando el Barin-dao (1.230 metros), constituido por tres cimas en forma de cúpula, se encontró en el extremo de la comarca montañosa, que había seguido desde Pekín en región de mesetas. Allí su mapa señala altura desde 146 metros, 1.080, 1.630, 1.208 y otras análogas <sup>21</sup>.

Desde Kalgan a Föng-ning-hien (117° 10' E., 41° 13' N., 604 metros) la dirección de las montañas es principalmente al ENE., luego más bien al NNE. y norte, y, por último, en la parte sur del Jingan propiamente dicho, al NNO. Las observaciones de Fritsche concuerdan bastante bien con la hipotética inflexión cerca de Kai-ping antes mencionada; pero de esto apenas podemos deducir que el Gran Jingan mismo sea una flexión. Sabemos que a veces presenta agria escarpa en su lado oriental, pero también sabemos que en el norte es una zona de amplísimos pliegues; que allí aún las capas de Angara en el llano inmediato del Amur, presentan plegamiento póstum; que el Gobi al oeste del Gran Jingan, es región

plegada, y que la riolita y los basaltos se presentan a ambos lados de ella; pero que, aunque parece extraño, no penetran en el emparrillado de Pekin.

Por tanto, la hipótesis más en armonía con el actual estado de las observaciones, es que *el Gran Jingan es una cordillera plegada, análoga a la de Aldan y al Sijota-Alin*, también limitadas por hundimientos (incomparablemente mayores) en su lado oriental y que siguen marcha perfectamente análoga.

El Jara-Narin-ula y el Ala-xan dan frente a la meseta de Ordos y representan el borde exterior revuelto de los Altaides. El Gran Jingan, frente al que se encuentra el territorio, también plegado, de Manchuria, debe considerarse última expresión de este plegamiento que procede del Altai, abarca la parte sur de la cumbrera antigua y se manifiesta ahora en las cadenas periféricas del este.

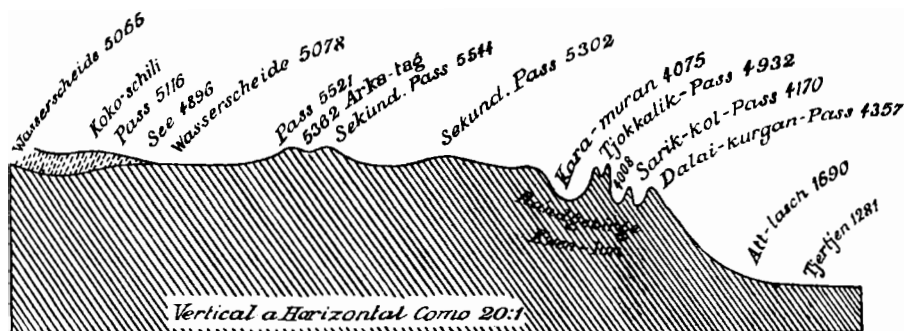


FIG. 13.—Corte de Koko-shili al valle del Tiertien-Daria (según Sven-Hedin).

La parte señalada con Randgebirge Kuen-lun corresponde al Arco de Yarkand.

EL KUEN-LUN.—Dice Richthofen que este nombre aparece en el libro de Yu-Kung, que data del siglo veintitrés antes de nuestra Era. Merece veneración por su edad. Pero es difícil definir dónde se encuentra la comarca montañosa denominada Kuen-lun en la antigüedad. La mayoría de los investigadores chinos, según Richthofen, colocan las montañas del Kuen-lun en la región del «Mar de Estrellas», cerca de las fuentes del Hoang-ho. Así tenemos que aceptarlo <sup>21</sup>.

Por consiguiente, no puede dudarse de que también tienen derecho a este nombre las potentes cordilleras que tanto se extienden de ONO. a ESE., cortando el meridiano del Mar de Estrellas desde el Arka-tag (cordillera de Prjewalski) hasta el Tsin-Ling-xan, y que denominó Richthofen Kuen-lun central y oriental. Richthofen sitúa el límite occidental del Kuen-lun central hacia el meridiano 98° E. Nuestro actual conocimiento de la parte oeste del Arka-tag nos conduce a llevar el límite al me-

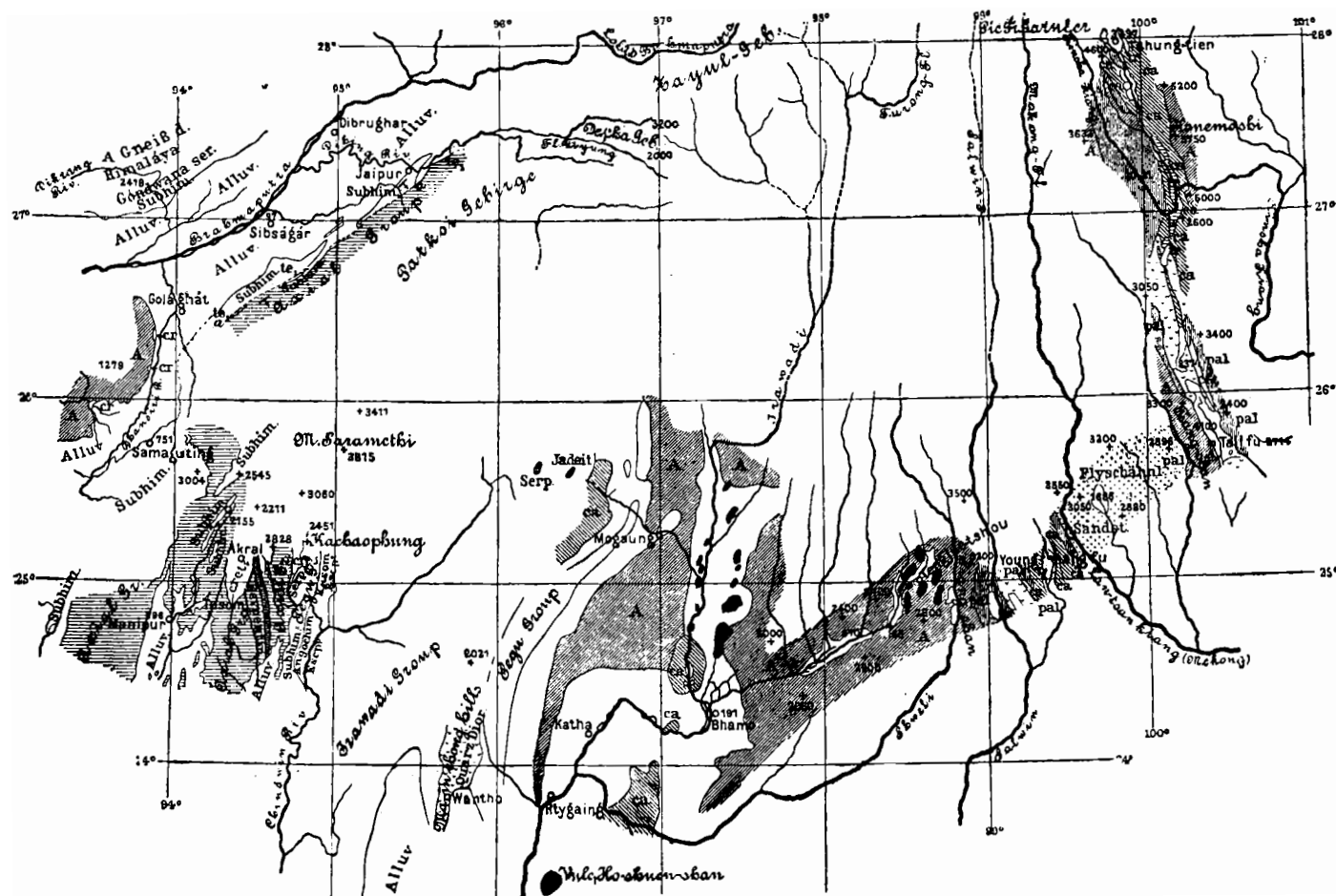
ridiano  $87^{\circ}$  ó al  $86^{\circ} 30'$ . Pero respecto de la cordillera situada al oeste del meridiano  $86^{\circ} 30'$ , observaciones posteriores justifican, al parecer, interpretación distinta, que supone la separación del Kuen-lun occidental del central.

Bogdanowitsch ha insistido en la continuidad de la cenefa arqueada que rodea la cuenca del Yarkand Daria. Ese arco se extiende desde los montes Mustag-ata, en el noroeste hasta la cordillera neísica de San-syan-tsy, cerca de An-si, en el noreste. A falta de nombre especial lo denominaremos Kuen-lun occidental o *Arco de Yarkand*<sup>23</sup>.

Hacia el noroeste este arco es ancho y se compone de muchas altas cadenas: su parte central elevada, pero estrecha, y la cortan valles transversales; hacia el noreste se rompe en ramas largas y muy caídas, entre las cuales se deslizan los ríos. Esas ramas, especialmente el Alting-tag, Anen-bar-ula y San-syan-tsy conservan la dirección ENE. y noreste del propio arco, y las varias cadenas del Nan-xan se desvían fuertemente al encontrarlas, como ya se ha observado. De este modo, decíamos, se forman áreas como el Sirtin, Tsay-dam y la de los lagos de Kumkul; el ángulo de entroncamiento se hace más obtuso y casi se desvanece cuando la cordillera de Prejewalski lleva, por último, marcha casi rectilínea. Esa elevada e ingente mole alcanza el lado norte del arco a los  $86^{\circ} 30'$  de longitud oriental, y acaso se confunde con él cierto trecho y forma un solo conjunto morfológico. Pero el examen de los cortes de Bogdanovitsch bastan para mostrar que en el meridiano de Kopa hay sólo una cordillera principal, la rusa o Akkar-chelik-tag<sup>24</sup>.

Consideramos el Arka-tag o cadena de Prejewalski como aquella parte del Kuen-lun central que avanza más al oeste (entre los meridianos  $86$  y  $87^{\circ}$  E.); la caracteriza de modo notable la existencia de rocas volcánicas modernas. El último informe digno de crédito es el de Dutreuil de Rhins, quien obtuvo escoria vesicular basáltica de la cordillera del Achit-Nor<sup>25</sup>. Enrique de Orleáns y Bonvalot citan volcanes y campos de escoria en varios sitios, pero sin pruebas fehacientes. Lo mismo puede decirse de las indicaciones de Littledale. En cuanto a Sven Hedin, vió tobas y corridas basálticas junto al extremo oeste del Arka-Tag, a los  $86^{\circ}$  N., y en varios sitios del lado meridional de esa cordillera. Según Backstrom, la roca de un paraje situado bajo el meridiano  $87^{\circ} 30'$  O. es una andesita broncítica, sin duda moderna<sup>26</sup>.

Varias cadenas, dirigidas más o menos exactamente al ESE, se unen a la cordillera de Prjewalski, siguen el borde meridional del Tsaidam, y con los nombres de Syan-si-bei, Ugutu, etc., llegan al Hoang-ho, al sur de la meseta de Balekum-gomi. Prejewalski creía que aquella cadena de Dyupar, al este del Hoang-ho, debía considerarse su prolongación. Futterer viajó desde la cordillera del sur de Kuku-nor a través del Dasun-gobi y aquellas partes orientales de los ramales del Tsaidam septentrional que de-



MONTAÑAS ENTRE EL BRAHMAPUTRA Y YANG-ISE-KIANG

(Según Medicot, Mallet, R. Oldhem, Noetting y Lóczy.)

nominó Obrutschew cordillera de Semenow, y luego, hacia el sur, hasta el Hoang-ho. Halló que la cordillera de Semenow, como las otras ramas, se compone de rocas antiguas, precedidas de una faja de carbonífero, y que continúa con rumbo ESE. hacia Balekum-gomi. Más al sur alcanzó la cordillera de Dyupar, al este del Hoang-ho, y halló, no sólo allí, sino hasta la divisoria con el Tao, la misma dirección al ESE. Así estas, observaciones enlazan de modo satisfactorio con las efectuadas en el valle del Tao <sup>27</sup>.

Entre lo mucho que ha incrementado Obrutschew nuestro conocimiento de la estructura del Asia central, creo que es de lo más importante el corte transversal desde Lan-chu a la Cuenca Roja, que abarca casi cuatro grados de latitud y que ha hecho fácil formar opinión acerca de la conexión del sistema occidental con el Tsin-ling-xan <sup>28</sup>.

Ya tenemos noticia de la parte norte de este corte que compone la alta meseta de Di-dao, con capas de Gobi, y el Chan-fan-xan, que se considera la más septentrional de las cordilleras que se dirigen a Tsin-ling-xan. Las capas del Gobi están levantadas en la ladera norte como en la sur del Kuku-nor meridional. En la misma ladera (según el itinerario hacia los 103° 50' E., 35° 9' N.) aparece basalto, acaso prolongación de las modernas corridas volcánicas, tan características de la cordillera de Prejewalski <sup>29</sup>. El Chan-fan-xan se compone de capas paleozoicas plegadas con rumbo ONO. (280-300°); en el lado meridional las capas contienen *Knorrina* y *Lepidodendron*.

En las cadenas que siguen hacia el sur, los terrenos ofrecen la misma dirección ONO. o noroeste durante 200 verstas o hasta que llegan cerca de la confluencia del río Dyorni con el Pei-shui (hacia los 33° 25' N.). En esta región las montañas occidentales cruzan el Tsin-ling-xan. En ningún punto de esta línea menciona Obrutschew faja importante de neis o de granito; a trechos hay pizarras, pero en general se trata tan sólo de una serie de pliegues paleozoicos apiñados, en los que se han hallado señales de fósiles devonianos y carboníferos, pliegues que, uno tras otro, forman las cadenas de Chan-fan-xan, Sjaio-xan (3.400 a 3.600 metros), la divisoria de Yalin (2.810), entre el Tao y el Pei-shui, por el cual se elevan, al parecer, los depósitos rojos del Gobi en las laderas del Ya-lin-xan y luego la peñascosa cordillera de Min-xan (4.000 metros), que en la línea del corte muestra un sinclinal de arenisca supracarbonífera caído al suroeste.

De los precisos datos de Obrutschew se infiere también que algo al sur de la mencionada confluencia del Dyorni y cerca de la ciudad de Tsy-chu, hay un cambio en la dirección de los pliegues. Aún por encima de este paraje son más frecuentes pizarras antiguas cloríticas y turmalínicas. Allí donde el Pei-shu corta la cordillera de Lin-yan-xan, mientras describe un arco, la dirección de los pliegues es un trecho de levante a

poniente con caída hacia el sur; luego vuelve al nordeste (60 a 80°), torna a ser de este a oeste en el Pa-nan-xan, y, por último, asume en el Pi-xan el rumbo nordeste (60°), que persiste de 50 a 60 verstas hasta la orilla de la Cuenca Roja.

Esta cordillera meridional, arrumbada al nordeste se une por pliegues intermedios con los que se dirigen al ONO. Se compone, en el norte, de pizarras antiguas, especialmente pizarra clorítica y filadios; más al sur, en el Dali-xan, de sedimentos paleozoicos, en realidad del siluriano superior o del devoniano y caliza de fusulinas. Allí hay caída al sureste. Siguen en transgresión los espesos conglomerados marginales de la Cuenca Roja, cuyas capas con plantas presentan señales de ligero movimiento póstumo.

La ciudad de Lan-chu está al oeste del meridiano 104°; el corte que acabamos de definir en la cordillera arrumbada al nordeste, juntamente con el Pi-xan y Dali-xan, se encuentra entre los meridianos 105 y 105° 45' E. Los cortes transversales que trazaron Richthofen, Loczy y Obrutschew en el Tsin-lin-xan quedan entre los meridianos 106° 30' y 107° 30'.

Sabíamos ya por las obras de Richthofen (II, pág. 190) que esta gran cordillera, aunque muy regular en su forma externa, se compone de dos cadenas de direcciones distintas. La septentrional, el *Tsin-ling-xan* propiamente dicho, llega desde el valle del Wei a la mole granítica de Lyu-pa-ling y presenta estructura de cadena normal unilateral; se compone de una zona de neis, otra de pizarra antigua discordante bajo carbonífero superior y otra zona paleozoica de la que se alza la mole granítica de Lyu-pa-ting, a la que rodea una zona de contacto. El Tsin-len-xan se dirige al oeste, algo al norte (282°), dirección que corresponde precisamente a la que llevan en el oeste los pliegues arrumbados ONO., desde el Chan-fan-xan a la confluencia del Dyorni, y este grupo de cadenas debe considerarse, sin duda, prolongación del Tsin-ling-xan.

Al sur del Tsin-ling-xan y la mole granítica de Lyu-pa-ting sigue al este una estrecha zona, acaso carbonífera, acuñada y desviada por contacto con otras cadenas.

Richthofen compara el Tsin-ling-xan con una barra pesada que se echará sobre un paño con pliegues paralelos y sesgada con relación a estos pliegues a los cuales comprimiéndose en dirección normal a su eje hasta que aquéllos se encorvasen adaptándose por completo a él <sup>30</sup>. Puede compararse esa zona desviada con la mucho más ancha del corte occidental, que se extiende con dirección cambiante ONO., exacta al oeste y nordeste, desde la confluencia del Dyorni al Pi-xan.

Por último, sigue en este lado oriental la segunda cordillera de *Ta-pa-xan*, de dirección ENE., con una zona de pizarras antiguas neísicas, generalmente verticales, a las que siguen capas paleozoicas caídas al sur; sobre las rocas más antiguas descansan las capas con restos de plantas de la Cuenca-Roja. El Pi-xan y el Dali-xan del corte occidental son continua-



ción directa de la cordillera. Pero en estas montañas la dirección ha variado de ENE. a nordeste, a causa del contraste con las que se dirigen a Yunnan.

Dejemos a un lado por ahora la cordillera de Ta-pa-xan con su divergencia al suroeste, y limitemos nuestra atención al Tsin-ling-xan propiamente dicho. Aunque corresponde a una simple cadena asimétrica hacia el sur, y que se elevó antes del carbonífero superior hacia el ONO., tenemos una serie completa de cadenas que corresponden a ella: el Chan-fan-xan, Syao-xan y Min xan, y aún más lejos, hacia el ONO., el Dyupar, San-si-wei, Ugutu, Ammyemachin, además de la cordillera Carolina de Rockchill y el Burjan-buddha, todas las cuales ciñen el Tsaidam por el sur; luego los montes Marco Polo y acaso también los de Columbus y las cordilleras del Tsaidan del suroeste. Al sur el Koko-shili, y, por último, el Arka-tag (cordillera de Prjewalski). Se trata, en definitiva, de una serie potente y casi rectilínea de cordilleras arrumbadas al ONO. por Asia central y que se acostumbra denominar Kuen-lun, como reconoció hace muchos años Richthofen, verdadero explorador.

Examen más detenido muestra que los pliegues terrestres alcanzan su máximo desarrollo en el centro y hacia el oeste de esta serie. *Allí el fondo de los valles más profundos tiene mayor altitud que los picos del Tsin-ling-xan*, y esa cordillera, no obstante su longitud y altura, es sólo avanzada de aquel mar de montañas, que se siguen en el meridiano de Tsaidam-Kuku-nor. Dice Bogdanovitsch: «La meseta del Tibet destaca » en el Kuen-lun central, en la región montañosa del Nan-xan, y aún más » allá, en el Bai-xan. Así pasamos por una serie de casi continuas cordilleras desde el sistema del Kuen-lun hasta el Tian-xan » <sup>51</sup>.

Efectivamente, vemos *que todas esas potentes cordilleras siguen igual dirección, entre ONO. y noroeste, que las cadenas del Nan-xan*. Sin embargo, las últimas, como la de Richthofen, Tolai-xan, Alejandro III y otras presentan a veces fajas de sedimentos plegados; en ocasiones contienen neis, que aflora en una de sus laderas, o bien se componen principalmente de esa roca, como ocurre en el Kuku-nor meridional. Cada una de ellas debe considerarse unidad morfológica, pero ninguna posee independencia tectónica. Son olas transversales de una creciente marea de movimiento plegante, que se abre camino entre la meseta del Ordos en el este y el arco de Anenbar-ula (Arco de Yarkand) en el oeste. Algunos pliegues, que ha detenido el Ordos, han retrocedido hacia el Ala-xan. *Pero tan pronto pasan el desfiladero, las olas transversales se alargan en direcciones opuestas*. Así es como el Kuen-lun, procede del Nan-xan; de esta manera el Tsin-ling-xan, plegado hacia el sur, se levanta en el borde meridional de la mole siniana, y así también el potente Arka-tag en el borde septentrional del arco de Yarkand.

EMERGENCIA DE LAS RAMAS OCCIDENTALES.—Me faltaría espacio si

quisiera describir los denodados esfuerzos realizados para determinar el recorrido de las cadenas tibetanas. Potanin, H. Bower, Littledale, Bonvalot, Enrique de Orleáns, Dutreuil de Rhins, Rockhill y otros muchos beneméritos exploradores han esclarecido varias partes de las grandes ramas desviadas según el meridiano. De tal acervo de datos, que naturalmente se refieren en su mayor parte a la configuración de la superficie, puede deducirse una directriz principal que nos da la faja de caliza, que con dirección constante al ESE. siguió Rockhill en su viaje de muchos días, y que, según su mapa, puede muy bien pasar de 600 kilómetros de longitud desde el lado sur del Dang-la hasta el camino de Dshando, cerca del río Nashe-dshu (93° E., 32° N.); probablemente forma en su continuación al ESE. parte de la ingente montaña de Ramnon-gang-ri, más allá de la cual sigue aún en la misma dirección <sup>32</sup>. Comienza luego en lugar de ésta la dirección sureste, que se ve en las cordilleras, y también se revela en la desviación de los valles fluviales. Aún cerca de Draya, halló Rockhill montañas calizas. Próximamente grado y medio de latitud más al sur, cerca de Yarkala, orillas del Me-kong (hacia los 29° N.) alcanzamos el paraje donde Desgodins halló fósiles del carbonífero superior (acaso permiano). Allí predomina rumbo SSE., y Lóczy consiguió demostrar que el carbonífero superior fosilífero (horizonte de Loping) de la loma de Dengu-la (29° 10' N.), casi seguramente uniforme con el carbonífero superior de Yarkala, sigue el Yang-tse-kian, con igual dirección por espacio de más de tres grados de latitud. En Chun-tyen (28° N.) lo cubren fragmentos de trias; cerca de I-yang-tang (26° 25' N.) contiene *Schwagerina craticulifera*; Loczy ha dibujado esta notable faja hasta el sur del paralelo 26, al norte de Ta-li-fu.

Precisamente como en el oasis de Kansu y en tantas otras regiones montañosas de Eurasia, el carbonífero superior se apoya discordante en terrenos paleozoicos plegados más antiguos; también ha sufrido plegamientos posteriores <sup>33</sup>.

Penetremos ahora por completo en la región del arco marginal de Birmania y crucemos sus varias zonas con rumbo suroeste. La faja paleozoica y especialmente de carbonífero superior que acabamos de dibujar desde Batang casi hasta Ta-li-fu, queda limitada al oeste por la cordillera de Tsang xan, que se compone de pizarra cristalina. Más allá hay amplia zona de arenisca análoga al Flisch, a la que sigue de nuevo entre el Mekong y el Salwin, una zona paleozoica plegada, en la que halló Loczy fósiles del carbonífero superior en un paraje al este de Yung-chan-fu, y entre este punto y el Salwin, cerca de Pu-Pyao, piso siluriano con señales de trilobites y grande láminas de un cistoide (*Hecicosnites? sp.*). Allí ya no es la dirección al SSE., sino de norte a sur <sup>34</sup>.

El Siang-xan, que sigue luego, forma la divisoria entre el Salwin y el Irawadi; corre de norte a sur, se compone de neis y filita y es comienzo

de extensa zona de rocas más antiguas, principalmente graníticas, que llega desde allí hasta Bhamo. Al oeste de esta zona hay de nuevo indicios de una paleozoica, al este y al oeste del meridiano 97°, que Noetling creyó carbonífera, y más allá, según las observaciones de ese autor y de Griesbach, otra zona de neis y rocas análogas que llega hasta Mocaung, y por el sur hasta Htygaing (Tu-gaung) <sup>35</sup>.

Sin embargo, el examen de la Lámina I muestra que esas zonas de ramas no son por completo paralelas. Especialmente hay desviación notoria al SSE., entre Chung-tyen y Tali-fu, mientras que las cadenas occidentales son meridianas. Algo más al sur, entre Salwin e Irawadi, se marca más aún la divergencia de las directrices.

Es posible formar idea general de la región merced a los trabajos del Instituto Geológico de la India, y especialmente las investigaciones de La Touche y Datta en la parte norte de los estados de Xan, y las de Middlemiss en la parte sur, hasta Karenni <sup>36</sup>.

La Touche y Datta han atravesado el país entre los paralelos 23 y 22° N. y los meridianos 96 y 98° E. La dirección general varía allí de NNE. a ENE. El ferrocarril y la carretera recientemente construídos desde Mandalay al nordeste, por Thibau hasta el ferrocarril de Kunlon en el Salwin, corre larga distancia según la dirección de los terrenos. Los más antiguos están al oeste; cerca del Mandalay asoman las capas más bajas, acaso cambrianas, luego siluriano inferior, siluriano superior y arenisca roja plegada, y, por último, el llano reciente del Salwin, con sedimentos ligeramente transtornados, tal vez del piso de Siwalik.

El siluriano plegado presenta gran diversidad de caracteres. Las placas de cistoides que halló Loczy en Pu-Pyao se encuentran en una caliza pardo-amarillenta de crinoides, y son muy llamativas a causa de su gran tamaño. Al penetrar por primera vez en la cordillera caliza del este halló también Noetling un gigantesco cistoide en caliza roja de crinoides, al que llamó *Echinosphaerites Kingi*. Relacionó los depósitos con la caliza de *Echinosphaerites* del siluriano inferior del Báltico <sup>37</sup>. La Touche descubrió también pizarras de Graptolitos en los lechos suprayacentes.

En vista de la dirección general de las capas entre Mandalay y Kunlon, opino que hay que deducir que la zona paleozoica que corta el Salwin, al oeste de Yung-chang-fu, se dirige desde allí al suroeste y llega al Irawady, cerca de Mandalay, divergiendo de la dirección de los montes Tali-fu. Las *directrices divergen mutuamente, probablemente, en la región de la arenisca del Flisch que Loczy cruzó entre los paralelos 26 y 25° N., de Tali-fu a Yung-chang-fu*, y por las cuales penetra el Mekong en esta comarca.

Middlemiss nos suministra los siguientes datos respecto de la comarca situada al sur de Mandalay: No puede reconocerse más tiempo la dirección general al suroeste; la dominante es de nuevo meridiana. Al este

del Irawadi vuelve a aflorar el neis en una cordillera larguísima, pero de escasa anchura, que se eleva abruptamente del llano aluvial, sin contrafuertes y cortada al oeste por una larga falla arrumbada de norte a sur. Hacia el este sigue al neis una zona de pizarra cristalina, luego una anchísima meseta caliza sin agua en la superficie, pero que abunda en ríos subterráneos, y que alcanza en algunos sitios 1.300 metros de altitud y 1.600 en el Loi-sampu. Es la *Meseta de Xan*. La caliza está plegada y los pliegues caídos. No se han hallado allí todavía los fósiles silurianos de los estados septentrionales de Xan. Todos los fósiles descubiertos hasta ahora pertenecen a la caliza media, con *productus* (permiano). Griesbach supone es continuación de las calizas de Moulmein, que son de la misma edad. Aún más al este volvemos a encontrar arenisca roja del norte en fajas plegadas, que Middelmis considera terciaria.

La cadena de neis que limita el llano aluvial de Irawadi, en Karenni, es evidentemente la misma que alcanza las cercanías del mar en la desembocadura del Sittaung. Creo que debe deducirse que la zona paleozoica de Yung-chan-fu es la misma que la del este de Mandalay, que continúa por la gran meseta de los estados meridionales de Xan y llega al mar cerca de la desembocadura del Salwin. Con esto debe también asociarse los afloramientos carboníferos que ha descrito Noetling en Therabwin, cerca de Tenasserim, y tal vez aún los del este de Sumatra<sup>58</sup>.

Hace pocos años sólo se conocían insignificantes señales de esos asomos (I, pág. 458), ahora vemos que las cadenas neísicas que figuran en la Lámina I, entre los meridianos 96 y 99, no llegan cerca del mar, excepto a lo largo de Sittaung, y que las ramas de terrenos antiguos que forman la península malaya, oblicuamente unas tras otra, pertenecen a una región más interna de la estructura conocida; y en el norte no existen, en la horquilla, entre Tali-fu y Yung-chang-fu.

Cuando cruzó Loczy el alto Schweli se sorprendió de hallarse en Teng-yueh-chu, aunque aún en el centro de los terrenos antiguos, rodeado de andesita moderna. Noetling cita dos series de basaltos recientes en el valle del Irawadi, desde el norte de Bhamo hasta los 25° 30' N., y luego más al noroeste aparece también basalto cerca de las minas de nefrita de Sanka. Acaso deban considerarse los basaltos de Bhamo precursores de la larga línea de volcanes (I, pág. 456), el más septentrional de los cuales, el Ho-shuen-xan (23° 20' N.) ha descrito Loczy<sup>59</sup>.

Intentemos una ojeada general a la región que representa la Lámina I.

En el noroeste de este bosquejo vemos la parte oriental de las más altas cumbres neísicas del Himalaya (6.939 metros); hacia el sur los picos son más bajos (3.679 metros) y donde el río Dikrang deja las montañas, los depósitos de la serie de Gondwana buzan, según Godwin-Austen (I, pág. 452), bajo el neis, mientras que debajo de estos depósitos desaparecen a su vez las capas terciarias del grupo sub-himalayo que termina

hacia los aluviones del Brahmaputra con una escarpa de 900 metros. Cerca de Sibsagar la superficie de los aluviones está tan sólo a 95 metros sobre el mar.

Al sur de esta región, allende el Brahmaputra, está el borde oriental de la *meseta de Xillong* (I, pág. 412), que en 12 de junio de 1897 fué punto de partida del más fuerte terremoto del siglo XIX. Según Medlicott y F. H. Smith, una gran flexión forma su borde sur y sureste <sup>40</sup>. Se compone allí de neis, que inclina ligeramente hacia el norte, con capas suprayacentes horizontales de cretáceo marino. Hay cúpulas de esa mole de neis, aisladas, al norte del Brahmaputra, poco más allá del límite occidental de nuestro mapa, y que se extienden aún por los contrafuertes terciarios del Himalaya.

Alcanzamos ahora el borde exterior, invertido al noroeste, de los montes *Naga*, prolongación septentrional de la plegada cadena de Arakan: el Brahmaputra los separa del Himalaya, y el Dhansire de la meseta de Xillong. Mallet ha descrito su parte nordeste (I, pág. 412). Lo conocido por «Grupo Axial», probablemente es flisch cretáceo o, tal vez, en parte, sedimentos terciarios inferiores, muy alterados por presión <sup>41</sup>; en el mapa (Lámina I), *t. e.* indica una serie eocena lignitifera; *a, a, a* es una falla en dirección en el borde externo.

Aquellas partes de la cordillera que se encuentran al sur en dirección de *Manipur*, las ha investigado R. D. Oldham (I, pág. 454). En el norte de esta región el Grupo Axial presenta rumbo meridiano y está vertical, al menos en la parte que se conoce: en el sur, donde esta zona es mucho más ancha, vemos, según procedemos del oeste, buzamiento al este o al ESE., que se conserva en toda su anchura por los llanos de Manipur y Tusom. Esto, al parecer, sugiere la existencia de una serie de escamas cimbricadas. Desde Tusom hasta más allá de la faja de serpentina el buzamiento es en opuesta dirección, o sea al oeste o ONO., de modo que en conjunto forma, al parecer, un abanico disimétrico. Se desconoce la estructura de esta alta cordillera que se dirige desde el ala oriental del abanico, al NNE. (Saaramethi, 3.815 metros).

Las capas del terciario superior (*sub-him*, Lámina I) se apoyan en discordancia en el Grupo Axial, pero ascienden a grandes alturas hacia el centro y este de la cordillera. Cerca de Samagutin y Yemi se han hallado bivalvas en la arenisca: abundan los restos de plantas, así como el ámbar. En el este, hacia el Chindwin, donde forman el Kachaophung (2.451 metros) terminan esas capas con buzamiento de unos 20° en las altas escarpas del Angojim y el Kasom.

Así alcanzamos el campo de los estudios de Noetling, en la *Alta Birmania*.

El grupo de Irawadi es formación deltaica, en la que hay interestratificados restos de la fauna de Siwalik <sup>42</sup>. La serie inmediata más antigua es

el grupo marino de Pegú, del mioceno o acaso aquitánico, a juzgar por la existencia de *Anthracotheurium*. Se apoya en capas eocenas con numulitos y *Velates Schmigdeliana*. De las tierras bajas terciarias emerge cerca de Wuntho la cordillera de las cadenas del Mainthong, compuesta de diorita cuarcífera <sup>43</sup>; y cerca de Hty-gaing, a orillas del Irawadi, al norte del volcán de Ho-shue-xan, llegamos al borde de la gran cordillera occidental de terrenos antiguos del arco birmano.

El Irawadi sale cerca de Bhamo de esta cadena que ciñen rocas eruptivas modernas.

De aquí en adelante será Loczy nuestro guía; llegamos a las largas ramas neísicas separadas por fajas paleozoicas en pliegues apretados, y que caracteriza la transgresión del carbonífero superior <sup>44</sup>. Cruzamos el Mekong y la región donde divergen las cadenas de Ta-li. Así llegamos al Yang-tse-kiang; luego al lago de Ta-li con sus Paludinas de tipo levantino y los depósitos triásicos de Chung-tien. Ramas de análoga estructura se repiten desde Ba-tang hacia Ya-chu-fu, y se encorvan en conjunto al ONO. hacia Dang-la, Dumbure y las otras cordilleras tibetanas.

Es difícil acoplar las observaciones en estas comarcas, a causa de que los datos geográficos en que se basan discrepan a menudo. A pesar de esto intentaremos incluir en este bosquejo las conclusiones que obtuvo el príncipe Enrique de Orleáns en su ardua jornada de Yunnan a Assam y obtenemos los rasgos siguientes <sup>45</sup>:

El pico de Francisco Garnier, hacia los 28° 15' N., se alza al oeste del Mekong, en la cadena que separa este río del Salwin. Desde allí hacia el oeste se ha visto que el afluente más oriental y a la vez el más largo del Alto Irawadi, el Turong, apenas se extiende más allá del paralelo 28° 30'; y que la cuenca fluvial del Irawadi queda limitada al norte por la alta y nevada cordillera de Zayul, que se arrumba al OSO., desde las fuentes de Terong, y origina arroyos que se dirigen al sur, al Irawadi, y al norte al Zayul Chu (Lohit Brahmaputra) se ha supuesto que la cordillera de Zayul era prolongación de la del Himalaya, conjetura que tal dirección justifica al parecer. Pero la estructura del valle del Brahmaputra, cerca de Dibrugarh, hace esta hipótesis poco probable, y más bien debiera considerarse el Zayul prolongación más allá del alto valle del Dihang de esta cadena, que incluye el antes mencionado Saramethi, y que probablemente pertenece a los arcos del Patkoi.

Así, el Irawadi debiera pertenecer por completo a las ramas del arco birmano, y la desviación de estas ramas que produce el Himalaya oriental, así como la dirección al ENE., deberían desaparecer en el meridiano 98° 30' E.

LA SEPARACIÓN DE LAS CORDILLERAS.—Ya conocemos la divergencia de las cordilleras al oeste de Ta-li-fu. En aquella región se inserta amplia zona arenisca que, según Lóczy, recuerda el flisch. El Mekong corre a lo

largo de su borde occidental y gira al sureste. Cerca de Meng-Huating, al sur de Ta-li-fu, junto a la cabecera del río Rojo, halló Colquhoun amplia llanura, la misma que encontró el príncipe Enrique de Orleáns al sur del paralelo 25 N., orillas del Mekong, y que debe extenderse hasta el paralelo 24<sup>46</sup>. Más al SSE. se halla la llanura de Semaó, la cual cree Carey que continúa en igual dirección hasta las llanuras del Laos francés, regiones que probablemente pertenecen a la rama oriental de las cordilleras, puesto que al oeste de Semaó advirtió Carey que el Mekong (672 metros) se encerraba entre cordilleras de 1.500 de altura<sup>47</sup>.

Para comprender el sucesivo curso del Mekong debemos atender a que el Nam-hu, que desciende del Laos francés y penetra en el Mekong, en Luang-Prabang. En realidad el Mekong queda dividido en varias partes. El alto Mekong, hasta Kyang-sen, en la frontera del Siam, sigue igual dirección que los otros grandes ríos que descienden de las altas cadenas birmanas hacia el sur. El Nam-hu, con aquella parte del Mekong que llega hasta Muang-Kan-tao, forma una segunda parte análoga. Une a ambos un canal transversal de Kyang-sen a Luang-Prabang. Un segundo canal transversal continúa por la región de Pachum, donde comienza el valle inferior del río, siguiendo al principio la dirección de la cordillera de Annan, que ciñe la costa. Luego se disemina en varias ramas y sigue extensa llanura.

Cerca de Lakon (17° 20' N.), según Joubert, se arrumban al N. 47° O. cadenas de calizas muy levantadas que, por tanto, siguen casi paralelas al río y a la cordillera del este; probablemente corresponde a los contrafuertes de esa cordillera. Río arriba, por encima de Pachum, hay un cambio completo. Cerca de Vienshang halló Joubert el río encajonado en capas muy pendientes, a veces verticales, de arenisca y arcosa y pizarras aplastadas con señales de antracita. Bordan el Mekong pizarras plegadas y pórfido cuarcífero; predominan las calcitas y el conjunto se arrumba al nordeste. Las montañas más altas son calizas. Las orillas conservan igual carácter hasta el Luang-Prabang.

Counillon ha descrito la comarca en el recodo del Luang-Prabang. También allí domina el rumbo al nordeste que corresponde a una rama del arco. Al norte de la ciudad vemos primero caliza gris, casi horizontal, con spiriferina, rhyconella, lima y avícula. Siguen, luego de una faja aluvial, arcilla roja, que buza primero al sureste y luego al noroeste, y que contiene restos de plantas y huesos de grandes reptiles y se ha atribuido a la parte superior del grupo de Raniganj, de la India. Sigue caliza y grauvaca, con buzamiento al noroeste, con restos de plantas y pequeños productos; por último, arcilla morada con conglomerados en su base que contiene cantos calizos con Schwagerina, mientras que sus capas más altas contienen restos de Dicynodon. Más adelante, luego de cierta interrupción del corte, se encuentra caliza gris dura<sup>49</sup>.

Respecto de las partes más altas del Mekong son menos detallados los informes; pero sabemos, por el viaje de Joubert, que las areniscas y las pizarras, y, en las montañas más altas, las calizas, continúan casi hasta Lim (20° 45' N.), donde los arrecifes hacen imposible la navegación. Hacia el oeste hay una tierra montañosa continua y muy elevada.

Hemos visto que las cordilleras birmanas, en todas partes de tan regular estructura, se desvían en la Alta Birmania y pasan de Kunlon, en el Salwin, por Thibau hacia Mandalay, con dirección al suroeste, y luego continúan su marcha al sur.

Es muy notable que el mismo arco se advierte en el Mekong, entre Kyang-lung y Kyang-sen, y que la dirección predominante al nordeste, observada hasta el Vien-xan, está en armonía con esa circunstancia. Nos muestra que los cortes transversales del Mekong, antes mencionados, son verdaderos valles transversales: que el Mekong superior, hasta Kyang-sen, y el Nam-hu, juntos con aquél, llega al Mekong, con la misma dirección que el Nam-hu al Muang-kan-tao, y en realidad, lo mismo que los ríos birmanos, corresponden próxima, si no exactamente, a la estructura de las montañas. *Los pliegues del Mekong siguen en igual dirección, entre Kiang-sen y Vien-xan, como entre el Salwin y el Trawuadi; pero en lugar de volver a su curso hacia el sur, después de la desviación al suroeste, gradualmente descendén y, por último, desaparecen bajo la llanura de Siam.* Muchas cordilleras, que se elevan por encima de Kyang-sen, pueden continuarse por los bosques de teka a las montañas situadas al este de Moumein. Esa relación puede reconocerse en el mapa de Siam, de Black <sup>50</sup>.

No conozco la estructura de los picos al nordeste de Bang-Kok, entre los paralelos 14 y 15° N., ni la edad y relaciones de las minas de zafiro y de rubí de la provincia de Battambang y las alturas de Jan-tabun. Pero en esta relación radica importante problema. Por lo que va dicho, no puede dudarse de que la cuenca entera del Menaan se encuentra dentro de la región de las cordilleras plegadas de Birmania, allí ocultas a la vista. Pero la gran abundancia de ciertos afloramientos de granulita y granito que ya hemos visto en la llanura del Mekong inferior (II, pág. 169), indican diferente estructura de la de las cordilleras plegadas. *Hay señales de una mole más antigua que denominaremos Mole de Camboye.* Por tanto, las llanuras de Indo-China son de dos clases. Un conocimiento más exacto de las citadas montañas del nordeste y sureste de Bang-Kok puede ilustrarnos acerca de los límites respectivos de ambas clases de llanura.

Ya hemos visto que son pocos e inconexos los datos acerca de la geología del valle del Mekong, pero parece que guardan cierta armonía. También puede observarse separación de las cordilleras análoga a la del oeste de Ta-li-fu, mucho más al sur, orillas del Mekong, entre los meridianos



103 y 104°, inmediaciones de Pachum. La desviación al NNE., y aun al nordeste, que advertimos al noroeste, en el borde externo de los montes Naga, allí donde se apartan del Brahmaputra, recuerda la que existe entre Mandalay, orillas del Irawadi, y Hunlong, orillas del Salwin, y es probable que continúe, aunque menos marcada, hacia Pachum, en la comarca del Mekong.

En la zona de separación radica la mole de Camboye.

EL AVANCE DE LAS RAMAS ORIENTALES.—Entre Ta-tsien-lu y Batang, cruzó Loczy montañas altísimas por los 30° de latitud norte. El Gambu, al oeste del meridiano 100° E., llega a 7.400 metros de altitud, y se cree que es aún más alto el pico de Dsara, en Ta-tsien-lu. Esas montañas se dirigen casi de norte a sur, y se componen de terrenos antiguos que separan fajas de arenisca del Flisch <sup>51</sup>. Hacia el sur pierden altura y las corta el Yang-tse-kiang en un curso que presenta varios bruscos recodos, y consiste en grupos sucesivos de valles longitudinales y transversales. Amundsen halló que el río vuelve de las nevadas montañas de Likiang para correr mucho más al norte de los que muestran estos mapas <sup>52</sup>.

Leclere recogió en Ta-pin-chang, en la frontera de Yunnan y Szchwan, al este de Yung-pei-ting, y, por lo tanto, en la parte oriental de esta cordillera, restos de plantas que Zeiller relaciona con las del Gondwana de la India <sup>53</sup>. El arco del este de la confluencia del Ya-long se compone de leptinita. En el Yang-tse-kiang hay melafiro con labradorita. En el norte de Yunnan coladas de andesita porfírica se intercalan bajo el carbonífero, y en el sur hay rocas análogas. Las observaciones de Levy y Lacroix acerca de las rocas que trajo Leclère, demuestran que pizarras arcaicas forman la base de la serie paleozoica en el valle del río Rojo, desde el norte hasta Yenbai (21° 30' N.) <sup>54</sup>. Una cuenca carbonífera, probablemente terciaria, ocupa luego el valle fluvial durante 30 ó 40 kilómetros <sup>55</sup>.

Se deduce de la descripción de Billet que en el distrito de Sao-bang, en el Tonkín del nordeste (hacia los 22° 15' a 23° N.), la dirección al sureste es general y por igual evidente en los montes y en los valles. La parte suroeste se compone de pizarra antigua y cuarcita; allí las cimas son moderadas y redondeadas. En la parte nordeste predomina la caliza, a menudo rica en corales; la caracterizan abruptos acantilados y simas, cuevas y grandes calderas <sup>56</sup>. Allí alcanzamos el borde de la gran meseta caliza de Yunnan, que pronto describiremos.

Volvamos a la orilla occidental del río Rojo.

Douvillé y Diener han demostrado que el piso Juliano del triás se presenta en el valle alto del río Negro <sup>57</sup>. Joubert afirma que halló primero el borde de la meseta caliza de Yunnan, en el alto río Negro (Nam-le-Papien). Procedente del oeste cruzó cerca de la ciudad de Pu-Erh, aún al oeste del río Negro, primero capas muy levantadas de antracita, luego arenisca y caliza, con dirección casi de levante a poniente. En el mapa de

Garnier esta cordillera lleva el nombre de *Ho-liem* y aparece cual prolongación desviada de otra mayor que procede del norte y que se dirige, como el *Ho-liem*, al ESE., y luego sigue mucho más al sureste. En el camino de Pu-erh a Lin-gan vió Joubert al sur alta cordillera que, a su juicio, tenía por lo menos 4.000 metros de altura. A juzgar por su situación sólo puede ser prolongación del *Ho-liem*, pero no tengo nuevos informes respecto de ella <sup>58</sup>.

Más allá de Pu-erh, cerca de Semaó (Szu-mao-ting), hay, según Bous d'Anty, campo abierto del que se alzan aisladas moles calizas con abundantísimas cuevas. Al oeste de esta llanura, según hemos dicho, limitan al Mekong cordilleras dirigidas al sureste. Así nos acercamos al borde occidental de los pliegues orientales y a la zona de bifurcación <sup>59</sup>.

Aunque sea ligera la conexión entre estas observaciones, basta para apoyar la hipótesis que hace años aventuró Lóczy y que recientemente ha sostenido Leclère de que parte de las altas montañas del Yunnan, desviadas de sur a SSE. y luego a sureste, se dirigen al Tonkín, donde pierden altura y son paralelas a los valles de los ríos Negro y Rojo. Estas cadenas occidentales son las más altas de las que se hallan entre Ta-tsien-lu y Batang. A levante las condiciones son más complicadas.

Volvamos al norte.

El Ta-pa xan, que se adapta al lado meridional del Tsin-ling xan, se compone, según Richthofen, de siluriano, devoniano y carbonífero inferior caídos hacia el sur y corridos en mantos de cobijadura. Sobre sus restos abrasionados yace una serie transgresiva procedente del sur, que comienza con caliza de unos 360 metros de espesor que, a juicio de Richthofen, pertenece al permiano o al triás, y encima siguen las areniscas potentes rojas, amarillas y verdes con carbón, que rellenan la «Cuenca Roja». Cortan a las areniscas saltos de falla que se inclinan al noroeste, o sea hacia las altas montañas (II, pág. 190).

Loczy observó circunstancias muy parecidas en el oeste. Al pie de Nyutu-xan (5.800 metros) está la llanura de Ching-tu-fu, de 120 kilómetros de longitud y sólo 480 metros de altura. Al mismo tiempo la espesa caliza desaparece bajo la arenisca. Loczy considera la llanura como superficie hundida <sup>60</sup>.

Las altas montañas se dirigen cada vez más al suroeste, y luego al sur y rodean la ciudad de Ya-chu fu (531 metros). Al mismo tiempo descenden en Tauong-tin, a 4.000 metros, y en la primera cordillera que gira hacia el sur a 3.200. En el borde oriental de esta cordillera, al suroeste de Ya-chu fu hay tres anticlinales paralelos, en los cuales la serie con plantas se pliega con el basamento paleozoico; las montañas más altas se componen de granito, que atraviesa oblicuamente un sinclinal que alcanza 2.500 metros de altitud, y comprende devoniano medio con *Spirifer undiferus* y areniscas con plantas. Loczy denomina *Ta-xian-ling* a esta

primera cordillera que se arrumba al sur y que es parte del borde oriental de las ramas orientales.

De manera que desde el Ta-pa-xan, por el Nyu-fu-xan hasta el Ta-xian-ling hay un arco montañoso, cóncavo al sureste, que en su disposición recuerda algo al Jara-narin-ula.

Richthofen ha demostrado que la estructura del Ta-pa-xan asoma de nuevo más al sureste, cerca de I-chan, en el Yang-tse-kiang. Una gran llanura caliza, cambriano debajo y carbonífero en la cumbre, forma al oeste de I-chan un arco bajo y ancho con dirección ENE.; dentro del cual asoman rocas metamórficas y granito. La rama SSE. buza muy suavemente hasta perderse de vista y la NNO. tiene pliegues sencillos, ligeramente caídos al SSE.; hacia Sztshawan las capas mesozoicas con plantas forman parte del plegamiento. Esa amplia zona que corta el Yang-tse-kiang se dirige al OSO. directamente a la alta mole de Kuei-chu y Yunnan<sup>61</sup>.

De este modo tenemos datos de una segunda cordillera que debe corresponder al Ta-pa-xan; la «Cuenca roja» se encuentra entre estas dos cordilleras o, acaso más exactamente, la sostiene la cordillera meridional. En el suroeste de esta región viajó Bourne desde Lu, orillas del Yang-tse-kiang, primero hacia el sur, cruzando la frontera de la provincia de Kuei-chu, y luego hacia el suroeste, por Yunnan-fu a la región del Mekong. Se alcanza el límite de la arenisca roja cerca de Yung-ning (330 metros, 38° 10' N.); allí llegamos a la larga y continua escarpa que corresponde próximamente con el límite entre el Se-chuen, Yunnan y Kuei-chu; señala el comienzo de extensa región caliza, a menudo corroída en las formas más extrañas. Algo al sur de este límite la caliza alcanza de 1.650 a 1.700 metros de altura; al suroeste de Wei-ning, en el Kuei-chu occidental llega a 2.350 metros y se extiende con 1.956 hasta Yunnan-fu. Lo mismo en la arenisca de la «Cuenca roja» que en la caliza las capas están muy inclinadas y plegadas. Próximamente a medio camino de la orilla meridional del lago Yunnan-fu y el río Rojo hay granito a los 1.652 metros. En este sitio hemos cruzado ya el límite occidental de la caliza<sup>62</sup>.

Debemos a Leclère la más importante aportación a nuestro conocimiento de la región caliza. Partió de Hanoi con dirección noroeste hacia Mong-tse (donde el futuro ferrocarril tendrá que subir desde los 100 metros a los 1.700); desde allí hasta Yunnan-fu y Ta-li-fu, luego hacia el este hasta Kuei-yang, Kuei-lin, y por Nan-ning otra vez a Hanoi. No sólo Yunnan-fu, sino Lin gan y Mong-tse, pertenecen a la región caliza. Según Leclère, la atraviesan grandes flexiones dirigidas al NNE., que hace descender toda la región por una serie de escalones al ESE., desde la altura principal de 2.200 metros hasta 400 y aún 100.

Los resultados de este viaje y las obras de Douvillé y Zeiller, basadas

en las colecciones de Leclère, muestran cuán grande es la diversidad estratigráfica de aquel país. Cerca de Lu-nan hay devoniano medio y superior al este de Yunnan-fu, y varias divisiones del carbonífero y el permiano llegan hasta Kuei-lin, donde se presenta el carbonífero. Una especie afín al *Lecanites psilogyrus* de la Cordillera de La Sal se ha hallado no lejos de Kuei-yang. En el oeste, cerca de Mon-tse, hay caliza gris coralina con *Naticopsis declivis*, *Delphinulopsis Cainali* y otras formas características de Esino y la Marmolata, en el Tirol. Es dudosa la existencia de lias; en muchos parajes hay capas con plantas que Zeiller atribuye al piso rético <sup>63</sup>.

Esta gran meseta caliza, juntamente con la repetición del Ta-pa-xan, que aparece cerca de I-chang, orillas del Yang-tse-kiang, quedan cortadas al norte en gran parte, según afirman de acuerdo Richthofen y Leclère, por una falla o flexión que se dirige al NNE.; hay algunas diferencias de opinión acerca del extremo oriental de la parte meridional. Richthofen hace notar que la fractura de I-chang corresponde en situación y posición con la flexión de Tai-hang-xan en Shansi, y también con la escarpa oriental del Tsin-lin-xan. Más al sur cita Leclère un pliegue, arrumbado al NNE., de rocas precambrianas que se alza a lo largo de esa línea, cerca de Hoai-yuen, al sudoeste de Kuen-lun, y una mole de granito al oeste, en el Si-kiang, con rocas precambrianas.

Las relaciones de estos terrenos antiguos no pueden determinarse con los datos de que ahora disponemos. Apenas nos hallamos en situación de determinar si constituyen el basamento de la plataforma caliza, como en I-chang, o si son partes de una antigua mole que existe probablemente en el sureste de China como antepaís independiente de los Altaides.

Lo poco que conocemos por Madrolle acerca de la isla de Hainan nos muestra en el centro el monte Sai, formado de granito y pizarra, del cual se extienden ramas en distintas direcciones. Rodea esta montañosa región una formación arcillo-sabulosa, roja en el norte y amarilla a levante <sup>64</sup>.

Ya hemos discutido el delta del río Rojo y la costa de Tonkín (II, página 170). He de confesar con sentimiento que no he llegado a formar opinión acerca del enlace de los afloramientos de la llanura con los de las cordilleras del río Rojo. De observaciones sucesivas de Jourdy, se desprende, al parecer, que por encima del delta, cerca de Phu-lanh-thuong, este enlace se establece mediante un arco en la dirección <sup>65</sup>.

LA CORDILLERA DE ANNAN, que rodea la costa oriental, se ve muy bien en el mapa geológico de la Indochina que compuso hace muchos años T. Fuchs <sup>66</sup>. Bel cruzó el ancho de la cordillera partiendo de los yacimientos de carbón mesozoicos de Tourane, en la costa oriental (16° 10' N.).

Se compone de varias ramas de 600 a 900 metros de altura, con rocas graníticas y dioríticas y luego de neis y pizarras cristalinas. Terrenos es-

tratificados más modernos la limitan sólo por el lado occidental. Es muy probable que el pequeño territorio montañoso, ya mencionado, cerca de Lakon, orillas del Mekong (17° 20'), forme parte de la cordillera <sup>67</sup>.

Más allá de Attopeu (al sur del paralelo 15° N.) hay una independiente mole montañosa, en la que observó Joubert gran desarrollo de basalto. Está al oeste de la cordillera hacia el Mekong y tal vez pertenece a la mole de Camboye (II, pág 169).

RESUMEN.—Una vez pasado el obstáculo de la mole siniana (Ordos) en el este, y el estrechamiento del arco del Yarkand (Altin-tag, Anenbar-ula) en el oeste, las potentes ramas del Kuen-lun medio y oriental se extienden desde el Arka-tag, en dirección ESE., por el lado sur de la mole siniana, así como por el Tsin-lin-xan. Sin embargo, pronto aparecen nuevos estrechamientos de las ramas, motivados al oeste por el Himalaya y en el este debidos acaso a la acción lejana de una mole más antigua del sureste de China, hasta ahora muy poco conocida: según avanzan las cordilleras hacia el sur van quedando separadas por la mole intermedia de Camboye. No puede determinarse si realmente influye esta masa hacia el norte o si el mero estrechamiento del espacio basta para determinar la separación de las cadenas.

El grupo occidental corre por Birmania hasta la Península Malaya, y el grupo oriental por Yunnan y Tonkín. La divergencia de las cadenas es ya indiscutible entre Ta-li-fu y Yung-chen-fu, y puede seguirse por la región del Mekong. Al mismo tiempo las cordilleras pierden altura según avanzan hacia el sur.

El obstáculo del extremo oriental del Himalaya se manifiesta en el avance en arco de los montes Patkoi y Naga, así como en la curva que describen los de Arakan. Más hacia el interior se marca su marcha en la dirección al suroeste, que puede seguirse desde Kunlon, por Thibau, hasta Mandalay. Luego en los estados de Xan de Birmania muchas ramas que se aproximan desde el norte y nordeste desaparecen bajo una meseta cárstica de caliza paleozoica plegada, y que debe su forma tabular a la denudación. Hacia el sur asoman nuevas ramas que forman la península Malaya. Larga y regularísima zona de disyunción se dirige desde el volcán de Ho-shue-xan, entre las ramas de los Altaides, y casi seguramente llega hasta las islas del mar de Banda.

Por completo distinta es la configuración del grupo oriental.

El Ta-pa-xan, que corre según mantos de cobijadura hacia el sur, se adapta al lado meridional del Tsen-lin-xan; es parte de un arco cóncavo al sureste, cuya rama occidental se confunde con las septentrionales y meridionales de Yunnan. Un fragmento de análoga cordillera se presenta al oeste de I-chang, en el Yang-tse-kiang. La parte occidental de las altas ramas de Yunnan continúan hacia los ríos Rojo y Negro; la cordillera de Annan pertenece, al parecer, a este grupo. La parte oriental se oculta bajo

la gran meseta caliza de Kuei-chu, al sureste de Yunnan y oeste de Kuang-si, de igual modo que las ramas del nordeste de Birmania se ocultan bajo la meseta caliza de los estados de Xan. En este caso como en aquél, la caliza está plegada y la meseta debe su forma a la abrasión. Así lo observaron Middlemiss en Birmania y Bourne en Kuei-chu. Además, advertimos en todas partes esa caliza cavernosa entre los espolones de la cordillera, por ejemplo, en la llanura de Sei-mao. *En general, lo mismo la elevada tierra cárstica de los estados de Xan, en Birmania, que la gran región caliza del suroeste de China, corresponden, al parecer, a un manto de sedimentos plegados arrastrados de las altas cordilleras y preservados en las partes menos elevadas como mesetas desnudas, bajo las cuales desaparecen al descender gradualmente las cadenas*<sup>68</sup>.

De este modo se hunde y dispersa en el Tibet el potente vuelo de los Altaides. El continente entero desciende y pierde altura; desaparecen muchas ramas y sólo continúan algunas en el este por la cordillera de Annam, y en el oeste, produciendo siempre nuevas ramas, por la península Malaya y aún más allá de Java.

EL ARCHIPIÉLAGO MALAYO.—Hemos llegado a una de las partes de la superficie terrestre de la que más enseñanzas se pueden deducir. Cuatro elementos se combinan para formarla; el extremo del arco birmano, las ramas meridionales de la virgación de las Filipinas, los espolones de la gran cordillera de Nueva Guinea y, por último, el continente de Australia con la cordillera que señala su extremo oriental y cruza el estrecho de Torres.

Consideremos el primero de estos elementos en relación con el párrafo anterior.

Las ramas de esta rama de los Altaides, en su prolongación al sureste, se rompen primero en penínsulas y luego en islas. La distancia entre las partes visibles de las cordilleras plegadas aumenta de continuo, disposición observada a menudo cuando una cordillera plegada llega al mar. Disminuye el número de islas y arrecifes según aumenta su distancia a la Península y, al fin, se hace imposible descubrir las directrices a que obedecen. Pero esto no es siempre exacto en lo que se refiere a los volcanes. Muy a menudo advertimos que cuando una cordillera queda oculta bajo el mar aumenta el número de volcanes; y puede ocurrir que la cordillera desaparezca por completo, mientras permanecen visibles alineaciones curvas volcánicas que revelan el plan de la estructura desaparecida. Así ocurre en el caso de las islas Aleutianas, Kuriles, Liu-kiu, Filipinas, Pequeñas Antillas y, hasta cierto punto, el archipiélago Malayo; por tal razón es siempre muy interesante tomar nota en esos casos de la clase de enlace entre las líneas volcánicas y las ramas de la cordillera según avanzan, a partir de las penínsulas mar adentro.

La zona cretácea y del terciario inferior de los montes Naga y la costa

de Arakan, con sus largas fajas de serpentin, buza bajo el mar en el cabo Negrais y reaparece en las islas Andaman y Nicobar <sup>69</sup> (I, pág. 456), y la serie de islas del oeste de Sumatra, desde Pulo Nias a Pulo Engaño (I, pág. 458), deben considerarse su prolongación.

Sigue amplia depresión entre esta cordillera y la Sit-taung a la cual pertenecen la cuenca del Irawadi y el pliegue terciario de Pegu Yomah. También corresponde a esta alargada zona de hundimiento el golfo de Martaban.

Es continuación, no de una de las largas cordilleras plegadas, sino de su hundimiento, y el golfo de Martaban, donde aparece la larga fila de volcanes que se extienden desde Ho-shue-xan (23° 30' N.), por Puppa-dung (21°), el peñón traquítico de Chuk-talon (16° 22' N.) hasta Narcondam (13° 24' N.) y Barren Island (12° 17' N.) <sup>70</sup> (I, pág. 457; II, pág. 165).

Hacia el este, más allá de la fractura del Sit-taung, hay algunas ramas que se prolongan por la península Malaya (I, pág. 458).

Debemos a Warington Smyth una excelente descripción de la extremada regularidad y gran longitud de esas zonas. Al oeste de las manchas de carbonífero superior conocidas hasta Tenasserim, hay una primera cordillera de granito que termina en Jung Ceulan (7° 50' N.) y contiene estaño en muchas localidades. Luego se encuentra una zona caliza a levante; en Champawn, en la costa oriental (10° 30' N.), hay cerros aislados que le pertenecen. Continúan por el riscoso promontorio de Sam Roi Yawt (hacia los 12° 6' N.; 619 metros); al sur de Langsuan reaparecen los arrecifes calizos. La isla de Antarong se compone de caliza plegada, y la faja caliza, en conjunto, corresponde a la cuenca del río Bandon, que corta oblicuamente la península por amplio valle secundario.

Al este del valle se alza la segunda rama granítica, también estañífera en muchas localidades. Emerge del mar en la isla de Koh-tau (hacia los 10° 6' N.; 375 metros), forma las elevadas islas Koh Pungun y Koh Samul (9° 45' N.; 676 metros y 691 metros), y, penetrando en la península, forma la cordillera de Lakawn, que en adelante constituye el eje de aquella <sup>71</sup>.

Aún más al sur esta larga loma granítica se quiebra en varias aisladas, y, asociada con antiguos sedimentos, llega al mar cerca de Singapore <sup>72</sup>. Una serie de arrecifes e islas menores marca su continuidad con las islas estañíferas de Banka y Billiton.

Merced a las investigaciones detalladas de Verbeek, las islas del este de Sumatra, desde Kalyan-gan en el ONO. hasta Nangka en el ESE., es decir, durante unos 400 kilómetros, pertenecen a la parte del archipiélago mejor conocida. La región se compone de sedimentos antiguos muy levantados, con moles graníticas intermedias. Los sedimentos comprenden cuarcitas y pizarras, rocas de radiolarios, se cree que idénticas a la antigua serie pizarrosa de Sumatra, sobre la que descansa carbonífero superior. Su posición vertical no depende del granito, el cual, según Verbeek, es

más bien consecuencia que causa del plegamiento de los sedimentos antiguos. En algunas localidades invaden los sedimentos diques de granito, y los fenómenos de contacto muestran que mucha parte de la intrusión granítica es posterior al plegamiento.

La dirección de los antiguos sedimentos en las islas no es completamente rectilínea. Aún en Singapore vemos pizarras arcillosas que se dirigen al SSE. ( $165^{\circ}$ ). En las islitas entre Banka y Billiton hallamos dirección exacta de levante a poniente y aun ENE. ( $75^{\circ}$ ); luego, en Nancka, ( $2^{\circ} 30' S.$ , al este del meridiano  $108^{\circ} 30' E.$ ), la dirección es de nuevo al SSE. ( $165^{\circ}$ ). A pesar de estas desviaciones, la serie de islas conserva en conjunto dirección ESE., y también a lo largo de esta línea la zona de terrenos antiguos presenta su último afloramiento en el grupo de islitas de Karimoen-dyawa, al norte de Java <sup>73</sup>.

En páginas anteriores (I, pág. 458) hemos discutido la estructura de *Sumatra*. Forman su basamento pizarras antiguas y rocas neísicas; su dirección corresponde a la forma de la isla; las cubre en discordancia una mole pizarreña de edad desconocida, tal vez carbonífera, luego carbonífero superior muy fosilífero y jirones de trias y terciario. Allí hay dos líneas disyuntivas: siguiendo la costa occidental, una línea de erupciones andesíticas de edad terciaria, y más al este la larga línea de volcanes activos. La última sigue el lado oriental de la cordillera de Barisan, compuesta de pizarras antiguas, y se extiende en toda la longitud de la isla, cuya costa oriental es baja y llana. Podemos muy bien considerarla prolongación de la depresión del Irawadi y del golfo de Martaban. Una ligera elevación del nivel del mar destacaría esta continuidad. Poco después de que se conocieran en la costa occidental el carbonífero superior lo halló Volz también en la oriental, y además los jirones triásicos antes mencionados <sup>74</sup>.

De manera que parece que la antigua cordillera pizarreña de Sumatra, cortada o separada por esas dos líneas disyuntivas, forma parte de una rama independiente que no se ve en Birmania.

La región entera del archipiélago hasta el continente de Australia (la que, en contraste con el archipiélago, sólo ha sufrido aisladas transgresiones) formaba parte del Tetis, que se extendía desde el continente de Asia, por Yunnan, y las series marinas depositadas en ese espacio no presentan, al parecer, solución de continuidad importante desde el carbonífero superior hasta nuestros días. Los sedimentos mesozoicos presentan notable semejanza con los de Europa meridional, como ocurre con el Tetis; en particular la existencia de abundantes rocas ígneas ricas en silicato de magnesia es característica de la formación cretácea y de muchas cordilleras de Flysch, lo mismo en esa región que en Europa. Las grandes fajas de Flysch de Arakan, que son, en parte al menos, cretáceas, no terminan en las islas de Andaman y Nicobar (I, pág. 456). Aún en las islas Mentawai



hay peridotitas y serpentinas, según ha descrito Traverso, quien también menciona anfíbolitas<sup>75</sup>. Después de que Martín consiguiera demostrar que la *Orbitolina concava* se presenta en íntima asociación con serpentinas en la isla de Java, Verbeek atribuyó a la formación cretácea, no sólo las serpentinas de todo el archipiélago, sino el gabro y la diabasa, así como ciertas rocas consideradas antes anfíbolitas, y las pizarras verdes feldespáticas del conjunto de esta región<sup>76</sup>.

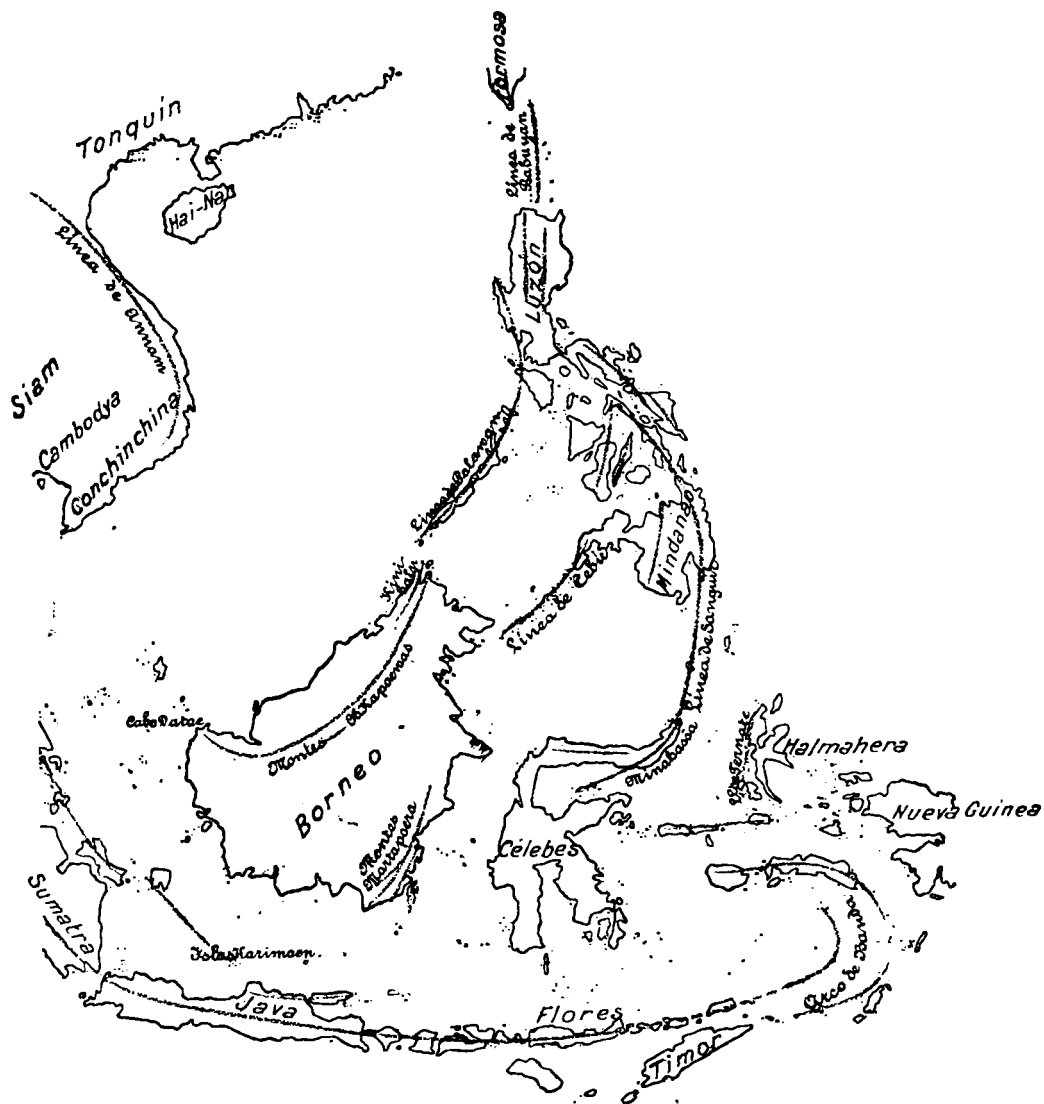
Hasta la época terciaria durante el comienzo del primer piso mediterráneo (burdigaliense de Depéret) o poco anterior, del sur de Europa, las faunas marinas no perdieron sus afinidades con Europa ni adquirieron carácter índico, que dificulta su comparación con la serie europea. La caliza que caracterizan *Lepidocyclinas* (*Orbitoides*) alcanza mucho espesor; Martín ha denominado piso de Java a varias de sus divisiones; sin duda es más moderna que la caliza numulítica del eoceno y más antigua que la formación continental con fauna de Siwalik. En los Alpes meridionales se ha hallado la *Lepidocyclina* en las capas de Schio<sup>77</sup>.

Los volcanes activos de la zona principal de Sumatra y Java continúan al este hasta la isla de Pantar. Desde allí por Alor y Kamping a Romang (Roma) se conocen sólo antiguos cráteres, pero que forman claramente parte de la misma línea, y más allá de Romang reaparecen volcanes activos. Al mismo tiempo, a partir de Flores, se pronuncia cada vez más la dirección arqueada del conjunto de la cordillera.

La disposición es tan manifiesta que hace muchos años se ha reconocido el enlace de los volcanes más allá de Romang, Damma, Teun, Nila y Serua. Se buscó la continuación del arco (de acuerdo con lo que se conocía en aquella época) en la isla de Tuur, pero erróneamente; la verdadera continuación está en Manuk y en las islas Banda. Sin embargo, siempre se reconoció la analogía de estructura con las Pequeñas Antillas. Fuera de los volcanes se distinguió un arco de islas no volcánicas, y el mar de Banda se comparó con el Caribe, y el mar de Alfurus con el golfo de México, es decir, el antepaís (II, pág. 168).

Casi al mismo tiempo Wichmann describía el arco desde Romang a las islas Banda. También Martín y Koto han tratado esta cuestión y, no obstante divergencias de opinión en cuestiones de detalle, convienen en que el mar de Banda presenta un arco volcánico abierto hacia el oeste y rodeado al sureste y norte por una guirnalda de islas, formadas de rocas antiguas o de sedimentos terciarios<sup>78</sup>.

Esta disposición destaca en el mapa que publicó Wichmann en 1899. Representa una línea de fracturas que rodea el mar de Banda, y se dirige desde Wetar por Romang y los volcanes mencionados hasta la costa meridional de Nusalaut y Amboina. Una segunda fractura casi concéntrica con la primera se señala desde Kisser, Moa, oeste de las islas Tenimber, por Tuur, y el lado meridional de Ceram y Buru también con hundimiento



FILIPINAS Y EL ARCHIPIÉLAGO DE LA SONDA

hacia el interior. Una tercera fractura concéntrica corre en arco al este de las islas Tenimber y Kei hasta el norte de Ceram y Buru, con hundimiento hacia el exterior. Dicho esto podemos considerar en conjunto la zona de las Tenimber, Kei y Watubele, con Ceram y Buru, colocadas en un pilar arqueado que puede separarse por el norte mediante una fosa de Nueva Guinea, Misul y Obi <sup>79</sup>.

Una de las más distinguidas autoridades en esas regiones, Verbeek, nos ha dado una descripción algo distinta. Según él, no puede admitirse enlace entre la cadena principal Java-Sumbawa-Flores y el arco de volcanes activos de Banda, a causa de la gran antigüedad de los volcanes situados entre Pantar y Romang. Considera el arco de Banda borde de un hundimiento independiente, y lo señala por Damna, Teun, Nila, Serua, Manuk, el grupo de Banda, y luego, mucho más lejos, al oeste de las islas Tortugas y Lucipara, formadas de calizas, hasta el volcán de Api, al norte de Wetar, y, por último, de nuevo a Damna, de manera que cierra una elipse <sup>80</sup>.

Debemos considerar, primero, la configuración del fondo del mar.

Se sabe hace mucho tiempo que el mar de Banda, al contrario que el Océano abierto, posee temperatura uniforme de unos 3° centígrados por debajo de la profundidad de 1.600 metros, y que el mar de Célebes, por debajo de 1.300 hasta las partes más hondas de su cuenca, conserva la temperatura de 3,7° centígrados. De aquí se ha deducido que las partes más hondas y frías del Océano no penetran en las más profundas de estos dos mares. El informe de Weber acerca de los sondeos del buque alemán *Siboga* muestran que, efectivamente, hay pliegues que limitan esas grandes profundidades <sup>81</sup>.

La línea de 1.000 metros une Australia, en amplio arco, con Nueva Guinea y Halmahera. Al sur de esta isla las Obi forman larga faja por encima de la línea de 1.000 metros y a la que sólo separa estrecho intervalo de otra faja que une en común nivel Bossi, Mangola y Taliabo con las islas Peling y las partes inmediatas de Célebes.

Si, empleado los datos de Weber, trazamos un corte desde el fondo del mar de Banda hacia el este o el sureste, a través de los arcos insulares de que tratamos, obtenemos lo siguiente: (a) el mar de Banda es allí profundísimo, pues alcanza los 5.684 metros; (b) los volcanes modernos, desde Damna hasta el grupo de Banda, descansan en una loma común; (c) a esta loma sigue hacia el exterior un surco arqueado con profundidades de 3.000 metros y aun de 4.000; (d) por último, alcanzamos la línea del arco exterior insular y con el fragmento de la cordillera.

Pienso que de aquí se infiere fácilmente que la fractura principal se encuentra en el lado interno de (d), y que la loma (b), que separa los hundimientos (a) y (c), se compone de eyecciones volcánicas.

Además, una elevación independiente, el lomo de Siboga, se extiende

desde el volcán de Api al nordeste y abarca las islas Lucipara y Tortuga. Más allá, hacia el nordeste, el fondo del mar desciende de nuevo por debajo de los 4.000 metros.

Si pudiéramos levantar el velo que el Océano extiende sobre los abismos del mar de Banda y luego hasta Sumatra por las prolongaciones del arco birmano, se presentaría a nuestra admiración magnífico espectáculo.

La fuerte pendiente que desciende con rapidez a 3.000 y 3.500 metros de profundidad y ciñe el lado occidental de las islas Nicobar, y Mentawai se ajusta a la costa meridional de Java, y sólo más al este, cerca de Sumba, comienza a ascender de nuevo el fondo; allí la gran pendiente se vuelve al sureste. A mayor distancia de Java el mar desciende por debajo de 7.000 metros, en la fosa de Maclear, y más allá, unos 280 kilómetros al sur de Java, se eleva una gran montaña aislada, la isla de Pascua (356 metros), cuya cumbre llana se alza tanto sobre el fondo del mar como se alzan sobre su superficie los picos comprendidos entre Ta-tsien-lu y Batang; de hallarse en seco, los rebasaría en magnitud.

En grande espacio a la redonda las profundidades varían entre 4.500 y 6.000 metros.

Así, Sumatra y Java se revelan como las partes más altas de una potente ladera montañosa que forma el límite entre las profundidades menores en dirección de Borneo y la región de los pliegues birmanos, por un lado, y el Océano por el otro: vertiente incomparablemente mayor que los de igual naturaleza que se ven en el continente de Asia. Es cierto que la acción niveladora de la denudación subaérea no juega tanto allí y hay que tomar también en cuenta las eyecciones volcánicas. Sin embargo, cabe preguntar hasta qué punto puede considerarse la altura absoluta o relativa en relación con el ancho para determinar la importancia de una cordillera plegada, problema que envuelve otros muchos de muy difícil solución. Por ahora prescindiremos de ellos y volveremos nuestra atención a la *isla de Pascua*, de la que debemos a Andrews una interesante descripción <sup>83</sup>.

La *isla de Pascua* es una de las que, cada vez en mayor número, luego de haber creído que eran arrecifes coralinos, se sabe que consisten en sedimentos terciarios. En este caso no hay duda de que la montaña que coronan tales sedimentos es un antiguo volcán, y sus laderas tan agrias y uniformes que alcanzan profundidades de más de 5.000 metros, a unos 30 kilómetros por cualquier rumbo. Alrededor del volcán hay un manto superpuesto de capas terciarias, que ha tenido mucha mayor extensión, y cortado ahora en todas direcciones por acantilados; hay una intercalación de traquita y dos posteriores de basalto. Una caliza eocena u oligocena llega hasta los 76 y 91 metros de altura, y sobre ella, por lo menos hasta los 167 metros, la misma caliza del terciario medio con *Orbitoides* (*Lepi-*

*docyclina*) también ampliamente distribuida en Java, tanto hacia el norte como hacia el este. Las partes más altas de la isla ostentan densa vegetación en suelo profundo, formado por descomposición de cenizas volcánicas. Cerca de la cumbre hay masas discontinuas de caliza, que contienen restos orgánicos indeterminables, y en gran extensión convertidas en dolomías.

En la propia cumbre (356 metros) la roca dura, blanco-amarillenta, contiene 40,02 por 100 de carbonato de magnesita. Allí creyó reconocer Andrews señales de un antiguo atol. Se han hallado nodulitos formados de capas concéntricas, alternativas de fosfato de calcio y de dióxido de manganeso y se han aducido como condiciones indispensables para la formación de estas estructuras minerales la asociación de antiguas capas de guano, cenizas volcánicas, agua de mar y caliza<sup>83</sup>.

En cuanto a la edad han seguido a las formaciones de la cumbre depósitos más modernos que en las laderas forman terrazas, algunas de las cuales se han producido por fracturación de capas terciarias, mientras que otras son franjas independientes de caliza. Descienden al mar por escalones más o menos señalados; el antepenúltimo, a unos 15 metros de altura, se compone de caliza coralina con aspecto muy moderno; el más bajo está sólo de 2,7 a 3 metros sobre el mar.

Al discutir el canal de Suez distinguimos una serie ascendente (superpuesta) y otra descendente (adossada) de depósitos (I, pág. 378). Es cierto que la última se formó durante un movimiento predominantemente negativo de la línea de costa, pero respecto de la primera el caso es dudoso. El límite entre las dos está en la cumbre de las mesetas. De igual modo la roca dolomitizada de la cumbre de la isla de Pascua debe considerarse último miembro de la serie ascendente, que pertenece principalmente o por completo al período terciario, mientras que las terrazas son expresión visible del movimiento negativo intermitente. Los depósitos en la cumbre indican la altura en la cual ese movimiento negativo dejó al descubierto el fondo del mar de aquella época, y, si fuera cierto que luego no han ocurrido movimientos tectónicos, la altura debía ser de 365 metros por encima de la playa actual. Pero las capas terciarias están plegadísimas en algunas partes de Java, y no es imposible que en la isla de Pascua también hayan ocurrido cambios tectónicos después del terciario, simultáneamente con los movimientos eustáticos negativos de la orilla.

La hipótesis resulta más aceptable si fijamos nuestra atención más al este, donde, entre Sumba y Timor (119° a 124° E.) emerge de la fosa de Maclear una cordillera plegada.

Según Verbeek, *Sumba* se compone de pizarras antiguas, granito y diabasa cretácea; *Rendyuwa* y *Savu* tienen señales de permiano y de triás; en la primera vemos capas del terciario medio, con lepidociclinas, que buzan con fuerte inclinación; en la segunda un agrio anticlinal eoceno

que se dirige al nordeste y encima capas con lepidociclinas que buzan hasta 40° <sup>84</sup>.

*Rotti* y *Timor* denotan la variada serie de sedimentos que se conocieron por primera vez hace muchos años, mediante las colecciones de Schneider, que estudió Beyrich. Luego Rothpletz, tras el examen de las colecciones de Wichmann, demostró la existencia de permiano, triásico, varios pisos de liásico y señales de pisos más altos del jurásico; después Boehm reconoció *Macrocephalites macrocephalus* en la colección de Rotti que Verbeek formó. Esta serie se apoya en terrenos arcaicos, cuya existencia en la costa noroeste de Timor dedujo Beyrich de las observaciones de Salomón Müller. Sabemos ahora por Verbeek que encima tiene rocas eruptivas cretáceas y capas terciarias <sup>85</sup>.

Es interesante la estructura de las islillas del noroeste de Timor, porque muestran que la *cordillera del arco de Banda llega allí desde Sumba y Timor*. En efecto, sabemos, por las observaciones de Verbeek, que *Leti* se compone de caliza permiana con crinoides, juntamente con gabro y serpentina; las últimas son rocas eruptivas cretáceas y reaparecen en *Moa*, *Kissar* <sup>86</sup> y *Sermate*; *Luang* consta de caliza de crinoides, y desde *Babar* se conocen el triás (?), un *Lytoceras* mesozoico y diabasas; esta roca forma también la isla de *Dai*.

Martín cita caliza cristalina, dolomia y cuarcita procedentes de *Seera*, en el grupo de Tenimber, donde predominan las capas terciarias hasta donde se ha estudiado. *Vordate* corresponde al terciario medio, lo mismo que el *Gran Key*; el último tal vez con eoceno en sus partes bajas <sup>87</sup>. Según Verbeek, *Kuur* se compone de pizarras antiguas que todavía afloran en Tuur, donde no hay volcanes, pero sí rocas eruptivas básicas de edad cretácea, que continúan por *Watabele* y *Manawoko*. Hemos seguido la marcha del arco inmediato a Ceram, pero antes de discutir esta gran isla hemos de mencionar los hechos siguientes:

Las rocas procedentes de Timor, en el grupo de Babar, prueban que Timor corresponde al arco <sup>88</sup>. Sin embargo, alguna de las islas (*Kambing*, *Lirang*, *Wetar*) están al norte de Timor, y en realidad las dos últimas exactamente al norte, y, por tanto, dentro del trozo de arco volcánico comprendido entre Pantar y Roma, que ha descrito Verbeek como más antiguo. Aún al oeste de ese trozo encontramos, según Verbeek, melafiro en *Alor* y señales de liás y triás en *Kambing* <sup>89</sup>. *Lirang* y *Wetar* se componen de antiguas rocas eruptivas, diabasa principalmente.

Estas circunstancias se combinan para subrayar el significado de aquella interrupción en la serie de volcanes antiguos que, como indicó Verbeek, ocurre al este de Pantar; también muestran que en Sumba, Savu, Rotti y Timor aparece una nueva rama que forma la cordillera de Banda, la que, de acuerdo con esta interpretación, no presenta un sólo volcán reciente en todo su recorrido hasta Ceram. Los terrenos y sedimentos más

antiguos están hacia el interior, mientras que hacia el exterior (Tenimber, Kei) prevalecen las capas terciarias, y, aún más al exterior, las plataformas calizas de las islas Aru asumen la parte que corresponde a las Bahamas en el arco de las Antillas. De este modo advertimos semejanza creciente entre estas cadenas insulares, tan lejanas unas de otras.

Podemos esperar importantes resultados generales de la detallada investigación de las guirnaldas de calizas coralinas y de las terrazas conocidas, no sólo en la isla de Pascua, sino en Java y otras muchas islas del mar de Banda, y aun en Halmahera y Nueva Guinea, donde alcanzan bastante altura.

Las capas del terciario medio con *Orbitoides lepidocyclina* están, como antes dijimos, plegadas en Java, Sumba y otras islas; además, un observador tan digno de crédito como Verbeek, declara que dentro de las guirnaldas no puede trazarse línea divisoria entre el terciario superior (plioceno), el cuaternario y las formaciones recientes, y que hasta es poco probable la existencia de tal línea. Pero nadie duda de que las formaciones actuales coralígenas y calizas son de igual naturaleza que las de las guirnaldas y prolongación directa de ellas, y que entre estas formaciones la más alta es la más antigua.

Aquí se nos presenta la rara oportunidad de comparar los efectos de los movimientos orogénicos de la litosfera con los negativos intermitentes de la orilla y de estimar la relativa importancia de sus efectos. Precisamente en casos como éste se muestra con mayor claridad la independencia de ambos movimientos <sup>90</sup>.

PROBABLES PROLONGACIONES DE NUEVA GUINEA.—Martín ha descrito el grupo de islas que comprende Ceram y Buru, Amboina y las Uliasser, y Verbeek a Amboina <sup>91</sup>. Lo mismo Wichmann que Verbeek señalan una fosa entre Ceram y las islas del sur, como si allí existiera una diseminación del arco <sup>92</sup>.

Según Verbeek, hallamos en *Amboina* granitita y diabasa antigua; más moderna es la peridotita. El mayor espacio lo ocupan un pórfido norítico para el que se ha propuesto el nombre de amboinita, y que, así como la peridotita, se considera cretáceo. De todos modos deben considerarse como al menos una parte de las rocas del grupo de *Uliasser* y de la isla de *Amblau*, al oeste, continuación de aquellas rocas básicas, que hemos seguido hasta Watabele y Manawuoko. También hay en Amboina una arenisca, probablemente del mesozoico inferior.

Afirma Martín que *Ceram* y *Buru* forman una imponente faja de terrenos arcaicos, dirigida de este a oeste, y compuesta de micacita y caliza (caliza de Buru), de edad desconocida. En el lado meridional de Ceram se han hallado restos de un *Ichthyosaurus*, y en el noroeste de Buru *Belemnites* y *Aptychus*. En muchas localidades, en Ceram, lo mismo que en *Kelang* y *Manipa*, hay rocas eruptivas cretáceas <sup>93</sup>.

Cerca de la costa occidental de Buru se eleva hasta 2.600 metros el Kapala Madang, probablemente, formado de caliza de Buru.

Es muy poco probable que la cordillera procedente de Sumba y Timor reaparezca aquí en todo su desarrollo luego de haberse roto en una serie de islas y arrecifes. Por lo tanto, me inclino a imaginar el arco de Timor unido con otra cadena independiente dirigida de este a oeste y a considerar Buru y Ceram prolongación de la península meridional de Nueva Guinea.

Muchas circunstancias apoyan este criterio, el cual no podemos investigar con mayor detención a causa de nuestro limitado conocimiento acerca de Nueva Guinea.

La gran cordillera de Nueva Guinea se encorva por completo de levante a poniente, en su extremo occidental, y llega a la costa oeste por los 4° de latitud sur con el nombre de Carlos Luis.

Igual dirección siguen los montes Arfak, en la península del norte (hacia los 2.400 metros de altura).

El golfo de M'Cluer penetra tan profundamente entre las dos penínsulas septentrionales de nueva Guinea, que sólo los separa de la bahía de Gelwinck una loma de 25 a 30 kilómetros de anchura, que se compone de caliza, según A. B. Meyer, mientras que en el norte y el sur se conocen terrenos arcaicos, especialmente el granito, y en la cordillera de Arfak también el neis<sup>94</sup>.

La situación del golfo de M'Cluer corresponde a una zona del océano casi desprovista de islas, que se extiende hacia poniente hasta la costa oriental de Célebes; limitan esta zona: por el norte, las islas de Misul, Obi-Besar, Manguli con Sula Bessi, Taliabo y el grupo de Peling, paralelas a Ceram y Buru, y que se extienden hasta Célebes. Al sur de Obi, el mar llega a la profundidad de 3.400 metros.

Para estudiar esta cadena de islas, debemos acudir de nuevo a las observaciones de Verbeek. Los terrenos arcaicos, generalmente con granito, existen en la mayoría de las islas del grupo de *Pelin*, en *Taliabo*, *Manguli*, *Sula* y *Bessi*, y según Wichmann y Kükenthal, también en las islas *Obi*.

En la costa meridional de Taliabo y Manguli también hay capas jurásicas donde halló G. Boehm *Stephanoceras Humphriesianum*, *S. Brongniarti* y *Belemnites Gerardi*; así mismo hay cretáceo con *Hoplites*, *Acantheras*, *Schloenbachia* e *Inoceramus*<sup>95</sup>. Al este, en *Misul*, la expedición del «Siboga» halló amonites y belemnites.

Las rocas eruptivas cretáceas, tan a menudo mencionadas, se conocen en varias localidades de la península oriental de Célebes-*Bangay*, lo mismo al norte, hacia el golfo de Tomini, que en el sur hacia el de Tolo; reaparecen en Obi-Bessar, Obi-Latu y en la isleta de Tamat.

Wichmann atestigua que una faja con rocas con olivino sigue desde la



península del sureste de Halmahera, por *Fau*, cerca de *Gebee*, y por Gag hasta *Waigu*; Verbeek menciona esas rocas eruptivas cretáceas en tantos parajes, entre Misul y Zaigu, que probablemente forman con los sedimentos terciarios la mayor parte de las islas entre Halmahera y Nueva Guinea.

También aparecen en *Batanta*, *Salawati*, como guijarros de río en la costa norte de Nueva Guinea, y en la isla de *Roon*, en la bahía de Gelwinch, que en los restantes se compone de micacitas. Los indígenas buscan la serpentina y la emplean, según testimonio de Beccari, al referirse a las cercanías de la bahía Humboldt <sup>96</sup>.

Es notable que carezca de volcanes la parte del archipiélago que se arrumba de levante a poniente, entre Nueva Guinea y Célebes. Wichmann y Verbeek sólo encontraron algunos conos andesíticos al llegar al norte, en dirección de Halmahera, que son, según el segundo de estos autores, *La-wien* (al este de Obi Bessar), *Pisang*, *Cofiau* (al norte de Misul) y algo más al norte *Klaarbeek*. Wichmann los consideró prolongación de una línea de fractura que parte del sudoeste de Halmahera y convexa al suroeste; Verbeek cita dos líneas paralelas e independientes dirigidas al ENE, hacia la costa septentrional de Nueva Guinea.

*Formosa* (II, pág. 173).—El grupo de Liu-Kiu consta de dos series de islas: una al oeste, volcánica, y la otra al este, compuesta de restos de la cordillera. Hemos seguido esta última hasta Okinawashima (II, pág. 176). Koto supone que esta cordillera reaparece al sur de las islas *Nambu-shoto* (meridionales), pero con un arco en la dirección, y al mismo tiempo encorvamiento en espiral, de manera que su plegamiento parece así dirigirse no al este, sino al oeste, y de este modo continúa hasta Formosa <sup>97</sup>.

Esta teoría se ajusta a la afirmación de Yamasaki de que la *Cordillera de Nitaka*, la más importante de Formosa, se dirige en el norte de la isla al OSO., luego al suroeste, y, por último, en el sur de la isla, al mediodía, de manera que forma parte de un arco cóncavo hacia el océano. Se presenta primero en la costa nordeste de la isla, en un imponente precipicio que se extiende desde los 24° 30' a los 24° 10' N.; que asciende rápidamente en Selsu (Silvia) a 3.424 metros, alcanza 4.145 en el Nitaka-Yamá (Monte Morrison) y luego desciende hacia el sur, bajo depósitos terciarios que forman el promontorio meridional.

La parte conocida de la cordillera de Nitaka se compone de pizarras antiguas y calizas cristalinas. La acompaña al oeste la *cordillera de Kali*; sedimentos terciarios con estratificación regular, caliza de nulíporos y arenisca con lepidoclina forman sus pliegues paralelos, que «semejan libros apilados».

El lado oriental de la cordillera de Nitaka es muy pendiente; un valle longitudinal muy marcado sigue su pie desde el paralelo 24, al 22° 45' N., y los separa de la cadena paralela y estrecha de *Taito*, que forma la costa oriental de esta región y se compone de depósitos terciarios con andesita

y tobas. Distingue a la parte más septentrional de Formosa el grupo volcánico activo de las Taiton <sup>98</sup>.

Koto ha confirmado que en la isla de los *Pescadores* hay tobas basálticas; se ven tres coladas separadas (II, pág. 174). Puede advertirse la existencia de capas de lignito en las tobas. También se componen de basalto las islitas al sur del canal de Rover.

*Kasho* (Samasano), al este de Formosa, es un monte cónico de andesita.

*Koto-sho* (Botel-Tobago) muestra basalto feldespático y andesita, y también gabbro y serpentina; acaso comienzan allí las rocas básicas que tanto desarrollo alcanzan más al sur <sup>99</sup>.

Koto considera Botel Tobago, el menor Botel Tobago (Sho-khoto), la Selva Hermosa y los arrecifes de Gadd, y las islas Batun y Babujan, eslabones de una cadena que se extiende hasta el volcán de Cagua, en el norte de Luzón, criterio que se ajusta a las conclusiones de Drasche. Como punto interesante debe observarse que el volcán de Cagua, en el norte de Luzón, no radica en una rama, sino en un valle secundario que precisamente semeja la línea de Barren Island, en el golfo de Pegú.

*Borneo*.—La teoría de que hay relación tectónica entre las Filipinas y el archipiélago malayo es muy antigua. En 1845 Earl dibujó un mapa en el que figura un arco volcánico desde las islas Liu-Kiu hasta Formosa y otro desde esta isla a Luzón. En Luzón se divide el arco y se dirige al sur y al suroeste, en dos líneas curvas que corresponden casi exactamente a las que obtuvo D. José Centeno algunos años antes (II, pág. 172). Al este de Flores estas dos líneas se reúnen, y continúan por Java y Sumatra hasta Barren-Island, de manera que parece que rodea en un sólo arco volcánico a las Filipinas y el archipiélago malayo. Otro análogo sigue, según Earl, desde el noroeste de Nueva Guinea hacia Levante, por las islas Salomón y las Nuevas Hébridas hasta Nueva Zelanda <sup>100</sup>.

Por desgracia, el autor de esta notable obra, llevado de observaciones incompletas, dedujo que los antiguos terrenos de Malaca se dirigen por Borneo y el Arco volcánico a Australia. Y precisamente cuando apareció su obra, Ricardo Owen con su descripción de los marsupiales de Australia confirma, al parecer, que la relación entre Australia y Asia no debió existir desde hace relativamente bastante tiempo. Por lo tanto, el criterio de Earl halló oposición y se olvidó su obra.

Otros han planteado el problema de si será posible descubrir, por medio del estudio de erupciones simultáneas, alguna íntima relación entre los volcanes que se extienden desde el grupo de Sangi (o Sanguir), al norte de Célebes, hasta Mindanao o aún hasta Luzón. Perrey ha reunido datos acerca de este asunto <sup>101</sup>.

Las obras de R. von Drasche nos han instruido más acerca de la virgación de las Filipinas, que se abre hacia el sur (II, pág. 171).

Esta virgación revela los puntos de unión con el archipiélago Malayo, y sus líneas dominantes se reconocen con facilidad en el mapa. La primera es la de *Palawan*, que separa el sur del mar Amarillo; la segunda la de *Sulu*, que limita el mar del mismo nombre; la tercera es la de *Gangi*, que limita el mar de Célebes. Hay una cuarta línea, pero menos marcada al norte, frente a la costa occidental de Halmahera; es la línea de *Ternate*.

La primera línea es casi continua, la segunda algo menos, la tercera menos aún, la cuarta un fragmento. La primera se manifiesta en terrenos antiguos; la segunda, en sedimentos recientes, en parte con basaltos; la tercera contiene volcanes y puede marcarse, especialmente con ayuda de las observaciones de D. Enrique Abella, desde la isla de Biliran hasta la gran zona volcánica del Albai, al sureste de Luzón <sup>102</sup>. De igual modo la cuarta contiene volcanes; no se ve su prolongación hacia el norte.

Al comparar estas líneas, que en parte son ramales (*Palawan*), y en parte volcánicas (*Sulu*, *Sangi*, *Ternate*), advertimos que allí y, sobre todo, en Mindanao, se evidencia de nuevo que las líneas volcánicas corresponden con mayor frecuencia a valles entre las ramas de cordilleras que a esas ramas mismas.

La parte nordeste de Borneo corresponde al ancho del mar de Sulu; hace aún escasos años que se sabía muy poco de esa grande isla (II, página 168).

Respecto de la disposición de las cordilleras del interior se supone que se asemejan a Halmahera o a Célebes. Así aumenta el reconocimiento de la influencia dominante de la dirección noroeste a suroeste o de la NNE. a SSO. <sup>103</sup>.

Hasta ahora hemos aprendido de las exploraciones de Monlengraaff, a quien se debe gran avance en nuestro conocimiento de la isla, que el centro de Borneo se compone de ancha zona con dirección casi exacta de levante a poniente <sup>104</sup>. El estudio de las observaciones de que disponemos arroja el siguiente resultado:

La isla de Banguay, en la cordillera de *Palawan*, se compone de serpentina y mármol <sup>105</sup>; algo más al sur está la islilla de *Malwalli*, donde existe un manantial de fango caliente; luego sigue Borneo. Los dos promontorios que limitan la bahía de Marudu, señalan el comienzo de la más importante cordillera de la isla. Hacia el sureste se extiende dilatada llanura que llega a las elevadas cadenas que forman la costa norte de la bahía de Darvel <sup>106</sup>; pero hacia el suroeste una cadena de areniscas y pizarra se eleva cada vez más hasta culminar en la mole de *Kinibalu* (5.088 metros), compuesta de granito sienítico y que domina la comarca circundante. Según el relato de Spencer St. John, acantilados empinadísimos y altos separan por varios sitios la montaña granítica de una cadena profundamente excavada que la rodea. La cumbre, o, más bien, cresta, tiene unos 3 kilómetros de longitud. Hacia el nordeste, y separada de ella por honda

grieta, se extiende una loma endentada más larga, con 3.000 a 3.300 metros de altura. Otro espolón se dirige primero al suroeste y luego al SSO.; pronto desciende a 2.400 metros, pero tiene al menos 30 kilómetros de longitud. A 45 kilómetros la altura de los pasos desciende a 1.370 metros. Hacia el oeste la altura de los acantilados graníticos llega a miles de pies, pero las cordilleras adyacentes descienden con tanta rapidez, que a menos de 40 kilómetros alcanzan el nivel de la orilla <sup>107</sup>.

La dirección de la cresta de Kinibalu corresponde a la de la cordillera, que, según reconoció Crocker hace muchos años, se dirige primero, con variable altura, al SSO. y suroeste, y alcanza la montaña de Tyondong o Tidong, hacia el meridiano 112° 25' E. En su recorrido desde el paralelo 1° 30' N. en adelante, la cordillera se encorva gradualmente hacia la dirección de levante a poniente y luego a la noroeste. En el Sikayan superior (110° 20' E.), donde se señala más la curvatura noroeste, destacan de entre las pizarras masas de gabro <sup>108</sup>; por último, el arco llega a la costa occidental de Borneo, en las rocas pizarreñas de cabo Datu, y el granito de la cercana montaña de Gading (2° 5' N.) <sup>109</sup>.

Estos conocimientos que hoy poseemos indican que los depósitos, en el lado norte de este arco, presentan gran variedad. Parece que las areniscas cubren mucha extensión <sup>110</sup>; hay largas zonas calizas en las que se han hallado las tan famosas cuevas en que anidan las aves. En Sarawak reconoció Tenison Woods una de las primeras floras de la serie de Gondwana (II, pág. 168); algunas de las fajas calizas tal vez sean paleozoicas, pero R. B. Newton ha descrito ejemplares de *Alectryonia amor*, procedente de una caliza de otra clase de las orillas del Sarawak, y dicha especie se presenta en el jurásico medio de Europa <sup>111</sup>. Por último, debe atribuirse al borde externo el carbón terciario de la isla de Labuan.

A esta cordillera le dió Molengraaff el nombre de *Montes Kapuas superiores* y trazó sus laderas meridionales hacia el este, desde las fuentes del Kapuas hasta el meridiano 114° E. Las brillantes investigaciones de este explorador han arrojado mucha luz acerca de la estructura del interior de la gran isla.

El río Kapuas (más largo que el Rin) corre hacia el oeste; nace a los 1.° N. y desemboca en el mar, algo al sur del ecuador; desde Bunut, a 738 kilómetros de su desembocadura, hasta el mar desciende sólo 37 metros. En Bunut nos hallamos en la baja y amplia llanura aluvial del Kapuas; al norte del río se extienden grandes lagos. Al norte del valle y de los lagos se alza la cordillera de Kapuas, que forma ligero arco convexo hacia el sur. Parte de Berau, en el ENE., alcanza 1.767 metros en el monte de Lawt, en la divisoria al Kapuas, y luego forma la montaña de Tyondong (1.242 metros) antes mencionada. Al noroeste de los grandes lagos (oeste del meridiano 112° E.) desciende mucho; luego se alza de nuevo, se encorva al ONO. y llega, como hemos dicho, al cabo Datu.

La cordillera del Kapuas superior se compone, en la región que examinó Moelengraaff (112 a 114° E.), de filadios lustrosos con venas de cuarzo. Se rompe hacia el sur, en larga falla dirigida de este a oeste que la separa del valle del río, allende el cual se alzan colinas y lomas de la formación de Danau, que comprende margas calizas y a veces tobas diabásicas con capas de jaspe y radiolarios, tal vez jurásicos, según Hinde. Estas rocas han descendido profundamente a lo largo de la cadena de filitas, y se han seguido de este a oeste durante 280 kilómetros. Hacia el sur, encontramos sobre ellas capas cenomanenses plegadas con *Orbitolina concava*.

Sobre esta serie hundida aparece una cordillera volcánica, más moderna en su borde meridional; Moelengraaff la denomina *Montes Müller*. Comienza en el meridiano 112° 30' E. como una serie de montañas andesíticas aisladas que se dirigen hacia el este, hasta que las reemplaza en la misma dirección extensa montaña tabular de tobas volcánicas horizontales, que suman tal vez 1.200 metros de espesor y contienen troncos de árboles silicificados, todavía en la posición en que crecieron, como los que se han descubierto en las tobas del Parque Nacional de Yellowstone. Aún más al este, reemplazan de nuevo a las tobas, colinas volcánicas formadas principalmente de lavas muy ácidas. También se ha explorado la cordillera de Müller por espacio de 280 kilómetros. Se desconoce su extremo oriental. Más al oeste, montañas andesíticas aisladas radican en el centro de la llanura del Kapuas. Cabe muy bien preguntar si los volcanes aislados, compuestos principalmente de andesita, pero también de basalto, aunque en pequeña proporción, que se presentan más al oeste, al nordeste de Bengkayang, deben considerarse remotas avanzadas de la cordillera de Müller. Entre ellos el de Melabu (hacia los 0° 50' N., 109° 35' E.) se ha descrito hace mucho tiempo; los otros están al nordeste, en el paralelo primero norte <sup>112</sup>.

La alineación de rocas volcánicas sigue próximamente el arco de la plegada cadena de filadios, al sur de la cual los esfuerzos unidos de los exploradores holandeses han revelado también la existencia de sedimentos de distintas edades, que abarcan amplia cenefa desde la cordillera de Müller, hacia Bengkayang, y corresponde a la faja hundida de la formación de Danau y del cenomanense.

En el Boelit, pequeño afluente del Kapuas, cerca de sus fuentes (hacia los 113° 47' E.), y justamente en el centro de la comarca de tobas de la cordillera de Müller, advirtió Moelengraaff una caliza oscura con fósiles, que acaso pertenezcan al género Marginifera, lo que indica edad paleozoica superior <sup>113</sup>. A poniente de esta localidad, entre Loemar y Sepang, al NNE. de Bengkayang, halló Wing Easton cefalópodos, que Krause atribuye al liás <sup>114</sup>. Una serie de afloramientos del jurásico superior se dirige desde Bengkayang hacia el este o ESE., desde las cercanías de Kenda

hacia Buduk <sup>115</sup>. Sigue una serie de afloramientos cretáceos entre los que hasta ahora sólo se ha encontrado cenomanense y senonense.

En 1889 anunció Martín el inesperado descubrimiento, basado en ejemplares que halló van Schelle, de que parte de las llamadas «pizarras antiguas» del oeste de Borneo, es de edad cretácea. Las pizarras de esa edad suelen tener fuerte buzamiento y dirección al este o sureste por las citadas comarcas de Boedoe y Sepang. También se han hallado al nordeste de Bengkayang. Luego encontró Everwijn el cenomanense con *Orbitolina concava*, antes mencionado, más al este, a orillas del río Seberuang, horizonte que también encontró van Schelle a orillas del Boyang (112° 30' E.). Es posible que el cretáceo medio exista a lo largo de toda la margen externa de esos trozos esparcidos del arco mesozoico, mientras que desaparece al este, bajo las acumulaciones volcánicas de la cordillera de Müller <sup>116</sup>.

Al sur de esta faja hundida que, como hemos visto, ocupa el valle del Kapuas, entre los meridianos 112 y 114° E., la comarca tiene estructura distinta. Potentes capas de arenisca terciaria sin señal de plegamiento forman mesetas, y, según Krause, se depositaron en aguas salobres <sup>117</sup>.

En el río Embahu (112° 20' E., afluente por la izquierda del Kapuas), hay eoceno, con *Cyrena borneensis*, que se presenta con las capas de lignito del sureste de Borneo. Al este, entre los meridianos 112° 40' y 113° 20' E., ha trazado Moleengraaff un corte en dirección sur, hacia el mar, que corta las alturas del sur de la cordillera de Müller y que vamos a describir.

Nos hallamos en el borde meridional del valle de Kapuas: cubre el suelo arenisca terciaria, y encima se alzan espolones volcánicos aislados de la cordillera de Müller; bajo la arenisca vemos a trechos cenomanense plegado y problemáticas señales de rocas de Danau con radiolarios. Luego la arenisca terciaria se eleva gradualmente hacia el sur en extensa plataforma que atraviesan fracturas, dirigidas de levante a poniente, a lo largo de las cuales las capas están levantadas, pero de nuevo se allanan y descienden suavemente hacia el sur para formar *la meseta de Madi* (por encima de los 1.138 metros). Antes de llegar al ecuador esta plataforma se rompe violentamente hacia el sur. En su escarpa meridional se ven de nuevo capas cretáceas plegadas.

Allí se encuentra el valle superior del río Melawi. Los sedimentos terciarios dan a veces Cyrenas en varios horizontes; tornan a salir suavemente en amplia plataforma hacia el sur; forman *la cordillera de Schwanner*, y de nuevo se rompe violentamente al mediodía. Sin embargo, esta escarpa difiere de la anterior. El granito forma su pie meridional, y el frente de la fractura parece que ha retrocedido hacia el norte por efecto de la denudación, de modo que ya no es rectilínea. El pico de *Raya* (2.270 metros), compuesto de granito y pórfido, domina a la vez la escarpa y la me-

seta arenisca allí donde más se extiende hacia el sur. Toda la comarca al mediodía del Raya debe considerarse hundida, según Moleengraaff; de nuevo encontramos en el 1° S. rocas volcánicas relativamente modernas, en una fosa que cruza el río Samba y luego rocas graníticas, probable basamento de la región baja hasta la costa (3° 15' S.).

Así, pues, el corte de Moleengraaff nos muestra lo siguiente:

En el norte (hasta el paralelo 1° 15' N.) hay una cordillera plegada (cadena del Kapuas superior) con ligero arco (de levante a poniente, donde lo cruza el corte). En el sur (hasta el pico de Raya, hacia los 0° 40' S.), se ve, a partir de la costa, un antepaís granítico que más hacia el norte se oculta bajo capas de arenisca depositada en agua salobre del terciario inferior (cadena de Schwanner, Meseta de Madi).

La región marginal entre la cordillera y el antepaís ha descendido, según fallas dirigidas de levante a poniente. Tiene mayor magnitud el hundimiento del borde externo de la cordillera (tierras bajas y lagos en el río Kapuas). En el lado sur de este gran hundimiento existió una cadena de volcanes (Montes Müller), pero el sistema de fracturas dirigidas de levante a poniente, se extiende también por el antepaís situado al sur, en cuyo centro se alza el pico de Raya, acaso como pilar.

En lo que podemos conjeturar, ese antepaís granítico alcanza en algunos sitios grandes alturas y lo cubren a trechos manchas de terciario o de aluviones auríferos que abarcan extensa superficie. Moleengraaff indica su analogía con el granito de Soekadam en Matam (junto a la costa occidental, en 1° S.). En efecto, probablemente forma la parte suroeste de Borneo, y hacia el sur, a juzgar por el antiguo mapa de Gaffron, festonea toda la llanura que ocupa la costa meridional de esa isla alrededor de Bondyermasin, y aún más allá se extiende muy al norte por el valle del Barito e incluye la depresión de Bekompei. Nadie puede predecir lo que revelarán futuras investigaciones; por ahora parece que toda la región, desde la cadena de Schwanner hasta el cabo Samban, al suroeste, sea un pilar arcaico que separa las cadenas plegadas, de modo análogo a como lo efectúa la mole de Camboye.

También se compone, principalmente, de granito el archipiélago de *Natuna*, al oeste de Borneo <sup>118</sup>.

Pueden añadirse dos nuevas observaciones a las que acabamos de hacer acerca del centro de Borneo.

Moleengraaff ha hallado en las vertientes de la cordillera del alto Kapuas, sobre las filitas, cantos rodados de caliza oscura, en las que R. B. Newton y Holland han reconocido la existencia de *Discocyclina*; es la primera indicación de inmersión marina que, con arreglo a nuestra clasificación actual, pudo ocurrir luego de la deposición de las capas con *cyrena* de las mesetas <sup>119</sup>.

Además, si imaginamos Borneo cubierta por mar profundo, o sea en

análogo estado al de otras muchas partes del archipiélago de la Sonda, entonces, suponiendo activos los volcanes de los montes Müller, no marcarían el recorrido de la cordillera (cadena del Kapuas superior), sino el de la fractura que la acompaña.

La parte *suroriental* de Borneo tiene diferente estructura de las otras partes de la isla que ya hemos examinado. Comenzaremos nuestro estudio de esta región por el extremo sureste, siguiendo las detenidas descripciones de Hooze <sup>120</sup>.

La isleta de *Sebeku* (116° 23' E.), que se dirige de norte a sur, presenta en su costa oriental agria y estrecha loma de serpentina y diabasa, con igual dirección que la isla. A lo largo de su pie occidental sigue tenue faja de sedimentos del eoceno inferior con capas de carbón. El centro y el oeste de la isla son llanuras que se extienden hasta el estrecho de Dyohor.

En la parte norte de este estrecho está el arrecife de diabasa de Pulo-Manti. En el otro lado del estrecho se encuentra Pulo-Laut, isla mucho mayor, que cruzan de su extremo meridional al septentrional las altas montañas de Sebetung, compuestas de diabasa y hacia el oeste de serpentina. En la parte norte de la isla, donde comienza dirección NNE., desaparece la serpentina, y de nuevo ciñe la ladera occidental de las montañas una faja de capas eocenas con carbón; las capas buzan mucho al oeste bajo el estrecho de Laut. Reaparecen en la isla de Suwangi, en medio del estrecho (3° 25' S.), pero con buzamiento al este, o sea en dirección opuesta; al oeste hay de nuevo serpentinas.

*De manera que la parte norte del estrecho de Laut ocupa un sinclinal eoceno*, que limitan por cada lado serpentinas y se dirige al NNE. Siguiendo este rumbo, las capas eocenas reaparecen en el promontorio de Dewa, y el grupo adyacente de islas Nangka, donde están horizontales, y pertenecen probablemente al centro de la cuenca.

Aún más allá, en el promontorio de Batu (3° S.) vemos de nuevo larga y estrecha loma de serpentina y diabasa que bordea la bahía de Klumpang. Debe ser continuación de la serpentina de Suwangi, o sea de la margen occidental de la cuenca eocena. También limitan esta loma por ambos lados depósitos eocenos. Sigue la costa oriental hacia el NNE., y termina en la bahía de Pamukam (2° 33' S.), donde se compone de diabasa, en las que descansan a ambos lados capas muy erguidas eocenas. En el lado occidental de la loma hay inversión de las capas <sup>121</sup>.

Por tanto, en esta parte de Borneo hay tres ramas de rocas eruptivas separadas por cuencas compuestas de capas del terciario inferior, a saber: 1), la costa oriental de la isla de Sebukut; 2), la isla de Laut, y 3), la costa occidental de la de Suwangi, que tal vez continúa por la loma de Klumpang-Pamukan. La primera rama se dirige al norte, las otras dos al NNE.

Desde el extremo sur de Borneo, algo más allá del paralelo 4° S., aflo-



ran en la costa occidental arrecifes aislados de gabro, porfirita diabásica y serpentina, que, según Verbeek, son cretáceas. En el cabo Dewa, algo al sur del paralelo 4° S., se eleva de pronto una loma, la Goenong Bira (376 metros), que consta de las mismas rocas. Van uniéndose unas a otras análogas lomas, y al fin aparece una cadena continua arrumbada al noreste. El pórfido de diabasa desaparece, y la cadena se compone de dos largas lomas de serpentina, los montes Bobaris y la mucho más importante *cordillera de Meratus*. Se unen mediante una comarca baja de micacita y pizarras cloríticas y cuarzosas, en la que se insertan algunas lomas de serpentina. A la loma de Bobaris, dirigida al noroeste, se le une por este rumbo una cadena bastante ancha de conglomerados, areniscas y pizarras, con fósiles del cretáceo superior sobre la que descansan más al noroeste capas del eoceno inferior con carbón, margas eocenas y caliza numulítica. El mapa geológico de Martapura, debido a Hooze, muestra esta sucesión regular y rumbo general al noreste <sup>122</sup>.

La diferencia entre estas dos ramas y las antes mencionadas radica en la aparición de las pizarras, acaso arcaicas, entre las dos lomas serpentínicas; en la existencia de terreno cretáceo y en el cambio de dirección. Pero los trabajos antiguos de Verbeek, muestran que algo más al norte desaparecen las pizarras antiguas, mientras que las dos lomas de serpentinatas se unen para formar la cadena de Meratus, que al mismo tiempo se encorva al NNE., y luego casi al norte, rumbo que conserva en mucha distancia <sup>123</sup>. Se ve esta cadena a partir de la bahía de Klumpang (3° S.); enfrente, a levante, hay una cadena caliza, los montes Bangkalaän, probablemente compuestos de caliza numulítica, y que en su prolongación hacia el norte forman el límite interior de los pequeños sultanatos de la costa oriental. Los ríos que desaguan en la bahía de Adang arrastran cantos de serpentina a la vez que micacitas y cuarcitas. Mucho más al sur, en el valle inferior del río Kutai (0° 35' S.) halló todavía Hooze arenisca del mioceno inferior en levantados pliegues que se arrumban de norte a sur a través del río <sup>124</sup>. Es muy probable que la cadena de Meratus y la dirección meridional continúen casi hasta el ecuador.

Las investigaciones de Hooze y Verbeek nos muestran que debemos añadir a las ya citadas ramas: 4), la oblonga cordillera de Meratus, y 5), los montes Bobaris. La parte meridional de ambas cadenas presenta marcada desviación al suroeste.

Sin embargo, en conjunto estas ramas convergen al norte y forman una gran virgación de muchas ramas que, al sur de Bandyermasin, se encorvan en igual dirección que la cordillera plegada del norte de Borneo, es decir, la cordillera del Alto Kapuas de Moleengraaff, que al otro lado de la mole arcaica del suroeste se dirige desde Kinibalu hacia el cabo Datu.

Parece indudable la convergencia de las cadenas de Borneo hacia el norte o NNE., pero las observaciones actuales no bastan para mostrar de

qué modo y si en realidad las ramas del sureste, y especialmente las de los montes Meratus continúan por la loma elevada que, según los mapas, se dirige al sureste a partir del centro de la isla, al cabo Mangkalihat. Son muy escasos también los datos relativos a las regiones situadas al norte de estas montañas.

En el cabo Tinagat (4° 13' N.; 117° 59' E.), en la bahía de Santa Lucía, que señala el límite norte de las posesiones holandesas, encontró Hooze una roca que Retgers compara con una porfirita de hornablenda procedente de Pengaron en los montes Bobaris <sup>125</sup>.

Lehnert menciona granito de grano grueso cerca de la desembocadura del río Sibuku <sup>126</sup>.

A pesar de la deficiente información, compréndese de qué modo Borneo entra en la virgación de las Filipinas; es manifiesta la semejanza entre sus ramas sureste y ciertas partes de aquel archipiélago, en muchos puntos del cual los gabros, diabasas y dioritas están cubiertos por caliza numulítica, que allí también rodea a largas y estrechas cordilleras. Asimismo hallamos carbón terciario, y si probablemente posterior al eoceno, es cierto que capas de carbón del terciario superior existen de igual modo en Borneo. Si prescindimos del volcán de la Isla de Negros, veremos en esta isla, como cerca de la de Cebú, primero una antigua cadena volcánica, señalada en el mapa como diorita; luego, y por supuesto en Cebú, caliza numulítica (II, pág. 172), y, en fin, capas con carbón. D. José Centeno ha sido el primero que indicó que las capas con carbón en esas dos islas buzan unas hacia otras, de modo que indica que el estrecho intermedio de Tañón ocupa el centro de una cuenca carbonífera.

Esto es repetición de lo que ya hemos descrito a unos 13 ó 14 grados de latitud más al sur, en el estrecho de Laut. En ambos casos el estrecho se dirige al nornordeste <sup>127</sup>.

*Célebes* está todavía casi inexplorada; pero las investigaciones existentes bastan para demostrar que, como la península Calcídica, debe su forma digitada a la unión de varios fragmentos dispares.

El primero de éstos es el promontorio nordeste de *Minahassa*, y consiste en varios volcanes muy próximos que forman parte de la zona volcánica que se dirige desde el sureste de Luzón a Mindano y las islas Sangi (o Sanguir) <sup>128</sup>. También en el norte hay volcanes, por ejemplo, Batu Angus, Klabat y otros. El lago Tondano (1° 10' a 1° 17' N.), según Wichmann y Bücking, está limitado al oeste por volcanes y al este por una loma de andesita, que forma los montes de Lembean <sup>129</sup>. Hacia el sur hay de nuevo volcanes, y, según Martín, una mancha de caliza con orbitoides del terciario medio.

Con arreglo a las observaciones de los hermanos Sarasin, la región volcánica termina en una línea de depresión que corta oblicuamente la península y forma la mayor parte del valle del río Dumoga: corta la costa

septentrional algo al este del meridiano 124° E. y la meridional al oeste del mismo meridiano. Pero al norte de la plataforma basáltica de Mongondo, que señala el extremo suroccidental de la región volcánica, se han hallado pizarras arcillosas con buzamiento casi al nordeste, cerca de Kottabangan.

Varios observadores consideran volcanes a las islas de Tagean y Una-Una, en el golfo de Tomini y prolongación de Minahassa; según los hermanos Sarasin <sup>130</sup> tal vez exista una montañita volcánica en el cabo Api, que destaca de la costa sur del golfo, y también había de pertenecer a la misma zona.

El segundo fragmento es *Gorontalo*, compuesto de una faja de rocas arcaicas dirigida de levante a poniente. En el este comprende los montes Bone (1.400 a 1.500 metros), según Sarasin, de granito claro con un manto de neis; al norte de estas montañas la cadena de Huntuk-Bulu-Dawa <sup>131</sup>, a la que une en el norte de la península larga cadena granítica dirigida de levante a poniente y que separa una depresión de otra más corta y menos elevada de granito que le es casi paralela en el sur. La escarpa norte de la cadena septentrional es muy abrupta. Van Schelle y Wichmann convienen en considerar como pilar la cadena granítica de Gorontalo. Según Wichmann, el valle entre ambas cadenas es una fosa <sup>132</sup>. Dice Bücking que cerca de Sumulata (122° 30' E.) las venas metalíferas se presentan en un conglomerado basto de rocas eruptivas, que describe como porfiritas. Se dice que también hay dioritas.

El ingeniero de minas Herr Humdeshagen me informa de que las venas metalíferas del norte de Célebes se presentan en una roca que considera diorita y que rodean moles bastante grandes de pizarras arcillosas. La dirección de estas capas al oeste de Palell, en el estado de Bvool es al NNE. y nordeste. En el ángulo noroeste de Célebes, de uno a ocho kilómetros al oeste de Tontoli, y cerca de la costa, halló Humdeshagen pizarras antiguas rojas y verdes con venas de granito, y tan intensamente plegadas y cortadas de fallas que era imposible hallar en ellas dirección determinada. En dos o tres parajes advirtió rumbo al norte. Desde el cabo Stroonen, a lo largo de la costa meridional hasta Sityello, y aun pasado el cabo Dampelas, predominaba el granito. Faltan los volcanes <sup>133</sup>.

Aún no se han explorado las altas montañas que se presentan en el arco mediante el cual la península gira al suroeste y sur y que forman el límite noroeste del golfo de Tomini.

En el fondo del golfo, casi en el ecuador, profundo hundimiento cruza Célebes y separa las montañas del norte de las del sur.

Wichmann cruzó Célebes por el paralelo 0° 45' S.; partiendo del oeste se encuentra primero un cinturón de arenisca y conglomerado, luego neis y algún granito que se extiende hasta la costa oriental <sup>134</sup>.

Probablemente forma parte de las cordilleras que los hermanos Sara-

sin siguieron desde el extremo suroeste del golfo de Tomini largo trecho hacia el sureste <sup>135</sup>. Sucesivas cadenas paralelas de micacitas y cuarcitas, a veces de rocas verdes y serpentina, siguen desde el extremo de este golfo primero al sur y luego al SSE. para formar las pendientes laderas de la costa oriental del lago Posso, que tiene más de 300 metros de profundidad y debe considerarse rasgo tectónico.

La cordillera gira luego al sureste y ESE. La línea tectónica que indica el lago Posso corre entre cadenas paralelas y en su prolongación se extiende en la misma dirección el profundo lago de Matanna, a 400 metros de altitud, y que tiene 480 de profundidad, de modo que alcanza más abajo del nivel del mar.

Cuando las cadenas penetran en la península suroriental de Célebes, giran rápidamente del ESE. al suroeste; la línea tectónica de los lagos sigue también esta nueva dirección, y algo al norte y al sur del paralelo 3° S. cruza el lago Towuti, el mayor de Célebes. Los hermanos Sarasin denominan «fosa lacustre» a esa serie de grandes lagos. Es probable que las cadenas conserven dirección suroeste o SSO. en la península suroriental.

Esas mismas cadenas llegan al extremo septentrional del golfo de Boni. Luego siguen en el extremo nordeste de la península meridional la mole montañosa de *Latimodyong*, que se dirige al sureste con más de 3.000 metros de altura.

El resto de la península meridional tiene muy distinta estructura. Aún entre los paralelos 3° 15' y 3° 45' S. los hermanos Sarasin hallaron entre la montaña de *Latimodyong* y la costa occidental tan sólo depósitos terciarios, los cuales consisten en arcilla gris con moluscos de agua salobre o agua dulce, y plantas terrestres sobre las que yace caliza blanca. La serie plegada se dirige de levante a poniente; las calizas que se alojan en los sinclinales alcanzan más de 1.000 metros de espesor, y entre ellas asoma en la roca de Loko un afloramiento volcánico de edad terciaria <sup>136</sup>. Puesto que análogas capas se extienden desde el lago Posso al golfo de Tomoiki, y, según Wichmann, el promontorio del oeste de la bahía de Palos también se compone de rocas eruptivas terciarias y sedimentos terciarios, es probable que los depósitos de esta edad rodeen la mayor parte de dichas cordilleras.

Fijémonos de nuevo en la península del mediodía. A escasa altura sobre el mar están los lagos Sidereng y Tempe. Hacia el sur se levanta el terreno. Debemos nuestro conocimiento de esta estructura a Wichmann <sup>137</sup>.

La ancha y aislada mole del *Latimodyong* (3° 45' S.), que se alza al norte de los lagos, acaso sea un volcán. Hacia el sur se extienden dos montañas que separa un valle longitudinal; la cordillera occidental en el lado próximo al estrecho de Macassar es mucho más importante y alcanza 1.000 metros de altura. Se compone de rocas basálticas, andesíticas y leu-

cíticas, y de capas terciarias; la cordillera oriental corresponde a pisos más altos de la serie terciaria. El conjunto está plegado y la dirección es exacta del norte al sur, pero se trueca en ONO. (300°), hacia el extremo sureste.

Hoy se considera fosa el golfo de Boni. En el sur se unen ambas cordilleras, mediante la mole del gran volcán *monte Bonthain* (Lempobatang, 3.057 metros), que así cierra el valle longitudinal. En uno de los valles fluviales hay cantos rodados de rocas arcaicas, única manifestación de éstas.

La oblonga isla de *Saley*, al sur de Célebes, de rocas volcánicas en su lado oriental, que es el más alto, desciende abruptamente hacia el este; componen la costa occidental depósitos marinos más modernos<sup>158</sup>.

Carezo de datos respecto de la parte meridional de la península del sureste de Célebes. La oriental, entre los golfos de Tomoiki y Tomini, y que cruza la alta cadena de Tokalla, presenta, según Verbeek, muchos afloramientos de diabasa, peridotita y otras rocas básicas.

Actualmente es imposible decir si las islas que se dirigen de levante a poniente (Obi, Taliabo, etc.) y se hallan en una cadena de esa misma dirección continúan por Célebes, y de qué manera lo hacen en caso de ser así. En vista de la gran escasez de información sólo daré el resumen siguiente:

En Célebes hay largas cadenas de terrenos antiguos, rodeadas en parte por capas terciarias plegadas. Las mejor conocidas son el fragmento de Gorontalo, dirigido de este a oeste, que puede considerarse pilar; la región del noroeste de la isla, donde domina dirección NNE. o nordeste; luego el grupo de cadenas paralelas que parte de la región oriental de la bahía de Palos, corre con frecuente cambio de dirección por el centro de Célebes a la península del sureste, cerrando así la fosa lagunar. Minahassa es de formación volcánica reciente y pertenece a la zona de Sangi. El conjunto de la península de mediodía consta de rocas volcánicas de edad terciaria. Caracterizan a la península del nordeste rocas eruptivas básicas.

En suma, podemos mencionar la especial disposición de las rocas leucíticas. A la cabeza de la larga lista de 121 volcanes entre Java y las islas próximas que publicaron Verbeek y Fennema, hay cinco volcanes geográficamente remotos unos de otros y que también se distinguen por ser los únicos que han emitido rocas leucíticas. En cuanto a edad, seguramente datan del período terciario, aunque algunos deben haber estado de nuevo en actividad en tiempos posteriores. Forman una serie más o menos arqueada que comienza en el noroeste en la isla de Bawean, al norte de Java, y sigue a la costa nordeste de esta última isla, al sur de la de Madura. El volcán más oriental en el extremo norte de Java es Ringguit, cuyo cráter mide 10 kilómetros y medio de diámetro y es el mayor de Java<sup>159</sup>.

Tal vez podamos asociar con esta serie leucítica las rocas de esta in-

dole, también terciarias, que halló Wichmann en el suroeste de Célebes, y parece que un arco leucítico, aunque no sin interrupciones, existe en esta región. Pero en cualquier ocasión un nuevo descubrimiento puede demostrar que tal hipótesis se basa sólo en la insuficiencia de datos.

*Halmahera.* -- Nuestro conocimiento de la estructura de esa isla se basa en las noticias de Verbeek, por no mencionar la descripción orográfica de Campen. Además, Kükenthal ha publicado observaciones que se refieren especialmente al norte, y Retgers ha descrito ejemplares de rocas procedentes de varias partes de la isla <sup>140</sup>.

Verbeek distingue varias líneas volcánicas que pertenecen casi en absoluto a la costa occidental y siguen marcha en arco que, sin embargo, corre principalmente de norte a sur. Los volcanes más septentrionales se componen, sobre todo, de andesita de hornablenda y andesita micácea, y más raramente de andesita piroxénica o basalto. En muchos casos ha desaparecido el cráter. Una de estas antiguas líneas comienza en las islas Loloda septentrionales, al oeste del extremo norte de Halmahera. Sigue, con ligera curva frente a la costa occidental, por las islas Loloda meridionales, luego toca Halmahera, y tal vez coincide, en cierto trecho, con la línea de volcanes activos (que en seguida mencionaremos), frontera de la costa occidental, y continúa por Kayoa, en el lado occidental del estrecho de la Paciencia hasta el extremo sur de Batyan. Allí su dirección es SSE. En el otro lado del estrecho, en el extremo sur de Halmahera, comienza análoga línea con la misma dirección, que Verbeek señala hasta Kekeh (al este de Obi-Besar), y desde allí otra antigua línea de volcanes se dirige al ENE., hasta la costa noroeste de Nueva Guinea. Las islas que rodean la punta más meridional de Halmahera son basálticas <sup>141</sup>.

Frente a la costa nordeste de Halmahera hay un grupo de antiguos volcanes formados de andesita piroxénica; el volcán de Galeda ocupa el centro del grupo <sup>142</sup>. Desde esta región se dirige al SSO. una línea de volcanes modernos y en parte activos, con ligera convexidad al oeste, y así cruza oblicuamente la península septentrional. Llega al mar en la orilla norte de la bahía de Dyalolo, y sigue por los volcanes de la cadena insular que comienza en las islas Hiri y Ternate y termina en la de Makian (0° 15' N.). En esta última región coinciden tal vez la línea más moderna de Ternate y la más antigua de Loloda.

La dirección más o menos meridional de estas líneas indica relación con las Filipinas, pero nada positivo sabemos acerca de este punto. Me comunica Hundeshagen que las *islas Galaur* son del todo, o en gran parte, de origen sedimentario. Verbeek dice que en Halmahera la línea de volcanes activos (línea de Ternate), de la bahía de Dyalolo en adelante, diverge de una línea recta a las Filipinas y se dirige al NNE. (hacia Galeda), pero se inclina a creer que la línea más antigua (Loloda) se prolonga hasta la costa oriental de Mindanao, que considera fractura <sup>143</sup>.

Las restantes partes de Halmahera que hasta ahora conocemos se componen casi exclusivamente de gabros, peridotitas, serpentinas y otras rocas eruptivas muy básicas. Lo mismo ocurre en las islas mayores inmediatas, tales como Rau y Morotai, en el norte, y Batyan en el suroeste. Ya hemos observado lo mucho que intervienen tales rocas en la estructura de las islas situadas al sureste hasta Waigoe, Batanta y la costa de Nueva Guinea. Hace muy poco se las ha atribuido a la época cretácea.

Linck, que examinó las colecciones de Kükenthal, menciona, además, neis en Batyan, antigua pizarra actinolítica en el extremo sur de Halmahera y caliza blanca numulítica en el sureste <sup>144</sup>.

Calizas coralígenas recientes rodean gran parte de Halmahera.

RESUMEN DE LOS ALTAIDES ORIENTALES.—Contemplamos la parte meridional de la antigua cumbrera, la amplia altiplanicie mongola del Jan-gay, que se compone de terrenos arcaicos. Ancha guirnalda de grauvacas paleozoicas se dirige desde Transbaikalia, por Urga, casi hasta su parte más meridional, donde comienza el valle hundido de los Lagos. Este hundimiento escalonado sigue el Dsapjyn hasta más allá de Kobdo y Uliasutai, y su parte más profunda se encuentra en su extremo norte, en el Ubzanor. Así separa de la cumbrera al Altai Mongol, que presenta la misma estructura que aquélla, de la que en realidad es fragmento.

Al noroeste está la cumbrera más moderna o el Altai, de donde parten las muchas ondas que conocimos primeramente con el nombre de Tian-xan; en este sistema se adaptan cada vez más a la dirección ONO., y llevan, sucesivamente, los nombres de Bei-xan, Lung-xan, Nan-xan y Kuenlun central.

Cerca de An-si, en el Su-lei-je, no lejos del extremo occidental del oasis de Kansu, el San-syan-tsi, baja cadena neísica que se dirige al ENE. encuentra en ángulo agudo a la cordillera desierta que corresponde al borde meridional del Bei-xan. Es el comienzo de un cambio de circunstancias; de allí en adelante se ve primero la prolongación del Lung-xang, luego la potente cordillera de Richthofen, después las varias grandes cadenas del Nan-xan, al menos las más largas, que se encorvan violentamente al ONO., en dirección del Anenbar-ula y del Alting-tag, como si las últimas cadenas hubiesen sido asiento de una fuerza plegante, simultáneamente activa y de igual o mayor fuerza. Este gran movimiento giratorio afecta a todas las cadenas del extremo occidental del oasis de Kansu, hasta el Tsaidam y los elevados lados de Kum-kul, y según lo experimentan no sólo las cordilleras, sino también el fondo de los valles, se elevan cada vez más sobre la llanura del Yarkand-daria, que se alza al frente. Es el límite occidental.

En el este destaca la gran mole siniana con sus capas cambrianas sin trastornos. Su parte occidental, que cubren sedimentos más modernos forma el basamento de Ordos. El recodo noroeste del Hoang-ho señala allí

su límite casi rectangular. Vemos ahora que el movimiento general hacia el sur que domina en los Altaides, se manifiesta también en el este. El gran Jingan es, sin duda, una cadena plegada, al menos en cierta distancia hacia el norte, pero la dirección de los pliegues corta a los predevonianos de la antigua cumbrera, y es muy posible que conserve el plegamiento en toda su longitud. Hacia Kuku-Joto, ramas oblicuas que se dirigen unas tras otras al OSO., forman el In-xan y la cadena arqueada (resuelta en ramales) Jara-narin-ula.

Nos hallamos de nuevo frente a la parte más meridional de la antigua cumbrera, al sur del desierto de Ala-xan. Las grandes cordilleras del Tian-xan, que se acuñan al este del potente Karlyk-tag, y sólo el relativamente estrecho Shuyten Gobi separa el Bei-xan del borde meridional del Altai del Gobi, o más bien de la cadena de Adiyi-bogdo, que es la delantera del Altai del Gobi. Con el acuñamiento del Tian-xan los pliegues de los Altaides toman la dirección de los arcos de la antigua cumbrera, y no puede reconocerse entre las dos límite alguno. Entonces se encuentran los arcos procedentes del este y el oeste. El Adiyi-Bogdo se prolonga por el Kōkō-tymrty, y lomas rocosas indican el paso de las cordilleras por el desierto hasta Tostu y Noin-bogdo, en el lado oriental. Los extremos orientales de las cadenas del Bei-xan se encorvan en la misma dirección. El Jara-Narin-ula, que procede del este, se encauza mucho en el desierto por los montes Yawarai. Aun los extremos de los grandes arcos septentrionales del Nan-xan experimentan algo más a levante la misma desviación. Pero la cordillera de Ala-xan está caída hacia el este, y la baja y llana región de Ordos es su antepaís. Es difícil determinar si la desviación hacia el sur de las cadenas del Nan-xan llega hasta Lan-chu-fu; de ningún modo alcanza su final en Di-dao, en la otra orilla del Hoang-ho, porque al sur de este lugar las cadenas del Kuen-lun central siguen sin obstáculo en línea recta al ESE. y forman el Tsin-ning-xan, en el borde meridional de la mole siniana.

El estrechamiento que sufren los Altaides en el este, bajo la influencia del antepaís de Ordos es de distinta índole que la que producen en el oeste el Anenbar-ula y el Alting-tag; pero el efecto combinado de ambas es un extraordinario levantamiento de la mole entera de los Altaides, de modo que aún en el fondo de los valles alcanzan alturas de 4.000 metros y en grandísimas distancias, en toda la parte oriental del Tibet, no bajan de los 4.500 metros. Este principalísimo grupo de apretadas ramas, gira, sin embargo, cada vez más hacia el sur, y sólo una rama lateral aislada forma el Tsin-ling-xan. Pero la dirección de éste forma casi ángulo recto con la del grupo principal, y es posible que esas dos cordilleras, casi perpendiculares entre sí, hayan sufrido ambas un empuje al sureste, porque una cordillera secundaria, el Ta-pa-xan, se bifurca del cuerpo principal al NNE., rodea la ciudad de Ya-chu-fu, con arco cóncavo al sureste, y, por



último, su extremo oriental, dispuesto en escamas orientadas al sur, se amolda a la ladera meridional del Tsin-ling-xan. Puede reconocerse de nuevo análogo movimiento al sureste en los rápidos de I-chan, en el Yang-tse-kiang.

Pero volvamos al grupo principal que en el oeste intesta con el extremo oriental del Himalaya y el fragmento cuneiforme de Assan. Pasado este obstáculo, las ramas, hasta entonces impedidas, avanzan por los montes Naga hacia el suroeste y forman las curvas cordilleras de Arakan. A la vez que aumenta el espacio los Altaides manifiestan tendencia a desviarse unos de otros, como puede verse en la latitud de Ta-lifu. Esto conduce a la separación en dos grupos: uno oriental, dirigido hacia Yunnan, y otro occidental, dirigido hacia Birmania; y de nuevo, simultáneamente con el aumento de superficie, coincide decrecimiento de altura, lo mismo en el fondo de los valles que en las cordilleras. Los violentos arcos en el valle medio del Mekong revelan el contraste de dirección ahora manifiesto; por último, los dos grupos están completamente separados, y entre ellos aparecen los antiguos terrenos de Camboye.

En su sucesivo desarrollo, estos dos grupos son desemejantes.

En las ramas orientales del grupo oriental o de Yunnan, los neises y pizarras antiguas de las grandes cordilleras gradualmente descienden hacia el sur, hasta que desaparecen bajo un manto continuo de sedimentos. Es la caliza paleozoica y mesozoica, plegada, pero de pliegues denudados, de modo que lo que queda al este de Yunnan y de Kuei-chu es una alta meseta. Las ramas medias de este grupo también han perdido altura, pero siguen en dirección del río Rojo y forman las cadenas del Tong-king. La última de las ramas occidentales se prolonga a distancia aún mayor; es la cordillera de la costa oriental de Annan.

Lejos, en la otra orilla del mar meridional de China, vemos un arco montañoso que comienza en la costa occidental del golfo de Lingayen, oeste de Luzón, y se extiende hasta la Sierra de Zambales, cerca de la bahía de Manila. Continúa por Lubang, las Calamianes y Paragua, donde se le unen Kini-balu y la cordillera arqueada de Sarawak, que llega hasta el cabo Datu, en el oeste de Borneo. Ese arco se asemeja mucho por su situación a la cordillera de Annan; al mismo tiempo es rama occidental de la virgación de las Filipinas, que al suroeste de Borneo separa una mole más antigua de las otras ramas de la virgación, que pueden reconocerse al otro lado de esta mole, en la cordillera de Martapura y hasta la isla de Sabekut, frente a la costa sureste de Borneo. Otra rama de esta virgación, cuyo recorrido marcan volcanes, va desde el oeste de Mindanao, por las islas Sulu, a Borneo; una tercera y análoga del volcán de Apo, en el sur de Mindanao, por el de Butulan y las islas Sanguir a los volcanes del nordeste de Célebes, y acaso a los del golfo de Tomini. Una cuarta cordillera señala la línea volcánica de Loloda, junto a la costa occiden-

tal de Halmahera. Cuanto más avanzan mar adentro las líneas directrices, de modo más manifiesto las señalan los volcanes.

*De esta manera finaliza el grupo oriental de los Altaides orientales. Todas las ramas han desaparecido excepto la más occidental, la cordillera de Annan, que ha descrito un arco convexo hacia el este y se ha adaptado a la curvatura de las ramas de Filipinas.*

En el grupo occidental o birmano de los Altaides advertimos el mismo decrecimiento general de altitudes, que aquí también coincide con el aumento del área plegada. Asimismo allí desaparecen primero las ramas orientales, las cadenas que siguen el Mekong por encima de Vien-tian y que ya se han desvanecido cerca de la cabecera del Menam. Las cordilleras que la siguen son más largas y marchan desde el este de Salwin por la baja Birmania, y forman, en ramas alineadas unas tras otras, Tenasserin, la península malaya y las islas desde Billiton a Karimoen-Dyavu, al norte de Java. De este modo se indica primero el recorrido del gran arco birmano.

Desde Kunlon, a orillas del Salwin, hasta Mandalay, vemos dirección suroeste de las cordilleras, que se trueca en sur más al mediodía, mientras que en los estados de Shan un territorio cárstico ocupa posición análoga a la de la meseta caliza del Yunnan oriental y de Kuei-chu. Entre Sit-taung y el Irawadi está la ancha faja terciaria que incluye el Pegu-Yomah y se prolonga por el golfo de Pegu, y acaso por la llana mitad oriental de Sumatra. En el delta del Irawadi llega al mar larga y notable línea de volcanes, que se prolonga por las islas Barren y Narkodan.

Lo mismo que en el grupo de Yunnan, en el grupo birmano de los Altaides las ramas occidentales son mucho más largas y avanzan por los montes Patkoi y Naga y forman la curva de Arakan y el cabo Negrais. A su borde externo pertenece la larga serie de islas que se alinean entre este promontorio y Pulo Engaño, al oeste del sur de Sumatra, donde la cordillera de Barisan presenta una rama todavía mayor, pero predominan cada vez más las formaciones volcánicas. En Java hallamos, además de rocas eruptivas, estratos cretáceos y terciarios. La larga rama arqueada se desvanece; una última rama se dirige al OSO., por Sumba y Timor, y completa el arco alrededor del mar de Banda y desaparece. Al mismo tiempo el mar, al sur de Java, alcanza profundidades de 4.500 a 6.000 metros, y el de Banda hasta de 5.600.

Sin duda, la posición del continente australiano ha influido en la marcha del gran arco. Se verá en páginas posteriores que la cordillera australiana cruza el estrecho de Torres y penetra en las tierras bajas del río Fly, en Nueva Guinea. Australia y Nueva Guinea contornean el arco de Banda.

*Así termina el grupo occidental de los Altaides orientales. Una vez más las ramas han desaparecido, excepto la más septentrional, la cual*

sigue como largo arco hacia alta mar, decreciendo de importancia según avanza. *Una corta rama, la de Timor, es la última que se une al grupo, y entonces el arco vuelve sobre sí mismo, cogido entre pilares extraños.*

El arco de Banda no se pone en contacto con los supuestos extremos meridionales de la virgación filipina; no alcanza la línea volcánica de Minahassa y el golfo de Tomini, ni el de Batyan y el sur de Halmahera. Una doble línea de islas dirigidas de levante a poniente se inserta entre ambas: Misul, Obi-Bessar, Mangoli, Taliabo y el grupo de Peling, en el norte, y Ceram con Buru y Ambon, en el sur, las dos últimas atribuidas a menudo al arco de Banda. Debe deducirse que estas dos líneas insulares son prolongación de los dos promontorios occidentales de Nueva Guinea, y que el intermedio mar de Ceram corresponde al golfo de Buru.

La importancia de esta región no reside sólo en sus líneas directrices. En los montes Arakan hay notables series de rocas eruptivas, en parte mesozoicas, pero la mayoría probablemente cretáceas, que se extienden por las Molucas y otras muchas islas hasta Nueva Caledonia y Nueva Zelandia, que caracteriza en todos sitios elevado tanto por cierto de magnesio. La rama oriental de los Altaides orientales señala la región donde el Tetis penetraba en lo que es hoy continente asiático. Muchas circunstancias, tales como la detención y caída de la cordillera de Ala-xan contra el antepaís de Ordos, o la forzada curva de retroceso del arco de Banda sobre sí mismo, no dejan duda de que en esta parte de la Tierra hay también regiones que se han movido mucho o están aún en movimiento y que contrastan con las zonas resistentes que se han movido muy poco o nada, y que el proceso orogénico no ha sido uniforme de ningún modo.

Si intentamos seguir la marcha de las líneas directrices nos parecerá en algunos casos como si largos pliegues que continúan en dirección de su longitud se hubieran propagado entre los obstáculos y a lo largo de ellos; por ejemplo, el Tsin-ling-xan o la cordillera de Arakan, mientras que en otras ocasiones los pliegues se han producido por presión contra un obstáculo, cual ocurre en el Ala-xan; entre ambos tipos existe una serie de estados de transición.

Fructuosa y peculiar tarea aguarda a los futuros investigadores de esa comarca. Allí, especialmente en las Molucas, cordilleras que contienen capas plegadas del terciario medio, presentan cenefas de caliza dispuesta en terrazas, la más alta de las cuales data, al parecer, del terciario. Podemos formar idea del proceso mecánico del plegamiento y también de un hundimiento espasmódico del nivel del mar, debido a aumento de profundidad de los abismos marinos, pero es difícil componer una teoría que se base en un levantamiento espasmódico de islas o que explique la existencia de un segundo y distinto movimiento de elevación e independiente del plegamiento. Pero estos plegamientos han perdurado en el centro de las

grandes cordilleras aún en tiempos modernos, cual lo atestiguan los depósitos continentales de Gobi.

Estos depósitos están horizontales en la cuenca del río Wei; alcanzan el borde norte del Tsin-ling-xan; en Ching-chu, orillas del Wei, encontró Lóczy en ellos *Stegodon insignis*. Más al noroeste, cerca de Kun-chang-fu, en el alto valle del Wei, cubren los rotos perfiles de las antiguas montañas. Al oeste de Lan-chu, el Huang-ho ha excavado su lecho profundamente en ellos, y desde allí se extiende en amplia meseta hasta el Sin-nin. Al sur de Lan-chu, en dirección del Tao-je, avanzan hasta Min-chu, y hasta el paralelo 33° N., a veces horizontales o con leve inclinación junto a las montañas y otras bien plegados al ONO., dirección predominante en aquellas comarcas.

Pero también llegan más al oeste y penetran profundamente en los valles, como depósitos rojos salíferos, entre las altas cordilleras del Tibet. A los 93° E., halló Rockhill el valle entre los montes Marco Polo y Kuku-Shili, cubierto con depósitos rojo-ladrillo en que existen lagos salados. Más allá del Kuku-Shili, a los 35° N., el mismo viajero observó una meseta de arenisca roja. Nos hallamos en plena comarca de intumescencia de los pliegues. El fondo de los valles no baja nunca de 4.500 metros. Aún más allá, al sur de la cadena de Dung-bure, vió Rockhill arenisca roja, como única roca, que avanzaba hasta perderse de vista. Hasta el valle del Yang-tse-kiang hallamos depósitos análogos; en el puerto de Rishodla, por ejemplo, al oeste de Batang, donde hay capas horizontales de arenisca roja y conglomerado <sup>145</sup>.

De modo que estos sedimentos, que tal vez no sean en todas partes de igual edad, cubren el suelo como un velo rojo desgarrado y atestiguan los últimos movimientos.

Debemos deducir que los elevados jirones que describió Rockhill se depositaron a grandes alturas en cuencas aisladas. Además, ya hemos mencionado dos ejemplos en el Nan-xan que no dejan duda acerca de un movimiento tardío. El primero es la extensión de esas capas, desde el oasis de Chuma-er hacia el ESE., por el antiguo valle longitudinal, entre la cordillera de Richthofen y el Tolai-xan; descienden por este valle hasta lo alto del puerto de Tsin-nin-daban, y aun hasta más de 4.220 metros, y durante la ascensión las capas, al principio llanas, se doblan en un sinclinal con fuerte buzamiento en cada rama. Con razón admite Obrutschew que el valle debe haberse estrechado. El segundo ejemplo es la llanura situada al sur del Kuku-nor meridional; las capas, al principio horizontales, se inclinan cada vez más hacia la gran cordillera hasta que adquieren buzamiento de 70 a 80°.

Estos hechos demuestran que los movimientos de plegamiento, en tiempos recientes, no se limitan al borde externo de los montes de Eurasia. Dentro del anfiteatro de Irkutsk la gran meseta cambriana presenta un

cuadro de continuado reposo, pero también allí el plegamiento del borde persistió hasta los días de la flora de Angara o se renovó en esa época. De la periferia hacia las profundidades del Pacífico aumentan las señales de movimiento general. Desde Kamchatka, como desde la península Malaya, las cordilleras descienden, en cierto modo, al océano, y mar adentro y hasta las islas Bonin advertimos que determinan la disposición de los volcanes procesos de igual índole que aquellos a que obedece la de las montañas.

## Notas del capítulo VI: Los Altaides Orientales.

- <sup>1</sup> F. von Richthofen, *China*, II, pág. 706.
- <sup>2</sup> F. von Richthofen, *China*, II, fig. 80, páginas 372, 390 y siguientes.
- <sup>3</sup> V. Obrutschew, *Bosquejo orográfico y geológico de la Mongolia Central, del Ordos, del Kan-su Oriental y del Chen-si Occidental*, r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXX, 1894, páginas 231-253); del mismo, *Asia Central, el Norte de China y el Nan-xan*, I, páginas 188-266.
- <sup>4</sup> L. von Lóczy, *Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen Bela Széchenyi in Ostasien*, I, 1893, páginas 492 y siguientes. Futterer franqueó después estas montañas aisladas; K. Futterer, *Durch Asien. Erfahrungen, Forschungen und Sammlungen während der von Amtmann Dr. Helderer unternommenen Reise, I. Geographische Charakter-Bilder*, in-8°, Berlin, 1901, páginas 471 y siguientes.
- <sup>5</sup> P. Armand David, *Journal d'un voyage en Mongolie fait en 1866* (Nuevos Archivos del Museo, París, III, 1867, Boletín, páginas 18-96, láminas 4-7; mapas y IV, 1868, Boletín, páginas 1-83, láminas 1-2; mapas); N. v. Prjewaslki, *Reisen in der Mongolei, im Gebiete der Tungusen und den Wüsten Nord-Tibets in den Jahren 1870-1873, deutsch von A. Kohn*, in-8°, Jena, 1878, páginas 120, 134, 217 y en otras partes.
- <sup>6</sup> David señala en la lámina 2 del tomo IV, más allá de la última cadena de gneis que mencionamos aquí, una ancha llanura donde se encuentran dos lagos salobres y una nueva cadena granítica, todavía más alejada, al norte de esta llanura.
- <sup>7</sup> Obrutschew, *Bosquejo orográfico y geológico de la Mongolia Central*, etc., r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXX, 1894, páginas 239-243); *Asia Central, el Norte de China y el Nan-xan*, II, páginas 434-476.
- <sup>8</sup> Obrutschew, *Asia Central, el Norte de China y el Nan-xan*, II, pág. 343; Poly-piers paléozoïques a Tsalagaï, pág. 447.
- <sup>9</sup> A. N. Kaznakow, *Informe preliminar acerca de un viaje por el Gobi, desde el templo de Surajai-Datsan al templo de Chortinton en el Kan-su*, r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXVI, 1900, páginas 153-169, y mapa; en particular, pág. 165).
- <sup>10</sup> P. K. Kozlow, *Informe de la Expedición, 14 marzo 1900* (Izvestiia, XXXV, 1900, pág. 144).
- <sup>11</sup> Obrutschew, *Asia Central, el Norte de China y el Nan-xan*, I, páginas 309 y siguientes; en particular, pág. 326, y mapa.
- <sup>12</sup> N. v. Prjewaslki, *Reisen in der Mongolei*, 1877, etc., pág. 232.
- <sup>13</sup> Obrutschew, *Asia Central, el Norte de China y el Nan-xan*, I, pág. 337, fig. 88.
- <sup>14</sup> W. Woodville Rockhill, *Diary of a Journey through Mongolia and Tibet in 1891 and 1892*, in-8°, Washington, Smithsonian Institution, 1894, páginas 40-45.
- <sup>15</sup> Un poco más al oeste, en la cuenca del Jyl-je, en un punto que debe corresponder al centro de la vertiente meridional de los montes Richthofen, Potanin descubrió hace tiempo fósiles del carbonífero inferior; P. Venukoff, *La fauna de la caliza carbonífera inferior del Bardam en Mongolia*, r. f. (Verhandl. d. Russisch-k. Mineralog. Ges., 2.<sup>a</sup> Ser., XXV, 1889, páginas 210-227, y lám. II).
- <sup>16</sup> Obrutschew, *Asia Central, el Norte de China y el Nan-xan*, I, páginas 359 y siguientes para la Chi-chotsé-chan; en la página 364 está señalada una curvatura cóncava hacia el norte que sufre la dirección de las capas, al Sur de Ta-la-pu, que quizá coincide

exactamente con el punto de inflexión; para el corte del Pin-fan-Chan, véase páginas 418 y siguientes; este relieve está formado de pizarras metamórficas, pórfido augítico y tobas, y su aislamiento sólo se debe a la erosión, que la ha separado del Chi-Chan.

<sup>17</sup> L. von Lóczy, *Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ostasien*, I, páginas 582 y siguientes, 645; para lo relativo a los montes Potanin y a la cadena del Kuku-Nor, véase el mapa de la pág. 603.

<sup>18</sup> Obrutschew, *Asia Central, el Norte de China y el Nan-xan*, II, pág. 97.

<sup>19</sup> Obrutschew, *Ibid*, II, páginas 352-357.

<sup>20</sup> F. von Richthofen, *Über Gestalt und Gliederung einer Grundlinie in der Morphologie Ost-Asiens* (Sitzungsber. k. Preuss, Akad. Wiss. Berlin, 1900, XL, páginas 904 y siguientes). Los cortes tan conocidos de los alrededores de Kalgan no permiten decidir la cuestión; allí las montañas chinas son más elevadas que la superficie del Gobi, profundamente degradada y recubierta de emisiones eruptivas más recientes, y cuya altitud es de unos 1.400 metros. La mejor definición de la palabra flexión me parece que corresponde a la palabra «Tafelabbiegung», de la cual se sirve Heim (E. de Margerie y Alb. Heim, *Les Dislocations de l'Ecorce terrestre*, in-8.º, Zurich, 1888, pág. 26). Pero como en muchos sitios se comprueba una tendencia a la cobijadura de las depresiones, hecho del cual ya hemos dado ejemplos y del que podemos señalar otros casos característicos, una flexión puede fácilmente invertirse (*überschobene Flexur*), particularmente cuando el antepaís desciende, y es muy posible que algunas de las mayores cobijaduras conocidas resulten precisamente de esta combinación local de un movimiento de descenso y de un movimiento tangencial. Las dificultades provienen de la semejanza exterior entre los simples pliegues estirados, debidos a un movimiento tangencial y las flexiones producidas por descenso, lo que dió origen, sin duda, a las objeciones formuladas por Bittner (*Ueber einige geotektonische Begriffe in deren Anwendung*, Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXXVII, 1887, páginas 404 y siguientes). Habría que tener en cuenta, además, fenómenos complicados que, según Bailey Willis, contribuyen a aumentar la desviación en el codo de los «Step-folds» (B. Willis, *The Mechanics of Appalachian Structure*, XIII th. Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1891-92, parte II, 1893, pág. 273). Yo estaría dispuesto a admitir que hay flexión y por consecuencia preponderancia del hundimiento cuando una serie de accidentes continuos de este género se suceden en el mismo sentido y sin invertirse, y de tal manera que sus saltos se suman en dirección determinada; adoptaré más bien la hipótesis del plegamiento cuando esta suma no se produce y cuando la inclinación en suave pendiente de la ladera más alargada compensa el buzamiento agrio de la ladera más corta.

<sup>21</sup> H. Fritsche, *Ein Beitrag zur Geographie und Lehre vom Erdmagnetismus Asien's und Europa's* (Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 78, 1885, pág. 10).

<sup>22</sup> F. von Richthofen, *China*, I, páginas 225 y siguientes.

<sup>23</sup> Richthofen había comparado el Ta-pa-Chan a la inflexión del arco dinárico contra los Alpes meridionales; Bogdanovitch compara las relaciones del Kuen-lun central con el arco de Yarkand y el Ta-pa-Chan; *Einige Bemerkungen über das System des Kwenlun* (Mittheil k.k. Geogr. Ges. Viena, XXXVIII, 1895, pág. 519); véase también G. Wegener, *Die Entschleierung der unbekanntesten Theile von Tibet und die tibetische Centralkette* (v. Richthofen-Festschrift, in-8.º, Berlin, 1893, pág. 414). No sin disgusto me sirvo de las palabras «Depresión del Tarim» y «Montes del Tarim», porque, según Prjewasky, el nombre de Tarim como nombre de río es absolutamente desconocido entre los habitantes del país. Tarim quiere decir «campo» o «tierra cultivable», y como los funcionarios chinos elevan los impuestos en proporción de la cantidad de agua empleada para el riego, esta palabra ha acabado por ser aplicada al río.

<sup>24</sup> Llamo la atención del lector acerca del mapa de B. Hassenstein, adjunto a la memoria de Sven Hedin, *Die geographisch-wissenschaftliche Ergebnisse meiner Reisen in Zentralasien*, 1894-1897 (Petermanns Mittheil., Ergänzungsheft Nr. 131, 1900, 100 hojas a 1 :

1.000.000); véase también M. Friedrichsen, *Morphologie des Tien-schan* (Zeitschr. Ges. für Erdkunde; Berlín, XXXIV, 1899, pág. 141, y mapa).

<sup>25</sup> St. Meunier, *Note geologique* (en J.-L. Dutreuil de Rhins, *Mission scientifique dans la Haute Asie, 1890-1895*, in-4.º, París, III, 1898, pág. 295). Hay muchos indicios acerca de la existencia de volcanes al sur de la cadena Prjévalsky, pero los informes de que dispongo no se apoyan en otras pruebas que en las formas de las montañas.

<sup>26</sup> Sven Hedin, *Die geographisch-wissenschaftlichen Ergebnisse meiner Reisen in Centralasien, 1894-1897* (Petermanns Mittheil., Ergänzungsheft Nr. 131, 1900; véase en particular páginas 375-378; H. Backström, *Ueber jungvulkanische Eruptivgesteine aus Tibet*).

<sup>27</sup> K. Futterer und Holderer, *Dritter Bericht über die Reise durch Central-Asien und China* (Verhandl. Ges. für Erkundde, Berlín, XXVI, 1899, páginas 142-144). Futterer describe con bastante claridad el aspecto del país. Durch Asien, etc. I. Geographische Charakter-Bilder, páginas 318 y siguientes.

<sup>28</sup> Obrutschew, *Asia Central, el Norte de China y el Nan-*xan**, II, páginas 304-361. Esta línea de cortes es también notable desde otros puntos de vista; a menudo se ha citado el contraste que existe entre los valles del Tsin-ling, casi todos transversales, y los del macizo tibetano, longitudinales en su mayor parte; la línea en cuestión coincide con el límite de los valles transversales meridionales, y ya en algunos afluentes superiores del Hoang-ho aparece la dirección característica del noroeste como el Ri-chiw y el Rka-chiu en el mapa de Amdo de Potanin (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXIII, 1877).

<sup>29</sup> Obrutschew, *Asia Central, el Norte de China y el Nan-*xan**, II, pág. 352.

<sup>30</sup> F. von Richthofen, *China*, II, pág. 638.

<sup>31</sup> K. Bognanowitsch, *Einige Bemerkungen über das System des Kwenlun* (Mittheil., k.k. Geogr., Ges. Viena, XXXVIII, 1895, pág. 525).

<sup>32</sup> W. Rockhill, *Diary of a Journey through Mongolia and Tibet*, páginas 260, 267, 277, 280 y también 294 para la dirección general ESE. En 1895, Littledale avanzó desde Cherchen hacia el sur, perpendicularmente a la dirección de las cadenas, hasta Garing-tso (89º de longitud este, 30 a 31º 30' de latitud norte) y al Tengri-Nor, y señaló algunos asomos volcánicos de los que no tengo otras noticias; del Garing-tso hasta los alrededores de Leh, es decir, hacia los 11º de longitud, su mapa muestra una serie de cadenas y de valles que se alinean siguiendo la dirección del Himalaya; St. George R. Littledale, *A journey across Tibet, from North to South, and West to Ladak* (Geogr. Journal, VII, 1896, páginas 453-483, mapa en tres hojas).

<sup>33</sup> L. von Lóczy, obra citada, I, páginas 692 y siguientes; en particular páginas 731, 736 y 746; cortes y figuras 142, 144, etc.

<sup>34</sup> L. von Lóczy, obra citada, I, pág. 767, y III, pág. 21.

<sup>35</sup> Fr. Noetling, *Report on the Coalfields in the Northern Shan States* (Records Geol. Survey of India, XXIV, 1895, páginas 99-119); C. L. Griesbach, *Geological Sketch of the Country North of Bhamo* (Ibid., XXV, 1892, páginas 127-130). Entre las publicaciones de F. Noetling, debe citarse en primer lugar el mapa geológico del noreste de la Alta Birmania, que apareció con su memoria, *Ueber das Vorkommen von Jadeit in Ober-Birma* (Neues Jahrb. f. Mi., 1896, I, Taf. I). Este diseño, a pesar de ciertas divergencias en la topografía, concuerda con los mapas de Lóczy.

<sup>36</sup> T. D. La Touche, *Preliminary Report on the Geology of the Northern Shan States* (General Report Geol. Survey of India for 1899-1900, páginas 74-95); P. N. Datta, *Notes on the Geology of the Country along the Mandalay-Kunlon-Ferry Railway Route, Upper Burma* (Ibid., páginas 96-122, y una lámina de cortes). C. S. Middlemiss, *Report on a Geological Reconnaissance in part of the South-ern Shan States and Karenni* (General Report Geol. Survey of India for 1899-1900, páginas 122-153); C. L. Griesbach, el mismo volumen, páginas 32-37).



- <sup>37</sup> Fr. Noetling, *Field Notes from the Shan Hills, Burma* (Records Geol. Survey of India, XXIII, 1890, páginas 78-79). Un ejemplar alcanza 160 milímetros.
- <sup>38</sup> Fr. Noetling, *Carboniferous Fossils from Tenasserim* (Records Geol. Survey of India, XXVI, 1893, páginas 96-100, una lámina).
- <sup>39</sup> Fr. Noetling, *Ueber das Vorkommen von Jadeit in Ober-Birma* (Neues Jahr. f. Min., 1896, I, pág. 13); M. Bauer, *Der Jadeit.... von Tammaw in Ober-Birma* (Ibid., página 18); L. von Lóczy, *Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ost-Asien*, I, pág. 771.
- <sup>40</sup> F. H. Smith, *The geology of the Mikir Hills in Assam* (Mem. Geol. Survey of India, XXVIII, I, 1898, páginas 71-95, lám. IV y mapa; en particular pág. 73).
- <sup>41</sup> El antiguo informe, según el cual existían fósiles del triás en esta cordillera, se basa en un error (I, pág. 595); R. D. Oldham, *A Manual of the Geology of India*, segunda edición, 1893, pág. 144.
- <sup>42</sup> Fr. Noetling, *The Development and Subdivision of the Tertiary System in Burma* (Records Geol. Survey of India, XXVIII, 1895, páginas 58-86, lám. 2 y mapa).
- <sup>43</sup> Fr. Noetling, *Note on the Geology of Wuntho in Upper Burma* (Records Geol. Survey of India, XXVII, 1894, páginas 115-124, lám. 1 y mapa).
- <sup>44</sup> En la lám. I se ha debido, a causa de la pequeñez de la escala, reunir bajo la misma designación *pal* las calizas y filadios probablemente silurianos, del mismo modo que bajo el símbolo *ca* han sido agrupados el carbonífero superior marino y las areniscas que lo acompañan; los granitos, gneis y pizarras cristalinas antiguas figuran igualmente juntos. Para las divergencias de interpretación sobre la posición estratigráfica de ciertos yacimientos (Permianos o Carboníferos superiores), véase F. Frech, *Lethaea geognostica*, I, Theil, *Lethaea palaeozoica*, 2. Band 1899, páginas 384 y siguientes; la influencia que estos puntos de vista pueden tener en la cuestión de la naturaleza de las discordancias será discutida en el capítulo VIII, a propósito de la región periadriática.
- <sup>45</sup> El ensayo de coordinación más detallado que conozco se encuentra en el mapa del *Geographical Journal*, VII, 1896, pág. 303; véase también Príncipe H. de Orléans, *A Journey from Tonkin by Tali-fu to Assam* (Ibid, VIII, 1896, páginas 566-585, y mapa).
- <sup>46</sup> H. de Orléans, *Geogr. Journ.*, VIII, 1896, pág. 571.
- <sup>47</sup> F. W. Carey, *A Trip to the Chinese Shan States* (Geogr. Journ., XIV, 1899, páginas 378-394).
- <sup>48</sup> Eug. Joubert, in Francis Garnier, *Voyage d'Exploration en Indo-Chine*, in-4.º, París, 1873, II, páginas 95 y siguientes.
- <sup>49</sup> Counillon, *Documents pour servir à l'étude géologique des environs de Luang Prabang, Cochinchine* (C. R. Acad. C, CXXIII, 1896, páginas 1.330-1.333, y mapa en el texto). Las fumarolas móviles que Joubert ha descrito en la región situada al OSO. de Luang-Prabang (*Voyage d'Exploration*, etc, II, pág. 102) las considera Lóczy como incendios de hornagueras.
- <sup>50</sup> J. S. Black, *Journey round Siam* (Geogr. Journ., VIII, 1896, páginas 429-452, y mapa).
- <sup>51</sup> L. von Lóczy, *Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ost-Asien*, I, páginas 692-726.
- <sup>52</sup> E. Amundsen, *A Journey through South-West Szechuan* (Geogr. Journ., XV, 1900, páginas 620-625, y XVI, 1900, páginas 531-537, dos mapas; en particular pág. 532).
- <sup>53</sup> R. Zeiller, *Sur quelques plantes fossiles de la Chine méridionale* (C. R. Acad. C., CXXX, 1900, páginas 186-188).
- <sup>54</sup> Michel Lévy, A. Lacroix y Leclère, *Note sur les roches cristallines et éruptives de la Chine méridionale* (C. R. Acad. C., CXXX, 1900, páginas 211-213).
- <sup>55</sup> Zeiller, *Sur des empreintes végétales du bassin de Yen-Bai, au Tonkin* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª ser., XXI, 1893, pág. CXXXV).
- <sup>56</sup> A. Billet, *Deux ans dans le Haut-Tonkin, Région de Cao-Bang* (Bull. Científico de

Francia y de Bélgica, ed. por A. Giard, XXVIII (4.<sup>a</sup> ser., VII), 1896-98, páginas 1-360, 18 láminas y tres mapas; en particular páginas 48-54). En el ferrocarril de Phu-lang-thuong a Langson, que debe atravesar la continuación al sudeste de las alturas de Sao-Bang, se han hallado, en pizarras negras, fragmentos de Ammonites que pertenecen probablemente al Trias inferior (Douvillé Bull. Soc. Geol. de Francia, 3.<sup>a</sup> ser., XXIV, 1896, pág. 454).

<sup>57</sup> C. Diener, *Note sur Deux especes d'Ammonites triasiques du Tonkin* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> ser., XXIV, 1896, páginas 882-886; *Juvavites Tonkinensis*, Diener).

<sup>58</sup> F. Garnier, *Voyage d'Exploration en Indo-Chine*, in-4.<sup>o</sup> y atlas in-folio, París, 1873, I, páginas 442 y siguientes. C. E. Bonin dió un croquis de los orígenes del Río Rojo, Bull. Soc. Geogr., París, 7.<sup>a</sup> ser., XVIII, 1897, páginas 202-206.

<sup>59</sup> P. Bons d'Anty, *Relation d'un voyage dans la region située au Sud de Sema* (Anales de Geogr., VIII, 1899, páginas 49-61, lám. 1, y mapa; en particular pág. 57).

<sup>60</sup> G. Kreitner, *Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ostasien*, I, 1893, pág. 214; L. von Lóczy, la misma obra, I, pág. 690. El viaje de Rosthorn se verificó por la misma región; A. von Rosthorn, *Eine Reise im westlichen China* (Mittheil. k.k. Geogr. Ges. Viena, XXXVIII, 1895, páginas 285-320, y mapa).

<sup>61</sup> F. von Richthofen, *Über Gestalt und Gliederung einer Grundlinie in der Morphologie Ost-Asiens* (Sitzungsber. k. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, 1900, XL, páginas 893 y siguientes).

<sup>62</sup> F. S. A. Bourne, *Report of a Journey in South-Western China*. China, núm. 1, (1898), Londres, in-folio, pág. 92, y cinco mapas. También Litton avanzó al noroeste hasta Sungpan; S. L. Litton, *Report of a Journey to North Ssu-Chuan*. Idem, Miscellaneous Series, núm. 457 (1898), pág. 48, y mapas.

<sup>63</sup> Leclère, *Sur la Geologie de la Chine méridionale* (C. R. Acad. Sc., CXXX, 1900, páginas 184-185); *Sur la continuité tectonique du Tonkin avec la Chine* (ibid., CXXXI, 1900, páginas 966-969, y mapa), y *Geographie générale des provinces chinoises du Tonkin* (La Geographie, I, 1900, páginas 267-288, ocho láminas y mapa); H. Douvillé, *Examen des fossiles rapportés de la Chine par la mission Leclère* (C. R. Acad. Sc., CXXX, 1900, páginas 592-595). El *Lecanites psilogyrus* pertenece al horizonte más antiguo del trias inferior de la Salt Range. Si este dato se confirmase, tal descubrimiento daría por resultado extender el límite del Téthys mesozoico hasta más allá del 107° de longitud este y de 26° de altitud norte, al norte. Pero también el género *Lecanites* lo encontró Diener en las capas de Bellerophons del Permiano de los Alpes meridionales. E. Koken describió una fauna triásica del tipo de San Casiano, procedente de una localidad indeterminada del Kuichu: *Ueber triassische Versteinerungen aus China* (Noues Jhrb. f. Min., 1900, I, páginas 186-215, y láminas IX-X).

<sup>64</sup> Cl. Madrolle, *Etude sur l'île d'Hai-nan* (Bull. Soc. Geogr., París, 7.<sup>a</sup> ser., XIX, 1898, páginas 187-228, y mapa).

<sup>65</sup> E. Jourdy, *Note complémentaire sur la Geologie de l'Est du Tonkin* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> ser., XIV, 1885-86, pág. 445, y mapa).

<sup>66</sup> E. Fuchs y E. Saladin, *Esquisse géologique de l'Indo-Chine* (Anales de Minas, 8.<sup>a</sup> ser., II, 1882, Memoires y lám. VI).

<sup>67</sup> J. M. Bel, *Mission au Laos et en Annam* (Bull. Soc. Geogr. París, 7.<sup>a</sup> ser., XIX, 1898, páginas 261-290).

<sup>68</sup> Esto es también lo que ha supuesto Lóczy (*Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ostasien*, I, pág. 760).

<sup>69</sup> R. D. Oldham, *Geology of the Andaman Islands* (Records Geol. Survey of India, XVIII, 1885, páginas 135-145, y mapa). El autor de estas memorias confirma una vez más la identidad de los terrenos de estas islas con las de Arrakan.

<sup>70</sup> Véase I, pág. 597; II, pág. 271; A. Carpenter, *On Soundings recently taken of Barrren Island and Narcondam* (Records Geol. Survey of India, XX, 1887, páginas 46-48,

mapa y cortes); véase también D. Prain, *On the Flora of Narcondam and Barren Island* (Journ. Asiatic Soc. Bengala, LXII, 1893, parte 2.ª. páginas 39-86, y láminas III-IV; mapas).

<sup>71</sup> H. Warington Smyth, *Journeys in the Siamese East Coast States* (Geogr. Journ., XI, 1898, páginas 465-492, y mapa); al Norte de Singora (7° 6') se notan huellas de una nueva banda caliza al este, alrededor de «Inland Lake» (pág. 482). Además, los trabajos anteriores de Low, *Notes on the Geological features of Singapore and some of the adjacent islands* (Journal of the Indian Archipiélago, Singapore, I, 1847, páginas 83-100, una lámina); J. R. Logan, *Sketch of the Physical Geography and Geology of the Straits of Malay Peninsula* (Ibid., VI, 1852, páginas 179-217, y un mapa geológico; reprod. Quart. Journ. Geol. Soc., VII, 1854, páginas 310-344, y mapa); J. R. Logan, *Notices of the Geology of the East Coast of Johore* (Journ. of the Indian Archipiélago, II, 1848, páginas 625-631).

<sup>72</sup> H. Lake, *Johore* (Geogra. Journ., III, 1894, páginas 281-302, y mapa); *On the River Telubin* (Ibid., IV, 1894, páginas 228 y siguientes, y mapa). Proceden de «Pahang trunk road, on the Lipis River» algunos fósiles mesozoicos de afinidades vagas; Pahang se halla en la costa sureste de la Península; R. Bullen Newton, *On Marine Triassic Lamellibranchs discovered in the Malay Peninsula* (Proc. Malacol. Soc. Londres, IV, 1900, páginas 130-135, y lám. XII).

<sup>73</sup> R. M. Verbeek, *Geologische Beschrijving van Bangka en Billiton* (Jaarb. van het Mijnwezen in Nederl. Oost-Indië, XXVI, 1897, páginas 1-272, láminas I-IV, y atlas. El estaño aparece como imprregnación en relación con los filones de cuarzo, absolutamente independiente de la aureola de contacto de los granitos; abunda esto en los terrenos antiguos, fuera del granito).

<sup>74</sup> W. Volz, *Beiträge zur geologischen Kenntniss von Nord-Sumatra* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., LI, 1899, páginas 1-61, mapa y cinco láminas); L. Milch, *Ueber Gesteine von der Battack-Hochfläche, Central-Sumatra* (Ibid., páginas 62-74); para un resumen general, véase J. F. Hoekstra, *Die Oro-und Hydrographie Sumatra's nach dem Standpunkte unserer heutigen Kenntnisse*, in-8.º, Groningen, 1893, pág. 128, y mapa).

<sup>75</sup> St. Traverso, *Rocce di Sipora, Isole Mentavei* (Atti Soc. di Sc. e Geogra., Génova, VI, 1895, pág. 3).

<sup>76</sup> R. D. M. Verbeek, *Voorloopig Verslag over eene geologische Reis door het Oostelijk Gedeelte van den Indischen Archipel en 1899*, in-8.º, Batavia, 1900, pág. 15; Verbeek y Fennema, *Descripción geológica de Java y Madura*, in-8.º, II, 1896, pág. 928, y en otras partes.

<sup>77</sup> K. Martin, *Eintheilung der Tertiärschichten auf der Insel Java* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., LII, 1900, Protokolle, pág. 29); se funda en los estudios consagrados a los Orbitoides por Douvillé (Bull. Soc. Geol. de Francia, 3.ª ser., XXVI, 1898, páginas 595 y siguientes, y atribuye las Lepidociclinas al Oligoceno).

<sup>78</sup> A. Wichmann, *Gesteine von Kisser* (Sammlungen des Geol. Reichsmuseum's in Leiden, II, 1887, páginas 183-201, lám. V). Véase también el diseño publicado en Tijdschr. K. Nederl. Aardrijksk. Gen., 2.ª ser., IX, 1892, lám. XIII, fig. 4; K. Martin, *Die-kei-Inseln und ihr Verhältniss zur Australisch-Asiatischen Grenzlinie* (Tijdschr., etc., 2.ª ser., VII, 1890, páginas 240-280, particularmente páginas 260 y siguientes); B. Koto, *On the Geological Structure of the Malay Archipelago* (Journ. College of Science, Imp. Univ. Tokyo, XI, pt. 2, 1899, páginas 85-120, lám. 1, y mapa).

<sup>79</sup> A. Wichmann, *Der Wawani auf Amboina und seine angeblichen Ausbrüche* (Tijdschr. K. Nederl. Aardrijksk. Gen., 2.ª ser., XVI, 1899, Nr. III, páginas 109-142, mapa 11); véase también a este propósito K. Martin, *Einige Worte über der Wawani sowie über Spaltenbildungen und Strandverschiebungen in den Molukken* (el mismo volumen, páginas 709-742).

<sup>80</sup> R. D. M. Verbeek y R. Fonnema, *Descripción geológica de Java y Madera*, dos volúmenes, in-8.º, y Atlas in-folio, Amsterdam, 1897, lám. 1, y en otros muchos pasajes;

Verbeek, *Voorloopig Verslag over eene geologische Reis door het Oostelijk Gedeelte van den Indischen Archipel in 1899*; Extra-Bijvoegs d. Javash. Courant, Nr. 6, Batavia, 1900, pág. 48, y un mapa).

<sup>81</sup> M. Weber, *Die Niederländische «Siboga»-Expedition zur Untersuchung der marinen Fauna und Flora des Indischen Archipels und einige ihrer Resultate* (Petermanns Mittheil., XLVI, 1900, páginas 182-191, y mapa).

<sup>82</sup> C. W. Andrews, *A Monograph of Christmas Island (Indian Ocean): Physical Features and Geology*. In-8.º, XIII, 337 páginas, 22 láminas y un mapa, Londres, 1900 (Publi. British Museum); en particular páginas 269-298, y el mapa.

<sup>83</sup> Andrews, obra citada, pág. 290; F. W. Skeats, *Ibid*, pág. 268; J. W. Gregory piensa que la caliza terciaria llega probablemente al nivel de la meseta (la misma obra, pág. 208).

<sup>84</sup> Verbeek, *Vorloopig Verslag over eene geologische Reis*, etc., páginas 18 y siguientes.

<sup>85</sup> Beyrich, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XIV, 1862, pág. 537, y *Ueber eine Kohlenkalk-Fauna von Timor* (Abhandl. K. Preuss. Wiss., Berlin, 1864, páginas 61-98, y tres láminas); C. F. A. Schneider, *Bijdrage tot de geologische kennis van Timor* (Natuurk. Tijdschr. voor Nederl.-Indië, XXV, 1863, páginas 87-107), y *Geologische Uebersicht über den Holländisch-ostindischen Archipel* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXVI, 1876, páginas 113-134, y mapas); A. Wichmann, *Bericht über eine im Jahre 1888-89 ausgeführten Reise nach dem Indischen Archipel* (Tijdschr. K. Nederl. Aardrijksk. Gen. 2.ª ser., IX, 1896, páginas 161-176); A. Rothpletz, *Die Perm, Trias- und Jura Formation auf Timor und Rotti im Indischen Archipel* (Paleontographica, XXXIX, 1892, páginas 57-107, seis láminas y un mapa); G. Boehm, in Verbeek, *Vorloopig Verslag*, etc., pág. 48, y *Reisenotizen aus Ost-Asien* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., III, 1900, páginas 554-558).

<sup>86</sup> Wichmann, *Gesteine von Kisser* (véase poco antes pág. 308 y nota 1).

<sup>87</sup> Martin, *Die Kei-Inseln* (véase poco antes pág. 308 y nota 1).

<sup>88</sup> Lo mismo dice Wichmann, *Der Wawani auf Amboina*, etc., Tijdschr., XVI, pág. 135.

<sup>89</sup> Schwager, en Wichmann, Tijdschr. K. Nederl. Aardrijksk. Gen., 2.ª ser., IX, 1892, pág. 184.

<sup>90</sup> Verbeek cita casos donde los depósitos calizos superiores tienen muy poca inclinación, y los depósitos medios inclinación más débil todavía, pero donde los depósitos más recientes son horizontales. No atribuya gran importancia a estos buzamientos paralelos a la inclinación de las capas, porque la experiencia enseña que pueden resultar de circunstancias fortuitas, como la descalcificación en el recorrido de las aguas subterráneas. La falta de horizontalidad de las líneas sería más significativa. Tal vez se trate de dificultades análogas a las del Alpenfjord. Verbeek, *Vorloopig*, etc., páginas 37 y siguientes.

<sup>91</sup> K. Martin, *Ueber seine Reise in den Molukken, durch Buru, Seran und benachbarte kleinere Inseln* (Verhandl. Ges. f. Erkunde, Berlin, XXI, 1894, páginas 506-521, lám. 12, y mapa; *Reisen in den Molukken, Geologischer Theil. I. Ambon und die Uliasser*, in-8.º, 98 páginas, dos mapas y 5 láminas, Leiden, 1897; y *Ein Ichthyosaurus von Ceram* Sammlungen d. Geol. Reichsmuseums, Leiden, IV, 1898, páginas 70-85, y una lám.); J. L. C. Schroeder van der Kolk, *Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken, I. Gesteine von Ambon und den Uliassern* (Jaarb. v. h. Mijnwezen in Nederl. O.-Indië XXIV, 1895, wetensch. ged., páginas 1-57; R. D. M. Verbeek., *Over de Geologie van Ambon* (Verhan. k. Akad. Wetensch. Amstendam, 2 Sect., VI, núm. 7, 1899, páginas 1-26, y una lámina); véase también los trabajos ya mencionados de Martin y Wichmann sobre el Wawani.

<sup>92</sup> Wichmann, figura además un tercer arco que corre de la costa noroeste de Australia por las islas Aru, la costa occidental de Nueva Guinea y la costa sur de Misul y Obi.

<sup>93</sup> Para las rocas antiguas al norte de Buru, véase también J. L. C. Schroeder van der Kolk, *Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken*, III (Sammlungen d. Geol. Reichsmuseums in Leiden, ser. 1.ª, VI, 1900, páginas 77-127).

<sup>94</sup> A. B. Mayer, *Auszüge aus dem auf einer Neu-Guinea Reise im Jahre 1873 geführten Tagebüchern von, als Erläuterung zu den Karten der Geelvink-Bai und des Mac Cluer-Golfes*, in folio, Dresden, 1875, pág. 16; A. Frenzel, *Mineralogisches aus dem Ostindischen Archipel* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXVII, 1877 (Tschermak, Mineralogische Mittheil), páginas 306-308).

<sup>95</sup> G. Bokm, in Verbeek, *Vorloopig Verslag*, etc., pág. 48.

<sup>96</sup> O. Becari, *Cosmos di G. Cora*, III, 1885-1876, pág. 371.

<sup>97</sup> B. Koto, *The Geological Structure Of The Riu-Kiu Curve* (The Geol. Magazine Tokyo, V, núm. 49, 1897, páginas 1-12, y mapa) También distingue Koto, además de las zonas ya indicadas en esta obra (II, pág. 286), una zona oriental externa, más reciente, cuya existencia aumenta la analogía con las Antillas. Comprende Tanega Sima, Kitai, la parte sudoeste de Okinawa Sima, Miako-Sima (donde hay *Lepidocyclus*), y la parte meridional de Nishi Omoti. Esta zona está constituida sobre todo por caliza coralina. Koto indicó en su mapa la desviación de los Nam-Bu-sho-to, pero no está descrita porque ningún geólogo competente visitó esas islas. Únicamente se sabe, según las muestras encontradas allí, que existe granito y neis en la mitad septentrional de Ishigaki; la mitad meridional es terciaria. Yoshishara trata del terciario marino asociado a capas de hulla, en un sinclinal, a la extremidad noroeste de Formosa (The Geol. Magazine, Tokyo, VI, número 72, 1899, pág. 333). Ishii dió un corte de Formosa de acuerdo con lo que exponemos aquí. El Geological Magazine de Tokio está publicado en lengua japonesa, y debo la indicación de su contenido a Yamasaki.

<sup>98</sup> N. Yamasaki, *Unsere geographischen Kenntnisse von der Insel Taiwan (Formosa)*, Petermanns Mittheil, LXVI, 1900, páginas 221-234, y lám. 19, mapa.

<sup>99</sup> B. Koto, *Notes on the Geology of the Dependent Isles of Taiwan* (Journ. College of Sc. Imp. Univ. Tokyo, XIII. pt. I, 1900, láminas I-V, la I un mapa geológico).

<sup>100</sup> G. Windsor Earl, *Contributions to the physical Geography of South-Eastern Asia and Australia*. Esta memoria apareció primero en el *Journal of the Geographical Society of London*, (XV, 1845, páginas 358-365), después, muy aumentada, en el *Journal of the Indian Archipelago; Singapore* (VI, 1852, páginas 243-277, y mapa, y New Ser., II, 1858, páginas 278-286).

<sup>101</sup> A. Perrey, *Documents sur les temblements de terre et les phenomenes volcaniques dans l'Archipel des Philippines* (Mem. Acad. Sc. Dijon, 2.ª ser., VIII, 1860, páginas 85-194, y mapa según Hochstetter; véase también J. Nieto Aguilar, *Mindanao, su historia y geografía*, in-8.º, Madrid, 1894, pág. 73).

<sup>102</sup> Enrique Abella Casariego, *La isla de Biliran y sus azufrales* (Boletín. Comisión del Mapa Geol. de España, XI, 1884, páginas 359-369, lám. G; en particular pág. 365).

<sup>103</sup> Véase los trabajos de los geólogos holandeses sobre el sureste de la isla, mencionados más adelante, y T. Posewitz, *Borneo, Entdeckungen, und Untersuchungen gegenwärtiger Stand der geologischen Kenntnisse, Verbreitung der nutzbaren Mineralien*, in-8.º, cuatro mapas, Berlín, 1889, pág. 198.

<sup>104</sup> C. A. F. Molengraaff, *Die niederländische Expedition nach Zentral-Borneo in den Jahren 1893 und 1894* (Petermanns Mittheil., XLI, 1895, páginas 201-208, lám. 14, mapa), y *Borneo-Expedition, Geologische Verkenningstochten in Centraal-Borneo (1893-94)*. Uitgegeven door de Maatschappij ter boverdering van het Natuurkundig Onderzoek der Nederlandsche Koloniën, in-8.º, XXI, 529 páginas, tres mapas y 56 láminas, y Atlas in folio de 22 hojas, Leiden & Amsterdam, 1900; Met Appendix: G. J. Hinde, *Description of Fossil Radiolaria from the Rocks of Central Borneo*, 56 páginas.

<sup>105</sup> F. Giordano, *Una esplorazione a Borneo* (Boll. Coc. Geogr. Ital., Anno VIII, volumen XI, 1874, pág. 209, y un mapa de la isla Banguey).

<sup>106</sup> La describió W. B. Pryer, *Notes on North-Eastern Borneo and the Sulu Islands* (Proc. Geogr. Soc., New Monthly Ser., V, 1883, pág. 90).

<sup>107</sup> Spencer St. Jhon, *Observation on the North-West Coast of Borneo* (Journ. R. Geogr. Soc., XXXII, 1862, páginas 217 y siguientes, y mapa); O. Stapff, *Of the Flora of Mount Kinibalu in North Borneo* (Trans. Linnæan Soc., 2.ª ser., Botany, IV, 1894, páginas 70-78; resume todas las observaciones relativas a este macizo montañoso).

<sup>108</sup> C. J. van Schelle, *Onderzoek naar Cinnabar en Antimoniumglans in het Bovenstroomgebied der Sikajam-Rivier* (Jaarb. v. h. Mijnwezen in Ned. O.-Indië, XIII, 1884, I gend., páginas 123-149, y dos mapas).

<sup>109</sup> W. M. Crocker, *Notes on Sarawak and North Borneo* (Proc. R. Geogr. Soc., New Monthly Ser., III, 1881, páginas 193-208). El mapa de la pág. 256 indica ya esta inflexión hacia el cabo Datu.

<sup>110</sup> Véase, por ejemplo, D. D. Daly, *Explorations in British North Borneo, 1883-87* (Proc. R. Geogr. Soc., New Monthly Ser., X, 1888, páginas 2, 12 y 15).

<sup>111</sup> R. Bullen Newton, *On a Jurassic Lamellibranch and some associated Fossils from the Sarawak River Limestones of Borneo; with a Sketch of the Mesozoic Fauna of the Island* (Geol. Magazine, Dec. 4, vol. IV, 1897, páginas 407-415).

<sup>112</sup> N. Wing. Easton, *De vulkanen Sitong en Pando ter Westerafdeeling van Borneo* (Jaarb. v. h. Mijnwezen in Nederl. O.-Indië, XVIII, 1889, wetensch. ged. Verhandeligen, páginas 24-51, y dos mapas y una lámina).

<sup>113</sup> P. G. Krause, *Ueber tertiäre, cretacische und ältere Ablagerungen aus West-Borneo* (Sammlungen d. Geol. Reichsmus. in Leiden, Ser. 1, V, 1897, pág. 173).

<sup>114</sup> P. G. Krause, *Ueber Lias von Borneo* (Sammlungen d. Geol. Reichsmus. in Leiden, Ser. 1, V, 1896, páginas 154-168, y lám. XI), y K. Martin, *Notiz über den Lias von Borneo* (Sammlungen, V, 1898, páginas 253-256).

<sup>115</sup> F. Vogel, *Mollusken aus dem Jura von Borneo* (Sammlungen d. Geol. Reichsmus. in Leiden, Ser. 1, V, 1896, páginas 127-153, y láminas IX y X). Véase también Krause, *Ueber Lias von Borneo* (Sammlungen, V, 1897, pág. 155). Para la posición de los yacimientos me refiero al mapa de Molengraaff, Petermanns Mittheil., XLI, 1895, lám. 14, y Atlas adjunto a su obra: *Geologische Verkenningstochten in Centraal-Borneo*.

<sup>116</sup> Molengraaff, *Geologische Verkenningstochten in Centraal-Borneo*, pág. 463; K. Martin, *Untersuchungen über den Bau von Orbitolien (Patellina auct.) von Borneo* (Jaarb. v. h. Mijnwezen in Ned. O.-Indië, XVIII, 1889, wetensch. 2do ged., páginas 86-108, y láminas XXIV y XXV); K. Martin, *Versteinerungen aus der sogenannten alten Schieferformation von West-Borneo* (Saamlungen d. geol. Reichsmus. in Leiden, Ser. 1, IV, 1889, páginas 198-208, y láminas XXII y XXIII). P. G. Krause, *Ueber tertiäre, cretacische und ältere Ablagerungen aus West-Borneo* (Sammlungen, páginas 181-187). Una bibliografía bastante extensa trata de estos yacimientos cretáceos. Krause cita un fragmento que corresponde probablemente a *Lytoceras sacya* en el Seberowang.

<sup>117</sup> Molengraaff, *Geologische Verkenningstochten in Centraal-Borneo*, pág. 453; Krause, *Ueber tertiäre, cretacische und ältere Ablagerungen aus West-Borneo*, Sammlungen, páginas 188-218. Martin estudió la fauna de las capas de Cyrenas que afloran en muchos puntos en la cuenca del río Mēlawi. Son depósitos de estuario. El Mēlawi cae en el Kapuas, al norte de los Montes Schwaner; K. Martin, *Die Fauna der Melawi-gruppe, einer tertiären (eocänen?) Brakwasser-Ablagerung aus dem Innern von Borneo* (Sammlungen d. Geol. Reichsmus. in Leiden Ser. 1, V, 1899, páginas 257-324, y láminas XV y XVI).

<sup>118</sup> P. G. Krause, *Verzeichnung einer Sammlung von Mineralien und Gestein aus Bungan (Gross-Natuna) und sededap im Natuna-Archipel* (Sammlungen d. geol. Reichsmus. in Leiden, Ser. 1, V, 1898, páginas 221-236).

<sup>119</sup> R. Bullen Newton y R. Holland, *On some Tertiary Foraminifera from Borneo collected by Prof. Molengraaff, and the late Mr. A. H. Everet, and their comparison with similar Forms from Sumatra*. (Annals and Magazine of Nat. Histor., 7.ª ser., III, 1899, pá-

ginas 245-264, y láminas IX-X). En esta memoria se encuentra la enumeración detallada de los trabajos anteriores sobre este tema.

<sup>120</sup> J. A. Hooze, *Onderzoek naar kolen in de Straat Laut en aangrenzende landstrecken* (Jaarb. v. h. Mijnwezen in Nederl. O.-Ind., XVII, 1888, techn. en administr. 2 de ged. páginas 337-429, y dos mapas), y *Nadere gegevens betreffende enkele kolenterreine in Koetei* (Ibid., XVII, 1888, páginas 325-336, y dos mapas).

<sup>121</sup> J. A. Hooze, *Kolen aan de Oostkust van Borneo van de St. Lucia-tot aan de Pa-moe-kan-baai* (Jaarb. v. h. Mijnwezen in Nederl. O.-Indië, XVII, 1888, techn. en administr. 2de ged., páginas 431-470, y tres mapas).

<sup>122</sup> J. A. Hooze, *Topographische, geologische, mineralogische en mijnbouwkundige Beschrijvin van een gedeelte der afdeening Martapoera* (Jaarb. v. h. Mijnwezen in Nederl. O.-Indië. XXII, 1893, páginas 1-431, seis láminas, Atlas de 14 láminas); K. Martin, *Ueber das Vorkommen einer Rudistenführenden Kreideformation im südöstlichen Borneo* (Sammlungen d. geol. Reichsmus. in Leiden, Ser., 1, IV, 1888, páginas 117-125, y láminas XIII-XIV).

<sup>123</sup> R. D. M. Verbeek, *Geologische Beschrijving der Distrikten Riam-Kiwa en Kanan in de Zuider-en-Ooster-Afdeeling van Borneo* (Jaarb. v. h. Mijnwezen in Nederl. O.-Indië, IV, 1875, 1ste deel, páginas 1-130, dos láminas y dos mapas); véase particularmente el mapa de conjunto, lám. I.

<sup>124</sup> J. A. Hooze, *Kolen aan de Oestkust van Borneo van de St. Lucia-tot aan de Pa-moe-kan-baai*, páginas 439-445-447, y *Onderzoek naar Kolem in de Straat Laut*, pág. 400.

<sup>125</sup> J. W. Retgers, *Mikroskopische Beschrijving van Gesteenten afkomstig van de Oostkust van Borneo, verzameld door J. A. Hooze* (Jaarb. v. h. Mijnwezen in Nederl. O.-Indië, XXIV, 1895, wetensch. ged., pág. 81).

<sup>126</sup> J. Lehnert, *Um die Erde; Erdumseglung S. M. Corvette «Erzherzog Friedrich»*, in-8.º, Viena, 1878, pág. 819; T. Frhr. v. Oesterreicher dice: «Ein granitischer Erdreich» (Mittheil. k. k. Geogr. Ges. Viena, XIX, 1876, pág. 217).

<sup>127</sup> Don José Centeno dice, hablando de las capas de combustible de estas islas, «que todas ellas forman parte de una misma cuenca que apareció en la vertiente occidental de Cebú y en la vertiente oriental de Negros, pasando bajo el estrecho de Tañon, que separa las dos islas» (*Memoria geológico-minera de las islas Filipinas*, Bol. Com. del Mapa Geológico de España, III, 1876, pág. 211). «Esta formación hullera (de Poeloe Laut), escribe por su parte Hooze, se prolonga bajo el mar.... y salen a la superficie al este y al sur de Soewangi, cerca de Tandjong Dewa, a las islas Nangka, etc. (Onderzoek naar kolen in de Straat Laut, pág. 423). La edad más reciente de las cuencas hulleras de Cebú se deduce también de que Martin señala allí una especie característica del mioceno superior de Java, *Vicarya callosa*; K. Martin, *Ueber tertiäre Fossilien von den Philippinen* (Sammlungen d. Geol. Reichsmus. in Leiden, V, 1895, páginas 59-66).

<sup>128</sup> L. Hoeke describe el estado del volcán de Sangi en esta nota: *Verslag omtrent eene Reis naar den Vulkan Awoe op het eiland Groot-Sangi* (Naturk. Tijdschr. v. Nederl. Indië, Batavia, LIII, 1893, páginas 162-171).

<sup>129</sup> P. und F. Sarasin, *Reiseberichte aus Celebes*, I (Zeitschr. Ges. Für Erdkunde. Berlin, XXIX, 1894, páginas 351-401, mapa; véase en particular páginas 361-400). W. Küken-thal describe también algunos de los volcanes de Minahassa, *Ergebnisse einer zoologischen Forschungsreise in den Molukken und Borneo* (Abhandl. Senckenbergischen Naturf. Ges., Frankfurt a. M., XXII, 1896, páginas 235 y siguientes). H. Bücking da un mapa geológico del norte de Célebes en sus *Beiträge zur Geologie von Celebes* (Petermanns Mittheil., XLV, 1899, páginas 249, 260, 273 y 280, y lám. 16). Véase también A. Wichmann, *Die Binnen-Seen von Celebes* (Petermanns Mittheil., XXXIX, 1893, páginas 227-231, lám. 16, y mapa); F. Rinne, *Skizzen zur Geologie der Minahassa in Nord-Celebes* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., LII, 1900, páginas 327-347, y láminas XII-XIII, y mapa).

<sup>130</sup> P. und F. Sarasin, *Reiseberichte aus Celebes, III* (Zeitschr. Ges. für Erdkunde, Berlín, 30, 1895, páginas 350-352). El Cabo Api se llama también Cabo del Fuego, nombre que proviene sin duda de los gases inflamables que se escapan del suelo.

<sup>131</sup> P. und F. Sarasin, *Reiseberichte aus Celebes, I* (Zeitschr. Ges. für Erdkunde, Berlín, XXIX, 1894, páginas 376, 392 y 393). Bücking pone en duda que exista allí gneis.

<sup>132</sup> C. J. van Schelle, *Opmerkingen over Geologie van een gedeelte der Afdeeling Gorontalo* (Jaarb. v. h. Mijnwezen in Ned. O.-Indië, XVIII, 1889, wetsch. 2de ged., páginas 115-158, y mapas); G. W. W. C. Baron van Hoëvell, *De Assisten-Residentie Gorontalo* (Tidachr. K. Nederl. Aardrijksk. Gen. Leiden, 2.<sup>a</sup> ser., VIII, 1891, páginas 26-43, y mapa 1), y *Bijschrift bij de kaart der Tomini-Bocht* (Ibid., 2.<sup>a</sup> ser., X, 1893, páginas 64-72, y mapa 11); Wichmann, Petermanns Mittheil., XXXIX, 1893, páginas 225-258, lám. 16; mapa del lago de Limboto.

<sup>133</sup> Los hermanos Sarasin citan arenisca roja en la cadena del Oleides, cuya altura es de 1.137 metros; P. und F. Sarasin, *Reiseberichte aus Celebes, II* (Zeitschr. Ges. für Erdkunde, Berlín, XXX, 1895, páginas 228-234, y lám. 10; mapa).

<sup>134</sup> A. Wichmann, *Bericht über eine Reise nach dem Indischen Archipel, I* (Tijdschr. K. Nederl. Aardrijksk. Gen., 2.<sup>a</sup> ser., VII, 1890, páginas 985-234, y lám. XII; mapa).

<sup>135</sup> P. und F. Sarasin, *Reiseberichte aus Celebes, III* (Zeitschr. Ges. für Erdkunde, Berlín, XXX, 1895, páginas 311-352, y lám. 15; mapa), y IV: *Durchquerung der südlichen Halbinsel* (Ibid., XXXI, 1896, páginas 21-49, y lám. 2; mapa).

<sup>136</sup> P. und F. Sarasin, *Reiseberichte aus Celebes, IV* (Zeitschr. Ges. für Erdkunde, Berlín, XXXI, 1896, pág. 30, y lám. 2; mapa).

<sup>137</sup> A. Wichmann, *Celebes* (Tijdschr. K. Nederl. Gen., 2.<sup>a</sup> ser., VII, 1890, páginas 921-982, y lám. XII; mapa), y Petermanns Mittheil., XXXIX, páginas 278-282; véase también su memoria *Leucitgestein von der Insel Celebes* (Natuurk. Tijdschr. voor Ned. Indië, Batavia, LIII, 1893, páginas 315-331, y una lámina), y un artículo de J. W. Retgers, Jaarb. v. h. Mijnwezen in Nederl. O.-Indië, XXIV, 1895, wetsch. ged., páginas 124 y siguientes.

<sup>138</sup> A. Wichmann, *Zur Geologie der Insel Saleier* (Natuurk. Tijdschr. voor Ned.-Indië, LIV, 1895, páginas 238-268, y mapa en el texto, pág. 267).

<sup>139</sup> Verbeek y Fennema, *Descripción geológica de Java y Madura*, II, pág. 994.

<sup>140</sup> C. F. H. Campen, *Het Eiland Halmahera* (Tijdschr. voor Taal-Landen Volkenkunde. Batavia, XXVIII, 1883, pág. 240, particularmente pág. 247). Según Campen, la ortografía *Halmaheira* es defectuosa. W. Küenthal, *Ergebnisse einer zoologischen Forschungsreise in den Molukken*, etc., en particular páginas 18 y siguientes; mapa de Halmahera, y pág. 212; mapa de Batjan y Kasiroeta. J. W. Retgers, *Mikroskopische Onderzoek van Gesteenten uit Nederlandsch Oost Indie: Molukken, Celebes* (Jaarb. v. h. Mijnwezen in Ned. O.-Indi, XXIV, 1895, wetsch. ged., páginas 107-124).

<sup>141</sup> Verbeek, *Vorloopig Verslag over enee Geologische Reis door het Oostelijk Gedeelte van den Indischen Archipel in 1899*, páginas 23 y siguientes.

<sup>142</sup> Consúltese también sobre esta región: A. Wichmann, *Der Ausbruch des Vulcans «Tolo» auf Halmahera* (Zeitschr. Deutsch. Ges., XLIX, 1897, páginas 152-159).

<sup>143</sup> Verbeek, *Vorlopig Verslag*, etc., pág. 33, y nota.

<sup>144</sup> Link se inclina a ver en la serpentina del este de Halmahera una roca andesítica modificada, quizá del tipo de las andesitas de hipersthena, y a asimilarla desde el punto de vista de la edad a las rocas volcánicas del norte (in Küenthal, *Ergebnisse einer zoologischen in den Forschungsreise in den Molukken*, pág. 88).

<sup>145</sup> W. W. Rockhill, *Diary of a Journey through Mongolia and Tibet*, páginas 193, 204, 209 y 330).



## CAPÍTULO VII

# EL ARCO DE YARKAND, IRAN Y TURANIA

El Arco de Yarkand o Kuen-lun occidental.—El Himalaya.—Safed-koh.—Sewestan.—  
El Iran.—El Hindu-kux.—Turania.—El Amu-daria. - El Sir-daria.—El actual continen-  
te de Asia.

EL ARCO DE YARKAND O KUEN-LUN OCCIDENTAL (I, pág. 443).—Los Altaides, a los que aquí representan el Bey-xan y el Tian-xan, conservan completa independencia respecto del arco de Yarkand. Suelen compararse a cuerdas de ese arco. En el Gobi occidental nada hay análogo a los denudados arcos del Gobi oriental o a los fragmentarios de Ala-Xan. Las pocas montañas que allí se encuentran, tales como el Masar-tag, son apenas «testigos» que forman los depósitos yesíferos del Gobi, y las lomas eocenas, cerca del Sanju y de Yangi hissar, no tiene relación con la estructura del gran arco.

Las obras de Piewtzow y Bogdanowitsch han introducido verdadera revolución en nuestro criterio acerca de la estructura de este arco '. Su segmento noroeste, es la cordillera de Kaxgar, a poniente de la cual descuella el elevado Mustak-ata. A la de Kaxgar se le une al sur la cordillera, que merece de modo especial el nombre de Kuen-lun occidental, y que termina en el río Yurum-kax. Allí comienza la cordillera de Keria que, en el paralelo 36° N., forma la parte más meridional del arco. Desde este punto el rumbo general gira al ENE. A partir de Keria-daria representa al arco la cordillera Rusa o Akkar-chekil-tag, que en realidad se compone de dos paralelas, la Astin-tag y la Usiu-tag, que separa profundo valle longitudinal. Más allá del Kara-nurem se les une el Tokus-dawan; luego aparecen los ramales del Altin-tag y el Anenbar-ula arrumbados al ENE., que se unen con los extremos de las cordilleras del Nan-xan,

En la parte interna, o sea al noroeste de estos ramales, radica la nombrada cordillera de San-sjan-tsy. Dentro del arco, al surdeste de Jotan, la corta cordillera de Tekelik-tag.

Sobre el neis y pizarras cristalinas de estas montañas vió Bogdanowitsch espesa serie de conglomerados, cuarcita, pizarra arcillosa y diabasa, muy alteradas por lo común. También pertenece sin duda a esta serie la pizarra clorítica que a menudo menciona Stoliczka. En la ladera meridional del Kyzyl-unguinen-tiure se ha hallado caliza coralina negra, y también más al este a 5.300 y 6.000 metros de altitud. Frech la atribuye al devoniano medio. Debe incluirse en el devoniano la serie estratificada por encima de la cumbre de la pizarra cristalina <sup>2</sup>. Forma ancha zona, en la que descubrió Stoliczka, al suroeste de Sanjú, dudosas señales de capas del carbonífero inferior <sup>3</sup>. El medio forma larga faja de caliza parda en el norte de la cordillera. En la ladera meridional del Tekelik-tag se han encontrado fusulinas y variados ejemplares de *Spirifer Mosquensis*, *Productus semireticulatus* y otras especies características.

En el río Gussass (afluente por la izquierda del Tiznab, que termina entre Kargalyk y Yarkand) notó Bogdanowitsch caliza oscura repleta de braquiópodos, y discordante sobre rocas más antiguas. Diener recuerda la existencia de *Productus cancriniformis* en esta caliza, y como consecuencia ha mostrado que tal vez sea contemporánea de las pizarras con *Productus* de Kumaon y Gurhwal, a las que como a aquellas caracterizan discordancias en la base <sup>4</sup>.

Estos hechos indujeron a Bogdanowitsch a distinguir dos fases de transgresión. La primera, la del *Kuen-lun*, antes de la cual se formó una llanura por denudación. Los primeros depósitos son clásticos, de elementos bastos. Los primeros lechos fosilíferos, calizas coralinas del devoniano medio. La segunda transgresión es la Tibetana, que corresponde a las capas de Gussass, de arenisca calífera espesa en el centro del arco montañoso <sup>5</sup>. En el Tekelik-tak el piso de *Spirifer Mosquensis* yace casi directamente sobre el neis.

En nuestro estudio de la estructura del arco de Yarkand contamos con tres cortes transversales de Stoliczka y ocho de Bogdanowitsch.

Si nos acercamos desde Jotan al arco interno del sistema y cruzamos las estribaciones (probablemente eocenas), hallaremos neis en el Tekelik-tak. Más allá de la cumbre granito, luego una cuenca de caliza carbonífera gris y lechos de Angara, con 50 verstas de anchura, unas veces con fallas y otras discordantes. Al sur de esta cuenca de nuevo aflora el neis en la segunda fila de estribaciones llamadas Karangu tag <sup>6</sup>. Esta cordillera y la de San-sjan-tsy son, aunque parezca extraño, las únicas localidades donde hasta ahora se ha encontrado neis en el borde interno del arco. Sin embargo, una guirnalda de caliza carbonífera gris clara existe hacia el este, al pie de la gran cordillera o en las estribaciones del sur de

Sanjú y también el suroeste de Kargalyk y OSO. de Akka-aryk, cerca de Yarkand, esto es, casi en toda la parte occidental del arco.

Sigue la gran zona de capas devonianas que forma las montañas de Kaxgar hasta el Mustag-ata, el Kuen-lun occidental (tal como lo entiende Bogdanowitsch), la cordillera de Keria y la rusa íntegra hasta los montes calizos menos altos del Tibet septentrional, que yacen al sur, así como mucha parte de las cordilleras de más al este; por lo tanto, comprende casi todo el arco. Fuera de esta zona devoniana se alzan grandes lomos de granito, que forman muchas cumbres de 6.000 o más metros de altitud, por ejemplo, cerca del puerto de Tach-ta-Korun, en la línea de Kargalyk al Mustag, en la cordillera rusa. No hay duda de que esos grandes lomos se relacionan con la estructura de las montañas de igual modo de aquellos que con tanta frecuencia emergen en medio del devoniano en Cornwall o en el Harz. La cordillera de Yarkand exhibe análogas protuberancias de granito en el neis, pero no en la zona carbonífera.

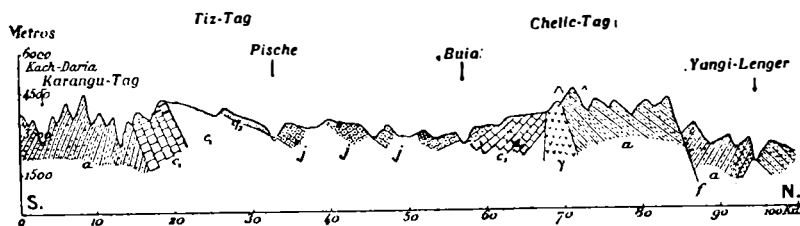


FIG. 14.—Corte por el Tis-tag y el Tekelik-tag (según Bogdanowitsch).

a, a, neises y pizarras cristalinas; c, carbonífero con *Spirifer Mosquensis*; i, i, capas con restos vegetales; γ, granito; q<sub>2</sub>, derrubios y guijarrales.

Al sur y al oeste de la zona devoniana varían las condiciones. La cadena rusa termina abruptamente al sur (lo mismo hacia el lago Dash-kul (Usiu-tag) y lago Shor-kul (Astyl-tag) y forma espantosos precipicios, y al sur de éstos se arrumban las cordilleras calizas plegadas del noroeste del Tibet. Hacia el oeste el límite entre las pizarras devonianas y la cordillera caliza sigue cerca de Dong-lun por el Karacax superior (en Lingtsithang) y cerca de Ak-tag, en el camino al paso de Karakorum (36° N., 78° 10' E.). En estas montañas calizas del sur se conocen amonites permianos, así como triásico marino y capas marinas del jurásico medio<sup>1</sup>.

Mas al noroeste todo cambia. La zona caliza desaparece y los sedimentos devonianos con sus lomos graníticos avanzan sobre una gran zona occidental de neis.

Esto ocurre ya en la parte superior de Yarkand-daria. En la meridional de la cordillera del Kaxgar se alcanza el neis unas 30 versts al este del valle de Tagharma; el puerto de Kok-mainak está en un lomo granítico rodeado de neises. Por fin, al suroeste de Yangi-Hissar, los sedimentos devonianos concurren directamente a gran altura contra el neis de

los gigantescos picachos del Mustak-ata. El corte que publicó Bogdanowitsch muestra en el punto de contacto un pliegue en el devoniano tumbado hacia el este.

Dice Bogdanowitsch que «los granitos de Blum y de Tajta-gorum pasan a los granitos de Kusserab, esto es, a la cordillera de Kaxgar, especialmente su ladera oriental. Es muy probable que los neises de Mustak-ata se relacionen con los de la mole central de la cordillera del Mustag»<sup>8</sup>.

Lo dicho nos conduce a las siguientes conclusiones: La interpretación que dimos en un capítulo anterior (I, páginas 439-443), se confirma hasta donde se ha comprobado la inflexión del Kuen-lun occidental. También ha recibido confirmación lo inferido de la identidad entre las rocas de Sanjú y de Kargalyk. El neis sienítico del puerto de Yangi debe incluirse entre los lomos sieníticos y graníticos del devoniano. Pero erró Stoliczka al pensar (I, pág. 449) que la caliza triásica de Aktax en el Pamir, continúa al sudeste por las calizas fosilíferas del distrito de Karakorum; pues, advertirnos que las masas de neises que cruzó Stoliczka entre Balgun, Taxkurgan y Kanshubar (al oeste de Aktash) no sólo continúan al norte en el Mustak-ata, sino hacia el sur, según parece, por la cordillera de Tagdumbash a las montañas del Mustag. Dice Iwanow: «desde Tagdumbash la cordillera gana rápidamente altura y pasa a los picachos del Karakorum-Mustag, que se alza por encima de las nubes hasta más de 20.000 pies»<sup>9</sup>.

Así llegamos a un bosquejo que difiere más de los primitivos. El *Mustag-ata* llega a ser parte de la cordillera neísica de Baltistan que se dirige por el pico Kan (ahora Monte Godwin-Austen, 8.610 metros) hasta el lago de Pangong, en el suroeste<sup>10</sup>.

Sven Hedin ha descubierto muchos rasgos interesantes en la estructura del Mustag-ata<sup>11</sup>, poderosa mole montañosa que no debe terminar en el Ges, sino que continúa más allá con rumbo marcado al NNO. Hace mucho tiempo se sabe que el Pamir consta de dos partes: una estrecha, situada al este y arrumbada de norte a sur; la otra ancha, situada hacia el centro y el oeste, y que se arrumba de levante a poniente. Ya hemos citado (I, pág. 451) la semejanza entre la relación de estas partes y el entroncamiento de orillas del Jelan. La ingente cordillera de Baltistan se ve completamente al norte, llega más allá del paralelo 39° N. y determina el recorrido de los Altaides, que proceden del norte y continúan luego a lo largo del lado occidental de esta cordillera, precisamente como las del Nan-Xan, que allí pueden continuar su desarrollo en el lado oriental del otro extremo del arco de Yarkand.

Por tanto, en el este, igual que en el oeste, el arco del Yarkand detiene las largas ondas terrestres que proceden del Altai. Es estrecho en toda su longitud; los espolones occidentales del Kuen-lun central (Akka-

tag y otros), así como las montañas (en parte mesozoicas) del lado meridional los separan del arco del Himalaya; por otro lado, se une con este arco mediante la inflexión de la cordillera principal del Baltistan del NO. al norte.

En las laderas norteñas de sus partes meridionales hay jirones de las capas de Angara con plantas, tan extendidas en Siberia y que allí finalizan. Al sur de la zona devoniana y granítica de las cordilleras rusas, pero todavía al norte de la neísica de Baltistan, ocupan su puesto diversas series de depósitos marinos mesozoicos.

Penetramos en la región del Tetis. Pero nuestro conocimiento acerca de él se ciñe a los límites de sus sedimentos, determinados tan sólo por imperfectos datos y que, por tanto, puede modificar cualquier hallazgo afortunado. Los límites de los sedimentos no han de coincidir necesariamente con los del mar antiguo. Las capas con plantas del lado norte del arco de Yarkand han sufrido dislocaciones póstumas, y los sedimentos mesozoicos del sur el más intenso plegamiento. Aun en el mismo centro de los glaciares de las cordilleras de Baltistan, una zona de caliza alterada sigue a gran altura largo espacio a través del neis, en el que parece formar un sinclinal que se abre hacia el suroeste (I, pág. 442). Hasta donde se conocen en esta región afloramientos mesozoicos no presentan en ningún punto caracteres clásticos o litorales, sino que la mayoría consisten en caliza de diversos grados de pureza.

La región ha experimentado fenómenos dinámicos en tan grande escala que ya no puede reconocerse el perímetro antiguo, y sin duda muy variable, del mar mesozoico. Nos contentaremos con las siguientes observaciones generales: En ningún punto del pilar del Baikal se sabe con certeza que haya sedimentos cambrianos. Desde allí, hacia el sur, los hay paleozoicos, sobre los cuales se apoyan las capas con plantas de la serie de Angara, y, por último, a partir del borde meridional del arco de Yarkand desaparecen los lechos con plantas y los reemplazan depósitos marinos mesozoicos.

La parte oriental del arco de Yarkand se ha estudiado ya en relación con el Nan-Xan occidental.

EL HIMALAYA.—El Himalaya abarca en su parte occidental una serie de potentes cordilleras que, una tras otra, en toda su anchura, desde los aluviones del sur hasta el Mustag en el norte, están plegadas y caídas hacia el suroeste (I, pág. 438.).

Los términos más importantes de esta cordillera son: (1) las estribaciones terciarias; (2) el Pir Panyal y el Dauladar, formados de pizarra y granito; (3) la cuenca de Kaṣmir, paleozoico superior y mesozoico; (4) la zona neísica de Zanskar; (5) la zona paleozoica y mesozoica de Spiti y otros lugares; (6) la zona eocena y basáltica del Indo superior; (7) la sienítica y neísica de Ladaj; (8) los restos de una zona de paleozoico superior y me-

zoico prendida entre los pliegues de Braldu y Baltistan, y (9) la zona neísica del Mustag y Baltistan.

Los geólogos que han estudiado con detalle esta grande cordillera, convienen en que se ha producido por una serie de procesos tectónicos que comenzaron en época remota y continuaron muy adelantado el terciario, tal vez hasta hoy, pero siempre con arreglo al mismo plan. Griesbach, en su relato acerca de la región entre el valle de Spiti y el límite o frontera del Nepal, ha dado descripción detallada de la zona 5 (apenas separada localmente de la zona 6), que yace en el lado norte de la más alta cordillera neísica, cuya descripción confirma la afirmación que acabamos de hacer, y que, en unión de la obra de otros geólogos de la India, conducen a concepciones más definidas acerca de la marcha de los acontecimientos <sup>12</sup>.

En el Himalaya, igual que en el Afganistán y hasta en el norte de Persia, confirmó Griesbach que grandes cambios físicos acaecieron hacia el final del período carbonífero.

En Spiti, Painjanda y Yohar, hay marcada discordancia en la base del permiano, de pizarras con *Productus*, notable, allí como en todas partes, por su intenso tinte negro. Stoliczka conocía ya esa discordancia, que, como advertimos, probablemente coincide con la transgresión tibetana del arco de Yarkand. Con ella comienza el «sistema de Zanskar», de Lydekker.

Respecto a sucesos posteriores, sólo mencionaremos que a orillas del alto Indo una playa del mar eoceno se encuentra en la ladera meridional de la cordillera de Ladaj (zona 7), (I, pág. 442), y que la disposición de las capas indica que en la época posteocena las ramas se aproximaron mutuamente durante el movimiento general procedente del nordeste. Acaso existiese allí en la época eocena una línea disyuntiva en la que radicaban volcanes.

Por último, la caída de los Siwaliks (zona 1), atestigua la persistencia del movimiento.

La extraordinaria anchura que abarcó el movimiento uniforme hacia el suroeste, nos permite suponer que en aquella región deben existir dislocaciones tangenciales comparables por su importancia a las de los Alpes Suizos, y que, según observaciones modernas, perduran actualmente. Se encuentran en la zona 5, en el límite entre Kumaon y el Tibet, y poseemos datos acerca de ellas de dos distinguidos observadores, Griesbach y Diener, ambos de acuerdo respecto de los hechos <sup>13</sup>.

En esta región se ve la serie paleozoica por encima de la cuarcita blanca carbonífera. Sobre la cuarcita hay pizarras negras con *Productus*; la larga y compleja serie de los depósitos triásicos, siempre negros o pardo-oscuros; la Dachsteinkalk, blanca o gris blancuzca; las pizarras espesas negras de Spiti, que pertenecen al jurásico medio y superior y en parte al horizonte de Berrias, y, en fin, la arenisca del Flisch de Gieumal. Los

dos últimos términos forman las mesetas de Chaldu y Kiogarh, a altitudes de 17.000 a 16.300 metros.

La serie entera es concordante, al menos por encima de la discordancia superior a la cuarcita. Yacen sobre ella jirones de una segunda serie, algunos de los cuales forman altas cumbres aisladas.

La serie segunda o superpuesta difiere de la normal de Spiti, y su miembro más antiguo es una caliza blanca rica en *Camaroforia*, *Loftusia* y otros fósiles permianos característicos, horizonte que se desconoce casi por completo en la serie subyacente. La sigue triás marino, en el que Diener ha reconocido dos zonas y luego Krafft otras varias. La zona de *Ceratites subrobustus* (base de las capas con *Spirifer stracheyi*, de Krafft), representada en esos jirones superpuestos por mármol rojo, mientras que la serie normal de Spiti consta de caliza negra compacta <sup>14</sup>. La sigue caliza clara, idéntica a la Dachsteinkalk de la serie inferior. Por último (según me ha informado Herr Griesbach), Krafft ha hallado lias con *Arietites* en esos jirones, horizonte hasta hoy no descubierto en la serie inferior. Esas manchas se asocian con porfirita diabásica, que también asoma en filones en las pizarras subyacentes de Spiti y arenisca de Gieumal.

La distribución de estos jirones es independiente de los pliegues del basamento (fig. 15), y aunque las pizarras inferiores a ella están muy aplastadas, en un caso por lo menos, el del jirón de Chitichun I, que se ha examinado al detalle, parece que la estratificación es horizontal. Los atraviesan muchas fallas pequeñas, pero los fósiles no están deformados por presión.

En general, se han hallado los jirones en amplio arco desde Chitichun I hacia el Kungri-bingri, en lo alto del cual (5.843 metros) halló Diener un bloque de caliza blanca permiana.

Lo más notable en relación con lo que decimos es la diferencia entre la serie superior y la inferior, que recuerda la que existe entre el «Briannçonnais», en las hojas de cobijadura de los Alpes Occidentales y la formación helvética subyacente. Gracias a la precisa subdivisión del terreno triásico pudo fijar Diener, luego de clasificar los fósiles recogidos en la ladera oriental de Chitichun I, el horizonte de Spiti a que corresponden. Krafft los ha hallado también allí, pero en distinta roca. Sólo este hecho muestra que la serie superior y la inferior deben haberse formado en distintas condiciones físicas y a grande distancia una de otra; y prueba también que los jirones no eran cabezas de anticlinales, que no habían ascendido verticalmente por dislocación ni arrastrados hacia arriba por rocas eruptivas asociadas. En realidad, parece fatal la conclusión de que han llegado allí desde muy lejos, como en el caso de las hojas cobijantes de Suiza.

Los jirones no proceden del sur, pues se opone a esta hipótesis el movimiento general de las montañas de nordeste a suroeste. Sin embargo, en

el norte está primero el eoceno de la zona 6; luego las potentes zonas néisica y sienítica de Ladaj, 7, y luego sólo se encuentra la probable continuación de los fragmentos mesozoicos prendidos en los pliegues de Braldu y de Baltistan, que, a juzgar por la dirección, tal vez contienen las raíces de esas hojas de cobijadura. Pero en ningún punto del triásico de estas regiones hay indicios de depósitos costeros, ya esté representado por la serie normal de Spiti, ya por las hojas de cobijadura de Hundes o por las franjas prendidas de Braldu y Baltistan al norte. Debemos, pues, deducir que luego sufrieron denudación los sedimentos del triás, un tiempo extendidos por toda la zona de Ladaj, y como en los Alpes occidentales, plegados después con las rocas infrayacentes.

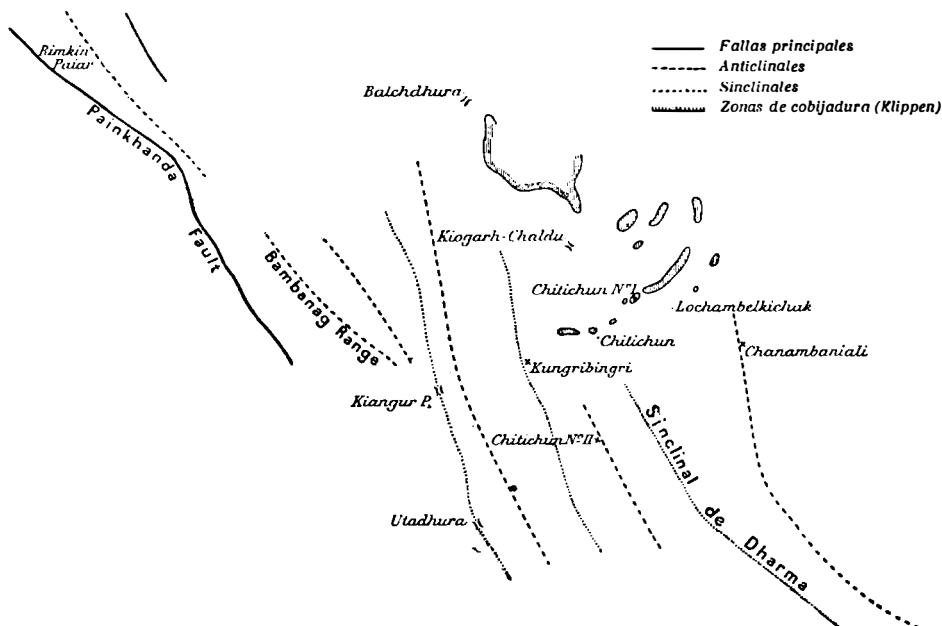


FIG. 15. - Hojas de cobijadura de Chitichum y Baldehura (*Hundes meridional*), según Diener.

La frontera tibetana sigue el Utadhura (5.361 metros) y el paso de Kiogarh-Chaldu (5.315). Más al nordeste, el lago de Manasarowar.

Las rocas eruptivas sólo pueden considerarse fenómenos secundarios o accesorios.

Indicaciones como las que acabamos de encontrar de movimiento tangencial en grande escala, nos hacen suponer que muchos fenómenos, hasta ahora inexplicados en el Himalaya, pueden resolverse por medio de la teoría de las hojas de cobijadura. Citaremos una mole aislada de caliza negra con *Nummulites Ramondi*, que yace sobre cuarcita paleozoica en la cumbre de Z<sub>4</sub> (5.638 metros), cerca del paso de Singhe-La<sup>15</sup>, y también una serie de jirones más al sur; en particular al granito néisico que



integra la mole de Kalogarhy, en el Garhwal británico, al este del paraje donde el Ganges abandona las montañas. Las detalladas descripciones de Middelmis y el asombro con que vió sedimentos terciarios que rodeaban a esa mole y buzaban bajo de ella, nos inclina a pensar hubiese llegado a una explicación distinta de la que al fin adoptó, o más bien que hubiera vuelto a su primera impresión de haberse conocido en aquel tiempo las hojas de cobijadura de Chitichum, o los fenómenos, luego esclarecidos, en los Alpes Suizos, entre el Aar y el Arve. La serie que yace bajo la mole del Kalogarhy incluye sedimentos mesozoicos y capas numulíticas y forma amplio sinclinal. El granito neísico descansa inmediatamente sobre el eoceno y sin signos de transición <sup>16</sup>.

A juzgar por lo que hoy conocemos, parecería probable que en el borde meridional del Himalaya hubiesen corrido sobre el eoceno muchos anchos jirones de caliza cristalina.

SIAH-KOH Y SAFED KOH.—En 1892 mostró Griesbach que el Safed-koh, alta cordillera arrumbada de levante a poniente hacia el paralelo 34° N., al sur del río Kabul, debe considerarse elemento tectónico independiente, entre el Hindu-kux y la cordillera de la Sal. <sup>17</sup>. Basado en el estudio anterior de Waagen y Wynne, dedujo Griesbach que el Safed-koh, a pesar de las llanuras intermedias, tiene su prolongación tectónica en los arcos fragmentarios de Hazara, que se acercan desde el oeste a la conjunción de las orillas del Jhelam, lo cual han confirmado las ulteriores investigaciones de Middlemiss en Hazara <sup>18</sup>.

Entre el paso de Shutargardan, en el oeste, y Muzaffirabad, en el este, existe un arco montañoso dividido (en lo que se refiere a su forma externa) en varias partes que hasta ahora no poseen nombre común.

En el este, las montañas de Hazara se dirigen desde el entrocamiento hacia el SSO., luego al suroeste y, por último, desaparecen bajo las llanuras aluviales de Haripur. Las montañas están plegadas o tendidas al ESE. o sureste, es decir, hacia el eje sintáctico. Ya hemos visto que una larga e importante dislocación sigue la dirección general y luego, describiendo un arco hacia el oeste, adopta rumbo de levante a poniente, a lo largo del cual puede seguirse, a través del Indo, hasta más allá de Kohat. A lo largo de esta línea, sedimentos más antiguos han avanzado hacia el exterior, por encima de la región del terciario medio de Rawalpindi. Pero esta línea de dislocación no es la única; Middlemiss halló que la cordillera de Hazara se compone de cuatro zonas o «bloques», mutua y netamente separados por líneas semejantes (planos de falla).

La primera y más interna zona en el noroeste comprende las rocas antiguas, el neis y las capas pizarreñas, en parte muy alteradas. La segunda zona se compone de pizarras antiguas, sedimentos mesozoicos y las capas más bajas de la serie numulítica. La tercera comienza con el triás y asciende por toda la espesa serie numulítica hasta la del Kuldana, con la que

**TROZOS DE DIRECTRICES ENTRE EL RÍO KABUL Y EL JELAM**  
(Según Griesbach, Middlemiss, Hayden, Wynne y otros.)

termina el eoceno. Luego sigue la línea antes mencionada, que corre al norte de Rawalpindi. La cuarta zona comienza en los horizontes superiores de la serie numulítica y consta, principalmente, de sedimentos miocenos.

Estas zonas, cada una de las cuales comienza con sedimentos de edad más antigua que la anterior, y la neta separación entre una y otra por largos y continuos cabalgamientos longitudinales, testifica notable semejanza entre la estructura de Hazara y la de los Alpes del nordeste.

Las descripciones de Griesbach acerca de la región entre Peshavar y el valle del Logar, relatos más antiguos y las últimas observaciones de Haydem en los montes de Jaibar y al sur del paso, nos permiten reconocer los siguientes rasgos dominantes<sup>19</sup>.

Una cadena principal de neis, micacitas y otras rocas antiguas comienza en Kunar y tal vez en un punto mucho más oriental y se dirige hacia el oeste, cruzando el valle inferior del río Kunar, luego el Kabul no lejos de Jalalabad, y continúa hacia Jurd-kabul. Entre los dos últimos pasos se le denomina el *Siah-koh*, y forma la divisoria de los ríos Kabul y Surjab. Pero es posible que continúe al suroeste, hacia el valle del Logar. En esta cordillera las capas buzan al norte, y al noroeste en el neis entre Jurd-kabul y el valle del Logar. La cordillera está volcada hacia el exterior, o sea al sur y sureste, como las partes del Safed-koh antes mencionadas.

Hacia el sur, sigue al Siah-koh una zona de sedimentos probablemente carboníferos. En el este, por la parte de Jaibar, también hay capas permianas y acaso la serie mesozoica completa, en particular calizas con *Dicerocardium* y *Lithodendron*. En el oeste la cordillera caliza sigue desde Kunar por el río Kabul al valle del Surjab, el paso de Lataband, y probablemente también al sur de Jurd-kabul, al suroeste al valle del Logar. La interrumpen masas de sienita y granito, y a veces la caracteriza la existencia de rubíes.

Pero al sur del Siah-koh parece que a esta zona caliza sigue otra de pizarra y una segunda serie de montañas calizas hasta la *cordillera principal del Safed-koh*, que surge de la llanura unos 15 kilómetros al oeste de Peshawar, y culmina muy al oeste, en el Sikaram (4.816 metros). Se conoce poco su estructura; no se ha citado en ella la existencia de neises. En sus partes más altas hay espacios formados de pizarra, serpentina y caliza antigua.

Una fuerte dislocación, falla inversa con cobijadura hacia el sur, separa la cordillera principal de una zona mesozoica que la continúa al mediodía. A levante, al sur del Safed-koh, halló Hayden cuatro cordilleras paralelas compuestas de depósitos mesozoicos volcados al sur<sup>20</sup>. A poniente esta zona mesozoica se halla en el puerto de Shutargardan; desde allí sigue al suroeste por el de Kalan (3.537 metros) al distrito de Jarwar y la ciudad de Gazní, al sur del valle alto del Logar. En esta parte occidental de la

zona reconoció también Griesbach la cobijadura que la limita por el norte. En Urakzai se rompe la zona en jirones. Al sur de ella, cerca de Kohat, se alcanza la cobijadura mencionada, al tratar de la parte oriental, al norte de Rawalpindi, borde norte de la región miocena. Desde Kohat gira al suroeste y llega a Thal, orillas del Kuram.

La ubicación de estas diversas zonas paralelas, su caída general al sur y la extensión de las cobijaduras muestran cuán íntima es la relación entre la estructura de esta comarca y la de Hazara. Las zonas se aproximan a la cordillera de Salomón (I, pág. 432), que se arrumba de norte a sur, pero la cual, según indica Griesbach, se resuelve en la región del Waziri en nudos y cadenas aisladas, que más al norte giran gradualmente al nordeste, en la dirección de los montes Urakzai (al nordeste de Thal). Esta unión arqueada se revela también en la inflexión al suroeste que presenta la línea de dislocación entre Kohat y Thal, así como las zonas occidentales que se dirigen al valle del Logar o desde Shutargardan hacia Gazní.

Las líneas directrices que acabamos de describir aparecen en la lámina III, juntamente con las diagramáticas que dibujó Vaagen para la cordillera de la Sal. Son exteriores a las demás líneas, Vaagen compara las regiones terciarias situadas al norte de la cordillera de la Sal, con el país de la Molassa de Suiza y la propia cordillera de la Sal con las montañas del Jura. Ya hemos visto hasta qué punto se advierte en esta comarca la proximidad del antepaís <sup>21</sup>.

Por tanto, puede resumirse como sigue el resultado de las laboriosas investigaciones realizadas entre el río Kabul y el Jelán, y que tanto redundan en honor de los que en ellas han intervenido.

La región ha experimentado movimiento general, dirigido en Hazara hacia el este, cerca de Yalalabad, primero hacia el sur y luego al sudeste, y en los montes Waziri hacia el este. Las cordilleras se apiñan al aproximarse al entroncamiento del Himalaya, o sea hacia el Jelán, entre Muzaffirabad y Rawalpindi, y, en cambio, divergen en el oeste. Componen el primer grupo el Siah-koh y el Safed-koh con sus prolongaciones y rumbo suroeste. El segundo grupo se dirige por Kushalgar y Kohat, y gira rápidamente en los montes Urakzai, cerca de Thal a las cadenas meridionales de los montes Waziri y la cordillera de Salomón. Forman un tercer grupo las líneas tectónicas de la cordillera de la Sal, que divide en dos arcos su rizo hacia Kala-bagh. Por tanto, esta cordillera es anejo de las pérsicas y no puede, como primeramente supuse, considerarse rellano irregular avanzado del Hindu-kux.

EL SEWESTAN.—Wynne pisó rocas eruptivas al oeste de Thal. Algo más al sur, Smith marchando hacia el oeste desde Bannu por el valle del Tochi, halló conglomerados de Siwalik que buzan fuertemente al este, bajo los aluviones de las llanuras, y a los que seguían a poniente, primero

los pisos más antiguos de la serie terciaria y luego el cretáceo<sup>23</sup>. Sorprendió a Smith la semejanza entre la estructura de esta región y la de la cordillera que hay 300 kilómetros más al sur, al oeste de Dera-Ghazi-Jan. Pero más arriba, en el valle del Tochi, afloran serpentina y gabro; luego traquita y basalto amigdaloides que, al parecer, deben colocarse entre la parte más alta del cretáceo y el eoceno medio. Es cosa muy notable que alcanzasen hasta allí rocas eruptivas que pertenecen aproximadamente a la edad del trap del Dekkan.

Las cordilleras de Salomón (I, pág. 432), cuyas cumbres ha dibujado La Touche<sup>25</sup>, destacan del arco iraní principal y rodean la parte este de la región menor y casi independiente, que puede denominarse *Región de Sewestan*.

La dirección meridiana de las cordilleras de Salomón, en el Taj-ti-Sulaiman, gira al SSO., antes del paralelo 30° N.; entre los 28 y 29, el borde oriental de las cordilleras menos elevadas que forman su prolongación pasa al rumbo de levante a poniente. Desde allí ese borde, que interrumpe con frecuencia anticlinales avanzados, retrocede bastante al noroeste, describiendo un ángulo entrante, y luego encuentra las cadenas meridionales que separan el Beluchistan del Indo. Por ese ángulo entrante pasa el camino del puerto de Bolan y Quetta.

Dentro de la región así limitada, sucesivas cordilleras plegadas efectúan el mismo giro al oeste, y, por último, al NNO. y noroeste, como muestran los mapas geológicos de Thal-Chotiali<sup>24</sup>.

Estas cordilleras plegadas son, por lo general, de sencilla estructura, y sólo hacia el límite sureste de la región ocurren inversiones. Lo mismo que en las altas cordilleras de Salomón, dominan en éstas las capas terciarias y cretáceas. Las más antiguas son de caliza compacta, en las que Lala Kishen Sing halló amonites. Noetling cita *Macrocephalites macrocephalus* y las ha relacionado con el grupo de Chari, que fundó Waagen en Kach<sup>25</sup>. Las investigaciones de Noetling muestran también que al neocomiense con *Belemnites latus* sigue allí la parte más alta del senonense, y que no existen los depósitos del cretáceo medio, tan extendidos en el norte del Afganistán.

Mojsisovics ha sentado la existencia del piso aluminico del triásico superior con el testimonio de un canto suelto que halló en uno de los valles laterales del río Zhob (Sewestan septentrional)<sup>26</sup>.

EL AFGANISTÁN Y EL IRAN.—Volvamos nuestra atención al puerto de Bolan, en las cercanías de Quetta. En esta región no se hallan tan sólo los pliegues de Sewestan, doblados hacia el noroeste, y los de las cordilleras meridionales del Indo, arrumbadas al sur. El mapa de Griesbach, entre Sibi y Girisjk, muestra de qué manera las cordilleras y fragmentos montañosos, paralelos y arrumbados al suroeste, se siguen allende a Kandahar hasta la cordillera de Hilmand<sup>27</sup>. Probablemente parten de la región en-

tre el Safed-koh y la parte más septentrional de las cordilleras de Salomón. Corren oblicuas a través del arco de Sewestan y limitan esta región por el noroeste, y, conservando aún su rumbo suroeste, llegan a un punto a poniente de Quetta. De igual modo son independientes de las cordilleras meridionales del Indo (montes Hala, Jirtar y Laki; I, pág. 432). Al mismo tiempo la primera cordillera importante al noroeste de Quetta, el Kojak, no pertenece a ellas, sino a las cordilleras del Indo.

Estas últimas se unen a aquellas otras como nuevo haz de pliegues, que se ensancha hacia el sur. Con arreglo a las observaciones de Vredenburg acerca de los límites de la cuenca desértica, se infiere que la prolongación meridional de la cordillera de Kojak se halla a levante de Nushki. El ancho de la región plegada desde ese punto, por Kelat hasta los aluviones del Indo, llega a 150 kilómetros. La cordillera que parte de Nushki y arrumbada al SSO. forma el límite sureste del valle de Jaran, supera los 3.000 metros de altitud. Mientras que en el puerto de Bolan predominan las calizas cretáceas y eocenas, en esta otra cordillera hallamos Flysch eoceno. Desde Nushki las cordilleras divergen cada vez más y a la vez giran al suroeste y oeste, y, por último, al noroeste, de manera que rodean el Hamum-i-Mashkel, con su arco meridional. Otras cordilleras que describen arco más suave e interrumpido separan esa cuenca cerrada de la región desértica, mucho mayor, del Goad-i-Zirreh y el Hilmand, al norte de aquélla <sup>28</sup>.

Estas cordilleras se han formado por un empuje de norte a sur, y se componen de pliegues, la mayoría regulares, pero a veces rotos en jirones. Sin embargo, estudiándolo con detalle, comprobó Vredenburg que *cuando al norte de un pliegue existe una depresión, la dirección del plegamiento está cambiada y vuelta hacia el norte, es decir, hacia la depresión*.

Grandes intrusiones de granito y diorita penetran en las capas más altas de la serie numulítica, y en las capas asociadas de Siwalik se han hallado cantos de esas rocas.

A. H. Mc Mahon, que viajó por esas regiones al mismo tiempo que Vredenburg, recogió ejemplares que describieron C. A. Mc Mahon y T. Holland. Las rocas intrusivas de la ladera occidental de la cordillera de Kojak son granulita de hornablenda, y continúan al suroeste por la cordillera del Sarlat, y también se presentan en las montañas, entre Hilmand y Mashkel. Se asocian con ellas diorita cuarcífera y diorita con mica y augita, y también existen en la localidad más occidental visitada hasta ahora (29° 50' N.; 60° 55' E.) en las cordilleras pérsicas que se arrumban al noroeste <sup>29</sup>.

Además de estas rocas eruptivas algo antiguas hay dislocaciones muy modernas.

El ferrocarril perfora la cordillera de Koyak con un túnel en cuyo extremo occidental está la estación de Sanzal. En 20 de diciembre de 1892

ocurrió violento terremoto y cerca de Sanzal se abrió nueva y larguísima grieta a lo largo de un surco del suelo que corresponde a otra antigua. Griesbach ha descrito los trastornos que sufrió el ferrocarril allí donde cruza aquélla, la cual se arrumba del nordeste al suroeste. Los empleados del ferrocarril no pudieron descubrir su extremo en ninguno de ambos sentidos <sup>30</sup>.

Según A. H. Mc. Mahon, la grieta asciende oblicua y gradualmente; cruza la cresta de la cordillera principal a 2.130 metros de altitud, llega a un valle, corta oblicuamente las laderas de varios espolones de la cordillera de Koyak y sigue el pie de la de Sarlat en toda su longitud hasta Nushki. Allí, luego de un recorrido de 180 kilómetros, aún no se ha llegado a su extremo. La grieta en muchas partes de ese recorrido parece una trinchera del ferrocarril, y en muchos sitios se usa como camino. *Es verdadera línea disyuntiva de origen reciente.*

Al oeste de la grieta, en la cordillera de Sarlat, hay cenizas volcánicas, primeras de una larga serie de afloramientos de cenizas, pómez y lavas, principalmente andesíticas, que muestran que los montes Chagai, entre Hilmand y Mashkel, son de origen volcánico, aunque a trechos presentan rocas más antiguas.

Por fortuna la descripción de Blanford continúa nuestros conocimientos acerca de esta región entre la costa y Kirman (I, pág. 431). Altos volcanes asientan en algunos de los grupos de cordilleras paralelas, desviadas al noroeste. Los montes Chagai forman sólo la zona más interna que arrumba de levante a poniente; los otros grupos volcánicos están dentro de las cordilleras dirigidas al noroeste. Una de las primeras comprende los altos conos volcánicos de *Koh-i-Basman* y *Koh-i-Naushada*. Sykes subió al último, llamado también Koh-i-taften, que tiene unos 3.800 metros de altura (según el mapa de Holdich, 4.114), y su cráter en 1894 emitía vapores sulfurosos calientes <sup>31</sup>. Una segunda zona forman los montes volcánicos que describió Blanford entre Bampur y Ban. Acaso pueda atribuirse a esa zona el elevado *Koh Hazar*, entre Bam y Kerman, de 4.400 metros de altura. Allí comienza el terreno de las extensas investigaciones de Stahl, por las que sabemos que hasta ahora no se han observado cenizas y lavas modernas en la cordillera que se dirige desde Kirman hacia el noroeste, pero que se presentan en muchos puntos de otra situada al oeste de Behramabad y oeste de Yezd; en ella reaparecen varias veces y llegan más allá del Kum (35° N.) <sup>32</sup>. En los mapas de Stahl vemos, además, que las largas ramas que arrancan del Kerman y del límite occidental del gran desierto de Dach-i-Lut presentan ya el rumbo noroeste de las cadenas del Zagros. Parece que no hay una serie de anticlinales regulares: una rama muestra en largos intervalos buzamiento sólo en una dirección, al suroeste, como si fuera la mitad de un anticlinal; otras presentan estructura sinclinal, y así sucesivamente.

La serie estratificada difiere de la de las cordilleras externas del Iran. Las potentes calizas con numulitos y alveolinas que, superpuestas a la caliza de Hippurites, descienden del puerto de Bolan por las cordilleras del Indo, forman los pliegues más meridionales del Beluchistan y la mayor parte de las cordilleras del Zagros, hasta Mesopotamia. En las cadenas interiores también hay caliza de Hippurites, pero bajo ellas afloran sedimentos más antiguos en grande extensión. Se conocen varios miembros del sistema jurásico. En los montes Durmanu, cerca de Kirman, asoman venas de hulla con lechos de plantas y capas marinas con *Goniomya* y *Pecten*. Las capas con plantas pertenecen a aquella serie tan extendida que abarca desde esta región el norte de Persia y el Cáucaso, y se halla en los Balcanes, Servia, en las capas de Gresten de los Alpes orientales y en el otro lado de Bayreuth y aun más al oeste<sup>33</sup> (las cuales a veces se han atribuido a los distintos pisos del liás, a veces al rético, y que probablemente no siempre ocupan igual horizonte).

En la misma rama asoman capas devonianas con *Tentaculites* y *Spirifer Archiaci* bajo la caliza cretácea al sur de Abdid (hacia los 57° E. y 31° 10' N.)<sup>34</sup>.

En esta latitud hay también rocas paleozoicas en el lado interno de las cadenas del Zagros, lo que sabemos por los viajes de Rodler en Luristan<sup>35</sup>. Se extiende hacia el noroeste por la dilatada región pizarreña de Irak. Aisladas masas de granulita siguen hasta la gran mole granulítica del monte Elvend, cerca de Hamadan, y aquellas regiones que ya hemos estudiado con arreglo a los datos de Loftus. Tietze y Wähner (I, pág. 498). Las investigaciones posteriores de Fresch y Arthaber en Armenia<sup>36</sup> confirman la constancia de dirección al noroeste.

Ya hemos visto que los montes Koyak, al noroeste de Quetta, deben referirse a las cordilleras del Indus, cuyas ramas orientales siguen ese río hacia el sur, mientras que las occidentales, desviándose cada vez más al noroeste, ciñen las cuencas cerradas de Mashkel y del Helmand en amplio arco y continúan al noroeste. A estas prolongaciones pertenecen las cadenas de Kirman y Yezd, y, más a poniente, el conjunto de las del Zagros, que se prolonga por el Golfo Pérsico hasta el entroncamiento de Armenia. Al mismo tiempo nos impresiona el hecho notable de que en el paraje donde alcanza su máximo la curvatura de estas largas cordilleras, en el Beluchistan y Afganistán, sólo se conozcan sedimentos modernos y no asomen las rocas paleozoicas y otras más antiguas hasta que se alcanzan las prolongaciones al noroeste, las ramas de Kirman y Luristan y otras aún más alejadas por ese rumbo. Kurachee (25° N.), cerca del delta del Indo, no señala la parte más meridional del arco del Beluchistan, pues la cubre el mar. Sin embargo, ese sitio se encuentra a ocho o nueve grados más al sur que la zona externa de la sintaxis de orillas del Selam. Otro tanto ha avanzado hacia el sur el arco iranio respecto del Himalaya. La



zona externa de la sintaxis de Armenia, o sea del entroncamiento de las cordilleras iránicas con las táuricas, se halla en la región de Diarbekir, entre los paralelos 37 y 38° N., y, por tanto, las porciones del arco arrumbado al noroeste se apartan aún más hacia el norte de lo que avanzan hacia el sur las cadenas meridionales de Salomón y del Indo. Así, los arcos eoceños del Beluchistan ocupan situación excéntrica, al sureste, en la estructura iránica. Sin embargo, advertimos que en el Iran, en el extremo noroeste, se alza en la orilla meridional del Caspio *un arco secundario, la cordillera de Alburs (o Elbruz), como estructura casi independiente.*

De las descripciones de los que me antecedieron, especialmente Tietze, deduzco que el Elbruz es arco del tipo asiático central (I, pág. 494) arrumbado al sur, compuesto de pliegue apiñados que a menudo atraviesan fallas y que corona el cono volcánico del monte de Demavend. Las obras de Stahl suministran datos más exactos acerca de las porciones occidental, central y oriental de la cordillera; pero aún se desconoce la estructura de las regiones intermedias<sup>37</sup>.

Al oeste, allí donde arranca el Alburs hacia la tierra montañosa de Ghilan, se alza, al sur de la desembocadura del Sefid Rud, el ancho cono volcánico de Dulfac; en su lado meridional, cerca de Umun, hay bombas volcánicas. Hacia el interior lo siguen cordilleras plegadas. En el lado sur del Alburs reaparecen acumulaciones volcánicas más modernas que las cordilleras plegadas y que se extienden hacia el interior de aquél hasta el monte Demavend. Al mismo tiempo, en la región media, las ramas septentrionales de los anticlinales internos continúan orientadas hacia el Caspio. En el este, la vertiente septentrional del Alburs, desciende a la llanura del Atrek inferior, según varias fracturas que han roto los pliegues.

No parece que el cono de Dulfac, en el oeste, marque el extremo de la cordillera plegada; al contrario, sus anticlinales y sinclinales se prolongan por Ghilan y a lo largo del lado meridional del valle del Kura. La vertiente septentrional se compone de anticlinales cretáceos, según Sjögren<sup>38</sup> y Valentín<sup>39</sup>.

De este modo, la parte occidental del Alburs se relaciona íntimamente por su dirección con las cordilleras del Zagros y las otras ramas iránicas. El Karagan forma, con las cordilleras del Zagros, un eslabón unido; arrumba al noroeste y se compone de rocas volcánicas y capas plegadas del terciario medio, de tipo mediterráneo. No obstante, la parte oriental del arco adopta distinta dirección y cruza los desiertos de Jorasan.

*Resulta que el arco iranio presenta dos concavidades hacia el norte: la primera corresponde al desierto de Registan y a la región fluvial del Hilmand; la segunda, mucho más al norte, corresponde a la parte meridional del mar Caspio.*

HINDU-KUX (I, páginas 446 y 478).—Este potente arco, que procede del Pamir, envía sus ramas hasta las costas del Caspio, donde manifiesta

su conexión con el Cáucaso. Cree Muschketow que se elevó a causa del mismo movimiento que produjo las ramas del Tian-xan <sup>40</sup>. Los hechos que conozco abonan este criterio. Mas, de ser así, se sigue que el gran fenómeno que acostumbramos denominar virgación del Tian-xan, no termina en la prolongación septentrional del Mustag-Ata, sino que aun las regiones central y occidental del Pamir podemos afirmar que pertenecen a esa virgación.

El mapa del Pamir, que dibujó Curzon, señala el Hindu-kux como cordillera independiente arrumbada al noroeste de Chitral, en las cercanías de Kala-Pandj, y, de acuerdo con Iwanow, aquel distinguido autor adjudica también al Hindu-kux al puerto de Barogil (hacia el meridiano 73° 30' E.; 3.797 metros) <sup>41</sup>. Si se introducen en este mapa las observaciones de Stoliczka relativas a la dirección de los neises y pizarras antiguas, advertiremos que el rumbo nordeste del Hindu-kux, luego de cortar oblicuamente el río Pamir, se mantiene hasta cerca de Yol-masar, o sea a medio camino del lago Victoria. Además, en el Ab-i-Pandsh superior predomina rumbo ONO., como si al norte del puerto de Baroghil el Hindu-kux o una cadena septentrional paralela a él entroncara con una zona neísica procedente de los montes Mustag en el sudeste. Esto sería reproducción en el Pamir de las relaciones que existen entre el Nan-Xan y el Anenbar-ula. Por desgracia, no poseemos bastantes datos para formar juicio definitivo sobre ese punto. De todos modos parece como si, en sentido tectónico, las fuentes del Oxus fueran externas al Hindu-kux, en el extremo del Mustag <sup>42</sup>.

Ya hemos visto que el Safed-koh penetra en esta región con rumbo casi de levante a poniente, desde el entroncamiento de Hazara (Lámina III). Aunque gira en redondo al OSO., la dirección suroeste del Hindu-kux, según procede del Pamir, difiere tanto de ésta, que Griesbach (al que debo casi toda la detallada información relativa a la región de Kabul) me ha repetido que cree que una mole arcaica independiente debe existir en algún punto, entre el Safed-koh y el Hindu-kux.

El Hindu-kux se encorva paralelamente a la gran concavidad oriental del Iran; pero enfrente de la occidental, al sur del Caspio, sus prolongaciones conservan la independencia tan característica de los Altaides.

Recientemente se han mencionado con frecuencia en esta región granito de hornablenda y otras rocas eruptivas de edad cretácea. Rocas análogas afloran en el lago Kabul y forman las eminencias del norte de esta ciudad <sup>43</sup>. Griesbach las ha señalado hasta Charikar, cerca del valle de Ghorband, que sigue el pie meridional de la cordillera principal del Hindu-kux, cuya ladera meridional se compone de caliza gris clara, al parecer, concordante sobre rocas metamórficas o pizarras gráficas.

Lord describió en 1838 el punto más oriental del Hindu-kux, del que tengo conocimiento geológico. Se refiere al lado meridional del puerto de

Ghorband, en el meridiano de Kabul. Ascendiendo la ladera halló Lord micacitas buzantes primero al noroeste, o sea hacia el interior de la cordillera y luego verticales; más adelante neises y de nuevo pizarras que atravesaban granito. Al siguiente día continuó por neises y micacitas, ya inclinados hacia el interior de la montaña, ya verticales, hasta que, por último, no muy lejos de lo alto del puerto, divisó elevados muros de granito, tan abruptos que en ellos la nieve no podía sostenerse. En ese punto forma el núcleo del Hindu-kux granito blanco con cristales de hornablenda negra, a veces aglomerados en masas redondeadas <sup>44</sup>. Confirman este relato las observaciones de Griesbach que comienzan algo al oeste de aquella región.

Lo alto del puerto de Chahardar (4.300 metros) se compone del mismo granito que allí incluye masas de mármol blanco granular. En aquella región forma también la cordillera principal del Hindu-kux granito de hornablenda que ocupa mucha extensión. Asimismo se hallan micacitas y neises con granito intrusivo. En el pie sur del segundo puerto, el Kotal-fazak, que sigue al Chahardar por el NNO., hay caliza paleozoica y tal vez carbonífera. De mármol es la cumbre del Kotal-fazak (3.000 metros). Griesbach afirma que desde esas partes septentrionales del Hindu-kux, por encima del valle de Surjal, hacia el norte se ven en ese lado de la cordillera principal rocas intrusivas oscuras que forman como una red entre la caliza blanca de la cordillera opuesta. En esas cordilleras del lado norte, sólo se conocen depósitos cretáceos y terciarios hasta Haibak y Tashkurgan; es decir, hasta el valle del Oxus. Son muy espesos, forman amplias sillars y cuencas, y terminan en una especie de anticlinal agudo en la llanura de dicho río.

Más al oeste, en los puertos de Bamian, el granito de hornablenda se reduce a estrecha faja, mientras que las potentes calizas del cretáceo superior transgresivo forman las partes más altas del Hindu-kux. Los sedimentos componen allí dos grupos que separa una discordancia. Se han hallado Productus, y, a veces, fusulinas en una caliza oscura de la base del grupo inferior; más arriba alterna con arenisca verdosa, que contiene restos de plantas, y que Griesbach refirió a la parte inferior de la serie de Gondwana. En el límite de ambos grupos hay conglomerados metamorfizados y buena cantidad de trap intrusivo, que allí también parece haber ascendido por las calizas cretáceas discordantes. Así ocurre en el puerto de Ak-Rabat, cerca de Banian <sup>45</sup>.

Algo más al norte, de nuevo aflora la estrecha faja de granito de hornablenda con neises y micacitas, que Griesbach consideró sedimentos alterados y metamorfoseados por el granito. El manto de caliza cretácea cubre estas rocas y, más al norte, limita el puerto de Bali-Gali (2.926 metros) y Shabanshak. En dicha región volvemos a encontrar debajo de la caliza cretácea cerca de Chel, el grupo inferior intensamente plegado, que com-

prende pizarras con *Halobia Lommeli* y sobre ellas capas con *Equisetites columnaris* y otros restos de plantas que, en opinión de Griesbach, corresponden a la flora de Lunz, en los Alpes Orientales, y, a la vez, a la parte media de la serie de Gondwana. Las siguen potentes bancos de areniscas y pizarras, en parte con restos de plantas, algunas capas marinas intercaladas, y la serie abarca, probablemente, el conjunto de la formación jurásica. Por último, arenisca roja que corresponde al neocomiense, y luego cubre al conjunto la caliza del cretáceo superior discordante, a la que siguen tal vez capas eocenas.

Esta sucesión de capas indica una región costera del Tetis que conserva en esencia iguales caracteres en todo el ancho del Afganistán septentrional y hasta cerca de Meshed, en cuyo conjunto no se conocen terrenos anteriores al carbonífero; se hallan arenisca con *Orthis* y *Productus* dudosos en el puerto de Dehrud, en la cordillera de Binalud, al este del Jorasan. Las capas con restos de plantas que hay encima toman parte importante en la estructura de las cordilleras, según se ve cerca de Baniam. Griesbach recogió una vertebraria dudosa de las capas más bajas de esta serie en Palezkar (al sur del Band-i-Baba, al norte de Herat) y *Glossopteris* en el puerto de Gaujarchan, al norte del río Dyam, al este del Jorasan. Sigue por todos lados la transgresión de la caliza del cretáceo superior.

Al parecer, ningún geólogo ha visitado la región al oeste de Baniam, pero sabemos que el Hindu-kux continúa, como divisoria del país y con alturas que pasan de 4.800 metros, al Koh-i-Baba, donde recibe los nombres de Band-i-Baiad y Safed-koh. No es seguro que continúe hasta el meridiano 63° E., por la cadena de Davendar (este de Herat), o si ésta forma rama independiente, aunque de allí en adelante son tan explícitos los datos de Griesbach, que fácilmente podemos seguir la desviación de algunas de las cordilleras más importantes conforme pasan del rumbo oeste al noroeste.

La cordillera de Davendar es la rama norte de un anticlinal que forman la caliza carbonífera y la serie con restos de plantas, y cuya rama meridional descende por falla, de tal modo, que el carbonífero se pone en contacto con caliza del cretáceo superior, a lo largo de la línea de fractura. Igual disposición se nota en el oeste junto a la cordillera de Doshak (al sur de Zindayan, orillas del Hari-rud), y también junto a la cordillera de Yaktan, dirigida al noroeste, y en su continuación la cordillera de Binalud, que corre al oeste de Meshed.

Tales cordilleras pertenecen a la misma rama principal del sistema, y son series enlazadas de ramas dentro de las cuales se realiza el encorvamiento al noroeste <sup>46</sup>.

Desde la parte más alta de la cordillera de Davendar, una faja de granito sienítico descende por el valle del Kuruj superior, y acompañada de rocas nélsicas, algo al norte de la ciudad de Herat, desaparece al oeste y

aflora de nuevo en Jorasan, al sur de la cadena de Estoy, ladera septentrional del valle del Dyam. Puede seguirse hasta Sangbast, al sureste de Meshed, y aún algo más al noroeste, si hemos de creer las observaciones de los geólogos rusos. Griesbach la supone más moderna que la arenisca roja del neocomiense y acaso de la misma edad que el granito con hornablanda del sur de Afganistán <sup>47</sup>.

El *Band-i-Baba* (Paropamiso, Barjat-dagh) <sup>48</sup> forma en conjunto un anticlinal muy comprimido, de la serie de restos con plantas. En Zurmush, o sea a levante, una gran falla, arrumbada de este a oeste, atraviesa esta cordillera en su ladera meridional. En el puerto de Marbich (al oeste del de Baba, casi en el meridiano de Herat) esta falla pasa a la vertiente septentrional de la cordillera, desaparece al alcanzar el terciario y asoma de nuevo en Jorasan, en la cordillera de Estoi, con rumbo noroeste. En Kat-i-Shamsir surgen de ella manantiales calientes <sup>49</sup>.

Así, el Hindu-kux se resuelve hacia poniente en largas ramas, cuya unión con los Balcanes y el Cáucaso (I, pág. 469) se ha investigado mucho <sup>51</sup>. He tenido el privilegio de discutir el asunto con Bogdanowitsch y Griesbach, y de sus concordantes observaciones deduzco lo siguiente.

El enlace existe hoy de esta manera:

La más meridional de las ramas, la *Davendar-Doshak-Yaktat-Binalut*, se arrumba al oeste, más allá de Meshed, sin alcanzar el Caspio. Al suroeste de ella se dirigen de levante a poniente otras cordilleras, que Muschketow describe como «montes del desierto de Kibir»; su dirección diverge de la de las ramas del Hindu-kux y son transición a las que se arrumban al suroeste. Las atribuyo por completo al Alburs. La ciudad de Nishapur está en la región donde aquéllas se aproximan gradualmente y se unen con la rama de Binalud.

La cordillera granítica de *Davendar-Herat-Estoi* no llega hasta Meshed.

Parece que tampoco llega a la ciudad de este nombre la rama de *Band-i-baba* (Paropamiso), *Estoi* (Pusht-i-kuh-Dyam).

En la orilla izquierda del Heri-rud, entre la desembocadura del Keshaf-rud y la ciudad de Sarajs, penetra una nueva cordillera que procede de más al norte, que consta de muchos largos pliegues al noroeste, con frecuencia cortados por fallas longitudinales o que casi lo son. A esta cordillera suele dársele el nombre general de *Kopet-dagh*; son sus prolongaciones el Baljash y los montes de Krasnovodsk.

Limitan por el septentrion al *Kopet-dagh* varias fallas rectas. Y al norte de este fracturado borde externo del desierto parten del Kara-kum, a cuyo norte se halla a su vez una región que poco o nada tiene de común con las ramas mencionadas hasta aquí, es decir, la plataforma mesozoica del Ust-urt, cuyo borde cree probable Muschketow que sea también fractura, y advierte que al lado está la depresión que descubrió Lesar, y que

se cree corresponde al *Aria palus* de los antiguos, que tiene al menos 100 verstas de anchura y que cerca de los pozos de Mirsa Chille, descendiendo hasta 44,6 metros por debajo del nivel del Caspio. Con arreglo a estos hechos Muschketow considera el desierto entre el borde del Usturt y las fallas del Kopet-dagh, espacio hundido que denomina «fosa de Turkmen»<sup>51</sup>.

TURANIA. - El Tetis se extendía, durante gran parte de su existencia, como amplio y somero mar por la región que ahora ocupa la depresión Aralocáspica a lo largo del borde suroeste del continente de Angara. Tendremos ocasión de mencionar depósitos marinos del triás inferior en los montes de Darwaz, y también asoman lejos de este punto en el monte Bogdo, en la estepa de Astracan<sup>52</sup>. No me consta que exista en esta región el triás medio ni el superior. La serie de lechos con plantas de Angara se ha hallado en muchos puntos, sobre todo en el valle del Syrdaria, y cerca de Derbent existen plantas réticas. Andrussow y Semenow han descrito con detalle el corte en Mangyschlag, en la orilla nordeste del Caspio. Aparte de las rocas antiguas plegadas que forman el núcleo de la cordillera, las capas más bajas que afloran son sedimentos con restos de plantas mal conservadas y algunas conchas no muy características, que probablemente pertenecen al lías o al jurásico inferior. Pero desde el piso calloviense hacia arriba sigue una serie variada y continua de depósitos marinos que llegan hasta los últimos pisos del terciario<sup>53</sup>.

Juzgando por la índole de estos sedimentos, deduce Semenow que en el centro de la cuenca alternaron depósitos de agua profunda y de agua somera, lo que indica movimiento positivo desde el principio del jurásico casi hasta su final: uno negativo durante el valanginiense, y luego otro positivo que alcanzó su máximo en el turonense superior y el senonense; cerca del borde de la cuenca se advierten las transgresiones respectivas. Veremos el piso calloviense, transgresivo en muchos sitios. Hacia el sur, en el Kopet-dag, existe el cretáceo inferior, como en el Cáucaso; pero en el norte sólo el senonense penetra en la llanura siberiana por el estrecho de Turgai. De igual modo, según Romanowski, sólo los términos medio y superior del cretáceo penetran en los valles de las cordilleras orientales<sup>54</sup>.

Podemos separar de la serie cretácea las capas más altas o piso de Fergana, que caracteriza la *Gryphea Kuffmanni* (*Gryphea Esterhazyi*), y que relacionamos, según las detalladas investigaciones de A. Koch, con la caliza basta inferior de la cuenca de París. Aun en el período que indica ese piso subsistía comunicación marítima al norte del Mustag-ata, entre la región turania y la llanura de Yarkand; se extendía hasta Yangi-hissar y cerca de Sanjü<sup>55</sup>.

En Crimea existe el horizonte de Priabona. Hay también sedimentos marinos oligocenos, como en el Ust-urt. Hemos visto que aun en el

oligoceno inferior existía comunicación con el Mar Artico por el lado oriental de los Urales <sup>56</sup>.

Al norte, más allá del estrecho de Turgai, hay restos de selvas de ámbar por encima de estos depósitos marinos, y en el centro de la llanura, como junto a su borde, vastos depósitos de arcilla con sal y yeso. Aunque varios de éstos los han atribuido algunos observadores al oligoceno, y la precipitación de depósitos salinos puede datar en realidad de aquel período remoto, hace varios años demostró Andrussow el hecho notable de que especies características de la formación salífera de Wieliczka, o sea del Schlier austriaco, por ejemplo, el *Pecten denudatus* se presenta en arcilla oscura con Meletta, cerca del cabo Tarchan, en el mar de Azow. Un corte próximo a Tjub-agal, costa norte del Kara-bugas, muestra que en la orilla oriental del Caspio hay arcillas negras con Meletta, que se presentan con yeso lo mismo que hacia lo alto de estos depósitos donde se intercalan repetidos de ese mineral con los lechos de conchas marinas, sin duda del horizonte del segundo piso mediterráneo. Sin duda las especies son desconocidas en el Mediterráneo septentrional y en el valle del Danubio, excepto las especies *Cerithium scabrum* y acaso *Modiola discors*; pero la existencia de capas sarmáticas suprayacentes quita toda duda <sup>57</sup>.

En Persia y en Armenia hay sal encima del primer piso mediterráneo, el cual no se conoce en Crimea, a las orillas del Caspio, más al norte y al este. Sin embargo, es imposible determinar en qué horizonte comienzan los depósitos salinos, y es claro que parte, al menos, deben atribuirse al Schlier, y que debieron ocurrir oscilaciones durante la regresión del mar en el segundo piso. La evaporación del agua de mar alcanza 80 por 100 antes de que se deposite el yeso, de modo que su intercalación con capas marinas muestra que tales oscilaciones fueron muy grandes. En la parte occidental no se presentaron circunstancias análogas hasta el período sarmático.

Cuando se formaron los yesos debió cubrir aquellas regiones extensa capa de agua, cuya superficie era inferior al nivel del mar, aún más baja cuando se precipitó la sal. El aislamiento de esa masa de agua ocurrió, sin duda, a causa de plegamientos montañosos en algún paraje del oeste; pero también cabe imaginar que existió clima seco (condiciones áridas) durante la deposición de Schlier, supuesto que en este horizonte ocurrieron depósitos salinos aún más allá de los límites de la región que ahora estudiamos; según Deperet y Fourtau, la arcilla yesífera del Jebel Geneffe, por ejemplo, cerca de los Lagos Amargos de Suez, debe colocarse entre el primero y segundo piso mediterráneos <sup>58</sup>.

Los depósitos salinos se extienden por Turania y también penetran en las grandes montañas del este. A su horizonte hemos de atribuir las capas yesíferas muy empinadas y los lagos salados que describe Obrutschew en las estribaciones de las ramas del Hindu-kux, al sur de Sarajs, especial-

mente entre el Hari-zud y el Kuchk <sup>59</sup>. Tal vez señalan el sitio por donde hace tiempo se comunicaban las aguas de Turania con las del Iran. En las altas cordilleras hallaremos capas salíferas más arriba de Garm. En el Pamir, orilla del Rang-kul, hay sal de roca en pizarras laminadas muy delgadas. En los mapas suele denominarse Baroghil el puerto próximo al nacimiento del Oxus o Ab-i-Pandsh; pero Iwanow lo llama Bor-agyl, es decir, el Puerto del Yeso, pues se dice que hay allí grandes cantidades de ese mineral <sup>60</sup>.

También es del terciario medio la caliza conchífera que cita Romanowski, entre Chimkent y Tashkent. Es posible que la *Ostrea hemiglobosa*, Rom, de las cercanías de Garm, indique el mismo horizonte <sup>61</sup>.

No se conocen depósitos sarmáticos en la otra orilla del Aral. Los hay, en cambio, en el Uts-urt. Ya hemos dicho que la región sarmática queda fuera de los límites del Mediterráneo, tal como ahora los conocemos, aunque su extensión de este a oeste sea igual a la del Mediterráneo actual (I, pág. 334).

No necesitamos discutir los depósitos aún más recientes de la cuenca aralocásptica.

No hay duda de que los actuales contornos de la llanura de Turania pertenecen a épocas distintas. Al noroeste, a lo largo de los Urales, los sedimentos cretáceos y terciarios yacen sin trastornos y se extienden cruzando los bordes levantados y denudados de las formaciones antiguas. Al levante, en completo contraste, asoman las largas ramas del Tian-xan, y aquellos mismos pliegues se alzan a grandes altitudes. Pero en el intervalo de esas largas ramas se desarrolló, en la parte levantina, una clase muy especial de cordillera plegada intermedia, que no se parece a nada de lo que conozco en ninguna otra parte del mundo y que merece especial atención.

Refiriéndonos a la lámina IV, volumen I, veremos que el valle del Amur-daria se aloja entre las ramas 8 (Hindu-kux, Balkan) y 7 (Hissarchasreti-Sultán); a las 7 y 6 (Alai-Nuratau) las separa tan sólo el valle del Serawshan y pueden considerarse partes del mismo sistema. El valle del Sir-daria, entre las ramas 6 y 5 (Talas-Alatau-Karatau), se relaciona con estas cordilleras del mismo modo que el Amu-daria con las ramas 7 y 8. Vamos a discutir primero las cordilleras intermedias del Amu-daria, esto es, en definitiva los montes de Bojara y luego las de la cuenca del Sir-daria, especialmente los montes de Fergana. Serán evidentes por sí mismas las deducciones en lo que se refiere a las porciones septentrionales de la virgación del Tian-xan. Para ambas regiones es importantísima la obra de Muschketow <sup>62</sup>.

**MONTES DEL AMU-DARIA.**—Las rocas eruptivas de edad cretácea (comparables, hasta cierto punto, con las tesquenitas de los Cárpatos) que existen en el Beluchistan, Afganistán, Hindu-kux, y aun en el lado norte de esta cordillera, no se conocen en la otra orilla del Amu-daria. La caliza cretá-



cea discordante, que llega a tanta altura en el Hindu-kux, se pliega, juntamente con el eoceno, para formar las estribaciones del norte de la cordillera principal. Aun al sur y suroeste de Maimena esas estribaciones (arrumbadas casi de levante a poniente) alcanzan los 3.500 metros en el Band-i Turkestan. Según se dijo, un pronunciado anticlinal de cretáceo y terciario forma el borde norte de las montañas, cerca de Sar-i-Pul y Maimena. A su pie continúa el plegamiento por las capas calíferas que Griesbach relaciona con los depósitos salíferos del terciario medio de Persia. El mismo geólogo halló caliza conchífera terciaria con *Pecten*, *Ostrea* y briozooarios hasta el lado meridional del ferrocarril que cruza el Amu-daria. Son tan generales los indicios de plegamiento, que Griesbach imaginó que actualmente se está formando un anticlinal en los aluviones del Oxus, y que con el tiempo separará a los afluentes de la izquierda entre Tashkurgan y Maimena <sup>65</sup>.

Las observaciones de Griesbach alcanzan por el este hasta Gori, a orillas del Kun-dus. El amplio valle del Amu-daria, que señala el extremo de la cordillera oriental, llega casi a Rustak.

Nuestro estudio de las montañas del Pamir, al norte del Hindu-kux, debe comenzar admitiendo que es muy ligero nuestro conocimiento de su geología. Stoliczka ha hecho algunas observaciones a lo largo del Pandsh, bajando hasta Kala-i-Pandsh. Ya hemos dicho que la mitad inferior del río Pamir corta oblicuamente la dirección de una gran cordillera neísica que forma parte del Hindu-kux y representa una de sus estribaciones. Es la cordillera de Wajan de Iwanow que limita el Pandsh, por el norte, que probablemente penetra en la curva de este río, cerca de Ishka-shim, y tal vez siga al suroeste hasta Badakshan.

En efecto, parece que el Pandsh, por debajo de Kala-i-Pandsh, el Shach-dara superior, en la vertiente norte de la cordillera de Wajan, el Ghund (Alitshur) y el Murghab (por encima del meridiano del Rang-kul), no son los únicos ríos que siguen verdaderos valles tectónicos longitudinales y se arquean en las partes inferiores de sus cauces cada vez más al suroeste, como manifiesta el mapa de Curzón. El Yas-gulam, que en los mapas rusos asume importancia mucho mayor de la que hasta ahora se había supuesto, corre al suroeste en todo su curso, y lo mismo puede decirse del Wanch. Ambos ocupan valles longitudinales como todos los ríos procedentes del Pamir y que desembocan al Pandsh entre el arco próximo a Ishka-shin y Kala-i-Chumb.

No obstante, la dirección convergente de estos valles muestra que en el norte las grandes cordilleras occidentales del Pamir experimentan curvatura creciente en su dirección, que casi pasa al SSO. propia del Choc-ja Mohamed, en Baltistan. A la vez decrecen rápidamente en altura, y sus espolones meridionales llegan a Faisabad y región occidental del lago Shiva.

La estructura de la *cordillera de Darwaz* confirma este criterio, pues describe casi un arco de rodilla hacia el SSO., y aún se encorva con más violencia que el arco del Pandsh, por encima de Kala-i-Chumb. Iwanow que, procedente del norte, cruzó la cordillera por el puerto de Sagri-dasht (2.400 metros) hacia Kala-i-Chumb, halló areniscas rojas, cubiertas de otras pardas bastas y conglomerado en gruesos bancos que alcanzan gran altura, pero no la ladera meridional donde hallamos rocas cristalinas <sup>64</sup>.

Krafft nos ha proporcionado valiosa información respecto de la estructura del resto de esta cordillera. Los conglomerados de Sagri-dasht pueden atribuirse al eoceno; más al suroeste forman elevados picos (Chasreti-Shan, 4.000 metros) y larga dislocación los separa de la cordillera más antigua del este que rodea el Pandsh. Esta dislocación se encorva de suroeste a SSO. y la antigua cordillera en la misma dirección, pero aún con mayor violencia <sup>65</sup>.

Los terrenos de esta cordillera, que Krafft atribuye al paleozoico inferior, son micacitas, «paraanfibolitas», pizarras sericíticas y rocas eruptivas. Forman el eje de un anticlinal curvo, que desciende del nordeste por el valle del Jumban al del Pandsh, y se sabe que se extiende a lo largo de este río de Dshorf a Kala-i-Chumb y dista 40 versts más abajo, hasta que con rumbo casi al sur cruza a la orilla oriental del río y con esa dirección llega al oeste de Faizabad, aunque acaso desaparecerá bajo sedimentos más modernos antes de este punto.

Lo mismo al este que al oeste del anticlinal, aflora caliza de fusulinas, y luego, más cerca del eje, diabasa, toba y arenisca. La zona occidental tiene amplio desarrollo; Siaku y Kugi-furush llegan a alturas de unos 5.000 metros. Se han observado señales del piso de Arta <sup>66</sup>. El inmediato, que aflora hacia el oeste, es el triás inferior, cuya gran semejanza con las capas del Werfen de los Alpes Orientales advirtió Bittner <sup>67</sup>. Hacia el noroeste y el oeste la larga dislocación antes citada corta una tras otra a esas formaciones más antiguas. Su parte meridional también se arrumba al SSO., y en toda su longitud arrastra a la superficie, en vez de formaciones más antiguas, el conglomerado supuesto eoceno hasta alturas de 3.000 a 4.000 metros. De allí en adelante las montañas descienden con rapidez hacia el oeste y el sur. Muminabad, en su borde occidental, está a 1.140 metros de altitud, y algo más al sur, en los montes de Chodya-Mumin (1.280 metros), entre Kuljab y el Pandsh, halló Regel grandes cantidades de sal de roca <sup>68</sup>. Deducimos, pues, que el eje del anticlinal de Darwaz, luego de descender al valle del Pandsh, cerca de Kala-i-Chumb, continúa descendiendo rápidamente hacia el mediodía. Sin embargo, la sal debe pertenecer al sinclinal que lo sigue por el oeste, cuya prolongación se ve en el del Chin-gau superior, que comprende depósitos eocenos y cretáceos, y que, describiendo un arco, separa los montes de Darwaz en el norte de la *cordillera de Pedro el Grande* (Piriok).

Iwanow nos da amplia información acerca de esta última cordillera; pero antes de describirla insistiremos en que el gran valle del Altai es una antigua cuenca lacustre que en algunos sitios rodean terrazas y que se vació por el barranco que cortó el Kysyl-su, que corre al suroeste por el Transalai. Sin embargo, el Kysyl-su no es cabecera natural del Wachsh; más bien debe serlo el Muk-su, que procede del Pamir, paralelo al Jin-gau superior. Entre los dos últimos ríos está la cordillera de Pedro el Grande<sup>69</sup>.

Según Iwanow, esta cordillera debe la forma hosca y endentada de su cresta a la caliza oscura, a veces con fusulinas, que con espesor de miles de pies desciende abruptamente por el lado norte hacia el Muk-su y algunas porciones del Wachsh.

La siguen depósitos mesozoicos, entre ellos caliza supuesta jurásica, arcillas terciarias abigarradas y areniscas con sal y yeso. Las capas terciarias forman largo cinturón que rodea las montañas desde Garm, subiendo la orilla meridional del Wachsh y el Muk-su. Se ha extraído sal en varios puntos, aun hasta muy a levante, en el puerto de Ters-agar (Altinmazar, 72° 15' E. en el mapa de Curzon), en el Pamir. En el valle de Kandi se halla de nuevo la agria bajada de la ladera norte.

Volvamos la atención hacia poniente. Iwanow menciona picos altísimos (Suganaki, hacia los 5.400 metros) aun lejos de la confluencia del Kysyl-su. Desde allí la ladera septentrional se hace más ancha y baja. Iwanow cruzó la cordillera más al oeste, procedente de Garm, y la halló cubierta en toda su anchura de arenisca cretácea o terciaria y conglomerados, debajo de los cuales la caliza paleozóica asomaba en pocos sitios.

De modo que en la cordillera de Pedro el Grande las rocas precretáceas desaparecen aún con mayor rapidez que en la de Darwaz y, por decirlo así, en el propio arco. El Julass (Jin-gau inferior) corta a la cordillera que ha perdido altura y se ha encorvado al suroeste, por debajo de Garm, donde sólo le corresponde el anticlinal cretáceo que señala Krafft entre Baldyuan y el Wasch.

De lo dicho se sigue, de modo general, que el Muk-su y el Wachsh Surjab representan (salvo para el arco local al sur de Faizabad) una verdadera directriz tectónica que abarca las cordilleras plegadas que emergen del Pamir al sur del Gran Kara-kul, y que tal vez los valles que descienden del Pamir hacia el oeste, por debajo de Ish-kashim, son verdaderos valles longitudinales, que corta el Pandsh hasta que, en alguna distancia aguas abajo de Kala-i-Chumb, sigue también un valle longitudinal. No obstante, esta parte del Pandsh no asienta en un sinclinal como todos o casi todos los otros valles longitudinales, sino en un anticlinal.

Según el mapa de Muschketow, es probable que al norte de Garm la cordillera de *Karatagin* describa arco análogo al de los montes Darwaz y los de Pedro el Grande, y descienda hacia Faizabad. Apenas me queda duda

de que la potente cordillera de *Trans-Alai-Hissar-Jasreti-Sultan* (7, I, lámina V), que hasta ahora se había considerado rama de la virgación del Tian-xan, se desvía también al suroeste. Krafft, que procedente de Karatagh ascendió al Chasreti-Sultan, observó distinta serie de terrenos. Al sur del puerto de Mura (3.730 metros), el pórfido y el granito siguen al eoceno y cretáceo, con *Acanthoceras Milletianum*, y más arriba hay restos de cretáceo transgresivo prendido en las fallas. Allende el puerto caliza del devoniano medio con corales en el Iskender-kul, y encima grande espesor de dolomita del devoniano superior y del carbonífero (Tursüll, 5.000 metros)<sup>70</sup>. Al suroeste de ese punto, al norte de la ciudad de Baisun, se alza de entre un mar de pliegues cretáceos y eocenos la cordillera de Chuldair, en la que advirtió Krafft arenisca con plantas réticas y caliza oscura, quizás jurásica. La última gira con largo arco al SSO., y forma el desfiladero de las Puertas de Hierro en Derbent. También allí la cubre cretáceo discordante, y la describió Muschketow como prolongación directa de la gran cordillera de Hissar<sup>71</sup>. Más al suroeste todavía se encuentra Jatak, donde en medio de la región plegada de capas cretáceas o eocenas se han hallado fósiles que Nikitin describe como callovienses<sup>72</sup>; allí también larga rama arrumba al suroeste e incluye el anticlinal cretáceo de Kukai-tyu-tau. Muschketow ha descrito el panorama desde la cumbre. A lo lejos se extiende el dilatado valle del Oxus; al sur, las grandes montañas del Afganistán; más cerca, a la izquierda, un segundo anticlinal paralelo al primero por el suroeste y denominado Itym-tag o Dyity-tag, es decir, las Siete Colinas, porque hacia el suroeste se resuelve en una serie de masas aisladas, una de las cuales avanza hasta el Oxus y en ella asienta la ciudad de Kelif. La cordillera cruza el Oxus, donde señala su paso una serie de rápidas y luego forma las dos lomas de Jan-tag, en la orilla meridional. Griesbach recogió allí sus fósiles mediterráneos en capas levantadas, y frente a las estribaciones del Hindu-kux, desaparece bajo la llanura esta larga cordillera plegada, probable continuación del poderoso Trans-Alai.

La dirección de los contrafuertes de la cordillera ha cambiado gradualmente del SSO. al suroeste, entre el Wachsh y Kelif, o sea entre los sistemas de Pedro el Grande y de Trans-Alai-Jasreti-Sultan se insertan los pliegues secundarios. Más allá de Kelif se acentúa su mutua divergencia, y en el lado oriental, frente a Gusar y Karsh, se debilitan gradualmente los pliegues que forman la comarca montañosa. Algunas cadenas llegan al Amu-daria. Muschketow ha descrito un anticlinal cretáceo, el Aggs-tau, que cruza el río en Jodsha-Salar, por debajo de Kelif; otro es el Felisi-dan-tau; el rumbo gira al OSO., y los pliegues se hacen más rectos y débiles; en Kerki halló Muschketow la última señal de plegamiento en el Amu-daria<sup>73</sup>.

Fijémonos en la línea (convexa al noroeste) de Muk-su-Wachsh y en

la supuesta curva paralela por el puerto de Mura, las Puertas de Hierro y Kelif. Las otras curvas se allanan hacia el oeste y los depósitos terciarios salíferos predominan en la formación de las correspondientes cordilleras; sin embargo, en el río Karosh hay un ángulo entrante al norte del cual comienzan cadenas con rumbo intermedio o de levante a poniente, pero formadas de granito, pizarras antiguas y caliza paleozoica que ha descrito Obrutschew <sup>74</sup>.

La más septentrional de estas cadenas, el *Kara-tyube*, al sur de Samarkanda, pasa de los 2.000 metros de altura; desciende a la ciudad y al *gran valle longitudinal del río Serawshan*, al norte del cual sigue al noroeste la *cordillera de Nura-tau* (Kara-tau) con cortejo de cadenas accesorias. Varias lomas aisladas muestran que la cordillera continúa por debajo del desierto.

El valle de Serawshan es uno de los rasgos más notables de la estructura del Tian-xan; ceñido al sur por el Kara-tyube y la cadena de Serawshan, al norte por las montañas del Turkestán, se extiende al este y al oeste en línea recta y encaja profundamente entre esas altas montañas que en el este contienen glaciares. Aun en Pastigau, más de 180 verstas por encima de Samarkanda, halló Muschketow que las laderas más bajas pertenecían a un sinclinal cretáceo y demostró que en el lado norte, cabecera del valle donde se alimenta el glaciar de Serawshan, la cordillera del Turkestán es prolongación ininterrumpida de la de granito y gabro del gran Alai; mientras que la meridional del Karateguin (Hissar) se compone de granito, neis y pizarras metamórficas. El grupo intermedio de enlace de Kara-muk consta principalmente de diabasa <sup>75</sup>.

Pues sabemos que el valle del Kysyl-su, donde el río sale del valle del gran Alai, es rasgo reciente debido a la erosión (lo que debe excluirse al determinar las líneas tectónicas); deduciremos que éstas han de trazarse por el Kara-muk, y que el valle del Alai se ha de considerar prolongación del Serawshan. Se sabe también que en esta región hay sedimentos cretáceos y terciarios, y que Muschketow encontró capas terciarias en el puerto de Taumurun (3.400 metros), extremo oriental del Alai <sup>76</sup>.

En el puerto alcanzamos la divisoría del Yarkand-daria. Desde el Serawshan a Taumurun cruza las montañas importante línea de separación que corresponde probablemente a uno de los antiguos estrechos por los que los mares se comunicaban.

Es digno de notar el que, a pesar de la dirección recta de esa larga línea dirigida de levante a poniente, no ocurre lo mismo con las montañas que quedan a su norte. El gran Alai corre sin duda al OSO., así como sus estribaciones septentrionales hasta Margelan, y en el meridiano de Ura-tyube, algo al oeste del recodo del Sir-daria, cerca de Jodyent, el borde septentrional de la cordillera se descompone en grandes ramas.

arrumbadas al noroeste, y la mayor de las cuales es el Nura-tau, que ya hemos mencionado.

**MONTAÑAS DEL SIR-DARIA.**—En realidad asombra la semejanza de la estructura de esta cordillera con la del Amu-daria. En una y otra los sedimentos postjurásicos (desde la transgresión del cretáceo medio hacia arriba) quedan envueltos en el plegamiento, a pesar de su discordancia con los terrenos antiguos. En el Sir-daria hay cadenas intermedias arrumbadas al suroeste, entre el arco del Kara-tau, en el norte, y el del Alai-Nura-tau, en el sur; de igual modo que existen en las montañas del Amu-daria, entre el Alai-Nura-tau, en el norte, y el Hindu-kux en el sur. En ambos casos el río rodea esas estribaciones y recibe aguas de los valles longitudinales procedentes del nordeste. En Jodyent el río corta el extremo de uno de estos anticlinales, repitiendo la disposición del Amu-daria en Kelif. Al noroeste, en el valle del río Aryss, forman ángulo entrante las cordilleras intermedias con la principal (el Kara-tau), que corresponde al del Karsch.

Seguiremos la magistral descripción de Muschketow acerca de esas montañas y del conjunto de Fergana. Primero advertiremos la estructura arqueada que prevalece en el Tian-xan central (III, pág. 164). Los arcos son convexos hacia el sur, con una rama al OSO. o al suroeste, y la otra al ONO., noroeste y aún al NNO., que se reúnen y, al parecer, se cortan, motivando la peculiarísima disposición de las montañas que recuerdan móviles ondas o las tejas de un tejado. Inmediatamente puede advertirse que en su origen oriental, al sur del Gobi-Altai, el conjunto del Tian-xan es una estrecha cordillera cuneiforme, pero que hacia el oeste se ensancha en potente virgación. Sin embargo, las largas ramas de ésta son los brazos noroeste de los arcos.

Uno de los arcos rodea el lado meridional del lago Chatyr-kul. Partiendo del Suek-tau, su rama noroeste, la *cordillera de Fergana* sigue el lado oriental del valle de ese nombre; y luego corta la dirección del gran sistema del Alai. En el surco, entre ambas cordilleras, hay depósitos neo-zoicos, y el encuentro es tan violento, que en la orilla derecha del río Taldyk (al sureste de Osh), los conglomerados terciarios, a veces muy levantados, arrumban al noroeste, mientras que en la orilla izquierda se dirigen al ENE. <sup>77</sup>. De igual modo las estribaciones de la cordillera de Fergana conservan su rumbo noroeste más allá del Narin, y cerca de este río también encuentran pliegues con dirección nordeste. La cordillera al norte de Namangan, Chust y Jodyent obedece a la dirección suroeste, casi constante, que persiste hasta el Aryss, cerca de Chimkent, aunque a veces, por ejemplo, al norte de Namangan también se presenta la dirección opuesta o al sureste. Estas cordilleras, entre ellas los *montes Chatkal* (que terminan al norte de Jodyen) son los más importantes y se componen, en su mayor parte, de terrenos anteriores a los de las cordilleras de Bojara de dirección suroeste. También son más altas y pasan a an-

ticlinales cretáceos y terciarios, según se avanza hacia el oeste, especialmente cerca de Tashkent. En esta región de nuevo divergen los anticlinales dirigidos al suroeste. Y también observamos, sobre todo en el valle del Badan, cerca de Chimkent, y al sur de esta región, recurrencia algo inesperada del rumbo secundario al noroeste, que corta en zig-zag a los pliegues que se dirigen al suroeste, y hasta tal vez que se producen arcos convexos, como en la montaña de Monsar y en el Alym-tau, entre Chimkent y Tashken.

Asevera Muschketow que los pliegues arrumbados al sureste, o sea «los pliegues de Ferghana» son ligeramente convexos hacia el valle de ese nombre, mientras que los que se dirigen al suroeste pudieran ser ligeramente cóncavos. Sin duda, son así algunos de los espolones occidentales en los que, por tanto, es más marcada la semejanza con los pliegues de Bajara. Es posible que los principales que arrumban al suroeste, y tal vez también el propio Chatkal en sus partes septentrionales penetren en el Talaskü-Alatau con curva cóncava; pero no tenemos datos exactos, de modo que en la lámina V indicamos la unión con una línea de trazos.

Muschketow describió como «pliegues del Alai» aquellos grandes al suroeste del norte del Syr-daria, por ejemplo, el Chatkal. Aboga a favor de este criterio, la existencia de dos líneas tectónicas recientes que arrastran a la superficie las capas salíferas terciarias y que corresponden a anticlinales e indican la conexión del Alai con las cordilleras plegadas del norte.

Al oeste de Jodyent corta el Syr-daria al Mogol-tau, rama frontera de la parte meridional del Chatkal. Al sur de ese lugar, cerca de Nau, la primera de esas modernas líneas tectónicas destaca del borde septentrional del gran Alai, cruza oblicuamente el Syr-daria, sigue su orilla derecha donde forma la montaña de sal de Aka-Tsheku y se extiende hasta Chust en larga cadena de colinas. La segunda procede de Rishtan, se dirige al sureste y este de Margelan y Andidyan, y acaso se reúne con las estricciones de la cordillera de Ferghana en el Teke-bel.

Ya hemos dicho que cerca de Osh, entre la cordillera de Ferghana y el Alai, hay sedimentos cretáceos y terciarios, y también que las capas terciarias asoman en el paso o puerto de Taumurun, extremo oriental del valle del Alai. Podemos añadir que Muschketow ha encontrado capas terciarias y cretáceas a 3.500 metros de altitud a orillas del Kūgart, en Suek, valle de Tshir-tark, al oeste del Tohatyr-kul, y en las orillas de este mismo lago, y se persuadió de la continuidad e identidad entre los conglomerados terciarios que describió Stoliczka y los de Ferghana.

En el camino de Osh a Kashgar, por Gulcha e Irkstan (bajo del puerto de Taumurun) observó Futterer esos sedimentos más modernos, algunos tal vez cretáceos y el resto del terciario yesoso, y advirtió a la vez manifiesto contraste entre el rumbo meridiano del paleozoico y el predominante de levante a poniente de los terrenos neozoicos <sup>78</sup>.

Sin embargo, prescindiendo de detalles, debe considerarse demostrado que en aquellas partes del Tian-xan, al norte del Mustag-ata, existió comunicación marítima en los tiempos neozoicos entre la región Aralocás-pica y la del Yarkand. Los fósiles (*Gryphaea Esterhazyi*) prueban su existencia durante el depósito de la caliza basta inferior de la cuenca del Paris.

ESTRUCTURA DE LAS CORDILLERAS INTERMEDIAS.—La grande altitud de algunos depósitos terciarios que, además, se presentan muy trastornados, induce a suponer que aquella comunicación marina ocurrió por un estrecho definitivamente limitado. Por el contrario, podemos suponer con Muschketow que durante el depósito de las capas terciarias yesíferas las montañas fueron mucho menos altas, y que después el plegamiento rompió los sedimentos, los levantó o envolvió y, a la vez, cerró la comunicación. En realidad, se trata de un fondo marino comprimido tal como el que presentan, en mayor escala, algunas porciones del mar de Tetis, o del que son claro ejemplo las capas terciarias del norte de los Alpes Occidentales (valle del Ródano).

Mucho más difícil de comprender es la estructura de las encorvadas cadenas intermedias del Amu-darya y Syr-darya, cuya mutua correspondencia muestra al punto que el Hindu-kux pertenece en realidad al mismo sistema tectónico, y que el gran movimiento plegante se propagó, no sólo desde el Altai hasta el extremo noroeste del arco del Yarkand, sino más a poniente, en el Pamir y aún más hacia el sur; esta es nueva confirmación de dependencia del arco de Yarkand, en contraste con la oleada de los Altaides.

Uno de los rasgos más salientes de estas cadenas intermedias es la rápida disminución de altura de tantos poderosos anticlinales y el hecho de que, lo mismo en la cuenca del Amur que en la del Syr, divergen mutuamente en el borde noroeste, en cierto modo como las varillas de un abanico. Parece que en esa región los sinclinales no fueran complemento de los anticlinales.

*Los anticlinales libres tienden a prolongarse.*

Existen datos para suponer que ocurre así en la región que estudiamos. El Amu-darya y el Syr-darya, excepto su valle superior en las montañas, corren por el espacio que abandonó últimamente el mar o algún lago interior, y por los sedimentos que depositaron dichas aguas, que han desaparecido o se han reducido mucho. Esos ríos son los huéspedes más recientes de sus propias cuencas. Su curso por la superficie de los sedimentos, sin duda se desarrolló de consuno con la retirada del lago o del mar. Ahora, cada uno de los ríos corta el extremo suroccidental de una cadena intermedia. El viento y otros agentes han producido la abrasión de la superficie de los sedimentos horizontales y más modernos, pero no hasta el extremo de denudar el Cham-tag, que se alza a bastante altura en la orilla izquierda del



Amu-darya, frente a Kelif, ni la montaña de Shirin-Ferjhat, en la orilla izquierda del Syr-darya, por debajo de Jodyent.

Estas montañas son los extremos naturales de las dos cordilleras sur-occidentales más importantes entre las intermedias: en Kelif, la cordillera procedente de Derbent, y acaso de Jaszeti-Sultan; en Jodyent, el potente Tshatkal (Mogul-tau). *Es posible que el Jam-tag, frontero al Kelif, y el Shirin-Ferchat, al suroeste de Jodyent, nos den la medida de lo que se han prolongado esas dos cadenas intermedias, en dirección de sus ejes en los tiempos modernos* <sup>79</sup>.

En ambos casos las rápidas de los ríos señalan la conexión que aún existe entre esas alturas y sus ejes en la otra orilla del Amu-darya y del Syr-darya. Lo mismo puede decirse del extremo de los anticlinales terciarios más abajo de Kalif, que el río no corta por completo. Nada esclarece el problema de la prolongación en una dirección el considerar las dos líneas terciarias que cruzan el Syr-darya más arriba de Jodyent.

Mientras que estos hechos, juntamente con el plegamiento de las capas salíferas, revelan la existencia de movimientos modernos, no debe olvidarse que existen indicaciones de trastornos mucho más antiguos, sobre todo en las cordilleras principales. Ejemplo notable es la cordillera de Mangyshlak, donde la serie mesozoica, desde el jurásico para arriba, permanece discordante y con ligera ondulación sobre las filitas más antiguas intensamente plegadas. Pero no se trata tan sólo de que haya habido allí movimientos de distintas edades. La indudable interferencia de los pliegues arrumbados al nordeste y al noroeste muestra que no hubo sólo movimiento general e intenso de los arcos del Tian-xan, sino *que cada uno de los arcos principales* (cada segmento discoide o cada teja, pudiéramos decir) debió poseer todavía *cierto grado de movimiento independiente*, que, según particulares circunstancias, ha hallado expresión temporal y producido interferencia por medio de la formación de pliegues accesorios más modernos. En la región del Amu-darya no se conocen interferencias de esta clase. En la del Syr-darya, o al menos en su parte occidental, los pliegues arrumbados al noroeste son más modernos y secundarios. Sin embargo, debe advertirse que esos pliegues más recientes al noroeste siguen casi la dirección de la cordillera principal, el Kara-tau, mientras que los pliegues al nordeste, más intensos, siguen muy de cerca la del Alai; en otras palabras, los dos sistemas de pliegues presentan la dirección de los arcos principales, pero la noroeste corresponde a la mitad occidental de estos arcos y la nordeste a la oriental. *Por tanto, la interferencia no se debe a influencias exteriores, sino que corresponde al desarrollo continuo de los arcos principales*, acaso también a ligera desviación del vértice de curvatura, y acaso tan sólo a cierta adaptación y compensación posteriores. El Hindu-kux alcanza sus mayores dimensiones no en el centro de este arco, sino hacia su extremo oriental; la intensidad de la formación oro-

génica, sin duda disminuye hacia el oeste, y el extremo occidental de la cordillera se resuelve en ramas distintas, lo que tal vez obedezca al hecho de que pertenece a los Altaides. Lo mismo ocurre con las cadenas intermedias que tienen mayor desarrollo hacia el este y mueren hacia el oeste. En el Syr-darya, donde Muschketow señaló las cadenas intermedias como ramas del Alai, y donde se presentan las dos líneas terciarias de unión, deben considerarse *mitades orientales de los arcos del Gian-xan*, que allí corresponden en dirección con el Alai. Pero hacia el borde occidental (Monsar) y acaso también en el norte, hacia el Talas Alatau se alzan arcos convexos al noroeste, que divergen del Tian-xan. Ya hemos dicho que Muschketow se inclinaba a asignar cierta intensidad de curvatura en la misma dirección general a esas cadenas intermedias, lo que se opone a la análoga dirección en las principales. Y, por otra parte, supone creciente semejanza con la particularísima dirección de las cadenas intermedias del Amu-daria, y la larga línea de Muk-su-Wachsh. Estas, según sabemos, comienzan en el Pamir con rumbo de levante a poniente; describen un arco tan fuerte al noroeste, que hacia Kelif se hace casi perpendicular a la dirección de las estribaciones del Hindu-kux, y hasta que alcanza el anticlinal terciario más distante y occidental por debajo de Felisidan-tau no se hace notable cierto paralelismo.

De nuevo hemos de fijarnos en la prolongación de los arcos. Hay dos clases de pliegues que se distinguen netamente. Los más largos que hemos llamado cordilleras principales, avanzan al ONO. o NNO., más allá de los otros y forman la virgación; pero a la vez vemos en el caso del Hindu-kux de qué modo el extremo occidental debilitado alcanza, pudiéramos decir, la orilla opuesta, y luego forma la cuerda del arco del sur del Caspio. De análogo modo, aunque en menor escala, las cordilleras del Indo subtienden el arco de Sewestan. El límite sólo se marca hacia la concavidad menor y occidental del Iran. Parece que los Altaides se abisman en la gran concavidad del este.

A menudo se ha comparado con una cadena suspendida por sus extremos, al Danubio, que se abre camino hacia la derecha y sigue barrancos ríscosos entre los que desarrolla sus meandros; pues la misma imagen puede servir para el Hindu-kux, pero como comparación, no como explicación. Como comparación puede aplicarse mejor a las cadenas intermedias del Amu-darya, donde notamos que al principio la fuerza plegante actuaba en el este con grande intensidad y en dirección normal, pero que luego disminuía, mientras aumentaban los anticlinales durante una fase determinada, que indicaba la posición del arco de rodilla; lo que dió libertad a los anticlinales para adoptar dirección divergente al SSO. y suroeste. Siguiendo la comparación diremos que las partes más modernas y occidentales de las cadenas intermedias cuelgan libremente, por ejemplo, la situada entre las Puertas de Hierro y Kelif.

Apenas es necesario, después de lo dicho, describir de nuevo las partes más septentrionales de la virgación. Hemos visto que los pliegues «perdidos» al sur del Baljash resultan de desarrollo predominante, ya del segmento oriental, ya del occidental de uno de los arcos imbricados; el ángulo entrante de Kara-tash, en el lado meridional del Utsh-kara, es repetición de lo que ocurre en el valle alto del Aryss y del Karsh. Determinan la fosa del Ebi-nor líneas disyuntivas paralelas al segmento occidental de uno de estos arcos que interceptan el oriental de otro en el Alatau de Zungaria.

El Hindu-kux, la más meridional de las ramas, corta la dirección del Safed-koh, se acerca mucho a la dirección del arco exterior de Iran, pero cruza el meridional del Caspio. Los arcos iraníes presentan, lo mismo al este que al oeste, marcada intensidad de plegamiento, cual lo muestra el que afloren terrenos antiguos, mientras que en el centro se ven sedimentos más modernos. El Hindu-kux, con las cadenas intermedias y la parte meridional de la virgación, evidencia poderosos movimientos tan sólo en el este; al oeste es muy marcado el decrecimiento de la intensidad.

Las ramas septentrionales del Tian-xan se desarrollan hasta su encuentro con la cordillera de Kaxgar y el Mustag-ata en el norte. Luego los pliegues descienden en el lado occidental del arco de Yarkand, como los del Nan-xan en el lado oriental de este mismo arco. La región de este descenso en el lado occidental tiene más relación con la sintaxis meridiana de orillas del Jelan, de lo que hasta ahora se había supuesto (I, pág. 451).

EL ACTUAL CONTINENTE DE ASIA.—Hemos llegado al final de nuestro análisis del oriente de Eurasia. En seguida veremos que el plegamiento asiático llega a Europa, no meramente según la línea Kopet-dagh-Balkan-Cáucaso, sino que, en sentido más amplio, desde el océano Ártico hasta el Mediterráneo no hay límite natural entre la Eurasia oriental y la occidental. A pesar de esta indivisibilidad tectónica, el continente de Asia constituye unidad tan vasta, especialmente en sus relaciones con toda clase de vida orgánica, que conviene dirigir una mirada a su actual estado.

Grandes maestros lo han intentado ya: Alejandro de Humboldt, partiendo de las montañas; Fernando von Richthofen, desde las llanuras; Muschketow, con especial referencia a la reciente comunicación, entre el mar turánico (Aralo-Cáspico) y la región de Yarkand.

Las observaciones que hoy poseemos nos permiten introducir el elemento histórico en grado algo mayor.

Ante todo vemos que las regiones antiguas poseen sistemas fluviales bien desarrollados y libre desagüe al mar.

Esto es cierto, lo mismo respecto del continente de Gondwana, en la península del Indostan, que para el territorio Siniano y la parte más antigua del continente de Angara, desde la cabecera del Selenga al Mar Ártico. En esas antiguas regiones los grandes ríos siempre proceden de

las montañas donde la acción de sus aguas ensancha las cuencas, como ha demostrado R. D. Oldham al discutir el abrupto lado meridional de los puertos himalayos<sup>80</sup>.

Los conceptos de «central» y «periférico», tales como los formuló Ritchthofen en el caso de Asia, pueden representarse por dos símbolos: la sal y el carbón. La sal, como el yeso, indica falta de desagüe o posición central; el carbón, cuando se ha formado, cual ocurre en Asia, en extensas cuencas de agua dulce, revela el desagüe libre, sin el cual ninguna acumulación de agua puede mantener largo tiempo su composición primera.

En el fragmento índico del continente de Gondwana no hay depósitos salinos fuera de la cordillera de la Sal, donde se formaron a principios de la era paleozoica. Por lo menos, desde la época del Gondwana inferior han predominado en la península los depósitos de agua dulce. Los grandes hundimientos que cortan el país los han dejado sin trastornos. Las transgresiones mesozoicas se limitan a los márgenes de la península, y los sistemas fluviales deben haber estado en desarrollo continuo, si bien sujetos a frecuentes modificaciones desde el tiempo de la *Glossopteris Browniana* hasta nuestros días.

Lo mismo ocurre en el centro del continente de Angara. Se ha creído que los depósitos de sal del Vilyui pertenecían al siluriano inferior; los de Minuzinsk pertenecen al devoniano superior, tal vez al Culm, y son los últimos que existen en esta región. Desde la época en que florecieron los últimos lepidodendros, llamada en aquella región edad de la flora tungusa, y probablemente casi idéntica a la del Gondwana inferior, no se ha depositado sal en la parte oriental de la plataforma siluriana o en la antigua cumbre general asiática, sino carbón en abundancia y sedimentos de agua dulce. Las transgresiones mesozoicas del extremo norte no producen trastorno permanente de estas condiciones. Sabemos que el Obi, que corre por sedimentos modernos, es río también moderno; pero las condiciones que determinan el desarrollo del sistema fluvial se remontan a un pasado tan antiguo en el caso de Siberia y del norte de Mongolia como en la península del Indostán. Por esta razón escasean las rápidas en los ríos, excepto cuando se deben a lavas basálticas, cual ocurre en el Angara. Tales hechos concuerdan con la hipótesis de que el Selenga y el Angara sean partes del mismo río, y el lago Baikal posterior a ambos.

En esencia, no es distinto lo que se advierte en el este, aun allí donde el Amur cruza al Pequeño Gangan. No hay duda que haya plegamiento relativamente moderno; pero sabemos que sólo a parte muy pequeña de las llanuras del Amur han llegado las transgresiones árticas, y que, además, ocupan esas llanuras y las de Manchuria depósitos de agua dulce que datan, al menos, de la época del *Asplenium Whitbyense*, y que llegan a la actual orilla del mar. Iwanow describe capas terciarias con lignito, en manchas aisladas, desde el lago Janka, con rumbo SSO., hasta el Océano,

que se presentan a una altitud (466 metros), que excede a la de la actual divisoria <sup>81</sup>. También en las islas del Japón depósitos de agua dulce interrumpen la serie mesozoica.

De modo que, lo mismo al este que al oeste, la erosión debió ser activa durante mucho tiempo.

*Las antiguas moles continentales conservan caracteres de regiones periféricas.* El carbón es más moderno que la sal. Pero las capas con restos vegetales de la serie de Angara se extienden también por regiones hoy incomunicadas con el mar. Yacimientos de esa índole llegan a la orilla norte del Tetis; por ejemplo, en el borde meridional de la cuenca de Yarkand y en la región turánica, cual en el Syrdarya. Estos territorios fueron periféricos, pero no puede probarse siempre si desaguan en el Tetis; actualmente son regiones centrales. *Hemos penetrado en regiones donde la sal es más moderna que el carbón.*

Dos acontecimientos han ejercido profunda influencia en la historia de los continentes actuales: el desarrollo de los largos pliegues de los Altai y la renovada invasión del mar en el oeste. El último ha dado historia propia al oeste, la más importante de las «regiones de transición» de Richthofen.

El Tetis, cruzando Turania y partes del Iran, alcanzó extenso desarrollo hacia el oeste. Comenzó con oscilaciones durante el lías, creció hacia la mitad del jurásico medio, a tales dimensiones, que una rama que seguía el lado occidental de los Urales penetró en la región del actual Mar Artico, que así quedó unido con el Indico por una comunicación que cruzaba Eurasia. La transgresión del cretáceo medio penetró profundamente en la comarca del Tian-xan. Por el Hindu-kush occidental existía comunicación con el Iran. Durante el eoceno el mismo mar se extendió aún por la cuenca del Yarkand Darya, y en la época oligocena hubo depósitos marinos a lo largo del lado este de los Urales, que alcanzaban el extremo norte por el estrecho de Turgai. En aquel tiempo era periférico el oeste en todo lo que no cubría el mar. Luego aquel mar quedó separado del océano y se evaporó.

Apenas es posible determinar en qué fecha comenzó el gran período de formación salífera. Duró hasta la deposición del Schlier y el comienzo del segundo piso mediterráneo, y en aquel tiempo una capa de agua salada, inferior al nivel normal del mar, se extendía desde el Danubio medio a levante, tal vez hasta Garm y Pandsh, y acaso hasta el Rang-kul, en el Pamir y al puerto de Baroghil. Luego, de nuevo, se notan signos de comunicación con el océano. Uno de los primeros es el hallazgo en la península de Karsch del *Pecten denudatus*, que llegó durante el período de formación de la sal o inmediatamente antes. Testimonio más fuerte es la existencia de las capas con Spaniodon en las orillas del Karabagh, que pertenecen al segundo piso mediterráneo, y sobre todo, los

lechos sarmáticos del Ust-Urt. Luego cesó la comunicación, y ya no se ha reanudado.

En el centro y levante de Asia no hay formaciones salinas, por lo menos de la naturaleza a que nos referimos ahora. Los depósitos de yeso y de sal del Gobi no se han producido por aislamiento de porciones de un océano, sino por evaporación de superficies limitadas de agua dulce que alimentaba el desagüe continental. Los restos de mamíferos descubiertos hasta ahora en esos depósitos indican, principalmente, relación con la fauna de Siwalik, esto es, el período posterior al piso sarmático, y, por tanto, al de la gran formación salina del oeste. Pero tampoco en este caso sabemos en qué fecha comenzaron tales depósitos. Todos los salinos del Gobi ocupan territorios que limitan arcos montañosos. En el este, el desarrollo de los Altaides ha desempeñado la parte principal, mientras que en el oeste fueron factores determinantes la transgresión del mar y la clausura de sus comunicaciones en algún lugar remoto, probable resultado de movimientos tectónicos.

En muchos casos, hablando en general, ha sido muy distinta la confluencia de los arcos montañosos. Los del Himalaya están cortados por varios valles transversales. En cambio, es continuo el arco marginal del Iran, inmediato al anterior. Aunque debiera haber causa profunda para este contraste, no insistiremos ahora acerca de ello, pues son fáciles las objeciones, tales como la diferencia de clima, y en el caso del Iran, la gran antigüedad de las altas cordilleras nevadas <sup>82</sup>.

En la estructura e historia de Asia distinguiremos, pues, los siguientes elementos sucesivos: primero, la Antigua Cumbre general primitiva y la plataforma cambriana; la mole siniana, que abarca de Ordos a Corea, y el fragmento índico del continente de Gondwana; después, el arco de Yarkand; por último, la cumbre general más moderna, con los Altaides, que al este y al oeste entroncan en el arco de Yarkand; en el este, hasta la virgación de las Filipinas y el mar de Banda, y al oeste, abriéndose en la virgación del Tian-xan y penetrando en Europa; en el sureste, penetran y se confunden con el arco birmánico, y en el suroeste se relacionan estrechamente con el arco iranio. Entre las dos regiones que separa el pilar de la India, como continuación del arco de Yarkand, se yergue el Himalaya.

Aparte de los terrenos precambianos y corridas volcánicas o tobas, los mantos estratificados que componen esa estructura son de cuatro clases: (1) formaciones marinas normales; (2) productos de evaporación debida al aislamiento de porciones del mar (sal de la cordillera de la Sal, el Vil-yui, Minuzinsk, Iran y Turania); (3) transgresiones límnicas (II, pág. 252), que corresponden a los grandes mantos de agua dulce (Culm en el Tannu-ola, cuencas carboníferas de Kusnetz, serie de Angara alrededor del Angara, el Tunguska Pétreo en las llanuras del Amur y Manchuria, lignitos

terciarios de Siberia oriental y occidental, etc.); (4) formaciones desérticas. Los depósitos de Gobi con su color rojo, las acumulaciones del Bel, las formaciones locales de sal y yeso, dan excelente asunto para estudio del Rothliegende en Europa.

Los contornos de los mares transgresivos se adaptan a la configuración de la superficie, a la que afectan la formación orogénica, la denudación general, disposición de los valles fluviales y otras circunstancias. El perímetro de las transgresiones límnicas queda determinado análogamente, pero no los de los depósitos desérticos, que dependen de muy diversas condiciones, pues son más independientes del relieve. En las antiguas moles continentales, los perímetros determinados de las costas de la tierra firme, cuando se deben a hundimiento bajo el mar, son ajenos a la dirección de los pliegues, como muestra el perímetro de la península del Indostán. En montañas más modernas los hundimientos adoptan a menudo la fractura y se adaptan con frecuencia a las líneas disyuntivas longitudinales, como muestran el mar de Ojotsk y el Sijota-alin.

Prescindimos del actual continente de la Tierra de Taimyr y del arco de Verjoiansk.

## Notas del capítulo VII: El arco de Yarkand, el Iran y Turania.

<sup>1</sup> K. Bogdanowitsch, *El Noroeste del Tibet, el Kuen-lun y Kachgari*, r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXVII, 1891, páginas 480-504, y dos mapas); *Investigaciones geológicas en el Turkestan Oriental*, r. (Trabajos de la Expedición al Tibet dirigida por M. V. Pievtsov, tomo II). Publicada por la Sociedad Rusa de Geografía, in-4.º, VIII, 167 páginas, ocho mapas y cinco láminas de cortes, Petersburgo, 1892; *Notas sobre el Kuen-lun*, r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geografía, XXX, 1894, páginas 374-400); *Einige Bemerkungen über das System des Kwenlun* (Mittheil. k.k. Geogr., Ges. Viena, XXXVIII, 1895, páginas 497-526, y mapa). Véase también G. Wegener, *Versuch einer Orographie des Kwenlun*, Inaug.-Diss. Marburg (Zeitschr. Ges. für Erdkunde, Berlin, XXVI, 1891, páginas 191-296, y láminas 5-6; mapa), y *Die Entschliessung der unbekanntesten Teile von Tibet und die tibetische Centralkette* (v. Richthofen-Festschrift, in-8.º, Berlin, 1893, páginas 385-418); K. Futterer, *Die allgemeinen geologischen Ergebnisse der neueren Forschungen in Zentral-Asien und China* (Pertermanns Mittheil., Ergänzungsheft Nr. 119, 1896, 60 páginas, láminas 1-2; mapa y cortes; particularmente páginas 6 y siguientes).

<sup>2</sup> *Beiträge zur Stratigraphie Central-Asiens auf Grund der Aufsammlungen von F. Stoliczka und K. Bogdanowitsch* (Denkschr. k. Akad. Viena, Math.-Naturw. Cl., LXI, 1894, páginas 431-465); F. Frech, *Ibid.*, páginas 445 y siguientes).

<sup>3</sup> Memoria citada, pág. 452.

<sup>4</sup> Frech, *Beiträge zur Stratigraphie Central-Asiens*, pág. 454; C. Diener, *Himalayan Fossils: Permian Fossils of the Productus-Shales of Kumaon and Gurhwal* (Paleontologia Indica, serie XV, vol. I, parte 4.ª, páginas 31-54).

<sup>5</sup> Bogdanowitsch, en Pievtsov, II, páginas 59 y siguientes.

<sup>6</sup> Bogdanowitsch, en Pievtsov, lám. II, fig. 4.

<sup>7</sup> *Beiträge zur Stratigraphie Central-Asiens*, pág. 458; Mojsisovics, Permiano con *Xenodiscus* de Woabjilga; pág. 462; Uhlig, Calloviense del alto Karakach. Además, el triás está representado en el Karakorun por Heterastridies; se han hallado Belemnites en ese collado.

<sup>8</sup> Bogdanowitsch, en Pievtsov, II, pág. 83; véase en particular el mapa B. Bolun y Tajta-Korum colocados en plena región montañesa, del lado del Mustagh.

<sup>9</sup> D. Ivanov, *Viaje al Pamir*, r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XX, 1884, página 44).

<sup>10</sup> Tal interpretación dió, si no para el Kuen-lun occidental, al menos para el Mustagh-Ata (la cadena llamada generalmente Kyzyl-Yart), Richthofen, *China*, I, 1877, mapa frente a la pág. 272. El mapa del Pamir de Lord Curzon (Geogr. Journ., VIII, 1896, página 96) indica claramente la posición de dichas localidades; la independencia y la diferente constitución del Tagdumbach Pamir sobre las cuales insiste el autor (pág. 33 del mismo vol.), resultan de las particularidades de estructura que acaban de ser descritas. Para la altitud del Monte Godwin-Austen, *Ibid.*, pág. 431.

<sup>11</sup> Sven Hedin, *Forschungen über die physische Geographie des Hochlandes von Pamir im Frühjahr 1894* (Zeitschr. Ges. für Erdkunde, Berlin, XXIX, 1894, páginas 289-346, láminas 8-12; mapas). *Die Gletscher des Mus-tag-ata* (*Ibid.*, XXX, 1895, páginas 94-134,



láminas 5-6; mapas), y *Der kleine Kara-kul und Bassik-kul* (Petermanns Mittheil., LXI, 1895, páginas 87-92, y mapa).

<sup>12</sup> C. L. Griesbach, *Geology of the Central Himalayas* (Mem. Geol. Survey of India, XXIII, 1891, 232 páginas, dos mapas. 27 láminas). Para las cuestiones generales de este género, véase, por ejemplo, R. D. Oldham, *Essays in Theoretical Geology*, 3. *The Age and Origin of the Himalayas* (Geol. Mag., Dec. 3. VIII, 1891, páginas 8 y 70), y C. A. Mc Mahon, *The Geological History of the Himalayas* (Proc. Geologists' Assoc., XIV, 1895, páginas 80-96).

<sup>13</sup> C. L. Griesbach, *Notes on the Central Himalayas* (Records Geol. Survey of India, XXVI, 1893, páginas 19-25, mapa y láminas 1-2); C. Diener, *Ergebnisse einer geologischen Expedition in den Central-Himalaya von Johar, Hundes, und Paikkhanda* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena, Math.-naturw. CL., LXII, 1895, páginas 533-607, y láminas I-VIII), y *Notes on the Geological Structure of the Chitichun Region* (Mem. Geol. Survey of India, XXVIII, parte 1.ª, 1898, páginas 1-27).

<sup>14</sup> A. vom Krafft, *Stratigraphical Notes on the Mesozoic Rocks of Spiti* (General Report Geol. Survey of India for 1899-1900, pág. 204).

<sup>15</sup> T. D. La Touche, *Re discovery of Nummulites in Zānskār* (Records Geol. Survey of India, XXI, 1888, páginas 160-162, una lámina); Singhela está hacia los 38° 58' de latitud norte y los 76° 58' de longitud este.

<sup>16</sup> C. S. Middlemiss, *Physical Geology of West British Garhwal* (Records Geol. Survey of India, XX, 1887, páginas 26-40, dos mapas y una lámina), y *Crystalline and Metamorphic Rocks of the Lower Himalaya, Garhwal and Kumaun*, Sección 1.ª (Ibid., páginas 134-143, un mapa y una lám.): «A quaquaversal thrust plane round the Kalogarhi centre, in post-nummulitic times» (pág. 142).

<sup>17</sup> C. J. Griesbach, *The Geology of the Saféd Kóh* (Records Geol. Survey of India XXV, 1892, páginas 59-109, y dos láminas cortes). Véase para esto LA FAZ DE LA TIERRA, I, lám. IV, pág. 427.

<sup>18</sup> C. Middlemiss, *The Geology of Hazára and the Black Mountain* (Mem. Geol. Survey of India, XXVI, 1896, 302 páginas, mapa y lámina II).

<sup>19</sup> A. B. Wynne, *The Trans-Indus Salt Region in the Kohat District* (Mem. Geol. Survey of India, parte 2.ª, XI, 1875, páginas 101-226, mapa y nueve láminas); *Note on the Tertiary Zone and underlying rocks in the North-West Panjáb* (Records Geol. Survey of India, X, 1877, páginas 107-132, mapa y una lám.), y *A geological Reconnaissance from the Indus at Kushalgarh to the Kurram at Thal on the Afghan Frontier* (Ibid., XII, 1879, páginas 100-114, y mapa); W. Waagen, corte del río Kabul a Kalabagh por Khushialgurh (in: *Salt Range Fossils*, vol. IV, parte 1.ª; Paleontología Indica, serie XIII, 1889, páginas 13 y siguientes). T. H. Holdich dió un mapa de la parte oriental del Saféd Kóh hasta el meridiano de Kohat: *Tirah* (Geogr., XII, 1898, páginas 337-361).

<sup>20</sup> H. H. Hayden, *On the Geokogy of Tarah and the Bazar Valley* (Mem. Geol. Survey of India, XXVIII, parte 1.ª, 1898, páginas 96-117, y láminas V-VI).

<sup>21</sup> Waagen, *Salt Range Fossils*, IV, páginas 28-32.

<sup>22</sup> F. H. Smith, *On the Geology of the Tóchi Valley* (Records Geol. Survey of India, XXVIII, 1895, páginas 106-110, y lám. 3; cortes); H. H. Hayden, *On Some Igneous Rocks from the Tóchi Valley* (Ibid., XXIX, 1896, páginas 63-69).

<sup>23</sup> T. D. La Touche, *Geology of the Sherani Hills* (Records Geol. Survey of India, XXVI, 1893, páginas 77-96, mapa y cinco láminas). Esta memoria contiene (pág. 93) algunas notas interesantes sobre el frunce del Norte.

<sup>24</sup> R. D. Oldham, *Report on the Geology and Economic Resources of the Country adjoinin the Sind-Pishin Railway between Sharigh and Spintangi* (Records Geol. Survey of India, XXIII, 1890, páginas 93-110, y mapa), y *Report on the Geology of Thal Chotiali and part of the Mari Country* (Ibid., XXV, 1892, páginas 18-29, mapa y cinco láminas);

C. L. Griesbach, *On the Geology of the Country between the Chappar Rift and Harnai in Baluchistan* (Ibid., XXVI, 1893, páginas 113-147, mapa y tres láminas).

<sup>25</sup> F. Noetling, *The Fauna of the Kellaways of Mazar* (Paleontología Indica, serie XVI, Beluchistan, vol. I, parte 1.ª, 1895, 22 páginas y 13 láminas), y *Preliminary Report on the Western Mari Hills and Zhob Valley* (General Report Geol. Survey of India for 1898-99, páginas 50-63).

<sup>26</sup> *Didymites afghanicus*; Edm. v. Mojsisovics, *Beiträge zur Kenntniss obertriadischen Cephalopoden-Faunen des Himalaya* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena. Math.-naturw. CL., LXIII, 1896, pág. 611). La muestra fué enviada por M. Griesbach.

<sup>27</sup> C. L. Griesbach, *Men. Geol. Survey of India*, XCIII, parte 1.ª, 1881, en particular páginas 4-9.

<sup>28</sup> E. Vredenburg, *Baluchistan Desert* (General Report Geol. Survey of India, 1898-99, páginas 63-68, y 1899-1900, páginas 50-52). Los mapas de T. H. Holdich representan estos pliegues en conjunto, *The Perso-Baluch Boundary* (Geogr. Journ., IX, 1897, páginas 416-422), y *An Orographic Map of Afghanistan and Baluchistan* (Ibid., XVI, 1900, páginas 527-531).

<sup>29</sup> A. H. Mc Mahon, *The Southern Borderlands of Afghanistan* (Geogr. Journ., IX, 1897, páginas 393-415); C. A. and A. H. Mc Mahon, *Notes on some Volcanic and other Rocks, which occur near the Baluchistan-Afghan Frontier, between Chaman and Persia* (Quart. Journ. Geol. Soc. LIII, 1897, páginas 289-309, y mapa); Th. H. Holland, *An Account of the Geological Specimens collected by the Afghan-Baluch Boundary Comission of 1896* (Records Geol. Survey of India, XXX, 1897, páginas 125-129, y lám. XV, mapa; véase también páginas 252-253 del mismo vol.).

<sup>30</sup> C. L. Griesbach, *Notes on the Earthquake in Baluchistan on the 20 th December, 1892* (Records Geol. Survey of India, XXVI, 1893, páginas 57-61, y tres láminas).

<sup>31</sup> P. Molesworth Sykes, *Recent Journeys in Persia* (Geogr. Journ. X, 1897, páginas 568-597); véase también su nota, Quart. Journ. Geol. Soc., LIII, 1897, páginas 292-293; E. Vredenburg da algunos detalles sobre los volcanes recientes (General Reports Geol. Survey of Indian, for 1898-99, pág. 67).

<sup>32</sup> A. F. Stahl, *Reisen in Nord-und Central-Persien* (Petermanns Mittheil., *Ergänzungsheft* Nr. 118, 1895, 39 páginas y tres mapas), y *Zur Geologie von Persien; Geognostische Beschreibung von Nord-und Zentral-Persien* (Ibid., *Ergänzungsheft* Nr. 122, 1897, 72 páginas, tres mapas y una lám. de cortes).

<sup>33</sup> Véase un buen cálculo en Frid Krasser, *Ueber die fossile Flora der rhätischen Schichten Persiens* (Sitzungsber k. Akad. Wiss. Viena, C., 1891, Abth I, páginas 413-432); para la extensión de estos depósitos véase el mapa de Pompeckj, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XLIX, 1897, pág. 828).

<sup>34</sup> A. F. Sthal, *Mem. citada*, páginas 63 y 68.

<sup>35</sup> A. Rodler, *Bericht über eine geologische Reise im westlichen Persien* (Sitzungsber k. Akad. Wiss. Viena, XCVIII, 1889, Abth. I, páginas 28-39), y *Brief aus Sultanabad* (Anzeiger k. Akad. Wiss. Viena, 18 octubre 1888); H. A. Sawyer dió un mapa del país de Bakhtyaris, sobre el cual aparece claramente la tendencia de todas estas cadenas a orientarse a N.W. *The Bakhtari Mountains und Upper Elam* (Geogr. Journ. IV, 1894, páginas 481-505). En esta memoria se indica también la existencia del granito en un volcán reciente.

<sup>36</sup> Fr. Frech, und G. v. Arthaber, *Ueber das Paläozoicum in Hocharmenien und Persien, mit einem Anhang über die Kreide von Sirab in Persien* (Waagen und Arthaber's Mittheil. Palaon. Inst. Universit. Viena, XII, 1900, páginas 157-308), láminas XV-XXII, y mapa geológico).

<sup>37</sup> A. F. Stahl, Petermanns Mittheil., *Ergänzungsheft* Nr. 122, 1897; en particular páginas 19-42, y corte VII.

<sup>38</sup> Hj. Sjögren, *Om bildningen af Kaspiska hafvets bäcken* (Geol. Fören. i Estokolmo Förhandl., X, 1888, páginas 49-74).

<sup>39</sup> J. Valentin, *Bericht über meine Reise nach Tiflis un die Theilnahme an der Radeschen Expedition in der Karabagh-Gau, Sommer 1890* (Bericht Senckenberg. Naturf. Gess., Frankfurt a. M., 1891, páginas 159-239, láminas I-II, mapa y cortes; en particular pág. 197). Para los grandes volcanes vecinos, véase también H. Sjögren, *Beitrag zur Geologie des Berges Sawelan im nördlichen Persien* (Verhandl. Russisch-k. Mineralog. Ges., 2.<sup>a</sup> serie, XXIV, 1888, páginas 36-66).

<sup>40</sup> I. V. Muschketov, *Sumario de la constitución geológica del territorio transcaspiano* (Verhandl. Russisch-k. Mineralog. Ges., 2.<sup>a</sup> serie, XXVIII, 1891, páginas 391-429, y mapa geológico).

<sup>41</sup> G. N. Curzon, *The Pamir and the Source of the Oxus* (Geogr. Journ. VIII, 1896, páginas 15-54, 97-119, 239-264, y mapa).

<sup>42</sup> W. T. Blanford, *Scientific Results of the Second Yarkand Mission; based upon the Collections and Notes of the late F. Stoliczka. Geology*. In-4.<sup>o</sup>, Calcuta, 1878, páginas 38 y siguientes.

<sup>43</sup> C. L. Griesbach, *Field-Notes from Afghanistan (núm. 4), from Turkistan to India* (Records Geol. Survey of India, XX, 1887, páginas 17-26).

<sup>44</sup> P. B. Lord, *Some account of a visit to the plain of Koh-i-Damán, the mining district of Ghorband, and the Pass of Hindu Kúsh* (Journ. Asiatic Soc. Bengala, VII, parte 1.<sup>a</sup>, 1838, páginas 521-537; en particular páginas 525-529).

<sup>45</sup> Véase en particular *Field-Notes from Afghanistan*, núm. 3 (Records Geol. Survey of India, XIX, 1886, páginas 235 y siguientes), y núm. 5, *to accompany a Geological Sketch Map of Afghanistan and North-Eastern Khorassan* (Ibid., XX, 1887, páginas 93-103, y mapa).

<sup>46</sup> C. L. Griesbach, *Afghan and Persian Field-Notes* (Records Geol. Survey of India, XIX, 1886, páginas 50 y siguientes).

<sup>47</sup> C. L. Griesbach, *Afghan and Persian Field-Notes*, pág. 64.

<sup>48</sup> Para la nomenclatura de esta cadena me atendré al aviso que, después de la publicación del tomo I de esta obra, recibí de M. Griesbach en carta fechada en Camp Shadian, al sur de Balk, el 3 de agosto de 1886. He aquí su contenido: «El nombre clásico de *Paropamis* no se aplica hoy ya. Herodoto comprendía bajo esta denominación todo el territorio montañoso situado entre Persia y Ghazni. Por motivos desconocidos, algunos de nuestros cartógrafos de la India dieron este nombre de Paropamis a la cadena que separa el valle de Hérat de Badghiz. A falta de un nombre mejor, conservé provisionalmente esta denominación en las notas de viaje que publiqué hasta ahora, pero que sin duda acabará por desaparecer completamente de nuestros mapas. Los habitantes del valle de Hérat no tienen nombre de conjunto para designar estas montañas, cuyo tronco principal lleva hace mucho tiempo el nombre de *Band-i-Baba*. Los turcomanos de Padjdeh dan el nombre de *Barjat-Dagh* a toda la cadena, y los rusos adoptaron este nombre para sus mapas. Si se tiende a conservar el antiguo nombre de Paropamis a una de estas cadenas, la solución más conveniente sería aplicarlo a la divisoria de aguas del Afganistán, a menos que no tenga ya nombre más apropiado. Pero el pequeño anticlinal que muere en Sarakhs no tiene ningún título para llevar este nombre venerable.»

<sup>49</sup> C. L. Griesbach, *Afghan and Persian Field-Notes*, páginas 56-58.

<sup>50</sup> A. Houtum Schindler, *The Turquoise Mines of Nishâpûr Khorassan* (Records Geol. Survey of India, XVII, 1884, páginas 132-142), y *Die Genend zwischen Sabzwâr und Meschhed in Persien* (Järb. k.k. Geol. Riechsanst., XXXVI, 1886, páginas 304-314); K. Bogdanowitsch, *Manifesto preliminar acerca de las investigaciones oro-geológicas en la parte montañosa de la región Transcaspiana y de las provincias boreales de Persia*, r. f. (Bull. Comité Geol. San Petersburgo, VI, 1887, páginas 66-104, una lámina de cortes; en

Radde se encuentra una traducción alemana de los principales pasajes relativos al Kopet-Dagh. *Wissenschaftliche Ergebnisse der im Jahre 1886 Allerhöchst befohlenen Expedition nach Transkaspien und Nord-Chorassan*, Petermanns Mittheil., Ergänzungsheft núm. 126, 1898, páginas 5-7). Véase también C. Bogdanowitsch, *Notas sobre la Geología del Asia Central*, r. f. (Verhandl. Russisch-k. Mineralog. Ges., 2.<sup>a</sup> serie, XXVI, 1889, páginas 1-192), y *Aplicación de la hipótesis del deslizamiento (Reyer) a las dislocaciones del territorio transcaspiano* (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXI, 1895, páginas 27-35); Muchkétov, *Sumario*, etc.

<sup>51</sup> Muschketov, *Sumario de la constitución geológica del territorio transcaspiano*, páginas 423-424.

<sup>52</sup> No he llegado a formar idea clara de la estructura del Gran Bogdo; los datos existentes indican direcciones de plegamientos muy diversos; es probable que las condiciones en el conjunto sean muy complicadas. La línea que une el Gran y el Pequeño Bogdo se orientan al NNE.; quizá un cierto número de pliegues aberrantes son debidos a los hundimientos del yeso. Tschernyschew mostró la circunstancia singular de que una parte de esos yesos tiene encima sedimentos jurásicos o infracretáceos. Entre los trabajos relativos a este objeto se pueden citar: J. B. Auerbach, *Das Bogdogebirge* (publicado por Trautschold, Zapiski, Soc. Imp. Rusa de Geogr., IV, 1871, páginas 1-81), y Th. Tschernyschew, *Einige Angaben über den geologischen Bau der Steppe von Astrachan* (Bull. Comité Geol., VII, 1888, páginas 221-232). El Gran Bogdo está situado entre los 46° 51' 52" de longitud este; el Pequeño Bogdo en los 47° 4' 30"; Tschaptahatchi en los 47° 55' 28" 5, y Bistchocho en los 48° 47' 3'.

<sup>53</sup> N. Andrussov, *Ein kurzer Bericht über die im Jahre 1887 im transkaspischen Gebiet ausgeführten geologischen Untersuchungen* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXXVIII, 1888, páginas 265-280); B. Sémenow, *Fauna de los depósitos jurásicos de Mangychlak y de Tuar Kyr* (Trabajos Soc. de Naturalistas de San Petersburgo, XXIV, Sección geol., 1896, páginas 29-137, y cuatro láminas), y *Fauna de los depósitos cretáceos de Magychlak y de algunas otras localidades de la provincia Transcaspiana*, r. f. (Ibid., XXVIII, núm. 5, 1899, páginas 1-178, y cinco láminas).

<sup>54</sup> G. Romanowski, *Materialen zur Geologie von Turkestan*, in-4.<sup>o</sup>, I, San Petersburgo, 1880, páginas 43 y siguientes.

<sup>55</sup> *Beiträge zur Stratigraphie Central Asiens* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena, Math.-Naturw. CL., LXI, 1894, páginas 463-465); A. Koch, *Ueber das Vorkommen und die Verbreitung der Gryphaea Esterhazyi Páv.* (Földtani Közlöny, XXVI, 1896, páginas 324-330, en húngaro, y páginas 360-366, en alemán).

<sup>56</sup> C. v. Vogdt, *Ueber die Obereocän-und Oligocän-Schichten der Halbinsel Krim* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1889, páginas 289-295).

<sup>57</sup> N. Andrussov, *Ueber das Alter der unteren dunklen Schieferthone auf der Insel Kertsch* (Verhandl. k.k. Reichsanst., 1885, páginas 213-216); del mismo, *Geotectónica de la península de Kertsch*, r. (Materiales para la Geol. de la Rusia, XVI, 1893, páginas 63-336, un mapa y dos láminas; en particular pág. 160), y *Bemerkungen über das Miocän der Kaspiischen Länder*, r. a. (Bull. Comité Geol., XVIII, 1899, páginas 349-369), etc.

<sup>58</sup> C. Depéret y R. Fourtau, *Sobre los terrenos neógenos del Bajo Egipto y el istmo de Suez* (C. R. Acad. Sc. CXXXI, 1900, páginas 401-403).

<sup>59</sup> V. Obrutschew, *Manifiesto preliminar sobre las investigaciones geológicas en el distrito Transcaspiano*, r. f. (Bull. Comité Geol., VI, 1887, páginas 155-224; en particular páginas 194 y siguientes).

<sup>60</sup> D. L. Ivanov, *Sumario de las observaciones geológicas en el Pamir*, r. (Verhandl. Russisch-K. Mineralog. Ges., 2.<sup>a</sup> serie, XXII, 1886, pág. 257), y *Viaje al Pamir*, r. (Izvestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XX, 1884; en particular páginas 44 y siguientes).

<sup>61</sup> G. Romanovsky, *Materiales para la geología del Turkestan*, r., II, 1885, pág. 26.

- <sup>62</sup> J. V. Muschketov, *El Turkestán*, r., I, in-8°, San Petersburgo, 1886; con el mapa geológico y seis hojas de Romanovsky y Muschketov.
- <sup>63</sup> C. L. Griesbach, *Records Geol. Survey of India*, XIX, 1886, páginas 257-260.
- <sup>64</sup> Ivanov, *Sumario de las observaciones geológicas hechas en el Pamir*, pág. 274.
- <sup>65</sup> A. v. Krafft, *Geologische Ergebnisse einer Reise durch das Chanat Bokhara* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena, Math.-naturw. CL, LXX, 1900, páginas 49-72, y mapa), y *Mittheilungen über das ost-bokharische Goldgebiet* (Zeitschr. f. prakt. Geol., 1899, páginas 37-43, y un mapa). W. Rickmer, *Travels in Bokhara* (Geogr. Journ., XIV, 1899, páginas 596-620, y mapa); este viajero, a quien acompañaron A. v. Krafft y M. v. Krafft, tuvo la cortesía de enviarme sus mapas, que, hacia el oeste, llevan también algunas indicaciones complementarias.
- <sup>66</sup> A. Karpinsky, *Ein Hinweis auf das Vorkommen von permo-carbonischen Schichten in Darwaz* (Verhandl. Russisch-k. Mineralog. Ges., 2.ª serie, XVIII, 1883, páginas 212-220).
- <sup>67</sup> A. Bittner, *Ueber von Dr. A. v. Krafft aus Bokhara mitgebrachte jungpalaeozoische und altridische Versteinerungen* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLVIII, 1898, páginas 700-718, y láminas XIV-XV).
- <sup>68</sup> Muschketov, *El Turkestán*, I, pág. 572.
- <sup>69</sup> Ivanov, *Manifesto*, etc., páginas 271 y siguientes; véase también los mapas de Hassenstein, formados principalmente según las indicaciones de Regel, Petermanns Mittheil., XXX, 1884, páginas 4 y 13, Lipsky, *Otchet Soc. Imp. Rusa de Geogr.* para 1899, páginas 15 y 16.
- <sup>70</sup> A. v. Krafft, *Geologische Ergebnisse*, etc., pág. 53. La dirección de los fragmentos cretáceos procedentes del puerto del Mura es SW.; si se tratara de pliegues, se podría considerar cierta la desviación.
- <sup>71</sup> Muschketov, *El Turkestán*, I, pág. 560. También se trajo granito y pizarras antiguas de un punto intermedio, el Sengri-Dagh.
- <sup>72</sup> S. Nikitin, *Notas sobre los depósitos jurásicos del Himalaya y del Asia Central*, r. f. (Bull. Comité Geol., VIII, 1889, páginas 83 y siguientes). Este punto está a siete verstas al noroeste de Jhatak.
- <sup>73</sup> Muschketov, *El Turkestán*, I, páginas 593 y siguientes.
- <sup>74</sup> V. Obrutschew, *Información preliminar sobre las observaciones geológicas hechas en Bojaria y en el distrito del Serawshan*, r. (Materiales para la Geol. de la Rusia, XIII, 1889, páginas 165-184), y *Los yacimientos de grafito y de berilos de los Montes Kara-Tiubé, cerca de Samarcanda*, r. (Verhandl. Russisch-k. Mineralog. Ges., 2.ª serie, XXV, 1889, páginas 59-66). Las ramas más meridionales son atribuidas al Khazreti-Sultan. Es posible que se aplique este nombre a la parte superior de esas cadenas que divergen en abanico.
- <sup>75</sup> I. Muschketov, *Expedición geológica al glaciar del Serawshan 1880*, r. (Inviestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XVII, 1881, páginas 79-103, y dos mapas). En esta región las capas de *Gryphea Esterhazyi* no se distinguen todavía del terreno cretáceo.
- <sup>76</sup> Muschketov, *El Turkestán*, I, pág. 15.
- <sup>77</sup> Muschketov, *El Turkestán*, I, pág. 498, y en otras partes.
- <sup>78</sup> K. Futterer, *Geologische Beobachtungen am Terek-Pass* (Verhandl. Ges. für Erdkunde, Berlin, XXV, 1898, páginas 262-265).
- <sup>79</sup> La prolongación lateral de los pliegues se manifiesta ampliamente en el Kuén-lun, del Arka-Tagh al Tsin-lin-xan. Esta cuestión apenas ha sido discutida en Europa, porque es muy raro ver allí las extremidades libres de los pliegues, como ocurre en el Lägern en la parte oriental del Jura, y en el haz del Save, de los cuales hablaremos pronto.
- <sup>80</sup> R. D. Oldham, *The River-Valleys of the Himalayas* (Journ. Manchester Geogr. Soc., 1894).

<sup>81</sup> D. L. Ivanov, Gornyi Journal, 1891, páginas 248-304, III. Se explota la hulla al borde mismo del mar (Berg-und Huttenmann. Zeitung. 1896, núm. 36). Lo mismo ocurre en Sajalin y en diversos puntos de las costas orientales.

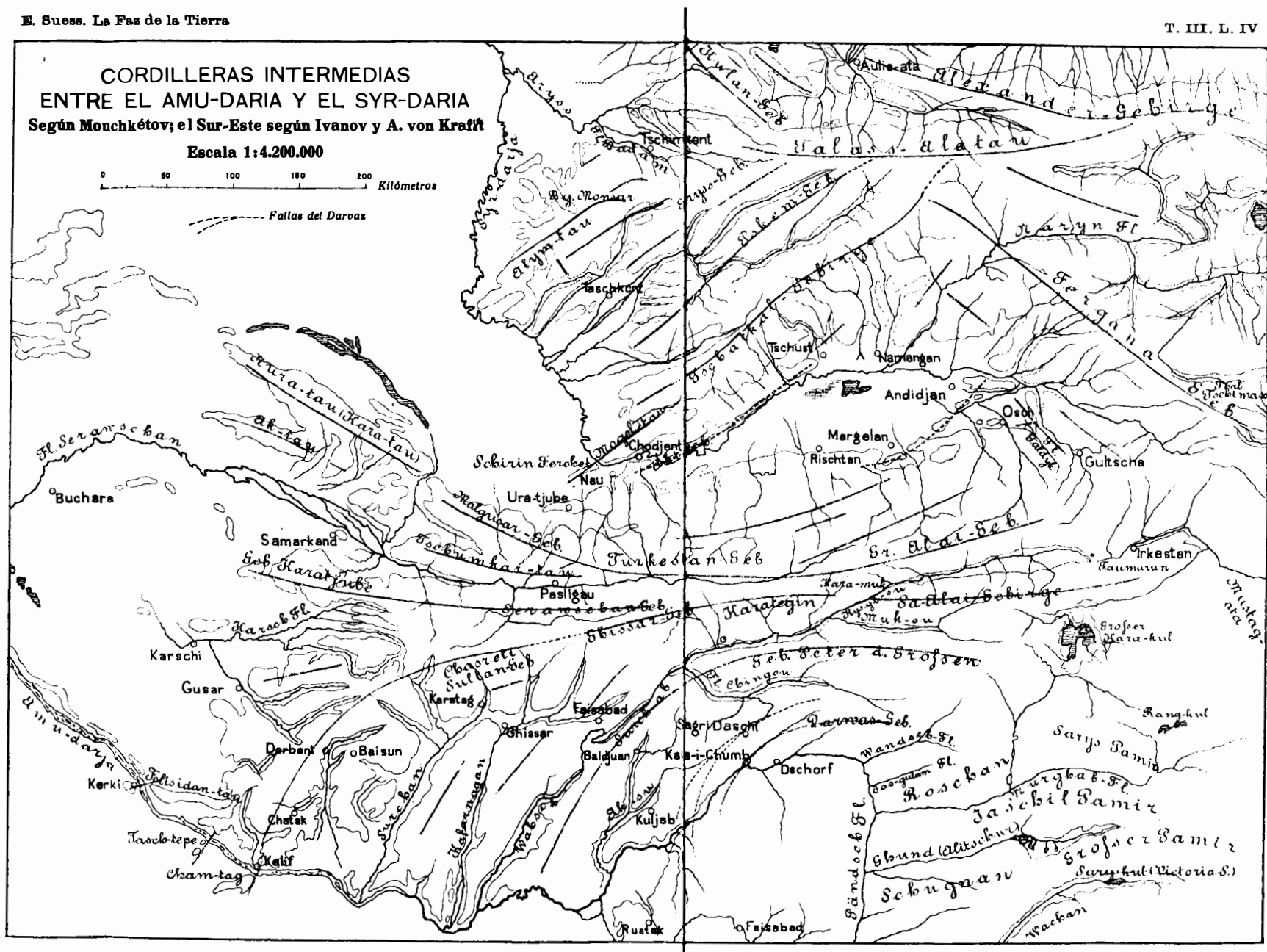
<sup>82</sup> Se sabe que Medlicott en la India, Hayden y Powell en América del Norte y Tietze partiendo de observaciones hechas en el Alburs y en los Cárpatos, dedujeron, independientemente los unos de los otros, que los cursos de agua son anteriores a los plegamientos del territorio que cruzaban, y que la erosión llegó a encontrar el obstáculo según aumentaba su altura, «como la sierra atraviesa una plancha en movimiento». A esta teoría de la «Prelación», Emmons opuso la teoría de la «Superposición», y admite que las montañas fueran recubiertas de sedimentos más recientes, los cuales ya hoy han desaparecido. Nosotros admitimos la prelación para el Kelif y el Khodjent, para la cima aislada del Junction Peak, próximo a los Montes Uinta, la superposición (I, pág. 775), para el valle transversal del Kyzyl-Su, el desbordamiento de un lago que ya no existe y que ocupaba el valle del Alai. Es muy posible que no haya allí más que el resultado de la erosión progresiva. En los valles transversales del Hunza, hay que atribuir parte principal a la acción de los glaciares. Pero la teoría de la prelación supone que las cadenas de montañas donde se observan valles de este género *se forman en un territorio emergido*. Ello explica más bien la conservación de los valles transversales que su origen primitivo. Se puede admitir, por ejemplo, la prelación desde la época en que vivía el *Asplenium whitbyense*, para el caso en que el Amur corta al Pequeño Jingan.

**CORDILLERAS INTERMEDIAS  
ENTRE EL AMU-DARIA Y EL SYR-DARIA**  
Según Mouchkétov; el Sur-Este según Ivanov y A. von Kraft

Escala 1:4.200.000

0 50 100 150 200 Kilómetros

--- Fallas del Daroaz



## CAPÍTULO VIII

# LOS TÁURIDOS Y LOS DINÁRIDOS

**Asia Menor.**—El arco del Ponto oriental.—Región de Heráclea a Amasra.—Entronque en el oeste de Asia Menor.—Las islas egeas.—El golfo terciario de Albania.—Los rasgos dominantes de los Dináridos.—Cruce del Adriático.—Idria.—La cicatriz límite.—Los Alpes Cárnicos.—Transgresiones.—Los movimientos más modernos.

Desde la meseta armenia, un gran segmento de arco cruza el Taurus y la adyacente cordillera de Amanus, hasta la isla de Chipre. Un segundo segmento parte de la alta Italia y se dirige por las cordilleras dináricas a la isla de Creta. En esta obra incluimos ambos bajo el nombre colectivo de arco Dinaro-táurico (I, pág. 500). Pero los dos elementos más importantes en esa estructura—los Táuridos, al este, y los Dináridos, al oeste—conservan cierta independencia mutua, manifiesta a lo largo de la costa occidental de Asia Menor, en un ángulo entrante de entroncamiento.

E. Naumann, en Memoria muy notable, ha intentado determinar las líneas directrices de la estructura de Asia Menor. En su descripción distingue tres grandes arcos plegados y trozos de otro. El primero, en el nordeste, es el *Arco Pónico oriental*, que limita la costa meridional del mar Negro y se extiende hacia Sinope. Se le une el *Arco Pónico occidental*, cuyas porciones suroccidentales (zona frigia), se aproximan al lado interno del tercer grande arco, el *Táurico*, que ciñe los llanos de Laconia y al que corresponde Chipre. Hacia el oeste, según Naumann, entronca con trozos de un cuarto arco, el *Égeo*, con el que forma ángulos entrantes <sup>1</sup>.

Las obras anteriores de Koch, Tschihatschew y, especialmente, Abich, justifican la separación del Arco Pónico. No hay duda de que en el Dyorok parece que las cordilleras arrumbadas de levante a poniente, y tal vez al noroeste, siguen al oeste, mientras que en la orilla izquierda del río, al sur de Batum, prevalece el rumbo suroeste <sup>2</sup>.



La caliza cretácea y la serpentina entran por mucho en la constitución de este arco. Encima de Ardanutsch, el Dyorok puede considerarse río longitudinal casi hasta su nacimiento. En el Ehiaur-dagh, al norte de Kelkit, está el vértice del arco, que avanza hacia el sur. Ancha zona de eyecciones volcánicas, que se estrecha al oeste, sigue desde el Araxos hacia las fuentes del Eufrates. En las del propio Araxos está el cráter del Bingol, y otros altos volcanes surgen de las cadenas de caliza y serpentina. En los valles hay depósitos del primer piso mediterráneo muy levantados. Al norte de las fuentes del Murad, el Chatin-dagh (I, pág. 496) se presenta cual primer espolón de las cordilleras plegadas del Taurus, que se alinean al OSO. y suroeste. Hacia Erzerum, Mamachutan y el Erzingan, las cordilleras táuricas se separan gradualmente de las de los Arcos Pónticos orientales.

Según Naumann, una zona interna de pliegues táuricos procedente del nordeste sigue el Arco del Halys con rumbo suroeste, al nordeste de la depresión lacónica, y se rompe contra el borde. Cerca de Kaisarieh, a levante de esta región, se alza el ingente Argæus (4.000 metros) y comienza la zona de volcanes que ciñen el lado interno del Arco Táurico con una semicircunferencia regular <sup>5</sup>.

Kotschy opinaba que las partes más altas de la cordillera principal del Taurus se componen de caliza; pero debemos acabada información a Schaffer, que ha cruzado la cordillera tres veces. El más septentrional de sus trozos se arrumba al sureste, desde Bulghar-maaden (3.145 metros) hacia el Gulek-boghas; el segundo cruza la cordillera de Aidost (3.550 metros), y el más meridional el puerto de Dumbelek (2.700 metros). En todos la ladera noroeste muestra caliza eocena levantada, acaso también cretácea, mientras que en el lado sur y en el sureste de la cordillera hay calizas muy espesas del primero y del segundo piso mediterráneos, que muestran estratificación tranquila, buzamiento suave al exterior de la cordillera y tal vez ligera curvatura para formar un anticlinal achatado. Al mismo tiempo alcanzan notables altitudes. En el lado oriental del Dumbelek-dagh esas calizas, casi horizontales, se encuentran hasta los 3.200 metros. La potente guirnalda de caliza discordante forma mesetas cuya superficie recuerda la del Carst, y continúa al suroeste y oeste por el valle del Calycadnus.

En el lado noroeste del Dumbelek un anticlinal independiente, el Karalunar-dagh, de caliza eocena o cretácea, o también de caliza cristalina, juntamente con serpentina y pizarras verdes. La cumbre del Aidost muestra caliza gris y micacita negra. Rocas análogas asoman más al norte en las Puertas de Cilicia, y sabemos por Tschihatschew que en el Ala-dagh, aún más al nordeste alcanza mucho desarrollo la serpentina <sup>6</sup>.

*En el potente Taurus de Cilicia, apenas se ha reconocido con certidumbre terreno anterior al cretáceo.*

Con la estructura de esta cordillera se relaciona un problema aún no resuelto. En general, los terrenos de acuerdo con la forma externa de las cordilleras, se arrumban sin duda al nordeste, paralelamente a la cordillera del Vulcán, por un lado, y al Amanus por el otro; también es notorio que las capas mediterráneas de edad terciaria se depositaron en una cordillera plegada en la misma dirección. Pero Schaffer ha probado que en muchos parajes, sobre todo en la llanura, entre el pie del Taurus de Cilicia y el Amanus hay largas fajas de caliza cristalina y margas silícicas, y capas aquitánicas con restos de plantas, que presentan a veces forma de acantilados, arrumbados de norte a sur, y, por tanto, divergen de la dirección de las grandes cordilleras. Schaffer presenta como ejemplo el alto acantilado calizo (350 metros de altura) que forma la almenada colina de Sis.

Russeger, Tschihatschew y Schaffer han recogido fósiles devonianos del Antitaurus. También Blanckenhorn ha hallado braquiópodos paleozoicos en el Giaur-dagh, extremo norte del Amanus. Más al suroeste afloran de nuevo lo mismo en el Amanus que en el Casio (Yebel Akra), iguales rocas calizas con gabro y serpentina que componen porción muy importante de las cadenas Tauro-dináricas.

Siguiendo a Blanckenhorn, colocaremos el límite de estas cadenas en la meseta siria, en el golfo terciario, por el cual el Nahr-el-Kebir llega al mar en Latakia <sup>5</sup>.

Los montes Curdos, así el cordal de colinas que proyectan en el cabo Karatash, en el golfo de Alejandretta, pertenecen a las cadenas Táuricas y continúan por Chipre <sup>6</sup>.

Blanckenhorn ha indicado que en el valle de Kara-su, entre el Amanus y los montes Curdos hay lavas recientes y un manantial termal sulfuroso, y pregunta si ese valle debe considerarse continuación de la gran fosa siria. Schaffer que ha visitado la parte norte del valle, deduce que la fosa actualmente llega hasta Marash <sup>7</sup>.

Interrumpiremos nuestro estudio del arco principal del Taurus para fijar de nuevo la atención en el norte de la llanura lacónica.

Naumann menciona un pliegue en Angora, caído al ESE.; hacia Polatly, más al oeste, hay una meseta horizontal <sup>8</sup>. Según el mismo observador, las capas eocenas son horizontales en toda la región del arco pónico occidental.

Tenemos datos exactos de Ralli acerca del territorio de más de 100 kilómetros de longitud, desde Heraclea hasta más allá de Amasra, que caracteriza la existencia de capas de hulla <sup>9</sup>.

Se nos presenta con tres fajas paralelas largas y estrechas de terreno carbonífero, que comprenden el Culm, caliza carbonífera inferior y hulla del carbonífero superior. Su dirección es más o menos fija al ENE. (N. 70° E.). La comarca entre esas fajas se compone de capas nodulares,

principalmente calizas de Caprotina, pero está como sumida en el carbónífero. Donde quiera que se ha alcanzado el borde de esas fajas, al investigar capas de hulla se ha hallado caliza y las capas cortadas por una falla. Ciertamente que la hulla no sólo está muy levantada, sino doblada en anticlinales, cuyos ejes siguen de tal modo la dirección de las fallas, aun cuando éstas se encorvan en gancho, que dudamos hasta qué punto la formación de los anticlinales se debe al arrastre a lo largo de aquéllas.

El distrito presenta caracteres más bien de país descendido que plegado.

Tampoco podemos afirmar que las costas del golfo de Ismid o del Bósforo suministren otra prueba de la existencia de arco plegado. Sobre el devoniano del Bósforo yace en discordancia el triás inferior, según ha mostrado Toulou, pero la disposición en las capas del triás apenas puede relacionarse con un arco pónico horizontal. La horizontalidad que acabamos de citar, como característica de las capas terciarias más antiguas de la región pónica occidental, se conserva en el borde de la cuenca de Adrianópolis y más al interior, donde esas capas se apoyan en rocas arcaicas de la mole del Rodopos <sup>10</sup>.

Testimonio mucho más convincente acerca de la existencia de un arco pónico occidental nos da la serie estratificada, muy erguida, que halló Naumann en el valle del Sakaria, a partir de Balaban, pasados Lefke y Vesirjan; pero aún lo sigue inmediatamente a levante la potente mole tabular del Giol-dagh <sup>11</sup>.

Ya que el mismo observador que viajó tanto ha evidenciado la existencia de rumbo al sureste en las montañas entre Kutaya y Balikesri, debemos admitir que allí se verán, por lo menos, las partes occidentales de un arco pónico occidental.

Sabemos por Verneuil y Viquesnel que el Olimpo de Brussa es una mole granítica intrusiva, que rodean pizarras antiguas y serpentina. Cerca de su cumbre hay una masa aislada de mármol blanco con granates <sup>12</sup>.

Naumann coloca la región de entronque de la Anatolia occidental (es decir, la conjunción de los extremos occidentales del arco pónico occidental y del táurico, con los orientales de los fragmentarios arcos egeos) en el distrito sur del centro del mar de Mármara, hacia los 28° de latitud este. Pero aún dudamos si los segmentos montañosos, considerados pónicos occidentales, no serán simplemente fragmentos interiores del gran arco táurico. Posteriores investigaciones, sobre todo en Paflagonia, son indispensables para fijar este punto <sup>13</sup>.

Pero no es de menor importancia el problema de si existe sintaxis cerca de la costa occidental del Asia Menor. Porque, de ser así, se seguiría que el hundimiento egeo está fuera de los Táuridos y pertenece tan sólo a la parte occidental de la región dinárica.

Con objeto de discutir este asunto, comenzaremos por el sudoeste.

PARTE OCCIDENTAL DE ASIA MENOR.—Tietze halló persistente rumbo al ENE. o nordeste en mucha parte de la Lycia meridional, desde las altas moles calizas del Massikytos (Ak-dag), por el Susuz-dag hasta la costa meridional, cerca de la isla de Kekova. Tal vez en la orilla occidental del golfo de Adália sigue un encurvamiento de esta dirección hacia el norte. En esas partes de Lycia depósitos de la edad del Schlier o del segundo piso mediterráneo han llegado a alturas de más de 1.600 metros.

Por tanto, la Lycia meridional debe atribuirse al arco dinárico occidental o egeo, en el cual, según las observaciones de Bukowski, hemos de incluir la isla de *Rodas*<sup>15</sup>. La caliza cretácea se arrumba desde Creta, por *Kasos*<sup>16</sup>, y llega al extremo occidental de Rodas con rumbo nordeste, dirección que continúa hasta el Hagion Elias, en el centro de la mitad septentrional de Rodas; pero allí la dirección se encorva de nordeste al este y, por último, al sureste, y así alcanza la costa oriental, con capas muy trastornadas. Allí, sin embargo, parece indudable que se inserta en la syntaxis un fragmento táurico; pero al norte del Hagion Elias una cordillera, con la dirección dinárica ENE., continúa hacia tierra firme de Asia Menor.

Más allá la bahía, entre la costa de Lycia y Rodas, ocupa una fractura transversal de los arcos dináricos exteriores; el fondo del mar desciende rápidamente a grandes profundidades, y a 38 kilómetros de la costa de Rodas y no mucho más lejos de la de Asia Menor alcanza 3.865 metros<sup>17</sup>.

En *Caria* hay que fijar primero la atención en las dos cordilleras neísicas arrumbadas al noroeste, que ha descrito Paton. La primera forma la mayor parte de la península de Myndos (Halicarnaso); análogos terrenos existen hacia el noroeste de la isla de Patmos, y hacia el sureste, en la parte oriental de la península de Cnido, y se creen prolongación de esa cordillera. La segunda neísica forma los montes Latmos (Beschparmak-dag); es paralela a la primera, comienza en el Meandro inferior y forma la divisoria meridional de este río cerca de Mugla. Hacia el oeste de estas cordilleras neísicas halló Paton caliza en el norte de Leros, en Kalymnos, Cos y parte de la península de Cnido, y en la isla de Syme<sup>18</sup>.

Según Bukowski, la misma dirección al noroeste determina la estructura de las montañas del interior, desde Baba-dag, cerca de Denizli (donde hay micacita granatífera), hasta el largo anticlinal de filadios que, como el Sultan-dag, forma con sus prolongaciones al sureste el borde occidental de la llanura, más allá de Lycia Akshehr. Calizas de distintas edades forman la mayor parte de esta región; cantos de calizas de fusulinas se han hallado en sedimentos eocenos al norte del Buldur-Gueul<sup>19</sup>.

Hacia Caria, mar adentro, advertimos en *Nisyros* aquel arco volcánico que sigue por Santorino hacia Aegina.

En la parte sureste de Cos notó Neumayr una mole de filadio y már-

mol que surgía de la caliza cretácea; su rumbo describe arco abierto al sur, pero la mole es demasiado pequeña para deducir conclusión alguna <sup>20</sup>.

En *Samos* advertimos la prolongación de los montes de Caria. Según los datos de Nasse, micacitas granatíferas y mármol blanco cruzan transversalmente el centro de la isla; con rumbo noroeste en la ingente cordillera de Ampelos, rocas análogas con serpentinas, diabasa y pórfido forman la alta cadena de Kerki, en el oeste el país llano del este de la isla <sup>21</sup>.

De allí en adelante la dirección gira al norte. La conexión que emprendió Teller de las antiguas observaciones de Strickland y Spratt, en el golfo de *Smirna*, y las que él mismo hizo en el grupito de las *islas Spalmatori* y en *Chios* dan los siguientes resultados:

En el monte Tmolus, al ESE. de Esmirna, afloran filadíos y los siguen al oeste, en el monte Corax pizarras pardas y verdosas y arenisca. Caliza gris con dirección casi meridiana constituye la masa principal del promontorio de Karaburun, y en el lado occidental reaparece la serie estratificada del Corax como ancha zona que buza a levante. El grupo de las islas Spalmatori pertenece al eje de un anticlinal de filadíos que arrumba al norte, entre la tierra firme y la isla de Chios, donde hallamos primero la parte oeste del anticlinal y luego un pliegue dirigido al norte o NNE. Las rocas de las Spalmatori corresponden probablemente a las del monte Tmolus; una serie inferior en Chios equivale a la del monte Corax y del lado occidental de Karaburun, pero las calizas superiores de Chios corresponden a la caliza de las alturas de Karaburun. Dentro de los pisos inferiores de la serie de Chios, en horizonte que tal vez corresponda a los términos más altos de la serie del monte Corax, halló Teller caliza con fusulinas y crinoides <sup>22</sup>.

Hay, pues, dos anticlinales: uno de dirección NNE., que se manifiesta en el Tmolus de Esmirna, y el segundo que corre según el meridiano por las islas Spalmatori a donde llegan los pliegues accesorios de Chios. En las capas superpuestas conocemos hasta ahora carbonífero superior y cretáceo.

De Launay ha descrito la isla de *Mitilene*, en cuya mitad oriental hay pizarras micáceas y cloriticas y mármol que, con rumbo N. 15° E., son sin duda prolongación septentrional de los terrenos mencionados, y al este y al oeste presentan dos fajas de peridotita y serpentina, y tal vez al este sea continuación de la de serpentina que aflora al norte de Karaburun. Cubren la parte occidental de la isla rocas eruptivas relativamente modernas, bajo las que se ven señales de antigua pizarra de dirección NNE. hasta el extremo occidental de la orilla <sup>23</sup>.

La descripción de Diller de la parte sur de *Troad* muestra que las formaciones volcánicas del oeste de Mitilene pasan del golfo de Adramiti y cubren el suroeste de Troad. Más al norte, hacia el Scamander, se alza el Kara-dagh, formado de rocas estratificadas. En sus laderas septentrionales,

hacia Bunarbashi, halló Philippon caliza blanca bastante cristalina con dirección N. 5° E. que forma el borde septentrional de las montañas hacia la llanura troyana <sup>24</sup>.

La estructura de la costa occidental de Asia Menor es, pues, la siguiente:

Desde Creta un arco se dirige al nordeste por Kasos hasta Rodas donde encuentra un fragmento más corto de dirección noroeste.

El arco volcánico se extiende de Santorin a Nisiros.

En la parte suroeste del continente prevalece rumbo noroeste hasta la costa de Caria, y de allí a Samos; es el ala occidental del Arco Táurico, que comprende la llanura de Laconia.

Entre Esmirna y Chios prevalece rumbo de norte a NNE., que se conserva por las islas Spalmatori y Mitilene hasta la llanura de Troya.

Mientras que el tramo occidental del Arco Táurico puede seguirse con cierta exactitud hasta Samos, no estamos seguros de que comprenda las cadenas dirigidas al norte y NNE. Lo que es aún más dudoso cuando descubrimos, por las investigaciones de Bukowski, que en Mysia, cerca de Balia-Maaden, existe una faja de depósitos carboníferos dirigidos al nordeste o al NNE. <sup>25</sup>. Queda en pie el problema de si esa faja se extiende hasta Panderma a orillas del mar de Mármara. En el continente de Europa las lomas pizarreñas de Tekir-dag y Kuru-dag arrumban al suroeste, a ambos lados de la depresión que llega al golfo de Saros, y sabemos por Hoernes que la isla de Samotracia es prolongación de estas cordilleras con el mismo rumbo al suroeste <sup>26</sup>. No obstante, en Lemnos, según De Launay, el rumbo de los pliegues es de levante a poniente, con ligera divergencia al ENE. y suroeste <sup>27</sup>.

Estos trozos montañosos no pertenecen, pues, a la rama occidental de los táuridos, sino a la oriental del grupo dinárico.

En realidad, existe conjunción cerca de la costa oeste de Asia Menor.

En la tierra firme europea (Tekir-dag, Kuru-dag) prevalece rumbo nordeste a ENE. y hasta Samotracia, y acaso también en la faja carbonífera de Balia-maaden. En el sur corresponde a esta dirección la línea volcánica de Nisyros, y más allá la que pasa por Creta y Kasos hasta Rodas y las altas montañas del sur de Lycia. Incluimos estas regiones entre los extremos orientales de las ramas del arco dinárico.

En el borde meridional de la llanura de Troya, en Mitilene, Chios, islas Spalmatori, península de Karaburun y hasta Esmirna, hay dirección meridiana o al NNE. Aquellas comarcas pertenecen tal vez, en parte, al arco dinárico y en parte a la región de la sintaxis.

El rumbo noroeste aparece en el valle de Sacaria, cerca del Olimpo de Brusa; luego, en el suroeste de Asia Menor hasta Samos; después hasta la costa de Caria y reducida porción de Rodas. Tales territorios son los extremos occidentales de los arcos táuricos.

Pero no faltan en esta enumeración grandes lagunas; especialmente respecto a Lycia carecemos de observaciones conexas. Sin embargo, ambas direcciones (la nordeste y la noroeste) pueden distinguirse con claridad. Así se observa que en el sur las líneas dináricas rebasan hacia el este. Además, es claro que la fractura egea queda dentro de los Dináridos y apenas afecta a las líneas táuricas.

EL GOLFO TERCIARIO DE ALBANIA.—Los estudios de Naumann, Bittner, Teller y Burgerstein muestran que las cordilleras plegadas de los Dináridos, con rumbo NNO, desde Tesalia, realizan completa desviación al este y siguen por las islas del mar Egeo y la de Creta hacia Asia Menor (I, páginas 498-99). De Launay ha publicado un mapa geológico general del archipiélago <sup>28</sup>, y Philippson, como resultado de muchas nuevas observaciones, ha determinado los arcos de las líneas directrices cuando pasan del Epiro a Asia Menor <sup>29</sup>.

Al mismo tiempo se han confirmado las opiniones de Spratt y Neumayr acerca de la fecha reciente de los hundimientos egeos (I, pág. 345). Los depósitos levantinos de agua dulce se extienden por las orillas de los hundimientos; los depósitos del tercero y cuarto piso mediterráneos cubren las costas de la serie meridional de islas y del Peloponeso e invaden en varias bahías la tierra firme. Philippson y Oppenheim muestran que los potentes conglomerados que hace años asombraron a los primeros investigadores Boblaye y Virlet son más modernos que parte de los depósitos levantinos <sup>30</sup>; y Bukowski describe las espesas masas de capas con cantos fluviátiles de edad levantina y sin disputa procedentes de la tierra firme de Asia Menor, que se presentan en la isla de Rodas <sup>31</sup>.

Aunque los únicos depósitos de agua dulce o marinos que conocemos en extenso territorio apenas descienden por debajo del tercer piso mediterráneo, sabemos por Hilber y Penecke que las cordilleras dináricas de Macedonia y Tesalia encierran una cuenca muy prolongada de índole completamente distinta <sup>32</sup>.

Con arreglo a los descubrimientos de Hilber esta cuenca desciende desde la región sur de los lagos Ochrida y Presba, y en particular de las cercanías de Goritza (Giorcha), hacia el SSE., por Lapsista Grevena y Kastoria a la depresión de Trikkala. Los sedimentos comienzan en el horizonte de las capas de Castel Gomberto (oligoceno superior con *Natica crassatina* e *Isastraeta affinis*); cerca de Goritza estas capas inferiores cubren lignitos que yacen sobre serpentina, y más al sur, en el borde oriental de la cuenca, al norte de Trikkala, se apoyan en pizarras antiguas. Siguen depósitos aquitánicos, a los que pertenecen las rocas de conglomerados del monasterio de Meteora. Encima hay depósitos del primer piso mediterráneo, señales del Schlier con *Pecten denudatus*, y al noroeste de Kastoria hallamos los Clypeasteridos del Leithakalk, que pertenece al segundo piso mediterráneo. Depósitos del final del terciario están re-

presentados sólo por conglomerados con *Elephas meridionalis* y *Equus stenonis*, que Gorceix descubrió en Lapsista.

La configuración del territorio puede conducirnos a hallar la conexión que existió por el sureste entre esa gran cuenca oblonga y el mar. Pero esta dirección conduce a la comarca egea, en la que no hay señales de análogos depósitos. Lo mismo al este que al oeste cierran esta cuenca altas cadenas montañosas. Indican comunicación hacia el noroeste depósitos de los pisos primero y segundo mediterráneos, que señalaron Boué y Hoernes en la tierra baja albanesa, entre Durazzo y Tiranna y junto a Kruia<sup>35</sup>. Tietze halló la prolongación de estos depósitos cerca de Dulciño<sup>34</sup>.

Aunque en esos terrenos reconocemos la existencia de un golfo marino que se abría al sur de Dulciño y se extendía al noroeste, y que duró desde el terciario medio hasta el segundo piso mediterráneo, más al sur los únicos depósitos marinos conocidos hasta ahora pertenecen al tercer piso. Según las observaciones de Baldacci y Simonelli, espesas capas petrolíferas se apoyan en la ladera nordeste de las colinas que llegan al mar en Vallona, y que contienen, juntamente con muchas conchas marinas pliocenas, la especie sarmática *Cerithium pictum*. Coquand había ya reconocido esta cuenca, que se prolonga hacia Berat<sup>35</sup>.

RASGOS TÍPICOS DE LOS DINÁRIDOS.—En el sur de Macedonia y en Tesalia han aumentado nuestro conocimiento de la estructura de los Balcanes las obras de Hilber, y en el último país y Grecia las de Philipson<sup>36</sup>. Otros meritorios investigadores han trabajado en el norte; el profesor Cvijic, de Belgrado, me ha favorecido con muchas e interesantes comunicaciones. A pesar de la deficiencia de las observaciones se desprenden dos resultados generales.

El primero consiste en el reconocimiento de que en tierra firme, no obstante las variaciones en la forma externa del territorio, el rumbo de los terrenos, desde Macedonia y Tesalia hasta el límite norte de Bosnia y aun hasta Istria, sigue con grande regularidad la dirección noroeste o NNO. La gran cordillera de Shar (Ljubetes, 2.510 metros) se desarrolla al nordeste, desde Divra a Cachanik; pero el profesor Cvijic me informa de que en este territorio las capas arrumban al NNO., transversales a las montañas. Los Alpes del norte de Albania se extienden desde el norte de Ipek al nordeste; pero, con arreglo a las observaciones de Oestreich, parece que también allí la caliza y el Flisch se arrumban transversalmente a la cordillera<sup>37</sup>. De igual modo la alta divisoria suboriental del Kara-su (afluente por la derecha del Vardar) sigue al nordeste, pero las montañas, según R. Hofmann, se componen de traquita<sup>38</sup>.

No obstante, frente a la costa adriática, hay manifiesta tendencia a la desviación del noroeste, al ONO. y aún al oeste. Esto se muestra en la alineación Corfú-Salmastraqui. Othonos<sup>39</sup>, en el promontorio acroceraúni-



co y Saseno y luego al norte del golfo de Albania, aun en mayor grado en algunas islas del Dalmacia. De modo que la costa adriática presenta estructura de ramal que se advierte en el mapa. Pero al norte las ramas continúan avanzando hasta Istria.

El segundo resultado es que hacia el interior esas cordilleras dináricas ocupan gran anchura. Cerca de Seres y también acaso de Doiran aun pudieran atribuirse a la mole arcaica de Rodopos, pero el valle del *Vardar* hasta Salónica o, al menos, hasta el paralelo 41° 15' N. pertenecen a los Dináridos. R. Hofmann ha demostrado que en este valle, al sur de la cuenca terciaria de Uskub, pizarras tal vez paleozoicas, caliza cristalina, serpentina y dolomia, acaso pertenecientes al triás, se suceden con rumbo de noroeste hasta la cuenca de flysch de Negotin, que más abajo, en el valle, de nuevo rodea la dolomia de igual naturaleza. Más allá alcanzamos la cadena traquítica ya citada en el lado sureste del Kara-su, y al sur de este río halló R. Hofmann fósiles mesozoicos mal conservados.

El propio *Kara-su*, en su curso de Monastir al Vardar, corre principalmente por caliza, tal vez de la gran región de esta índole que observó Boue, que se extendía desde Siatista, por Veria, hasta Niausta y Ostrovo; contiene rudistas, según el mismo observador <sup>41</sup>.

A occidente de esta región hay una serie de afloramientos graníticos. También hay micacitas, pero sin nuevas investigaciones no podemos afirmar si se trata de un conjunto de rocas arcaicas o de intrusiones ígneas en pizarras paleozoicas. Las partes más altas del *Peristeri*, en Monastir, se componen de granito, según E. Naumann. Inmediatamente al sur, el lado oriental del *Neritshka Planina*, cerca de Florina, se compone de sienita; y aún más al sur, riscosa cadena de protogino, llega a la costa nordeste de Kastoria <sup>41</sup>.

Aún no se conoce prolongación de estos terrenos ni al norte ni al sur. Hacia el norte, por encima de Uskub, está el *Ljubeten*, en la cordillera de Shar, que escalaron Griesbach, Neumayr y Burgerstein, Zujovic <sup>42</sup>, Cvijic y Ostreich. Allí, como en todas las montañas del norte de Uskub, la serie estratigráfica presenta primero filadios, luego cuarcitas, después espesísima masa de caliza cristalina, que forma la cumbre del Ljubetes, y que comparó Zujovic con la caliza del monte Athos u Olimpo, y, por último, hacia el este pizarras calcíferas y arenisca del flisch con espesas fajas de serpentina.

También más al oeste, en la alta montaña de *Gjalitsh* (Jalish), cerca de la confluencia del Drin Negro con el Blanco (al suroeste de Prisrend), menciona Boué mármol y filadios, y desde estas cercanías, según Cvijic, dichas rocas siguen al SSE., transversalmente a la cordillera de Shar, por la orilla oriental del Drin Negro, y forman las alturas que separa el *lago de Ochrida* del *lago de Presba*. Ambos corresponden a fosas meridionales, y la orilla oriental del de Ochrida, manifiestamente, a una grieta con solfa-

taras y rocas eruptivas modernas <sup>43</sup>. Herr Cvijic me informa que desde este punto la zona de mármol y filita se dirige a Castoria ciñendo la costa oriental del alto Bystritza, y que al fin, ligeramente desviada al este, llega a los montes que hay por encima de Trikkala e integra su borde exterior <sup>44</sup>. En gran distancia este largo territorio coincide con el borde oriental del golfo terciario de Albania, cuyo ancho por encima de Trikkala varía entre 20 y 25 kilómetros.

Aquí comienza la desviación hacia el este. Las pizarras antiguas penetran en la estructura de los montes *Othrys*; se dirigen por la parte meridional del golfo de Volo, Skiathos y Skopelos, y rodeando por el sur esta región, que Philippson denominó mole cristalina del Egeo septentrional <sup>45</sup>, llegan al fin a Samotracia y a las cadenas filíticas de Kuru-dag y Tekir-dag, en el golfo de Saros.

Al noroeste del lago Ochrida, en el poblado de Rodazda, halló Cvijic caliza jurásica con *Phylloceras*. Más allá una cordillera larga y elevada de serpentina cruza Macedonia. Según Boué, las intrusiones de serpentina entre Prisrend y Scutari, son de las mayores de Turquía; no sé si se prolongan hacia el sur. Dice Cvijic que serpentina y caliza con rudistos rodean la costa occidental del lago Ochrida; las montañas se dirigen de norte a sur y las capas al NNO. La misma larga cadena de serpentina cruza el golfo terciario; Hilber la halló entre Kolonia y Goritza y en la cordillera hasta el grupo de Smolitsa (2.574 metros), y el paso de Zygos en Metsovo al ENE. de Janina <sup>46</sup>.

Aquí, en el *puerto de Zygos*, se registra importante división de las montañas. Siguiendo la larga faja de serpentina desaparece esta roca, y las altas montañas calizas del Pindo tesálico comienzan con casi idéntica dirección. Una cadena caliza reemplaza de súbito a la de serpentina. Con arreglo a la interpretación de Philippson, la caliza buza bajo la serpentina con grande flexión. Sin embargo, Hilber opina que la cordillera caliza se desvía al oeste.

El *Pindo*, esa cordillera, forma el mayor de los arcos; no se ajusta a la desviación oriental de los montes *Othrys*. Al principio se arrumba casi al SSE. y luego al sur, y lo mismo que los Alpes calizos de Aetolia llega al golfo de Corinto, donde al parecer sufre ligera desviación al este, a lo largo de una línea transversal de dislocación que comienza al oeste del golfo de Salona y sigue al ONO. hasta el lago de Ambrakia <sup>47</sup>. Pero la cordillera continúa al Peloponeso y, según Philippson, se prolonga por la península hasta la parte más meridional del golfo de Messenia, donde su dirección es SSE., y gira por Cerigo y Cerigotto hacia Creta y Rodas.

Al oeste ciñe a esta gran zona caliza, desde su origen en el norte hasta la orilla sur del Peloponeso, otra de arenisca más moderna. También en su lado oriental se extiende en gran distancia análoga zona arenisca.

A causa de la divergencia de la zona meridional del monte Pindo, de la dirección sureste o este del monte Othrys, ancho espacio intermedio se forma en lo interior de los arcos dináricos. Y en él se insertan segmentos de arcos que son otras tantas montañas calizas, tales como *Oeta* y el *Par-naso*, primero con rumbo transitorio al sureste o SSE. luego, según se desprende de los estudios de Bittner y Teller, también los arcos calizos completan el giro al este y al norte y cruzan *Eubea*.

Al sur, o más bien hacia el exterior del sistema dinárico, asoman todavía antiguas formaciones. *Attica*, al sur de Eubea, *Andros*, *Keos* y *Thermia*, y las islas sucesivas hasta *Syra* y *Siphnos*, se componen de pizarras antiguas y mármol. El rumbo cambia allí al nordeste, en relación con el recorrido de los grandes arcos. Ya en *Syra* y *Siphnos* aparece neis de albita como basamento de las pizarras antiguas; en *Cinos* todavía aflora neis más antiguo con rumbo al NNE., y neis y granito neísico componen la mayor parte de *Antiparos*, *Paros* y *Naxos* <sup>48</sup>.

Philippson considera la masa neísica de las Cycladas núcleo de una antigua montaña que ha determinado en cierto grado la posición y dirección del arco que en las pizarras es evidente, y su continuación sin duda puede verse en aquellos terrenos más antiguos que hemos citado en la región de la conjunción táurica con rumbo NNE. o norte, en Chios, las Spalmatori y Mitilene.

Pero, según se deduce de la descripción de Lacroix, también existe una zona de pizarras más antiguas y mármol al sur del neis de las Cycladas, a la que pertenece la parte meridional y no volcánica de Milos, así como *Polikandros* y la montaña caliza de Hagion Elias en Santorino <sup>49</sup>.

*Amorgos*, compuesta de caliza oscura, se arrumba al nordeste, en la dirección del entroncamiento.

Es hecho muy notable el que lejos de esta comarca, en el norte de la isla de Cerigo, existe, según las observaciones de R. Leonhard, una mancha de filadios antiguos que se dirige al ENE. Sobre ella yacen en discordancia calizas con dirección sureste, y en el sur de la isla, hacia el este, de acuerdo con el curso del gran arco, que se dirige desde el Taigeto hacia Creta <sup>50</sup>.

El arco volcánico pasa por *Egina*, *Methana*, *Poros*, *Milos* y *Santorino* hasta *Nisyros*, en su mayor parte dentro de la región de pizarras antiguas, pero la deja más a levante para seguir la marcha del arco externo.

La transición a éste se verifica, primero, por las montañas calizas de Argolis y Arcadia. Cerca de Esparta ha hallado Douvillé señales de trias <sup>51</sup>, Alcanzamos el gran arco que parte de los montes del Pindo a Lycia, orlando el Archipiélago.

El Pindo muestra buzamiento oriental en las capas casi en toda su longitud, y la zona de arenisca que sigue hacia el oeste tiene análoga inclina-

ción: de aquí dedujo Philippon que el conjunto de la cordillera del Pindo está caído hacia el oeste.

A poniente de esta cordillera, en el Epiro y en las islas Jónicas siguen otras de caliza y arenisca; hace tiempo que se conoce en esas regiones el eoceno, el cretáceo y el jurásico; en el Epiro también se ha hallado lias <sup>54</sup>. Esas son las cordilleras compuestas de caliza de rudistas que se dirigen en masa hacia el Adriático, en el promontorio acroceráunico.

EL CRUCE DEL ADRIÁTICO.—Según Boué, desde las cercanías de Elbassan, largo muro de rocas sigue por Kruia hacia Dulciño y forma el borde del golfo de Albania. En Dulciño, al nordeste del borde de los depósitos terciarios recientes, halló Tietze el flysch con rumbo noroeste hacia el mar <sup>55</sup>. Dentro del flysch, o sea en su lado nordeste, se alza larga cordillera de montañas calizas con agrias pendientes, tal vez continuación del pétreo muro que mencionó Boué. Esta cordillera constituye, cerca de Scutari, la orilla meridional del lago de este nombre; llega al mar con abruptos acantilados en Spizza, y sigue hacia el noroeste, más allá de Cattaro. Bukowski muestra que desde Spizza hasta pasado Budua queda cortada en trozos que abarcan la serie estratigráfica, desde el triás inferior hasta el terciario inferior inclusive, y que montan unos sobre otros con dirección suroeste, o sea hacia el mar <sup>56</sup>. Al mismo tiempo se intercala en el triás una vena maciza de pórfido norítico con toba verde y arenisca tobácea. Son las capas de Dsurmani de Bukowski, que contiene los fósiles característicos de Wengen y San Casiano <sup>55</sup>.

En 1862 y 1867 F. von Hauer describió una roca eruptiva de la isla de *Lissa* y algunos arrecifes próximos. Aunque esa isla se compone de caliza cretácea, advirtió que también existe yeso y tobas; al mismo tiempo comparó esos lechos con una serie conocida en el triás de la tierra firme de Dalmacia, al sur de Kanin, y señaló en su mapa geológico del reino de Austria la existencia de triás en *Lissa*. Tschermak clasificó de dialagita la roca eruptiva. Luego T. von Foullon describió rocas de la inmediata islilla de Scoglio Pomo como diorita augítica <sup>56</sup>.

Viola y Cassetti afirman que el monte *Gargano* es un anticlinal independiente de los Apeninos, con jurásico superior a lo largo del eje y que se arrumba al noroeste <sup>57</sup>.

Las *Pietre Nere*, en el lago de Lesina, al noroeste del monte Gargano, se componen de rocas eruptivas que, según han demostrado Viola y Di Stefano, forman un dique dirigido N. 25° E., hacia *Lissa*, y asociado con una masa de caliza triásica que contiene una fauna, como las de San Casiano o la del Raibl. También hay yeso en las cercanías. Se ha incluido la roca entre los lamprophiros, con el nombre de «garganita» <sup>58</sup>.

Aquí se suscita de nuevo la eterna cuestión de si el actual Adriático fué tierra firme durante parte de la era terciaria (I, pág. 261). Muchas observaciones han confirmado el criterio que expuso Stache hace años de

que la isla Pelagosa es reliquia de una costa marina que existió desde Stagno (en la península de Sabioncello) hacia Lagosta, y luego hasta Pelagosa y el Tremiti <sup>59</sup>.

Al norte de esta línea, próximamente hasta Goritzia y Udine, no se han hallado señales de depósitos marinos, ni miocenos ni más modernos. Según las observaciones de Tellini, cubren a las calizas cretáceas y eocenas del Tremiti depósitos del segundo piso mediterráneo y aun, tal vez, del primero <sup>60</sup>. Los depósitos marinos más recientes de Pelagosa pertenecen sin duda a la parte inferior del tercer piso mediterráneo; sin embargo, parece que pudiera extenderse la hipótesis de Stache. Considero la antigua *orilla Stagno-Pelagosa-Tremiti continuación de la mencionada que, procedente del sudeste, llega a la costa del mar actual en Dulciño*. Sin embargo, ésta corresponde a la ribera norte del golfo de Albania que, como ya hemos visto, se extendió por Macedonia hasta más allá de Trikkala. De este modo llegamos a un límite del Adriático, muy diferente del que ahora tiene, que sin duda existió al final de la era terciaria o tal vez todavía en tiempo posterior.

La dirección de la isla dalmática pasa entonces del ONO. al rumbo exacto al este; dirección que prevalece en *Lesina*. Söhle la halló predominante en Brazza, y Kerner también en aquella parte de la tierra firme próxima a Trau, que se halla al noroeste de Brazza, y allí los pliegues dirigidos de este a oeste están en gran parte caídos al sur <sup>61</sup>.

Cierto que más al norte la dirección normal noroeste reaparece en todo el ancho de las montañas y de las islas adyacentes, pero advertimos que gran parte de los pliegues dináricos (Meleda, Curzola, Lissa, Lesina, Brazza y Trau) se dirigen más hacia el centro del Adriático. Pero así como el monte Gargano arrumba al noroeste, abandonando la dirección de los Apeninos, así, según Borcarelli, el monte Conero forma cerca de Ancona un anticlinal cretáceo con igual rumbo <sup>62</sup>.

Algunos de los mencionados pliegues dalmáticos no llegan a Istria; en cambio, es evidente *que grande parte del golfo de Venecia está dentro de los dináricos*.

A la vez, las cordilleras dináricas de más al norte se doblan en una gran anchura del país en aquella montañosa región que pasa del lago Garda, compuesta de caliza, y en la que influyen las líneas periadriáticas (I, pág. 238). Según se encorvan dentro de ella, presentan hacia el oeste flysch cretáceo y terciario; hacia el este caliza triásica, la mayoría con basamento probablemente paleozoico. También son características en esta región las inversiones hacia el Adriático mencionadas en Budua y Trau. Ya hemos llamado la atención acerca de su existencia en Fiume. En esta región de la curvatura cerca de Idria podemos ver, según Kossmat, en la propia mina de mercurio, jirones de pizarra paleozoica que cabalga sobre el triás hacia el suroeste. También allí vemos

en el triás las rocas eruptivas y tobas tan características de la región dinárica <sup>65</sup>.

LA ZONA DE TONALITA. —La comarca en que ahora vamos a entrar ofrece un notable problema para nuestros estudios comparativos. Los Dináridos, que se han movido hacia el sur y presentan en conjunto caracteres distintivos de los arcos que señalan el límite meridional de Eurasia, se aproximan allí a los Alpes, que se mueven hacia el norte, aunque en esta comarca se desvían en dirección de los Apeninos.

La Naturaleza ha preparado una sorpresa al geólogo. *La región dinárica está constantemente separada de los Alpes por una zona continua de dislocación de más de 400 kilómetros de longitud, que en grandes espacios caracterizan homogéneas intrusiones de tonalita.*

En un mapa esta zona muestra claramente sólo dos líneas, a saber: la dirección del valle de la Judicaria y la del valle de Gail. Ha evidenciado la unidad tectónica de esta gran cicatriz una serie de admirables investigaciones, de modo que sería difícil decir a quién se debe el mérito de las síntesis. En el primer tomo de esta obra (I, pág. 248) discutimos el espacio desde el Adamello hacia el NNE., juntamente con el arco cerca de Meran, y sus prolongaciones por el Brenner, tal como las dió a conocer Teller; y lo seguimos 128 kilómetros, desde el lago de Idro hasta el Penser Joch (al oeste del Brenner). Entonces dedujimos de la obra de Teller que la línea de separación que pasa por Brunneck se extiende hasta Sillian, lo que da una longitud de 210 kilómetros. En 1893 Frech añadió a esto la longitud de la fractura del Gail, que alcanza a 110 kilómetros <sup>64</sup>, de modo que la longitud total suma 330. En el mismo año Löwl publicó sus observaciones acerca de la cordillera de tonalita de la Rieser-ferner, y Becke, apoyado en las observaciones de Löwl, las de Geyer en el valle del Gail y las de Teller en el este, demostró la unidad del arco desde el lago de Idro, por Meran, hasta la Bacher-range, o sea en distancia total de 420 kilómetros <sup>65</sup>. Esta unidad motivó luego nuevas observaciones, especialmente de Salomon <sup>66</sup>. Debo añadir que las magistrales descripciones de Teller y Geyer me han sido utilísimas para presentar idea general de ese fenómeno <sup>67</sup>.

Surge la duda de si esta gran línea de dislocación termina ahora en el lago Idro.

En el extremo sur del Adamello advertimos (I, pág. 250) el notable hecho de que las capas del triás se inclinan en tal forma que sus miembros más modernos buzan bajo la masa eruptiva, mientras que los más antiguos se hallan hacia el exterior. Además, Salomon ha descubierto fragmentos de calizas triásicas sumidos en la masa eruptiva <sup>68</sup>. Más al sur, hacia Bagnolino, aflora bajo el triás arenisca permiana, pórfido cuarcífero y filitas más antiguas, que continúan hacia el oeste, al valle alto del Trompia. En este punto tenemos importantísimas observaciones de Bittner, de las que se

deduce que la falla de la Judicaria desciende en línea recta al lago Idro con rumbo SSO. Pero al este de la falla algunas fracturas cortan oblicuamente las montañas triásicas del golfo del Adigio (monte Gaverdina) y siguen dirección al suroeste. Una de estas fracturas desciende por el valle Ampola, alcanza la línea Judicaria cerca de Storo y continúa al sur del Adamello por el valle superior del Trompia <sup>69</sup>.

No sin razón describe Bittner la parte occidental de esta fractura como equivalente tectónico de la falla de la Judicaria. Sin embargo, parece de tal modo continuación de la falla del valle Sugana, que pudiéramos imaginar que la última renace. Al sur del valle alto de Trompia siguen otras flexiones, en parte volcadas, como al sur del valle Sugana.

Más al oeste, en el valle Camonica, el triás se extiende al norte; pero, falto de datos, no puedo formar opinión acerca de la estructura a lo largo de su extremo septentrional. En general, no hay duda de que la zona mesozoica, que sigue el borde meridional de las montañas hasta el lago Orta, es continuación de la del golfo del Adigio y del Tirol meridional. Una serie de pliegues más largos o más cortos de granito, granitita y diorita cuarcífera continúan al oeste y suroeste, y aun cerca de Biella. No puede afirmarse que se los deba considerar continuación de la cicatriz marginal, aunque su posición sea análoga <sup>70</sup>. Hacia el sur los acompaña una zona de filadíos y pizarra neísica, a los que siguen pórfido, toba porfírica, brechas y arenisca roja, y a éstos el triás, con estratificación tabular como en la cordillera oriental caliza, que atraviesan flexiones, pliegues y fallas.

Al oeste de ese punto vemos ya, en la orilla meridional del lago Mayor y luego en Mendrisio, Lecco y en el lago de Iseo, las amplias moles de las capas triásicas y jurásicas, que también se han considerado principio de la llamada «Zona caliza meridional de los Alpes». En la alta Brianza, dice C. Schmidt que la estructura es «resultado de un empuje tangencial de norte a sur y simultáneo hundimiento de las partes meridionales de las montañas» <sup>71</sup>. La misma estructura prevalece en la cordillera de Grigna, y más al este la subsiguiente marcha de la línea del Adigio se evidencia hasta el lago Garda. Pero en el otro lado de la línea de dicho río, las palabras de Schmidt son ciertas para el conjunto de la región periadriática.

Al oeste de Biella la estructura es muy distinta. Prevalece plegamiento apretado e intenso. Muchos años de improbo trabajo han sido necesarios antes de que los felices descubrimientos de Franchi demostraran la edad mesozoica de las Pietre Verde. Podemos ya asignar a los Alpes la gran faja de anfíbolita que procede de la orilla septentrional del lago Mayor y llega a la llanura cerca de Ivrea. El contraste entre el tranquilo yacimiento del triás en los altos lagos italianos y el apretado plegamiento que comienza en las cercanías de Biella, es precisamente el mismo que observamos próximo a Brunneck, entre el sur y el norte del valle del Puster.

Rasetti ha descrito el descenso del triás en el Sesia <sup>72</sup>.

La granitita se dirige desde el monte Orfano y las bien conocidas canteras de Baveno en el lago Mayor hacia el suroeste; por Omegna, en la orilla septentrional del lago Orta, y por Cellio y Valduggia lo corta el Sesia, encima de Borgosesia, y se prolonga aún más allá por el monte Tovo hacia Biella. Las pizarras antiguas no asoman al oeste del Sesia. La amplia zona de pórfido y arenisca roja sigue sobre la granitita. Encima del pórfido y la arenisca yace, al este del Sesia, la mole del monte Fenera (899 metros) hundido en trozos, según fracturas en este basamento, pero en conjunto inclinado al nordeste. En la base hay caliza oscura sobre esta dolomía con Diploporos de 300 metros de espesor, y encima una plataforma liásica. La dolomía puede verse mucho más abajo hacia Grignasco (348 metros), en un jironcito aislado, cerca del borde meridional de la zona porfírica. Aun al oeste del Sesia, al suroeste de Borgosesia, un fragmento análogo de dolomías queda prendido entre la granitita y la zona porfírica.

Este es el extremo occidental del triás de la región de los lagos. Fijémonos ahora de nuevo en el Tirol.

En 1855 Emmrich advirtió que las montañas calizas de Lienz ofrecían más semejanza con los distantes Alpes del norte que con las inmediatas montañas del Tirol meridional <sup>73</sup>. Así lo han confirmado posteriores investigaciones. La caliza marina con Bellerophon, que en el sur se presenta sobre la arenisca de Gröden, falta al norte de la línea límite del Brenner al Bacher. En el norte las capas de Bleyberg con *Pinacoceras floridum*, en el sur las capas de Raibl con *Myophoria Kefersteini*; y, aunque recientemente se han hallado señales de mayor aproximación entre los dos tipos de desarrollo, tales como la existencia en las montañas meridionales del género Tropites, antes conocido sólo en el norte, y el descubrimiento de rocas oolíticas del norte, en la comarca meridional de Cadore, aún subsisten caracteres distintos que separan las series estratigráficas a ambos lados de la zona de dislocación <sup>74</sup>.

*Aquella parte de la zona de dislocación que se extiende del Brenner al Bacher por espacio de unos 300 kilómetros, no se caracteriza sólo por larga fractura e intrusiones tonalíticas, sino también porque forma el límite de las facies para varios miembros del permiano y del triás.*

En contraste con el oeste donde el Adamello, el Iffinger, y el Rieser-Ferner forman grandes alturas, el límite en el este lo indica un valle o surco. Sobre el valle se alzan al norte y al sur los blancos muros del triás que no muestran signos de costa próxima. Entre ellos las rocas de tonalita son más modernas que el triás. Aunque algunos de sus miembros presentan una facies en el norte y otra muy distinta en el sur.

La facies meridional persiste al este y suroeste hasta la línea de la Judicaria, y más allá en el sur por la región de los lagos. Es imposible com-



parar esta comarca occidental con la facies del norte. La formación cretácea presenta en los montes de «golfo» del Adigio, por ejemplo, el desarrollo meridional en forma de caliza blanca bien estratificada, tan distinta de los jirones transgresivos de la caliza de Gosau, que se dirige desde allí a Carintia. Donde no tenemos que ver directamente con la clasificación morfológica, sino con el plan general del edificio, *debemos separar de los Alpes la comarca montañosa del este del Sesia, este de la Judicaria y sur del Gail y atribuir las a los Dináridos.*

Esta comarca montañosa presenta la siguiente estructura:

Según las cordilleras dináricas proceden del suroeste, las limita al nordeste la prolongación noroeste de estas antiguas cordilleras que corren desde la mole de Rodopos, por la Serbia occidental, y alcanzan su último pico cerca de Agram. El ancho del espacio que ocupan las cordilleras dináricas entre Agram y la orilla del mar llega a 120 kilómetros, mucho más incluyendo Istria y las islas. Unos 70 kilómetros al noroeste de Agram, la margen meridional de la Bacher Range aparece como pilar angular en el borde de los Alpes <sup>75</sup>. Esta amplia separación entre las alturas de Agram y los montes Bacher se presenta como si fuera a la sombra de los desviados dináridos, según giran al noroeste. Pero por esta abertura penetran, desde el oeste, como dorso de las cordilleras dináricas, algunos largos pliegues *con la dirección casi al este de la gran zona de dislocación*; siguen mucho más allá por la llanura al sur de Styria y Croacia y mueren gradualmente bajo los depósitos terciarios. En el Save estas cordilleras, según Teller, en poco espacio presentan plegamientos, fajas muy levantadas, limitadas y separadas por fracturas. La misma dirección puede reconocerse en las montañas más altas, hacia el oeste, casi hasta Krainburg; diríase que la gran llanura al noroeste de Laibach se halla en inmediato contacto con las líneas dináricas y con las del Save.

La dirección dinárica en la región periadriática gira entonces del noroeste al oeste, y, por último al suroeste, mientras que en el límite septentrional de la fractura del valle de Sugana se alza el pilar de la Cima de Asta <sup>76</sup>. Al norte, la potente mole de pórfido se extiende hasta el borde en Meran (fig. 29, I, pág. 255). Pero en el golfo del Adigio, entre el borde occidental del pórfido y la línea Judicaria, una serie de flexiones o pliegues de rodilla cobijados al ESE. descienden paralelos a dicha línea hasta el lago Garda, y luego forman el monte Baldo allende el lago; divergen en abanico hacia Verona y terminan en la falla de Schio (I, página 263). En el norte yacen en el triás; hacia el sur se ocultan bajo el cretáceo (al menos los que se hallan en el este) y luego mueren en las cordilleras terciarias de Verona y Vicenza.

Estas líneas del Adigio presentan cierta semejanza con las del Save. Ambas siguen direcciones autónomas irradiantes desde el interior de las montañas. Ambas pierden en intensidad según avanzan, hasta desva-

necerse. Ambas están incompletamente separadas de la región principal de las líneas periadriáticas; la una por la Cima de Asta y la otra por las alturas de Agram. Por último, en su dirección influye más la que corresponde a la gran zona de dislocación que la dinárica, o sea, en esta región, la periadriática.

Ambos sistemas, en los dos extremos de la región periadriática, parecen efectos secundarios de un empuje que hubiese como surgido por salidas laterales de la región en la que se han desarrollado las mayores actividades dinámicas <sup>77</sup>.

En el centro de la región periadriática, hasta su límite septentrional, no hallamos nada que corresponda a los pliegues del Adigio o del Save. En Bruneck advertimos el mismo contraste en la estratificación que al este y al oeste de Biella. Allí los extremos han quedado a pocos kilómetros uno de otro. Los aplastados pliegues del triás en el Penser Joch (I, pág. 247) yacen al norte de la faja de tonalita que se dirige desde Meran hacia el camino de Brenner, al este del cual hay análogos pliegues aplastados del triás, que ha descrito Teller; uno en Inner-Villgratten y un segundo aflora en Brunneck, que se dirige al norte de Toblach, como una serie de blancos «klippen» hacia el ESE. o casi a levante. Cuando desde las alturas que dominan Toblach miramos hacia el sur por el Pusterthal, en las cimas del Croda di Antruilles, monte Cristallo y el Zwölfer Kofel, elevándose en masa de su ancho basamento, reconocemos al punto la grandeza del súbito contraste. El Pusterthal, que yace a nuestros pies, marca el límite entre la región dinárica y la alpina.

El pliegue aplastado por encima de Toblach pertenece a los Alpes; la disposición de picos blancos en el sur muestra la estratificación amplia, abierta, tabular y al mismo tiempo la facies meridional del triás dinárico. Es el borde de la caldera periadriática (I, pág. 273).

Pero, como ha mostrado Teller, la comprimida faja de «klippen» triásicos, cerca de Brunneck y Toblach, es la misma que se abre hacia el este, pasando así, acaso con la adjunta cordillera triásica de Inner-Villgratten, a las *montañas de Lienz*, que forman el extremo occidental de los Alpes del Gailthal. Los estudios de Teller no sólo han confirmado esta hipótesis, sino que nos han dado al mismo tiempo tan exacta pintura de esta cordillera estrechamente comprimida y longitudinalmente fracturada, que podemos reconocer, mejor que en ningún otro sitio, en los Alpes Orientales la relación de las fajas «raíces» con las moles triásicas continuas. Por regla general debe ocurrir que esas «raíces» sean, como en Suiza, extremos aplastados de sinclinales. Demuestra que también se han formado fosas por encima de Laas; una faja de caliza triásica de 10 kilómetros de longitud y sólo 400 a 500 metros de anchura queda cortada a lo largo de fallas longitudinales de esta especie y desciende a las antiguas pizarras del basamento <sup>78</sup>.

Con esta estructura, los Alpes de *Gailthal*, compuestos de triásico y jurásico, se extienden entre el Gail y el Drave hasta Villach; luego desaparecen en corto espacio bajo el suelo del valle y de nuevo afloran al este de la boca del Gail. Su dirección original, casi de este a oeste, ha variado un poco al ESE. Después vuelve a recobrar la antes dicha.

Estas montañas calizas resurgentes son las *Karawanken septentrionales*, que según Teller demuestran caracterizan sus facies septentrionales y fallas alargadas, como los Alpes del Gailthal<sup>79</sup>. Se dirigen próximamente hacia Windischgrätz, en el sur de Stigia. Allí se rompen contra una cuenca que llenan depósitos oligocenos; pero más allá, cerca de Ober-Dollitsch, pasa un gran segmento que deriva al lado suroeste de la Bacher-Range y separado de los terrenos arcaicos por una marcada fractura. Esta todavía pertenece a los Karawanken<sup>80</sup>.

Desde Bruneck hacia la fractura, entre el segmento de Ober-Dollitsch y la Bacher-Range, la longitud de esta caliza alpina llega a 260 kilómetros. *El lado meridional de los Alpes del Gailthal y del Karawanken septentrional es el meridional del triás alpino.*

Ya hemos visto que el límite entre los Alpes y la cordillera Dinárica está cerca de Toblach, en el Pusterthal. Ni en este punto ni en ninguno del Valle del Gail señalan el límite intrusiones de tonalita. En el valle del Gail marca la prolongación rectilínea de esa zona ancha faja de terrenos antiguos, y la diferencia en la estratificación y facies de las montañas calizas al norte y al sur de dicha faja. *La intrusión se ha apartado del límite unos 9 kilómetros hacia el norte; forma una larga faja de tonalita dirigida de este a oeste en el centro de la región alpina.*

Ya hemos tenido ocasión de mencionar los trabajos antiguos de Teller y los modernos de Löwl y Becke en esta parte del territorio. Según Löwl, la faja de tonalita se compone de dos masas de 4 kilómetros de anchura cada una; son el *núcleo de Reinwald* y el *núcleo de Rieser* (Hoch Gall, 3.450 metros), a los que une estrecha garganta. Sobre ellos hay jirones de neis a modo de fragmentos de tejado sobre un lacolito. Zinsnock forma en el sur una pequeña apófisis. El núcleo del Rieser se produce en una cordillera larga y estrecha que continúa hacia levante.

La total longitud desde la ladera occidental del núcleo del Rainwald, en Taufers, hasta el extremo más oriental del Rieser, en el valle del Defereggen, llega a 37 kilómetros. Allí desaparece la tonalita a causa de un empuje procedente del sur que motiva cobijaduras, pero mucho más al este persisten señales. Teller halló algunas en el Iselthal y en el Canaval, y todavía a mayor distancia, aunque siempre en igual dirección, en el Graa-Kofel, en el grupo de Kreuzeck<sup>81</sup>. Esto daría, midiendo desde Taufers hasta este punto, unos 85 kilómetros de longitud. Debe notarse que rocas eruptivas de carácter análogo reaparecen aún en el extremo este.

Suben hasta las pizarras con *Aptychus*, probablemente jurásicas, y también penetran en los terrenos arcaicos de la propia Bacher-Range <sup>83</sup>.

Futuros descubrimientos tal vez nos revelen la existencia en la región alpina de una *segunda zona intrusiva* de tonalita, que se extiende desde Taufers al este hasta los montes Bacher, *paralela a la cicatriz principal*.

Sin embargo, volvamos a la dislocación de primer orden, o sea al límite dinámico.

Las obras de Teller nos dan clara idea del modo con que las rocas eruptivas afloran de nuevo en las partes orientales del límite <sup>84</sup>.

El punto preciso en que estas rocas emergen por primera vez, apenas puede determinarse, porque también en aquella región lo oculta la cobijadura hacia el norte. Primero se encuentra estrecha faja de granitita, casi de este a oeste, a la que se une por el lado meridional otra de pizarra muy alterada a lo largo de la zona de contacto (Sf., fig. 16); aún más al este, hacia el sur, una faja de tonalita convertida a menudo por posterior presión en neis tonalítico. Estas tres fajas, la tercera de las cuales es luego la más importante, corren muy unidas en línea recta, primero al este y luego al ESE. Su mayor anchura colectiva es de 3 a 5 kilómetros y la longitud total, incluyendo un afloramiento cerca del pie de la Bacher-Range, de 58. Hacia el extremo oriental hallamos sólo tonalita. La granitita es la última intrusión y forma una segunda inyección en la misma zona dislocada. El ancho visible, sobre todo en el oeste, está determinado por la cobijadura.

La longitud total de la línea, desde la Judicaria hasta la Bacher-Range, llega hasta 420 kilómetros. Unos 193 de esta distancia nos marcan las siguientes intrusiones de tonalita: (1), la del *Adamello* (43 kilómetros) muy ancha y algo desviada al oeste y al norte respecto a la línea de dislocación en el este (línea Judicaria), y a la del sur (línea del valle de Trompia), pero aún situada dentro de la facies dinámica del triás, cuyo límite es desconocido allí, pero que sin duda se encuentra al oeste de la línea Judicaria; (2), la faja del *Iffinger* y el camino de *Brenner* (unos 55 kilómetros), que sigue fielmente en toda su marcha la dislocación y el límite de las facies; en el *Iffinger* aumenta algo la anchura y se estrecha en los demás sitios; (3), la del *Rieser-Ferner* (37 kilómetros) se desvía unos nueve hacia el norte. Respecto de la línea de dislocación se halla por completo en la región alpina; dos veces aumenta en el oeste hasta 4 kilómetros de anchura (el núcleo de Reinwald y el de Rieser), pero es muy estrecha hacia el este; si incluimos los afloramientos aislados orientales, la longitud hasta el grupo de *Kreuzeck* alcanza 85 kilómetros, que pueden pertenecer a una faja paralela que se encuentra más al norte; (4), la *comarca oriental*, incluyendo el último afloramiento cerca de la Bacher-Range (58 kilómetros); al principio muy estrecha, presenta en la mitad oriental anchura casi

uniforme de 1.800 metros; en el lado septentrional la sigue, en gran parte de su longitud, una intrusión paralela de granitita muy angosta, pero al este de Koprein se extiende en algunos sitios hasta dos kilómetros.

Esta intrusión, que alcanza en arco casi circular a veces hasta 400 kilómetros de longitud, debe considerarse, a causa de su uniformidad litológica y posición tectónica, fenómeno especial de la misma edad de la falla. Tan uniforme es la roca, que apenas puede hablarse de consanguinidad en el sentido que da a este término Idding; su conversión en neis de tonalita se debe a movimiento posterior. La última granitita del este se deriva, sin duda, del mismo lacolito del magma. A levante también hay andesita, más moderna que la tonalita y la granitita.

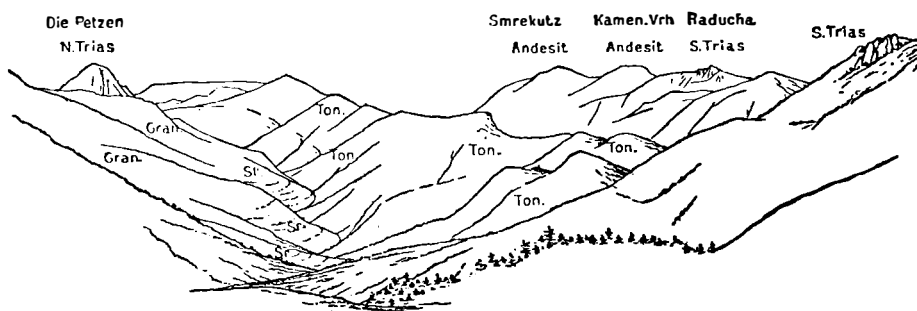


FIG. 16.—Vista del valle del Miss desde el collado de Uschova.

Luego de las diabasas paleozoicas han aparecido muchas clases de rocas eruptivas en aquella región. Tal vez baste que nos refiramos a las observaciones de Brögger<sup>84</sup>.

**LAS MONTAÑAS CÁRNICAS.**—Cerca de Sillian, en el Tirol, se ve el extremo occidental de una cordillera que, aunque dentro de la cicatriz marginal es independiente de los Dináridos, y como la Cima de Asta, anterior a estas montañas. El mapa que incluimos en el volumen I, pág. 246, muestra amplia región de filitas antiguas entre el borde norte del pórfido y la faja de triás plegado cerca de Brunneck, que procede de las montañas de Lienz. Es muy dudoso que sean esas las mismas filitas que se encuentran más al este. Por encima de Sillian halló Geyer, en el lado norte del valle y no lejos de la faja de triás incluída, el antes mencionado extremo occidental de la zona paleozoica, que a menudo alcanza considerable anchura, se extiende, como los montes Cárnicos, a lo largo de la orilla meridional del valle del Gail en 100 kilómetros, y continúa más al este. Al sur de

Rienz, por encima de Sillian, esta serie paleozoica yace sobre filadios cuarzosos que, al revés de los otros terrenos, se arrumban al sureste (Helmispitz, 2.450 metros; Eisenreich, 2,664, etc.), llega a Comelico y no desaparece hasta que ha seguido casi hasta Forni Avoltri. Hacia el norte, en el valle del Gail, yace frente a la zona paleozoica otra de micacitas y neises, a la que sigue hacia el norte el triás alpino septentrional de los Alpes del Gailthal.

De los trabajos de Geyer tomamos lo siguiente <sup>85</sup>:

En el sur, en Sexten, el triás dinárico está bastante horizontal. Las filitas cuarzosas (Helmispitz, etc., y Comelico) y los estratos paleozoicos de los montes Cárnicos pertenecen a una unidad tectónica y forman, en repetidas escalas, potente cobijadura montañosa hacia el norte. Las micacitas y neises forman en el valle del Gail un arco análogamente cobijado, en algunos sitios, hacia el norte. En igual dirección se desvía el triás alpino de los Alpes del Gailthal.

Pero más al este todo varía; desaparecen los filadios cuarzosos de Comelico; la caliza con fusulinas del carbonífero superior yace en discordancia sobre los pliegues cárnicos abrasionados.

*Los montes Cárnicos son una cadena ajena por igual a los Dináridos y a los Alpes, con dirección independiente y de edad varisca; están plegados hacia el norte y surgen bajo los Dináridos, a lo largo del borde meridional de la zona de dislocación.*

Estas antiguas montañas han motivado muchos notables estudios. Stache descubrió en ellas los primeros graptolitos; Frech hizo muchas notables investigaciones, especialmente acerca del devoniano; Taramelli y sus discípulos investigaron la ladera meridional, y Geyer ha realizado investigación detallada en la parte comprendida en Austria <sup>86</sup>. El testimonio de los fósiles nos permite reconocer en esta cordillera señales de siluriano inferior, ambos pisos del superior de Bohemia, varios del devoniano (incluso la caliza con *Clymenia*), y en una localidad más al este (Nötsch, cerca de Bleiberg), el carbonífero inferior con *Productus giganteus*. Sigue el carbonífero superior discordante <sup>87</sup>.

En el extremo oeste el horizonte más bajo de la serie paleozoica, muy espeso y que caracterizan diabasas <sup>88</sup> y pizarras verdes, forma la vertiente septentrional y se extiende mucho por el lado meridional, mientras que desaparecen los filadios cuarzosos. Geyer ha descrito su estructura. El siluriano superior se presenta en sinclinales abiertos al norte.

Algo más al este la caliza devoniana también aparece en los sinclinales y forma los picos de Paralba (2.692 metros) y Königswand (2.684 metros). Cuanto más avanzamos hacia el este más desciende el eje tectónico de la cordillera, porque disminuyen los miembros inferiores y aumentan los devonianos. En fin, el conjunto de esta estructura antigua con pliegues apretados se oculta bajo la transgresión horizontal del carbonífero supe-

rior sobre la que yace el permiano, y a trechos, como en el Gartnerkofel, cerca de Harmagor, un jirón aislado del triás meridional <sup>89</sup>.

Diriase que la cordillera buza en conjunto al este, mientras que hacia el oeste se levanta en cuña; así ocurre que este levantamiento se produce cerca del sitio donde las montañas triásicas de Lienz se elevan hacia el oeste, dejando atrás tan sólo las «raíces» de Brunneck y de Inner-Villgratten.

Más al este, desde cerca de Mauthem, en el centro del Gailthal hasta Hermagor y aun más allá se producen las siguientes modificaciones. Los miembros inferiores, diabasas y pizarras verdes sólo se ven en la ladera septentrional; pero en tanto que la cordillera está plegada de sur a norte, esos miembros inferiores buzan verticalmente hacia el sur de esta ladera o se inclinan hacia el norte, de modo que el conjunto forma un arco caído hacia dicho rumbo y separado netamente por esa parte de las micacitas del Gailthal.

Aún más al este aparece estrecha y larga zona de pizarras verdes y diabasa al norte de la faja de granitita, entre ella y el triás alpino del Karawanken septentrional. Podría relacionarse con la parte más baja de la serie paleozoica; y debe haber alguna razón para suponer que las pizarras con diabasa, visibles en el Missthal, algo más al norte, en el centro de la región alpina, pudieran atribuirse al mismo horizonte <sup>90</sup>.

Pero en el este los afloramientos típicos de siluriano fosilífero y de devoniano están separados del límite septentrional de los Alpes y de la zona de tonalita. Forman dentro de los Dináridos, larga y aislada cadena de colinas casi paralela a la línea de tonalita, pero separada de ella por las cordilleras rocosas de Koschuta y Uschova, que pertenecen al triás dinárico. Esta cadena paleozoica (Stegunek-Seeberg-Wistra) se compone de pliegues normales o caídos hacia el norte, y la rodea, precisamente, como en el oeste, carbonífero superior discordante. En general, se considera parte del Karawanken oriental; pero con este nombre se incluyen, de norte a sur, primero una cordillera de triás alpino (Obir, Petzen, etc.), luego la zona de granitita y tonalita (Kappel, Schwarzenbach), después una cadena de caliza dinárica (Koschuta, Uschova), y, por último, la cadena paleozoica con su borde de carbonífero superior. A F. Teller <sup>91</sup> corresponde el mérito de haber distinguido los varios miembros del Karawanken.

La parte del país en que se conoce una zona paleozoica plegada, anterior al carbonífero superior, se extiende desde Sillian hasta Vistra Sattel, en casi 200 kilómetros. Se encuentra (excepto los dudosos afloramientos del Missthal) dentro de la región dinárica o en la de la cadena eruptiva en su límite norte. Es posible que también le pertenezcan las alteradísimas pizarras entre la tonalita y la granitita (en el fondo del valle, en la fig. 16).

TRANSGRESIÓN DEL MANTO DINÁRICO.—En el Tsin-ling-xan, en el oasis de Kansu y región de los arcos variscos y armonicanos, descubrimos

profunda discordancia, que a veces se atribuye al carbonífero superior y otras al permiano. El arco de Yarkand presenta discordancia del carbonífero superior en el Tekelik-tagh, que más al sur, en el río Gussass, se ha atribuido al período permiano, como acaso contemporánea de la de las pizarras con *Productus* que se presentan en grande parte del Himalaya. Tenemos ahora grata oportunidad de examinar con mayor detalle la índole de tal discordancia.

Lo primero que hay que determinar es la sucesión de las capas en la serie más moderna.

Convenimos con Frech en que el piso de *Spirifer mosquensis*, que señala el principio de la discordancia en Asturias, aún no se ha hallado en los montes Cárnicos, en la base de esta serie más moderna ni en ningún horizonte superior; y todavía, de acuerdo con Frech, denominaremos al miembro visible más bajo (A), *capas de Auernigg* o zona con *Spirifer supramosquensis* que corresponde al piso de Gshel en Rusia, y que allí alterna con capas que contienen la flora de Ottweil (*Pecopteris arborescens*, etc.)<sup>94</sup>. Las sigue (B), caliza negra con *Schwagerina princeps*.

El tercer miembro es la caliza de fusulinas de colores claros, a menudo encarnada o rosada, en la que, cerca de Neumarktl, en Carintia, descubrió Schellwien rica fauna afín a la de Sosio en Sicilia (*Agaticeras*, *Scacchinella* y otros). Lo denominamos, con Schellwien y Geyer (C), *capas de Trogkofel*<sup>95</sup>. Las sigue (como puede deducirse de las observaciones de Teller acerca de la sucesión) conglomerado cuarzoso variolado (D), el *Verrucano*, con irregular distribución<sup>94</sup>. Encima del Verrucano, y acaso inseparable de él, está (E), la roja *Arenisca de Gröden*, que a menudo contiene cantos de pórfido, plantas permianas (*Walchia*) y yeso en sus lechos superiores. Encima (F), la *caliza de Bellerophon*, cuya fauna, que dió a conocer Stache, es muy peculiar (*Nautilus crux*, *Spirifer vultur* y otros). Diener ha descubierto en ella amonites (*Paralecanites*), pero hasta ahora no ha sido posible relacionarla con otras faunas<sup>95</sup>; siguen (G), las *pizarras de Werfen*, sin duda de la división escítica del triás inferior. Encima el conjunto de aquella potente serie de estratos marinos mesozoicos que forman la mayor parte de los Dináridos.

A. Las *capas de Auernigg* yacen en la superficie cárnica abrasionada, y las intercaladas con restos de plantas revelan las cercanías de la costa. Pero Geyer ha hallado que la superposición no es regular. Al contrario, parece que a trechos ocurre cobijadura local porque las capas superiores de este piso están en inmediato contacto con la caliza devoniana, de modo que sugieren la idea de que las masas resistentes de esta roca que han sobrevivido a la denudación se levantaron en este tiempo sobre la antigua superficie<sup>96</sup>. En Schwarzenbach las capas de Auernigg alcanzan a la cadena de tonalita, pero sin tocar en ningún punto a la región alpina. Hacia levante permanecen visibles como basamento de la serie dinárica por el



sur de Stiria, en gran espacio dentro de las líneas del Save; hace muchos años reconoció Rolle que las menas de hierro de Weitenstein contienen fósiles carboníferos.

Dentro de la región periadriática se nos presenta oportunidad de observar la serie dinárica superpuesta a terrenos más antiguos, pero en parte alguna vemos el carbonífero superior de origen marino. Tal oportunidad se presenta por debajo de los bordes rebajados del triás, desde Klausen hasta el lado meridional de los filadíos cuarcíferos en Comelico y en Forni Avoltri, o todavía a lo largo de la falla del valle de Sugana y cerca de las rocas eruptivas asociadas con el Adamello en el este y en el sur y su probable prolongación hasta Sesia. Más allá el basamento aparece en «ventana», cerca del centro del borde meridional de esta región, en Recoaro y en el Valli dei Signori. Adoptamos en esta obra la palabra «ventana», que han comenzado a usar nuestros compañeros los geólogos suizos, para aquellos casos en que un elemento tectónico subyacente queda expuesto a la luz por la erosión.....; es decir, donde la denudación local ha sido lo bastante profunda para cortar un plano de discordancia o un plano de falla. Tornquist ha hecho un estudio especial de la superposición en el borde de la «ventana» de Recoaro <sup>97</sup>. Por último, en muchos parajes en el este, y especialmente entre las potentes moles calizas del Menina y de los Steiner Alps (al nordeste de Stein) asoman terrenos pizarreños y neísicos a lo largo de fallas y mediante erosión. Teller ha descrito la complicada estructura que así se revela <sup>98</sup>.

En ninguna de las muchas localidades que rodean a la región periadriática se han descubierto hasta ahora señales de carbonífero superior marino. Tampoco se ve la serie paleozoica inferior de los montes Cárnicos. Al norte, en los Alpes, hallamos en el Stangalp y en el Steinacher Jock (Brenner) plantas terrestres que, según Stur, son del carbonífero superior, pero no las conozco dentro del límite dinárico, a cierta distancia de los montes Cárnicos; los afloramientos de Assling, en la alta Carintia, pertenecen a las cercanías de estas cordilleras <sup>99</sup>, y las de Manno, cerca de Lugano, son más antiguas y están plegadas dentro de los filadíos subyacentes <sup>100</sup>.

C. *Las capas del Trogkofel*.—Son calizas de colores claros, ricas en fósiles, y llegan a 400 metros de espesor en el Trogkofel. En estas montañas muestran tendencia a pasar en un horizonte especial a brecha de bloques esquinados <sup>101</sup>. En puntos más distantes hallamos a menudo, en lugar de la potente caliza, la mencionada brecha. Stache ha advertido su significado y determinado su posición estratigráfica desde el principio de estas investigaciones, y la ha denominado *brecha de Uggowitz*. Como rara vez se encuentran arrecifes *in situ* aún en gran distancia, Teller no duda en atribuir la brecha a la fractura de la caliza <sup>102</sup>.

La distribución de estas capas de Trogkofel y la brecha de Uggowitz

sigue muy de cerca a la de los lechos de Auernigg, de manera que se prolonga al este por la región de los pliegues del Save y no se extienden hacia el sur. Sin embargo, la brecha avanza al oeste. La descubrió Hörnes cerca de Sexten, en el Tirol, a unos 100 kilómetros al oeste del arrecife más occidental. Son de grande enseñanza los cortes en que Geyer muestra la estructura de este paraje <sup>105</sup>.

Sobre la filadlos cuarcíferos, que forman el lado suroeste de la faja de Comélico, y que al mismo tiempo representan el miembro inferior de los montes Cárnicos, yace en una localidad una caliza oscura, que acaso corresponda al piso B; en Matzenboden vemos remota prolongación, pero muy pequeña del pórfido cuarcífero de Botzen, que ocupa el noroeste de la región periadriática. Sobre el pórfido está la brecha de Uggowitz, de sólo 4 a 6 metros de espesor y encima 150 a 200 de Verrucano, 200 a 300 de arenisca de Gröden, yeso, dolomitas y grauwackas; por último, las calizas con *Bellerophon*.

Estos hechos nos permiten fijar la edad del pórfido, al menos en parte, con mayor precisión que hasta ahora. El perfil de la corriente de pórfido probablemente sigue una línea de depresión, lo que concuerda con el gran aumento del Verrucano y de la arenisca de Gröden, y se hace más notable el escaso espesor de la brecha netamente separada del Verrucano.

D. *Verrucano y E. arenisca de Gröden*.—El Verrucano existe en muchos parajes diseminados, mientras que la arenisca de Gröden abarca amplia superficie. La vemos alrededor del pórfido de Botzen y coronando las elevaciones que forma esta roca (Ritten), en el Val Sugana, alrededor y próxima al Adamello, y circundando la ventana de Recoaro. Dentro de la cordillera paleozoica, por ejemplo, en la Achomitzer Berg descansa directamente sobre el siluriano inferior. Hay pocos sitios en la región donde no se vea la cubierta casi universal de la arenisca de Gröden y aún allende el límite dinárico forma el basamento del triás alpino en los Alpes del Gailthal. Sólo se adelgaza a levante, sobre todo hacia el sur de Estiria.

Sin embargo, la arenisca de Gröden no es depósito marino. Los únicos restos orgánicos que en ella se han hallado (especialmente en la base) son plantas terrestres, mientras que por encima se encuentran con frecuencia margas yesíferas y yeso. Predominan los caracteres de la serie de Gobi. Indican formación continental..... desiertos y charcas sin desagüe.

La gran cordillera de la arenisca de Gröden corresponde a un período de retirada del mar. Ocurrió en condiciones distintas de las transgresiones marinas, y en particular en diferente relación con el relieve del suelo.

F. La caliza con *Bellerophon*.—Cuando la mar volvió las condiciones habían cambiado por completo, y la distribución de este piso difiere,

pues, de la de los depósitos marinos más antiguos. Falta, principalmente, la prolongación hacia el este.

La caliza con *Bellerophon* no penetra en los Alpes; Diener define del siguiente modo los límites de su desarrollo típico: hacia el oeste Gröden; al este el Pusterthal; Recoaro y el Val Sugana al sur, y las cercanías de Tarvis al este<sup>14</sup>. No conozco localidad donde exista la caliza con *Bellerophon* y, a la vez, falte la arenisca de Gröden. Parece que explica mejor su distribución una comunicación meridional con el mar.

G. Entre el Menina y los Steiner Alps, y luego más al este, hacia los pliegues del Save, la serie transgresiva comienza con las *pizarras de Werfen* como en la mayor parte de los Alpes del nordeste.

A la cabeza de un resumen de los resultados hasta ahora obtenidos debe figurar esta observación general: *La hoja dinárica puede comenzar con cada piso, desde las capas de Fuernigg hasta las pizarras de Werfen; pero desde la época de este horizonte hasta la relativamente moderna no se advierte discordancia tectónica*. Puede haber dificultades causadas por emisiones de pórfido cuarcífero, por las tobas del piso de Wengen y otras circunstancias, pero no se advierte movimiento general orogénico dentro de la serie. Los jirones de neocomiense en la Croda d'Antruilles, se han hundido en una fosa; pero se conservan en concordancia con su basamento normal, y esa concordancia se extiende por el golfo del Adigio hasta las capas de Schio.

Es deducción obvia y naturalísima el que *la transgresión ocurrió en una superficie desigual*. Tornsquit dedujo de la existencia de filadíos cuarcíferos en la ventana de Recoaro y de la falta de transgresión del carbonífero superior en esta localidad, que Recoaro, aun en la Era Paleozoica, debía formar una mole a grande altura, comparada con las comarcas del norte, y que tal vez se prolongaba en la región adriática. Se desconoce la edad de los filadíos de Recoaro; pero apenas podemos evitar la conclusión de que las potentes capas de siluriano y devoniano cuyos restos están preservados en los montes Cárnicos, habían sido denudados ya en grande extensión en época muy antigua. Sobre los filadíos cuarcíferos de Comelico yacen el pórfido y la brecha de Uggowitz, mientras que en el otro lado del valle el siluriano cubre al mismo filadío cuarcífero. Ni debe olvidarse que en el oeste, cerca de Manno, el carbonífero medio con restos de plantas está plegado en concordancia dentro de las filitas.

Parece que la superficie presentaba grandes desigualdades, y que la región septentrional se había hallado a nivel más alto. Con arreglo a las observaciones, podemos reconocer el siguiente orden de fenómenos:

Primero, el mar del carbonífero superior debió entrar desde levante, entre la cordillera de Agram y los montes Bacher, y formar un largo golfo en la zona septentrional de los Dináridos actuales, que en parte rodeaba y en parte cubría la cadena Cárnica que encierra en sus pliegues la flora

de Ottveil, y cuyos filadidos cuarcíferos dan el cuarzo blanco de los conglomerados del carbonífero superior. Cuando se depositaban los lechos de Trogkofel (esto es, en el tiempo de la fauna de Scacchinello) la situación debió ser en esencia la misma, y si podemos suponer que la brecha de Uggowitz en Sexten es su prolongación directa, se sigue que el golfo continuaba hacia el oeste y que una parte del pórfido cuarcífero ya se había extendido sobre esa comarca. Establecidas así condiciones continentales, el manto de arenisca de Gröden y de yeso se formó como el piso de un desierto. El mar de la caliza con Bellerophon probablemente llegó allí (al parecer desde el sur) y lo siguió un preponderante, pero no por completo continuo desplazamiento positivo de la costa (durante la deposición de las capas del Raibl, por ejemplo), que duró largo período y creó la potente cubierta sedimentaria concordante.

De modo que aunque la discordancia pueda comenzar en varios horizontes, desde el piso del *Spirifer supramosquensis* hasta las pizarras de Werfen, dentro de este período no se advierten signos de importante trastorno tectónico.

ÚLTIMOS MOVIMIENTOS.—A juzgar por la concordante disposición de la cubierta, es también notorio que son relativamente modernas las dislocaciones que ahora la cruzan. Sin duda no son muy remotas, pero sí de edades distintas y también de distinta clase.

El primer problema que se plantea es el relativo a la edad de la cicatriz de tonalita. Salomon ha intentado, con no poco ingenio, mostrar que la intrusión ocurrió durante el cretáceo o en un piso bajo de la Era Terciaria, y después se pronunció a favor de que fuese terciario; mientras que Lepsius no considera bien fundamentada la hipótesis de edad tan moderna<sup>195</sup>. En el Adamello, la única conclusión cierta que puede obtenerse de un detenido examen de los hechos, es que la tonalita tiene menos antigüedad que grande parte del triás. En el este sabemos algo más. Si, como es probable, las rocas porfíricas de Prävali, en Carintia, han de considerarse contemporáneas de la tonalita, la intrusión, según Teller, no debió ocurrir antes del final de la época jurásica. El mismo autor dijo, además, que la cordillera caliza alpina del norte de Karawanken se rompe transversalmente en su extremo oriental, cerca de Windischgrätz, en Stiria meridional, y que la caliza de Gosau se apoya en la fractura, de modo que muestra que es más moderna. Ciertamente que esta fractura apenas llega a la tonalita, y Teller no dedujo nueva conclusión acerca de su edad, pero las condiciones en la época de la caliza de Gosau parecen análogas ya a las del día<sup>196</sup>. Por último, la andesita de Smekrouz se apoya directamente en la denudada superficie. Esta andesita es más moderna que el horizonte de Castel Gomberto, y más antigua que los lignitos aquitánicos con *Anthracotherium magnum*, al que acompaña en las tobas con *Anenchelum*. La andesita pertenece a larga serie de afloramientos que comienzan junto a la

tonalita y que, dirigiéndose al sureste cortan oblicuamente a los pliegues del Save (fig. 17).

De la disposición de las capas terciarias puede deducirse que los movimientos son de edades distintas. En el centro de la cordillera caliza oriental hallamos ingresiones que suponen la existencia de valles; por lo general comienzan con el horizonte de Castell Gomberto, en la fosa de Polschizza; al noroeste de Krainburg hemos observado el piso de Laverda subyacente. Sin embargo, más al este, capas mediterráneas han sido acarreadas hacia arriba y plegadas en las líneas del Save, como las capas de Schio en los pliegues del Adigio.

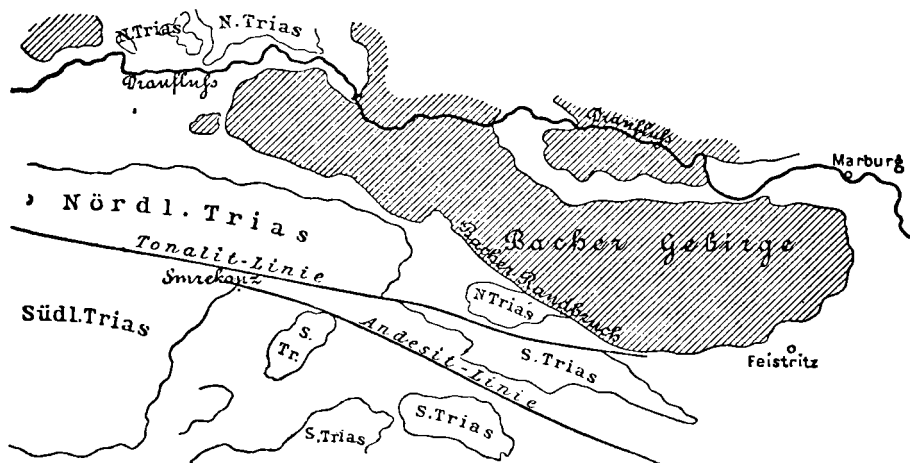


FIG. 17.—Bosquejo de la relación de la línea de tonalita con la Bacher-Gebirge.

(Con arreglo al mapa en bosquejo de Austria de F. v. Hauer y al detallado de Teller; hoja de Prassberg.)

Pero aparte de estas líneas divergentes y aparte también de fracturas transversales de importancia secundaria, dominan en la región que estudiamos dos movimientos.

Es el primero el hundimiento escalonado hacia el Adriático, y la tendencia a las cobijaduras en igual dirección. Podemos añadir a la descripción que ya hemos dado acerca de estos movimientos (I, pág. 238) que se manifiestan de igual modo al norte de las fallas de Asta, y en mayor escala que hasta ahora se había conocido. En particular Salomon halló que toda la masa de la Marmolata se dirige en jirones cobijantes hacia el sur<sup>107</sup>.

El segundo movimiento, completamente distinto, se ve en el norte, sobre todo desde Sexten y Comelico hasta muy lejos por levante. Ya se

ha dicho que la antigua cordillera Cárnica está intensamente plegada hacia el norte. Casi podemos imaginar que el movimiento en esta primitiva dirección ha despertado. Domina no sólo en los terrenos arcaicos del valle del Gail, sino que penetra algo más al norte, y el triás alpino de los Alpes del Gailthal exhibe en todos lados, según Geyer, los efectos de su acción <sup>108</sup>. Aún las prolongaciones orientales de la tonalita del Rieser-Ferner, en el valle del Deferegggen, están cobijadas hacia el norte <sup>109</sup>. La prolongación oriental de los montes Cárnicos (Stegunek) también está cobijada hacia el norte, y allí el movimiento continúa en igual sentido a través del límite dinárico; la tonalita ha adoptado estructura néisica, y en varias partes del triás dinárico ha montado, sin duda procedente del sur, sobre la tonalita. Al norte de la tonalita, en el valle del Vellach, cerca de Kappel, el triás alpino está caído al norte. Pero en este valle, según seguimos hacia el sur, advertimos un arco de rodilla en el triás: la parte más alta caída hacia el norte, buza al sur; la parte inferior yace normalmente y buza al norte, de modo que en un paraje, en el lado oriental del valle, vemos buzamiento al norte y en el lado occidental buzamiento al sur, como si la cobijadura hubiese procedido de arriba y sólo hubiera afectado a las capas más altas <sup>110</sup>.

De manera que, en distancia de más 200 kilómetros, el borde septentrional de la región periadriática queda dominado con movimiento hacia el norte, en completo contraste con el movimiento hacia el sur que prevalece en los demás lados. Debiera repetir aquí la conjetura de que el movimiento hacia el norte se halle en relación causal con el plegamiento intercarbonífero de la cordillera cárnica en igual dirección. En ninguna parte parece manifestarse más al oeste de estas antiguas cordilleras y en sus prolongaciones orientales; en cambio, sin disputa, se propaga bastante hacia el norte por la faja de tonalita en la zona inmediata de los Alpes.

La duda reside en el modo con que se encuentran esos dos movimientos opuestos: el periadriático y el dinárico dirigidos hacia el sur, y el cárnico dirigido al norte. Podríamos esperar una forma en abanico o algo análogo; pero la disposición real es bastante distinta.

En Pontebba vemos simplemente asperísimo contacto entre el carbonífero superior y el triás (Zirkelspitzen, I, pág. 266, fig. 36), en el límite sur de la cordillera antigua. Siguen a dichas formaciones hacia el sur, en el otro lado del valle, las grandes moles calizas periadriáticas movidas hacia el sur. Parece que ocurre igual en la mitad occidental de la región; en el este es distinto. Con objeto de describir la estructura, hagamos un corte de norte a sur por el centro del mapa de Eisenkappel, debido a Teller.

En el norte está el triás alpino; al sur de éste sigue estrecha zona de pizarras verdes y luego la faja de granitita; después las pizarras, metamorfiizadas por contacto y justamente al este de éstas, aparece también la tona-

lita; siguiendo al sur, hallamos primero estrecha faja de triás dinárico; luego carbonífero superior, que sigue la discordancia, y más allá el siluriano y el devoniano de la antigua cordillera Stegunek-Seeberg, que pertenece a los montes Cárnicos. *Todas estas zonas están volcadas hacia el norte*, Contra el lado meridional de la cordillera de Stegunek-Seeberg yace el primero de los anchos segmentos calizos del sur. Son los *Steiner Alps*.

Forman una típica mole caliza del triás dinárico, violentamente arqueada, de unos 2.000 metros de altura y que cubre un espacio de 15 a 17 kilómetros en cuadro. *El gran fragmento de triás que aparece en el ángulo sudoeste de la fig. 17 pertenece a esa mole. Su ancho lado septentrional ha seguido al basamento siluriano, y muestra los efectos del movimiento hacia el norte. Pero su lado meridional queda volcado hacia el sur*, de modo que el triás yace sobre una serie terciaria volcada, en cuya base se presenta la *Ostrea fimbrioides* <sup>11</sup>.

En el norte, esa grande mole caliza se dirige hacia ese rumbo como la cadena cárnica; en el sur en opuesta dirección, como en el país periadriático. Pero en este proceso no se ha extendido ni se ha comprimido en abanico. *Estos movimientos no pudieron ocurrir simultáneamente*. Los Steiner Alps se movieron primero como masa rígida hacia el norte, y luego, en otro tiempo, hacia el sur. Demuestra lo cierto de esta interpretación que el límite septentrional del movimiento meridional no es regular, de manera que al oeste de los Steiner Alps ha hallado Teller, más al norte, cobijaduras hacia el sur <sup>12</sup>.

El movimiento periadriático hacia el sur fué, acaso, el más reciente de los dos, y parece que el movimiento hacia el norte es aún más antiguo que la fractura transversal del Windischgrätz, sobre la cual se depositó la caliza de Gosau. Pero también cabe imaginar que ambos movimientos ocurrieran alternativamente.

Estos detalles muestran que la cicatriz de tonalita, que coincide con el límite entre el tipo alpino y el dinárico del triás, indica, sin duda, grandes movimientos montañosos, pero que, no ha impedido, de ningún modo, movimientos posteriores.

## Notas del capítulo VIII: Los Táuridos y los Dináricos.

<sup>1</sup> E. Naumann, *Die Grundlinien Anatoliens und Centralasiens* (Hettner, Geogr. Zeitschr., II, 1896, páginas 7-25; mapa; artículo reproducido en parte en la obra del mismo autor: *Vom Goldenen Horn zu den Quellen des Euphrat*, gr. in-8.º, München-Leipzig, 1893, páginas 373 y siguientes.

<sup>2</sup> H. Abich, *Geologische Forschungen in den kaukasischen Länder*, in-4.º, II, Viena, 1882, pág. 185, etc.; véase también W. J. Hamilton, *Reisen in Kleinasien, Pontus und Armenien*, edición alemana, 1843, in-8.º, I, páginas 197 y siguientes.

<sup>3</sup> Una buena descripción de la parte oriental de esta zona se encuentra en R. Oberhummer und H. Zimmerer, *Durch Syrien und Kleinasien, Reiseschilderungen und Reisen*, in-8.º, Berlín, 1899; véase en particular L. von Ammon, la misma obra, páginas 330 y siguientes.

<sup>4</sup> F. Schaffer, *Geologische Studien im südöstlichen Kleinasien* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL, CIX, Abh. I, 1900, páginas 498-252; y CX, 1901, páginas 5-18).

<sup>5</sup> M. Blanckenhorn, *Grundzüge der Geologie und physikalischen Geographie von Nord-Syrien*, in-4.º, Berlín, 1891, páginas 6-14, y mapa; véase el tomo I de la presente obra, pág. 659, nota 1).

<sup>6</sup> Como en otro tiempo Gaudry, Bergeat describió después las rocas de esta isla. No sólo hay allí serpentinizaciones y calizas probablemente cretáceas, sino también huellas del terreno jurásico; A. Bergeat, *Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern* (Tschermak, Mineralogische-Petrogr. Mittheil, XII, 1891, páginas 263-312, y láminas VIII-IX; mapas).

<sup>7</sup> M. Blanckenhorn, *Die Strukturlinien Syriens und des Roten Meeres* (v. Richthofen-Festschrift, in-8.º, Berlín, 1893, páginas 115-180, y mapa; especialmente pág. 178); Schaffer, Mem. citada, II, pág. 15.

<sup>8</sup> Naumann, *Vom Goldenen Horn zu den Quellen des Euphrat*, pág. 372. Del oeste de Angora provienen también los fósiles liásicos descritos por J. F. Pompeckj, *Paläontologische und stratigraphische Notizen aus Anatolien* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLIX, 1897, páginas 713-828, y láminas XXIX-XXXI).

<sup>9</sup> G. Ralli, *La cuenca hullera de Heraclée* (Anales Soc. Geol. de Bélgica, Lieja, XXIII, 1895-1896, páginas 151-267, y láminas III-XIX; mapas y cortes); véase también Schlehan, *Versuch einer geognostischen Beschreibung der Gegend zwischen Amasy und Tyrlanda an der Nordküste von Klein-Asien* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., IV, 1852, páginas 96-142, láminas I-III; mapa y corte), y Garella y Huyot, *Información sobre las minas de hulla de Heraclée* (Anales de Minas, 5.ª serie, VI, 1854, Mem., páginas 173-234, y lám. I); R. Zeiller, *Estudio sobre la flora fósil de la cuenca hullera de Heraclée* (Soc. Geol. de Fr., Mem. de Paleontologia, VIII, y IX, núm. 21, 1899-1901, pág. 91, seis láminas).

<sup>10</sup> F. Toulou, *Eine geologische Reise nach Kleinasien* (Neues Jahrb. f. Min., 1899, I, páginas 63-70); *Eine Muschelkalkfauna am Golfe von Ismid in Klein-Asien* (Waagen, Beitr. z. Palaeont. u. Geol. Oestr.-Ung. u. d. Orients. X, 1896, páginas 153-157); *Eine geologische Reise nach Kleinasien (Bosporus und Südküste des Marmarameeres)*, Ibid, XII, Heft I, 1898, páginas 1-52, lám. I, y en otras partes.

<sup>11</sup> Naumann, *Die Grundlinien Anatoliens und Centralasiens*, pág. 15.

<sup>12</sup> K. v. Fritsch, *Acht Tage in Kleinasien* (Mittheil. Ver. f. Erdkunde zu Halle a



S., 1882, páginas 101-139, y mapa geológico), y W. F. Wilkinson, *Notes on the Geology and Mineral Resources of Anatolia* (Quart. Journ. Geol. Soc., LI, 1895, páginas 95-97).

<sup>13</sup> Sabios eminentes como H. Douvillé (C. R. Acad. Sc., CXXII, 1896, páginas 678-680) y F. Toulou (Neues Jahrb. f. Min., 1898, I, páginas 26 y siguientes) expresaron la hipótesis que el Balkan se prolonga, no por la Crimea, sino por el Asia Menor. M. Douvillé se apoya en la semejanza de los terrenos de los alrededores del Heraclea. Yo no soy de esta opinión. La estructura del país situado entre Heraclea y Amasra es contraria a ella. Hochstetter dice que, como Boué había ya declarado, sería un error considerar los Montes Istrandja como un contrafuerte destacado del Balkan al sureste, «de los cuales está separado de una manera completa, no solamente desde el punto de vista geológico, sino desde el punto de vista orográfico». (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XX, 1870, pág. 390.) En muchas localidades recientes descubrimientos revelaron el tipo alpino de los sedimentos mesozoicos, tales los ricos yacimientos de la Bosnia, el Trias de Balía-Maaden y las huellas del Trias señaladas en Grecia por Douvillé.

<sup>14</sup> E. Tietze, *Beitrag zur Geologie von Lykien* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXXV, 1885, páginas 283-386, y lám. VI; mapa).

<sup>15</sup> G. Bukowski, *Grundzüge des geologischen Baues der Insel-Rhodus* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., XCVIII, Abth. I, 1889, páginas 208-272, y mapa; particularmente página 220), y *Geologische Uebersichtskarte der Insel-Rhodus* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLVIII, 1898, páginas 517-688, y lám. XIII; mapa).

<sup>16</sup> G. Bukowski, *Der geologische Bau der Insel Kasos* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., XCVIII, Abth. I, 1889, páginas 653-669, y mapa).

<sup>17</sup> J. Luksch und J. Wolf, *Berichte der Commission zur Erforschung des östlichen Mittelmeeres, III* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., 1894, páginas 92 y siguientes, y mapa).

<sup>18</sup> W. R. Paton und J. L. Myres, *Researches in Karia* (Geogr. Journ. IX, 1897, páginas 38-54, y mapa; en particular páginas 44 y 51). Tshihatcheff atravesó también la banda de pizarras de la cadena Latmice.

<sup>19</sup> G. Bukowski, *Kurzer Vorbericht über die Ergebnisse der in den Jahren 1890 und 1891 im südwestlichen Kleinasien durchgeführten geologischen Untersuchungen* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., C, Abth. I, 1891, páginas 378-399; en particular pág. 386).

<sup>20</sup> M. Neumayr, *Ueber den geologischen Bau der Insel Kos* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., XL., 1880, páginas 213-314, y mapa).

<sup>21</sup> R. Nasse, *Ein Ausflug nach Samos* (Zeitschr. Ges. für Erdkunde, Berlin, X, 1875, páginas 222-235, y lám. V; mapa); véase también Spratt, *Remarks on the Geology of the Island of Samos* (Quart. Journ. Geol. Soc., III, 1847, páginas 65-67, láminas II-III; mapa), y C. de Stefani, C. J. Forsyth-Major y W. Barbey, *Samos. Estudio geológico, paleontológico y botánico*. In-4.º, Lausana, 1892; *Sumario geológico*, por C. de Stefani, páginas 71-81.

<sup>22</sup> H. E. Strickland, *On the Geology of the Neighbourhood of Smyrna* (Trans. Geol. Soc., 2.ª serie, V, 1840, páginas 393-408, y lám. XXXII; mapa); T. Spratt, *Observations on the Geology of the Southern Part of the Gulf of Smyrna and the Promontory of Karabournou* (Quart. Journ. Geol. Soc., I, 1845, páginas 156-162, y mapa); F. Teller, *Geologische Beobachtungen auf der Insel Chios* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., XL., 1880, páginas 340-356, y mapa).

<sup>23</sup> L. de Launay, *Descripción geológica de las islas de Metelin y de Tasos* (Archivos de las Misiones científicas y Lit., 3.ª serie, XVI, 1890, 48 páginas, dos láminas, una de ellas mapa); *Estudios geológicos del mar Egeo. La geología de las islas de Metelin (Lesbos), Lemnos y Tasos* (Anales de Minas, 9.ª serie, XIII, 1898, páginas 157-319, y láminas I-IV; mapas).

<sup>24</sup> J. S. Diller, *Notes on the Geology of the Troad* (Quart. J. Journ. Geol. Soc., XXXIX,

1883, páginas 627-636, y mapa de la pág. 628); A. Philipson, *Geologisch-Geographische Reiseskizzen aus dem Orient* (Sitzungsber. Niederrhein. Ges. f. Natur-u. Heilk., Bonn, 1896-97, pág. 41).

<sup>25</sup> G. v. Bukowski, *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Balia Maaden im nordwestlichen Kleinasien* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., CI, Abth. I, 1892, páginas 214-235, y dos láminas, una de ellas mapa); H. Coquand, *Noticia geológica de los alrededores de Panderma, Asia Menor* (Bol. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, VI, 1877-78, páginas 347-357). En estos igualamientos, que no parecen muy extendidos, Coquand conservó siempre la dirección N.W.

<sup>26</sup> R. Hoernes, *Geologischer Bau der Insel Samothrake* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., XXXIII, 1874, 2. Abth. páginas 1-12, mapa y una lámina).

<sup>27</sup> De Launay, *Estudios geológicos en el mar Egeo*, páginas 45-74, y lám. III; mapa geológico.

<sup>28</sup> L. de Launay, *Geología de las islas de Metelin, Lemnos y Thasos*, lám. I.

<sup>29</sup> A. Philippon, *Die griechischen Inseln des Agäischen Meeres* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXIV, 1897, páginas 264-280, y lám. 6; mapa), y *La tectónica de la Egeida* (Anales de Geogr., VII, 1898, páginas 112-141, y lám. III; mapa tectónico).

<sup>30</sup> P. Oppenheim, *Beiträge zur Kenntniss des Neogen in Griechenland mit einer geologischen Einleitung von A. Philippson* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLIII, 1891, páginas 421-487, y láminas XXVI-XXVIII).

<sup>31</sup> Bukowski, *Grundzüge des geologischen Baues der Insel Rhodus*, páginas 235 y siguientes).

<sup>32</sup> V. Hilber, *Geologische Reise in Nordgriechenland und in Macedonien 1893* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., CIII, 1894, Abth. I, páginas 575-601; en particular páginas 596 y siguientes). K. A. Penecke, *Marine Tertiär-Fossilien aus nordgriechenland und dessen türkischen Grenzländern* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., LXIV, 1897, páginas 41-66, y tres láminas). Ya Boué menciona los depósitos terciarios de Trikkala sin indicar allí fósiles todavía; A. Boué, *La Turquía de Europa*, edición alemana, I, pág. 195. En 1892, Dreger describió la *Natica crassatina* y otras especies de los alrededores de Koritza, según las muestras que le mandaron; en 1893, Hilber avanzó en Macedonia hasta Koritza; en 1894, Philippson y Oppenheim demostraron que en la frontera de Macedonia, al norte de Trikkala, existen capas de *Cerithium margaritaceum* e hicieron conocer una *Arca* procedente de Koritza; Philippson und Oppenheim, *Tertiär und Tertiärfossilien in Nord-Griechenland sowie in Albanien und bei Patras im Peloponnes* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLVI, 1894, páginas 800-822). Gorceix, que fué el primero en señalar el yacimiento de mamíferos de Lapsista, supone que los depósitos terciarios se prolongan hasta el norte:

<sup>33</sup> A. Boué, *Der albanesische Drin und die Geologie Albaniens, besonders seines tertiären Beckens*, seguido de un *Verzeichniss nordalbanesischer tertiären Petrefacten*, por M. Hörnes (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., XLIX, Abth. I, 1864, páginas 179-193). Esta lista comprende especies del primer piso mediterráneo (*Mytilus Haidingeri*, *Pecten solarium*) y especies del décimo piso mediterráneo; los materiales examinados proceden de dos localidades, el Monte Gradetz entre Durazzo y Tirana y el Monte Sorel (Zurel), entre Tirana y el país de Mat (pág. 184).

<sup>34</sup> E. Tietze, *Geologische Uebersicht von Montenegro* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXXIV, 1884, páginas 1-110, y lám. I; en particular páginas 66 y 68).

<sup>35</sup> V. Simonelli, *Le sabbie fossiliferi di Selenitza in Albania* (Boll. Soc. Geol. Ital., XII, 1893, páginas 552-558); entre los trabajos anteriores véase H. Coquand, *Descripción geológica de los yacimientos bituminosos y petrolíferos de Selenitza en la Albania y de Chieri en la isla de Zante* (Boll. Soc. Geol. de Fr., 2.ª serie, XXV, 1867-68, páginas 20-74). Para la prolongación de estos depósitos de Corfú, véase Th. Fuchs, *Die Pliocänbildungen von*

*Zante und Corfu* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., LXXV, 1877, Abth. I, páginas 309-320, y una lámina).

<sup>36</sup> Los numerosos trabajos de Philippson sobre este objeto aparecieron en los últimos volúmenes de la *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin* y de la *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*; los de Hilber se encuentran en los *Sitzungsberichte* y los *Denkschriften* de la Academia de Ciencias de Viena.

<sup>37</sup> K. Oestreich, *Reiseindrücke aus dem Vilajet Kosovo* (Abhandl. k.k. Geogr. Ges. Viena, I, 1859, páginas 331-372, y mapa; en particular páginas 338 y siguientes).

<sup>38</sup> R. Hofmann, *Antimon-und Arsen-Erzbergbau «Allchar» in Macedonien* (Oesterr. Zeitschr. f. Berg-und Hüttenwesen, XXXIX, 1891, Nr. 16, y lám. VI; mapa).

<sup>39</sup> J. Partsch, *Die Insel Korfu* (Petermans Mittheil., Ergänzungsheft Nr. 88, 1887, 97 páginas, y mapas).

<sup>40</sup> A. Boué, *La Turquía de Europa*, edición alemana, Viena, 1899, I, pág. 178; Rudistes y Polypiers entre Cardzilar y Ostrova.

<sup>41</sup> E. Naumann, *Macedonien und seine neue Eisenbahn Salonik-Monastyr. Ein Reisebericht*, in-8.º, 58 páginas. München und Leipzig, 1894; véase particularmente pág. 46.

<sup>42</sup> J. M. Zujović, *Contribución al estudio geológico de la antigua Servia* (Anales Geol. de la Península Balkánica, III, 1891, páginas 124-135).

<sup>43</sup> J. Cvijić, *Die macedonischen Seen; ein vorläufiger Bericht* (Mittheil. Ungar. Geogr. Ges. Budapest (Földdr. Közlem.), XXVIII, 1900, páginas 113-124; en particular pág. 10 y comunicaciones orales con el autor).

<sup>44</sup> A. Philippson, *Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland, III* (Zeitschr. d. Ges. für Erdkundler, Berlin, XXX, 1895, pág. 487; para un mapa geológico véase la misma Colección, XXXI, 1896, y lám. 9).

<sup>45</sup> Philippson, *La tectónica de la Egeida*, pág. 117.

<sup>46</sup> V. Hilder, *Geologische Reise in Nordgriechenland und Makedonien in 1894* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., CIII, Abth. I, 1895, pág. 620). Ya Boué conocía muchos de estos yacimientos, cuya continuidad se ha revelado ahora.

<sup>47</sup> Neumayr, *Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., XL, 1880, página 112*; Philippson, *Zeitschr. d. Ges. Erdkunde*, XXXII, 1897, pág. 273; Hilber, *Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., CIII, 1894, Abth. I, pág. 592*, y en otras partes.

<sup>48</sup> Philippson, *Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXIV, 1897, páginas 264-280, y mapa*; *La tectónica de la Egeida*, pág. 119, y H. Baron von Foullon und V. Goldschmidt, *Ueber die geologischen Verhältnisse der Inseln Syra, Syphnos und Tinos* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXXVII, 1887, páginas 1-34, y láminas I II; mapas). Véase también F. Scharfzik, *Geologische Notizen aus Griechenland* (Jahresber. kgl. Ung. Geol. Anst. für 1893, 1895, páginas 177-192; especialmente páginas 189 y siguientes).

<sup>49</sup> A. Lacroix, *Sobre la constitución mineralógica de la isla de Policandros* (C. R. Acad. C., CXXIV, 1897, páginas 628-630).

<sup>50</sup> R. Leonhard, *Die Insel Kythera* (Petermanns Mittheil., Ergänzungsheft Nr. 128, 1899, y mapa; véase especialmente páginas 7 y 10).

<sup>51</sup> Douvillé, *Sobre una ammonita triásica coleccionada en Grecia* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XXIV, 1896, pág. 799).

<sup>52</sup> A. Philippson, und G. Steinmann, *Ueber das Auftreten von Lias in Epirus* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLVI, 1894, páginas 111-125, y lám. XI).

<sup>53</sup> E. Tietze, *Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst.*, XXXIV, 1884, páginas 59-69).

<sup>54</sup> G. v. Bukowski, *Ueber den geologischen Bau des nördlichen Theiles von Spizza in Süddalmatien* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1896, páginas 93-119), y *Neue Ergebnisse der geologischen Durchforschung von Süddalmatien* (Ibid., 1899, páginas 68-77).

<sup>55</sup> G. v. Bukowski, *Zur Stratigraphie der Süddalmatinischen Trias* (Verhandl. k.k. Geol.

Reichsanst., 1896, páginas 379-385). La regularidad de dirección de las montañas en el interior de las tierras (N.W.-S.E.) resaltan en el mapa geológico de Montenegro publicado por K. Hassert (Petermanns Mittheil., Ergänzungsheft Nr. 115, 1895, y lám. I). Según Bitner, existe hulla en las capas de Raibl, cerca de Trebinje, en Herzegovina. (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1900, páginas 145-148).

<sup>56</sup> F. v. Hauer, Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1862 (Jahrb. XII), pág. 257; *Prehnit von Comisa auf der Insel Lissa und Eruptivgesteine aus Dalmatien* (Ibid., 1867, páginas 89-91); *Der Scoglio Brusnik bei St.-Andrea Scoglio Pomo in Dalmatien* (Ibid., 1882, páginas 75-77); H. v. Foullon, *Der Augitdiorit des Scoglio Pomo in Dalmatien* (Ibid., 1883, páginas 283-286). F. von Hauer insiste desde 1882 en las Pietre Nere descritos por Tchihatcheff.

<sup>57</sup> C. Viola e M. Casetti, *Contributo alla geologia del Gargano* (Bol. R. Com. Geol. de Italia, XXIV, 1893, páginas 101-129, y láminas III-IV, de las cuales una es mapa). La cuestión de si la Murga debe ser considerada como formando parte también de la Dalmacia; se discute en detalle en F. Virgilio, *Geomorfogenia della Provincia di Bari* (estr. dal vol. III dell'op. *La Terra di Bari*, delib. dal Consiglio Prov. per l'Esposizione di Parigi del 1900), in-folio, 148 páginas, tres láminas, una mapa tectónico. Trani, 1900.

<sup>58</sup> C. Viola e G. Di Stefano, *La Punta delle Pietre Nere presso il Lago di Lesina in provincia di Foggia* (Boll. R. Com. Geol. d'Italia, XXIV, 1893, páginas 129-143); C. Viola, *Le rocce eruptive della Punta di Pietre Nere* (Ibid., XXV, 1894, páginas 391-405, y lámina IV; mapa); G. di Stefano, *Lo scisto marnoso con «Myophoria vestita» della Punta di Pietre Nere* (Ibid., XXVI, 1895, páginas 4-51, y láminas I-II). Añadamos que Bittner descubrió en el Trias un macizo extendido de diorita augítica, de gabbro y de diorita; A. Bitner, *Geologische Mittheilungen aus der Werfener Schiefer- und Tertier-Gebiete von Konjica und Jablanica a. d. Narenta* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXXVIII, 1888, páginas 321-342; especialmente pág. 334); C. v. Jhon, *Ueber die Gesteine des Eruptivstockes von Jablanica an der Narenta* (Ibid., páginas 343-354). Traverso y Nicoli creyeron poder deducir de la composición de la arena de los alrededores de Ancona, de Pesaro y de Ravena la existencia de las rocas eruptivas sumergidas (Atti Soc. ligust. Sc. nat. e geogr., Génova, VII, 1896, páginas 139-141); Artini combatió esta versión en los Rendic. Instit. lombardo Sc. e lett., Milán, XXIX, 1897, pág. 800.

<sup>59</sup> Stache, *Geologische Notize über die Insel Pelagosa* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1876, páginas 123-127); M. Grollier v. Mildensee, *Topographisch-geologische Skizze der Inselgruppe Pelagosa* (Mittheil., a.d. Jahrb. k. ungar. Geol. Anst., VII, 1885, páginas 133-152, y láminas IX-XI, una de ellas mapa; véase también Eelot. Isde y la presente obra, pág. 346, nota 1). Sobre el Adriático en general véase también E. Cortese y M. Canavari, *Nuovi appunti geologiche sul Gargano* (Boll. R. Com. Geol. de Italia, XV, 1884, páginas 225-240, y 289-304, y lám. V); M. Canavari, *Obsservazione intorno all'esistenza d'una terraferma nell'attuale bacino adriatico* (Proc. verb. Soc. Tosc. Sc. Nat., Pisa, IV, 1885, páginas 151-157); T. Fischer, *Grundzüge der Bodenplastik Italiens* (Verhandl. X. Deutsch. Geogr.-tages in Stuttgart, 1893, páginas 39-53).

<sup>60</sup> A. Tellini, *Obsservazione geologiche sulle Isole Tremiti e sull'Isola Pianosa nell'Adriatico* (Boll. R. Com. Geol. d'Italia, XXI, 1890, páginas 442-514, y láminas XI-XII; mapas).

<sup>61</sup> U. Söhle, Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1899, páginas 319-325, y 1900, páginas 185-187; F. Kerner, *Geologische Beschreibung der Kuste südlich von Sebenico* (Ibid., 1898, páginas 364-378). Para Trau y Bua, véase F. v. Karner, Ibid., 1899, páginas 236-240, 329-348.

<sup>62</sup> Bonarelli, *Carta geológica del M. Conero presso Ancona* (Boll. Soc. Geol. Ital., XIII, 1894, pág. 171).

<sup>63</sup> F. Kossmat, *Ueber die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Idria*

(Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLIX, 1899, páginas 259-285, y láminas X-XI; mapa y cortes), y *Das Gebirge zwischen Idria und Tribusa* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1900, páginas 65-78, y mapa en el texto). También se encuentran en esta región huellas de un movimiento negativo o de una topografía irregular antes del depósito de capas del Raibl.

<sup>64</sup> F. Frech, *Die Tribulaungruppe am Brenner in ihrer Bedeutung für den Gebirgsbau* (v. Richthofen-Festschrift, in-8.º, Berlín, 1893, páginas 100, y mapa).

<sup>65</sup> F. Löwl, *Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol* Petermanns Mittheil., XXXIX, 1893, páginas 73-82, y 112-116, y lám. 6; mapa; F. Becke, *Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner* (Tschermak-Mineralog.-Petrog. Mittheil., XIII, 1892, páginas 379-430, 433-464, y láminas XII-XIII, en particular pág. 462).

<sup>66</sup> W. Salomon, *Ueber Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen* (Tschermak, Mineralog.-Petrog. Mittheil., XVII, 1898, páginas 109-284, y mapa). Para el Iffinger, independientemente de los trabajos anteriores, véase U. Grubenmann, *Ueber den Tonalitkern des Iffinger bei Meran* (Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zurich, XLI, 1896, páginas 340-353, y lám. 4), y *Ueber einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Tonalite* (Tschermak, Mineralog.-Petrog. Mittheil., Neue Folge, XVI, 1897, páginas 185-196); E. Künzli, *Die Contactzone um die Ulten-Iffingermasse bei Meran* (Ibid., XVIII, 1899, páginas 412-442, y láminas XI-XII; mapa y cortes); Künzli no ve fenómenos de contacto más que en el borde noroeste, y supone un hundimiento posterior al borde sur y suroeste.

<sup>67</sup> Véase en particular F. Teller, *Erläuterungen zur geologischen Karte der im Reichsrathe vertretenen Königreichen und Länder der Oesterr.-ungar. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 63, Einsekappel und Kanker; SW-Gruppe Nr. 84, Prassberg a. d. Sann*; in-8.º, Viena, k.k. Geol. Reichsanst., 1898.

<sup>68</sup> W. Salomon, *Neue Beobachtungen aus den Gebieten des Adamello und des St. Gotthard* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Berlín, 1899, I, páginas 27-41, en particular página 36).

<sup>69</sup> A. Bittner, *Ueber die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXXI, 1881, páginas 219-370, y láminas IV-VI; mapa y cortes); véanse especialmente páginas 220, 233, 360 y siguientes; la misma Colección, XXXIII, 1883, pág. 426). En mi memoria *Ueber das Rothliegende in Val Trompia* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., LIX, Abth. I, 1869, lám. I) está figurado el contacto vertical del Val Trompia.

<sup>70</sup> A. Bellano, muy cerca del límite del lago de Como llega una banda granítica de este género; E. W. Benecke, *Erläuterungen zur einer geologischen Karte des Grigna-Gebirges* (Naues Jahrb. f. Min., III, Beilage-Bd., 1884, páginas 171-251, y láminas II-III, una de ellas mapa, con descripción del granito, por Cohen); T. Taramelli, *Osservazione stratigrafiche nella Valsassina e nella Valtorta* (Rendic. Ist. Lombardo di Sc. e Lett., serie 11, XXV, 1892, páginas 563-578). Se encuentran muchas observaciones relativas a este territorio por Spreafico, Parona, Calderini, Taramelli, Porro, Artini y Riva en los últimos volúmenes de *Rendiconti Ist. Lombardo* (Milano) y de los *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.* (Milano).

<sup>71</sup> C. Schmidt, *Zur Geologie der Alta Brianza* (Congreso Geol. Internacional, 6.ª serie, Suiza, 1891, Comptes rendu, páginas 503-518, y lám. III); E. W. Benecke, Mem. citada; véase en otra E. Philippi, *Beitrag zur Kenntniss des Aufbaues und der Schichtenfolge im Grignagebirge* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLVII, 1895, páginas 665-734, y láminas XIX-XXI; mapa y corte), y *Geologie der Umgegend von Lecco und des Resegone-Massivs* (Ibid., XLIX, 1897, páginas 318-367, y láminas XIII-XIV, una de ellas mapa); H. Becker, *Lecco und die Grigna* (Ibid., XLIX, 1897, páginas 690-692, etc.).

<sup>72</sup> G. E. Raseti, *Il Monte Fenara di Valsesia* (Boll. Soc. Geol. Ital., XVI, 1897, páginas 141-175, y lám. VII; mapa).

<sup>73</sup> H. Emmrich, *Notiz über den Alpenkalk der Lienzer Gegend* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., VI, 1855, pág. 449).

<sup>74</sup> G. Geyer, *Ueber die Verbreitung und stratigraphische Stellung der schwarzen Tropites-Kalke bei San Stefano in Cadore* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1900, páginas 355-370). Acerca de la existencia en los cortes de Raibl de un facies que recuerda las capas de Bleyberg, véase Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XVII, 1867, pág. 580.

<sup>75</sup> C. Doelter, *Bericht über die geologische Durchforschung des Bachergebirges* (Mittheil. Naturw. Ver. für Steiermark, 1892, páginas 2-23); F. Teller, *Ueber den sogenannten Granit des Bachergebirges* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1893, páginas 169-182); véase, además, J. Dreger, *Ibid.*, 1894, páginas 247-250, y 1896, páginas 84-90, Teller und Dreger, SW-Gruppe, Nr. 85, *Pragerhof*; A. Pontoni, *Ueber die mineralogische und chemische Zusammensetzung einiger Granite und Porphyryte des Bachergebirges* (Tschermak Mineralog. Petrogr. Mittheil, Neue Folge, XIV, 1895, páginas 360-374); Ippen, *Mittheil. Naturw. Verfür Steiermark*, 1892.

<sup>76</sup> A ejemplo de Krafft, debo hoy atribuir al granito de la Cima de Asta una edad anterior; A. von Krafft, *Das Alter des Granites der Cima d'Asta* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1898, páginas 184-189); Salomon lo considera mucho más reciente: *Ueber Alter.... der periadriatischen .... Massen*, páginas 194 y siguientes, y *Ueber das Alter des Asta-Granites* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1898, páginas 327-333). M. Vacek, *Ueber die geologischen Verhältnisse des obersten Val Sugana* (*Ibid.*, 1896, páginas 459 y siguientes; trata de las antiguas pizarras del Asta).

<sup>77</sup> Ya se ha visto cuanto interés encierra el conocimiento de las extremidades libres (cap. VII, pág. 407, nota 1). «Si consideramos entonces la superficie.... comprimida así poco a poco entre dos mandíbulas de contornos irregulares, esta superficie no se plegará por todas partes al mismo tiempo. Las primeras arrugas se formaron, desde luego, en las regiones donde la presión era más fuerte.... Estas arrugas se extendieron en seguida, por un efecto evidente de continuidad, a ambos lados del centro de plegamiento.» (Ph. Zurcher, *Sobre las leyes de la formación de los plegamientos de la corteza terrestre*. Hoja de los jóvenes Naturalistas, París. 111°, serie XXI, núm. 251, 1.º septiembre, 1891, pág. 2), y *Nota sobre la estructura de la región de Castellane* (Bull. Servicio Mapa Geológico de Fr., VII, 1895-96, núm. 48, páginas 325 y siguientes). Este ejemplo está tomado en pequeña escala, pero puede aplicarse a las más grandes dimensiones, como la prolongación lateral del Kuen-lun.

<sup>78</sup> G. Geyer, *Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailthaler Alpen in Kärnten* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLVII, 1897, páginas 295-364, en particular páginas 361-363); *Ueber die geologischen Aufnahmen im Westabschnitt der Karnischen Alpen* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1899, páginas 89-117), y en otras muchas publicaciones).

<sup>79</sup> Véase, por ejemplo, F. Teller, *Erläuterungen zur Geologischen Karte.... Eisenkappel und Kanker*, pág. 78.

<sup>80</sup> F. Teller, *Erläuterungen zur Geologischen Karte.... Prassberg, a. d. Sann*, y en otras partes.

<sup>81</sup> F. Teller, *Ueber Porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Central-Alpen* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst. XXXVI, 1886, páginas 715-746, especialmente pág. 736); R. Canaval, *Die Erzvorkommnisse von Plattach und auf der Assam-Alm bei Greifenburg in Kärnten und die sie begleitenden Porphyrgesteine* (*Ibid.*, XLV, 1895, páginas 103-124, en particular pág. 104).

<sup>82</sup> E. Hussak, *Ueber das Auftreten porphyritischer Eruptivgesteine in Bachergebirge* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1884, pág. 247); H. B. v. Foullon, *Ueber Quarzglimmerdioritporphyrite aus den östlichen Kärnten* (*Ibid.*, 1889, páginas 90-96); F. Teller, *Erläuterungen zur Geologischen Karte.... Prassberg a. d. Sann*, pág. 154.

<sup>83</sup> Entre las recientes publicaciones se puede citar: E. Reyer, *Reiseskizzen über das*

*Smekrouz-Gebirge* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst. 1878, páginas 296-298); H. V. Graber, *Die Ausbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLVII, 1897, páginas 225-294, y láminas V-VII), y los muchos trabajos de Teller a este propósito, en particular *Erläuterungen zur Geologischen Karte..... Eisenkappel und Kanker*, páginas 120 y siguientes, y *Prassberg a. d. Sann*, páginas 18 y 136).

<sup>84</sup> W. C. Brögger, *Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo im Südtirol*, in-8.º, Cristiania, II, 1895, páginas 154 y siguientes. (Videnskabselsk. Skr., I, Mathem.naturw. KL., 1895, núm. 7).

<sup>85</sup> G. Geyer, *Ueber die geologischen Aufnahmen im Westabschnitt der Karnischen Alpen* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1899, páginas 89-117), y *Zur Kenntnis der Triasbildungen von Sappada, San Stefano und Auronzo in Cadore* (Ibid., 1900, páginas 119-141).

<sup>86</sup> Entre las muchas publicaciones de que ha sido objeto esta región, me limitaré a citar Fr. Frech, *Die Karnischen Alpen. Ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgstechnik*, in-8.º, xiv-514 páginas, 24 láminas y tres mapas, Halle, 1894; S. Taramelli, *Osservazioni stratigraphiche sui terreni paleozoici nel versante italiano delle Alpi Carniche* (Atti R. Accad. Lincei, Ser. 5, Rendic., 1895, sem. 2, IV, páginas 185-193); G. Geyer, *Ueber die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitt der Karnischen Alpen* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLVI, 1896, páginas 127-234, y lám. I; mapa), y *Ueber neue Funde von Graptolithenschiefen in den Südalpen* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1897, páginas 237-252). Sobre sus relaciones con los Alpes en general, véase G. Diener, *Grundlinien der Struktur der Ostalpen* (Petermanns Mittheil., XLV, 1899, páginas 204-214).

<sup>87</sup> Para la sucesión de las capas véase G. Stache, *Die palaeozoischen Gebiete der Ostalpen, I* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXIII, 1873, páginas 175-248), y *II* (Ibid., XXIV, 1874, páginas 135-274, y láminas VI-VII-VIII; mapa y cortes); Stache pone un corte del siluriano en Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1890, páginas 121-126; véase también Frech., *Ueber das Devon der Ostalpen, I* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXIX, 1887, páginas 659-737, y láminas XXVIII-XXIX), y *II* (Ibid., XLIII, 1891, páginas 672-687, y láminas XLIV-XLVII); también en Ibid., XLVIII, 1896, páginas 199-201, y en otras partes. Para el carbonífero y el permiano, consultar los numerosos trabajos indicados en las notas de las páginas siguientes.

<sup>88</sup> En un punto de la vertiente sur existe, según A. Rosiwal, una porfírita de enstatita (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1895, pág. 436); L. Milch señala porfiritas cuarzíferas en las cuales es abundante el feldespató (in Frech, *Die Karnischen Alpen*, pág. 185).

<sup>89</sup> Véase, especialmente, G. Geyer, *Ueber die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitt der Karnischen Alpen* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLVI, 1896, páginas 127, 136 y siguientes), y *Ueber die geologischen Aufnahmen im Westabschnitt der Karnischen Alpen* (Verhandl., 1899, pág. 90).

<sup>90</sup> F. Teller, *Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen)*. In-8.º, Viena, k.k. Geol. Reichsanst., 1896, pág. 46.

<sup>91</sup> F. Teller, *Die silurischen Ablagerungen der Ost-Karawanken* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1886, páginas 267-280), y en otras publicaciones.

<sup>92</sup> *Lethaea geognostica, I, Lethaea palaeozoica*. 2, Bd., 2. Lief. II. *Die Steinkohlenformation*, von Fritz Frech, in-8.º, Stuttgart, 1899, páginas 354-364.

<sup>93</sup> E. Schellwien, *Bericht über die Ergebnisse einer Reise in die karnischen Alpen und die Karawanken* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss., Berlín, 1898, páginas 693-700), y *Die Fauna der Troglkofelschichten in den Karnischen Alpen und den Karawanken, I, Die Brachipoden* (Abhandl. k.k. Geol. Reichsanst., XVI, Heft, 1900, I, páginas 1-122, y láminas I-XV).

<sup>94</sup> G. Geyer, *Uggowitzer Breccie und Verrucano* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1899, páginas 418-432).

<sup>95</sup> C. Diener, *Ueber ein Vorkommen von Ammoniten und Orthoceren im südtirolis-*

- chen Bellerophonkalk* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss, Viena, Mathem.-naturw. CL., CVI, 1897, Abth. I, páginas 61-76, lám. I).
- <sup>96</sup> Geyer, Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1898, páginas 251-252.
- <sup>97</sup> A. Tornquist, *Das vicentinische Triasgebirge*, in-8.º, VIII, 195 páginas, 14 láminas, dos mapas, Stuttgart, 1901; véase también A. Bittner, *Bericht über geologischen Aufnahmen im Triasgebiete von Recoaro* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXXIII, 1883, páginas 563-634, y lám. V; cortes).
- <sup>98</sup> F. Teller, *Der geologische Bau der Rogac-Gruppe und des Nordgehanges der Menina bei Oberburg in Südsteiermark* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1892, páginas 119-134).
- <sup>99</sup> D. Stur, *Obercarbonische Pflanzenreste vom Bergbau Reichenber bei Assling in Oberkrain* Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1886, páginas 383-385); Teller, *Ibid.*, 1899, pág. 399.
- <sup>100</sup> C. Schmidt., *Allgemeine Darstellung der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Lugano* (Eclogae Geol. Helvetia, II, 1890, pág. 6).
- <sup>101</sup> G. Geyer, Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLVI, 1896, pág. 152).
- <sup>102</sup> Véase en particular G. Stache, *Die Stellung der Uggowitzer Kalkbreccie innerhalb der im Gailthaler-und Karawanken-Gebirge vertretenen Aequivalente der Permformation* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1878, páginas 310-313); Teller, *Ibid.*, 1899, pág. 410.
- <sup>103</sup> R. Hoernes, in E. Mojsisovics von Mojsvar, *Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien*, in-8.º, Viena, 1879, y mapa, páginas 297 y siguientes; G. Geyer, *Uggowitzer Breccie und Verrucano* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1899, páginas 418-432).
- <sup>104</sup> C. Diener, *Ueber ein Vorkommen von Ammoniten und Orthoceren im südtirolischen Bellerophonkalk* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., CVI, 1897, Abth. I, pág. 73, nota 3).
- <sup>105</sup> W. Salomon, *Ueber Alter etc., der periadriatischen.... Massen*, pág. 36, y *Neue Beobachtungen aus den Gebiete des Adamello*, etc. (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Berlin, 1899, I, páginas 35-38); R. Lepsius, *Ueber die Zeit der Entstehung der Tonalit-Masse in Süd-Tirol* (Notizblatt der Ver. für Erdkunde und der Grossherzog. geol. Landesanst. zu Darmstadt, IV, Folge, Heft 19, 1898, páginas 50-55).
- <sup>106</sup> F. Teller, *Erläuterungen zur Geologischen Karte..... SW-Gruppe Nr. 84, Prassberg a. d. Sann*, pág. 154; véase también páginas 68 y 146.
- <sup>107</sup> W. Salomon, *Geologische und palaeontologische Studien über die Marmolata* (Palaeontographica, XLII, 1895, 210 páginas, y láminas I-VIII; mapa. pág. 71).
- <sup>108</sup> Geyer Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLVIII, 1897, pág. 368, y en otras partes.
- <sup>109</sup> F. Teller, *Ueber porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Central-Alpen* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXXVI, 1886, pág. 736).
- <sup>110</sup> Este pliegue de rodilla lo describí y representé en mi memoria: *Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in der Südealpen* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., LVII, Abth., 1868, pág. 276, y lám. II, fig. 1.ª); F. Teller pintó el contraste local de las dos vertientes del valle en *Erläuterungen zur Geologischen Karte..... SW-Gruppe. Nr. 83, Eisenkappel und Kanker*, pág. 77.
- <sup>111</sup> Encontré esta ostra en los barrancos que dominan Sidrasch, al norte de Ulrichsberg; ordinariamente la acompaña el *Cerithium margaritaceum*. Para el movimiento hacia el norte véase F. Teller, *Erläuterungen zur Geologischen Karte..... SW-Gruppe, Nr. 83, Eisenkappel und Kanker*, páginas 4-110.
- <sup>112</sup> F. Teller, *Das Alter der Eisen-und Manganerz führenden Schichten im Stou-und Vignasca Gebiete* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1899, páginas 396-418). Allí, capas aquitriniennes con marcas vegetales están plegadas con el carbonífero superior.



## CAPÍTULO IX

# EL NORTE DE EUROPA

La divisoria del Aral y el Irgis.—Relaciones de los Urales con el Cáucaso.—Ufa.—Cordilleras plegadas entre el Ufa y el Mar Artico.—La plataforma precambriana.—Su prolongación por el Escudo Báltico.—Su prolongación por el sur de Rusia.—Relaciones con los Sayánidos.—Las líneas caledonianas.—La cobijadura escandinava.—Consideraciones teóricas.—Relaciones de Escandinavia con Escocia.—Resumen.

En este capítulo investigaremos la conexión entre las líneas directrices del norte de Europa y las de Asia. La región que vamos a estudiar puede dividirse en tres partes: los Urales, la Plataforma rusa y la zona plegada de Escocia y Escandinavia. Ya hemos descrito todas, especialmente los Urales (I, pág. 501), pero nuevas investigaciones han modificado nuestro concepto de la región, aun acerca de sus rasgos principales, y hasta ahora no estábamos en condiciones de discutir las relaciones de los Urales con la estructura de Eurasia en general. El basamento arcaico de la plataforma rusa apenas se había estudiado, y quedaron en pie importantes problemas (II, pág. 53) respecto de los fenómenos tectónicos del oeste de Escandinavia, a los que ahora puede darse respuesta más concluyente.

De las tres partes, la segunda (la plataforma central arcaica) es la más antigua; le pertenece el Escudo Báltico, la Fenno-Scania de Sederholm. El gínt que rodea al escudo muestra que sus pliegues estaban ya denuados en la época precambriana, lo mismo que aquellos otros tan lejanos de orillas del lago Baikal. En el sur de Rusia esta antigua plataforma se rompe en fragmentos, entre los cuales las líneas de dislocación que describió Karpinski se arrumban al ONO. (I, Lámina VI, m. m., pág. 469); mas al oeste se oculta bajo los Cárpatos (I, pág. 192). Y aún más lejos se oculta bajo sedimentos posteriores, y no se advierten sus relaciones con el borde externo del arco varisco, pero la plataforma es, sin duda, anterior a este borde, y hacia el noroeste desaparece bajo las ondulaciones

predevonianas del oeste de Escandinavia. La dirección de los pliegues es siempre hacia la antigua plataforma, excepto en el fragmento caledoniano de Escocia. Sin embargo, ignoramos si la propia plataforma, que puede seguirse hasta Bornholm, se extiende hacia Bélgica por debajo de depósitos más modernos. Al mismo tiempo conserva su propio plegamiento precambriano, libre de la influencia de todo movimiento posterior ocurrido en su contorno.

Esta antigua plataforma, aunque sin importantes rasgos orográficos, ocupa mayor parte de la superficie de Europa que ningún otro elemento tectónico.

**DIVISORIA ENTRE EL ARAL Y EL IRGIS.**—El hermoso mapa que levantó Karpinski de la vertiente oriental de los Urales, muestra que terrenos de aquella cordillera y sus pliegues, despojados por denudación de relieve montañoso, aún perduran bastante trecho hacia el este donde pueden observarse en los valles fluviales bajo débil manto de sedimentos principalmente terciarios <sup>1</sup>. Unión que puede seguirse desde el Tura al Tobol y, según las observaciones de Krasnopolski, a lo largo del último río, hallaremos vestigios de los Urales en las orillas del Ayat y el Tobol, casi hasta su confluencia, donde cubren a capas de Angara y senonenses <sup>2</sup>.

En el paralelo 53° N. podemos trazar pliegues uralianos desde el meridiano 56° 20' E. hasta el 63° E., y, por lo general, *aún no se ha descubierto límite hacia el este.*

En relación con esta grande amplitud hay divergencia en dirección hacia el sur. Al oeste de Orsk, cita Muschketow rumbo NNE. en los terrenos más antiguos; en los Mugodyars, la dirección suele ser de norte a sur. En la cuenca del río Ural observó Stuckenberg frecuentes desviaciones al NNO. <sup>3</sup>; en el Tobol, por encima del Ayat, menciona Krasnopolski dirección NNO. (355° a 305°); la caliza cristalina, en Troitzk, se dirige, según Melnikow, hacia el noroeste <sup>4</sup>. Esto se advierte con bastante claridad en los mapas, y todavía surge la duda de si existirá relación entre los Urales y una de las ramas de la virgación del Tian-xan.

No es nueva tal conjetura. Aún en el siglo XVIII, la cordillera de «Alginsk» o «Ayaginsk» se mencionaba como eslabón que conectaba los Urales con la «cordillera de Sungar, procedente de la India». Pero han demostrado el error las escasas observaciones de Bardanes, que se dice ha sido el único viajero que ha visto esta cordillera, así como el sitio que le señala Georgi, entre los ríos Irgis y Ullkai-yak <sup>5</sup>.

En tiempos más recientes ha opinado Muschketow que acaso un ancho pliegue como el del Tarbagatai exista en la divisoria Aral-Irgis (I, pág. 501). Karpinski y Tschernyschew se inclinaban a considerar leve indicación de esta naturaleza <sup>6</sup> algunas cordilleras de los Urales que se dirigen al SSE., entre ellas el Ui-tash, en la vertiente oriental del Ural-Tau (54° 40' N.).

Intentemos ahora determinar qué indicios se conocen hoy acerca de esas relaciones.

Hacia el sur ha trazado Borzczow la diorita de los Mugodyars hasta el río Chegan (próximamente a los 46° 30' N.; al noroeste del mar de Aral) <sup>7</sup>.

Muschketow, que siguió hacia el sureste, hasta el punto donde comienza la bifurcación del Tian-xan, dibujó una serie de afloramientos de sienita, granito y pizarras antiguas desde la estepa que se extiende al sur de Orsk hasta la factoría de Karassai (a los 49° N., al noroeste de la ciudad de Irgis). En aquel paraje desaparecen esas señales de los Urales bajo depósitos cretáceos con *Protocardium hillanum*, que limita una línea desde el monte de Aigyr-Baital (al norte del mar de Aral), en las cercanías de la ciudad de Irgis y la aldea de Dyalavli, al suroeste de dicha ciudad. Forman el substrato del desierto que se extiende hacia el Sir-Darya rocas cretáceas, allí donde faltan depósitos terciarios.

Este desierto interrumpe las observaciones. Más allá, unos 40 kilómetros al norte de Kasalinsk, reaparece el cretáceo, que puede verse en el valle del Sir-Darya, entre Kasalinsk y Karamakchi, así como en algunos cerros del norte del río. Luego sigue hasta Perovsk, el gran pantano de Bakaly-kon, en el lado norte del Sir-Darya; y más allá aún, al este de Perovsk, nos aproximamos a las montañas de Daut-jodya y Dyitim-tiube, donde están los asomos más septentrionales del gran Kara-tau, y, por lo tanto, pertenecen a la rama que procede del Tian-xan, al suroeste de Aulie-ata (lámina IV) <sup>8</sup>.

He aquí el resultado de nuestras investigaciones:

La parte meridional de las actuales montañas de los Urales corresponden a la occidental de extensísima región plegada que en el este ha nivelado por completo la denudación y han cubierto los depósitos de las llanuras siberianas occidentales. Sus pliegues siguen por el sur los montes Guberlinskii y los Mugodyars, y al norte del paralelo 46° se ocultan, según pierden altura, bajo la estepa y la plataforma de Ust-Urt. Algunas zonas más orientales, ahora casi completamente denudadas, continúan a lo largo del río Or, algo al noroeste de la ciudad de Irgis. En igual dirección al sureste, pero separadas por la formación cretácea y el desierto, están los asomos del Kara-tau. La divisoria Aral-Irgis señala la línea de unión.

Por esto, según muestran las observaciones de Muschketow, no es imposible que una de las ramas del Tian-xan se desvíe en conexión con las cordilleras de los Urales que divergen hacia el sur. En parte puede considerarse probable; pero en las actuales circunstancias no se puede demostrar.

Aún más difícil es conjeturar las posibles relaciones entre los Urales y los pliegues, mucho más remotos, del Kirguiz. Los relatos de Krasnopolski acerca de los distritos auríferos de los montes del sur de Kokshe-

Tau, muestran que los terrenos más antiguos de esta región llevan rumbo bastante marcado, de 40 a 60° de norte al este, y divergen de todas las direcciones hasta aquí observadas <sup>9</sup>.

Consideramos demostrado que en larga distancia al norte del paralelo 53° no pueden separarse los Urales del basamento de la plataforma siberiana, plegado en igual dirección que aquéllos.

RELACIONES DE LOS URALES CON EL CÁUCASO.—La aparente desviación del Kara-Tau, hacia la divisoria Aral-Irgis, contrasta con la amplia divergencia entre las direcciones de los Urales del mediodía y el Cáucaso; contraste que aún acentúa la aparición de recientes líneas de dislocación de norte a sur, entre los Urales y el Cáucaso. Sin embargo, lo mismo el Kara-tau que el último debèn considerarse ramas irradianes del Tian-xan.

En primer lugar mencionamos el plegamiento de los montes *Yergeni*, situados muy al suroeste, y cuya detallada descripción debemos también a Muschketow <sup>10</sup>.

A juicio nuestro, principian en el recodo del Volga, cerca de Zaritzyn. Desde allí un pliegue anticlinal casi meridiano, abarca dos grados y medio de latitud, pero gira más bien al sureste, de manera que alcanza el Manych, en monte de Chalon Jamur (44° 50' E.) con rumbo al este. Al mismo tiempo asoman en el lado occidental varios pliegues secundarios que divergen hacia el sur. En el eje del anticlinal aflora arcilla oscura, probablemente terciaria. Los lechos sarmáticos, al menos en el sur, quedan envueltos en el plegamiento, más antiguo que los sedimentos aralocáspicos, y con dirección de este a oeste.

La línea de los montes Yergeni formaba la costa occidental del Caspio, en la época de su mayor extensión, a lo largo de casi toda la distancia entre el Manych y el punto que hoy ocupa Zaritzyn.

Sigue a esos montes por el este larga cadena de lagos que comienzan con los de Sarpa, cerca del Volga; su dirección es primero SSE., luego sureste, y, al fin, se pierde en la depresión entre Astrakan y el Kuma inferior.

Otra bóveda aparece en el Volga por debajo de Zaritzyn, cerca de *Kammeni Yar* (Orilla Pétreá). Allí la arcilla, atribuida al terciario inferior, forma ancho anticlinal de cima desnuda; se dirige primero al sur y luego gira al SSE., lo mismo que los Yergeni.

También algo más abajo, en el *Cherni Yark* (Orilla Negra), en el Volga, esta arcilla, más antigua aflora aún e indica relación con los bancos mesozoicos que caracterizan las partes más orientales de la estepa.

Ya hemos dicho las dificultades con que tropieza la hipótesis de las relaciones entre estos afloramientos aislados (III, pág. 314, nota 52 del capítulo VII). En el gran *Bogdo*, que se alza 171 metros por encima del inmediato lago de Bass-kunchak, afloran el triás inferior y el jurásico superior (o la parte inferior del cretáceo). Análogas rocas se ven en el Bogdo

Menor, situado al NNE. Más a levante la colina de Chapchachi consta de yeso, que rodea a un núcleo de sal.

Aún más al este destaca la cordillera de Bish-chojo (Cinco Colinas). Compuesta de tres series de pliegues, algunos de varias verstas de longitud. La serie mediana que se alza a 60 metros, coincide con el eje de un anticlinal dirigido al nordeste y formado de marga gris, que no difiere de las rocas mesozoicas inferiores del Bogdo; las otras dos series son ramas del anticlinal y se componen de yeso <sup>14</sup>.

Todos estos pliegues, desde los montes Yergeni hasta el Bisch-chojo, formen o no un sólo sistema, son anteriores a los sedimentos aralocáspicos, que se apoyan horizontales en ellos o los cubren. Las capas sarmáticas en el sur de los Yergeni están envueltas en el plegamiento. Advertiremos que el piso sarmático yace horizontal y discordante sobre los pliegues de Mangyshlak, que, en la orilla oriental del Caspio, siguen la dirección caucásica, mientras que en el mismo Cáucaso ha sufrido fuertes movimientos.

El extremo meridional de los Yergeni, sin duda, vuelve aparecer al sureste, pero nos es difícil determinar de qué modo los pliegues más recientes de los Urales se relacionan con los del Cáucaso y si se cortan en realidad.

Karpinski ha planteado un interesante problema acerca de estos movimientos más modernos. Prescindiendo de los mares paleozoicos, puede verse que los de Europa han alcanzado la región del Mar Artico actual, unas veces por la vertiente oeste de los Urales (jurásico medio, piso volgiense, neocomiense) y otras por una continuada prolongación a lo largo de la oriental (terciario inferior y, a veces, cretáceo superior); y, por último, durante la época glacial, a causa de comunicación casi completamente restablecida en el lado occidental. De aquí se ha deducido que la comunicación, ya por el oeste ya por el este, se produjo mediante el desarrollo de largas cuencas, a veces paralelas a los Urales y a veces al Cáucaso, y en concomitancia con la formación de ambas cordilleras <sup>15</sup>.

Esta conjetura nos enfrenta con varios problemas aún no resueltos, y en tal respecto debemos esperar mucho de las nuevas investigaciones. Observaremos, en primer lugar, que, según indica Karpinski, no fué marino el origen de grande parte de la formación permiana.

Herr T. Fuchs ha atraído mi atención hacia la descripción que hizo Stirling de los esqueletos de grandes mamíferos no placentarios, que se hallaron, cubiertos de incrustaciones, en los desiertos de Australia. Esto recuerda los esqueletos de saurios, análogamente incrustados, que halló Amalitzky en el piso con *Glossopteris* de la región del Dwina <sup>15</sup>. Y también confirma la hipótesis de que para este grupo de depósitos las circunstancias en que se verificó la transgresión fueron distintas de las que generalmente imperan. Si intentamos nueva comparación entre la reducida región

periadriática y la gran extensión de Rusia, advertiremos al punto la mayor sencillez de los Dináridos, donde a los depósitos desérticos sigue larga, continua y concordante serie de depósitos marinos.

Sin embargo, los vacíos en la serie rusa no se confinan a Rusia, y las transgresiones allí observadas se repiten casi sin excepción en partes muy distantes del mundo. Pero durante las fases negativas (o, con mayor exactitud, desde el momento en el que en un punto dado la línea de costa ha vuelto a determinada distancia del centro del Globo), han alterado la forma de la tierra emergida: (*a*) procesos tectónicos, que también se extienden más allá de la línea de costa, y (*b*) la denudación, especialmente eólica, y la erosión en los grandes valles fluviales; estos procesos se limitan a la tierra firme. Es cierto que *b* depende mucho de *a*, pero también realiza su trabajo cuando los procesos tectónicos faltan en absoluto.

Por tanto, cada nueva transgresión mientras que la invasora línea de rompientes no ha denudado la tierra, encontrará relieve alterado. Los nuevos perfiles pueden sufrir la influencia de *a* y de *b*, o de *b* solamente. La renovada transgresión puede abrir muchas comunicaciones marinas, que antes no existían, y los procesos tectónicos cerrar antiguas comunicaciones.

La distinción entre la influencia de *a* y la de *b* es en cada caso un problema geográfico que pide exacto conocimiento de las condiciones locales. Muchos hechos apoyan la hipótesis de que durante el jurásico medio la vertiente occidental de los Urales formaba la costa de un largo golfo, el cual dió paso a la transgresión del lejano septentrión, por Darvaz y Afganistán hasta aquel mar que ha dejado señales de más alto nivel de la línea de costa en tantos sitios alrededor del Océano Indico. Las mismas transgresiones son fenómeno general de otra clase y que no depende de la existencia de dicha comunicación. La inmersión de la parte correspondiente de Rusia acaso dependa de *a* y de *b*.

UFA.—Frontero al límite occidental de los Urales, al norte del paralelo 53° 15', se extiende un territorio al que llamó Valentin von Möller Meseta de Ufa, cuya profunda influencia en la estructura de los Urales se ha ido esclareciendo desde entonces <sup>14</sup>.

En el sur presenta forma de anticlinal, de 90 verstas de ancho y unos 370 metros de altura; en la denudada cumbre aparece carbonífero superior bajo el piso de Artinsk. Hacia el este, o sea dando frente a los Urales, presenta agria escarpa, mientras que hacia el oeste es suave su ladera. Se extiende hacia el norte unas 200 verstas, pero antes de su terminación el ancho de la plataforma se reduce a siete.

Los pliegues de los Urales al avanzar de este a oeste, han chocado con la meseta de Ufa. Es tal la influencia de este obstáculo, que en casi tres grados de latitud el perfil occidental de la cordillera se encorva hacia atrás y sus pliegues se alinean más densamente. No sólo las cordilleras marginales de cuarcita devoniana, sino el cristalino Ural-tau que las sigue

al este, son cóncavos hacia poniente. Sin embargo, al sur de la meseta de Ufa, allí donde termina de súbito, cortada casi en ángulo recto según su anchura, vemos en el hermoso mapa de este distrito, debido a Karpinski y Tschernyschew, de qué modo los pliegues de los Urales, doblándose casi en ángulo recto según avanzan hacia el oeste, siguen el borde meridional de la meseta y luego vuelven a una dirección casi meridiana. Sólo aquellas cordilleras plegadas que se hallan a levante, más allá del Ural-Tau, conservan invariable dirección de norte a sur <sup>15</sup>.

El Kara-Tau es la más importante de estas ramas de los Urales que se desvían al oeste, a lo largo del borde meridional de la meseta e indican el fin de la obstrucción. Presenta pendiente ladera de arenisca devoniana frente a la meseta. Las mismas capas de carbonífero superior y del piso de Artinsk que la forman, intervienen en el plegamiento, no de ésta, sino de otras ramas de los Urales. Por tanto, el Kara-Tau no pudo formar costa en los tiempos del carbonífero superior y de Artinsk, y la meseta se presenta como fragmento de un antepaís oculto, contra el cual se estrelló el borde exterior de los Urales, sobre el cual debe haber cabalgado <sup>16</sup>.

Poca duda resta de que ese choque de los pliegues, aunque local, considerable, haya influido en la divergencia antes citada de las ramas más meridionales de los Urales, cuya zona devoniana rodea a la meseta de Ufa, y avanza y alcanza al río Ural, al oeste de Orsk; la larga cordillera cristalina de Ural-Tau, cóncava hacia poniente, a lo largo del ancho de la meseta se le une en el este, y luego, dirigida de norte a sur, llega al río Ural. Siguen a levante otras zonas meridionales de gran longitud, a veces formadas de pórfido, de diabasa y tobas; en ocasiones las caracterizan cordilleras de granito y aun sedimentos paleozoicos.

Hacia el este las zonas se han allanado tanto a causa de la denudación, que no se distingue su límite en esta dirección por el Verjo-turje, hacia Shadrinsk, o en el Tobol. Así los Urales divergen de la meseta de Ufa, hacia el sur, hasta aquellas regiones donde en vano hemos buscado sus señales en la divisoria Aral-Irtich, y donde desaparecen los Mugodyars, según se hunden bajo el Ust-urt.

Es difícil determinar con certeza hasta qué distancia ha alcanzado el efecto de esta obstrucción en el frente, o sea hacia el oeste. Pawlow ha supuesto que la desviación del Kara-Tau, en el borde sur de la meseta de Ufa, puede representarse muy al OSO., por la notable dislocación visible en Staupopol, donde el monte de *Dyeg-uli* motiva el violento recodo del Volga. En su lado norte los separa una falla al OSO. Esta dislocación sigue 140 verstas, y en relación al ENE. por Bugulma, con los pliegues que avanzan por el borde sur de la meseta de Ufa. Es posterior al eoceno <sup>17</sup>.

Acaso pudiera llevar nuestra conjetura hasta incluir los montes Yerge-

ni y las otras dislocaciones en el Volga inferior, y bosquejar líneas que podrían seguir, por ejemplo, la del Vachsh. Entonces los pliegues modernos del Volga inferior se asemejarían a los de Kelif o Jodchent, y la posición de Ufa correspondería al ángulo entrante del Kar o del Aryss, y emitiría un sistema de líneas entre los Urales y el Cáucaso, análogo al de Bojara y Fergana. Allí notaremos dos consecuencias: primero que en esta región también las dislocaciones más remotas del obstáculo, los extremos libres (Yergeni) por decirlo así, son las más recientes; en segundo lugar, que resultado del retroceso en Ufa es realzar el contraste entre la dirección de los Urales y la del Cáucaso.

CORDILLERAS PLEGADAS ENTRE UFA Y EL MAR ARTICO.—Möller ha comparado la meseta de Ufa con la cordillera de Timan. Tschernyschew pensó que tenía escasa importancia orográfica; Stuckenberg se inclina al criterio de Möller, pero sólo respecto de las relaciones tectónicas <sup>18</sup>.

Al norte de esta meseta los pliegues del lado occidental de los Urales se dirigen al noroeste o al NNO., y si unimos el mapa de Perm-Solikamsk debido a Krasnopolski, con el que hizo Krotow del borde occidental de las montañas hasta el paralelo 61°, veremos que en esta región varias ramas de antiguos terrenos cristalinos destacan sucesivamente en ángulo agudo como ramales, lo que indica profunda subdivisión o desmembramiento de la cordillera <sup>19</sup>.

Dos de estas ramas se señalan de modo especial. La primera comienza entre los paralelos 58° 30' y 59° en las pizarras cristalinas de la alta cordillera del Basegi, que avanza hacia el oeste en arco y que larga faja devoniana separa, al norte del paralelo 59°, del eje o más bien del borde occidental de la siguiente rama. Vuelve a la dirección meridional y termina hacia el paralelo 59° 40' como largo espolón de pizarras cristalinas. La segunda rama termina a los 60° 25' N. en la alta cordillera de *Kvarkush*, a la que también ciñe al este una intercalación devoniana.

La descripción de Krotow muestra que análoga disposición se presenta en la inmediata comarca devoniana y carbonífera; observaremos que la cordillera de *Polyudov*, que forma el comienzo del sistema de *Timan* es también tan sólo rama divergente (I, pág. 505).

Tal vez el largo anticlinal devoniano, que comienza al este de Alexandrovsk, corresponde a esta rama en el sur. Krotow insiste acerca del paralelismo entre el Kuarkush y Poljudov; al norte del Yasva la última destaca de la cordillera del Solotoi Camen, pierde altura, luego se interrumpe corto trecho, después se hace independiente y asume más al noroeste el nombre de *Sistema de Timan*.

Tschernyschew ha aumentado mucho nuestros conocimientos acerca de este sistema, o más bien acerca de este grupo de cordilleras paralelas. Sus investigaciones fueron las primeras en mostrar que no existe en realidad la relación que se creía con la cordillera de la península de Kanin, al





BASSEGI, KVARKUSH Y CORDILLERAS DE POLYUDOV (según Krotow y Krasnopolski).

*M*, pizarras metafóricas; *D*, devoniano; *C*, carbonífero; *CP*, permo-carbonífero; *P*, permiano.

norte del sistema de Timan, en el Sula (pág. 505), sino que la cordillera de Kanin debe considerarse inmediata prolongación del Timan <sup>20</sup>.

También hemos aprendido lo siguiente:

Tschernyschew muestra que el sistema de Timan se compone de una serie paralela de anticlinales y sinclinales que motivan rasgos orográficos señalados, pero que dentro de esos pliegues ocurren discordancias. Las rocas más antiguas son pizarras sericíticas. Cerca de la costa del mar, el siluriano superior yace discordante sobre ellas, y algo más al sur la superposición discordante comienza en el devoniano superior, que en general forma las más prominentes partes del sistema de Timan, sobre todo el anticlinal del Sula superior, y que se asocia con rocas eruptivas. Al devoniano sigue el carbonífero, y el permiano también queda envuelto en el plegamiento.

Sabemos por el diario de Grewingk, donde describe su afortunado viaje a Kanin en 1848 (publicado en 1891), que las pizarras sericíticas de la cordillera de Timan continúan al cabo Miklukin, por dos islillas que puede decirse separan el golfo de Cheskaia del Mar Artico. En efecto, forman en la península de Kanin una cordillera arrumbada al noroeste, desde el cabo Miklukin al Kanin-Nos, tal como la representó Keyserling hace muchos años en el mapa de la región del Pechora <sup>21</sup>.

Las partes septentrionales del sistema de Timan están en grande espacio enterradas bajo los sedimentos de la última transgresión circumpolar del Océano Artico. También Kanin queda cubierta por amplia hoja de sedimentos análogos y otros restos. Por esa razón es imposible descubrir qué rocas siguen encima de las antiguas pizarras en aquella península; se ha visto carbonífero y permiano, pero a alguna distancia de ellas.

Tales hechos muestran que la línea Pulyudov, Timan y Kanin se marcó antes del siluriano superior, y que el plegamiento póstumo ocurrió durante el permiano. No obstante, el mapa general de Rusia que publicó la Comisión Geológica en 1892, muestra, entre otras cosas, que las antiguas pizarras del Timan meridional no pueden corresponder a la prolongación del mismo anticlinal en el norte, y que el Timan, como hemos dicho, es un conjunto de pliegues paralelos.

Las investigaciones de Fedorow manifiestan que el tronco principal de los Urales, al norte de Pulyudov, posee dirección meridional y estructura que recuerda la regularidad geométrica de los montes Lushai (I, pág. 455, nota 44) <sup>22</sup>.

Fedorow describe una rama que se oculta bajo la superficie y desaparece cerca del paralelo 63°, en el borde oriental; en el sur se compone de devoniano inferior; más al norte están las zonas de *Stringocephalus Burtini* y *Rhynconella cuboides*, y, por último, en el río Nayssa, capas con plantas de tipo carbonífero <sup>23</sup>. De igual modo se alzan en el borde occidental anticlinales independientes menores: Tima-is, a los 63° 20'; Mert-

waja-Parma, a los 64° 10' y 64° 24'. Nuevas ramas divergentes aparecen al oeste de la cordillera principal, y el mapa de la Comisióu Geológica muestra larguísimo anticlinal carbonífero que, casi a 120 kilómetros al oeste de los Urales, entre los paralelos 65° 40' y 66° 40', forma en la región del Ussa el mismo arco al nordeste que describe en esas latitudes la cordillera principal de los Urales. E. Hofman denominó *sistema de Adak* a ese pliegue, allí donde lo corta el Ussa superior, y todavía su mapa indica una cadénita algo más al oeste, la *Lise-to*, que también se arrumba al nordeste <sup>24</sup>.

Estas cordilleras y la curva que describen paralela a los Urales muestran que lo que podemos ver de la principal es sólo pequeña parte de una zona de pliegues de mayor anchura.

Más al norte todavía, pasado el dorso de la tierra alta de los Samoyedos, formada de depósitos mesozoicos y glaciáricos, Kayserling y el «mapa general» muestran entre los meridianos 56 y 57° E., cerca del Mar Artico, un Putkov Kamen formado de pizarra antigua; pero no poseo informes detallados acerca de esto <sup>25</sup>.

Al este se encuentra la gran bahía de Jaipudyrskaia de los mapas rusos. Schrenk escribe este nombre *Hayodepadara*. Los samoyedos aplican esta palabra a uno de aquellos aislados grupitos de árboles que se conservan en el desierto en favorables circunstancias, al norte del límite de la vegetación forestal. Los samoyedos consideran tales verdes islotes lugares favorecidos por la Naturaleza; para ellos son recintos sagrados donde acuden a enterrar sus difuntos desde grandes distancias cruzando la tundra <sup>26</sup>. Cuando recordamos la inestabilidad del límite forestal y la persistencia de tales tradiciones asociadas con parajes determinados; las extraordinarias variaciones de clima que experimentó el hombre durante el período glacial, podemos preguntar si aun desde aquel tiempo no habrían existido análogos islotes de verdor fuera del límite forestal, y si las tribus indígenas de la actualidad no relacionarán con esos lugares sagrados uno de los más tiernos recuerdos de la infancia de la raza humana, recuerdo más antiguo que el del Diluvio.

Al nordeste, más allá de la bahía, está el Sinjkin Noss, donde Iwanow, compañero de Lütke, halló, bajo capas mesozoicas horizontales, bajos arrecifes rocosos en la orilla del mar. Esto, unido al testimonio de Linschoten, en el año 1594, de que es rocosa la isla de Mauricio (Dolgoi) <sup>27</sup>, y el nombre de Goletz, que lleva otra de las islas, indujo a Schrenk a conjeturar que una cordillera ríscosa sigue paralela a las montañas hacia Vaigatz, con rumbo noroeste, desde Sinjkin Noss, por la larga serie de islas Selenetz, Dolohi, Matveyev y Goletz <sup>28</sup>.

Tal conjetura se ha confirmado. Feilden y Pearson hallaron que la isla de Dolgoi, de 50 kilómetros de longitud, se compone de caliza y conglomerado que buzan regularmente 45° a levante <sup>29</sup>.

Así podemos adscribir al Pae-Joi, como a los Urales, anchura mucho mayor de la que se supuso al principio.

Considerando la gran longitud que alcanzan estas cordilleras no es imposible que la de Adak pase, mediante gran curva cóncava al oeste, por debajo de los sedimentos más modernos y forme las colinas de tierra firme de los samoyedos y alcance Sinjkin Noss, y luego se una al Pae-Joi y a los Urales; pero carecemos de datos acerca de ello.

En lo que respecta a las relaciones de los Urales y el Pae-Joi, he creído necesario (I, pág. 502), principalmente apoyado en los datos de E. Hofmann, suponer la existencia de una conjunción cerca de Constantinov Camen (68° 20' N.); aunque otro criterio sostienen los distinguidos autores del mapa general de la Comisión Geológica, en el cual el Pae-Joi diverge de los Urales, algo al sur del paralelo 68°, y se dirige de un punto situado al sur de la cumbre de Gnetyu, por la divisoria entre el Kara y el Ussa hasta el Yugor Shar. Así, el distrito de Kara indicará la separación entre los Urales y el Pae-Joi. Como la citada divisoria está cubierta de restos glaciáricos y el propio Pae-Joi se rompe en bajas colinas pulimentadas por los hielos, no podemos llevar más allá la conjetura; pero no dudaré en adoptar este criterio más moderno, porque presupone unión análoga a la conocida en el caso del sistema de Timan <sup>30</sup>.

Sería interesante saber en estas circunstancias cuánto se extienden los Urales hacia el norte. Cerca del paralelo 68°, en la mole del *Gnetju* (1.307 metros, según Hofmann), prevalecen las pizarras calíferas talcosas, dirigidas al NNE., rumbo general de la cordillera que continúa hacia el Mar Ártico por las montañas de Anaraha, Arkapai (de Hofmann, Horamagha de Schrenk), algo al oeste, Minisejpai (roca cupuliforme terminal) e inmediata a la última el lomo redondeado de cuarcita de Constantinov Camen (I, pág. 505). Como hemos visto, el Pae-Joi no está en contacto directo con los Urales, pues, lo mismo Hofmann que Schrenk, recuerdan su desviación cerca del Yugor Shar de NNO. a noroeste, y, por último, al ONO. según se acerca a los Urales.

El Constantinov Camen desciende directo a la tundra septentrional, y lo rodean lagos de tundra <sup>31</sup>. Su distancia a la orilla del mar es sólo de 30 a 35 kilómetros. El infatigable viajero Sujew cruzó en 1772 esa tundra <sup>32</sup>, que E. Hofmann ha descrito con gran detalle, y de la que se alzan al norte del Constantinov Camen una tras otra «hileras de ríscosas colinas de ESE. a ONO., que alcanzan, al menos, 550 pies por encima de la tundra circundante». Allí vemos pizarras calizas, rocas cloríticas y grauvacas pizarreñas, pero los afloramientos no permiten determinar la dirección. Hacia el mar hay areniscas oscuras, color de pimienta. «Estas líneas de colinas, casi en ángulo recto con el eje longitudinal de los Urales y casi paralelas a la costa, pueden compararse a una serie de médanos con llanuras intermedias» <sup>33</sup>.

De aquí se sigue que aún se ven trozos de montañas bajo la tundra al norte de Constantinov Camen, pero no oso decidir si pertenece a los Urales o son oblicuas prolongaciones del Pae-Joi. Hofmann asegura que en aquel lugar el mar arroja fragmentos de carbón y de arenisca con restos de plantas. Schrenk conjetura que los Urales están unidos con la península de Yalmal donde tocó, de pasada, la expedición de Nordenskjöld, pero es casi por completo desconocida <sup>34</sup>.

En la vertiente oriental de los Urales, bajo la tundra que se extiende entre el Obi y la bahía de Kara, halló Finsch rocas *in situ* entre los paralelos 67° 15' y 68°, unos 40 kilómetros del pie de la montaña; entre ellas calizas y diabasa, y pórfido cuarcífero en la divisoria (Yangana-Pai, 100 metros), entre los ríos Shtutchaia y Podorata. Estas rocas, así como las cuarcitas de los Urales y el Pae-Joi, probablemente pertenecen al sistema devoniano, el cual, con el carbonífero inferior, forma la mayor parte de estas montañas. Indican que también allí es aún muy ancho el sistema <sup>35</sup>.

Al describir el *Pae-Joi*, mencionamos su desviación al NNO. Una imponente cordillera secundaria, el *Padaia*, situada al oeste, queda separada del cuerpo principal por el río Velikaia, que desagüa en el lugur Shar, La cordillera de Sinjkin Noss-Dolgoi, aún más al oeste, debe considerarse como contrafuerte.

Feilden atribuye al *Vaigatz* 100 metros de altura y lo cree compuesto de caliza y margas o pizarras; los bordes inferiores de las capas erguidas, arrumbadas al noroeste se extienden por la superficie de la isla. Nordenskiöld afirma que las capas verticales del cabo Grebeni tienen dirección noroeste. Tschernyschew y Jakovlew han reunido los datos relativos a esta isla, y sus investigaciones muestran que los fósiles del cabo Grebeni, atribuidos al siluriano superior, son en realidad devonianos <sup>36</sup>.

La expedición de Tschernyschew a *Nueva Zembla*, evidenció la inesperada circunstancia de que amplia depresión se extiende al sur de la isla desde la bahía de Möller (72° 20' a 72° 30' N.) al norte del cabo septentrional de los Gansos, en la costa occidental y hasta la latitud 72° en la oriental. Tal vez se trate de una fosa que ocupan depósitos del piso de Artinsk <sup>37</sup>.

De sur a norte podemos seguir las direcciones siguientes: *Vaigatz*, siluriano superior (devoniano) 70° N., rumbo noroeste, según Feilden y Nordenskiöld; la isla en la desembocadura del río *Nejvatova* con la mayor parte del *Kostin Schar* (marga y pizarra, caliza devoniana y también pórfido) 71° 10' a 71° 20' N., rumbo 330° y aún 345° (NO. a NNO.), fuerte buzamiento del nordeste al NNE., según Lehmann <sup>38</sup>; *costas de Los Gansos* en la bahía de Rogachev y de las islas adyacentes (devoniano, también intercalaciones de pórfido augítico y rocas amigdaloides) 71° 30' N., rumbo NNO., según Hoefer <sup>39</sup>; en la rebajada zona *entre la bahía*

de Möller y la costa oriental (piso de Artinsk),  $72^{\circ} 20' - 72^{\circ} 30'$  y  $72^{\circ}$  N., rumbo  $335^{\circ}$  (NNO.), según Tschernyschew; *Matochkin Shar* (terrenos paleozoicos más antiguos, pizarras antiguas, neis; en la isla Negra también una loma supuesta de protogino),  $73^{\circ} 15'$  a  $73^{\circ} 25'$  N., dirección general  $345$  a  $360^{\circ}$  (norte, algo oeste o norte), según Lehmann, confirmado por posteriores observaciones; islas *Pajtussoff* (probablemente del siluriano superior), costa oriental,  $74^{\circ} 24'$  N.; buzamiento oeste (rumbo casi norte), según Feilden; islas *Barents* (carbonífero superior, según Toulou, acaso también permiano) <sup>40</sup>,  $76^{\circ} 16'$  a  $76^{\circ} 25'$  N., capas verticales; rumbo NE., según Hoefer. Estas islas forman sólo parte de una zona carbonífera que sigue la orilla noroeste de Nueva Zembla y que se conoce en algunos sitios de la isla *Berch* ( $75^{\circ} 55'$  N.) hasta el cabo Nassau ( $76^{\circ} 30'$  N.). Carbonífero superior o permo-carbonífero, según Nordenskjöld, también aflora en el borde externo de la isla, mucho más al sur, y aun en la parte norte de la tierra de los Gansos <sup>41</sup>.

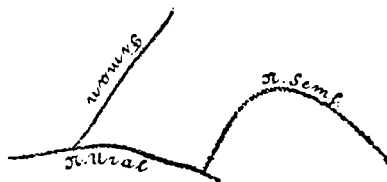


FIG. 18.

Según Tschermyschew, hay en Nueva Zembla dos direcciones independientes, una al noroeste y otra al nordeste. La uniforme conversión de las direcciones principales de noroeste y NNO. en Vaigatz, a una casi por completo meridional en *Matochkin Shar* y las islas *Pajtussoff*, y, por último, al nordeste, en las islas *Barents*, corresponde con el criterio ya expuesto de que un arco uniforme, cuya dirección se ajusta a la marcha de la cordillera, desciende desde *Pae-Joi*, por *Vaigatz*, hasta el extremo nordeste de Nueva Zembla.

El estudio de estas observaciones nos da a conocer tres elementos: (a) los *Urales*, con dos ramas, a saber: (b) *Timan-Kanin* y (c) *Pae-Joi Vaigatz-Nueva Zembla*.

La cordillera de los *Urales*, encorvada al nordeste, en el paralelo  $75^{\circ}$ , y plegada en toda su longitud por presión de este a oeste, queda rechazada cerca de Uffa. Pero al sur de esta región sus pliegues avanzan, divergiendo mucho en su curso, y se extienden acaso hasta los *Yergeni*, mientras que en el norte destacan sucesivas parmas (ramales); *Timan* es una rama de esta clase, y acaso también el *Pae-Joi*. El desarrollo de esas cordilleras frontales no es el mismo en todas partes. En el norte, al menos

en Timan, parece predeterminado en una subestructura mucho más antigua, mientras que en el sur no se advierten indicios de esa clase. Pero en ningún caso advertimos entre esas montañas y su antepaís, contraste tan violento como el que existe, por ejemplo, en el borde septentrional de los Alpes y de los Cárpatos. Al contrario; como pronto veremos, las partes más visibles del antepaís se arrumban en dirección análoga a la de las montañas. Los pliegues de los Urales, a pesar de la obstrucción en Ufa, y a pesar de la frecuente cobijadura hacia el oeste, no son pliegues secundarios aislados a los que detengan los pilares doblados como el arco de Banda. En su lado oriental no se advierte límite definido, y en las partes occidentales aún hallamos cierta semejanza con el antepaís (I, pág. 505). Son, como si dijéramos, los miembros más internos de un conjunto, de una unidad mayor y más antigua. El sistema de los Urales, en posición y longitud, recuerda los pliegues periféricos del este de Eurasia, tales como el Yugyur, Sijota-Alin y acaso también el Gran Jingan. En efecto, en esta parte del norte de Europa reconocemos líneas directrices que presentan semejanza no escasa con algunos parajes de los grupos de islas del este de Asia.

Las dos figuras, 18 y 19, indican en bosquejo esta semejanza. Pero debemos observar que en la figura 18 las líneas de los Urales, cuya unión no podemos representar bien en esta escala, yacen a altitudes mayores que las de Asia, y que en nuestros mapas corrientes están, por lo tanto, mucho más desfiguradas. Debemos observar también que en la fig. 19 el arco de Verjoiansk ocupa posición excepcional, que aún no se ha descrito. Liu-kiu queda separado del Japón, y de igual modo las Kuriles de Yeso; pero la línea volcánica hace penetrar el arco interceptor en el grupo de Optateshike (III, pág. 536).

LA PLATAFORMA PRECAMBRIANA.—Frente a los Urales se extiende la amplia llanura rusa. Su antiguo basamento no se ve hasta que se avanza mucho hacia el oeste y el sudoeste. En los pliegues, lo mismo en la ladera oriental de los Urales que en los valles fluviales de la Siberia occidental, interviene el devoniano y tal vez el carbonífero inferior, y en el borde occidental de la cordillera quedan envueltos depósitos aún más modernos. Los pliegues del basamento de la llanura son mucho más antiguos, y en la región que rodea el golfo de Finlandia advertimos que ya estaban denuclados durante la época precambriana.

*A pesar de esta diferencia de edad, advertimos notable correspondencia entre la dirección de estos antiguos pliegues y la de los Urales.*

Karpinski, en su instructivo tratado acerca de la estructura y geografía de Rusia, ha intentado representar las líneas directrices meridionales (uralianas) de la comarca como opuestas a las dirigidas de este a oeste (caucásicas). Las primeras se acumulan desde los Mugodjars a lo largo de los Urales, luego al noroeste en dirección al sistema de Timan hacia Kanin-

Noss. Esta línea, algo cóncava al oeste, es la que en el bosquejo de Karpinski siguen directrices análogas, con gradual transición del rumbo meridional de Finlandia al Dnieper <sup>42</sup>.

El contraste, no sólo con el Cáucaso, sino con Crimea, los Cárpatos y las líneas directrices del centro de Europa, es muy claro y exige investigación más detenida.

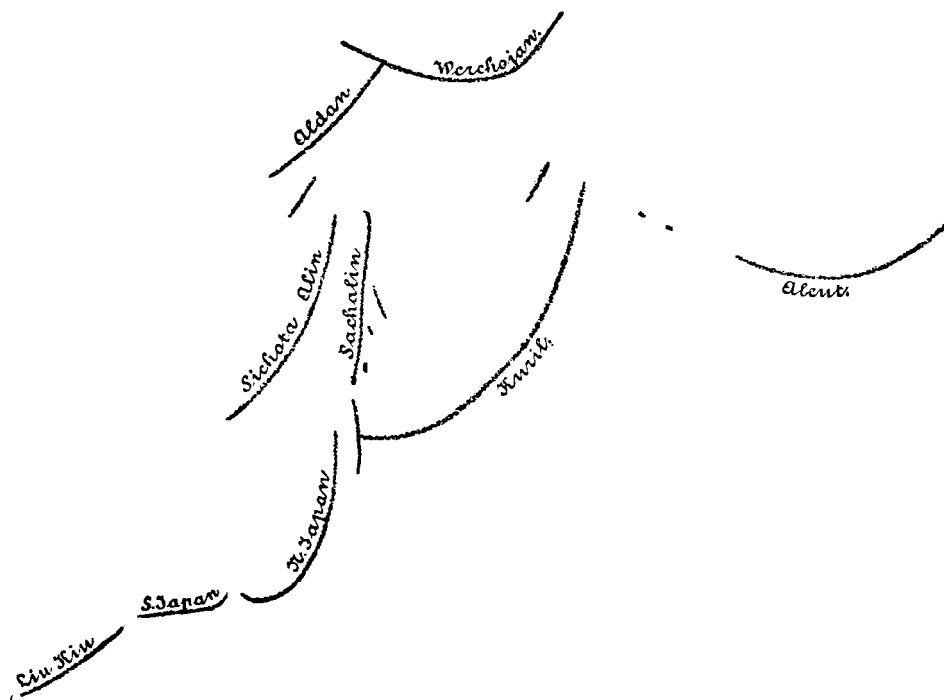


FIG. 19.

LA PARTE ORIENTAL DEL ESCUDO BÁLTICO.—La línea de Kexholm, en el lago Ladoga, al extremo nordeste del golfo de Finlandia, separa los terrenos antiguos de esta región de los sedimentos modernos del llano país que se extiende hacia el sur, a lo ancho del lago Ladoga y el golfo de Finlandia hasta más allá de Petersburgo. Esta línea se cree sea una falla. Ramsay considera pilar la isla de Hogland <sup>43</sup>. Sin embargo, debajo de Petersburgo se ha hallado neis entre 195 y 200 metros de profundidad <sup>44</sup>.

Modernos sedimentos unen también los lagos Ladoga y Onega, y desde el golfo de Botnia hasta el mar Blanco el Escudo Báltico parece separado de la región del sur, cual si fuese un pilar. Pero no hay duda, a juzgar por las pruebas de Karpinski, de que los terrenos arcaicos que afloran en el sur de Rusia son continuación de los antiguos del norte <sup>45</sup>.



Sederholm separa los terrenos precambrianos de Finlandia en tres grupos independientes: El más moderno, el Jotniano, apenas está plegado o tal vez nada; yace en discordancia sobre tramos más antiguos y se compone de arenisca. El segundo, o Jatuliense, está plegado, formado de cuarcitas, pizarras, dolomías y rocas básicas, y acaso corresponde en conjunto al llamado «Algonquiense». Debajo sigue, también separado por discordancia, el grupo *arcaico*, que se compone de neis granítico <sup>46</sup>.

Comenzaremos por el norte del lago Ladoga:

En estas regiones la dirección dominante es NNO. con desviaciones locales al noroeste. Miklucha-Maklay halló dirección noroeste, 315 a 330° en las pizarras antiguas <sup>47</sup>. Berghell cita la misma dirección en la costa norte <sup>48</sup>. En el extremo nordeste del lago Ladoga comienza el límite occidental de una gran región arcaica; sigue la costa oeste del Pjälis-järvi y el extremo oriental del Ulea-Järvi al NNO. A levante de este límite los terrenos arcaicos, según Sederholm, se doblan en pliegues al NNO. durante 800 kilómetros y con anchura de 500. Las observaciones de los geólogos rusos más a levante muestran que abarcan mayor superficie.

Lisitzin ha observado el predominio de la dirección NNO. en el Pjälis-Järvi hasta Nurmes <sup>49</sup>. Tigerstedt la ha citado al oeste y suroeste del Pjälis-Järvi, donde fajas de diorita, de 20 a 50 kilómetros de longitud, siguen también al NNO. por la antigua cuarcita <sup>50</sup>. En fin, Rosberg ha trazado la dirección de las capas entre los meridianos 31° 30' y 32° 30' E., desde el paralelo 63° hasta las costas del Tuoppa-Järvi, en el 65° 45' N. En Kallionemi (62° 45' N., 31° E.) el neis muestra divergente dirección de N. 50° E., que pronto gira a la de norte a sur; luego, algo más al oeste, y al NNE. al norte, y en algunos sitios la noroeste, prevalece aún más allá de Tuoppa-Järvi. En la orilla sureste de este lago (65° 28' E. 33° E.) véase rumbo N. 10° E. <sup>51</sup>.

Tales observaciones sirven de enlace con los estudios de Inostranzew entre el lago Onega y el mar Blanco <sup>52</sup>.

En esta región, donde no cubren el suelo depósitos glaciáricos, hallamos las mismas rocas que en Finlandia: neis con fajas de granito que siguen igual dirección, y asimismo pizarras talcosas y cloríticas forman grande parte del basamento. Encima conglomerado cuarzo, cuarcita y pizarra cuarcífera, luego dolomita. Según Inostranzew, la superposición de las cuarcitas es discordante, pero están plegadas en la misma dirección, lo que indica formación montañosa discontinua en tiempos remotísimos. Apenas puede dudarse de que estas capas correspondan al piso jatuliense de Sederholm <sup>53</sup>.

Las conclusiones de Inostranzew pueden resumirse como sigue:

La dirección NNO. que observó Rosberg continúa por la parte occidental del distrito minero de Povjanetz y se nota mejor en un gran macizo de cuarcita que, con fajas de rocas eruptivas, se dirige al SSE., por

el Segosero y la región situada al oeste. Más al SSE. la reemplazan pizarras cristalinas, que, también asociadas con fajas eruptivas, forman las costas del lago Onega en grande trecho. También hay neis al norte y al este del lago hasta allende el Pudoshgorskii Pogost, donde la dirección es NNO., y en un paraje aún al NNO. Pero casi al norte de la ciudad de Povjanetz, en el laguito de Matkosero (hacia los 63° 10' N.), la dirección cambia al NNE. No hay duda que depósitos glaciáricos ocultan grandes superficies de la comarca hacia el norte; pero allí donde asoma el basamento pétreo reina dirección NNE. casi hasta las orillas del Mar Blanco. Pizarras talcosas y cloríticas se presentan en el extremo norte del gran Vygosero, y neis en la orilla, lo mismo en la costa de Pomoria, en el sur, que en la desembocadura del Kem, en el oeste. Allí se ve la dirección nordeste aún en el neis grafitico de la isla Warbarlud.

En el archipiélago de Solovetskii, enfrente de esta costa, sólo hay depósitos glaciáricos.

Es muy probable que la dirección al NNE., de la que halló indicios Rosberg en el extremo del Tuoppa-Järvi, deba atribuirse a la región de Pomoria, aunque ésta no abarca la costa del golfo. Al oeste de la desembocadura del Onega, en el Kusheretzkaia, el neis tiene rumbo ENE. (260°), que más allá se hace de 285°; pero en el Kij Ostrov, cerca de Onega, que visitó Murchison, de nuevo domina, como en Finlandia, la dirección noroeste o NNO. (320-345°).

Se plantea ahora el problema de si la dirección NNE. de Pomoria perdura en el neis y neis anfibólico que forma la mayor parte de la península de Kola. Ramsay ha publicado un cuadro de las direcciones. Sólo en un sitio de la costa oriental, Karabelnaia Navolok, no lejos de Ponoj, menciona rumbo N. 10° E. En Ponoj es meridiano; más al norte, en el Swjatoi Noss y hasta Yokonsk, o sea hasta más allá del meridiano 40° E., es NNO. Luego, más al oeste, la dirección se hace de nuevo noroeste y ONO; esta última domina en Kola, y, según Kudriazow, los terrenos entre Kantalaks e Imandra siguen igual dirección <sup>54</sup>. La faja de granitita, probablemente la mayor conocida, que aflora al oeste del lago Imandra, al principio se dirige al ONO. y continúa así hacia el norte del paralelo 68°, en grande espacio por Sodankylä, donde la han descrito Tigerstedt y Rosberg <sup>55</sup>; luego su borde septentrional se encuentra al extremo suroeste del lago Enare y se encorva más al oeste, en marcada curva hacia el norte, manteniendo esta dirección, según Jernström, hasta el Tanajoki, a los 70° N. <sup>56</sup>.

Las investigaciones de Jernström han contribuido mucho a que conozcamos esas comarcas septentrionales. Confirma las observaciones de ese autor las que hizo Sederholm, quien visitó el distrito del sur del lago Enare en 1898, y también me ha comunicado que la cuarcita jatuliense, que procede de Kattinlā, continúa al suroeste y alcanza el río Kitinen al norte

de la iglesia de Sodankylä. *Por tanto, sigue igual dirección que el límite meridional de la cadena granítica*, que se ve muy bien en el mapa del Finlandia, de Sederholm.

De manera que en grande parte de Finlandia y en la adjunta región del norte, de los lagos Ladoga y Onega hasta las islas del mar Blanco, y también en la península de Kola y en las estériles regiones entre los lagos Imandra y Enare, advertimos que los terrenos más antiguos, incluso la serie jatuliense discordante, se doblan en pliegues y hacen posible reconocer sus líneas directrices, a la vez que el plan de formación de las antiguas cordilleras a que corresponde. En general, podemos decir que el rumbo NNO. domina desde el golfo de Botnia hasta el extremo sudeste del Tuoppa-Järvi, más allá de los lagos Ladoga y Onega, y algo al norte de Povjānetz, y que reaparece luego de haberse ocultado bajo depósitos glaciáricos cerca de la desembocadura del río Onega. Sin embargo, en el intervalo predomina casi sin excepción la dirección NNE. Se extiende desde los puntos mencionados en el Tuoppa-Järvi, y norte de Povjānetz, hasta la costa de Pomora y cerca de la desembocadura del Kem. Acaso reaparezca señal de esa dirección en la costa oriental de Kola, pero en el interior de la península vuelve de nuevo al NNE. o norte, y más al oeste al NNO., luego al ONO., hasta más allá del lago Imandra, y permanece al ONO., en la faja de granulita, hasta el sur del lago Enare, donde de nuevo vuelve al norte.

*Las direcciones mencionadas son las mismas de los Urales y del Pae-Joi.*

La dirección NNO. que domina al norte de los lagos Onega y Ladoga y en el centro de Finlandia, y que a veces se aproxima mucho a la meridiana, corresponde a la dominante en los Urales, al sur del Töllposs. La dirección NNE. de Pomoria, en la cual, según Inostranzew, la NNO. tal vez se arquea ligeramente al norte del lago Onega, puede, pues, compararse con la que se advierte en la parte septentrional de los Urales.

Hemos visto que en la península de Canin capas del siluriano superior se apoyan discordantes en pizarras sericíticas, cuya dirección es paralela al Pae-Joi. Así que la cadena granulítica del norte de Laponia repite de modo notable la curva de Nueva Zembla. Tschernyschew había notado la correspondencia entre Pae-Joi, Timan, el borde septentrional del pilar escandinavo y de la península de Kola<sup>57</sup>. El plan de la cadena granulítica de Laponia nos lleva a una mayor profundidad, aun a la estructura de la propia plataforma arcaica. Es como si el plan de un arco más amplio, que pudiéramos situar en la fig. 18, se hubiese bosquejado ya en los tiempos prejotnianos y precambrianos. Pero como la cuestión está relacionada con el estudio de los arcos insulares, bastará haber sugerido la idea de estudio más detenido.

EL CENTRO Y EL OESTE DEL ESCUDO BÁLTICO.—Volvamos a la línea

límite del neis granítico, al nordeste del lago Ladoga y del Pjälis-Järvin. Este neis granítico es, sin duda, el terreno más antiguo de Finlandia, y Sederholm lo compara con el «Jerngneis» o neis férrico del oeste de Suecia. Nunca emite venas a las rocas adyacentes. Las estratificadas que se apoyan en él hacia el oeste, a saber: primero ancha zona de pizarras de hornablenda con calizas intercaladas; luego micacitas, cuarcitas y rocas análogas, gradualmente se aproximan a sedimentos normales. También hay rocas semejantes a neises; la dirección de los pliegues parece al principio bastante uniforme y que se extiende hacia el NNO. por el norte de Suecia <sup>58</sup>.

Luego cambia el estado de las cosas.

La región del «Jerngneis» antes mencionada, es decir, la amplia y monótona región de los neises graníticos suecos, en parte de hornablenda, yace mucho más oeste. La ciñe al este larga línea meridional, que ya reconoció Erdmann. Esta línea comienza en la costa sur, cerca de Sölvisborg, y sigue casi el meridiano 15° 20' E., hacia el extremo sur del lago Wetteren, por la orilla oriental del Wenern, y luego en dirección del Klar-Elv hasta el Glint. *A lo largo alcanza más de cinco grados de latitud.*

Cruzan de sur a norte el distrito situado al oeste de esta línea, o sea la parte oriental de la región neísica, largos diques de hiperita, y la diferencia entre el este y el oeste del largo límite es tan marcada, que Nathorst conjeturó que podría corresponder a grande y antiquísima falla con hundimiento del labio occidental <sup>59</sup>.

Sin embargo, aún no se ha fijado la naturaleza de dicho límite. Poseo detalladas observaciones recientes, pero sólo para pequeña parte del extremo sur. Antes de que de Geer hubiese descubierto un conglomerado en la micacita, cerca del supuesto límite, al norte de Sölvisborg, mostró Bäckström que en este sitio, al menos, el límite no es tan marcado como en el norte. Una faja de anfíbolita, sin duda, sigue el límite, mientras que la «hällflinta» y las series con conglomerados divergen de él; pero aisladas lomas de neis granítico se presentan más al este sin señal de fractura meridional; acaso la última está más al oeste. Dice Bäckström, que si existe allí falla, el hundimiento está en el este <sup>60</sup>.

Entre estas dos líneas, tan apartadas una de otra, o sea entre los lagos Ladoga y Wetteren, se halla en el centro del Escudo Báltico, una región de estructura divergente. Mientras que fuera de ellas, lo mismo al este que al oeste domina el neis antiguo y la estructura uniforme; entre ambos hay grande variedad, a causa de la existencia de rocas eruptivas, que datan de distintas fases del precambriano y de discordancias de igual época. El dorso de un gran batolito granítico ocupa el centro de Finlandia; otro se halla en Smaland, otro más al norte. Entre las dos últimas masas graníticas yace una faja de neis, arrumbada de este a oeste; también hay regiones eruptivas menores. Lo mismo que en otras comarcas denudadas desde

muy antiguo, la forma de los batolitos afecta a las direcciones, y con frecuencia se advierte disposición más análoga a las capas concéntricas de una cebolla que a restos de plegamiento.

Cohen y Deecke afirmaron que análogos granitos forman el basamento de la isla de Bornholm, y dedujeron que la línea límite meridional continuaba al oeste de dicha isla <sup>61</sup>.

En vano buscaremos señales del antiguo plan en la variada región entre los lagos Ladoga y Wetteren, y únicamente podemos esperar hallarlo en el neis del sudoeste de Suecia, más allá del límite occidental. Puesto que esta región central abarca terrenos más modernos que los neises del este y el oeste, podemos considerarla en sentido tectónico como a nivel inferior; de donde se sigue que la línea límite del oeste, si no es fractura ni flexión, debe mostrar general pendiente de la superficie del neis hacia el centro, cual ocurre en la frontera de Finlandia.

En el suroeste de Suecia la dirección dominante del propio neis granítico es al norte, y aparece no sólo a lo largo de la línea límite, en relación con los diques de hiperita que tienen tal rumbo, sino en el oeste, desde Scania occidental por Bohuslän y Dalsland hasta Wermland <sup>62</sup>. Pero en territorio noruego la dirección finlandesa al NNO., reaparece y persiste hasta la fosa de Cristianía, el lago Mjösem, y al norte hasta Trysil (Klar Elv) <sup>63</sup>; esto nos conduce cerca de la antigua masa eruptiva de Dovrefjeld. Al oeste de la fosa, en Christiansand, predomina de nuevo el granito.

RUSIA MERIDIONAL.—En Volhynia y Voronej vemos al principio sólo afloramientos aislados de terrenos antiguos, muy apartados por hallarse cubiertos de depósitos recientes. Se ven a trechos en los bordes de los valles fluviales; luego los asomos se hacen más o menos continuos, no tanto en el norte como en los valles superiores de los ríos que corren al sur, en el gobierno de Jerson, entre el Bug y el Dnieper; pero de nuevo desaparecen no muy al sur del paralelo 48°. Al norte del Dnieper asoman en pocos sitios, y el recodo del río separa una región occidental de otra oriental mejor expuesta y que se extiende al norte del mar de Azow.

Los terrenos son los mismos que en el norte; neis íntimamente asociado con granito y descrito a menudo como neis granítico, forma el nivel inferior, donde quedan incluso en el plegamiento terrenos estratificados mucho más modernos, en particular cuarcitas con mineral de hierro; también hay rocas compactas como granito, sienita, gabro y otras.

Al norte de Jitomir, así como entre esta ciudad y Kiev los valles fluviales contienen antiguas rocas compactas que se han descrito como labradoritas, y para las que Chrustschow ha creado la palabra perthitofiro <sup>64</sup>. El afloramiento más occidental de terrenos arcaicos conocido hasta ahora, es el de Shepethovka (hacia los 27° E., entre los ríos Gorin y Slutsh); no lejos de allí, orillas del Slutsh, halló Lascarev neis con rumbo noroeste

(300°) <sup>65</sup>. En Ostropol, en Volhynia, según Miklucha-Maklay, el neis de hiperstena vertical se arrumba de norte a sur, luego al suroeste de Jitomir, al NNO., y más cerca de esta ciudad al noroeste <sup>66</sup>.

Al oeste del Dnieper advirtió Domher que la dirección del neis en el gobierno de Jerson era al noroeste, «o más exactamente NNO.» <sup>67</sup>, y el neis, según las investigaciones de Sokolow, puede advertirse que arrumba de norte a sur con desviaciones al este, pero con mayor frecuencia al Oeste, de modo que puede darse como predominante la NNO. <sup>68</sup>. Más allá, a orillas del Dnieper, entre Novo-Georgievsk y Ekaterinoslaw, la dirección de los terrenos arcaicos, según Pjatnitzki, es, casi sin excepción, al noroeste <sup>69</sup>.

Las cuarcitas y talcitas de Krivoi-Rog, en el Inguletz, asociadas con mineral de hierro, suministran importante testimonio en lo que se refiere a esa dirección. Forman largos y estrechos sinclinales dentro del neis, y su riqueza mineral ha conducido a exacta investigación de su marcha. Cerca de la ciudad de Krivoi-Rog parece que giran al norte o NNE.; según Sokolow, las fajas se separan hacia el norte y la mayoría encorvan al NNO. Ha advertido Monkowski que domina rumbo meridional al norte de Krivoi-Rog, y que un arco ligeramente cóncavo hacia poniente resulta de la presión de este a oeste en los terrenos arcaicos. Estas observaciones comprenden 60 a 70 kilómetros de norte a sur <sup>70</sup>.

Cerca de Alexandrovsk, en el recodo del Dnieper, la dirección de los terrenos, según Sokolow, oscila entre nornoroeste y nornordeste <sup>71</sup>.

A este observador, que tanto ha aumentado nuestro conocimiento de Rusia, debemos un mapa de la parte occidental del territorio arcaico al norte del mar de Azow. Representa la dirección general, aunque no invariable, al noroeste o al NNO. También asoman en esta región cuarcitas meneras, y su dirección al suroeste de Berdiansk, cerca del mar de Azow, es al nornoroeste <sup>72</sup>.

Más al este, en el distrito de Mariupol, halló Morosiewicz, rocas compactas que ocupaban grandes extensiones, especialmente sienita; además hizo el inesperado descubrimiento de corridas de lava de basalto y andesita, y tobas andesíticas que, con sólo una excepción, se encuentran en el límite entre la región arcaica y los sedimentos carboníferos de la cuenca del Donetz; jirones de sedimentos paleozoicos yacen sobre lacolitos andesíticos. Estas rocas eruptivas postcarboníferas señalan una zona de dislocación a lo largo del límite del carbonífero. El neis, al oeste de esta comarca, se divide en pilares y fosas <sup>73</sup>.

RESUMEN.—De esta masa de detalles extraemos los siguientes resultados:

La Plataforma Rusa, compuesta de pliegues precambianos denudados, se extiende desde el mar Artico al de Azow, hasta el meridiano 27°; más allá sus límites occidentales son indefinidos. Desde su parte meridional,

hacia el norte, hasta más allá del lago Onega la dirección dominante es NNO, o noroeste; cierto que en Finlandia y en el norte suele predominar la casi meridional al NNO. Pero hacia la costa de Pomoria, orillas del mar Blanco, aparece rumbo NNE. y aun ENE. La cadena granulítica del lago Enare presenta perfil de media luna, de modo que en rumbo y posición recuerda Nueva Zembla.

La disposición general de las directrices es análoga a la que se presenta en la mucho más moderna cordillera de los Urales, y *estas montañas pueden describirse como sistema póstumo formado con arreglo al plan antiguo*. Esto es también cierto para las series de Timan-Kanin.

Cortan la parte meridional de la plataforma dislocaciones más modernas que, abandonando las antiguas direcciones, corren al ONO., paralelas al Cáucaso. Karpinski, no sólo reconoció hace tiempo ese contraste, sino que advirtió que los fragmentos aislados de la plataforma que aparecen como pilares influyen en la marcha de los pliegues más modernos, y que el pilar de Azow, especialmente, ha determinado tal vez el arco del Cáucaso a Crimea <sup>74</sup>.

Se llaman líneas de Karpinski a estas prolongaciones de la fractura arrumbadas al ONO. (I, pág. 469, lámina VI, *m, m*). Reconocemos en ellas movimientos posteriores al cretáceo. Demuestra que se trata de dislocaciones que ahondan mucho la inesperada existencia de anamesita en Rovno, en Volhynia, y la de intrusiones volcánicas más modernas en la parte nordeste del límite entre el pilar de Azow y el carbonífero del Donetz.

LAS LÍNEAS CALEDONIANAS.—Un fragmento de antepaís antiquísimo bordea el Atlántico al oeste de las grandes cobijaduras caledonianas (II, pág. 74). Abarca las Hébridas occidentales, especialmente la isla Lewis, algunos promontorios del oeste de Escocia y varias islas intermedias (II, pág. 77, fig. 10).

La roca más antigua de este país es el neis de Lewis. En Loch Maree sus pliegues están, en parte, compuestos de pizarras antiguas, que se han relacionado con el «Algonquiense inferior». Estos terrenos plegados han sufrido intensa denudación, y en su irregular superficie se apoya, con marcada discordancia, la arenisca roja de Torridon, sin señal de plegamiento. De modo que esta posición es análoga a la de la arenisca del Swedish Dal, la serie jotniana en Finlandia, y acaso los pisos A y B de Barrande, en Bohemia. En Sutherland y Ross hay valles de erosión de 600 a 1.000 metros de profundidad, en los que se ha depositado esa arenisca <sup>75</sup>.

Innumerables diques, principalmente de rocas básicas (con rumbo ONO.), atraviesan el neis más antiguo e indican despiece general en fajas de la región. A estos diques sigue un grupo de otros muy básicos (rumbo de levante a poniente), y a éstos intrusiones de granito y sienita. Todas las inyecciones son posteriores al plegamiento del neis y de las pizarras antiguas y anteriores a la arenisca de Torridon <sup>76</sup>.

Las hojas caledonianas descritas en el tomo anterior han corrido sobre el antepaís de las Hébridas. Se dirigieron de sureste a noroeste. En conjunto, los planos de arrastre de ese movimiento buzan hacia el horizonte, pero a veces se levantan de súbito. Se ha deducido que los movimientos fueran intermitentes <sup>77</sup>, a causa de que a veces un plano de resbalamiento corta a otro y de que en los intervalos hay intrusiones volcánicas.

Grande avance fué *probar que dentro de las cordilleras caledonianas existen terrenos producidos por transformación de los del antepaís*. Carlos Lapworth fué el primero que demostró que la parte oriental del neis caledoniano es un complejo formado de neis de las Hébridas, de rocas sedimentarias y de otras volcánicas más modernas, con metamorfismo dinámico <sup>78</sup>. De igual manera ha demostrado el Geological Survey que parte del grupo de Torridon se ha introducido entre las hojas caledonianas, que pasan a las «pizarras frailunas» y contribuyen a la formación de los terrenos caledonianos del este <sup>79</sup>.

A gran distancia del borde externo de las hojas caledonianas, los pilares escoceses se componen de rocas dinámicamente metamorizadas, que se dirigen del noroeste de Irlanda al mar del Norte. Archibaldo Geikie les ha dado el nombre general de «dalrradianas» <sup>80</sup>. En los últimos años se han distinguido una serie de pisos silurianos en esas alteradísimas rocas. Sin embargo, la serie contiene muchas intercalaciones de diorita, epidiorita, pizarra de hornablenda, «pizarras verdes» y diques intrusivos de diabasa. La arcilla que allí se presenta recuerda la de Trondhjem, y en uno y otro lado se usa para construcción.

La existencia de muchas rocas eruptivas, sobre todo básicas, entre las capas paleozoicas inferiores, y su disminución a partir del siluriano superior, caracteriza a tales formaciones en Inglaterra, que en esto presentan marcado contraste con las llanas capas paleozoicas de las orillas del Báltico.

LA COBIJADURA ESCANDINAVA (II, páginas 51-65).—En los últimos años se han hecho grandes progresos en el estudio de la comarca cuya discusión vamos a emprender, por lo que se hace necesario, para que el estudio sea completo, repetir varios hechos que ya hemos mencionado.

Se cree, generalmente, que los pliegues caledonianos continúan por las islas Orcadas y Shetland a Noruega. Judd, que investigó las fracturas marginales del nordeste de Escocia, creyó posible que la separación de Escandinavia de la Gran Bretaña ocurriera luego de la aparición del hombre. Reusch, a quien debo un admirable mapa de las islas de la costa suroeste de Noruega, piensa que los pliegues noruegos y escoceses forman un sólo sistema, que interrumpe el hundimiento del mar del Norte <sup>81</sup>.

El examen del mapa de Noruega muestra es difícil hallemos, al menos en la parte meridional del país, continuación de la zona externa de Eri-boll, sino sólo de partes de la estructura caledoniana que quedan al este



de aquélla. Sin duda las cordilleras noruegas presentan muchos puntos de analogía con las de Escocia, a la vez que hay contrastes difíciles de explicar. En conjunto han sufrido mayor denudación que las montañas escocesas, pero no están tan por completo niveladas como los pliegues del este de los Urales; en realidad la denudación ha avanzado lo bastante para prometer alguna prueba de relaciones, tan rara vez visibles, entre una cordillera plegada y una plataforma adyacente. A E. Törnebohn, que ha lanzado una atrevida interpretación de los hechos <sup>82</sup>, se debe haber preparado el camino para la mejor inteligencia del objeto.

Una guirnalda de depósitos paleozoicos horizontales, que comienzan en el cambriano, sigue desde el golfo de Finlandia por las islas Åland y Upland, por Dagö y Oesel, Gotlandia, Oelandia y la costa occidental de la bahía de Kalmar; la misma guirnalda, rota en trozos, aparece en Escania (II, pág. 50, fig. 5); bloques de ella han caído en la fosa que se extiende de Cristianía al lago Mjösen. Tierra adentro asoman rocas precambrianas y entre ellas, a trechos, raros fragmentos paleozoicos preservados por hundimiento de la denudación general, lo que prueba que las capas cambrianas y silurianas cubrieron un tiempo a todo el Escudo. A menudo se ven fracturas y hundimientos, pero no pliegues, acaso con la excepción de un suave anticlinal en las islas Åland <sup>83</sup>. Luego de cruzar grande parte de la península alcanzamos el glint, que corre de norte a sur en toda su longitud, esto es, en más de 10 grados de latitud, formando escarpa de imponente aspecto, aunque muy rota por la erosión.

Los fósiles indican la existencia de sedimentos cambrianos a lo largo del glint, o, al menos, desde Hardanger-Vidda (60° N.), en el Lappmarken, más allá del paralelo 68°; en varios sitios, sobre todo en Gemtlandia, descansan capas silurianas sobre las cambrianas. Entre los paralelos 61° y 64°, la serie, según la precisa indicación de Törnebohm (II, pág. 54), es como sigue: I. En la base esparagmita, o sea arenisca con feldespatos, que entre Gudbrandsdal y el Glommen alcanza 900 metros de espesor; pero desde allí en adelante decrece rápidamente. II. Por encima de ésta la caliza de Biri, a menudo dolomítica, que suma 300 metros y en algunos sitios 500. III. La esparagmita superior, que en Rendal tiene 1.000 metros. Estos tres pisos, acaso posteriores a la arenisca de Dal, que cubre las más antiguas formaciones al este del glint, carecen, como ya se ha dicho, de restos orgánicos. Encima está el conglomerado cuarzoso azul, íntimamente relacionado con las capas cambrianas fosilíferas y encima la serie siluriana que han estudiado Högbom y Wiman en Jemtland. Sus subdivisiones se extienden al siluriano superior y aun a las pizarras graptolíticas que se apoyan en la caliza con *Pentamerus* de Cristianía <sup>84</sup>.

Los sedimentos cambrianos y silurianos, expuestos al pie del glint y en sus puntos avanzados, presentan iguales caracteres que los depósitos contemporáneos de Cristianía y del lago Mjösen, así como los de la guir-

nalda siluriana del Báltico, pero incluyen en su base grandes masas de sedimentos desprovistos de fósiles. En la mencionada guirnalda la capas yacen horizontales, y así ocurre también enfrente y detrás del glint, y las series en ambos lugares yacen discordantes sobre las antiguas formaciones del Escudo.

En esta serie normal de estratos yace horizontal una muy distinta, que en otro tiempo consideraron varios observadores perteneciente a una costa, a cuyo pie se habían depositado las capas normales silurianas (II, pág. 54); pero este criterio no se ha confirmado. Componen dicha serie cuarcitas y filadíos, a menudo idénticos en todos sus aspectos a la esparagmita, pero también en grandes extensiones micacitas, pizarras de hornablenda y neis. Törnebohm considera la última roca esparagmita metamorfozada por presión y la denomina grupo de Åre, y al conjunto de la serie superpuesta *grupo de Seve*.

Hacían indudable la superposición de esas alteradísimas rocas o sedimentos normales paleozoicos, muchas observaciones (II, pág. 65), que abarcan nueve grados de latitud y anchura de 90 a 100 kilómetros<sup>85</sup>.

El borde anterior del glint está con frecuencia roto en mogotes (lámina IV), a los que corona el grupo de Seve, el cual a veces interrumpen la erosión o desigualdades en el basamento; entonces se producen ojales o ventanas a través de las cuales se ve la normal sucesión de las capas del basamento. Por ejemplo, en Jemtlandia, tales ventanas forman la cordillera de Mull-fjäll, al oeste de Kall-Sjön y al oeste de ella la larga cordillera que termina en Skarsfield. En el Åreskutan, en el lado oriental del Kall-Sjön, las pizarras de Åre del grupo de Seve, formadas de pizarra de hornablenda y rocas análogas al neis, tienen de 1.200 a 1.500 metros de espesor, y lo mismo al este que al oeste yacen sobre el siluriano fosilífero. Por tanto, el Åreskutan es una hoja de cobijadura.

Törnebohm, fundado en esos hechos indiscutibles, ha expresado la opinión de que *la masa del grupo de Seve ha sido arrastrada por amplio movimiento tangencial desde la cordillera plegada del oeste sobre los sedimentos normales paleozoicos del este*.

En general, las rocas del glint muestran, como ya hemos dicho, estratificación horizontal. Hay una excepción cerca de Storsjön, en Jemtlandia, donde el grupo del Seve se ha denudado en extensa superficie; allí el siluriano normal del basamento está estrechamente plegado; estos levantados pliegues caen a veces hacia el sureste. Pero un estudio del corte, que publicó Högbom, mostrando el borde sur de la hoja de Ansätten, en Offerdal (esquina nordeste de la lámina VI), nos impresiona con la creencia de que ese plegamiento se ha producido por movimiento de la hoja superpuesta (Dachschleppung).

Al sur de Gudbrandsdal el gran macizo de gabra antiguo de la cordillera de Jötun produce complicaciones, que aún no se han explicado, pero

también allí se encuentran los sedimentos paleozoicos normales que llegan al mar al sur, cerca de Stavanger; luego se aproximan a una segunda serie paleozoica, que primero emerge del mar al suroeste, en la isla de Karmö, y presenta los caracteres esenciales de la gran cordillera plegada occidental.

Mientras que las capas cambrianas y silurianas del glint presentan la facies propia del Báltico, la serie occidental se distingue por el gran desarrollo de rocas eruptivas verdes, principalmente de la familia de los gabros y de tobas verdes. Cuanto más remota hace esto su semejanza con los sedimentos del glint, tanto más las aproxima a sus representantes en Escocia. Pero es muy difícil la comparación de las faunas, pues a causa del intenso metamorfismo dinámico escasean los fósiles y su conservación es imperfecta.

Desde Karmö rocas dioríticas y verdes estratificadas descienden al norte por las islas hacia Bergen. Reusch las ha descrito, y por los fósiles que descubrió en Bömmelö y en Storen se inclinaba a colocarlas en el siluriano medio superior. También afloran rocas eruptivas ácidas. Al mismo tiempo el neis y la micacita siguen rumbo divergente al NNE., hacia el Hardanger fiord. En Bergen hay un arco semicircular en la dirección (II, pág. 64)<sup>86</sup>. Más al norte, a poniente de los montes Jötun, faltan observaciones modernas. En la ladera septentrional de los Jötun alcanzamos la región objeto de la última memoria de Törnebohm (lámina VI).

Kjerulf describe como Trondhjem-fältet amplia zona, ruina de una gran cordillera plegada, y que se extiende desde el Dovre al NNE., y más allá del límite del Snåsen Vand. Único indicio de la dirección original son las raíces de alargados sinclinales, cuyos ejes o líneas del núcleo, como les llama Törnebohm, convergen al NNE. Uno de esos sinclinales está al norte del Beitstad fiord y Snåsen Vand. El segundo se ve entre el Beitstad fiord y el Trondhjem fiord, y corta al primero donde aflora. El tercero, que es menor, está en el brazo OSO. del Trondhjem fiord. El cuarto corre desde la orilla de este fiordo al OSO. y emerge en su parte septentrional, al este de Trondhjem, con el principal sinclinal, que se extiende desde el Grønninger, al este de Snåsen Ván, al suroeste por las cercanías de la cordillera de Jötun.

Entre los sinclinales se alzan moles anchas, llanas y cupuliformes de terrenos arcaicos. Es curioso que, a pesar de su perfil redondeado, las montañas debieron estar dispuestas, como revelan los sinclinales, en ramales. En los estrechos sinclinales las rocas han sufrido fuerte compresión, y generalmente están muy erguidas; en el gran sinclinal principal presentan, al parecer, disposición en abanico, más o menos marcada, de modo que el eje de él se encuentra hacia el borde oriental del sinclinal.

El grupo de las pizarras del Åre forma el horizonte inferior de los terrenos plegados. Encima se halla la pizarra de Röros, a veces verdadero

filadio, otras micacita siderítica o cuarcita micáfera, y contiene localmente pajillas de hornablenda, y luego forma una pizarra moteada. También se encuentran fuera de los pliegues, formando, por ejemplo, la hoja de cobijadura de la mole del Ansåtten. No puedo dar cuenta detallada de los varios miembros de la potente serie de pizarra y arenisca o de la caliza en el siluriano superior que se apoyan en la pizarra de Röros. En el grupo de Seve hay gabro con biotita e hiperstena, y alcanza mayor importancia en el siluriano inferior, que también presenta grande desarrollo de pizarras verdes. De nuevo se encuentran esas rocas, pero más esparcidas en el siluriano superior. También han experimentado plegamiento. Los aislados afloramientos de granito reciente (señalado de negro en la lámina VI) y que se presentan dentro del gran sinclinal, no muestran análoga influencia dinámica.

En algunos sitios vemos jirones de arenisca gris verdosa (grupo de Ekne de Törnebohm), que yacen en discordancia sobre los pliegues. Son más modernos, pero su posición no presenta el menor trastorno; probablemente de edad caledoniana, y corresponden a la discordancia de esa época.

Ya hemos discutido con detalle la prolongación de los montes plegados hacia el norte (II, pág. 55). Vogt aseguró que, a partir del paralelo 65°, el mármol blanco asociado con micacitas toma parte mucho mayor en la estructura de los pliegues de lo que pudiera suponerse, a juzgar por la naturaleza del país en las cercanías de Trondhjem. Asoman fajas de mármol, a veces con 1.000 metros de espesor y arrumbadas al NNE. o nordeste en la latitud 65° 20', en el Val fiord, y se extienden por las montañas hasta Vefsen; luego pasan más allá de Ranen por Dunderlandalen, al este del Suartisen, cruzan la parte interna del Salten fiord, al oeste de Sulitelma, y de nuevo en la latitud 68° 30', siguiendo la misma dirección, cortan oblicuamente la cabecera del Ofoten fiord <sup>87</sup>.

Al norte del paralelo 67° obtenemos concepción clarísima de los hechos, porque allí se une hacia el este el campo de las investigaciones de Sjögren cerca de Sulitelma <sup>88</sup>, con el de las amplias de Svenonius <sup>89</sup>, que alcanzaron hasta el extremo norte de Suecia; Holmquist ha descrito con detalle el corte transversal a lo largo de la línea Bodö-Sulitelma-Kvikkjokk <sup>90</sup>.

Según Holmquist, un sinclinal de primer orden formado de micacita y de extraordinaria anchura se dirige tierra adentro de Bodö al NNE., cruzando el Salten fiord. Cincuenta kilómetros al este del mar, alcanzamos el anticlinal paralelo, que es una faja de mármol. Lo sigue otro sinclinal que llega a las costas del Lang-vand. Alcanzamos luego Sulitelma (1.877 metros), potente mole de gabro de olivino. Cerca de su pie meridional la dirección de los pliegues ha girado de NNE. al este, donde se hallaron en las pizarras tallos de crinoides. Más allá de la frontera sueca penetramos en la región de la cobijadura, que señala una gran masa de micacita y

cuarcita. Aunque la mole de cobijadura no es tan ancha como en el sur, su margen oriental, el glint cerca de Kvikkjokk, es de unos 180 kilómetros desde Bodo. Allí se divide en muchas hojas llanas cobijadas, y los planos de resbalamiento se inclinan en sentido contrario del movimiento, o sea que el empuje actúa de abajo a arriba. En la hoja, entre el Sulitelma y Kvikkjokk, el movimiento, probablemente, se dirigió más bien de norte a sur y ha producido dirección de este a oeste, cerca de Sulitelma.

De nuevo hallamos a lo largo del glint, bajo la mole de cobijadura, las capas llanas cambrianas de tipo oriental (serie de Hyolites), que se apoyan en el neis y granito del escudo.

Ya hemos mencionado otros detalles. Vogt halló restos de una gran región eruptiva en las *islas Lofoten*. La isla de Flakstad, parte de Mosk-nåson y de Vesvaagö y un gran trozo de Langö con Oeksnäs, y ciertas porciones de Hindö se componen de gabbro de olivino, rocas de labrador y sienítica augítica. Por tanto, carece de fundamento la comparación de las islas Lofoten con las Hébridas occidentales, basada en observaciones antiguas (II, pág. 57). Esas grandes proporciones del archipiélago más bien se asemejan al gabbro de olivino de Sulitelma, y al parecer las islas Lofoten también pertenecen a las ramas de la gran cordillera plegada <sup>91</sup>.

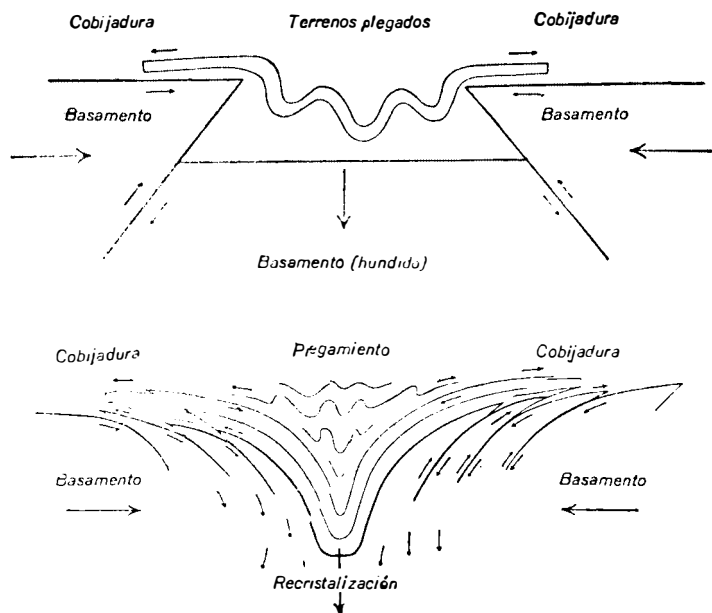
Un manto de arenisca horizontal y discordante desprovisto de fósiles (sistema de Tellef Dahll de Gaisa) se extiende desde el paralelo 69°, oculta cada vez más las formaciones plegadas y forma la mayor parte de la costa desde el Alten fiord hasta el Varanger fiord <sup>92</sup>.

RELACIONES DE ESCANDINAVIA CON ESCOCIA.—La interpretación de Törnebohm de que la estructura de las montañas del oeste de Escandinavia se debe a una gran cobijadura, ha suscitado la objeción de que un movimiento casi horizontal de una hoja de la corteza terrestre por encima de otra y en espacio de 9 a 10 grados de latitud y que en algunos sitios abarca 100 kilómetros de anchura, supera a todas las ideas acerca del proceso dinámico que sufre la Tierra. Pero nuestro criterio debe ajustarse a los hechos, y en este punto apenas hay diferencias importantes de opinión. Al contrario, es manifiesto que contemplamos las ruinas de una estructura mayor. Brögger advierte que las rocas que están a mayor altitud son con frecuencia las que han sufrido más intenso metamorfismo <sup>93</sup>, y Törnebohm atrae mi atención hacia el hecho de que en Sjangili, al sudoeste del lago Torneå, una serie de rocas pizarreñas con granito trastornado en la cima yace sobre formaciones primitivas del Escudo y sparagmita que presenta señales de compresión. Esto muestra que se ha removido enorme peso de moles montañosas superpuestas. No sabemos hasta qué punto el glint se ha movido hacia el oeste por denudación desde el período devoniano, de modo que no podemos medir la anchura de la cobijadura ni su completa longitud al norte o al sur.

Pero en la región donde se advierten los fenómenos, las partes cobija-

das tienden a pasar hacia el oeste, a una cordillera plegada compuesta de largas ramas con dirección al NNE. En esta cordillera los anticlinales y sinclinales de primer orden (coulises) son bastante anchos, pero los acompañan muchos pliegues secundarios y los afecta metamorfismo dinámico en altísimo grado. También advertimos compresión en la parte cobijada, pero predominan en grande superficie indicios de extraordinaria extensión de las rocas.

Holmquist, cuyo corte de Bodö a Kvikkjokk hemos mencionado, ha intentado una explicación hipotética de los fenómenos; así lo ilustran los diagramas que damos a continuación (figuras 20 a 23)<sup>94</sup>.



FIGS. 20 y 21.—*Explicación hipotética de las cobijaduras escandinavas (según Holmquist).*

Movimiento simétrico.

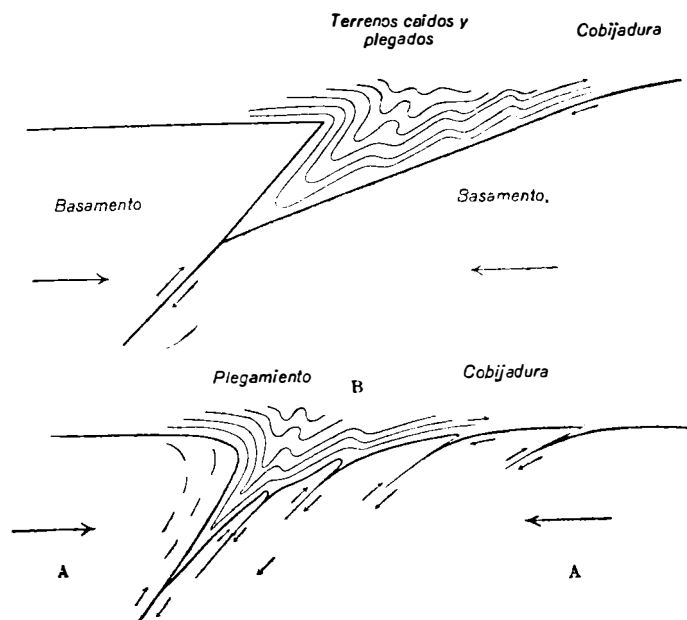
En el norte, las rocas fundamentales del Escudo se sumergen más o menos abruptamente bajo el glint. Las ventanas al sur (lámina VI) se hallan en su mayor parte más cerca del borde oriental. Al oeste, en los profundos valles de las cordilleras plegadas y en la costa no asoma en parte alguna el escudo. El buzamiento de las capas en las ramas, que según indican las fajas de mármol es a menudo muy marcado, indica que su continuación debe hallarse muy debajo de la actual costa oeste.

La hipótesis de Holmquist se basa en un hundimiento de fosa simétrica con mutua aproximación de ambos labios (figuras 20 y 21).

Sin embargo, se sabe que el plegamiento es más suave en el oeste,

hacia Trondhjem, y que en la península el efecto dinámico más fuerte se produce hacia levante; parece más de acuerdo con los hechos un hundimiento asimétrico (figuras 22 y 23). De aquí deduce Holmquist que, a causa del continuo hundimiento de la parte oriental (o sea del Escudo o antepaís), *la cobijadura en realidad resulta zona cobijada*<sup>95</sup>.

Pero hablando en puridad, esta explicación no resuelve el problema, sino que lo transporta a mayor hondura. Así se evidencia si intentamos aplicar la escala natural (100 kilómetros) a las partes horizontales de las



FIGS. 22 y 23.—Explicación hipotética de las cobijaduras escandinavas, (según Holmquist)

Movimiento asimétrico.

figuras 22 y 23. No obstante, la representación armoniza con el hundimiento, de otro modo casi inexplicable, de la entera mole en una sola curva potente dirigida al noroeste, tal como la descrita al norte del paralelo 68° (II, páginas 60 y 61, fig. 6.\*). Por tanto, si a las antiguas ideas añadimos la hipótesis de Törnebohm de que Rismaalstind y Hattevarre son masas desplazadas horizontalmente hacia el este, resultará, sin duda, como si el movimiento procediera de abajo, o, como piensa Holmquist, que han ocurrido hundimiento y cobijadura del antepaís.

El movimiento al ESE. que aparece en la cobijadura escandinava es contrario a los grandes movimientos ocurridos en el oeste de Eurasia. Sin embargo, en su prolongación al SSO., en Escocia, ha girado a la dirección opuesta ONO. Aquí comienza *el primer escalón de la repetida re-*

*construcción de Europa, y al mismo tiempo forma parte de la faja circundante dentro de la cual describen sus curvas los plegamientos más modernos* (II, pág. 131).

Si nos dispusiéramos a llevar más lejos la teoría de Holmquist podríamos imaginar una fosa cuya parte oriental se ve en Escandinavia y la occidental en Escocia, o un segundo hundimiento asimétrico o inverso; o, por último, un sólo plano de dislocación alabeado que se extiende por toda la región.

Esta zona de trastorno separa los montes neísicos precambianos de las Hébridas de los terrenos precambianos del Escudo Báltico. Si se prolongan las líneas directrices de Eriboll, rebasan por el oeste el glint escandinavo hasta el mar del Norte. Pero las grandes fracturas del sur del glint que cortan Escocia (II, pág. 77, fig. 10), aunque en parte más modernas, tienen igual dirección. Así adquiere nuevo significado nuestro conocimiento de la estructura interna de los pilares escoceses. En el más meridional, las Southern Uplands, consiguió Lapworth, tras larga investigación, clasificar las rocas a pesar de su gran dinamometamorfismo; Peach y Horne<sup>96</sup> han dado detallada descripción de la estructura de esa mole.

La dirección en las Southern Uplands no es por completo paralela a la fractura del sur del Edimburgo, sino que se dirige algo más al norte, correspondiendo a la dirección caledoniana general. Esas tierras altas se componen, en su extremo septentrional, de pisos bajos del siluriano inferior; en la parte central de los superiores, y en el borde sur de siluriano superior. Las capas presentan pliegues apretados; algunos miembros, replegados más o menos verticalmente sobre sí mismos, alcanzan anchura muchas veces mayor que su potencia. Las capas más gruesas del siluriano inferior forman en el norte un abanico abierto hacia arriba, cuyas varillas buzan desde el noroeste y desde el suroeste hacia el eje, y cerca de la región media hay un segundo abanico que se abre hacia abajo. Se asocian con estas capas muchos lechos intercalados de rocas volcánicas que también han experimentado presión.

Estas capas silurianas metamorfizadas continúan hacia Irlanda; las peculiares corrientes de lava y capas con radiolarios del grupo de Arenig pueden seguirse hacia el suroeste, hasta Slieve Bernagh (al norte de Limerick, 52° 45' N.). El dinamometamorfismo que ha impreso a las rocas o terrenos el movimiento caledoniano se extiende, pues, muy lejos, sin disminución; sigue en línea recta por Irlanda el borde externo de las montañas armóricas.

Cierto que en esas partes internas y meridionales del sistema caledoniano, no faltan terrenos cambrianos y precambianos. Pero difieren las opiniones respecto de los muchos afloramientos descritos como neises, y no hay nada que corresponda a las grandes cordilleras neísicas tan frecuentes en el lado interno, de importantes regiones de plegamiento y cobijadura.



Las Tierras Altas meridionales lo mismo que las ramas occidentales de Noruega, son buen ejemplo de región plegada, que antes se creía que se componían de terrenos mucho más antiguos, y donde pacientes investigaciones han descubierto sedimentos fosilíferos en comprimidas zonas plegadas<sup>97</sup>

Este hecho tal vez pueda citarse a favor de la hipótesis de Holmquist. Ha de creerse probado que en su marcha desde el borde armónico, en el suroeste de Irlanda (52° 30' N.), por Escocia y Escandinavia, hasta donde asoman aquellas señales, bajo el manto discordante de arenisca en los fiordos más septentrionales (por encima del paralelo 70° 30'), los movimientos predevonianos deben considerarse manifestaciones de sencillo fenómeno tectónico, que mantiene constante dirección al NNE., a pesar de que el movimiento se dirige en Escandinavia al ESE. y en Escocia al ONO. Lo mismo en el sur y en el norte su extremo se soterra, y no sería imposible que continuase por Spitzberg, donde la discordancia devoniana asoma en el sistema del golfo de Liefde (II, pág. 70).

CONCLUSIONES.—En Asia hemos distinguido: I La *cumbrera general precambriana*, que se prolonga al este hasta el Pacífico, por arcos periféricos más modernos, armoniosamente dispuestos. II Los *Altaides*, que parten de una cumbrera más moderna, el Altai, ciñen por el sur con sus ramas orientales a la cumbrera antigua, aparentemente se funden más al este con los arcos periféricos de dicha cumbrera antigua, pero se abren hacia el oeste, en la virgación del Tian-xan. Por último, III, Los *arcos marginales meridionales*, el más oriental de los cuales, el arco birmano, recibe una rama de los Altaides orientales.

En Europa oriental los arcos marginales meridionales (3) se prolongan por el arco dinarotáurico. El Cáucaso pertenece a la rama del Tian-xan (2). *Parece, pues, que la Plataforma Rusa es parte de la antigua cumbrera (1), y, en realidad, lo es de la mitad que corresponde al Sayan.*

Sus rasgos más importantes lo indican así: su disposición general, su edad precambriana, el hecho de que los pliegues presenten constante la dirección del Sayan, de noroeste a NNO., en el sur, y al NNO., en el norte, hasta que, aún más al norte, pasan a la dirección NNE., y, por último, su semejanza con los arcos insulares. Reaparece el *antiguo basamento, que se oculta en las orillas del Yenisei*. A la vez nos impresiona la extraordinaria persistencia de dirección que distingue a las partes más antiguas de la corteza terrestre, y contrasta de modo tan notable con la diversidad de formaciones más modernas. Esta constancia atrajo en China la atención de Richthofen; la advirtió Tscherski en las montañas del lago Baikal, y Karpinski la notó con desarrollo no menos claro en la Plataforma Rusa.

La parte oeste de la cumbrera está más al norte que la oriental. Hacia su borde meridional la estructura antigua experimenta trastornos debidos a las ramas del Tian-xan o se oculta por completo.

En vano intentamos descubrir si las montañas marginales, dispuestas en ramas que avanzan desde las orillas septentrionales del Hoan-ho entroncan con el gran Jingan, o, en otras palabras, si esta rama de los Altaides se encorva hacia atrás en las regiones orientales de la cumbre antigua. De igual modo, en vano seguimos los pasos de Muschketow en sus investigaciones acerca de la posible prolongación del gran Kara-tau, a lo largo de la divisoria, entre Aral y el Irtych. En cada caso la cuestión es en esencia la misma. Tratamos de determinar si una rama de los Altaides, el Kara-tau, se vuelve hacia la cumbre antigua. Pero cualquiera que pueda ser la solución futura de este problema, es cierto que los Urales presentan estructura en armonía con el plegamiento de la cumbre, que en los valles del Ayat superior, el Tobol y otros ríos, esas montañas desenvuelven hacia el este sus pliegues denudados y que hacia el oeste producen ramas que muestran que también en aquel lado hay cierta unidad de estructura.

*Los Urales son un grupo de pliegues póstumos de la cumbre antigua.* Así como en Asia oriental el plegamiento se dirige al este, y en los arcos marginales hacia el sur, en los Urales es hacia el oeste. Pero los Urales apenas pueden describirse como formación periférica, porque una mole enorme de precambriano (la Plataforma Rusa) se encuentra al oeste, o sea fuera de ellos. Ciertamente que no conocemos la estructura del fondo del Océano Pacífico entre los arcos insulares; si la Plataforma Rusa y la región fluvial del Pechora estuvieran ahora sumergidas bajo el mar, como lo estuvieron largo período, los Urales se asemejarían por completo a uno de los arcos periféricos del este, y Nueva Zembla o la península de Canin recordarían, aún de modo más exacto, los arcos insulares de la orla del Pacífico.

Grande parte de la antigua cumbre de Asia queda oculta bajo sedimentos más modernos del Obi; reaparece en Europa. En el extremo oeste encontramos la cobijadura escandinava. Por extraño que pueda parecer, procede preguntar si los Cárpatos orientales, caso de hallarse denudados en grado igual, no revelarían también a través de sus ventanas la antigua plataforma o su manto siluriano horizontal (I, pág. 190). En los Alpes occidentales las relaciones de los comprimidos sinclinales del Briançonnais con las hojas de cobijadura pueden muy bien sugerir comparación con los fenómenos tectónicos de Escandinavia.

De este modo la cumbre en el norte, que se oculta bajo la superficie, y la cicatriz de tonalita en el sur, limitan el espacio en el cual las dos ramas terminales de los Altaides emergen una tras otra en el oeste; primero la varisca-armoricana y luego la alpina.

Por tanto, aunque prescinda de varios problemas que están en pie y sea aún vaga e incompleta en muchos puntos importantes nuestra descripción de las líneas directrices, ha alcanzado, al menos, a tales regiones.

Dicha parte de la superficie terrestre no coincide con las últimas prolongaciones de los Altaides occidentales ni, por tanto, con el extremo occidental de la estructura eurásica. Por sí sola no conduce ésta a un examen general del conjunto de la gran unidad tectónica; pero, al menos, señala la introducción a regiones donde se conocen mejor las líneas directrices y, sin duda, se han marcado por completo. Así podemos seguir más rápidamente nuestro estudio de las partes del plan que aún quedan por estudiar, y volver ocasionalmente a tratar asuntos que tienen menos relación con el propio plan que con el sucesivo desarrollo de los pliegues. Hasta que nuestra vuelta al norte de la Cumbre Antigua y el entronque de las cordilleras de Verjoiansk con las de Alaska, haga de nuevo necesario entrar en mayores detalles.

## Notas del capítulo IX: El Norte de Europa.

<sup>1</sup> A. Karpinsky, *Geologische Karte des Ostabhanges des Urales*, tres hojas in-folio, 1884.

<sup>2</sup> A. Krasnopolsky, *Sumario preliminar sobre las investigaciones geológicas en las regiones montañosas de la Siberia Occidental en 1893*, r. (Gornyi Journal, 1894, II, pág. 53), e *Investigaciones geológicas en la cuenca del Tobol* (Explor. geol. del ferrocarril de la Siberia, XX, 1899, 50 páginas, y mapa).

<sup>3</sup> Al sur de la hoja 139 del Mapa geológico de Rusia europea; A. Stuckenberg, Bull. Comité Geol., XV, 1896, pág. 249; XVII, 1898, páginas 172-175, etc.

<sup>4</sup> M. P. Melnikov, *Excursión geológica por los ríos Uvelka y Uya, en el círculo de Troitz*, r. (Materiales para la Geol. de Rusia, XIII, 1889, páginas 251-375).

<sup>5</sup> J. P. Falk, *Beiträge zur topographischen Kenntniss des Russischen Reichs*, in-4.º, Petersburgo, Kayserl. Akad. d. Wiss., I, 1785, páginas 364-380.

<sup>6</sup> A. Karpinsky y Tchernycheff, *Mapa geológico general de la Rusia europea. Hoja 139. Descripción orográfica*, r. f. (Mem. Comité Geol., III, núm. 2, 1886, pág. 113, cuatro láminas y un mapa; véase particularmente pág. 72).

<sup>7</sup> Tchagan, Tchegan o Tchassan (véase LA FAZ DE LA TIERRA, I, pág. 502, nota 48; *Observaciones geológicas* de N. Sévertzov e I. Borszczow en la parte occidental de la estepa de los Kirguises en 1875, r. (Gornyi Journal, 1860, II, páginas 300-318; particularmente página 310). En muchos puntos del norte del mar Caspio, y en particular en el Uil, se notan ya huellas de nafta; Nikitin, Inuestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXIX, 1893, pág. 630.

<sup>8</sup> Muschkétov, *El Turquestán*, r., I, páginas 324-327; Sévertzov dice que no se ven en el Irghiz ni montañas ni colinas, pero que en el valle hay ribazos rocosos (Bull. Acad. Imp. Sc. San Petersburgo, IV, 1862, pág. 484). Véase también G. Romanowski, *Materialien zur Geologie von Turkestán*, I, in-4.º, 1880, páginas 45-59, y Romanovsky y Muschkétov, *Mapa geológico del Turkestán Ruso*, hoja 1, 1885.

<sup>9</sup> A. Krasnopolsky, *Investigaciones geológicas en las provincias de Akmolinsk y Sémipalatinsk*, r. f. (Explor. geol. del ferrocarril de la Siberia, XXI, 1900, 317 páginas y tres mapas geológicos; particular páginas 103 y siguientes). Esa importante memoria me ha sido útil durante la impresión de la presente obra. Respecto del codo del Ischim, véase tomo III, pág. 162. No conozco las relaciones precisas de los relieves que figuran en el mapa general del Turkestán de Muschkétov al norte de 48º de latitud norte, al norte del Sary-Su; según antiguos informes, el Ulu-Tagh debe estar formado de granito y encerrar minerales de plomo; G. de Meyendorff, *Viaje de Orenburg a Bujara, hecho en 1820*, in-8.º, París, 1826, pág. 93.

<sup>10</sup> I. Muschkétow, *Allgemeine Geologische Karte von Russland. Blätter 95 und 96. Geologische Untersuchungen in der Kalmücken-Steppe in den Jahren 1884-1885*, r. a. (Mem. Comité Geol., XIV, núm. 1, 1895, 202 páginas, y dos mapas).

<sup>11</sup> J. Muschkétov, *Allgemeine Geologische Karte von Russland. Blatt 114. Geologische Untersuchungen in der Kirgischen Steppe im Jahre*, r. a. (Mem. Comité Geol., XIV, número 5, 1896, pág. 27, y un mapa); véase en la pág. 21 una comparación con el Erghéni.

<sup>12</sup> A. Karpinsky, *Sumario de las condiciones físico-geológicas de la Rusia europea durante los periodos geológicos*, r.; leída en la solemne sesión pública de la Academia Imperial de Ciencias de Petersburgo, el 9 de diciembre de 1886 (Suplemento al tomo IV de las Memorias Rusas de la Academia, núm. 8); traducción alemana, *Uebersicht der physiko-*

*geographischen Verhältnisse des europäischen Russland während der verfloßenen geologischen Perioden* (Beitr. z. Kenntn. d. Rus. Reiches, 3. Folge, 1887; y sobre todo *Sobre el carácter general de los movimientos de la corteza terrestre en la Rusia europea*, r. (Bull. Acad. Imp. Sc. Petersburgo, 5.ª serie, I. 1894, páginas 1-19, y mapas).

<sup>13</sup> E. C. Stirling, *The Physical Features of Lake Callabonna* (Mem. Royal Sc. South Australia, 1900, I, pt. 2, páginas I-XV, y lám. A); V. Amalitzky, *Estudios de restos de vertebrados en los depósitos permianos del Norte de Rusia* (Trabajos Soc. de Naturalistas Petersburgo, Proceso verb., abril-mayo 1900, páginas 177-198).

<sup>14</sup> Val. de Möller, Carta reprod. Neues Jahrb. f. Min., 1870, páginas 648-650; en esta carta el autor compara ya la meseta de Usa a los Montes Timan; véase también su nota *A propósito de la meseta de Ufa* (Bull. Comité Geol., V, 1886, páginas 235-237).

<sup>15</sup> A. Karpinsky und T. Tchernycheff, *Mapa geológico general de la Rusia europea. Hoja 139. Descripción orográfica*, r. f. (Mem. Comité Geol., III, núm. 2, 1886), y Th. Tchernycheff, *Allgemeine Geologische Karte von Russland. Blatt 139, Beschreibung des Central-Urals und des West-Abhanges*, r. a. (Ibid. III, núm. 4, 1889, páginas VIII-293, y siete láminas). Véase también A. Karpinsky, *Geologische Karte des Ostabhanges des Urals*, tres hojas in-folio, 1884.

<sup>16</sup> T. Tschernyschew, Corte que pasa por el Kara-Tau, en la *Guía de las Excursiones del VIIº Congreso Geológico Internacional*, 1897, III, pág. 9; y *Allgemeine Geologische Karte von Russland. Blatt 139. Beschreibung des Central-Urals*, pág. 379. La cobijadura del antepaís nos demuestra que el plegamiento no acaba antes en el Kara-Tau que en las demás cadenas vecinas, orientadas NE., como se creía hasta ahora.

<sup>17</sup> A. Pavlow, *La península de Samara y las Gegulis*, r. f. (Mem. Comité Geol., II, núm. 5, 1887, 63 páginas, dos láminas y un mapa); para la línea hipotética de unión, véase páginas 55 y siguientes.

<sup>18</sup> A. Stuckenberg, *Allgemeine Geologische Karte von Russland. Blatt 127*, r. a. (Mem. Comité Geol., XVI, núm. 1, 1898, páginas 5-306); A. Philippson figuró en un croquis esquemático las relaciones con el Ural, Sitzungsber. Niederrhein. Ges. f. Naturu. Heilkunde, Bonn, 1898.

<sup>19</sup> A. Krasnopolsky, *Allgemeine Geologische Karte von Russland. Blatt 126. Perm-Solikamsk*, r. a. (Mem. Comité Geol., XI, números 1-2, 1889-91, páginas XIV-522-30, y dos láminas); P. Krotow, *Geologische Forschungen am westlichen Ural-Abhange in den Gebiete von Tscherdyn und Solikamsk*, r. a. (Ibid., VI, números 1-2, 1888, 563 páginas, dos láminas y un mapa). En la figura esquemática de las dislocaciones del Ural, que M. Karpinsky publicó en el Boletín de la Academia de Ciencias de Petersburgo (Vº Ser., I, 1894, núm. 1, pág. 13), se reconoce claramente la emergencia de los espolones, que arrumban al noroeste.

<sup>20</sup> T. Tschernyschew, *Trabajos geológicos ejecutados en el Timán en 1889*, r. f. (Bull. Comité Geol., IX, 1890, páginas 41-84, y mapa). y *Trabajos geológicos ejecutados en el Timán en 1890*, r. f. (Ibid., X, 1891, páginas 95-147, y mapa).

<sup>21</sup> K. J. Grewingk, *Viajes en la península de Kanin*, publicados por Tschernyschew, Karpinsky y Nikitin (Suplemento núm. 11 al tomo LVII de las Memorias Rusas Imp. Acad. C. San Petersburgo, 1891). En el mapa geológico que acompaña a esta memoria, M. Tschernyschew coloreó la parte septentrional de los Montes Timan, según los resultados de la expedición de 1890.

<sup>22</sup> E. Fédorov, *Investigaciones geológicas en el Ural del norte durante los años 1884-1886* (Gornyi Journal, 1890, I, páginas 196 y siguientes; esa memoria se refiere a las partes comprendidas entre los 60º 40' y los 62º 20' de latitud norte); *Los neis sieníticos del Ural septentrional*, r. f. (Bull. Comité geol., VII. 1888, páginas 51-31; concierne sobre todo a la cadena Tchistop, de 61º 25' a 61º 35'); *Nuevas observaciones geológicas en el Ural septentrional*, r. f. (Ibid., VIII, 1889, páginas 7-20; se extiende hasta los 63º 45').

Véase, además, muchos artículos del mismo autor en el Gornyi Journal, y en particular su *Mapa geológico del Norte del Ural*, de 61° a 64° 45' (r., 1897, III). En estos primeros trabajos. M. Féderov admitía que la dirección N.-S. del Ural actual fué precedida en ciertas partes del norte por otros pliegues de una gran amplitud, dirigidos E.-O. (Bull. Comité Geol., VII, 1888, pág. 24); como esta idea no se vuelve a encontrar en sus últimos trabajos, no he vuelto a hacer alusión a ellos.

<sup>23</sup> Bull. Comité Geol., VIII, 1889, pág. 7.

<sup>24</sup> Véase el mapa adjunto a la obra *Der nördliche Ural und das Küstengebirge Paechoi, untersucht und beschrieben von einer in den Jahren 1847, 1848 und 1850 durch die k. Russische Geographische Gesellschaft ausgerüsteten Expedition*, in-4.º, Petersburgo, dos volúmenes, 1853 y 1856 (el texto por E. Hofmann, mapa por M. Kowalski, etc.). También figuran los Montes Adak en A. Keyserling und P. von Krusenstern, *Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschora-Land*, Petersburgo, 1845, Atlas, mapa 1; véase también en la misma obra, pág. 375, un corte de una rama anticlinal por 64° 20' de latitud norte.

<sup>25</sup> Mencionado en A. G. Schrenk, *Reise nach dem Nordosten des europäischen Russland durch die Tundren der Samojeden zum arktischen Uralgebirge*, in-8.º, I, Dorpat, 1848, pág. 554.

<sup>26</sup> A. G. Schrenk, *Reise*, etc., I, pág. 314; los cadáveres yacen sobre su lado izquierdo, y los útiles y las armas, para que no puedan volver a servir, se rompen y entierran, costumbre muy extendida en otro tiempo en Europa (la misma obra, pág. 524).

<sup>27</sup> Linschoten in J. C. Adelung, *Geschichte der Schiffahrten und Versuche, welche zur Entdeckung des nordöstlichen Weges nach Japan und China unternommen wurden*, in-4.º, Halle, 1768, páginas 155-156; la isla Dogoi lleva en esta obra el nombre de Moritz-Insel.

<sup>28</sup> Schrenk, *Reise*, II, 1854, pág. 42. Conviene hacer notar aquí que la profundidad del mar entre el continente y la isla Kolgouïév no pasa en ninguna parte de 30 brazas, según Feilden, y que la isla Kolgouïév, según Trevor-Battye y Feilden, no es más que un montón de restos erráticos y de depósitos marinos recientes; H. W. Feilden, *Notes on the Glacial Geology of Arctic Europe and its Islands, part I: Kolgujev Island* (Quart. Journ. Geol. Soc., LII, 1896, páginas 52-65).

<sup>29</sup> H. W. Feilden, *Visits to Barents and Kara Seas with Rambles in Novaya Zemlya 1895 and 1897* (Geogr. Journ., XI, 1898, páginas 333-364, y mapa; véase en particular página 350).

<sup>30</sup> *Mapa geológico de la Rusia europea*, editado por el Comité Geológico, 1; 2.400.000, seis hojas, Petersburgo, 1892.

<sup>31</sup> E. Hofmann, *Der nördliche Ural*, II, frontispicio.

<sup>32</sup> Sujew in P. S. Pallas, *Reise durch verschiedene provinzen des Russischen Reiches*, in-4.º, San Petersburgo, III, 1776, pág. 288; señala «capas de pizarras negras, inclinadas al sesgo».

<sup>33</sup> E. Hofmann, *Der nördliche Ural*, II, pág. 264.

<sup>34</sup> Schrek, *Reise*, II, pág. 68.

<sup>35</sup> O. Finsch, *Der Isthmus zwischen dem Karischen Meere und dem Ob* (Petermanns Mittheil., XXXIII, 1877, páginas 216-220; mapa), y *Reise nach West-Sibirien*, in-8.º, 1879, páginas 436-466. Erman trepó a los contrafuertes orientales por los 67° 12' de latitud norte; halló la diorita dividida en láminas verticales orientadas 35° este, y a mayor altura rocas anfibólicas pasando a pizarras talcosas análogas a los gneiss; A. Erman, *Reise um die Erde*, I, Abth. I, Bd., in-8.º, 1833, páginas 692 y siguientes; 702, 708, Atlas, lám. III; véase también Erman's Archiv. f. Wiss. Kunde von Russland, II, 1842, pág. 769. K. M. Derjugin publicó el relato de una ascensión a la cima del Sukhar-Kéu en los Trabajos Soc. de Naturalistas de San Petersburgo, Sect. de Zool., XXIX, 1898, pág. 58.

<sup>36</sup> Th. Tschernyshev und N. Jakowlew, *Die Kalksteinafauna des Cap Greben auf der Waigatsch-Insel und des Flusses Nechwatowa auf Nowaja-Semlja* (Verhandl. Russischk. Mineralog. Ges. San Petersburgo, 2.<sup>a</sup> serie, XXXVI, 1898, páginas 55-99, y láminas VI-VIII; véanse particularmente páginas 56 y siguientes); véase también G. Lindström, *Silurische Korallen aus Nord-Russland und Sibirien* (Bihang. k. Sv. Vetensk.-Akad. Handl. Estokolmo, VI, núm. 18, 1882, pág. 4).

<sup>37</sup> Th. Tschernyschew, *La expedición a la Nueva Zembla en 1895*, r. (Inwestiia Soc. Imp. Rusa de Geogr., XXXII, 1896, páginas 1-26, y mapa; publicada también en sueco, Ymer, Estokolmo, XVI, 1896, páginas 129-149, y lám. 5; mapa).

<sup>38</sup> Lehmann in Baer, *Expedición a Nueva Zembla y a Laponia* (Bull. Científica Acad. Imp. C. de San Petersburgo, II, 1838, pág. 154). Tschernyshev e Iacovlev publicaron una interesante descripción de las orillas del Nechwatowa sacadas del diario de Lehmann, y en la cual fijan la edad devoniana de los fósiles; *Die Kalksteinafauna*, etc., páginas 84 y siguientes).

<sup>39</sup> H. Höfer, *Graf Wilczek's Nordpolfahrt im Jahr 1872, II. Ueber den Bau Nowaja Semlja's* (Petermanns Mittheil., XX, 1874, pág. 303).

<sup>40</sup> F. Toula, *Eine Kohlenkalk-Fauna auf den Barents-Insel (Nowaja-Semlja, N.-W.)*. (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CX., LXXI, 1875, Abth. I, páginas 527-608, y seis láminas).

<sup>41</sup> A. E. Nordenskjöld, *Redogörelse för en expedition till mynningen af Jenissej och Sibirien* (Bihang k. Sv. Vetensk.-Akad. Estokolmo, IV, 1877, núm. 1, pág. 24); este yacimiento se podría unir al territorio descrito por Tschernyshev. A. Wichmann reunió en su artículo *Zur Geologie von Nowaja-Semlja* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVIII, 1886, páginas 516-550) todos los hechos conocidos sobre la Nueva Zembla hasta 1886.

<sup>42</sup> A. Karpinski, *Uebersicht der physiko-geographischen Verhältnisse des europäischen Russland während der verfloßenen geologischen Perioden*. In-8.º, 41 páginas y 12 mapas (Beitr. zur Kenntniss des Russischen Reiches, 3. Folge 1887).

<sup>43</sup> W. Ramsay, *Om Hoglands geologiska byggnad* (Geol. Fören. i Estokolmo, Förhandl., XII, 1890, páginas 471-490, y láminas 9-10; mapas y cortes).

<sup>44</sup> A. Iuoztranzeff: «El gneiss forma el subsuelo de Petersburgo» (Trabajos Soc. de Naturalistas de Petersburgo, XXIII, Sect. Geol., 1895, páginas 45-51; r., f.).

<sup>45</sup> Entre los yacimientos conocidos del Gobierno de Pskov (II, pág. 290) se señalaron recientemente depósitos cambrianos y silurianos a una distancia muy grande todavía del escudo báltico, en Ravanitchi (entre Minsk y Mohilev). Bork halló del siluriano inferior en Vichny-Volotchek (Gob. de Tver); A. Karpinski, Mezclas geol. y paleont. publicadas en el Bol. Acad. Imp. de C. de Petersburgo, I, 1892, páginas 139-145 (Bull. Nueva Serie, III, pág. 1).

<sup>46</sup> J. J. Sederholm, *Ueber eine archaische Sedimentformation im Südwestlichen Finland* (Bull. Comisión geol. Finlandia, núm. 6, páginas 1-254, y cinco láminas de mapas, 1899); para las interpretaciones anteriores véase su memoria *Om Bärgrunden i södra Finland* (Fennia, VIII, 1893, núm. 3, 166 páginas, un mapa y cuatro láminas; resumen alld).

<sup>47</sup> M. N. Miklucha-Maklay, *Geologische Skizze des Kreises Olonetz und der Inseln des Ladoga-Sees in der Umgebung von Walaamo*, r. (Materiales para la geología de la Rusia, XVIII, 1897, páginas 171-264, y mapa).

<sup>48</sup> H. Berghell, *Geologische iakttagelser längs karelska järnvägen*, II (Fennia, V, número 2, 1892, 18 páginas, un mapa; resumen alld.).

<sup>49</sup> Gr. Lisitzin, *Några geologiska iakttagelser gjorda i trakterna norr om Ladoga Sjö somaren 1889* (Meddelander fr. Industistyrelsen i Finland, Helsingfors, XIV, 1891, páginas 127-154, y mapa). En los alrededores de Pitkäranta, en la orilla oriental, rocas eruptivas muy descubiertas impiden determinar la dirección original; comd. A. E. Trönebohm,

*Om Piktäranta malmfält* (Geol. Fören. i Estokolmo Förhandl., XIII, 1891, páginas 313-334, y láminas 4-5; mapa y corte).

<sup>50</sup> A. F. Tigerstedt, *Om traktens mellan Höytiänen och Pjelijsgärvi geologiska och topographiska byggnad* (Fennia, V, 1892, núm. 10, 22 páginas, cinco mapas; resumen).

<sup>51</sup> J. E. Rosberg, *Ytbildningar i ryska och finska Karelen med särskild hänsyn till de Karelska randmoränerna* (Fennia, VII, 1892, núm. 2, 128 páginas, dos láminas, dos mapas, resumen alld.; en particular páginas 17-27).

<sup>52</sup> A. Inostrantzev, *Sumario geológico de las regiones comprendidas entre el Mar Blanco y el lago Onega*, r. In-8.<sup>o</sup>, mapa, Petersburgo, 1871; *Estudios geológicos hechos en el Norte de Rusia en 1869 y 1870*, r., in-8.<sup>o</sup>, 1872; *Diseño geológico del Círculo de Poviénetz en el Gobierno de Olonetz*, r., in-8.<sup>o</sup>, y mapas, 1877 (particularmente páginas 495 y siguientes). Véase también B. Z. Kolenko, *Descripción geológica de la región del Cis-Onega*, r. (Materiales para la geología de la Rusia, XII, 1885, páginas 23-103, y lám. 1; mapa).

<sup>53</sup> Una antigua indicación acerca del descubrimiento de un polípero devoniano en el Gobierno de Olonetz dió lugar a distintas opiniones; pero este hallazgo no fué confirmado; R. Ludwig, *Die Gegenden am Ssuna-und Semtsche-lusse im Olonetzzer Gouvernement* (Boll. Soc. Imp. de Naturalistas Moscú, XLVIII, 1874, II, páginas 108-127, y lám. II; mapa).

<sup>54</sup> W. Ramsay, *Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola* (Fennia, III, 1890, núm. 7, 52 páginas, dos láminas, una de ellas mapa; en particular páginas 6-8). Sin embargo, cerca del macizo del Umpjavr está el neis en la dirección norte 20-30° este; W. Ramsay, *Das Nephelynsyenitgebiet von Kola* (Fennia, IX, 1894, núm. 2, pág. 70). Los estudios de Rabot en los lagos Imandra y Enare, muy importantes para el conocimiento general del país, no contienen ninguna indicación acerca de la dirección de las rocas; C. Rabot, *Exploración en la Laponia rusa o península de Kola* (Bol. Soc. Geogr. Paris, 7.<sup>a</sup> série, X, 1889, páginas 457-547, dos mapas y dos láminas); C. Rabot y C. Veláin, la misma colección, XII, 1891, páginas 49-102 (diseños geológicos, páginas 60 y 71).

<sup>55</sup> A. F. Tigerstedt, *Beskrifning af de geologiske formationerna i sydöstra delen af Enare samt nordöstra delen af Sodankylä socknar* (Sällskap. f. Finlands Geeografi, 1884, páginas 1-24, y mapa). J. E. Rosberg, *Nordöstra Sodankylä* (Geograf. Fören. Tidskr., Helsingfors, III, 1891, páginas 1-51, y mapa; en particular pág. 25). La antigua descripción de la parroquia de Kuusamo por Holmberg no indica la dirección de las rocas; H. J. Holmberg, *Hidographische und orographisch-geognostische Beobachtungen im Nördlichen Finnland in den Jahren 1847-1856 und 1849* (Verhandl. Russisch-K. Mineralog. Ges. San Petersburgo, 1855-1856, páginas 1-62, y mapa). La banda de neis que D. Hummel creyó encontrar en 1875, a lo largo de la frontera ruso-sueca (*Geologisk öfversigtskarta öfver den kända delen af Norrbottens län, 1875*, en sus *Underdänig berättelse om malmfyndigheter inom Gellivare och Jukkasjärvi Socknar af Norrbottens län* (Sveriges Geol. Undersökn., in-4.<sup>o</sup>, 1877) no se destacan claramente sino mucho después, en los nuevos mapas de la región del Muonio de Svenonius y de Stjernvall. Vastos afloramientos de granito dificultan determinar la dirección; F. Svenonius, *Bergrundet i Norrbottens län* (Sveriges Geol. Undersökn., núm. 126, 1892, y mapa). Hugo J. Stjernvall, *Bidrag till finska Lappmarkens Geognosi* (Meddelander fr. Industristyrelsen i Finland, XIV, 1891, páginas 71-125, y mapa).

<sup>56</sup> A. M. Jernström, *Material till finska Lappmarkens Geologi, I. Utsjoki och Enare Lappmarkens* (Bidrag till Känned. af. Finlands Nat. och Folk, XXI, 1874, páginas 94-229, y mapa), y II, *Kitinendalen i Sodankylä socken* (Ibid., XXIV, 1875, páginas 49-76).

<sup>57</sup> Tschernyshev, *Izviestia Soc. Imp. Rusa de Geogr.*, XXXII, 1896, pág. 25. Más allá de la Bahía Sin-Nombre, Tschernyshev distingue otra dirección, que retorna a la del Ural. Ya se indican las razones por las cuales la Nueva Zembla es considerada aquí como un segmento de arco único.

<sup>58</sup> J. J. Sederholm, *Ueber eine archaische Sedimentformation im Südwestlichen Finland*, páginas 211 y siguientes.



<sup>59</sup> A. G. Nathorst, *Ett försök att förklara orsaken till den skarpa gränsen mellan, södra Sveriges västra och östra urterritorium* (Geol. Fören i Estokolmo, Förhandl., 1886, páginas 95-102).

<sup>60</sup> G. de Geer, *Om ett Konglomerat inom urberget vit Vestana i Skåne* (Geol. Fören i Estokolmo Förhandl., VIII, 1886, páginas 30-54, y lám. 1, y mapa; traducción alemana por Wahnszhafe, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVIII, 1886, páginas 269-294, y lám. VI); G. de Geer, *Bladet Bäckaskog del Mapa geológico detallado de Suecia, 1 : 50.000, con datos*; H. Bäckström, *Vestanafälte, en petrogenetisk studie* (K. Sv. Vestensk. Akad. Handl., Estokolmo, XXIX, núm. 4, 1897, 127 páginas, mapa y ocho láminas; particularmente pág. 104).

<sup>61</sup> E. Cohen und W. Deecke, *Ueber das krystalline Grundgebirge der Insel Bornholm; aus. d. IV. Jahresber. d. Geograph. Gesellsch. h. zu Greifswald, 1889-90; in-8.º*, 61 páginas, 1891; en particular páginas 38 y siguientes. En los alrededores de Estokolmo todavía es preponderante la dirección E.-O.; Svedmark, Geol. Fören. i Estokolmo, Förhandl., VII, 1884-85, pág. 709.

<sup>62</sup> G. de Geer, *Om algonkisk bergveckning inom Fennoskandias gränssområden* (Geol. Fören. i Estokolmo, Förhandl., XXI, 1899, páginas 675-694). El autor vió en el hecho de que un fragmento de arenisca jotniense se prolongue de norte a sur en el Dalsland uno de los argumentos en favor de una interpretación completamente diferente de la estructura del país. Según esta manera de ver, es a partir de los macizos graníticos del centro cuando se propagaron las modificaciones («Umorientierungen») que dieron al territorio gneísico del este y del oeste su aspecto actual. Este trabajo tuvo el mérito de provocar una discusión muy instructiva (Geol. Fören. i Estokolmo Förhandl., XXII, 1900, páginas 116-142).

<sup>63</sup> T. Kjerulf, *Geologie des südlichen und mittleren Norwegen*. Deutsch Ausgabe von A. Gurlt, in-8.º, Bonn, 1880, pág. 89.

<sup>64</sup> K. v. Chruschow, *Ueber die sogenannten Labradorite Volhyniens* (Tschermak. Min. u. Petrog. Mittheil., Neue Folge, IX, 1888, páginas 470-527, y lám. X); señala la dirección N.-O., salvo una larga banda orientada N.-E. en la orilla Uz; pero como se trata de rocas eruptivas y en particular de filones, no he tenido en cuenta estas indicaciones.

<sup>65</sup> L. Laskarew, *Investigaciones geológicas de las divisorias de las aguas entre el curso superior del Goryn y del Sluch*, r. f. (Bull. Comité Geol., XVIII, 1899, páginas 161-195; particularmente pág. 189).

<sup>66</sup> M. N. Miklukha, Maklay, *Descripción geológica de los círculos de Novograd-Voliinsky de Jitomir en el Gobierno de Volhynia*, r. (Materiales para la geología de Rusia, XIV, 1890, páginas 1-91, y láminas I-III, una de ellas mapa; en particular páginas 13, 14 y 16).

<sup>67</sup> V. A. Domher, *Sumario preliminar acerca de las observaciones geológicas hechas durante el verano de 1883*, r. (Bull. Comité Geol., III, 1884, páginas 183-214; en particular pág. 90).

<sup>68</sup> N. Sokolow, *Hydrogeologische Untersuchungen im Gouvernement Cherson*, r. a. (Mem. Comité Geol., XIV, núm. 2, 1896, pág. 227, etc., y mapa).

<sup>69</sup> P. P. Piatnizky, *Sumario preliminar de una excursión a lo largo del río Dniepper entre Novo-Georgievsk y Iékatérinoslav*, r. (Trab. Soc. de Naturalistas de la Universidad de Jartow, XX, 1886, páginas 104-110). En los alrededores de Kamennopototsk reina, por excepción, la dirección N.-E.; cerca de Kremenchug, según Lewakowski, se encuentran las dos direcciones N.-E. y N.-O.; en los rápidos entre Kremenchug y Iékatérinoslav predomina la dirección N.-O.; según P. Krotoff, *Einige Bemerkungen über die Tektonik des Dnjpowschen kristallinischem Gesteinstreifens*, r. a. (Krichtafovitsch, Anuario geol. y mineralóg. de Rusia, I, núm. 2, 1897, páginas 30-37).

<sup>70</sup> Los yacimientos de Krivöi-Rog se han descrito muchas veces; me contentaré con ci-

tar N. Sokolow, *Investigaciones geológicas en la parte de la zona metalífera de Kriwoi Rog y la longitud del río Soltai*, r. f. (Bull. Comité Geol., XV, 1896, páginas 201-223, y mapa, pág. 203), y Tsch. Monkowski, mapa en el texto, pág. 182). Monkowski piensa que las bandas septentrionales sufrieron una separación (Blatt?) que les desplazaría hacia el oeste. El mapa de Chimanovsky (Gornyi Journal, 1892, IV, y lám. II) indica una dirección N.-N.-E.

<sup>71</sup> N. Sokolov, *Investigaciones hidro-geológicas en el distrito Alexandrovsk*, Gobierno de Iekaterinoslav, r. f. (Bull. Comité Geol., XV, 1896, páginas 157-188).

<sup>72</sup> N. Sokolov, *Allgemeine Geologische Karte von Russland, Blatt 48 Melitopol, Berdiansk, Perekop, Berislavl*, r. a. (Mem. Comité Geol., IX, núm. 1, 1889, VIII-261 páginas, y un mapa); *Nota sobre los yacimientos de minerales de hierro en el distrito de Berdiansk*, del Gobierno de Taurida, r. f. (Bull. Comité Geol., IX, 1890, páginas 123-144).

<sup>73</sup> J. Morosiewicz, *Sobre la composición litológica del terraplén granítico de Mariupol*, r. f. (Bol. Comité Geol., XVII, 1898, páginas 133-167); del mismo, *Investigaciones geológicas en el distrito de Mariupol*, r. f. (Ibid., páginas 287-295), e *Investigaciones geológicas en el distrito de Berdiansk*, r. f. (Ibid., XVIII, 1899, páginas 371-382).

<sup>74</sup> A. Karpinsky, *Sobre el carácter general de los movimientos de la corteza terrestre en la Rusia europea*, r. (Bull. Acad. Imp. San Petersburgo, 5.ª serie, I, 1894, núm. 1; en particular pág. 18, y nota 20).

<sup>75</sup> *Report on the Recent Work of the Geological Survey in the North-West Highlands of Scotland, based on the Field-Notes and Maps of* B. N. Peach, J. Horne, W. Gunn, C. T. Clough, L. Hinxman, and H. M. Cadell; *communicated by* A. Geikie, *Director General* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLIV, 1888, páginas 378-441). Véase además B. N. Peach and J. Horne, *The Olenellus Zone in the North-West Highland of Scotland* (Ibid., XLVIII, 1892, páginas 227-242, y lám. V); A. Geikie, *Annual Report of the Geological Survey for the Year ending Dec. 31, 1892* (40th Rep. of the Science & Art. Dept., 1893, páginas 259 y siguientes); *Annual Report.... for 1893*, páginas 262 y siguientes.

<sup>76</sup> Arch. Geikie, *The History of Volcanic Action in the Area of the British Isles* (Anniv. Presidential Addresses Geol. Soc. of Londres, 1891, and 1892), y *The Ancient Volcanoes of Great Britain*, dos volúmenes in-8.º, Londres, 1897.

<sup>77</sup> *Report on the Recent Work of the Geological Survey in North-West Highlands of Scotland*, etc., 1888, páginas 412-436. Al principio sólo se comprobó que existían hojas sin ningún plegamiento o trastorno, de lo cual se sacó la conclusión que se habían producido fenómenos diferentes de aquéllos observados en el borde de otras regiones plegadas. Pero después se hallaron también grandes trastornos, en particular en el Loch Carron (*Annual Report for 1892*, pág. 261). Véase a este particular H. M. Cadell Trans. Royal Soc. Edimburgo, XXXV, pt. 7, 1888, pág. 342; Marcel Bertrand, *Las Montañas de Escocia* (Revista general de Ciencias, III, 1892, páginas 817-824); A. Rothpletz, *Geotektonische Probleme*, in-8.º, Stuttgart, 1894, pág. 100; A. Penck, *Geomorphologische Probleme aus Nordwest-Schottland* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlín, XXXII, 1897, páginas 161 y siguientes, y lám. 6). Sin duda la discontinuidad se produce preferentemente a lo largo de los bancos menos resistentes, cuya dirección coincide poco más o menos con la del empuje. Geikie demostró que estas cobijaduras pueden producirse siguiendo el plano de filones intrusivos cuando su inclinación es favorable; sucede entonces que la roca eruptiva se reduce trozos menudos mientras que los terrenos sedimentarios encajados se esparcen.

<sup>78</sup> M. Callaway, que consideraba al principio el gneis oriental como un producto independiente, se unió también más tarde a esta interpretación; C. Callaway, *The Present State of the Archaean Controversy in Britain* (Geol. Magazine, Dec 3, VI, 1889, pág. 323).

<sup>79</sup> *Annual Report for 1893*, pág. 264.

<sup>80</sup> Arch. Geikie, *Anniversary Address Geol Society, 1891*, páginas 72-75.

<sup>81</sup> Judd, *Address British Association*, Sect. C. Aberdeen, 1885, pág. 1.008; H. Reusch, *Bömmelöen og Karmöen med omgivelser geologisk beskrevne, undgivet af den*

*geologisk Undersögelse*, gr. in-8.<sup>o</sup>, Cristianía, 1888, 422 páginas, tres mapas; en particular pág. 420).

<sup>82</sup> A. E. Törnebohm, *Om fjällproblemet* (Geol. Fören i Estokolmo Förhandl., X, 1888, páginas 328-336); *Om hogfjällsvarsiten* (Ibid., XIII, 1891, páginas 37-44); *Försök till en tolkning af del nordligaste Skandinaviens fjällgeologi* (Ibid., XIII, 1893, páginas 81-94); véase también de la misma colección, XVI, 1894, pág. 161, etc., y sobre todo la memoria de conjunto del mismo autor, *Grunddragen af det Centrala Skandinaviens Bergbyggnad* K. Sv. Vetensk.-Akad. Handl., Estokolmo, XXVIII, núm. 5, 1896, 212 páginas, y cuatro láminas, una de ellas mapa geológico).

<sup>83</sup> C. Wiman, *Ueber das Silurgebiet des Bottnischen Meeres* (Bull. Geol. Institution Univ. of Upsala, ed. by Hj. Sjögren, I, 1892-1893, páginas 65-75).

<sup>84</sup> Para estos cortes véase también C. Wiman, *Kambrisch-silurische Faciesbildungen in Jemtland* (Bull. Geol. Institution Univ. Upsala, III, 1896-1897, páginas 269-304, y láminas V-VII, una de ellas mapa).

<sup>85</sup> Se señalaron muchos ejemplos de la sucesión de las capas en el glint en el tomo II, páginas 65 y siguientes. Se pueden añadir aquí las indicaciones que siguen, más recientes: 1. *Hardagervidda* (60' de latitud norte); terreno primitivo (granito y gneis); pizarras aluníferas (45 a 50 metros), de donde proviene el *Dictyograptus flabelliformis* del Huulberge = zona cambriana 2a de Cristianía; «Blauquarts» (40 metros); mármol (10 metros) = probablemente la caliza de *Orthoceras* (Siluriano inferior, piso 3.<sup>o</sup>); filadios de un gris verdoso (220 metros) = a las pizarras de Graptolitos del Gausdal de Björlykke (Siluriano inferior, piso 4.<sup>o</sup>); encima, conjunto cuya potencia alcanza 300 metros de halleflinta, micacitas, pizarras anfibólicas, neis, comprendiendo también la sparagmita y un conglomerado cuarzosos al nordeste (según W. C. Brögger, *Lagfølgen pa Hardagervidda*, Norges Geol. Undersög., núm. 11, 1893, 142 páginas (resumen alemán), y K. O. Björlykke, *Graptolitförende skiferne i vestre Gausdal* (Ibid., Aarbog for 1891, páginas 1-10).—2. Yendo del *Storsjön* hacia el Offerdal y el Kallsjön (63° y 64° de latitud norte), terreno primitivo, cambriano y siluriano hasta caliza de Pentameros (siluriano superior), y a las pizarras de Graptolitos de la Escania, en capas horizontales o plegadas al oeste, con pizarrosidad y huellas de presión cerca del Offerdal; encima, más al oeste, el grupo de Save (pizarras de Are, neis granítico, etc.), y más encima todavía, dos grandes fragmentos de arenisca y pizarra que se compara al siluriano occidental de Trondhjem (según A. G. Högbom, *Geologisk beskrifning öfver Jemtlands län*; Sveriges Geol. Unders., serie C, núm. 140, in-4.<sup>o</sup>, 106 páginas, una lámina y un mapa, 1894). El corte es análogo en el *Norbotten*, entre 66° y 69° de latitud norte. Sobre el Ramanvare oriental, por encima del terreno primitivo, 50 metros de arenisca con Scolitos; 15 metros de pizarra de Hyolitos de un verde negruzco (cambriano); 30 metros de pizarra arcillosa negra, con arenisca cuarzosos y conglomerados fosfatados; 90 metros de «pizarras de Raman». Encima, y casi siempre un poco corrido hacia el oeste, micacitas y pizarras cuarzosas muy espesas, después neis claro pasando al hälleflinta, o neis ordinario, zona oscura con rocas anfibólicas, después una serie de filadios formando la masa principal de las montañas asociadas micacitas calizas, etc. En la cima, rocas anfibólicas con pizarras análogas a las eclogitas, neis y mármol blanco. Hay intercalaciones de rocas de olivino (según Fr. Svenonius, *Om berrgrunden in Norbottens län*, Sveriges Geol. Unders., serie C, núm. 126, in-8.<sup>o</sup>, un mapa, 1882; véase también W. Peterson, *Om de geologiska förhållandena i trakten omkring Siangeli kopparmalmsfält i Norbottens län*, Geol. Fören. i Estokolmo, Förhandl., XIX, 1897, páginas 296-306, y lámina 4; mapa, y en otras partes). Para las intercalaciones de rocas de olivino, véase Svenonius, Geol. Fören. Förhandl., VII, 1884-85, pág. 205, y XV, 1893, pág. 16. Sobre la composición microscópica del fragmento del Areskutan, véase H. Reusch, *En dag ved Areskutan* (Norges Geol. Undersög., Aarb. f. 1891, pág. 22-32).

<sup>86</sup> H. Reusch, *Bömmelöen og Karmöen med omgivelser geologisk beskrevne*; udgivet af den Geol. Undersög., gr. in-8.º, 422 páginas, y tres mapas, Cristiania, 1888.

<sup>87</sup> J. H. L. Vogt, *Norsk marmor* (Norges Geol. Undersög., núm. 22, 1897, 364 páginas, seis láminas, y mapas), y *Dunderlandsdalens jernmalmsfelt* (Ibid., núm. 15, 1894), etc.

<sup>88</sup> H. Sjögren, *Om Sulitelmakisernas geologi* (Geol. Fören i Estokolmo Förhandl., XVI, 1894, páginas 394-437), y *Nya Bidrag till Sulitelmakisernas geologi* (Ibid., XVII, 1895, páginas 189-210, y láminas 4-10, una de ellas mapa).

<sup>89</sup> F. Svenonius, *Om Berggrunden i Norbottens län* (Sveriges Geol. Undersökn., serie C, núm. 126, 43 páginas, y mapa, 1892), y *Ofversikt af Stora Sjöfallets och angränsande fjälltraktens geologi, II* (Geol. Fören. i Estokolmo, Förhandl., XXI, 1899, páginas 541-570).

<sup>90</sup> P. J. Holmquist, *En geologisk profil öfver fjällområdena emellan Kvikkjokk och norska kusten* (Geol. Fören. i Estokolmo, Förhandl., XXII, 1900, páginas 72-104, 151, 177, 253-272, y lám. 3; reimp. Sveriges Geol. Undersökn., serie C, núm. 185, 100 páginas, y mapa).

<sup>91</sup> Vogt, *Norsk Marmor*, páginas 176-184.

<sup>92</sup> A esta arenisca se refieren las observaciones de A. Strahan, *On Glacial Phenomena of Paleozoic Age in the Varanger Fjord* (Quart. Journ. Geol. Soc., LIII, 1897, páginas 137-146, y láminas VIII-X).

<sup>93</sup> W. C. Brögger, *Lagfølgen på Hardangervidda*, páginas 138 y siguientes).

<sup>94</sup> P. J. Holmquist, *Bidrag till diskussion om de skandinaviske fjelquedjans tektonik* (Geol. Fören. i Estokolmo Förhandl., XXIII, 1901, páginas 55-71).

<sup>95</sup> Holmquist, Memoria citada, pág. 67.

<sup>96</sup> B. N. Peach and J. Horne, *The Silurian Rocks of Britain*, volumen I, *Scotland*, in-8.º, páginas xviii-749, 27 láminas, y un mapa, Glasgow, 1899 (Mem. Geol. Survey); en particular páginas 71 y siguientes.

<sup>97</sup> Véase, por ejemplo, C. Callaway, *The present State of the Archaean Controversy in Britain* (Geol. Magazine, Dec. 3, VI, 1889, páginas 319-325), y *On the Origin of some of the Gneisses of Anglesey* (Quart. Journ. Geol. Soc., LIII, 1897, páginas 349-359); Grenville A. J. Cole, *On Metamorphic Rocks in East Tyrone and Southern Donegal* (Trans. Acad. Dublin, XXXI, parte XI, 1900, páginas 431-472, y láminas XXVI-XXVII).



### COBIJADURAS DE LA ESCANDINAVIA CENTRAL según A. E. Törnebohm

Terrenos del substratum, al Sur-Este (blanco): A-Arcaico; Da-Arenisca de Dala; Sp-Sparagmita; Si-Siluriano Gabbro del Jötunfjeld.

Terrenos plegados y mantos de cobijadura (rosa): A-Arcaico; Grupo de Seve; Sp-Sparagmita; ar-Pizarras d'Åre; Rör-Esquistos de Rör (Las capas cambrianas y silurianas mas recientes no tienen símbolo especial)

Rocas verdes de origen eruptivo Pizarras de Brek

Ekn Grupo de Ekne (Devoniano?); Granito reciente

Escala de 1:2.600.000. Altitudes en metros

## CAPÍTULO X

# PENETRACIÓN DE LOS ALTAIDES EN EUROPA

Los Altaides europeos.—El pilar de Azow.—Prolongación del Cáucaso.—La plataforma de Crimea y Bulgaria.—Los Balcanes y los Cárpatos.—Los montes Cimerios.—Resumen.—Fracturas extrañas en el arco varisco.

LOS ALTAIDES EUROPEOS.—Casi todo el conjunto de Europa puede atribuirse al sistema asiático. El límite es la dislocación caledoniana (II, pág. 51; III, pág. 380). Más allá las Hébridas exteriores pertenecen, con las varias penínsulas de tierra firme, a otro sistema: el atlántico (III, página 378). La región volcánica de Islandia, con Juan Mayen, las Feroer, Santa Kilda y un retoño que se extiende al nordeste de Irlanda yace, parte en la región atlántica y parte en la zona de la dislocación caledoniana. Con estas excepciones, Europa, morfológicamente, es parte de Asia.

Ya hemos insistido acerca de la existencia de dos elementos asiáticos en Europa: los Dináridos (III, pág. 325) y la Plataforma Rusa con los Urálidos (III, pág. 359).

Los Dináridos integran los arcos marginales de la periferia, y la Plataforma Rusa puede considerarse fragmento de la porción sayánida de la Cumbre Antigua. Entre ambas, las cordilleras de los Altaides occidentales se extienden por el Asia occidental y avanzan hasta el límite de Europa, donde las representa vasto sistema montañoso que también puede considerarse fuera de este continente, aún más allá del Océano Atlántico y del mar Mediterráneo. Las relaciones, disposición y otras características de tal sistema nos inducen a considerarlo natural continuación de los Altaides de Asia, y a darle el mismo nombre <sup>1</sup>.

Comenzaremos por los datos ya aducidos para mostrar la primiti-

va continuidad de los pilares prepermianos de Europa (II, pág. 130): el bosquejo (I, lámina VI, pág. 469) de las relaciones de las cordilleras asiáticas y las europeas, hasta donde podemos determinarlas; el diagrama de las líneas directrices alpinas (I, pág. 238, fig. 26), en la cual los Dináridos se distinguen de los Alpes (I, pág. 498), y el bosquejo (I, pág. 483, fig. 47), que comprende los Balcanes y los Cárpatos de Rumania.

En el oeste de Asia se señala divergencia gradual de rumbo entre las directrices al noroeste y que permanecen fieles a la cumbre, y las que, partiendo principalmente del Tian-xan, se dirigen más bien al oesnoroeste; esta divergencia al fin tan marcada, que los montes Yergueni, los más modernos de los Urálidos, alcanzan el Cáucaso (que es rama de los Altaides) casi en ángulo recto (III, pág. 362).

En Asia, como en Europa, hay algunos pliegues anteriores y posteriores al carbonífero o al permiano. A menudo acentúa la distinción una discordancia, pero en Asia los pliegues más recientes se incorporan a los antiguos en el mismo sistema montañoso y *no están netamente separados de ellos en el espacio*. Ejemplo nos dan las observaciones de Merzbacher y Keidel en el río Kok-shal, al sur del Tian-xan, donde la discordancia en la base del carbonífero inferior se señala tanto como en Bretaña o en Silesia, y no es menos evidente la de la base del carbonífero superior. El plegamiento no se ha producido sin interrupción, pero en conjunto sigue las mismas líneas, y el borde común externo ha corrido hacia el sur, por encima de las capas de Gobi \*. Análogo ejemplo nos proporciona el arco marginal del Himalaya, según se muestra en la zona de Siwaliks. Pueden citarse otros muchos casos.

*En Europa es distinto lo que ocurre.*

En aquella parte de la Plataforma Rusa que denominan los geólogos rusos *pilar de Azow*, se producen dos grandes cambios tectónicos.

En primer lugar las cadenas de los Altaides, hasta entonces plegadas hacia el sur, comienzan a plegarse hacia el norte, *reversión tanto más notable cuanto en el sur de Europa los Dináridos, y en el norte la prolongación del sistema del Tíman-Kanin, aún conservan el plegamiento asiático hacia el sur*. Así, los Altaides intermedios constituyen excepción.

Además, las cadenas de los Altaides posteriores al carbonífero superior y al permiano *están separadas netamente en el espacio*. Se encuentran casi por completo dentro de las zonas hundidas de los Altaides, que orlan líneas que a menudo cortan la dirección de estas montañas. Podemos considerar las *cordilleras así orladas* Altaides póstumos. Las alpinas (Alpidos) son su miembro más importante.

Una zona terciaria rodea los Alpidos. Nada análogo se ve en la margen externa del arco varisco, o sea fuera de las cuencas hulleras de Bélgica. En realidad el plegamiento más moderno rara vez ocurre en los pilares de los Altaides europeos, y aun en ese caso tienen poco desarrollo.



*Es como si la cenefa o marco se hubiera hecho rígida y el plegamiento, a partir del carbonífero superior, quedase confinado a las comarcas hundidas.*

En ningún otro punto de la superficie terrestre se ha observado hasta ahora algo parecido, salvo tal vez en Manchuria, donde se ha afirmado que existían fragmentos más antiguos, con plegamiento extraño dentro de los pliegues modernos.

Cada uno de estos cambios tectónicos necesita explicación.

La larga cordillera de los montes Adak (III, pág. 369), según sigue la tundra de Grosslands, adopta aún al norte del Ussa la dirección de la cordillera principal de los Urales, que allí se dirige casi al nordeste <sup>3</sup>. Los Urálidos lanzan primero una rama al noroeste, que pasa por Waigatz a Nueva Zembla, y luego otra hacia la cordillera de Timan-Kanin (III, página 372). En 1891 observó Reusch que los pliegues del Varanger-Fjord y el Tana-Fjord encerraban arenisca parda y gris y pizarras, continuación de ciertos terrenos que halló Böhlingk en la península de Fisher, frente a la costa norte de Kola. Contienen capas intercaladas con cantos glaciáricos <sup>4</sup>. En la época en que se hicieron tales observaciones se consideró la arenisca hundida por falla contra el complejo arcaico que se encuentra al sur. Pero Ramsay, en un estudio de la costa norte de Kola, ha demostrado luego que esta arenisca pertenece al borde de una cordillera plegada arrasada hacia el sur, y que representa en realidad la prolongación de la de Timan.

La isla de Kildin es la primera indicación de este borde montañoso; la península de Fisher la segunda; en el estrechamiento que separa el Srednij-Puostrow (península media) de la tierra firme, está el límite del complejo arcaico. La dirección es nornoroeste; el buzamiento de las capas al noroeste indica cobijadura del borde montañoso <sup>5</sup>.

Las investigaciones de Dal muestran que los pliegues cruzan el ancho de la península del Varanger hasta el Tana-Fjord <sup>6</sup>.

Se desconoce la edad de la arenisca, aunque se supone sea devoniana; pero desde luego posterior a las dislocaciones caledonianas del norte de Noruega, supuesto que sus pliegues cortan la dirección de estas dislocaciones.

Por esto en el norte de Europa el movimiento dominante es hacia el sur. Ya se ha demostrado que lo mismo ocurre con los Dináridos en el mediodía. El plegamiento dirigido al norte que caracteriza a los Altaides, al oeste del pilar de Azow, es, por tanto, excepcional; pero persiste hasta más allá del Atlántico.

Ahora debemos considerar las comarcas hundidas de los Altaides y los pilares que aquéllas rodean y forman la cenefa externa.

Ya nos hemos familiarizado con los pilares de los arcos *varisco* y *armoricano* (II, páginas 98 y 87).



Otra parte importante de los Altaides es la *Meseta Ibérica* (II, página 114). La cuenca de Asturias (fig. 14, II, pág. 116) se ha explicado como parte más interna de la antigua región de torsión, región parecida al arco de Gibraltar. Termier cree que las hojas de cobijadura dan mejor explicación de esta estructura. Hacen falta nuevas observaciones para decidir el problema. Larga línea recta que parte de Oporto hacia el sur-sureste señala el límite occidental entre la meseta y los sedimentos mesozoicos; pero más allá de esta línea algunos islotes de granito y de neis, las islas *Berlengas*, se alzan en el mar frente al cabo Carvoeiro, como si los terrenos antiguos continuasen bajo el Océano.

La *Montaña Negra* es rama independiente de los Altaides, que muestra perfil común con la parte meridional de la meseta central de Francia, pero que se distingue de ella por dirección divergente al oeste-suroeste y cobijaduras bien señaladas. Las Cevennes forman su continuación al este-nordeste. Las montañas de Barcelona, allende los Pirineos, poseen análoga estructura. La Montaña Negra se discutirá con gran detalle en relación con los Pirineos.

La rama *corsa*, como todos los pilares hasta ahora descritos, se revela cual parte de los Altaides, a causa de la superposición discordante del carbonífero superior. Abarca la mayor parte de Córcega y toda Cerdeña; se arrumba al sur-sureste, y puede seguirse en tres grados y tres cuartos de grado de latitud. La distinguen peculiares transgresiones mesozoicas a las que nos referimos al describir los Apeninos septentrionales.

Calabria y los montes Peloritanos, en el nordeste de Sicilia, forman una mole divergente que sobre los terrenos antiguos muestra una transgresión cenománense de tipo africano, cuyos indicios también hemos advertido en Cerdeña. Hay en Sicilia grandes cobijaduras que afectan a regiones enteras, pero no se sabe si pertenecen también a esa mole.

Además de los ejemplos mencionados, antiguos fragmentos destacan de las cordilleras plegadas más modernas. Así ocurre en los Pirineos y en el Pelvoux, el Tödi y donde quiera. En los Alpes de Stiria también se encuentra la serie fosilífera, que comienza con las capas con restos de plantas del carbonífero medio y del superior.

En estas circunstancias nos es muy difícil representarnos el plan original de los Altaides occidentales, pero la configuración de los Apalaches, la relación de la Montaña Negra con la meseta central de Francia y la marcha de los Altaides en Africa, nos conducen a suponer que forman una gran virgación abierta al suroeste y al sur.

En algunos casos los *hundimientos* que ha sufrido este gran sistema no dan campo bastante para las cordilleras más modernas que en consecuencia se hacían en ellos; en otros casos, como en el sur de Alemania, han quedado espacios libres entre la cenefa externa irregular y las grandes curvas que describen las cordilleras. Aún la escarpa meridional de la Me-

seta Ibérica se extiende al oeste, más allá del arco de Gibraltar <sup>7</sup>. Sin embargo, los nuevos pliegues a veces cortan a los antiguos, por ejemplo, cuando encuentran a los Sudetes o al gran Atlas.

Pero el ejemplo más marcado son los Alpes. Luego de los primeros fuertes encorvamientos en las Puertas de Hierro y en el sureste de Transilvania, los Cárpatos montan en amplio arco sobre la parte meridional de la Plataforma Rusa y cobijan a los Sudetes. Luego la meseta de Bohemia fuerza a los pliegues en la cenefa que forman los pilares variscos como en un embudo. Incapaces, al revés que los Cárpatos, de montar sobre el antepaís o aligerarse lanzando una rama libre, realizan las más extraordinarias cobijaduras.

Los Alpes terminan en las islas Baleares, pero al norte hay otra comarca hundida, dentro de la cual se levantan los pliegues de Provenza, los que se relacionan con los Pirineos en circunstancias muy particulares. La Meseta Ibérica no llega al mar en Santander, sino que la separa de él una cordillera de pliegues más modernos, acaso el borde de otro hundimiento.

En el del oeste de Portugal ocurren de igual modo plegamientos más modernos. Allí el culm cuya discordancia es la primera precursora de la formación de los Altaides, toma parte importante en la estructura de la Meseta. Muchas intrusiones graníticas confunden el cuadro, por lo que deben recibirse con mayor reserva de la acostumbrada las conclusiones derivadas de la configuración de la superficie. De las investigaciones de Choffat se deduce que allí, lo mismo que en la parte septentrional de los Alpes Orientales, la serie de pliegues más modernos comienza en el triás; los pliegues son en conjunto suaves y no muy largos, pero en la cordillera de Arálida que llega al mar en el cabo Espichel hay estructura imbricada que se marca mucho, con movimiento al sur-sureste. Por desgracia, la cordillera es tan corta que apenas permite formar decidida opinión acerca de la índole de ese movimiento excepcional hacia el sur <sup>8</sup>.

También presenta pliegues más modernos (el Weald, entre otros) el territorio hundido de Londres y de París.

La existencia de plegamientos póstumos más modernos en los hundimientos principales de los Altaides, y especialmente en regiones que no tienen directa relación con Asia, indican la existencia de una fuerza plegante muy general, que sólo se manifiesta dentro de la cenefa o margen.

Fuera de los Altaides también han ocurrido análogos hundimientos. El de Venecia y el Egeo corresponden a los Dináridos. Bajo la parte sur oriental del Mediterráneo se ha hundido un fragmento de la plataforma desértica de Africa. Pero ninguno de estos hundimientos exteriores a los Altaides presenta signos de plegamiento más reciente.

A los plegamientos antiguos acompaña o precede hundimiento, el cual, a juzgar por el testimonio de las rocas con radiolarios, debe haber alcanzado en la época jurásica al menos 4.000 metros. Pero los hundimien-

tos también han seguido al plegamiento. Como ejemplos podemos citar la cuenca de Viena, con su cinturón de manantiales termales; Hungría, con su arco de volcanes terciarios, y la definida área del oeste de Italia, con volcanes también. Ya hemos sugerido la posibilidad de que el hundimiento del mar Tirreno tienda aún a extenderse (I, pág. 88). Hasta período muy moderno han ocurrido fracturas en caldera, por ejemplo, en el Rosellón. Sin embargo, hay varias ventanas aisladas en el centro de los Alpes que no obedecen a hundimiento, lo que justifica la pregunta de si no *habrá un plegamiento secundario de la cenefa dentro de los Alpes.*

De las observaciones anteriores se desprende, al parecer, que no hay parte de la faz de la tierra que presente mayores dificultades para análisis exacto que aquella de los Altaides situada al oeste del pilar de Azow. Tal análisis es la tarea reservada a los capítulos siguientes. La región póntica, el inmediato eslabón con Asia, es de tal importancia, que debe dársele la preferencia. Pero no es sólo en forma de grandes cordilleras plegadas como Asia avanza hacia Europa; hay muchas razones para considerar de origen asiático ciertas largas líneas de fractura (las líneas de Karpinski) que se dirigen al oeste-noroeste o al noroeste.

Examinemos primero las líneas de Karpinski y las regiones que rodean al Mar Negro.

Luego nos ocuparemos en el estudio de los Altaides de Europa, con sus prolongaciones por el norte de América y norte de Africa, y terminaremos con una discusión de las cordilleras más modernas interiores a la cenefa.

EL PILAR DE AZOW.—Del sur de la Plataforma Rusa podemos destacar un pilar (III, pág. 379), cuyos límites marcaron con precisión Geisseyre y Laskarew<sup>10</sup>. Se denomina *Pilar Podólico* o plataforma de Podolia.

El borde de los Cárpatos revela grandes cobijaduras. En realidad nada más manifiesto que el acarreo de los Sudetes en toda su anchura (I, página 194, fig. 24). Respecto de la región inmediata por el este, el curso de los dos ríos Vístula y San posee especial significado.

Las ciudades de Cracovia, Sandomir y Przemyśl señalan un triángulo cubierto de sedimentos modernos que comprende esos dos ríos y el borde de los Cárpatos (I, páginas 192 y 481). En su vértice, cerca de la desembocadura del San, radica la cordillera de Sandomir. En adelante, hacia el sudoeste, se cree que sigue el curso del Vístula una falla a lo largo de la cual los Sudetes han descendido. De cualquier modo, los montes Sandomir son cordilleras frontales de los Sudetes, comparables a las del Jura.

Pero el curso del San corresponde, próximamente, a la línea que continúa la dirección del borde nordeste de esta cordillera frontal. Cerca de Przemyśl el río sale de los Cárpatos, y a lo largo de estas montañas, desde el oeste hasta ese punto, se han encontrado cantos que pertenecen a

los Sudetes o a los montes Sandomir. Especialmente, Wójcik ha demostrado que los pisos del antepaís, desde el devoniano hasta el Kimeridgiense, están representados en los cantos que se hallan cerca de Przemyśl y descansan en el flisch oligoceno, ya sueltos, ya en conglomerados, y Wójcik los cree partes del antepaís hundido, ascendidos a la superficie desde la profundidad <sup>11</sup>.

Son cantos erráticos intratelúricos, e indican que hasta Przemyśl (subiendo el río San) el antepaís todavía pertenece al sistema varisco, cuyo límite alcanza el borde de los Cárpatos 200 kilómetros al este de Cracovia. En realidad, aun los grandes trozos de antiguos yacimientos carboníferos (considerados a veces, erróneamente, explotables), que se conocen hace tiempo en el flisch de los Cárpatos orientales, se encuentran hasta Delatyn, a orillas del Pruth (22° 20' E.), según me asegura el profesor Niedzwiecki.

Dejemos ahora el borde de los Cárpatos.

Un sondeo en Lemberg alcanzó apenas la base del senonense a los 501 metros de profundidad.

En el Dniester, cerca de Nizniyov (al este de Stanislau) hay transgresión gradual de la parte más alta del jurásico, y probablemente se extiende desde el lado nordeste de los montes Sandomir hasta dicho punto <sup>12</sup>.

Más al norte, orillas del Złota Lipa (afluente por la izquierda Dniester), encima de la arenisca devoniana hay dolomía coralina de esta edad, que se parece a la de la cordillera de Sandomir <sup>13</sup>.

Luego se borran los caracteres occidentales, y en el Dniester asoma la serie paleozoica del pilar, que buza levemente hacia los Cárpatos de los que la separa el amplio valle del Pruth. En Moldavia aumenta con rapidez la distancia entre el pilar y los Cárpatos. El Pruth se encorva hacia el este, y cerca de Radautz penetra en una meseta cretácea. Esto indujo a Simionescu a deducir que el pilar también cruza el Pruth <sup>14</sup>. El límite meridional del pilar llega al mar de Azow, cerca de Berdiansk, termina al norte de esta ciudad y aparece en el panorama como extensa comarca montuosa, que se destaca de la llana. Debemos a Morozewicz un mapa de esa región <sup>15</sup> (III, pág. 380).

La tierra alta es el pilar de Azow y forma parte del de Podolia.

Volvamos de nuevo nuestra atención a su extremidad noroeste. Allí, según Laskarew, en los distritos de Dubno y Ostrog, existen indicios de dos hundimientos. El primero, el de Pelcha, al que rodea el devoniano marino superior de los montes occidentales; el segundo, asociado cerca de Rovno, con algunos afloramientos aislados de rocas basálticas. El límite del pilar de Podolia se vuelve luego hacia el norte y después prosigue con dirección al sureste, en alguna distancia la orilla derecha del Dniester. Cruza el río, cerca de Kremenchug, y por último, alcanza al lado norte del pilar de Azow.

Este fragmento de un antiguo sistema montañoso ha servido de mucho para determinar la configuración de Europa.

Karpinsky afirmó que debe atribuírsele la desviación del Cáucaso hacia Crimea (III, pág. 381). Es notable el que *la disposición de las líneas, directrices conforme penetran en esta región desde Asia, difieren según pasen por el sur o por el norte del pilar.*

El Cáucaso conserva su marcha directa al oeste-noroeste o noroeste (tan característica de las grandes ramas de las virgaciones asiáticas), hasta cerca de Crimea. En este punto las condiciones cambian de súbito.

Los Cárpatos sólo pueden unirse con las líneas asiáticas al sur del pilar; la Plataforma Rusa no nos deja dudas acerca de este punto. Desde el pilar hacia adelante el plegamiento se vuelve al norte, y en lugar de las líneas rectas del Cáucaso hallamos las sinuosas directrices de Europa central.

El caso difiere en el norte del pilar. Es invariable el rumbo directo al oeste-noroeste o noroeste hasta donde pueden comprobarse, así como el movimiento asiático hacia el sur. Allí comienzan las líneas de Karpinski (I, lámina VI, m. m., pág. 469).

El plegamiento de Kulandy, en el extremo noroeste del mar de Aral y los esporádicos asomos en la estepa de Astracán, son fenómenos aislados que, por ahora, no tendremos en cuenta.

De mucha mayor importancia es *la línea del Alai*. Los montes Alai, el sistema del Turkeistán, el Malgusar, el Nuratau (lámina III, pág. 279), el Scheich Dyeli-Mangishlak, las cuencas carboníferas del Donetz (6 en la lámina VI del I, pág. 469), tal es la serie de ramas que, dirigiéndose al principio en arco levemente convexo hacia el sur y luego en línea recta al oeste-noroeste, destacan del borde septentrional del Pamir y siguen el lado norte del pilar de Azow.

Como confirmación de las conjeturas de Karpinski halló Bogatschew fragmentos de rocas fosilíferas del carbonífero superior en arenas terciarias de la vertiente meridional de la divisoria Sal-Manych (junto al paralelo 42° 30' E.), y en tal abundancia, que debemos suponer que a poca profundidad ha de existir un arrecife de esa caliza. Si se continúa la dirección de la divisoria más allá de Novo-Cherkash, hallaremos que encuentra al eje del anticlinal principal que cruza al carbonífero del Donetz <sup>16</sup>.

Las capas carboníferas con carbón afloran no lejos de un punto al nordeste de Constantinovskaia, en el Don; y en el sur, cerca de Taganrog, un sondeo alcanzó el devoniano superior, que forma una faja entre el lado meridional del carbonífero y el antiguo pilar cristalino. Este territorio, que forma la *cuenca carbonífera del Donetz*, se extiende con dirección noroeste u oeste-noroeste durante 370 kilómetros y con anchura máxima de 160. Tschernyschew y Lutugin lo han estudiado muy bien. Hay completa

falta de discordancia entre el devoniano superior, con el que comienzan las grandes series, y la base del terciario horizontal. Sin embargo, algunos pisos, como el triás y el cretáceo inferior, no tienen representantes definidos. Aun en la base del carbonífero superior o del permiano, que con tanta frecuencia caracterizan discordancias, no se ha hallado en aquel territorio signo de trastorno. Las partes meridionales de la cuenca carbonífera se componen, al menos en la del Kalmyuss, de sedimentos más antiguos, tales como el devoniano superior y los pisos inferiores del carbonífero, y los caracteriza estratificación casi horizontal, marcadas fallas y fosas. Sólo hacia el centro de la región se nota plegamiento, y allí se presenta un llamado anticlinal maestro, así como sillas elípticas cupuliformes (braquianticlinales), con la rama meridional más inclinada, y, por último, pliegues apretados y comprimidos, que deben su carácter a repetidas alternancias de rocas de diferentes grados de resistencia y a la formación de planos de arrastre y fracturas <sup>17</sup>.

Borissjak ha descrito de qué modo desaparecen esos apretados pliegues hacia el noroeste, en dirección de Ussjum. En la superficie del llano que forman aparecen los anticlinales como elipses aisladas arrumbadas al noroeste, con estructura más o menos concéntrica, y generalmente con la rama meridional más inclinada. Los sedimentos antiguos están más intensamente plegados que los modernos (al menos los cretáceos). Por último, el sistema desciende bajo el oligoceno circundante <sup>18</sup>.

El Dnieper sigue la margen meridional de la cuenca carbonífera, y aun río arriba hasta Kanew se han hallado trastornos en el jurásico y el cretáceo <sup>19</sup>.

Según los datos existentes allí termina la zona de dislocación que procedía del Manych, entre los paralelos 31 y 32°.

PROLONGACIÓN DEL CÁUCASO.—Volvamos al lado meridional del pilar de Azow.

En nuestro primer intento para determinar la marcha de las directrices asiáticas, según continúan hacia el oeste, señalamos una que se extendía del Cáucaso hacia Kerch (Quersoneso), con un arco en Crimea, entre noroeste y suroeste (I, pág. 469, lámina VI). Al mismo tiempo atraíamos la atención hacia la grande antigüedad del fragmento de Crimea comparado con los últimos movimientos del Cáucaso. Dejamos como problema aún no resuelto lo relativo a los montes Machyn, en la Dobrudya (I, páginas 479 y 483).

Muchas peculiaridades de estructura distinguen al Cáucaso de otras cordilleras. Su marcha rectilínea parece, como ya dijimos, que lo señala cual rama del Tian-xan. La cordillera ha acarreado capas sarmáticas hasta los 2.200 metros de altura. Su parte media puede describirse como gran pliegue caído al suroeste. En el sureste la parte meridional desaparece bajo el valle del Riom.

Observaciones recientes (en especial el descubrimiento de *Pseudomonotis ochotica* y el piso rético) añaden muchos detalles a nuestro conocimiento de esta cordillera <sup>20</sup>, pero apenas han modificado la descripción general que debemos a Abich, al menos en lo que se refiere a los principales rasgos. Sin embargo, con tal estructura es aún confuso hallar los sedimentos mesozoicos del sur, con carácter tan distinto de los del norte. Probablemente es muy grande la intensidad de la cobijadura hacia el sur.

En ambos lados de las montañas hay pliegues sarmáticos y aún más modernos. A mediodía están envueltos, a partir del norte, en los sedimentos más antiguos. Siguen el borde norte de las montañas con notable regularidad, cual se aprecia, por ejemplo, en Staupopol, cerca de Derbent <sup>21</sup>. Abich sabía que los pliegues septentrionales continuaban en arco ligeramente convexo al norte, por el extremo noroeste de la cordillera, y en esta observación se basa la directriz de la lámina V.

El Cáucaso termina cerca de Anapa en cordilleras de flisch cretáceo con dirección noroeste <sup>22</sup>. Al norte de ese punto penetramos en la región que investigó Andrussov <sup>23</sup>.

Paralelo al Cáucaso sigue un grupo septentrional de pliegues terciarios modernos que pasa por Temriuk a la mitad septentrional de la península de Taman; tomando al mismo tiempo dirección de levante a poniente, con la que cruza el estrecho de Kerch, forma la parte septentrional de la península y se encorva ligeramente al oeste-suroeste, luego pierde importancia y termina al alcanzar la estepa de Crimea.

Un grupo meridional de pliegues se adapta al septentrional y rellena el intervalo de éste al pie norte del Cáucaso. Se dirige a la mitad meridional de Taman, diverge gradualmente de la dirección de los pliegues septentrionales, y tomando rumbo suroeste a lo largo de la costa suroeste de Taman, sigue por la parte suroriental de la península del Quersoneso y desaparece bajo el Mar Negro.

Ocupa el ángulo entre esos dos grupos divergentes de pliegues una llanura que forma la parte sudoccidental del Quersoneso, que separa de los pliegues la escarpa de *Parpach* y que puede considerarse especie de glacis o delantal del extremo este de los montes de Crimea. Cerca de Theodosia esa extremidad oriental presenta un afloramiento titónico.

Primeramente supuso Andrussov que los pliegues se habían formado entre los pisos sarmático y meótico, pero discordancias que después advirtió en horizontes distintos lo indujeron a deducir que plegamiento y denudación debieron ser, hasta cierto punto, simultáneos, y que acaso continuaron en la época prepontica. La caída de los pliegues ha ocurrido en dirección de la cadena principal, o sea en la *dirección asiática*, al sur o al sureste.

Allí la naturaleza nos enseña de qué modo pliegues modernos se di-

viden en fascículos divergentes en lugar de retroceder ante una antigua cordillera extraña (Theodosia). El fascículo septentrional termina en extremos libres, el meridional desciende bajo el mar.

En Opuk, frente a la costa meridional del Quersoneso, junto al punto donde llega al mar la escarpa de Parpach, emerge cierto número de «Klippen», los *Korabli* (Cárabos, carabelas), pequeñas y poco accesibles, que Dubois ya sostenía que se componían de rocas cristalinas ajenas al país circundante; Andrussow menciona trozos sueltos de rocas amigdaloides con zeolitas, filadios, etc., en la costa inmediata; von Vogdt considera las *Korabli* restos de los montes de Crimea.

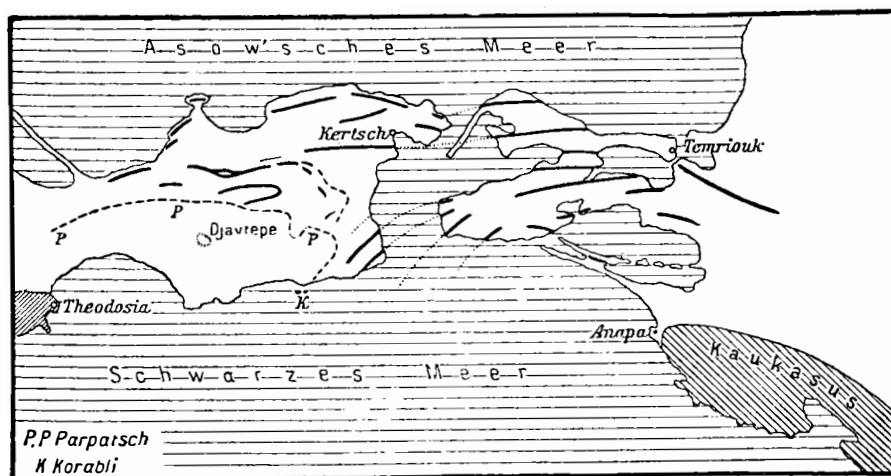


FIG. 24. — El Estrecho de Kerch (Quersoneso), (según Andrussow).

Las líneas gruesas indican anticlinales terciarios.

**CRIMEA Y LA PLATAFORMA BÚLGARA.**—La bifurcación de los pliegues más modernos del Cáucaso obedece al fragmento de una cordillera mayor. Si procediendo del sur nos aproximamos a este fragmento desde la estepa de Crimea, pasaremos sobre lechos miocenos, calizas numulíticas y todo el sistema cretáceo, incluso el neocomiense inferior, que buzan ligeramente al norte. La caliza de Caprotina (cretáceo inferior) se alza en bordes rebajados y abruptos que dan frente al sur, o sea en la dirección de las montañas.

El neocomiense yace en discordancia y bastante horizontal sobre liásico plegado y oolitas (I, pág. 474). Estas capas, juntamente con algunos notables lacolitos forman, al parecer, la entera cordillera plegada de Crimea, pero no es así, porque von Vogdt ha descubierto en Simpheropol, y a levante de esta ciudad, una serie más antigua que abarca caliza del car-



bonífero superior con Schwagerina, conglomerado y arenisca con plantas terrestres, pizarras con *Pseudomonotis ochotica* y liásico inferior del tipo de Hierlatz (Alpes orientales). Sigue el sistema jurásico muy extendido <sup>24</sup>. Jirones de lias yacen discordantes sobre el triás. Von Vogdt compara las montañas de Crimea con las de Machin (Dobrudya); ambas relativamente de mucha edad y con análoga serie de estratos. En el extremo suroeste de la costa, cerca de Phoros, aún observó Borissjak *Pseudomonotis ochotica* <sup>25</sup>. Al este, cerca de Theodosia, la dirección de los pliegues es de levante a poniente, cerca de Simpheropol N. 75° E., y hacia el suroeste de la península se trueca en nordeste. Los pliegues forman arco algo convexo al noroeste. Al mismo tiempo pueden advertirse dos notables trastornos de diferente edad, uno entre el triás y el lias y el otro entre el jurásico y el neocomiense. También se ha advertido discordancia aun en capas más modernas. Su número sorprende por lo grande, como si el plegamiento se hubiese renovado varias veces en condiciones distintas.

En distintos puntos de Bulgaria, Peters y Athanasiu observaron el jurásico superior (desconocido en la base de la estepa de Crimea) en la de la meseta caliza que se une a las montañas de Machin, en el sur <sup>26</sup>. Sobre el jurásico superior hay notable correspondencia entre la serie estratificada de la meseta de Crimea y la plataforma búlgara.

Hemos mencionado afloramiento de caliza de Requienia (cretáceo inferior) en el lado sur de la estepa; Toula la reconoció cerca de Chernavoda y aún más allá, en dilatado espacio.

Próximo a Inkermann y Sebastopol el senonense de tipo septentrional cubre al cretáceo inferior de tipo meridional; también se extiende sobre la plataforma búlgara <sup>27</sup>.

Favre ha descrito la caliza numulítica de Varna como directa continuación de la de la parte suroccidental de Crimea <sup>28</sup>.

Toula ha mostrado la identidad de la serie miocena de Varna con la de Sebastopol (capas con *Helix*, oolita con *pecten*, capas con *Spaniodon*, sarmático) (I, pág. 492) <sup>29</sup>.

Danubio arriba, hasta Silistria y Ruschuk, todavía halló Toula la caliza con Requienia. En Sistov, Zlatarski y Toula recogieron fósiles del piso aptense. En Nikopoli hay senonense orillas del río con *Belemnitella mucronata* y *Ostrea vesicularis*.

Faltan los pisos inferiores del terciario, y en Plevna el segundo piso mediterráneo se apoya en senonense y turonense <sup>30</sup>.

Siguiendo el Danubio hacia el interior hallamos capas cada vez más modernas. Mrazec denominó *depresión de Getan* a la tierra baja que está al oeste, desde Crajova en adelante.

LOS BALCANES Y LOS CÁRPATOS.—La plataforma búlgara, a la que cruzan por su parte occidental tan sólo algunos ligeros pliegues con rumbo de levante a poniente, representa el antepaís de los Balcanes, que li-

mita al oeste la gran comarca de torsión entre los Balcanes y los Cárpatos.

Esta amplia estructura, manifiesta en lo que concierne a sus rasgos principales (fig. 48, I, pág. 485), cuenta hace poco con tres sagaces memorias que mutuamente se complementan. La primera, debida a Cvijic, se refiere principalmente a los Balcanes y región del sur del Danubio. La segunda, de Schafarzik, describe al detalle la parte central de la zona de torsión. Por último, hay un tratado algo más moderno de Inkey, que enlaza con el excelente de conjunto de los geólogos rumanos <sup>31</sup>.

La cordillera más antigua en el centro de la península balcánica procede del sur y cruza Servia; en Nish encuentra el borde occidental de la zona de torsión, caído hacia el oeste; luego el límite coincide casi con el Morava; por último, cruza el Danubio y desaparece bajo la llanura húngara.

En el sur, distingue a esta antigua cordillera de los depósitos más modernos un manto discordante que comienza con el piso de Priabona. La cordillera de Strandcha, cerca del Mar Negro <sup>32</sup>, también está, en parte, cubierta por jirones de ese mismo manto, según Schaffer. La separa de los Balcanes la mole eruptiva cuneiforme de Burgas.

Según las investigaciones de Toulá, el plegamiento es moderno y abierto en los *Balcanes orientales*. Los anticlinales no contienen capas anteriores al jurásico, y aun éstas escasas. Entre los pliegues hay amplias llanuras en tranquila estratificación (valles aptygmáticos, Cvijic); el plegamiento siguió progresando hasta el período levantino. *Estos son indicios de un extremo libre inmediato*. Al mismo tiempo el borde septentrional se marca netamente contra la plataforma húngara y en algunos sitios está caído hacia el norte.

Más al oeste se aprieta el plegamiento y menudean los anticlinales mesozoicos. Los pliegues de esta edad encierran núcleos oblongos, sin duda prepermianos. Así lo muestran el corte de Toulá, en el Kom, y sus observaciones en la garganta del Isker. También son importantes los datos de Zlatarski <sup>33</sup> y de Bontscheff <sup>34</sup>.

Las observaciones del último autor demuestran que en los Balcanes, al nordeste de Sofía, pizarras que abarcan zonas graptolíticas del siluriano superior y violentamente caídas al norte quedan cubiertas en discordancia por el culm con restos vegetales característicos, y que al culm lo siguen, también en discordancia, el Verrucano y la serie mesozoica. Ambas discordancias, características de los Altaides, ocurren, pues, precisamente de igual modo que en Asia, por ejemplo, en el Tian-xan meridional (pág. 404); y, así, procede preguntar si los Altaides más antiguos se han separado ya de las cadenas alpinas en ese punto, o si ambos sistemas están aún unidos en la dirección asiática. A esta última hipótesis se opone la existencia del plegamiento europeo al nordeste.

Pronto se acentúa la dirección al noroeste; en Belogradchik capas sarmáticas verticales se presentan en el borde cóncavo, a veces caído hacia el este, como el occidental hacia el oeste.

Al mismo tiempo una cadena independiente de pliegues mesozoicos corre al nor-noroeste desde la región entre Küstendjil y el Vitosh. Está separada al principio de la cordillera principal de pliegues balcánicos por la masa eruptiva más moderna del Visker, así como por el Vitosh, pero después se le une en ángulo agudo entre Pirot y Nisch. Luego de este encuentro la cadena principal continúa su recorrido con muchas desviaciones subalternas y alcanza el Danubio con rumbo meridiano.

Entre tanto, al nordeste de la mole volcánica de Zajcar, orillas del Timok avanza una serie de nuevas ramas principio de los Cárpatos de Rumania.

Tomaremos ahora por guía a Schafarzik:

Las ramas occidentales, que según nuestra nomenclatura tal vez pudieran incluirse en los Balcanes, se acuñan al norte del Danubio, entre las antiguas moles del oeste (Lokva, Bogsan) y las cadenas orientales que las acompañan desde Timok, pero no llegan al río Temes. La más importante de las cordilleras orientales es la primera, la de Almás (I, pág. 487) y montes Krassó-Szőrenye, compuestos de pizarra cristalina en amplio arco desde Timok hasta la vertiente norte de la cadena de Retyezatz, y acaso aún por la parte norte del valle transversal del río Alt <sup>35</sup>. Este arco comprende: varios fragmentos antiguos, como la cordillera del Retyezatz; luego la loma de gabro del Jucz, en el Danubio, y más allá los arcos restantes desde el Timok y Mehadia hacia la llanura.

En 1891, indicó Inkey que algunas de las ramas occidentales se presentan en el valle del Alt, pero también advirtió que dentro de las montañas (en el valle alto del Lagoritzza, afluente por la derecha del Lotru), hay un arco en la dirección con cobijadura de pliegues antiguos sobre los modernos <sup>36</sup>. Más tarde mostró Mrazec que parte no pequeña de los terrenos atribuidos al estrato-cristalino son, en realidad, de edad carbonífera o permocarbonífera; advirtió inclusiones de capas y conjeturó la existencia de mántos de cobijadura <sup>37</sup>. Luego Murgoci describió las grandes montañas de Rumania en la región del Paring <sup>38</sup>. En 1903 Mrazec presentó ante el Congreso Geológico de Viena las conclusiones generales a que había llegado <sup>39</sup>; y, por último, Murgoci completó una síntesis que abarca la mitad occidental de los Cárpatos de Rumania <sup>40</sup>.

La comarca que estudiamos comprende las montañas que se extienden desde el Danubio hasta unos 30 kilómetros del valle transversal del Alt (fig. 48, I, pág. 485), desde el valle del Cerna y del Zsil hasta el pie meridional de la cordillera. Si hacemos uso de algunos símbolos facilitaremos nuestro intento de explicar la síntesis de Murgoci.

En la región que acabamos de definir se presenta una antigua pizarra

precambriana, II, y con superposición autóctona una serie sedimentaria B (principalmente caliza jurásica y cretácea inferior). Hay otra serie de pizarras antiguas, I, y también con superposición autóctona, una segunda serie sedimentaria A (Verrucano, señales de lías y oolitas, con el piso barremiense como último término).

En la serie A penetran frecuentes intrusiones de serpentina y otras rocas básicas; indicaremos este hecho con el signo  $\sigma$ .

Por tanto, en conjunto, hay dos unidades tectónicas o mantos, a saber:  $I + A\sigma$  y  $II + B$ .

Las pizarras del nivel II, cubren amplio espacio al noroeste, norte y nordeste de esta región. En el lado norte, partiendo del alto Cerna, y luego marchando por el norte de la cadena de Paring, y después hacia arriba al lado oriental, o sea conservándose a unos 30 kilómetros del Alt, el II yace sobre el  $A\sigma$ . Así ocurre también en el lado oriental hasta el borde de la llanura. De este modo se encierra largo espacio oval. Por debajo de  $A\sigma$ , dentro de este espacio aflora su basamente autóctono I. En muchos sitios algunos jirones de II han quedado preservados en sinclinales a causa del subsecuente plegamiento de  $A\sigma$ . Por tanto, el II (y también el B), pueden haberse extendido un tiempo sobre toda la región. La serie, de arriba abajo, es  $B + II$ ,  $A\sigma + I$ , y *todo el territorio debe considerarse ventana de 110 a 130 kilómetros de largo y más de 30 de anchura.*

En otras palabras; al norte del Danubio, donde cesa el gran hacinaamiento debido a la torsión, la rama  $II + B$ , que ha quedado libre, ha cubierto por completo a la  $I + A$ , frontera de ella hacia el sur, y que asoma por erosión en ventana. Es dudoso hasta dónde alcanza por el noroeste ese recubrimiento.

En este caso debemos considerar  $\sigma$  accesorio. El hecho de que se inyectara bajo el plano de corrimiento es instructivo para su situación en los Alpes <sup>41</sup>. La inyección ha producido metamorfismo de contacto. Una intrusión más moderna de granito, que forma la loma de Suschita y se asocia con I, alcanza al menos 100 kilómetros de longitud y sólo de 8 a 10 de anchura.

El plano de corrimiento se encuentra entre el barremiense y el cenomanense; la intrusión alcanza a las capas de la primera edad. Precede al cenomanense discordancia tan completa que, de acuerdo con las observaciones de Uhlig en otros sitios de los Cárpatos, podemos hablar de una estructura más antigua precenomanense y de otra más moderna; sin embargo, las líneas directrices se han conservado las mismas en conjunto.

Llamaremos a esta región *ventana de Paring*.

Después de la torsión sigue por el este el recodo del grande arco carpático. Marca la transición la larga cordillera neísica del Cozia, que procede del lado meridional de las montañas y se dirige oblicuamente al este-

nordeste. Reinhardt la ha investigado hace poco <sup>42</sup>. Hacia el este siguen de nuevo montañas de pizarras antiguas.

Un hundimiento, que ya reconoció Toulá, señala como fragmento orientado el monte Leota, al sur del paso de Törzburg. El propio hundimiento, que describieron Popovici-Hatzeg y Simionescu, es una falla que contiene capas hundidas jurásicas y cretáceas <sup>43</sup>. El monte Leota es la piedra angular suroriental de los Cárpatos.

EL BORDE DE LOS CÁRPATOS SURORIENTALES.—Comenzaremos nuestra descripción por el norte. La ciudad de Czernowitz asienta en capas sarmáticas sobre las que yace el segundo piso mediterráneo. Estos sedimentos horizontales forman una comarca montañosa a la que separa en el sur del Flisch plegado de los Cárpatos un cinturón bastante estrecho del salífero Schlier <sup>44</sup>.

En el norte de Moldavia es más definido el borde de los Cárpatos. Según Athanasiu, una plataforma sarmática se extiende desde el este y nordeste y cruza el río Sereth hasta el Moldova. Luego, hacia el suroeste, sigue la «montuosa tierra precarpática» del Schlier que ensancha rápidamente, de manera que cerca del arroyo de Neamtzu (47° 13' N.) tiene ya 20 kilómetros. El Flisch está cobijado hacia el este, en el borde <sup>45</sup>.

Aquí entramos en la región que ya investigaron Mrazec y Teisseyre, y abarca la parte sureste de los Cárpatos <sup>46</sup>.

Una falla separa allí la plataforma sarmática del antepaís de las capas salíferas. Dicha fractura llega a ser tan importante, que aún al sur de Bakau (al sur de la confluencia del Bystritza con el Sereth) el Flisch aflora a lo largo de ella en dos sitios muy separados del borde de los Cárpatos <sup>47</sup>. En sentido lato, podemos decir que las capas salíferas yacen en un sinclinal con muchos pliegues secundarios, levantados la mayoría.

Aún más al mediodía (al sur del río Trotus) es mayor la presión procedente del lado de los Cárpatos. Las capas sarmáticas, en el margen de la plataforma, están muy levantadas. Los lechos salíferos aparecen con apretados pliegues entre el borde sarmático en el este y las hojas de Flisch en el oeste.

Más al sur todavía, cerca del arco de los Cárpatos, en la región de Rimnik-Sarat, la escena cambia de nuevo. Desde allí se domina hasta el extremo de la cordillera de Machin (Dodrudya), hasta unos 100 kilómetros de distancia. Desaparece la cadena de cerros sarmáticos que había marcado el borde oeste de la plataforma; se eleva al nordeste una nueva cadena sarmática, que en larga distancia sigue dirección suroeste, en correspondencia con el arco. Al mismo tiempo sinclinales sarmáticos se apoyan en capas salíferas; por tanto, allí el plegamiento es postsarmático.

En el recodo de la cordillera se notan los siguientes fenómenos:

En el valle superior del Buseu una tira de flisch va destacando del margen externo de la masa principal, y como *Espolón de Valeni* con ligero

arco, siguiendo el de la directriz, se resuelve en islotes de flisch que cruzan el río Prahova. De este modo se delimita larga lengua independiente de depósitos salíferos que forman el golfo de Slanitz, cuyo límite septentrional es una falla, y a cuya prolongación pertenece todo paraje donde se halla sal más al oeste, como si se hubiera producido una nueva fosa.

La prolongación del espolón al suroeste y oeste-suroeste es rica en petróleo, por lo cual se han perforado muchos sondeos, y probable que el espolón sea mejor conocido que ninguna otra rama libre gracias al estudio de dichas perforaciones que han hecho Mrazec y Teisseyre.

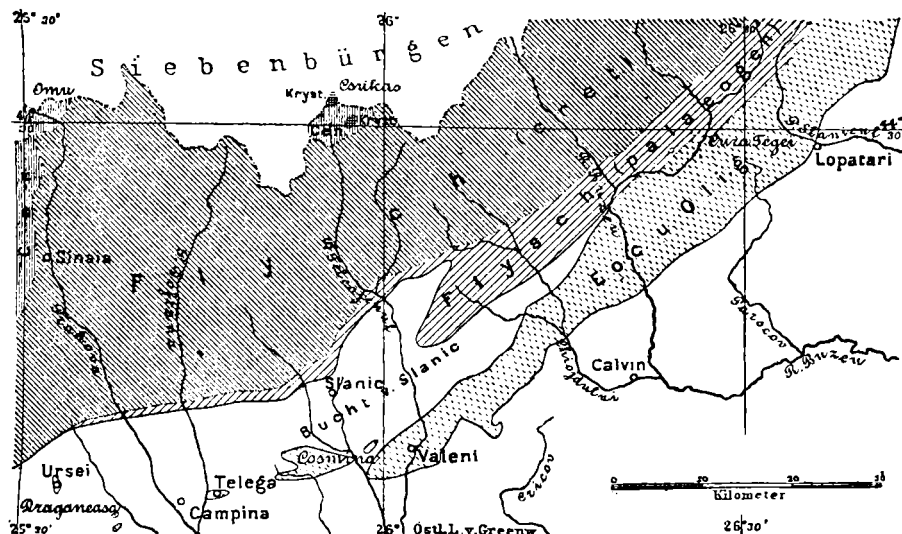


FIG. 25.—El Espolón de Valeni (según bosquejo de Mrazec).

Escala aproximada de 1 : 800.000.

Los ejes de los pliegues en el espolón descienden bajo la superficie, primero al suroeste y luego al oeste-suroeste. Durante la formación de los depósitos salinos miocenos parte del espolón surgió del mar como península. La isla de Cosmina es un anticlinal oligoceno caído hacia el sur, sobre el que yacen depósitos salinos miocenos y capas meóticas ligeramente plegadas. En el valle del Doftana hay inversión postpóntica. En Moreni, aún las capas levantinas más modernas forman parte de un anticlinal. Mrazec y Teisseyre aseguran que el plegamiento alcanza al cuaternario. El Loess yace sin trastornos. Conforme van desvaneciéndose los pliegues, es decir, hacia el oeste-suroeste, envuelven capas cada vez más modernas; los investigadores los denominan «pliegues espirantes», aunque tal vez fuera más apropiado llamarlos «pliegues nacientes» <sup>48</sup>. Son testigos de la persistencia y constancia del movimiento.

*Según marchamos de Bucovina hacia este punto, el plegamiento es cada vez más moderno.*

Un sondeo próximo al recodo del Danubio en el distrito de Baragan (oeste-noroeste de Chernavoda, al sur del bajo Jalomitza) alcanza la base de la serie póntica a los 178 metros de hondura, y la del sarmático a los 318. Luego de 4 metros de arcilla abigarrada, penetra en lo que parece creta superior con cantos, y continúa en éstos hasta los 783 metros. No se mencionan capas eocenas ni de los pisos mediterráneos.

Un sondeo en Bucarest reveló grande espesor de arena estratificada y arcilla con Paludinas y Unio. El primer indicio cierto del sarmático se halló a los 800 metros de profundidad, y la perforación se detuvo a los 1.008 en capas de ese piso <sup>49</sup>.

Estas observaciones han motivado que se renueve la idea que previamente expresó Cobalescu acerca de que marca una fractura el arrecife curvilíneo de la orilla derecha del Danubio. Draghicenu supuso que esta hipotética línea de fractura, que se creía alcanzaba desde Galatz por Chernavoda a Sistow y acaso hasta Kalafat, «pertenece al mismo sistema que la fractura de Slanitz» <sup>50</sup>. No obstante, Murgoci advierte que también en la orilla izquierda hay caliza cretácea cerca de Ruschuk; niega la existencia de la fractura y atribuye el arrecife a la acción del río.

De todos modos hay una gran depresión entre el Danubio y los Cárpatos. Sin duda por debajo de Hirschova la cordillera entera de Machin desciende hacia esa depresión.

Nuevas investigaciones en los montes Machin se han dedicado a dilucidar problemas estratigráficos <sup>51</sup>. Pascu ha publicado un nuevo mapa <sup>52</sup>. Respecto de su estructura sólo podemos decir que son un fragmento con dirección que varía del oeste al oeste-noroeste, cerca del Mar Negro, y que noroeste cada vez más hacia el interior. En el suroeste se extienden mucho más las piedras verdes (según Peters, pelita diabásica); en el nordeste existe también una serie más antigua (filadíos y Verrucano en Tulcha), y en el noroeste neis que se considera que forma la base. Entre estos terrenos se extienden por el delta sedimentos mesozoicos en fajas de variada longitud, así como mantos de pórfido y melafiro. El triás se ha distinguido en muchas zonas. El cretáceo superior es transgresivo.

Esas montañas son fragmento de un conjunto mayor. Su situación y edad precretácea indican conexión con Crimea. Siguiendo lo que apuntó Mrazec, llamaremos *Montes Cimerios* al conjunto, que abarca los montes de Crimea, la isla de las Serpientes y los montes Machin.

Están unidos con la plataforma búlgara y con la estepa de Crimea.

De acuerdo con el criterio de escritores anteriores, hemos considerado (I, pág. 479) la agria pendiente submarina entre el cabo Eminé y el cabo Starich (entre los cuales el fondo del Mar Negro desciende de la profundidad de 70 u 80 metros a la de 1.000 ó 1.800) indicio de primitiva unión

entre Crimea y los Balcanes. Sin embargo, no corresponde con la dirección; Draghiciu la considera borde de un hundimiento, criterio que creemos acertado.

*De este modo se marca un espacio en el cual el plegamiento es anterior al neocomiense.* Se trata de un fragmento de antepaís mesozoico, inserto entre el pilar de Azow y los pliegues más modernos de los Balcanes y de los Cárpatos. Hasta ahora no se ha descrito otro caso de parecido fragmento inserto. Dentro de él están las bocas del Danubio.

Sólo hay una estructura que puede considerarse posible continuación de los montes Cimerios; las cordilleras mesozoicas de los Cárpatos, por ejemplo, las del lado oriental de la mole neísica moldava y los montes Persani, en Transilvania.

Uhlig ha demostrado que la zona mesozoica del sur de Bucovina y la mole moldava no poseen la estructura unilateral inclinada al nordeste que hasta ahora se le ha atribuido, sino que en su parte nordoriental existe una rama opuesta que buza al sudoeste. Por tanto, la zona se convierte en cuenca, pierde su independencia tectónica y aparece como parte de una estructura mayor. Allí existen el triásico y el jurásico, así como en los Montes Cimerios. Hay discordancias dentro de la serie, lo mismo que en Crimea, y también se halla igual transgresión del cretáceo superior. La caliza con Caprotina se apoya, a veces, en pizarras cristalinas y a veces en el triás <sup>53</sup>.

La discordancia entre el triás y el neocomiense (caliza con Caprotina), que se ve en la meseta del Rareu (Cárpatos de Bucovina), significa lo mismo que la trasgresión del carbonífero superior en los núcleos variscos de los Alpes; ambas marcan la reaparición de los caracteres del antepaís.

Tratemos ahora de la existencia de terrenos cimerianos en el cinturón de los Cárpatos orientales, que han discutido muchos historiadores; el último Zuber <sup>54</sup>.

Uhlig distinguía dos zonas de conglomerados y de cantos en el Flisch: una interior, de origen carpático, y otra exterior, cuyos cantos se derivaban, por veredicto unánime, principalmente de depósitos extracarpáticos.

A lo largo del borde carpático hay caliza blanca, sin duda jurásica en su mayor parte, y que se asocia en el oeste con terrenos de los Sudetes; en el este, con una curiosa roca verde, que a veces parece filita lustrosa y otras es de índole más dura y resistente. Zuber la considera toba diabásica dinámicamente metamorfozada y que compone ancha zona en el suroeste de los montes Machin. En efecto, ha publicado series de cortes que muestran de qué modo esos montes descienden bajo el borde de los Cárpatos <sup>55</sup>.

Cerca de Krásna, en Bucovina, hallaron Alth y Paul, en el margen externo de los Cárpatos, un jirón aislado de caliza blanca de cuatro kilóme-



tros de longitud y 200 metros escasos de anchura, a veces brechoide, y que descansa en pizarra, acaso parte de un aglomerado verde inmediato, compuesto de trozos angulares de pizarra muy análoga a aquella en carácter <sup>56</sup>.

Uhlig describe la roca del norte de Moldavia como pizarra clorítica verde oscura, y dice: «Descubrimos con sorpresa que las zonas montañosas se componían de cantos de esta roca, con exclusión de otra cualquiera. Así ocurre, por ejemplo, en la zona (de unos 10 kilómetros de longitud y bien manifiesta) entre la ciudad y el monasterio de Niamtz.....» <sup>57</sup>.

Para explicar este problema se han aventurado varias teorías. Por lo general se ha postulado la existencia de una «muralla litoral», pero se sabe al fin que allí existen verdaderos restos de cordillera que no pertenece a los Cárpatos ni al pilar de Podolia. Zuber ha expuesto este criterio y denomina a los montes de Dobrudya «tercer fragmento frontero a los Cárpatos».

En realidad sólo podría dar adecuada explicación el arrastre de cantos erráticos intratelúricos procedentes de los sepultados montes cimerianos.

RESUMEN.—Sólo la línea del Alai es, por excepción, continua entre todas las ramas que asoman al norte del pilar de Azow, pues conserva la marcha rectilínea de las cordilleras asiáticas y también el movimiento asiático hacia el sur hasta donde puede deducirse de la pendiente más abrupta de la rama meridional de los anticlinales en los depósitos carboníferos del Donetz.

También al sur del pilar de Azow hay sólo una línea, la del Hindu-kux que pueda seguirse con cierto grado de precisión. El Cáucaso se aproxima con dirección asiática rectilínea y plegamiento asiático hacia el sur y buza bajo el Mar Negro. Plegamientos terciarios más modernos chocan contra él, procedentes del norte y se dividen en dos grupos enfrente de un fragmento de los montes Cimerios.

Esta cadena se apoya en el pilar de Azow y estrecha el paso por donde avanzan los pliegues más modernos.

Los Balcanes comienzan al este con ligero plegamiento, como próximos a un extremo libre; más al oeste, especialmente en el Isker, exhiben, en antiguos núcleos inclusos, las discordancias típicas de los Altaides; rodean el pilar del Danubio, en la región de torsión, y así pasan a los Cárpatos de Rumania.

Tras el hacinamiento debido a la torsión, las ramas forman cobijaduras hacia el sur y se abre la ventana del Paring. El arco de los Cárpatos cubre en sucesión los Montes Cimerios, el pilar de Podolia, las hundidas prolongaciones de las antemontañas variscas (montes Sandomir) y los Sudetes y, por último, gira hacia los Alpes.

Es por extremo variado el proceso de penetración de los Altaides en

Europa. En los Balcanes occidentales existe sin duda la estructura precambriana. Últimas fases del proceso pueden considerarse las repetidas discordancias de la cordillera mesozoica cimeriana. En la actualidad contemplamos el extraño espectáculo de *las cadenas prepermianas y mesozoicas (cordillera cimmericiana) rotas y ocultas, mientras que desde ambos lados los extremos libres de las cordilleras más modernas llevan rumbo a la región póntica*; así ocurre en los Cárpatos donde, conforme nos aproximamos al espolón de Valeni desde Bucovina, el plegamiento se hace cada vez más moderno; también es el caso de la parte oriental de los Balcanes, y todavía, en la vertiente asiática, en los pliegues más modernos bifurcados del noroeste del Cáucaso.

Parece casi como si se hubiera interrumpido la antigua conexión y luego restaurado según nuevas líneas.

**LAS FRACTURAS VARISCAS.**—El arco varisco, primera parte de los Altaides europeos, no era estructura homogénea aun antes de romperse en pilares. Contiene intercalaciones caledonianas y lo afectó profundamente un cuerpo mayor precambriano situado en su margen meridional: *el basamento bohemio*, que ya hemos descrito como fragmento extraño e inexplicado (II, pág. 122). Desde entonces Francisco Eduardo Suess determinó sus límites en el lado varisco, y denominó a la parte occidental más antigua *Mole Moldanubiana* y a la oriental, rica en granito y también de edad precambriana, *Zona Morava* <sup>58</sup>.

La mole Moldanubiana comprende la parte oriental de Baviera, la occidental meridional de Bohemia, la occidental de Moravia, el norte de la alta Austria y el noroeste de la baja. Cruza el Danubio como amplia altiplanicie de neis y desciende a gran profundidad frente a los Alpes. Cerca de Wels, en la alta Austria, 17 kilómetros al sur de la línea donde asoma su borde meridional y 26 del pie de los Alpes se han perforado sedimentos terciarios hasta los 1.037 metros. Inmediatamente debajo de ellos y a 722 bajo el nivel del mar, se halló el neis de cordierita de Bohemia, pero no había señales de la serie estratificada de los Alpes <sup>59</sup>.

Señala el límite occidental entre aquella altiplanicie y el Fichtelgebirge varisco súbito cambio de dirección al sur de Marienbad Spa, que puede seguirse por las montañas hacia Baviera, y que ya había observado Hochstetter. En el este, hacia los Sudetes, observó Bukowsky igual neto límite en el valle del alto March; pero hacia el centro de Bohemia hace más confusa la situación el manto cretáceo <sup>60</sup>.

En muchos sitios se conocen intercalaciones caledonianas, y Liebe las ha descrito en Thuringia <sup>61</sup>. Las moles de Rocroi, Serpent y el Hohe Venn (Massif de Stavelot), en Bélgica, nos proporcionan los ejemplos en mayor escala que conocemos. Gosselet ha mostrado que el horizonte del Llandovery posee su divergente dirección, mientras que el devoniano se superpone en discordancia <sup>62</sup>.

Atraviesan este heterogéneo sistema varisco fracturas cuya inmensa mayoría se han producido dentro del propio sistema; pero al lado de éstas hay dos grupos de largas fracturas, de extraño e independiente origen. Uno de estos grupos se arrumba al norte o al nor-nordeste y el otro al noroeste o al oeste-noroeste.

Sólo citaremos algunos ejemplos de las fracturas indígenas.

Rara vez se presentan verdaderas fallas en dirección y, al parecer, limitadas a la parte occidental.

Las *fosas de Saar-Nahe* son el ejemplo más notable de tales fallas. Nos han familiarizado con ellas las labores mineras y varias excelentes investigaciones. Su historia es la siguiente, según Lepple: Luego del levantamiento de la cordillera varisca plegada, se formó una fosa longitudinal en la que el carbonífero superior y los depósitos carboníferos del Rothliegende se acumularon con sedimentos de origen local y rocas intrusivas. Luego, durante el depósito del Rothliegende superior, se formó un anticlinal longitudinal, la silla de Pfälzer. Después, pero siempre antes del depósito de la arenisca de Bunter, la parte meridional de la silla se hundió a lo largo de una falla hasta unos 2.000 metros de profundidad. Tras la deposición de la arenisca de Bunter, y acaso no antes del comienzo de la era terciaria, ocurrieron nuevos hundimientos que abarcaron 50 ó 100 kilómetros. De modo que fallas con rumbo nordeste se han formado antes del carbonífero superior y después del Rothliegende superior, así como antes y después de la arenisca de Bunter <sup>63</sup>.

La fosa se dirige al nordeste hacia el Rin, y al sudoeste hacia Francia. Los sondeos en el departamento de Meurthe y Mosela alcanzaron el carbonífero superior entre los 700 y 800 metros, según había predicho Niclès, guiado por la dirección varisca <sup>64</sup>.

Si seguimos aún esta dirección no nos conducirá a la meseta central de Francia; sin embargo, las largas líneas de venas carbonosas, a menudo flanqueadas por fallas y que a veces se han descrito como canales y otras como sinclinales, que se presentan en esta meseta, se parecen mucho a las del Saar, con las que tienen caracteres comunes. Los estudios de Miguel Levy, de Launay y otros acerca de la estructura de estos rasgos, y los de Fayol y Gran d'Eury acerca de su contenido (II, pág. 244), apenas nos permiten dudar de que las capas incluídas se depositaron en espacios muy comprimidos. También allí hay algunas fallas anteriores al carbonífero superior y otras sólo más antiguas que el trias, y aun otras de edad todavía más moderna <sup>65</sup>. La larga línea de depósitos carboníferos que se extiende de Savigny a Pléaux señala un pliegue varisco sólo en los límites septentrional y meridional de la Meseta Central, sea fractura o fosa, y, por tanto, debe considerarse verdadera línea directriz de plegamiento <sup>66</sup> (II, página 110).

*La escarpa meridional del Erzgebirge* es otro caso de fractura indi-

gena. Laude ha mostrado que no sigue la dirección, sino que corta oblicuamente la serie de zonas petrográficas <sup>67</sup>. Termina al este frente a la fractura del Elba, y, por tanto, debe ser más moderna que ella. Al mismo tiempo una plataforma cretácea desciende de las cumbres del Erzgebirge hacia la fractura del Elba. Fracturas paralelas cortan la cuenca lignitífera del pie de la cordillera. Entre los basaltos del norte de Bohemia y la escarpa del Erzgebirge es remota la conexión. Los basaltos comienzan en Baviera, continúan hacia el este por el Riesengebirge a Ostrau, y se diseminan en puntos aislados muy al sur y también al norte del Erzgebirge. Sin embargo, tienen distribución más amplia en la región hundida.

La *falla del Danubio* es ejemplo de otra naturaleza, entre Ratisbona y Passau (I, pág. 200). En todo su recorrido, algo cóncavo, se encuentra en el jurásico superior y puede describirse como falla sólo en algunas partes, pues en otras las capas, cual alfombra muy gruesa, caen hacia la llanura formando flexión. Por encima de la línea de la falla están los conocidos centros eruptivos del Ries, Höhgau y otros. La falla es posterior al cretáceo superior y anterior a la molasa inferior de agua dulce. Es muy grande la amplitud del hundimiento. En Ochsen-Hausen, al sur de Ulm, a 30 kilómetros de la falla, un sondeo alcanzó casi la base de la molasa a los 738 metros de profundidad (141 bajo el mar). A menudo se ha conjeturado la existencia de relaciones entre esta falla y la formación de los Alpes.

De igual modo, Levy ha descrito varias fallas arqueadas de la parte oriental de la Meseta Central como otros tantos anticlinales hundidos paralelos a los Alpes. Los cita como prueba de que en aquel sitio el pilar debió ser menos rígido.

Se trata de la influencia de los Alpes en el pilar, mientras que la de los pilares en los Alpes (que han conjeturado otros investigadores) sólo se manifiesta en desviaciones de esta cordillera <sup>68</sup>.

No menos vario es el modo con que los pilares pueden quedar *franjeados*.

Ocurre a menudo que una fractura permanece invisible en los terrenos antiguos, y que de pronto se revela por primera vez cuando pasa al manto sedimentario. Alguna roca característica como hoja intrusiva o capa de pizarras silíceas puede servir para revelar muchas fracturas inconocibles de otro modo, y las labores mineras han mostrado a menudo formaciones rotas en mosaico de fragmentos poligonales. Cuanto más adelante se lleve la observación (y su límite alcanza al examen microscópico de delgadas láminas de roca), tanto más desaparecerán las causas generales y, en cambio, imperarán el aplastamiento, desplazamiento y adaptación locales. En ese caso el análisis se hace tarea comparativamente infructuosa.

Si el hundimiento ataca territorio así roto, se originan pilares que limitan fallas, con extrema diversidad en longitud y dirección, y todos in-

dependientes del rumbo; a veces presentan planos paralelos de comprensión, pero nunca se unen, mediante flexiones, cual ocurre en el Danubio.

Esta independencia de las fracturas marginales se comprende muy bien en el notable estudio de Denkmann acerca del pilar de Kellerwald, entre Cassel y Marburgo <sup>69</sup>.

El mapa de Langdorff del Harz occidental señala en unos 18 kilómetros cuadrados 44 líneas de dislocación que se dirigen próximamente al este-sureste, pero algunas cortan a las otras en ángulo agudo, aunque todas cortan la dirección de los pliegues <sup>70</sup>. Aquí hay acaso indicios de superficies de comprensión.

En el margen de los pilares se presentan a veces líneas algo más largas de origen desconocido. Tales son, por ejemplo, las fracturas marginales, más o menos meridianas, del Morvan occidental y el pequeño pilar adyacente de St. Saulx que ha estudiado M. Levy. Avanzan por los sedimentos más modernos hacia el norte de Auxerre. Dollfuss demostró que son posteriores a la caliza de Beauce y anteriores a las areniscas de Sologne, que yacen bajo el segundo piso mediterráneo, próximamente en el horizonte del Schlier austriaco <sup>71</sup>.

No podemos apurar aquí la gran variedad de fracturas marginales; en general lo oculto es probablemente parte de una red de juntas de mosaico que ha puesto a la vista y *ha aprovechado el hundimiento, pero no lo ha producido*. A trechos asoma una línea exótica que se reconoce por su longitud y específica dirección.

FALLAS AL NORTE Y AL NORDESTE (FALLAS DEL RIN O FALLAS AFRICANAS).—En los Vosgos se conserva la alineación varisca al nordeste, desde Ronchamp y Belfort hasta el Saar. También hay fallas con ligero salto en la amplia cuenca triásica del Haardt-Wald y que se dirigen oblicuamente desde el borde meridional de esta cuenca hacia Berg-Zabern. Cuando llegan al valle del Rin forman la fosa de Langenbrücken. Este grupo abarca también las fallas del Odenwald (I, pág. 202).

Se ha considerado la falla del Rin (I, pág. 207) faja hundida de tierra entre dos pilares, los Vosgos y la Selva Negra. Lo que aún queda a la vista es, sin duda, sólo resto, porque en Alpersbach (al este-sureste de Friburgo, 994 metros) halló Steimann fragmentos de capas mesozoicas en tobas basálticas, de lo que parece deducirse que la Selva Negra ha sufrido denudación hasta de 600 a 750 metros; según Schumacher, también en la baja Alsacia los sondeos en busca de petróleo muestran que las capas terciarias inclusas tienen al menos 780 metros de espesor <sup>72</sup>.

En el oeste la marcha general de las fallas ya no es en línea recta, sino algo curva. Benecke ha descrito muy bien el modo con que las partes alargadas de las montañas han descendido, a veces, según fallas hasta grandes profundidades y producido un paisaje, al que caracteriza el inmediato contraste entre llano y montaña; y como en otras regiones están

suspendidas, a modo de escalones que forman estribaciones t<sub>r</sub>asicionales. Por último, muestra de qué modo pueden reconocerse largas fallas aun muy dentro de las montañas antiguas <sup>73</sup>. Cerca de Dambach y de Barr ocurre gradual ensanchamiento de la fosa que se conserva por Estrasburgo hasta Wörth. No se ha perdido la dirección normal de las fallas limítrofes, pero no influyen en el relieve del país; al oeste de ellas presentan un entrante las montañas: la región llena de fallas de Zaberm. Según Benecke, las fracturas marginales buzan abruptamente hacia el este, mientras que en la transtornada región de Zabern las fallas presentan las más variadas inclinaciones. En Wörth el borde recobra su primer carácter; se hace tan ancho como en Wörms y continúa, algo más al este, hacia Mainz.

Las rígidas curvas del borde oriental recuerdan las del oeste, y a pesar de las desviaciones de la línea recta, la anchura de la fosa (aparte del hundimiento de Zaberm) persiste y se conserva de 32 a 34 kilómetros en la región meridional. Aparte de un punto de las cercanías de Bruchsal, la fosa se encorva del nor-nordeste o algo más al norte, y con esta dirección llega a Francfort <sup>74</sup>.

Pero la fosa del Rin no termina en el Main.

Se conocen sus fallas por debajo de la parte occidental del basalto de Vogelsberg <sup>75</sup>.

Koenen ha dedicado un estudio especial a su continuación hacia el norte <sup>76</sup>. Siguiendo a este observador reconocemos parte del hundimiento en la alargada región terciaria de Ziegenhain, Fritzlar y Cassel, que se dirige al nor-nordeste, al otro lado del Vogelsberg.

Al mismo tiempo, cerca de esta región, hacia el oeste, aparece otra estrecha fosa con la misma dirección al norte o al nor-nordeste, que se extiende, según Moesta y von Koenen, desde Wichte, a orillas del Fulda (noroeste de Rotenburg), por el Werra, y alcanza el valle del Leine en Witzenhausen. Este valle es también una fosa. La faja hundida se extiende mucho más allá de Göttingen, hasta Kreiensen, al norte de Northeim. En la propia Göttingen ambos bordes se doblan hacia arriba, y una silla divide la fosa longitudinalmente algo por debajo de su parte media.

Al este de Kreiensen, según ha mostrado von Koenen, hay otras fallas dirigidas de norte a sur hasta Hildesheim.

Desde Rustenberg, cerca del recodo del Leine, asoma una nueva fosa que han señalado E. Kaiser y Siegert en 60 kilómetros al nor-nordeste hasta Seesen, en el borde noroeste del Harz, al cual corta hacia el noroeste. Partes del manto post-varisco se han hundido en ella, pero allí pueden reconocerse algunas de las fallas arrumbadas al noroeste, y se revelan en las irregularidades de su borde <sup>77</sup>.

De este modo, el grupo de las fallas del Rin se extiende desde las montañas del Jura, unos 500 kilómetros al nor-nordeste o al norte. En el septentrion muestran tendencia a girar hacia el este. La fosa que encierran

en el sur tiene, como hemos visto, de 32 a 34 kilómetros de anchura. En Mannheim el ancho apenas ha variado. En la parte meridional del Leine mide sólo de 7 a 8 kilómetros; la que sigue al borde noroeste del Harz aún menos, pues sólo tiene de uno a cuatro o cinco.

Las fallas del Rin constituyen grupo independiente, y se distinguen de las demás de la cordillera varisca por su dirección y por la fosa que encierran. En dos ocasiones se ha intentado explicar su origen.

La primera, siguiendo una antigua idea de Elie de Beaumont, admite un levantamiento previo y ve en la fosa un anticlinal roto, pero la dirección divergente de los pliegues variscos y la gran longitud de las líneas de falla se oponen a tal criterio <sup>78</sup>. La segunda explicación sostiene que las fallas divergen hacia abajo; es decir, que en el oeste se inclinan hacia el oeste y en el este hacia el este <sup>79</sup>. Aparte del hecho de que, según Benecke, las fracturas principales del oeste buzan fuertemente a levante, esta teoría no precisa el *momentum* de tales descensos, y además el movimiento es independiente de la situación del plano a lo largo del cual se verifica. Tal independencia es tan grande, que los descensos (según lo muestran los plegamientos inversos) pueden ocurrir alternativamente en cada lado de un sólo y mismo plano, en cualquier dirección que se inclinen. Además, el movimiento definitivo de la falla no nos da la completa intensidad del descenso, sino sólo la diferencia de aquella en cada lado, siempre que no se compensaran mutuamente. Se sabe también que han ocurrido tales movimientos parejos en el borde de la falla del Rin <sup>80</sup>.

Cuando Oscar Fraas vió por primera vez el Mar Rojo recordó la fosa del Rin (I, pág. 380), cuya formación atribuyen Reyer y von Koenen a la tensión. Su semejanza con las fracturas del Africa oriental es en realidad tan grande, que debe aceptarse como explicación más natural. Probablemente también muestra cuanto tiempo (acaso hasta mediados de la edad terciaria) había permanecido rígida esta parte de los Altaides.

La situación del Kaiserstuhl, en el fondo de la fosa, es homóloga con las de los volcancitos del sur del lago Rudolf (volcán de Teleki, Luttur y otros) <sup>81</sup>.

FRACTURAS AL OESTE-NOROESTE. Y AL NOROESTE. (FRACTURAS HERCINIANAS O ASIÁTICAS; LÍNEAS DE KARPINSKI).—Cruzan el centro de Alemania largas fracturas rectilíneas no completamente paralelas, sino que divergen algo unas de otras y se dirigen en el sur más al oeste-noroeste y en el norte al noroeste. La rama suroeste está generalmente hundida y la nordeste cabalga sobre el hundimiento. Sin embargo, no faltan movimientos en opuesto sentido. Hacia Scania pueden seguirse claras indicaciones de la dirección noroeste. Un conjunto de estas fracturas está al norte del basamento bohemio y otro parte de su lado occidental.

Las fracturas producen pilares oblongos, tales como la Thüringer Wald y la Teutoburger Wald, y determinan el «sistema herciniano» de Leopold-

do de Buch, que abarca las montañas arrumbadas al noroeste; muchos eminentes geólogos alemanes todavía describen como hercinianas esas largas líneas.

En 1886 conjeturaba von Koenen que esas líneas hercinianas debían relacionarse con las de Karpinski, que penetran de Asia en Europa con igual rumbo <sup>82</sup> (I, pág. 469; lámina VI, m. m.). Nos ocuparemos ahora en este asunto.

Consideraremos primero el *grupo meridional*. Como ya hemos descrito muchas de esas fallas, bastará breve enumeración.

a) La falla que procede del sureste *por Deggenndorf a Ratisbona* (I, pág. 217). El jurásico y el cretáceo medio están cobijados desde el nordeste y se doblan cerca de Voglarn bajo el neis.

b) La próxima línea se señala dentro de los terrenos antiguos en el *Gran Vallado*, y cerca de Amberg penetra en la región mesozoica (I, página 212). Su longitud es de unos 200 kilómetros desde la alta Austria hasta este punto. También hay hundimiento en el intervalo de Ratisbona hacia el norte que relaciona esta segunda línea con la primera, y según Brunnhuber, cerca de Donaustauf el jurásico buza bajo las montañas antiguas <sup>83</sup>.

c) La tercera línea (I, páginas 199 y 211; II, pág. 105) comienza al sur de Weiden, y *limita por el oeste el Fichtelgebirge y la Thüringer Wald*. De ella parten algunas líneas paralelas que forman en conjunto un grupo de gran longitud. Hacia el oeste, Ammon y Thürach han observado fallas paralelas que cortan el Franconian Alb y la comarca mesozoica hasta más allá de Schweinfurt y Kissingen <sup>84</sup>. Frente del borde montañoso, cerca de Alten-Palkstein, el neis monta sobre el Rothligende <sup>85</sup>. Las fallas llegan al valle del Ródano y se extienden hasta las líneas análogas, que Bücking y Proescholdt trazaron a lo largo de la Thüringer Wald. En Schmalkalden el Zechstein encuentra al Muschelkalk o a la arenisca de Bunter a lo largo de varias líneas, y en un paraje, sobre dicha arenisca se encuentra granito <sup>86</sup>.

El Ringgau (triásico) es un pilar, según Moesta, y al mismo tiempo prolongación de la Selva de Turingia <sup>87</sup>. Su borde meridional, hundido a trozos por fallas, en una fosa se ha seguido hasta Wollhei, al oeste de Waldkappel. Entre las dos fracturas de la fosa aparece nueva línea arrumbada al noroeste, y cerca de Lichtenau una tercera al nor-nordeste; es una de las fallas del Rin. Algo más al norte, en Gross Almerode, se hunde un fragmento cuneiforme; luego la zona de fractura se dirige cada vez más al oeste-noroeste, rebasa Cassel, gira de nuevo súbitamente al nor-noroeste y alcanza la escarpa occidental del Erzgebirge luego de pasar por Volks-marssen. Según el relato de Stille, se trata de un verdadero hacinamiento de fracturas arrumbadas al noroeste que, con desviaciones locales al nor-noroeste, aparecen ahora cerca de Horn, al sur de Detmold <sup>88</sup>. El bor-



de meridional de la Teutoburger Wald, con sus conocidas cobijaduras al suroeste, corresponde a su prolongación. Termina a unos 440 kilómetros de esta fractura, o sea del borde occidental de la Selva de Baviera, que forma su punto de arranque.

Varias líneas de falla análogas se aproximan desde el noroeste, y sólo mencionaremos las que, en el lado meridional del Finne, limitan larga y estrecha faja de Muschelkalk <sup>89</sup>. No obstante, es muy peculiar el plan de conjunto del país, como se ve, por ejemplo, en la hoja XIII del mapa de Lepsius. Los pliegues del Harz presentan la dirección varisca al nordeste. Al mismo tiempo en el manto postvarisco aparece una estructura al noroeste del Harz, que recuerda una serie de sinclinales arrumbados al noroeste, por ejemplo, la cuenca de Einbeck, las de Hils, Alfeld y otras <sup>90</sup>, en las que los pisos mesozoicos, y a veces también los terciarios, se presentan en zonas más o menos concéntricas. Sin embargo, detalladas investigaciones nos dicen que a todas estas cuencas las bordean fracturas arrumbadas al noroeste, que no son sinclinales producidos por plegamiento, sino *cuenas de hundimiento*, para usar la expresión de Koenen.

Fuera del Harz continúan grietas que dentro de él se conocen como venas metalíferas y cortan al manto varisco según se dirigen al noroeste. Encuentran primero las avanzadas de las fallas del Rin. Se hallan algunos hundimientos locales, como los de Kahlberg y Echte <sup>91</sup>, y las líneas de falla se extienden tanto al noroeste que Koenen acertó al trazar una desde el lado norte del Harz, por Gronau, en las cercanías de Hameln, en los montes Weser <sup>92</sup>. Así, deducimos que la Teutoburger Wald, desde Detmold hasta más allá de Ibbenbüren, siguiendo el Wiehern y los montes Weser, y el Süntel se ha destacado del manto post-varisco mediante fallas y flexiones. Esas colinas forman un pilar común no diferente del de la Selva de Turingia y el Ringgau, o más bien un doble pilar, supuesto que el carbonífero superior se presenta en Osnabrück a lo largo de dos líneas paralelas.

d) Algunos sondeos han denotado que sólo parte de las existentes fracturas están a la vista. Stille asevera que una falla subterránea, con hundimiento hacia el norte, sigue desde el Erzgebirge, cerca de Paderborn y el norte de Münster, por toda la longitud de la Teutoburger Wald y paralela a ella, de modo que una fosa la limita por el sur. Se cree que el movimiento es de 1.000 metros <sup>93</sup> como mínimo.

Apenas tienen menos importancia las observaciones de O. von Linstow. Un notable arrecife subterráneo se dirige al oeste-noroeste desde las cercanías de Spremberg (orillas del Spree) hasta Wolmirstedt, orillas del Elba (al norte de Magdeburgo), en distancia de 200 kilómetros, y separa las formaciones paleozoicas del sur de las triásicas del norte. Pudiera parecer que una violenta caída de las capas, no una fractura, sigue paralela a esta línea desde Magdeburgo hasta Dessau, y que forma un pilar o semi-

pilar. El Rothliegende y los jirones paleozoicos, conocidos un tiempo como franja costera del Magdeburgo, que tanto recuerda el Harz, son aquí, con los afloramientos paleozoicos de Bitterfeld, Torgau y otros, parte de aquel pliegue subterráneo.

Allende Cöthen sigue otra fractura paralela. Las comarcas de terciario inferior de Egelen, Aschersleben y otros puntos, son acaso cuencas de hundimiento <sup>94</sup>.

Los sondeos indican que al otro lado del Rin, desde Aquisgram hasta más allá del Mosa, cruzan a los yacimientos carboníferos fallas arrumbadas al noroeste, que se cree proceden de muy a levante del Rin <sup>95</sup>.

También son fracturas al noroeste o oeste-noroeste las que cruzan las islas de Rügen <sup>96</sup> y Bornhölm. Ya se ha indicado que las mismas fracturas cortan y dividen Scania (II, pág. 50, fig. 5.<sup>a</sup>) y que son de diferentes edades. El borde de la Teutoburger Wald está caído hacia el suroeste; el septentrional de la Kyffhaus al nordeste. Es curioso que un tal movimiento, aunque limitado a espacio relativamente estrecho, señale el borde norte del Harz. A menudo se ha emitido la opinión de que esa fractura en el borde septentrional del Harz es prolongación de la distante del Elba en Sajonia <sup>97</sup>.

Fijémonos ahora en ese trastorno y en *el grupo septentrional de fracturas* (I, pág. 141; II, pág. 113).

Un grande haz de estas líneas cruza el nordeste de Bohemia y de los Sudetes. Las más orientales forman la recta y marcada *ladera de la cadena del Gulan*, que domina la llanura de Silesia.

Los términos más meridionales del grupo no llevan dirección noroeste sino al norte. Parece indudable que proceden de la grieta entre los Sudetes y el neis de Moravia, al norte de Brünn (I, pág. 194, fig. 24), que, según muestran recientes investigaciones, se había bosquejado en la época permiana <sup>98</sup>. Las fracturas giran al noroeste en la última parte de su recorrido. Las series que forman el perfil curvilíneo del pie suroccidental de los Sudetes, juntamente con el límite de fractura de la cadena de Eulen que acabamos de mencionar, da a aquéllos, considerados en conjunto e incluyendo el Risengebirge, caracteres de pilar, dentro del cual la disposición de las capas cretáceas indica la existencia de otras muchas fracturas más o menos paralelas a los límites del pilar. También han hecho bosquejos de esta región Leppla, Frech y sus colegas y Petraschek muestran un pilar en Landskroner y en Mense y fosas en Neisse <sup>99</sup>.

La escarpa de los Sudetes parte de muy al sur, de Neustadt y Ziegenhals, y se aproxima a la llanura septentrional. Aisladas lomas de montañas hundidas se alzan en la depresión. Los surcos cretáceos nos permiten trazar las fallas más al noroeste y aún pasado Naumburg, por encima de Wehrau, en el Queiss. Allí desaparece este grupo de fracturas noroesteadas.

En Kronow, vertiente occidental de las montañas, en el Mettau, las minas nos muestran que corta a los yacimientos carboníferos una gran dislocación y que aquéllos resbalan sobre el margen del cretáceo hacia el suroeste <sup>100</sup>. De este punto en adelante las fracturas son continuas. Cerca de Liebenau una gran flexión forma el borde de los montes Jeschken. Luego siguen fracturas y cobijaduras. En Wolfsberg, no lejos de Khaa, frontera de Sajonia, el borde del granito cobijante retrocede formando arco; luego sigue dirección noroeste o nor-noroeste, a levante de Dresde y junto a la orilla derecha del Elba hasta Oberau, cerca de Meissen. Se denomina esta grande y notable dislocación *fractura del Elba* o falla principal de Lausitz.

Aquí sólo tenemos que mencionar dos de los rasgos que distinguen esta dislocación, a saber: La especial cobijadura y una anomalía permiana por debajo del cretáceo en Döhlen, no lejos de Dresde.

El cretáceo se extiende por el valle del Elba, y su piso más importante es la arenisca de Quader (turonense). Forma plataforma en declive desde el Erzgebirge hacia el nordeste, con ángulo que varía de dos a ocho grados como máximo; en ella están esculpidas las mesetas, pilares y columnas de la Suiza sajona, y la cortan varias fallas noroesteadas. En el oeste, en Windisch Cardorf, el hundimiento de la rama suroeste, a lo largo de una de estas fallas alcanza 300 metros. En Cosselbaude, orilla izquierda del Elba, por debajo de Dresde, hay una corta falla que, por excepción, muestra hundimiento a levante <sup>101</sup>.

Hace tiempo excitó grande interés de los investigadores la superposición del granito al cretáceo cerca de Hohnstein. Procediendo del oeste nos aproximamos a este punto por los valles de la plataforma cretácea de suave pendiente. El castillo de Hohnstein asienta en capas casi horizontales de la arenisca superior de Quader, que atraviesa una grieta oblicua, como si la parte superior de la montaña hubiese ascendido oblicuamente sobre la inferior. Encima del cretáceo descansa el jurásico y sobre éste el granito <sup>102</sup>.

El jurásico continúa al norte de Bohemia, pero sólo como faja prendida en la dislocación, y falta en el resto de aquel país y de Sajonia.

La escotadura del borde del granito, en la frontera sajona, probablemente obedece a denudación; se extiende unos 4 kilómetros. Dentro de ella vemos una hoja de Rothliegende de más de un kilómetro de longitud que se apoya en el cretáceo, pero debajo del granito. Es un canto errático intratelúrico acarreado a la superficie <sup>103</sup>. No podemos explicar de igual modo el jurásico, porque su carácter y distribución no armonizan con tal criterio. La serie invertida: cretáceo, jurásico, granito, indica, en efecto, caída o inversión al suroeste. En este punto la extensión de la inversión alcanza al menos 4 kilómetros.

Se ha llamado a esta clase dislocación «plegamiento inverso» (I, pá.

gina 141), pero impropriamente, porque esa expresión debe reservarse para el proceso inverso del plegamiento hacia delante (como ocurre, por ejemplo, en el interior de la cumbrera general de Asia).

Algo al oeste de las afueras de Dresde alcanzamos el campo carbonífero de *Döhlen*, que en el mapa aparece como elipse de Rothligende, de 20 kilómetros de longitud y 7 de anchura, que se apoya discordante en siluriano, granito y sienita. Las labores mineras han revelado su estructura. Cortan a la elipse series de fallas noroesteadas. Las capas de Rothligende buzan en su mayor parte al noroeste; las caras de las fallas, casi sin excepción, abruptamente al nordeste. Cruza esta cuenca un pequeño pilar. La dislocación más importante sigue su borde septentrional en una serie de saltos de falla conocida por la Rothe-Ochse. Los hundimientos de los escalones suman 360 metros <sup>104</sup>.

Produjo tales hundimientos el local y progresivo de algunas fajas paralelas: una fractura longitudinal. La forma elíptica se debe a la denudación. Tenemos, pues, más ejemplos de la misma estructura que presentan las cuencas de hundimiento del noroeste del Harz, si bien las últimas mucho más modernas: las fallas de *Döhlen* son anteriores al cenomanense y, por tanto, también a la inmediata fractura del Elba, paralela a ellas.

No sabemos qué relación exista entre estas fracturas que parten de los Sudetes y la larga fractura subterránea de Wolmirstedt-Spremberg. Pero apenas puede dudarse que estas líneas de dislocación con tantos caracteres comunes deben tener origen también común independiente del plegamiento varisco. No son de la misma edad, pero todas posteriores al permiano y la gran mayoría al cretáceo.

Recuerdan el tipo asiático de la cuenca carbonífera del Donetz, esto es, la prolongación de la línea del Alai, en los siguientes puntos: (1) su rumbo oeste-noroeste o noroeste; (2) la disminución de la intensidad que tan a menudo presentan en tal dirección; (3) su marcha rectilínea, que conserva 440 kilómetros, y (4) la inversión, dirigida casi exclusivamente al sudoeste, por lo cual la parte cobijada puede haber avanzado acaso cuatro kilómetros. Al mismo tiempo, la rama sudoeste casi siempre desciende.

La desviación curva de las fracturas del Elba en las grietas de Brunn muestra la de estas líneas del tipo asiático.

Sus caracteres se oponen tanto a los de los Altaides europeos como a los de las fallas del Rin, pero presentan el rasgo común de que ninguna señal de ellas se descubre en la región alpina. No pueden atribuirse a movimiento que proceda súbitamente de Asia, porque son de diferente edad. El contraste que presentan con los pliegues corresponde de modo notorio *con el contraste que se revela en el este entre los lados norte y sur del pilar de Azow.*



## Notas del capítulo X: Penetración de los Altaides en Europa.

<sup>1</sup> Lo que se entiende aquí por «Altaides» no tiene relación con la designación empleada frecuentemente de «herciniano». Marcel o Bertrand dice: «La palabra *cadena herciniana*, que propuse para el conjunto de los plegamientos carboníferos del Norte de Europa, se criticó no sin razón, puesto que este nombre indicaba una extensión y, por consecuencia, se desviaba de su significación primitiva. A pesar de todo, continúo empleándolo hasta que se proponga uno mejor.» (*Sobre la continuidad del fenómeno de plegamientos en la cuenca de París*; Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> serie, XX, 1892, pág. 119, y nota 9). Tal nombre se extendió más tarde a las cadenas anti-permianas situadas en otras muchas partes de la Tierra. Fué creada por el inolvidable maestro para marcar, ante todo, una antítesis con los Alpes. Definiendo su «hersinisches System», Leopoldo de Buch vió sobre todo la dirección N. O. (orográfica); Marcel o Bertrand se apoyaba en la edad de los accidentes tectónicos. En la presente obra, donde se trata de determinar las grandes líneas de la estructura, se considera como esencial la unión con el Altai (III, páginas 191-192), y existe un gran número de cadenas anti-permianas que no pertenecen a los Altaides; tal es en Europa el basamento cárnico de los Dináricos. Además, nos hubiera sido muy difícil emplear aquí un término que continúa empleándose en un sentido diferente a su acepción primitiva. (Véase, por ejemplo, R. Lepsius, *Geologie von Deutschland*.)

<sup>2</sup> H. Keidel, *Geologische Untersuchungen im Südlichen Tian-Chan*, etc. Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. XXII, 1906, páginas 266-384, y lám. XIV; mapa; en particular pág. 277.

<sup>3</sup> Th. Tschernyshev, *Algunas nuevas dudas sobre la geología de la Bolchesemeskaia Tundra*, r. (Bull. Acad. Imp. Sc. Petersburgo, VI serie, 1907, páginas 205-208). El Pitkov (y no Rutkov) Kamen, al este de la desembocadura del Pechora (III, pág. 369), está formado de pizarras de sericita, como la península de Kanin.

<sup>4</sup> H. Reusch, *Det nordlige Norges Geologi* (Norges Geol. Undersøgelse, núm. 4, 1892, páginas 22-51); véase también *Aargog for 1891* (Ibid., núm. 1, 1891, páginas 78-85). A. Strahan, *On Glacial Phenomena of Palaeozoic Age in the Varanger Fiord* (Quart. Journ. Geol. Soc. Londres, LIII, 1897, páginas 137-146, y láminas VIII-X).

<sup>5</sup> W. Ramsay, *Neue Beiträge zur Geologie der Halbinsel Kola* (Fennia, XV, 1899, número 4, páginas 6-11).

<sup>6</sup> Adolf. Dal, *Geologiske iagttagelser omkring Varangerfjorden* (Norges Geol. Undersøgelse, núm. 28, Aarbog f. 1896, til 99, Cristianía, 1900; núm. 5, 16 páginas, resumen en (inglés, mapa); H. Reusch, *Ein Teil des timanschen Gebirgssystems innerhalb Norwegens* Geol. Zeitschrift, v. Hettner, VI, 1900, páginas 391-392, y mapa).

<sup>7</sup> T. Fischer, *Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel* (Petermanns Mittheil., XL, 1894, páginas 294-295, y lám. 17; mapa). Según Choffat, no está demostrada una unión con la orladura en el Algarbe.

<sup>8</sup> P. Choffat, *Pli-faïlle et chevauchements horizontaux dans le Mésozoïque du Portugal* (C. R. Acad. Sc. Paris, CXLI, 1905, 2.<sup>o</sup> sem., páginas 335-337), y sobre todo *Noticia sobre el mapa hipsométrico de Portugal* (Extr. de Comunicaciones del Servicio Geol. de Portugal, VII, facs. 1, 1907). In-8.<sup>o</sup>, 71 páginas, y un mapa tectónico.

<sup>9</sup> W. Teisseyre, *Versuch einer Tektonik des Vorlandes der Karpathen in Galicien und in der Bukovina* (Verhandl., k.k. Geol. Reichsanst., 1903, páginas 289-308); por el mismo,

*Der paläozoische Horst von Podolien und die ihn umgebenden Senkungsfelder* (Beitr. zur Geol. u. Paläon. Oesterr.-Ungarns u. des Orients, XV, 1903, páginas 101-126, y láminas XII-XIII; mapas).

<sup>10</sup> V. Laskarev, *Investigaciones geológicas en los distritos de Ostrog y de Dubno (Volhynie)*, r. f. (Bull. Comité Geol. San Petersburgo, XXIII, 1904, páginas 425-461, y lámina XIV); por el mismo, *Nota sobre la tectónica de la plataforma cristalina de la Rusia meridional*, r. f. (Ibid., XXIV, 1905, páginas 235-295, y lám. V; mapa).

<sup>11</sup> R. Wójcik, *Exotische Blöcke im Flisch von Krubel Wielki bei Przemysl* (Bull. internat. k.k. Acad. Sc. Cracovia, 1907, páginas 499-527).

<sup>12</sup> J. v. Siemiradzki, *Ueber die Gliederung und Verbreitung des Jura in Polen* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXXIX, 1889, páginas 45-54); particularmente pág. 46.

<sup>13</sup> A. Alth y Fr. Bieniasz, *Atlas geologiczny Galicyi*, hoja 8, XIII, *Monasterzyska*, Cracovia, 1887; texto, pág. 49.

<sup>14</sup> J. Simionescu, *Erreicht die russische Tafel Rumänien?* (Centralblatt f. Mineralogía, etcétera, Stuttgart, 1901, páginas 193-194), y *¿La Plataforma rusa se extiende hasta Rumania?* (Anales Científicos de la Univ. de Jassy, II, 1902, páginas 4-6).

<sup>15</sup> J. Morozewicz, *Observaciones geológicas hechas en 1901 en los distritos de Alexandrovsk y de Taganrog* (Bull. Comité Geol. San Petersburgo, XX, 1901, lám. VI, y página 574).

<sup>16</sup> V. Bogachew, *Observaciones geológicas en la cuenca del río Manych*, r. f. (Bull. Comité Geol. San Petersburgo, XXII, 1903, páginas 73-162, y lám. IV; mapa geol.); particularmente páginas 105 y 153. Al Oeste, lejos, aparecen pliegues del grupo uraliano; véase A. W. Pavlow, *Algunas observaciones sobre los fenómenos tectónicos en la región de la Medvéditza y del Bajo Volga*, r. f. (Bull. Soc. Imp. de Natura., Moscú, 1901, páginas 221-231, nueva serie, XV); por el mismo, *Huellas de fenómenos orogénicos orillas del Don entre los establecimientos de Klietzkáia y cerca de las Tres Islas*, r. (Bull. Soc. Imp. de los Amis. de las C. Nat., Moscú, 1901, páginas 1-5); por el mismo, Bull. Comité Geol. XXII, 1903, pág. 250, r. Los Ergheni vuelve a encontrar al Manych hacia los 44° 50' de longitud Este, poco más o menos (III, pág. 476).

<sup>17</sup> Th. Tschernyshev y L. Lutugim, *La cuenca del Donetz* (Guía de las Excursiones del VIIº Congreso Geol. Internacional de Petersburgo, 1897, XVI). In-8.º, 55 páginas, y dos mapas. Es verdad que en ciertos puntos del Sur el cretáceo reposa directamente sobre el terreno carbonífero con una pendiente muy pronunciada. P. P. Piatnitzky, *Observaciones sobre los depósitos cretáceos de las orillas del Don y de los afluentes izquierdos del Dnjépr*, r. (Trab. Soc. de Naturalistas Univ. Imp. Kharkov, III, 1889, 178 páginas; particularmente pág. 145). Karpinsky supone que existen huellas análogas en el interior de la Rusia europea, *Sobre los resultados de algunos sondeos en la cuenca del Pripet*, r. (Bull. Acad. Imp. Petersburgo, VI serie, 1907, páginas 243-246); me pareció indicado no incluir aquí las Montañas de Sandomir.

<sup>18</sup> A. Borissjak, *Ueber die Tektonik des Donetz-Höhenzuges in seinen nordwestlichen Ausläufern* (Centralblatt f. Mineralogía, etc., 1903, páginas 644-649, y mapa), y *Geologische Skizze des Kreises Isjum und der angrenzenden Theile der Kreise Pawlograd und Zmiew. Das nordwestliche Grenzgebiet des Donezruueckens*, r. a. (Mem. Comité Geol., nueva serie, núm. 3, 1905). In-4.º, páginas vi-423, tres láminas, y un mapa geológico. Algunas de estas cúpulas presentan, por excepción, pendiente más pronunciada hacia el Norte; el último, al Noroeste, está cortado en ángulo recto por una importante fractura meridiana, la más reciente de la serie terciaria.

<sup>19</sup> Véase el tomo I de la presente obra, pág. 474; Karitzki no creyó ver allí más que deslizamientos locales; Trab. Soc. de Naturalistas, Univ. Imp. Kharkov, IX, 1888, páginas 381-394. Laskarev parece atribuirlo a los accidentes de la orladura del horst de Podolia.

<sup>20</sup> Th Tschernyschew, *Sobre el descubrimiento del Trias superior en el Cáucaso del Norte*, r. (Bull. Acad. Imp. de C. San Petersburgo, 6.ª serie, 1907, páginas 277-280). Es notable la existencia de especies del Asia Menor, tales como *Spirigera Manzovinii*, etc.

<sup>21</sup> Un pliegue brusco, aislado, de rocas sarmáticas, que por encima de Derbent se cambia en sentido contrario, hace pensar, por su extraña estructura, en los deslizamientos en torno de capas inclinadas; D. V. Golubiatnikow, *Exploraciones geológicas de los espacios naftíferos del distrito de Kaitago-Tabasaran (Daghestan) y de los alrededores de la ciudad de Derbent*, r. f. (Bull. Comité Geol., XXI, 1902, páginas 697-754, y láminas VIII-IX,

<sup>22</sup> S. Nikitin, *Constitución geológica del distrito de Novorossiisk, Gobierno de Tchernomorié*, r. f. (Bull. Comité Geol., XXI, 1902, páginas 653-670).

<sup>23</sup> N. Andrussov, *Die Geotektonik der Halbinsel Kertscht*, r. (Materiales para la Geol. de la Rusia, XVI, 1893, páginas 63-336, dos láminas, y un mapa geológico); por el mismo, *Alrededores de Kerch* (Guía de las Excursiones del VIIº Congreso Geol. Internacional, 1897, XXX, páginas 1-16, y mapa de líneas directrices); por el mismo, *Geologische Untersuchungen im Kubanischen Gebiet zwischen dem Fl. Adugum und dem Kuban'schen Liman*, r. a. (Trab. Soc. de Naturalistas San Petersburgo, XXVIII, lib. 5, 1899, páginas 179-214); por el mismo, *Investigaciones geológicas en la península de Tuman*, r. (Materiales para la Geol. de la Rusia, XXI, 1904, páginas 255-381, y láminas IX-XVI, mapa), y en otras publicaciones.

<sup>24</sup> K. K. v. Vogdt, *Sobre los depósitos sedimentarios más antiguos de Crimea*, r. (Trab. Soc. de Naturalistas Petersburgo, XXXII, 1901 Proceso verbal, páginas 302-304, 1902). Las rocas cristalinas señaladas en Crimea deben ser consideradas como formando inclusiones en el Neocomiense. Soy deudor a M. de Vogdt de preciosas indicaciones y diseños sobre este particular.

<sup>25</sup> Borissiak, Bull. Comité Geol. XXIII, 1904, pág. 20, r.

<sup>26</sup> Parece ser Michel el primero que reconoció allí el Neocomiense. (Bull. Soc. Geol. de Fr., 2.ª serie, XIII, 1855-56, páginas 539-542), y Toulou se ha adaptado a esta opinión; Peters creía ver allí jurásico superior. V. Paquier (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, I, 1901, páginas 473 y 541), y H. Douville (Ibid., pág. 574) se ocuparon de esta cuestión. Están representados los dos terrenos. Anastasiu reconoció por encima de las calizas el *Monopleura*, el Rauraciense, el Sequaniense y el Kimeridgiense (Ibid., 3.ª serie, XXIV, 1896, páginas 595-601); véase también para el jurásico superior los alrededores de Constanza, la *Guía de Excursiones del tercer Congreso Internacional del Petróleo* (V, 1907, pág. 248), y particularmente Simionescu, *Studi geologice si paleotologice din Dobrogea, I. Fauna Cefalopodelor jurasice de la Hârsova* (Acad. Rom. Bucaresti, Publ. núm. XXI, 1907, 97 páginas, nueve láminas; en rumano, resumen en francés.

<sup>27</sup> E. Favre, *Estudio estratigráfico de la parte Suroeste de Crimea*. In-4.º, Génova, 1877, pág. 30; Hébert, *La creta de Crimea comparada con la de Meudon y con la de la Aquitania* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, V, 1876-77, páginas 99-102); F. Toulou, *Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., LXIII, 1896, pág. 381, y fig. 38; corte del terraplén de Provadia).

<sup>28</sup> E. Favre, Memoria citada, pág. 34.

<sup>29</sup> Toulou, muchas publicaciones, particularmente Memoria citada, pág. 369, y *Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., LXIII, 1896, pág. 280).

<sup>30</sup> G. N. Zlatarski, *Geologische Untersuchungen im centralen Balkan und in den angrenzenden Gebiete. Beiträge zur Geologie des nördlichen Balkanvorlandes zwischen den Flüssen Isker und Jantra* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., XCIII, 1886, I, Abth., páginas 249-341, y láminas I-III, en particular páginas 292 y 307). F. Toulou, *Geologische Untersuchungen im centrale Balkan* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. CL., LV., 1889, 2. Abth. páginas 1-108, nueve láminas y un mapa), en



particular páginas 2 y 91), y *Geologische Beobachtungen auf einer Reise in die Gegend von Silistria und in die Dobrudscha im Jahre 1892* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LIV, 1904, páginas 1-46, y láminas I-III). Zlatarski, *La serie supracretácea en la Bulgaria central y occidental, al norte de los Balcanes* (Anuario de la Univ. de Sofía, I, 1904-05, páginas 84-103; en búlgaro), y *El Senonense en la Bulgaria oriental al norte de los Balcanes y su división en Emscheriense y Aturiense* (Ibid., 1905-06, páginas 31-51; en búlgaro, resumen francés). Al norte de los Balcanes, en Bulgaria oriental, reina de una manera casi exclusiva el Senonense de la Europa Central (*Belemnitella mucronata*); el Senonense mediterráneo (Orbitoides e Hippurites), que pasa a las facies precedentes por transiciones insensibles, ocupa los Balcanes propiamente dichos.

<sup>31</sup> J. Cvijić, *Die tektonischen Vorgänge in der Rhodopemase* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. CL., I. Abtheil., CX, 1901, páginas 409-432, y dos láminas, una de ellas mapa tectónico), y *Die Tektonik der Balkanhalbinsel mit besonderer Berücksichtigung der neueren Fortschritte in der Kenntnis der Geologie von Bulgarien, Serbien und Makedonien* (Congreso Geol. Internacional, IXª sesión, Viena, 1903, Cuenta Rendida, páginas 347-370, y mapa geológico). F. Schafarzick, *Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse und Geschichte des Gebirges am Eisernen Tore an der Unteren Donau* (Földtani Közlöny, XXXIII, 1903, páginas 402-444, y láminas IX-X; mapa y cortes). B. v. Inkey, *Die Transsylvanischen Alpen vom Rotenturmpasse bis zum Eisernen Thor* (Mathem.-naturwiss. Berichte aus Ungarn, IX, 1892, páginas 20-54, y lám. 1; mapa). Para las publicaciones más recientes véase F. Toula, *Der gegenwärtige Stand der geologischen Erforschung der Balkanhalbinsel und des Orientes* (Congreso Geol. Intern., IXª sesión, Viena, 1903, Cuenta Rendida, páginas 175-330, 1904).

<sup>32</sup> F. X. Schaffer, *Die geologischen Ergebnisse einer Reise in Thrakien im Herbst 1902* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. CL., CXIII, Abth. I, 1904, páginas 104-118, y mapa geológico).

<sup>33</sup> N. Zlatarski, *Contribución al estudio geológico del desfiladero del Isker, de Sofía a Roma y de los países limítrofes* (Mem. de la Soc. Búlgara de Ciencias Naturales, II, 1904. In-8.º, 93 páginas, ocho láminas, y mapa; en búlgaro, resumen en francés).

<sup>34</sup> St. Bontchev, *Geología de los Balcanes Occidentales; I. El terreno siluriano en el desfiladero del Isker y sus alrededores* (Mem. Soc. Búlgara C. Nat., III, 1906, páginas 34-65, y mapa; en búlgaro).

<sup>35</sup> F. Schafarzick, *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Borlova und Pó-jána-Mörul* (Jahresber. k. ung. Geol. Anstalt, 1897, páginas 120-156, y mapa), y *Ueber die geologischen Verhältnisse der südwestlichen Umgebung von Klopotiva und Malomviz* (Ibid., 1898, páginas 124-155, y mapa), y en otras publicaciones.

<sup>36</sup> B. v. Inkey, Memoria citada, pág. 33.

<sup>37</sup> L. Mrazec, *Ueber die Anthracitbildungen des südlichen Abhanges der Südkarpathen* (Anzeiger k. Akad. Wiss. Viena, 1895, páginas 278-281).

<sup>38</sup> G. Munteanu-Murgoci, *Dare de seama de cercetare geologică vara 1898; V. Grupul superior al cristalinului în masivul Paringu* (Bull. Soc. Ingen. de Minas, Bucuresti, III, 1899, 28 páginas, y dos láminas), y sobre todo *Contribución al estudio petrográfico de las rocas de la zona central de los Cárpatos meridionales romanos, IV. Las serpentinatas de Urde, Muntin y Gauri*. En rumano y en francés (Anales. Museo de Geol. y Palaeont. de Bucarest, 1898, páginas 54-185, y láminas I-III; mapa y cortes).

<sup>39</sup> L. Mrazec, *Sobre las pizarras cristalinas de los Cárpatos meridionales (Vertiente rumana)*. (Congreso Geol. Intern., IXª sesión, Viena, 1903, Cuenta Rendida, páginas 631-648, láminas I-II, mapa y cortes).

<sup>40</sup> G. M. Murgoci, *Contribución a la tectónica de los Cárpatos meridionales* (C. R. Acad. de París, CXLI, 1905, 2.º sem., páginas 71-73); *Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes meridionales* (Ibid., páginas 337-339); *Sur l'âge de la*

*grande nappe de charriage des Carpathes meridionales* (Ibid., páginas 469-471). El mapa de Mrazec, citado en la nota precedente, da las indicaciones necesarias.

<sup>41</sup> Debemos una nota de observaciones relativas a los yacimientos análogos (trabajos de Szábo, Hussak, Roth v. Telegd, Tietze, Schafarzik) a L. Mrazec y G. M. Murgoci en su estudio *La Welrlita da Mt. Ursu* (Bull. Soc. de C. Bucarest, 1897, núm. 3, páginas 11-15, y láminas I-II).

<sup>42</sup> M. Reinhard, *Der Cozia-Gneisszug in den Rumänischen Karpathen* (Bull. Soc. Sciint. Bucuresvi, XVI, 1906, 103 páginas, dos láminas, una de ellas mapa).

<sup>43</sup> V. Popovici-Hatzeg, *Note préliminaire sur les calcaires tithoniens et neocomiens des Districts de Muscel, Dimbovitza et Prahova* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> serie, XXV, 1897, páginas 549-553); por el mismo, *Sur l'âge des conglomérats de Bucegi* (Ibid., páginas 669-675), y *Contribution a l'histoire géologique des Carpathos roumaines. Etude géologique des environs de Campulung et de Sinaia*. Thèse. In-8.<sup>o</sup>, 220 páginas, y mapa geológico. Paris, 1898; J. Simionescu, *Ueber die Geologie des Quellgebietes des Dimbovicicara, Rumänien* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLVIII, 1898, páginas 9-52); por el mismo, *Los ammonites jurásicos de Bucegi* (Anales C. de la Univ. de Jassy, III, 1905, páginas 175-203, y láminas I-IV), y en otras publicaciones.

<sup>44</sup> K. M. Paul, *Grundzüge der Geologie der Bukowina* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXVI, 1876, páginas 263-330, y lám. XVII; mapa geológico).

<sup>45</sup> S. Athanasiu, *Morphologische Skizze der nordmoldauischen Karpathen* (Bull. Soc. de C. Bucarest, 1899, 48 páginas, y mapa), y *Geologische Studien in den nordmoldauischen Karpathen* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLIX, 1899, páginas 420-492).

<sup>46</sup> L. Mrazec y W. Teisseyre, *Sumario geológico sobre las formaciones salíferas y los yacimientos del suelo en Rumania* (Bibl. del Admonitor de Intereses Petrolíferos Rumanos). In-4.<sup>o</sup>, Bucarest, 55 páginas, y mapa, 1902; W. Teissery und L. Mrazec, *Das Salzvor-kommen in Rumänien* (Oesterr. Zeiteschr. f. Berg-u. Hüttenwes., LI, 1903, páginas 197, 217, 231 y 247, numerosas figuras, y un mapa). Véase, además, *Arbeiten der mit dem Studium der Petroleum-Regionen betrauten Commission* (v. K. Rumän. Minist. d. öff. Aab.). In-4.<sup>o</sup>, 104 páginas, Bucarest, 1904 (autores del mapa: C. Alimanestianu, L. Mrazec y V. J. Bratianu; allí se ven claramente los anticlinales más recientes).

<sup>47</sup> L. Mrazec y W. Teisseyre, *Ueber oligocäne Klippen am Rande der Karpathen bei Bacau (Moldau). Ein Beitrag zur Tektonik der rumänischen Karpathen* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LI, 1901, páginas 235-246).

<sup>48</sup> Los sondeos comprobaron la prolongación ulterior del espolón, bajo la forma de un anticlinal ligeramente vuelto hacia el Sur. L. Mrazec y W. Teissery, *Comunicare preliminară asupra structurii geologice a regiunii Campina Bustenari* (Anal. Acad. Roman., Bucaresti, serie II, XXVIII, 1905-1906, páginas 491-510, y láminas I-II, mapa y corte); Mrazec, *Contribución a la geologie de Gura Oenitzei-Moreni* (Admonitor Petrol. Ruman, 20 septiembre 1905, páginas 785-789); véase también *Aab. Petrol Comm*, pág. 90, y *Guía de las Excursiones del tercer Congreso Internacional del Petróleo*, 1907. Mrazec nota que, en los anticlinales coligados, el banco de sal agujerea frecuentemente las capas superiores y se hace visible a la superficie en forma de verdaderos arrecifes.

<sup>49</sup> Nota del Prof. Mrazec, presentada a la Academia de Bucarest el 16 de febrero de 1907; G. Murgoci, *Guía de las Excursiones del tercer Congreso Internacional del Petróleo*, 1907, V, pág. 227.

<sup>50</sup> M. M. Draghicénu, *Studii as asupra Hidrologiei subterane diu punctul de vedere a alimentarei Oraselor*, etc. In-4.<sup>o</sup>, 181 páginas, y mapa, Bucarest, 1895; en particular páginas 52 y 54.

<sup>51</sup> K. A. Redlich, *Geologische Studien in Rumänien*, II (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1896, páginas 492-502); V. Anastasiu, *El Triás de la Dobrudya* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> serie, XXV, 1897, páginas 890-894). F. Toulou dió un sumario general, *Eine geol.*

*logische Reise in der Dobrudscha* (Schriften des Vereines zur Verbr. naturw. Kenntn. Viena, XXXIII, 1893, páginas 543-604).

<sup>52</sup> R. Pascu, *Studii geologice si miniere in Judetului Tulcea* (Servic. Minelor.). In-8.º, 50 páginas, Bucuresti, 1904.

<sup>53</sup> V. Uhlig, *Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. CL., XCVIII, Abth. I, 1889, páginas 728-743), y *Ueber die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen* (Ibid., CVI, Abth. I, 1897, páginas 188-206, y mapa esquemático).

<sup>54</sup> R. Zuber, *Neue Karpathenstudien* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LII, 1902, páginas 245-258); en esta memoria se han recogido los datos anteriores.

<sup>55</sup> En 1877, Neminar describió esta roca como pizarra verde con muchas escamitas de hornablenda, cuya resistencia y compacidad aumentan en razón de la abundancia de este mineral. Desde aquella época, Paul y Tietze pensaban que era por completo exótico, y quizás *in situ* en Krasna y Bukovina (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXVII, 1877, pág. 125). Mrazec confirmó su semejanza con ciertas rocas de la Dobrda.

<sup>56</sup> K. M. Paul, *Grundzüge der Geologie der Bukowina*, pág. 318.

<sup>57</sup> V. Uhlig, *Bericht über das Gebiet der goldenen Bistritz*, pág. 741.

<sup>58</sup> Franz E. Suess, *Bau und Bild Oesterreichs*. In-8.º, Viena-Leipzig, 1903, I, páginas 39, 275 y 314.

<sup>59</sup> R. J. Schubert, *Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung der bei der ärarischen Tiefbohrung zu Wels durchteuften Schichten* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LIII, 1903, páginas 385-422, y lám. XIX).

<sup>60</sup> G. Bukowski, *Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst.*, 1900, pág. 198, y en otras partes. No lejos de Praga desaparece bajo la cubierta cretácea la serie de formaciones paleozoicas antiguas de la Bohemia. Jahn pudo comprobar que esta cubierta describe un arco subterráneo, reaparece al borde oriental del Einsegebirge, y que sus fragmentos, flotando sobre el basalto, llegan a los alrededores de Pardubitz; J. J. Jahn, *Die Silurformation im östlichen Böhmen* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLXIII, 1898, páginas 207-230). Las comprobaciones de Krejci, anteriores en fecha, dejan entrever un resultado análogo.

<sup>61</sup> K. Th. Liebe, *Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthuringens* (Abhandl. zur Geol. Spezialkarte v. Preussen, V, Heft 4, 1884, páginas 401-530, y dos mapas; en particular páginas 434-441). Véase también Zimmermann, *Jahrb. k. Preusse, Geol. Landesanst.*, XV, 1894, páginas 1-VIII. El supuesto «sistema del Frankenwald», de Liebe, se explicaba sin duda por la dirección de las fracturas de Franconia.

<sup>62</sup> J. Gosselet, *Investigaciones acerca de la discordancia del Devoniano sobre el Cambriano en el macizo de Stavelot* (Anales Soc. Geol. del Norte, XV, 1887-88, páginas 158-161); véase también ibid., XIII, 1885-86, pág. 228, y sobre todo *L'Ardenne*. In-4.º, París, 1888, páginas 705 y siguientes. (Memoria explicativa del mapa geol. detallado de Fr.). En Andrés Dumont aparecen ya ciertos detalles, *Memoire sur les terrains Ardennais et Rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros*, 1.ª parte (Mem. Acad. Real de Bruselas, XX, 1847, páginas 45-92). Para el Condros véase G. Simoens, *De l'indépendance. en Belgique, des chaines caledonienne et hercynienne* (Bull. Soc. Belga de Geol. Bruselas, XX, 1906, Proc. Verb., páginas 100-102). P. Fourmarier admite que ulteriormente se produjo cobijadura completa del borde septentrional del Hohe Venn. P. Fourmarier, *La structure du massif de Theux et ses relations avec les regions voisines* (Anales Soc. Geol. de Bélgica, XXXIII, 1905-1906, y láminas V-VII, mapas); por el mismo, *La tectonique de l'Ardenne* (Ibid., XXXIV, 1906-1907, Mem., páginas 15-123, y láminas I-XII; mapas y cortes, en particular pág. 113). G. Simoens describe también al O. N. O. de Nivelles huellas caledonianas situadas exteriormente en la orladura varisca, *Exemple de failles bordière du massif du Brabant* (Bull. Soc. Belga de Geol., XXI, 1907, Proc. verb., pág. 71). No parece abso-

lutamente cierto que estos yacimientos puedan pertenecer al conjunto del cual nos ocuparemos más adelante con el nombre de «Saháridos».

<sup>63</sup> A. Leppla, *Geologische Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges* (Aus d. Festschrift z. IX. Allg. deutsch. Bergmannstage). In-8.º, 57 páginas, Berlín, 1904).

<sup>64</sup> R. Nicklès, *De la existence possible de la hulla en Meurthe-et-Moselle*. In-8.º, 24 páginas, Nancy, 1902; C. Cavallier, *Sobre el descubrimiento de la hulla en Meurthe-et-Moselle* (C. R. Acad. C., CXL, 1905, 1.º sem., páginas 893-895); R. Nicklès, *Sobre las investigaciones de la hulla en Meurthe-et-Moselle* (Ibid., páginas 896-898); R. Nicklès, *Sobre el descubrimiento de la hulla en Abaucourt, Meurthe-et-Moselle* (Ibid., CXLI, 1905, 2.º sem., páginas 66-68); véase también las notas de Bergeron, Laur, etc.

<sup>65</sup> Véase, por ejemplo, Michel-Lévy, *Sobre las rocas eruptivas básicas, cambrianas del Maconnais y del Beaujolais* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XI, 1882-83, pág. 278); hojas datando del Permiano superior.

<sup>66</sup> L. de Launay, *Estudios sobre el Macizo Central*, II, *El macizo de San Seúlge y sus relaciones con el terreno hullero de Decize* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., VII, 1895-1896, núm. 46, páginas 183-205, y cuatro láminas; particularmente pág. 193). J. Bergeron se pregunta si este largo alineamiento no formará el límite de las roturas armoricanas; véase su trabajo intitulado *De la posible extensión de las diferentes cuencas hulleras de Francia* (Mem. Soc. de Ingenieros civiles, 5.ª serie, XIII, 1906, pág. 1.337, y lám. 169).

<sup>67</sup> G. G. Laube, *Geologie des böhmischen Erzgebirges*, II (Archiv. d. Naturwiss. Durchforschung v. Böhmen, VI, núm. 4, 1887, páginas 1-259; numerosos pasajes).

<sup>68</sup> W. Branco, *Schwabens 125 Vulcan-Embryonen und deren tuff-Füllte Ausbruchsrohren* (Jahrehefte d. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg, L., 1894, pág. 519). Michel-Lévy, *Estudio sobre las rocas cristalinas y eruptivas de los alrededores del Monte Blanco* (Bull. Servicio Mapa geol. de Fr., I, núm. 9, 1889-1890, páginas 24 y siguientes); por el mismo, Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XVIII, 1889-1890; pág. 691.

<sup>69</sup> A. Denckmann, *Der geologische Bau des Kellerwaldes* (Abhandl. k. Preuss. Geol. Landesanst., neue Folge, Heft 34, páginas 1-88, y láminas I-III; mapas, 1901).

<sup>70</sup> W. Langsdorff, *Gang- und Schichten-Studien aus den westlichen Oberharz*. In-8.º, 47 páginas, y mapa, Clausthal, 1885; por el mismo, *Geologische Kartes des Westharzes*, 1 : 25.000. in-folio, Clausthal; y *Beiträge zur Kenntniss der Schichtenfolge und Tektonik im nordwestlichen Oberharz*. In-8.º, 29 páginas, ocho láminas, cortes y un mapa, Clausthal, 1898. W. Prinz dió también en el Bol. Soc. Belga de Geol., XVIII, 1904, Mem., páginas 144-145, una buena figura tomada del mapa de cuencas hulleras de Inglaterra (región comprendida entre Preston, Halifax y Manchester). La dirección dominante es N. O.; roturas transversales dan lugar a un verdadero mosaico (fig. 106).

<sup>71</sup> G. F. Dollfus, Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, IV, 1904, pág. 568.

<sup>72</sup> G. Steinmann, *Die Nagelfluht von Alpersbach im Schwarzwalde* (Berichte d. Naturforsch. Gesellsch. Freiburg i. B., IV, 1894, páginas 1-32); por el mismo, *Die Neuaufschliessung des Alpersbacher Stollens* (Bericht d. Oberrhein. Geol. Ver., 35. Versamml., 1902, y cuatro láminas); E. W. Benecke, H. Bücking, E. Schumacher, und L. van Werke, *Geologischer Führer durch die Elsas*. In-12, Berlín, 1900, pág. 142. Para un cuadro de conjunto de todas las roturas renanas, de Basilea a Darmstadt, véase el mapa de C. Regelmann, *Geologische Uebersichtskarte von Württemberg Bund Baden*, in-folio, 6. Aufl., 1906, y la memoria del mismo autor, *Die wichtigsten Strukturlinien im geologischen Aufbau Südwestdeutschlands* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., LVII, 1905, Monatsber., páginas 299-318).

<sup>73</sup> Benecke, obra citada, pág. 66.

<sup>74</sup> F. Kinkelin, *Senkungen im Gebiete des Untermainthales unterhalb Frankfurts und des Unterniedthales* (Bericht Senckenberg. naturforsch. Gesellsch., 1885, páginas 235-258), y en otras publicaciones.

<sup>75</sup> C. Chelius, *Der Zechstein von Rabertshausen im Vogelsber und seine tektonische Bedeutung* (Zeitschr. f. prakt. Geol., XII, 1904, páginas 399-402).

<sup>76</sup> A. v. Koenen, Jahrb. k. Preuss. Geol. Landesanst., IV, 1883, páginas 178-198; V, 1884, páginas 44-55; VI, 1885, páginas 53-83, y lám. I. Véase sobre todo su memoria *Ueber die Dislocationen westlich und südwestlich vom Harz und deren Zusammenhang mit denen des Harzes* Ibid., XIV, 1893, páginas 68-82), y Otto Lang, *Die Bildung des Harzgebirges*. In-8.º. Hamburgo, 1896, pág. 31, nota 5, y en otras partes.

<sup>77</sup> E. Kaiser und L. Siegert, *Beiträge zur Stratigraphie des Perms und zur Tektonik am westlichen Harzrande* (Jahrb. k. Preuss. Geol. Landesanst., XXVI, 1905, páginas 353-369).

<sup>78</sup> A. de Lapparent, *Conferencia sobre el sentido de los movimientos de la corteza terrestre* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XV, 1886-87, páginas 215-238); *Nota sobre el modo de formación de los Vosgos* (Ibid., 3.ª serie, XVI, 1887-88, páginas 181-184), y *Nota a propósito de la historia del valle del Rhin* (Ibid., 3.ª serie, XXV, 1897, páginas 727-730).

<sup>79</sup> A. Andreae, *Eine theoretische Reflexion über die Richtung der Rheinthalpalte* (Verhandl. nat. med. Ver. Heidelberg, N. F., IV, 1887, páginas 16-24), y *Beitrag zur Kenntniss der Rheinthalpaltensystems* (Ibid., páginas 47-55); W. Salomon, *Ueber eine eigenthümliche Grabenversenkung bei Eberbach im Odenwald* (Mittheil. Badisch. Geol., Landesanst., IX, 1801, páginas 209-252, y mapa), y *Ueber die Stellung der Randspalten des Eberbacher und des Rheinthalgrabens* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., LV, 1903, páginas 405-418). Esto se funda, principalmente, en la antigua regla de Schmidt-Zimmermann, contra la cual se han puesto en guardia más de una vez los ingenieros que tienen práctica de las minas; véase, por ejemplo, H. Hoefer, *Die Ausrichtung der Verwerfungen* (Oeterr. Zeitschr. f. Berg-u. Hüttenw., XXIX, 1881, páginas 167-171), y *Ueber Verwerfungen*. (Ibid., XXXIV, 1886, páginas 349-354, 594-595, y lám. XIV).

<sup>80</sup> Andreae, pág. 52, fig. 3, «Nachsinken des Randes»; F. von Huene, Verhandl. d. Naturforsch. Gesellsch. Basel, XII, 1900, pág. 343. It is a most curious circumstance—dice Dutton—, that where we find this two-period displacement the motion of the fault is often reversed—the lift of the first period is the throw of the second. It is not always so...» (C. E. Dutton, *Report on the Geology of the High Plateaus of Utah*. In-4.º, Washington, 1880, pág. 43).

<sup>81</sup> Fr. Graeff, *Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges* (Mittheil. Bad. Geol. Landesanst., II, núm. 14, 1891, páginas 403-496, y láminas XVI-XVII, mapa y cortes); K. Gruss, *Beiträge zur Kenntniss der Gesteine des Kaiserstuhlgebirges* (Ibid., IV, núm. 2, 1900, páginas 83-144, y lám. III); Steimmann und Graeff, *Geologischer Führer der Umgebung von Freiburg*. In-8.º, 141 páginas, y mapa, Freiburg, 1890. Todavía hoy el Kaiserstuhl es bastante a menudo el punto de partida de los temblores de tierra.

<sup>82</sup> A. von Koenen, *Ueber die Störungen, welche den Gebirgsbau im nordwestlichen und westlichen Deutschland bedingen* (Nachrichten K. Gesellsch. Wiss. Göttingen, 1886, páginas 196-199); *Tektonische Karte (Schollenkarte) Südwestdeutschlands*. Herausgegeben vom Oberrheinischen Geologischen Verein. 1 : 500 000. In-folio, cuatro hojas, Gotha, 1898. Este mapa, que constituye un excelente instrumento de trabajo para el Suroeste, no muestra más que una parte de estos accidentes; Lepsius (*Geologische Karte des Deutschen Reiches*, 27 hojas, 1 : 500 000. Gotha, 1894-1897) permite seguirlos claramente.

<sup>83</sup> Brunnhuber, *Ueber die geotektonischen Verhältnisse der Umgebung von Regensburg* (Bericht Naturwiss. Verein Regensburg, IV, 1894, páginas 237-252); Franz E. Suess, *Bau und Bild der Böhmisches Masse*. In-8.º, Viena-Leipzig, 1903, páginas 8-215; E. Kohler, *Die Ambergener Erzlagerstätten* (Geognost. Jahreshfte, XV, 1902, páginas 11-56).

<sup>84</sup> Von Ammon und Thürach, *Uebersicht der Verwerfungen im nördlichen Bayern* (in C.W. von Gümbel, *Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern*, IV, in-4.º, Kassel, 1891, páginas 610-640, y mapa).

<sup>85</sup> Thürach, *Ibid.*, pág. 611.

<sup>86</sup> H. Bücking, *Gebirgsstörungen südwestlich vom Thüringer Wald* (Jahrb. k. Preuss. Geol. Landesanst., V, 1884, páginas 546-555, y lám. XXX, mapa); ídem, VII, 1886, páginas 40-43, etc.; E. Naumann, *Tektonische Störungen der triadischen Schichten in der Umgebung von Kahla* (Ídem, XVIII, 1897, páginas 130-159, y láminas V-VI, mapa y cortes), y en otras publicaciones.

<sup>87</sup> F. Moesta, *Das Liasvorkommen bei Eichenberg in Hessen in Beziehung auf allgemeine Verhältnisse des Gebirgsbaues im Nordwesten des Thüringer Waldes* (Jahrb. k. Preuss. Geol. Landesanst., IV, 1883, páginas 57-80, y láminas XIII-X, mapas y cortes).

<sup>88</sup> H. Stille, *Der Gebirgsbau des Teutoburger Waldes zwischen Altenbeken und Detmold* (Jahrb. k. Preuss. Geol. Landesanst., XX, 1899, II, Teil, páginas 1-42, y láminas I-III, mapa y cortes), y *Ueber präcretacische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoikum des Egge-Gebirges* (Ídem, XXIII, 1902, páginas 296-322, y láminas XVI-XVII, mapa y corte). Para los detalles de la desviación, véase A. Mestwerdt, *Ueber Störungen am Falkenhagerer Liasgraben* (Festschrift Adolf. v. Koenengewidmet von seinen Schülern. In-8.º, 1907, páginas 221-230).

<sup>89</sup> J. H. Kloos, XI. Jahresbericht d. Verein f. Naturwiss. in Braunschweig, 1899, páginas 114-116; E. Schütze, *Tektonische Störungen der triadischen Schichten bei Eckartsberga, Sulza und Camburg* (Jahrb. k. Preuss. Geol. Landesanst., XIX, 1898, 2. Theil, páginas 65-98, y láminas XXI-XXIX, mapa y cortes).

<sup>90</sup> H. Dubbus, *Der obere Jura auf dem N. O. Flügel der Hilsmulde*, Inaug. Diss. In-4.º, 43 páginas, Göttingen, 1888; H. Monke, *Die Liasmulde von Herford in Westphalien* (Verhandl. Naturf. Verein Rheinl. u. Westphal., XXXV, 1889, 114 páginas, y mapa); M. Schmidt, *Der Gebirgsbau der Einbeck-Markolender Beckens* (Jahrb. k. Preuss. Geol. Landesanst., XIV, 1893, 2. Theil, páginas 19-48, y lám. X. Véase también E. Harkort, *Die Schaumburg-Lippe'sche Kreidemulde* (Inaug. Diss. Göttingen). In-8.º, Stuttgart, 1903.

<sup>91</sup> J. Perrin Smidt, *Die Jurabildungen des Kaekberges bei Echte* (Jahrb. k. Preuss. Geol. Landesanst., XII, 1891, 2. Theil, páginas 288-356, y láminas XXIII-XXV).

<sup>92</sup> A. v. Koenen, Jahrb. k. Preuss. Geol. Landesanst., VI, 1885, pág. 80.

<sup>93</sup> H. Stille, *Zur Kenntniss der Dislokationen Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens* (Jahrb. k. Preuss. Geol. Landesanst., XXVI, 1905, páginas 103-125).

<sup>94</sup> O. von Linstow, *Beiträge zur Geologie von Anhalt* (Festschrift Adolf v. Koenen gewidmet von seinen Schülern, 1907, páginas 19-64, láminas II-III, y mapas; particularmente páginas 51 y siguientes); F. Klockmann, *Der geologische Aufbau des sogen. Magdeburger Uferlandes* (Jahrb. k. Preuss. Geol. Landesanst., XI, 1890, páginas 118-256, y láminas XVI-XIX, una de ellas mapa).

<sup>95</sup> A. Habest, H. Forir y M. Lohest, *Etude geologique des sondages exécutés en Campine dans les régions avoisinantes* (Anales Soc. Geol. de Bélgica, XXX, 1902-1903, Mem. páginas 607-621 y páginas 626 y siguientes, láminas I-IV; mapas).

<sup>96</sup> W. Deecke, *Der Stretasund und Rügen Einen tektonische Studie* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Berlin, 1906, II, páginas 618-627), y sobre todo Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XXII, 1906, páginas 114-138, y láminas I-III; E. Geinitz, *Geologischer Führer durch Mecklenburg*. In-12.º, Berlin, 1899, pág. 9.

<sup>97</sup> Véase, por ejemplo, O. Lang, *Die Bildung des Harzgebirges* (Sammlung gemeinverst. Wiss. Vorträge, Heft 236-237). In-8.º, 32 páginas, y mapa, Hamburgo, 1896; particularmente pág. 13.

<sup>98</sup> Franz E. Suess, *Bau und Bild der Böhmisches Masse*, pág. 297.

<sup>99</sup> A. Leppla, *Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neisse* (Abhandl. k. Preuss. Geol. Landesanst., Neue Folge, Heft 32. In-8.º, páginas x-368, y atlas in-folio de siete láminas, 1900; particularmente pág. 37); Fr. Frech,

*Ueber den Bau der Schlesischen Gebirge* (Hettner, Geogr. Zeitschr., VIII, 1902, páginas 553-570, y mapa); W. Petraschek, *Das Bruchgebiet des böhmischen Anteils der Mittelsudetens westlich des Neissegrabens* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., LVI, 1904, páginas 210-222, y láminas XXXV; mapa tectónico); A. Schmidt, J. Herbing und K. Flegel, *Zur Geologie des böhmisch-schlesischen Grenzgebirges* (dargebracht der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu ihrer Tagung in Breslau, 1904). In-8.º, 158 páginas, siete láminas, y diseño tectónico de la lám. III; los mismos, *Ueber das jüngere Paläozoicum an der böhmisch-schlesischen Grenze* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LV, 1905, páginas 217-242).

<sup>100</sup> K. A. Weithofer, *Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLVII, 1897, páginas 445-478, y láminas XIII-XIV, mapa y cortes; en particular pág. 575).

<sup>101</sup> K. Dalmer und R. Beek, *Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, Section Wilsdruff-Potschappel, Blatt 65*. In-8.º, Leipzig, 1894, páginas 54-56).

<sup>102</sup> R. Beek, Id., *Section Königstein-Hohenstein, Blatt 84*, 1893, páginas 27-35. Beek dió una vista de conjunto de toda el área del hundimiento en *Die Contacthöfe Der Granite und Syenite im Schiefergebiete des Elbthalgebirges* (Tschermak, Mineralog. Petrog. Mittheil., N.F. XIII, 1892-93, páginas 290-341, y láminas IX).

<sup>103</sup> O. Herrmann und R. Beek, *Section Hinterhermsdorf-Daubitz, Blatt 86*, 1897, página 34.

<sup>104</sup> R. Hausse, *Profile durch das Steinkohlenbecken des Plauen'schen Grundes (das Döhlener Becken) bei Dresden*. In-8.º, Leipzig, 1892, y láminas I-III; R. Beek, *Erläuterungen..... Section Dresden, Blatt 66*, pág. 43.

<sup>105</sup> V. A. Obrutchev, *Expedición al Barlyk y al Tarbagataï en 1905. Relato preliminar* (r.). In-8.º, 21 páginas, Toms, 1907.

## CAPÍTULO XI

# ARMÓRICA Y LOS ALTAIDES AMERICANOS

El borde occidental de la Meseta Central de Francia.—Bretaña.—Plegamiento moderno.—  
Extensión de la cuenca de Londres.—Altaides transatlánticos.—Relaciones en el período precarbonífero.—Serie estratificada en el sistema carbonífero.—Los Apalaches hasta el Misisipí.—Caracteres atlánticos y pacíficos.—Los Apalaches allende el Misisipí.—El Atlántico septentrional.

**BORDE DE LA MESETA CENTRAL DE FRANCIA.**—El hundimiento de la Meseta Central ocurrió en el oeste, como en la región varisca, según fracturas marginales que siguen las más diversas direcciones. Allí también el manto hundido comienza en el carbonífero superior, como en Moravia y en Franconia; el triásico yace discordante, cual en algunos sitios del oeste de Alemania; pero a partir del piso rético y falta más al norte, donde, por tanto, la discordancia comienza en el liás.

Partamos de los campos carboníferos de Decazeville. La fractura jurásica del Comtal desciende por grandes fracturas procedentes del este-sureste. Al oeste de Decazeville la falla de Villefranche, procedente del oeste-suroeste, es una gran fractura marginal rectilínea que corta el sudeste de la Meseta Central durante 50 kilómetros. En frente hay saltos de falla y repetidos pliegues cortos con distinta dirección, que algunas veces limita por cada lado una falla, de manera que acaso sean resultado secundario de hundimiento '.

Más al norte, hacia la Dordoña, aparecen fracturas arrumbadas al oeste-noroeste o al noroeste. La figura 27 representa la plataforma granítica de la Haute Corrèze, según la estudió Mouret. Siguiendo la margen del grami-to, en el oeste, está la falla de Argentat, que se arrumba al norte, y a la que bordean venitas de carbón. Al oeste de esta falla el anticlinal de



Roche de Vic, de 80 kilómetros de longitud, tal vez deba considerarse pliegue armórico normal. Las fallas limitrofes, que se arrumban algo al oeste, cortan las zonas exteriores de la Meseta Central. En frente se encuentra el carbonífero superior y el campo carbonífero permiano de Brive, hundido en una fosa, y al que una falla paralela a las limitrofes separa del aislado pilar de Terrason, que descende al oeste bajo el manto mesozoico. En Meyssac, 16 kilómetros al sureste de Brive, la falla de Meyssac deja el borde de la Meseta y separa en el sur los depósitos carboníferos y permianos de Brive, así como un pequeñísimo pilar en Lissac y el mayor de Terrason, y luego se dirige hacia la región mesozoica <sup>2</sup>.

Manès y D'Archiac reconocieron primero las largas líneas de dislocación que se dirigen al suroeste desde la isla de Oléron, por la baja Charente. Luego, Arnaud describió pliegues en el cretáceo, entre Angulema y la Dordoña, y Fallot comparó los pliegues de Aquitania con los de la cuenca de París <sup>3</sup>. Glangeaud señaló tres largos ejes anticlinales y dos cuencas en un territorio de 250 kilómetros de longitud por 50 de anchura, desde Oléron y Rochefort hasta Lot. Se creyó que esas líneas eran asomo del plegamiento de los Pirineos. También se afirmó que continuaban por los antiguos pilares <sup>4</sup>.

La única de esas líneas que se ha seguido al sureste, por encima del antiguo pilar, es la falla de Meyssac, que, según ha demostrado Mouret, presenta hundimiento hacia el sur, en su recorrido desde el borde de la Meseta Central, durante 80 kilómetros al oeste-noroeste, hasta que alcanza la otra orilla del río Isle, por encima de Périgueux. El que se la haya considerado anticlinal roto, se debe a que los pilares de Lissac y Terrason desaparecen a lo largo de ella, y con tal desaparición las capas, en algunas localidades, buzan divergentes por cada lado <sup>5</sup>.

En larga distancia, una fractura con hundimiento del lado sur y cuyo rumbo pasa de oeste-noroeste al noroeste sigue una flexión en distancia relativamente pequeña, según se advierte en la detallada descripción de Glangeaud: Su caída disminuye, y antes de alcanzar el Dronne se llega a una comarca neutral en forma de silla llana. Pronto se presenta de nuevo una flexión, pero esta vez con caída de la rama norte. El llamado «domo de Mareuil» pertenece a dicha flexión, a lo largo de la cual asoma jurásico superior: y, flexión o fractura, continúa hasta la Charente <sup>6</sup>.

De análogas observaciones se infiere la existencia de otras dos líneas anticlinales en el norte de Aquitania. Las fallas emergen de los antiguos pilares y penetran en el manto mesozoico en condiciones análogas a las de Baviera, salvo que aquí pasan con mayor facilidad a flexiones.

Hacia el norte, cerca de Limoges y región de Confolens, aumenta la semejanza entre esta región y Baviera, a causa de la existencia de largas venas de cuarzo, algunas asociadas con fallas.

Más al este, a poniente del Cher, el contorno de la Meseta Central

conforme diverge de la dirección armoricana, presenta en algunas localidades, según indica De Launay, aspecto aserrado a causa de la existencia de fracturas tal como se ve, en escala mayor, en Franconia<sup>7</sup>.

Hemos citado estos ejemplos para demostrar cuán difícil es distinguir las fallas que emergen de los pilares de los pliegues póstumos cuando siguen casi la misma dirección. El problema se resuelve por sí mismo tan pronto ambas direcciones divergen.

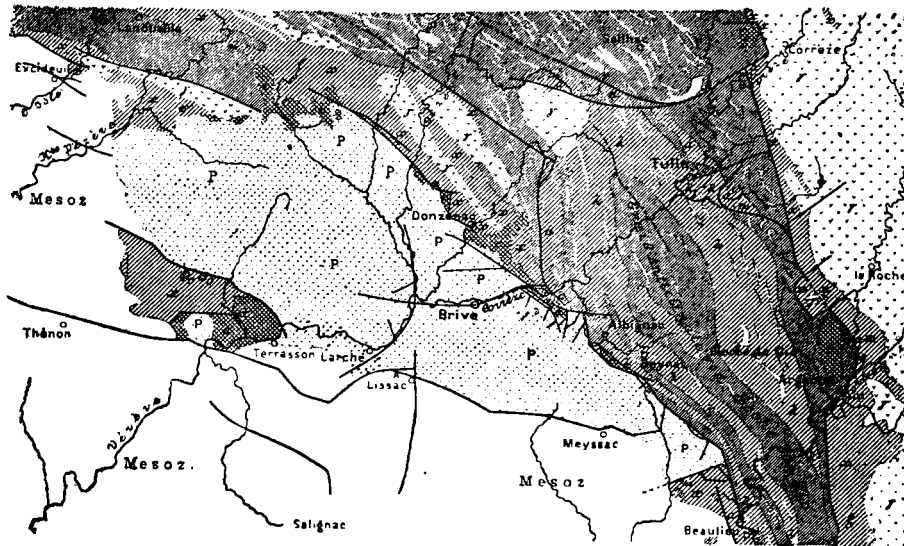


FIG. 27.—Borde occidental de la Meseta Central cerca de Brive (según Mouret).

γ, granito y granulita; x, neis y filadios; λ, leptinita; c, arenisca carbonífera y conglomerado; p, depósitos permianos; a, pilar de Lisac.

Cortan el estrecho de Poitiers líneas directrices de dislocación noroesteadas que ha señalado Welsch en su mapa. Algunos trozos y aún líneas enteras se han interpretado a veces como fallas, otras como pliegues y se han atribuido a influencia de los Pirineos. En el propio estrecho se dirigen de pilar en pilar, mientras que venas de cuarzo rebasan éstos, de igual modo que el vallado de Bohemia continúa más allá del país terciario de Eger para reaparecer en el Erzgebirge<sup>8</sup>.

BRETAÑA.—En Devonshire el devoniano y el Culm entran en la estructura montañosa como amplias zonas, pero no ocurre así con los terrenos paleozoicos de Bretaña, porque las zonas que primitivamente formaban se han reducido por denudación a largas tiras inclusas, a menudo estrechísimas que sesgan las montañas como directrices de sinclinales borrados (II, páginas 86, 110). Tal vez pudiéramos inferir que las cordilleras de Bretaña fueran un tiempo más altas que las del Devonshire. En mu-



oriental del pilar (II, pág. 87); esta línea es el *eje de Cornouailles*; (2) una segunda faja anticlinal de neis se dirige desde la costa, cerca de la isla de Ouessant, por la costa septentrional hacia el nordeste; es el *eje del León*, que se si prolongara al mar cortaría a la primera línea al suroeste de Ouessant; (3) entre estas dos fajas de neises, larga zona inclusa de siluriano, devoniano y carbonífero forma en el oeste la cuenca carbonífera de *Châteaulin* y en el este la de Laval, ambas unidas mediante una faja aún más estrecha inclusa, la *cuenca de Bélair*, que se ha seguido durante 340 kilómetros sin que ni al este ni al oeste se vea su terminación natural.

Al norte del eje de Cornouailles el largo y recto sinclinal de Saint Julien de Vouvantes se dirige desde las islas que hay frente a la Pointe du Raz por este promontorio y pasado Quimper hacia el este-sureste hasta algo más allá de Saint Barthélemy, al norte de Angers. Pero este sinclinal no es paralelo a la faja de neis, sino que diverge de ella hacia el este. Cortos anticlinales y sinclinales se insertan en el intervalo, tales como la cuenca carbonífera de Ancenis, y como permanecen paralelos al sinclinal de Saint Julien de Vouvantes, su posición respecto de la faja de neis del eje de Cornouailles recuerda, para usar la expresión de Barrois, «las barbas de una pluma».

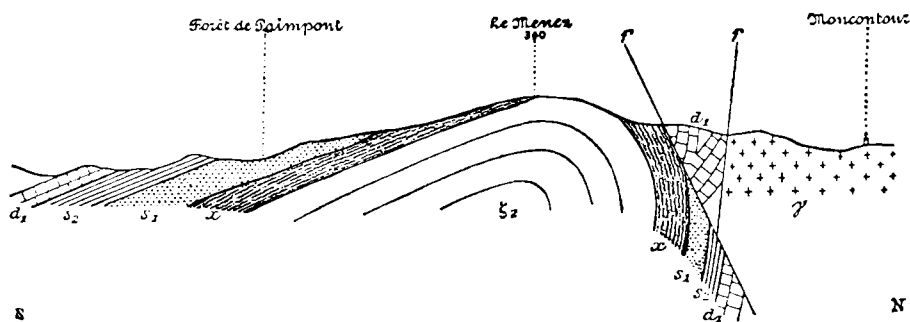


FIG. 29.—Sinclinal de Ménez-Bélair; corte por el anticlinal de Dinan (según Barrois).

Otros sinclinales siguen hacia el norte en dirección de Rennes, y forman, al parecer, paso gradual de la dirección sureste del eje de Cornouailles a la de la zona inclusa de Châteaulin, Bélair y Laval que forma ligero arco de levante a poniente o al oeste-noroeste.

En el centro de esta zona tenemos la rara oportunidad de observar de qué modo un antiguo sistema plegado queda cortado por otro más moderno. Para formar clara idea de los hechos debemos partir de la faja de neis del noroeste: el eje del León. La siguen hacia el este otros anticlinales y sinclinales que se arrumban a levante en ligero arco y alcanza la

costa en la bahía de Saint Brieuc o aún más a levante. Estos sinclinales nordesteados intestan a veces con la margen de la cuenca de Châteaulin.

Aún más al este algunos anticlinales arrumbados al este-nordeste o al nordeste, cortan oblicuamente a la zona inclusa. Por ejemplo, el anticlinal de Dinan corta al sinclinal de Menéz Bélair, y más a levante lo corta el de Fougères. Al mismo tiempo la zona inclusa se levanta en forma de silla, se encorva azimutalmente y disminuye de anchura <sup>10</sup>.

De esto deduce Barrois que los pliegues arrumbados al este-nordeste o nordeste son posteriores al plegamiento, incluso en la larga tira de Châteaulin-Bélair-Laval, y que el plegamiento del León es más moderno que el de Cornouailles. El hecho de que las capas paleozoicas pueden intestar con los sinclinales dirigidos al este-nordeste, muestra que la cuenca paleozoica poseyó antes mayor anchura.

La fig. 28 señala el recorrido de algunas de estas líneas más modernas. Vemos que, conforme se aproximan a la bahía de Saint-Malo, se vuelven al nordeste, y que se allanan al sur de la bahía de San Miguel, continuando al este-sureste <sup>11</sup>.

En el sur, un sinclinal con rumbo nordeste corta a la costa sudoeste de la bahía de San Miguel; reaparece cerca de Avranches, forma luego arco ligeramente convexo hacia el norte y gira al este-sureste <sup>12</sup>.

Lecornu ha descrito otro arco análogo como la «zone bocaine», que tiene su vértice al sur de Saint-Lo <sup>13</sup>. Miguel Levy ha dado breve relación de las varias líneas que llegan a la península por Jersey y Guernesey; algunas cruzan el Cotentin, otras lo cruzan en sinclinales paleozoicos <sup>14</sup>. El extremo septentrional del distrito, cerca del cabo La Hague, se compone, según Bigot, de terrenos precambianos y silurianos, a los que cortan fracturas y en los que se incluyen rocas eruptivas <sup>15</sup>.

Se trata, pues, de una estructura muy peculiar.

Los pliegues que asoman en el oeste, al sur del eje del León, presentan hasta la bahía de Saint-Brieuc dirección curvilínea convexa al norte. Luego el recorrido se hace cóncavo; vuelven al nor-nordeste y nordeste, y en la parte norte del Contentin forman las líneas exteriores de un segundo arco más importante.

Si tomamos en cuenta las observaciones de Ehlert y Bigot acerca de Mayenne y Alençon, tendremos indicios del comienzo de un tercer arco. El borde septentrional de la cuenca de Laval forma el punto de partida de varias cordilleras plegadas homólogas con el anticlinal de Dinan, que se dirige entre este-nordeste y nordeste, y de un sinclinal homólogo con el anticlinal de Dinan que se dirige por Mayenne y Villaines hasta cerca de Alençon <sup>16</sup>.

En el arco del Sarthe, cerca de Alençon, el anticlinal procedente del sudoeste se divide en el borde de las montañas antiguas en dos ramas: una al nor-nordeste y la otra al este-nordeste <sup>17</sup>. Pero en la parte meridio-

nal de la gran cuenca de Coëvrons, al sur de este punto y que alcanza el borde en Fresnay, la dirección gira al sureste. Este es el comienzo del tercer arco. Vemos la misma dirección en las leves reliquias de series más antiguas que afloran al noroeste de Le Mans; por ejemplo, debajo de la cubierta jurásica.

De estas observaciones deducimos que *no puede aplicarse a esta región el criterio general de considerar los arcos de un gran sistema plegado alzándose en serie regular uno tras otro*, y, como si digéramos, deslizándose uno sobre otro. La cuenca de Châteaulin, que comprende hasta el culm, es avanzada de los grandes movimientos intercarboníferos del plegamiento armoricano en el mismo grado que las sillas que cortan estas cuencas; en el interior de las montañas existen muchos arcos. Por lo tanto, parece que hay que tener en cuenta la intercalación de los antiguos núcleos <sup>18</sup>.

La cordillera neísica de Cornouailles queda limitada al este por una vena de cuarzo de 140 kilómetros de longitud, que recuerda el Gran Vallado y señala este rasgo como muy estable.

Levy considera el eje de la cuenca carbonífera del Ancenis, línea directriz que continúa por la Meseta Central <sup>19</sup>.

EXTENSIÓN DE LA CUENCA DE LONDRES.—Interrumpe al arco armoricano un vacío entre los Mendips y Boulogne. La cuenca está abierta en toda esta grande distancia, y precisamente allí aparece el Weald, la más importante de las regiones plegadas modernas. De acuerdo con el criterio de Godwin Austen y otras muchas autoridades, se supuso al principio (II, pág. 89) que los yacimientos carboníferos invertidos de Mendips continuaban bajo el manto mesozoico más allá de Exeter, hasta los yacimientos carboníferos, también invertidos, del nordeste de Francia. Pero la disposición no es tan sencilla. Combinadas las observaciones primeras con otras más modernas advertimos que al este de la zona caledoniana de Gales han continuado los movimientos armoricanos por el supuesto borde externo en mucha distancia hacia el norte.

En el sudoeste de Gales, hasta la bahía de Carmarthen, los yacimientos carboníferos están inclusos y forman una zona amplísima; más al este se extienden en el gran campo carbonífero de Glamorganshire y se ensanchan todavía más al norte; los cruzan tres anticlinales arribados al sudoeste que giran al sudoeste en otros anticlinales que se dirigen de levante a poniente. Los anticlinales nordestados se consideraron (II, pág. 82) correspondientes a un arco en la dirección caledoniana, pero ahora parece que son principio de un avance sigmoidal de las directrices armoricanas.

Hacia el este, sigue a la gran cuenca carbonífera un anticlinal arribado al nordeste que hace aflorar en Usk al siluriano bajo la arenisca roja antigua. Ese anticlinal separa el campo carbonífero de Glamorganshi-

re de un largo sinclinal de caliza carbonífera dirigido al nordeste, que encierra hacia el norte la cuenca de la Forest of Dean. En el propio lecho del Severn hay otro campo carbonífero, y en la orilla oriental del río las más largas ramas armóricas, muchas ocultas bajo la arenisca de Bunter; pero es evidente que el campo carbonífero de Bristol, dirigido al nordeste, queda encerrado en su extremo norte entre dos anticlinales que se unen en horquilla aguda y que, unidos, desde Tortworth continúan hacia el norte. Marca el lugar donde cruzan el río Severn un arrecife de siluriano superior en su orilla meridional. Luego, aún más al norte, afloran de nuevo en May-Hill, y se apartan otra vez en horquilla abierta hacia el norte. La rama occidental arrumba al noroeste y forma, al norte del campo carbonífero de la Forest of Dean, el anticlinal oblongo de Woolhope, mientras que la otra rama conserva su dirección al norte. Tras corta interrupción constituye la cadena meridional de las *Malvern* y de las *Abberley hills*, y, por fin, allí, al suroeste de Kidderminster, a unos 70 kilómetros al norte del extremo del campo carbonífero de Bristol y de 100 a 110 al norte del pie de los Mendips, se oculta con un arco al este-nordeste. Limita su lado oriental una falla meridional que separa los terrenos antiguos del permiano y de la arenisca de Bunter <sup>20</sup>.

La admirable obra de Groom <sup>21</sup> evidenció por primera vez el significado de los *Malvern*, que en el lado oriental presentan en toda su longitud de sur a norte, estrecha *faja arcaica invertida hacia el oeste sobre capas cambrianas y silurianas*. Más al norte desaparecen los terrenos arcaicos. En el reducido pilar de Martley todavía hay terrenos arcaicos sobre el cambriano. En la fig. 30 se ve la estructura de la parte septentrional de las *Abberley hills*. En el este vemos la falla próxima a la arenisca de Bunter; luego, hacia el oeste, los pliegues silurianos que comienzan a arquear al este-nordeste; después, la antigua arenisca roja plegada con el siluriano; por último, en un sinclinal de dicha arenisca, el extremo sur del campo carbonífero de la Forest of Wyre. En la Woodbury hill, sobre el siluriano plegado, yace en discordancia un jirón horizontal permiano y algo de carbonífero superior, prueba de que aquella pertenece al sistema armórico.

W. G. Clarke ha demostrado que en el fondo de la cuenca de la Forest of Wyre, así como en algunos inmediatos campos carboníferos, los pliegues de los yacimientos carboníferos medios, quedan separados por un plano de denudación, sobre el que yacen en discordancia los yacimientos superiores <sup>22</sup>. Este plano, llamado falla de Symon, puede representar muy bien una extensión de la discordancia armórica.

Debemos dejar a observadores que conozcan mejor el país juzgar si este avance del borde externo del sistema armórico afecta a la dirección subterránea de los yacimientos carboníferos que han revelado los sondeos cerca de Boulogne, entre Dover y Canterbury.

Entre las regiones con plegamientos póstumos hemos considerado de

especial importancia el Weald y el anticlinal roto del País de Bray (II, pág. 92). De esto deducimos que, dentro del límite del hundimiento, ha ocurrido plegamiento más moderno, según la antigua dirección armónica.

En el sur de Inglaterra, el rumbo de los pliegues más modernos es casi de levante a poniente. Las observaciones de Strahan pueden resumirse como sigue: tres importantes sinclinales (Londres, Chichester y Solent) y tres anticlinales (Guildford, Portsdown e isla de Wight), se disponen según ramales; los anticlinales son siempre más pendientes hacia el norte. Desde la isla de Wight siguen como dos líneas de dislocación, la primera de las cuales cruza la península de Purbeck y la segunda, un poco más al norte, al sur de Dorchester, casi por la costa oriental, cerca de Lyme Regis. Estos trastornos pueden alcanzar mucha intensidad. Strahan cita un caso en el cual una serie menos resistente, de unos 350 metros de potencia, está comprimida en sentido vertical hasta los 90. Un nódulo de guijarro negro en la caliza se ha desmenuzado y se señala como línea negra cual polvo de carbón <sup>25</sup>.

Es más difícil seguir las líneas directrices en Francia, donde parecen más abundantes, pero acaso menos marcadas. En un bosquejo de Dollfus predo-

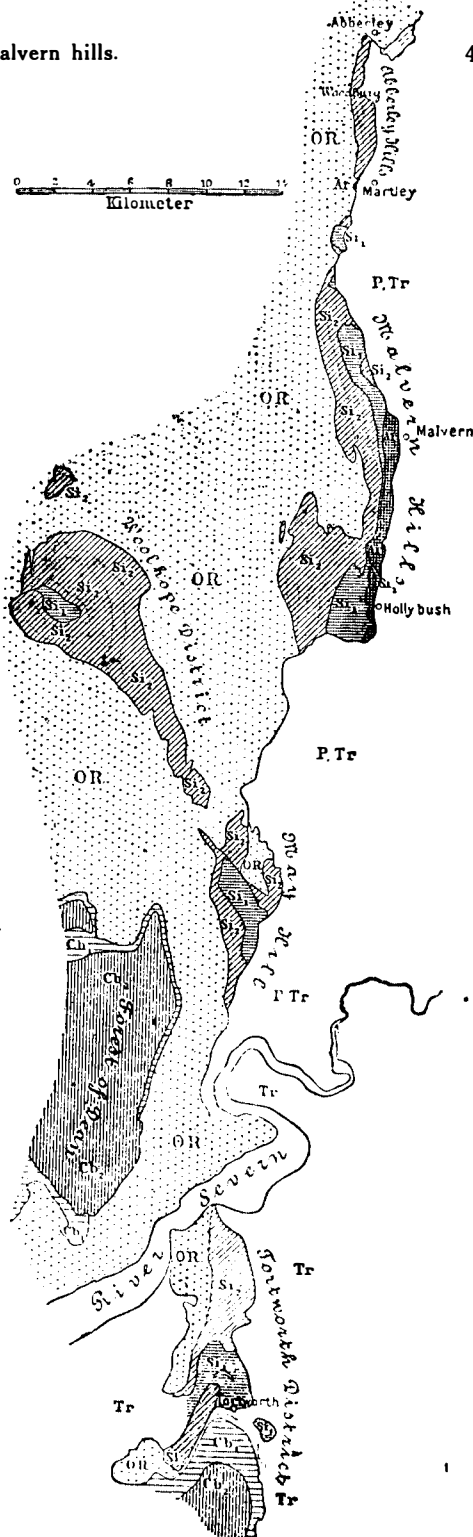


FIG. 30.

Ar = arcaico;  $S_1$ ,  $S_2$  = cambriano y siluriano; OR = arenisca roja antigua;  $Cb_1$  = carbonífero productivo; P, tr = permiano y arenisca de Bunter.



mina dirección general al sureste, en la mitad occidental de la cuenca de París. También es ésta la dirección armoricana <sup>24</sup>. En el sur cortan a estos pliegues fallas meridionales que parten de la Meseta Central. Lemoine y Rouyer creen reconocer en el sur una desviación de las líneas en la dirección de la conjunción hacia el rumbo varisco <sup>25</sup>.

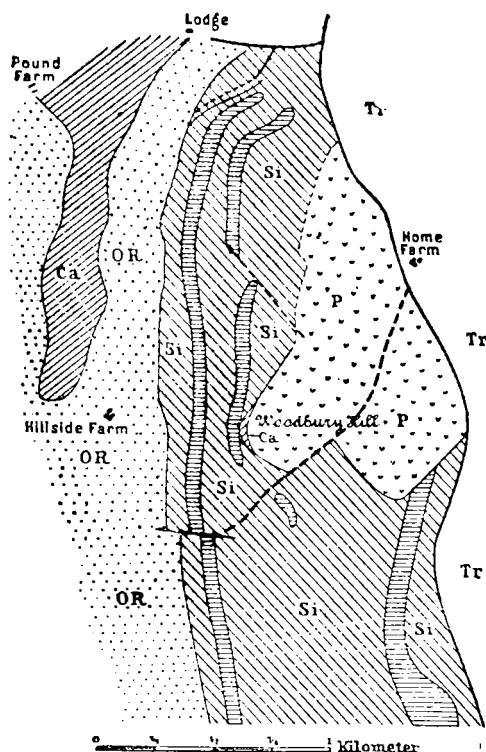


FIG. 31.—*Abberley hills* (según Groom).

*Si* = pizarras de Wenlock y Ludlow con fajas de calizas de Aymestry; *OR* = arenisca roja antigua;  
*Ca* = carbonífero; *p* = brecha de Haffield, permiano; *tr* = arenisca de Bunter.

Hace muchos años algunos notables observadores, entre ellos Godwin Austen, emitieron la opinión de que el plegamiento se repite siempre y en todas partes según las mismas líneas. Las primeras observaciones de Marcelo Bertrand acerca de esos pliegues más modernos en el oeste de la cuenca de París, se referían a una región en la que su rumbo es, sin duda, casi paralelo al armoricano de los pilares. Dedujo, de acuerdo con el criterio de Godwin-Austen, que había continuidad en el plegamiento, o sea que se había renovado el plegamiento de los propios pilares <sup>26</sup>. Pero de éstos parten fracturas, no pliegues; así se ha visto con mayor claridad en la variada dirección de los de Inglaterra.

Los pliegues póstumos de la cuenca de Londres y de París están en la misma relación con los pilares que la rodean que los Alpes con su cenefa. *Constituyen estructura semejante, pero más abierta y en escala menor.*

Aquí podemos aprender mucho útil acerca de su disposición en los Alpes.

El borde oriental varisco de la cuenca de París demuestra que las montañas del Rin se han hundido, según fallas rectas, en dos golfos abiertos hacia Luxemburgo y Metz; fallas que pertenecen al sistema varisco y casi paralelas a las fracturas del Saar. Los estudios de L. van Werveke (fig. 32) muestran también que por este proceso los dos golfos se han convertido en fosas que separa un pilar oblongo aún visible hasta Sierck a orillas del Mosela <sup>27</sup>. Es inconfundible la semejanza de este largo pilar con los de Lissac y Terrason que muestra la fig. 28, así como en la 29, la que tiene con los de Alençon y Argentan. El asomito de granito y siluriano del suroeste de Alençon (Massif d'Hesloup) posee estructura complicada que no da idea del eje de un anticlinal independiente <sup>28</sup>.

Tendremos en esta incompleta cadena de grandes montañas una escena del desarrollo de los propios Alpes, si nos representamos ese plegamiento póstumo creciente hacia el norte, dirección tan manifiesta en el mediodía de Inglaterra, e incorporándose en su progreso pilares menores a la vez que se alza contra el obstáculo que presentan los Malvern y su prolongación hundida hacia el nordeste.

ALTAIDES TRANSATLÁNTICOS.—Hay de 210 a 220 kilómetros desde la orilla meridional del lago Mayor al borde externo de las montañas del Jura, al sur de Basilea. Si excluimos los montes del Jura y la cuenca de la Molasa, la anchura desde Como hasta el anticlinal de la Molasa, cerca de Lucerna, llega a 190 ó 200 kilómetros; de Bérgamo a Bregenz hay unos 200, incluso una faja del sistema dinárico.

Una línea recta que cruce el arco armoricano a los 3° 30' O., desde las rocas de glaucofana de la isla de Groix hasta el cobijado borde meridional de la cuenca carbonífera de Glamorgan, al oeste de Cardiff, mide de 430 a 440 kilómetros, o sea el doble del ancho que acabamos de calcular a los Alpes. Sin embargo, a lo largo de esta línea no se conoce en parte alguna el borde meridional del sistema armoricano. Poco menos de 600 kilómetros separan el arco de la dirección en la conjunción en Valenciennes del arco correspondiente en las líneas sintácticas del sur del Cantal.

Para el sistema varisco las figuras deben, sin duda, ser igualmente altas, pero hace apenas posible cálculo exacto la avanzada resolución en pilares.

La recta que parte del borde externo de los Siwaliks, al sureste de Jamno, y cruza las estribaciones terciarias, la prolongación del Dhauladhar y todavía Zanskar, y las cadenas de Ladaj, junto al paso de Karakorum.<sup>29</sup>

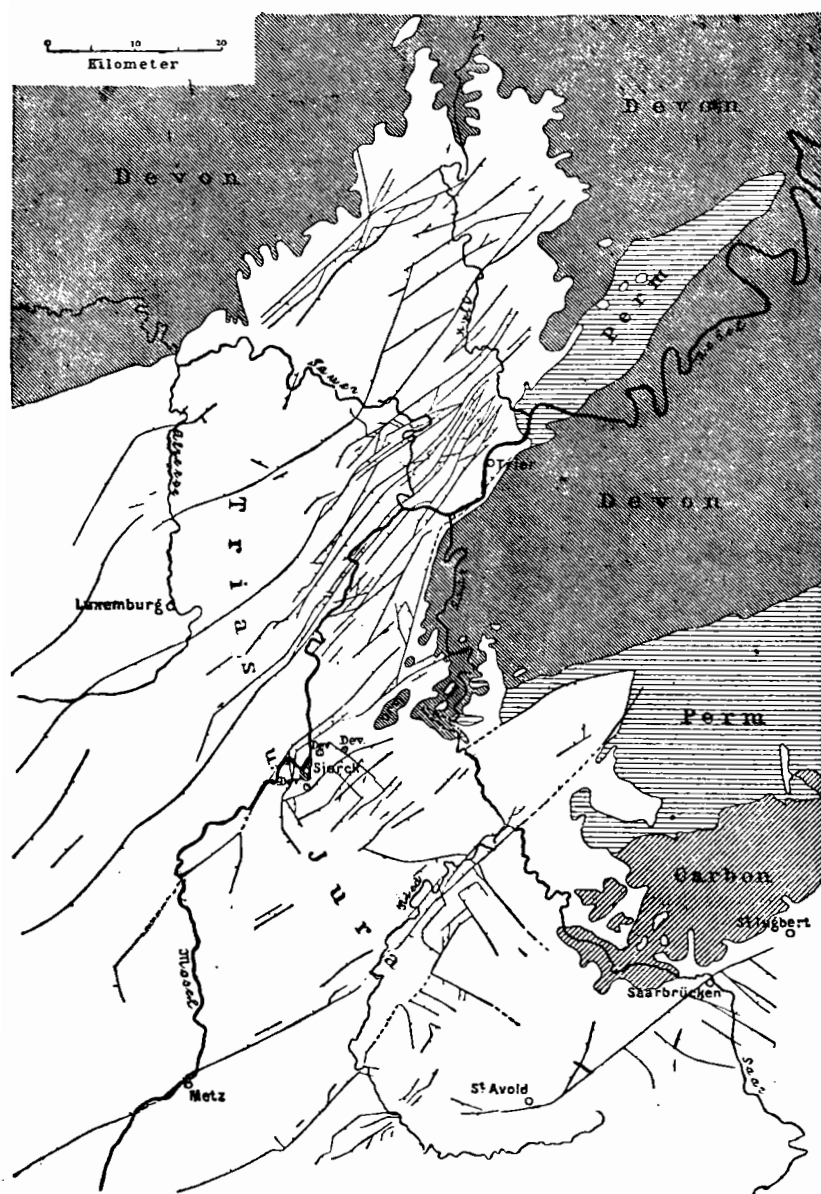


FIG. 32.—*Fracturas de Lorena y el Luxemburgo* (según L. von Werveke).

*Trias y jura* = Triásico y jurásico; *Perm* = Permiano; *Carbon* = Carbonífero.

hasta Shahidula mide unos 500 kilómetros, y desde allí, por el arco del Yarkand, hasta el borde del desierto, casi otros mil.

Estas figuras nos muestran hasta qué punto se inclina la vista a apreciar por defecto las magnitudes del pasado, y también que aquella parte de la base armoricana que aún permanece visible, debió dejar espacio para uno de los mayores sistemas plegados del globo. Si admitimos que la costa de rías entre la bahía de Dingle y la Rochela es terminación natural de esta potente estructura, será en oposición con las observaciones en otras partes del mundo. Debemos estudiar su terminación bajo el Océano Atlántico y en la orilla opuesta.

Nuestra mirada, naturalmente, se vuelve hacia las costas de rías de Terranova y de Nueva Escocia.

En 1871 dedujo J. W. Dawson, basado en la flora del período carbonífero, que debía haber unión por el Atlántico<sup>29</sup>. Lo mismo nos dice la estructura de las montañas.

En Terranova los anticlinales se arrumban al nor-nordeste y al noreste. Ya hemos visto que en Nueva Escocia la dirección oriental se manifiesta hacia el Océano, y que los yacimientos carboníferos yacen en transgresión sobre un sistema plegado más antiguo (I, pág. 562). Fué Marcelo Bertrand quien con atrevida mano trazó las líneas de unión transatlánticas, y presentó sus conclusiones ante la Sociedad Geológica de Francia en 21 de marzo de 1887, con lo que dió importante paso hacia el conocimiento del plan a que obedece el hemisferio septentrional<sup>30</sup>.

En la Charente los depósitos de agua dulce del Vaal alcanzan la costa atlántica, y allí debemos buscar la continuación del continente.

Indicio en el norte es el banco de Porcupine, que se alza hasta 154 metros; sus isobatas se extienden mucho al sur-suroeste, y a juzgar por la índole del fondo submarino debe componerse de análogos terrenos que la inmediata tierra firme<sup>31</sup>. Hacia el sur se han sondeado profundidades de 4.000 metros, pero en la latitud del canal de Inglaterra la línea de 200 queda a los 11° O. Desde este punto vuelve rápidamente al sureste y retrocede a las grandes profundidades del Cantábrico.

Este avance de las isobatas, que corresponde al asiento de las islas Scilly, islas de Ouessant y, mar adentro, al banco de Cockburn, el de Parson, etc., es la única indicación (y muy ligera) que dan los sondeos en este lado del Atlántico acerca de prolongación del continente. En alta mar hay profundidades de más de 4.000 metros.

Gwyn Jeffreys afirma que cuando se colocaban los cables en medio del Océano se halló una loma rocosa entre los meridianos 33° 50' y 36° 30' O., y hacia el paralelo 51° 20' N. Su longitud es de unos 160 kilómetros y su punto más alto se halla a 2.502 metros de profundidad; luego el fondo desciende a lo largo de la línea de sondeo, primero rápidamente (unos 400 metros en 800 de distancia), luego con mayor suavidad, de modo que en-

tre 12 y 8 kilómetros llega a 4.078 metros de profundidad, o sea unos 1.576 por debajo del punto más alto. Este pliegue radica en la hipotética directriz de Bertrand <sup>52</sup>.

El banco de Laura Ethel (65 metros de profundidad) y el de Milne (147) están a 880 kilómetros frente a la costa de Terranova y sólo de 380 a 400 los bancos de Terranova, dentro de la isobata de 100 metros. Luego alcanzamos una de las costas de rías más características del Globo.

El estrecho de Belle-Isle no puede considerarse en rigor límite entre el Escudo Canadiense y las montañas plegadas. Su parte externa y más angosta es una fosa en la que se han hundido capas cambrianas horizontales <sup>53</sup>. La ancha cadena de colinas que forma la costa noroeste de Terranova, desde las inmediaciones de la bahía de las Islas (no lejos del paralelo 49° N.) hasta el extremo norte de la costa noroeste, es fragmento del Escudo Canadiense, que, sin embargo, no se puede incluir en la costa de rías. La occidental de la bahía de White, con la parte más septentrional e importante de Long-Range, se compone de neises. Sin embargo, aun excluida esta faja neísica, las montañas plegadas de Terranova, medidas a través de su dirección, alcanzan más de 380 kilómetros de anchura. Pero los otros pliegues de la cordillera, a la que pertenece Terranova, quedan separados del Océano por línea tan oblicua, y son de tan peculiar índole los trastornos que esta cadena experimenta en lo que sigue de su recorrido, que es imposible apreciar el verdadero ancho de la estructura (II, página 35).

RELACIONES DURANTE EL PERÍODO PRECARBONÍFERO.—Dawson ha indicado repetidas veces que la serie acadiense se asemeja más a la de Europa que a muchas partes de América, y Walcott ha descrito la serie cambriana de la región atlántica del norte de América como parte de la europea. Ami ha insistido mucho acerca de la correspondencia entre el siluriano inferior de Acadia y el de Bretaña <sup>54</sup>.

Hace tiempo que Salter reconoció la fauna de *Tilestones* en Nueva Escocia, y Williams cita señales de la misma fauna en la arenisca de Chapman, en el río Aroostook (parte oriental del Maine), que puede también incluirse en horizonte más alto; al menos J. M. Clarke advierte que en este mismo distrito se han hallado especies del devoniano renano en la citada arenisca. Estos casos atestiguan relaciones con Europa <sup>55</sup>.

En Gaspesia la serie continúa por areniscas potentes con plantas devonianas que pertenecen a un continente nordatlántico muy extenso (II, página 231), que acaso existió, con cambiante perímetro, durante el período devoniano, y cuyos restos, en su mayor parte de arenisca, pueden verse en Galicia, en las costas del Báltico, en Escocia, norte de Rusia, las islas Orkneys, Shetlands, Bear island, Spitzberg, este de Groenlandia, isla de Ellesmere y luego en Acadia y nordeste de los Estados Unidos. Sin embargo, tales areniscas indican sólo parte de su extensión. Debieron existir

grandes cordilleras arcaicas para haber producido la arena. Sin duda abarcó la mayor parte del norte de Laurencia, la región de la dislocación caledoniana y el Escudo Báltico. El continente era tierra desértica con inclusiones de aguas continentales, muchas de ellas dulces, y, por tanto, con desagüe, mientras otras eran saladas.

Hace mucho tiempo Geikie intentó definir los límites de los lagos devonianos de la Gran Bretaña y precisar las condiciones físicas en aquella época. Nathorst ha demostrado que el *Archæopteris archetypus* se presenta en el Donetz y también muy al norte, en la isla de Ellesmere, y que, asimismo, el *Bothriodendron Kiltorkense*, se halla en Irlanda y en la isla del Oso <sup>36</sup>. Plantas y animales fueron acarreados a los mares devonianos; según Lohes, existen en las psamitas superiores de Condrog (Bélgica) y en el devoniano superior de América *Dinichthys pustulosus*, *Dipterus flabelliformis* y otras especies en ambos casos asociadas con *Spirifer disjunctus* <sup>37</sup>.

Con grande acierto dedujo J. W. Dawson en 1871, cuando escaseaban los datos, que el centro de origen de los sedimentos más antiguos de los Apalaches debe hallarse en algún punto al nordeste; que en la época carbonífera dicho centro dió eslabones de unión en la región atlántica, entre las floras de Europa y de América; eslabones que durante el devoniano pudieron existir tan sólo muy al nordeste. Que la más antigua flora de América ha de buscarse, pues, en Terranova, Labrador y Groenlandia, y la de Europa en la margen del antiguo núcleo escandinavo <sup>38</sup>, y que los Apalaches debieron unirse con Europa, al menos durante la época devoniana.

Dawson denominó «flora eriana» a la que acabamos de mencionar, y «grupo eriano» a los depósitos correspondientes, porque también se presentan en el lago Erie, donde se han distinguido como piso de este nombre. Daremos el nombre de *Eria* al gran continente devoniano.

La división superior de la flora eriana coincide con la de Ursa de Heer, la cual, según ha demostrado Nathorst, es diferente de la del Culm de Spitzberg <sup>39</sup>.

En la parte nordeste de los Estados Unidos hemos de considerar, además del continente de Eria, tres mares, cada uno de los cuales ha tomado parte importante en el período que precedió al carbonífero, a saber: el Eurasiático-Artico en el noroeste, el Atlántico en el este y el mar del Misisipí en el sur.

Revela al primero la transgresión del devoniano medio, desde Asia hasta pasado Manítova y más al sur. Stoliczka halló *Stringocephalus Burtni*, en la vertiente sur del Tian-xan, y Mc. Connell lo halló en los «Ramparts» del bajo Mackenzie <sup>40</sup>. Ya hemos citado el antiguo Océano Atlántico de las épocas cambriana y siluriana. La existencia del tercer mar meridional ha motivado complicadas y al mismo tiempo interesantes condiciones. En los últimos años ha hecho posible el examen general de tales relatos

la publicación de una serie de memorias especiales estratigráficas de Williams, Prosser y Kindle <sup>41</sup>; y los intentos de síntesis de Ulrich y Schuchert, y luego de este último observador <sup>42</sup>.

Al mencionar la transgresión que parte de Mackenzie, advertimos que la pizarra de Marcellus, grupo Hamilton y pizarra de Genessee forman el devoniano medio del estado de Nueva York. Las pizarras superiores e inferiores al grupo de Hamilton se parecen tanto, que Williams considera el Genessee repetición del piso de Marcellus. El grupo de Hamilton contiene rica fauna marina, y hacia su parte superior comienza una capa con caracteres especiales, la caliza de Tully que contiene *Rhynconella cuboides* (II, pág. 233).

Importante paso fué la demostración de Williams de que los tipos europeos (o asiáticos, pues en este caso son términos equivalentes) se limitan a la caliza de Tully, y *que el grupo de Hamilton contiene fauna exótica*, denominada luego fauna del *Tropidoleptus carinatus* <sup>43</sup>.

La serie es, pues, la siguiente: pizarras (Marcellus); capas con fauna exótica (Hamilton, Tropidoleptus); caliza con fauna europea (caliza de Tully, *Rhynconella cuboides*); de nuevo pizarras (Genessee). Encima capas con faunula, de caracteres mal definidos, que varía de modo especial, pero que, al menos, relacionan con Europa especies vicarias; con éstas también se mezclan especies de la fauna de Tropidoleptus, además troncos de árboles que habían llegado flotando y restos de grandes peces (fauna de Productella o formación de Itaca; fauna de Cardiola o piso de Portage); se extiende hasta el miembro marino más alto del devoniano armónico la fauna de *Spirifer disjunctus* (piso de Chemung). Este fósil característico es forma europea típica, pero, aun en el centro del piso de Chemung, Williams observó una intercalación, a modo de colonia, de la fauna pura de Tropidoleptus.

Sigue el piso de Catskill, o sea la arenisca eriana con plantas terrestres o peces.

Hay, por tanto, compenetración de dos faunas marinas, y con ello interpersión en el piso de Chemung, de formas litorales derivadas de la costa eriana. Parece que falta la parte más elevada del devoniano marino tal como se conoce en Europa. Hacia esa época predomina la arena eriana. Frech cita algunas bivalvas arenófilas del devoniano medio de América, que deben considerarse vicarias con las formas europeas; también cinco especies de *Avicula* (*Leptodesma*), que el piso de Chemung posee en común con el fameniense de Bélgica <sup>44</sup>. Deben ser señales de fauna litoral.

Estas observaciones conducen a dos hipótesis.

La arenisca roja antigua penetra en el anticlinal de los Mendips (II, pág. 84), y en la costa occidental de Irlanda sus sillares entran en el mar como espaldones de la costa de rías entre las bahías de Digle y Crook

(II, pág. 81). No se extienden más al sur que esos pliegues armoricanos, pero los peces erianos y plantas llegan hasta Turingia, Bohemia y el Donetz. En América se advierte análoga distribución. Los sedimentos erianos pertenecen al antepaís, pero envueltos también en algunos de los pliegues exteriores, lo que hace suponer, en primer lugar, que el borde norte de los Altaides continúa bajo el Océano, no muy lejos del borde meridional del antepaís de Eria.

La segunda hipótesis admite prueba más concluyente; se refiere a los mares. Parece que el mar Eurasiático-Artico llegó por el sur hasta Iowa y Missouri. La fauna exótica de *Tropidoleptus* (Hamilton) puede seguirse desde el este del Estado de Nueva York hasta el Wisconsin, por muchos de los Estados centrales y al sur de los montes Ozark. Al oeste, en Iowa, no se conoce (excepto el *Phacops rana*). En muchos sitios comienza una transgresión con el subyacente piso de Onondaga, y otra análoga ocurre en Europa. La fauna de Onondaga (Oriskany), de los Estados centrales, se cita también como fauna de *Leptocoelia* (*Anoplothea*) *flabellites* (pizarras de Icla de A. Ulrich), y la fauna de Hamilton (*Tropidoleptus*) se describe como de *Vitulina pustulosa* (que también existe en el piso de Hamilton de Nueva York). Bajo estos nombres se citan ambos pisos en muchos sitios de la América del sur; el primero también en las islas Malvinas y en la Colonia del Cabo. El piso de *Tropidoleptus* llega al Sahara central.

El de Hamilton indica la marcha de este ancho Océano meridional al aproximarse al continente de Eria, por encima del norte de América.

SERIES DE ESTRATOS EN EL CARBONÍFERO.—Larga línea de yacimientos carboníferos en Cracovia y la Baja Silesia, en el Ruhr, Bélgica, sur de Inglaterra y sur de Gales, corresponden a los campos carboníferos de los Apalaches, al otro lado del Océano (II, pág. 235). En la región europea hay, en la base de los yacimientos carboníferos, caliza del carbonífero inferior de origen marino e intercalaciones marinas del Culm; y luego, por encima del territorio, entre el borde de los Cárpatos e Inglaterra, intercalaciones marinas aisladas dentro de los yacimientos carboníferos del piso de Ostrau. Tales intercalaciones de la Baja Silesia a Bélgica asumen caracteres cada vez más litorales, según se asciende por la serie; han dejado sus últimas señales en bivalvas aisladas, y parece probable que en el horizonte de Schatzlar dejasen de existir. Falta el carbonífero superior de origen marino, no sólo en estos campos carboníferos, sino en la parte del continente europeo que se halla al norte.

• Parece como si el avance de los pliegues variscos y armoricanos hubiese rechazado al mar carbonífero superior del centro de Europa. El proceso recuerda el modo con que retrocedió el Mediterráneo de la misma región ante el avance de los Alpes. De igual modo que los sedimentos



marinos del tercer piso mediterráneo faltan al norte de los Alpes, por lo que es preciso descender al Ródano inferior para descubrirlos, así el carbonífero marino superior falta al norte de los arcos variscos y armoricanos, por lo cual, para observarlo, es necesario ir a Asturias a los montes Cárnicos o a Rusia.

En el norte de América se manifiesta más el proceso. La caliza marina del carbonífero inferior se extiende hasta Nueva Brunswick y Terranova, pero no hay intercalaciones marinas en los yacimientos carboníferos, aparte de las capas con las llamadas *Najaditas* del nordeste. Comienzan en el oeste de Virginia y Ohio, y el carbonífero superior, de manifiesto origen marino, no se ve hasta más adelante, al oeste y sudoeste en Iowa e Illinois, Kansas y Oklahoma, Arkansas y Texas.

J. P. Smith ha atraído la atención acerca de la correspondencia entre los fósiles del carbonífero superior de Arkansas y los de Lo-ping, y los describe como indicios de un Océano Pacífico de edad carbonífera, cuyas aguas se han extendido por la Columbia inglesa, Alaska, Japón, Ussuri meridional y muy adentro del continente de Asia. Según Tschernyschew, hay depósitos que lo representan en el borde septentrional del archipiélago de Parry, hasta el cabo Feilden (82° 44' N.), de donde se infiere que el carbonífero marino superior rodea Groenlandia, el Spitzberg y la isla del Oso <sup>45</sup>.

En Europa el plegamiento sólo hizo retroceder al mar del carbonífero superior, y en el permiano la empobrecida fauna del Zechstein se presenta ya como aviso de las sucesivas faunas marinas; pero en la parte nordeste de los Estados Unidos e inmediata del Canadá, la región exterior a los pliegues, o sea las del noroeste y del oeste estuvieron separadas del mar en el largo intervalo desde ese período a la transgresión postglacial. Aún el cretáceo marino superior sólo alcanza el lado interno de los pliegues.

De modo que no puede basarse en las floras terrestres ninguna comparación con las formaciones de Europa.

No es uniforme la distribución de los depósitos con carbón del carbonífero. Debe considerarse que Terranova, Nueva Escocia y Nueva Brunswick constituyen la primera de las regiones carboníferas, y en ella la serie se distingue por la variedad de su desarrollo. En la segunda región, que abarca Gaspé y Maine y se extiende hasta Connecticut, tienen muy escasa representación. Los yacimientos carboníferos más ricos y extensos están en el lado oeste de los Apalaches, entre Pensilvania y Alabama, y aun en el otro lado del Misisipí hasta más allá de Arkansas. Otra región muy relacionada con la anterior comprende los ricos yacimientos de no gran potencia, que se extienden al oeste en capas horizontales discordantes sobre el antepaís laurentino; es decir, sobre partes de Michigan, Illinois, Iowa y Missouri.

Respecto de este sistema, nuestras principales fuentes de información son el trabajo detallado del Geological Survey de Pensilvania, las descripciones estratigráficas de J. J. Stevenson y los estudios fitopaleontológicos de David White. En general, los sedimentos supracarboníferos son más potentes cerca de los Apalaches y se adelgazan hacia el oeste; pero como esto no ocurre de modo uniforme y los tramos inferiores de varios pisos se adelgazan más rápidamente que los superiores, resulta que en diferentes distritos forman la base distintos horizontes y que el término «yacimientos carboníferos inferiores» resulta impreciso y a menudo engañoso.

Pero los tramos inferiores no se adelgazan sólo hacia el oeste. Un mapa de D. White muestra que enfrente de los Apalaches se ha formado larga depresión, con mayor profundidad en el sureste de Virginia occidental y donde se formaron los depósitos más espesos, mientras que hacia el nordeste, en la parte suroccidental y central de Pensilvania, hay un pliegue por encima del cual faltan muchos de los tramos inferiores<sup>46</sup>. Sin embargo, en la siguiente revisión daremos preferencia a la nomenclatura neutral formada de términos locales.

1. *La serie de Pokono*.—Stevenson ha descrito las condiciones que precedieron inmediatamente al carbonífero en Pensilvania y Virginia: el gran espesor de la arena eriana en el nordeste; su rápido adelgazamiento hacia el sudoeste; la previa retirada de la vida marina y la desigual superficie que dejaron detrás; y en tales circunstancias podemos apreciar cuán difícil es clasificar los depósitos producidos mediante movimientos, asientos y diversa colocación de esas arenas<sup>47</sup>.

Al mismo tiempo recordamos las moles de arena que hoy arrastran las tempestades del Sahara al Atlántico.

Por encima de las capas inferiores distinguimos un horizonte correspondiente al Culm de Europa. En Terranova es un conglomerado basto y en Nueva Escocia forma la *serie de Horton*, de Dawson, que este observador relaciona con el «tiweediense» del norte de Inglaterra, y que contiene una flora con especies características del culm, como *Cyclopteris (Aneimites) acadica*<sup>48</sup>. Tampoco faltan en otros puntos indicios de este horizonte; en Worcester (Massachusetts) se ha hallado, en una capa de grafito en las micacitas *Lepidodendron acuminatum*, Göpp, del culm de Silesia<sup>49</sup>. En Virginia y Virginia occidental pueden también atribuirse al culm las plantas que cita Fontaine en la serie Vespertina<sup>50</sup>.

2. *El grupo de Mauch Chunk*.—Corresponde a la caliza carbonífera, forma un tramo marino muy reconocible desde Terranova hasta el extremo de los Apalaches, y sólo falta en Pensilvania y algunas partes de Virginia.

3. *Grupo de Pottsville* (Millstone grit).—En algunos sitios discordante sobre la caliza carbonífera. Cerca de Pottsville (Pensilvania), donde no.<sup>51</sup>

hay tal discordancia, D. White cita plantas, tales como Aneimites y otras, que tal vez pertenecen al culm, cerca del límite superior del grupo de Mauch-Chunk. Los yacimientos inferiores de Pottsville (Lykens inferior en Pensilvania) contienen la flora de Ostrau, mientras que en el Lykens superior aparecen las especies representativas de la flora de Schatzlar (piso wesfaliense inferior). A este grupo superior debe atribuirse la flora de San Juan en Nueva Brunswick, que un tiempo consideró Dawson eriana. También debe atribuirse a este horizonte la Millston grit de Canadá, que continúa hasta Alabama <sup>51</sup>.

4. *Grupo de los Aleganis* (yacimientos carboníferos inferiores de Rogers).—En el oeste, por ejemplo, en Missouri e Iowa, este importante piso se apoya en transgresión sobre caliza carbonífera denudada o sobre terrenos aún más antiguos. Su flora aparece en la región septentrional antracítica (yacimientos C y D), el distrito bituminoso de Pensilvania (Cannelton), Virginia (partes de los yacimientos de Kanawka), y más al oeste, en el Illinois (Mazon Creek), Misouri (Henry County) <sup>52</sup>, Kansas (yacimientos de Lansing) <sup>53</sup> e Indian territories (Grady coal) <sup>54</sup>. Corresponde a la flora de Schatzlar (Westfaliense), de Europa, y en realidad parece que hasta se la puede relacionar con algunas de sus subdivisiones.

D. White ha mostrado la correspondencia en Henry County con el vestfaliense medio y superior de Zeiller, y especialmente con la zona de Bullygrenay de los yacimientos de carbón de Valenciennes, mientras el carbón E, de la región antracítica septentrional pertenece al horizonte de Geistlautern, y el G a las capas de Ottweil. El Grady coal tal vez equivale a la parte inferior de la serie de Schatzlar. Sobra razón para compartir el asombro de White ante la uniformidad que prevalece en las condiciones externas de vida durante aquella época a ambos lados del Océano.

5. *El grupo de Conemaugh* (yacimientos inferiores estériles denudados) y 6, *el Mononghela* (yacimientos superiores productivos) corresponden al carbonífero superior de Europa (piso estefaniense, capas de Ottweil). Una capa con caliza de crinoides, en Conemaugh, puede considerarse última señal que dejó en su avance el mar procedente del suroeste, período en el cual retrocedieron las aguas. En el nordeste las intercalaciones marinas finalizan con el piso de Mauch Chunk; en el suroeste persisten, principalmente en la caliza de fusulinas rica en braquiópodos. Se conoce la flora del piso de Mononghela, en Nueva Escocia (Joggins), y también en Kansas (pizarras de Le Roy) y en los Indian Territories del sur (yacimientos de Mc. Alester).

7. *El grupo de Dunkard* (yacimientos superiores estériles) es permiano. El conglomerado grueso rojo de Nueva Glasgow, transgresivo en Nueva Escocia, se asocia con delgadas venas de carbón y continúa por arenisca roja, en el estrecho de Northumberland, hasta la ancha y elevada

isla del Príncipe Eduardo; Poole lo ha descrito como permiano <sup>55</sup>. En dicha isla la arenisca que al principio se consideró perteneciente al triás ha proporcionado *Ulmannia*, *Walchia* y otras plantas del Rothliegende. En las típicas capas de Dunkard, suroeste de Pensilvania, este de Ohio y parte de Virginia occidental, observó D. White, entre plantas comunes a Europa y América, solo aquéllas del Rothliegende inferior (capas de Kusel) <sup>56</sup>. Hasta que llegamos a Texas no hallamos intercalaciones marinas. A. Fritsch encontró uno de los géneros más notables, el *Naosaurus* de Cope, de la arenisca roja de Texas, aunque representada por una forma mucho menor en el carbón graso permiano de Bohemia <sup>57</sup>. De igual modo Handlirsch ha mostrado que los insectos del carbonífero, desde el Lykens inferior hasta el límite superior del sistema, tienen notable correspondencia en América y Europa, lo mismo en lo referente a la marcha general de su evolución que a los caracteres taconómicos de sus varias subdivisiones <sup>58</sup>.

LOS APALACHES HASTA EL MISISIPÍ. Esta gran cordillera se revela como parte de los Altaides por su recorrido y disposición; las costas de rías que deben unirse en algún punto del noroeste; los extremos libres con que termina al suroeste; la discordancia contemporánea de la base del Culm y la complejidad de su crecimiento antes de la entrada de la flora de Ottweil o del permiano.

La cordillera se compone de varias partes. Hacia el extremo de la península de Gaspé el rumbo gira al este sureste, apartándose de la dirección normal al suroeste, según han demostrado los sondeos en busca de petróleo perforados en el devoniano <sup>59</sup>. La isla de Anticosti pertenece al borde del Escudo Canadiense. Lo mismo puede decirse de la mitad septentrional de Long-Range, en Terranova. Así, el golfo de San Lorenzo queda encuadrado de modo peculiar.

En el este de Long-Range, Terranova, se compone de pliegues hacinados, que abarcan desde el precambriano al carbonífero, a menudo alterados por presión. Manifestaciones de este plegamiento son las costas de rías del norte y del sur de la gran isla.

En el suroeste, alrededor de la bahía de San Jorge y de la de Port-a-Port, existe el carbonífero, que allí abarca el conglomerado del piso de Horton (Culm), la caliza carbonífera marina con yeso asociado, la Millstonegrit y las series carboníferas. Las plantas que menciona Dawson en la bahía de San Jorge son, en su mayoría, tipos europeos, y bien conocidos de la flora de Schatzlar (*Sphenopteris Hoeninghausi*, *Pecopteris abbreviata*, *Alethopteris lonchitica* y otras) <sup>60</sup>. Estas capas carboníferas continúan por el interior al nor-nordeste, siguiendo la vertiente oriental de la Long-Range y sin duda casi hasta el borde septentrional del Grand Pond (49° N.). De las afirmaciones de Murray ha de inferirse también que aún mucho más lejos deben reconocerse señales de ellas en la

misma dirección, hasta Cabo Rojo y Fox Cape, en la costa occidental de la bahía de White (51° N., próximamente) <sup>61</sup>.

Por tanto, parece que frente del límite del antepaís existe una faja de carbonífero con carbón, y de ser así, Whitebay corresponde al sitio donde debe esperarse que emerjan de nuevo del Océano los yacimientos carboníferos del cinturón armoricano.

De acuerdo con el criterio de Dana, confirmado muchas veces, los pliegues de Terranova, siguen hacia cabo Breton <sup>62</sup>. Lo que conduce a concebir los hechos del modo siguiente:

A la cordillera más interna corresponde acaso la isla Sable (60° E., 44° N.), que se afirma pertenece al carbonífero inferior.

El primer fragmento visible de rama continua consta de sedimentos del paleozoico inferior, que cruzan oblicuamente Nueva Escocia, desde St. Mary Bay hasta Chedabucto Bay, en el nordeste. En el sur engaña la forma de la costa de rías, que nos conduciría a admitir dirección al sur, pero Bailly comprobó que los pliegues marchan al suroeste y oeste-suroeste. Producen esta engañadora apariencia granitos intrusivos que cortan a los pliegues y valles transversales que semejan fiordos <sup>63</sup>. En el norte, cerca de la bahía de Chedabucto, el rumbo gira cada vez más al este-nordeste (I, pág. 561). Hacia la bahía de Fundy, capas con Dictyonema descansan en la serie de Horton, que allí indica ya la discordante transgresión del Culm, y sigue un cinturón de trias horizontal, al que se ajusta otro de trap triásico que forma largo trecho la costa sureste de la bahía de Fundy. Más al norte, en el cabo Breton, vemos pliegues divergentes mirando hacia el norte (o sea hacia Terranova), y allí también asoman las primeras señales de depósitos carboníferos. El campo más rico, el de Pictou, está en la parte noroeste de Nueva Escocia, donde comienza a angostar la comarca. Los yacimientos carboníferos plegados, yacen sobre la Millstone grit, que pertenece al piso de Pottsville. De manera que podemos asignarlos como los de la bahía de San Jorge (Terranova) y de San Juan (allende la bahía de Fundy), al horizonte de Schatzlar (Lykens superior). En conjunto los sinclinales de Pictou parecen tan denudados que en lugar de faja continua de yacimientos carboníferos, sólo componen cuencas aisladas. En su borde septentrional, según Fletcher, una dislocación yustapone los yacimientos carboníferos de Pictou a los del conglomerado de Rotliegende, discordante sobre el carbonífero.

Para estudiar la estructura de esta región es de fundamental importancia el angostamiento del sur del estrecho de Northumberland que cruzan las capas. Allí hay que buscar el borde externo de los pliegues de Nueva Escocia; y allí, en la orilla norte de la bahía de Chignecto (noroeste de la de Fundy), la gran serie de Joggins que ha descrito Dana contiene la flora de Ottweil y yace horizontal; hecho digno de nota <sup>64</sup>.

Por tanto, la estratificación comienza a ser horizontal en el mismo horizonte que en los Altaides.

Distinta estructura tiene la comarca situada más al noroeste, cuya descripción debemos a Poole <sup>65</sup>.

La costa de Nueva Brunswick, a partir de la orilla septentrional de la bahía de los Calores, casi hasta el extremo oriental del estrecho de Northumberland, se compone tan sólo de capas horizontales. Al norte, el carbonífero inferior se apoya discordante en los pliegues de Gaspé, y al mismo tiempo se extiende en ancha cadena angular por Fredericton al interior, y de nuevo alcanza el mar en bahía Verde, cerrando así una especie de cuenca cuyo lado septentrional forma la mencionada costa llana del norte de Nueva Brunswick.

Llena el conjunto de esa cuenca una «serie gris» de escaso espesor, que contiene insignificantes venas de carbón y a la que sigue el Rothliegende con Walchia y otras plantas, el cual continúa por la isla del Príncipe Eduardo. El mar allí es poco profundo, y la isla, fragmento de la llana parte septentrional de Nueva Brunswick, presenta ligeras ondulaciones con rumbo este-nordeste.

En el sur la serie gris, concordante sobre las capas de Ottweil de la serie de Joggins, representa una zona de transición entre permiano y carbonífero.

Gaspé y Maine pertenecen a otro conjunto montañoso. Nueva Brunswick es, hasta cierto punto, antepaís de Terranova y Nueva Escocia. Podemos deducir que cerca del borde externo de los pliegues una continua faja de yacimientos carboníferos plegados del piso de Schatzlar, se dirige desde la bahía de San Jorge (Terranova) hacia Pictou (oeste de Nueva Escocia) y acaso hacia San Juan (Nueva Brunswick). En Terranova yacen en discordancia el Culm (serie de Horton) y la caliza carbonífera. Esta discordancia en la base del carbonífero es la misma que citamos en el Tian-xan (pág. II); se repite en los Sudetes y en Bretaña. Cerca de Joggins los yacimientos de carbón del piso de Ottweil yacen tranquilos. Sólo ligeros anticlinales cruzan el Rothliegende. Excepto estas leves ondulaciones el edificio montañoso es, pues, prepermiano. *Este sincronismo muestra que los movimientos que han producido los Altaides se propagaron al otro lado del Océano.*

Ya hemos mencionado la posición independiente del fragmento Gaspé-Connecticut. Una gran dislocación, «la falla San Lorenzo-Chanplain», forma el límite entre este fragmento y el antepaís laurentino. El avance de parte del antepaís, al que pertenecen los Adirondacks, determina la desviación de este límite hacia el sur <sup>66</sup>.

Todo indica que un anticlinal bastante uniforme, compuesto de capas del paleozoico inferior, parte de Gaspé y se dirige casi paralelo al límite por los montes Shickshock <sup>67</sup>. Ya hemos hablado del carácter europeo de

algunas de las faúnnulas del nordeste del Maine; también aquí hay dirección nordeste predominante, aunque en varios puntos, hacia el centro del Maine, afloran grupos aislados de rocas volcánicas (andesita, riolita y otras)<sup>68</sup>. El interior de esta región es poco conocido.

Como el límite entre las montañas plegadas y el antepaís penetra en el interior por debajo de Quebec, los pliegues se encorvan cada vez más hacia el sur. Los terrenos comprimidos rebasan la orilla oriental del lago Champlain, y giran luego desde Nueva York, por Vermont y Massachusetts a Connecticut. En 1888 Walcott bosquejó su recorrido<sup>69</sup>. El choque más violento probablemente ocurre en el lago Champlain y algo al sur de él. Luego las diversas ramas giran cada vez más al sur-suroeste y cruzan el Hudson oblicuamente.

Las cadenas de neis que siguen con rumbo meridiano en ambas orillas del río Connecticut integran la cordillera de Nueva Hampshire de Dana y los montes Green. Respecto de la parte occidental de Massachusetts, contamos con varias admirables descripciones, estudios ejemplares de cordilleras muy alteradas por la presión. Emerson, en su estudio del noroeste de Hampshire, describe, en el centro de estas cadenas meridionales comprimidas, la fosa del río Connecticut, en la que las capas triásicas se han hundido hasta los 1.600 metros<sup>70</sup>.

Las olas montañosas, luego de rodear los Adirondacks y la parte avanzada del antepaís, se lanzan hacia adelante, y a la vez divergen de modo análogo que en los Urales, al sur de la meseta de Ufa (III, pág. 364). También aquí tenemos que admitir una virgación obligada.

La desviación es menos notoria en las cadenas orientales, entre las que debemos incluir los pliegues de la meseta de Piedmont, que antes se consideraba arcaica, pero que hoy podemos afirmar que no se plegó hasta después de la deposición del Culm. Aun en Massachusetts se dice que existen plantas del Culm asociadas con grafito, en micacita; y al sur, en Alabama, halló E. Smith *Lepidostrobus* en pizarras gráficas semicristalinas<sup>71</sup>.

Mathews ha descrito la meseta de Piedmont, en Maryland, y Bascom en Pensilvania<sup>72</sup>. Larga cadena de gabra penetra en la meseta desde Nueva York, por Delaware, Maryland y el sureste de Pensilvania hasta Virginia; tiene muchas ramificaciones y sube desde el neis al siluriano inferior. Cuando ha sufrido presión aquella roca contiene, en lugar de piroxeno, hornablenda verde, y, en menor escala, biotita<sup>73</sup>.

La desviación es mayor en los pliegues exteriores; muy clara en el suroeste del estado de Nueva York, y hasta los campos de antracita del nordeste de Pensilvania produce muchas y grandes cobijaduras, y la virgación forzada motiva la amplia flexión sigmoidal de los campos carboníferos de Pensilvania<sup>74</sup>.

Bailey Willis ha dedicado sus estudios a la estructura de la cordillera principal de los Apalaches y de ellos extraemos lo siguiente<sup>75</sup>:

Los pliegues y fallas alcanzan allí más de 720 kilómetros. Las varias líneas de estructura son paralelas y muy largas; una de ellas de 600 kilómetros. Los anticlinales presentan fuerte buzamiento en el lado noroeste y ligero en el sureste; en el primero hay planos de arrastre. Aunque existen grandes desplazamientos no afloran terrenos anteriores al cambriano. El espesor de los sedimentos y, sobre todo, del devoniano, decrece con rapidez hacia el suroeste. Pueden distinguirse cuatro tipos de estructura: (1) Pliegues abiertos (en Pensilvania y Virginia oriental, o sea la región de la virgación forzada); (2) pliegues cerrados (en el denominado valle de los Apalaches o, hablando en general, zona de sedimentos más antiguos que precede a la precambriana); (3) plegamiento y movimiento, según planos de arrastre que producen hojas imbricadas (Virginia meridional, Tennessee y Georgia); (4) plegamiento con exfoliación, o sea potentes efectos dinámicos; esta zona apenas puede distinguirse de la de Piedmont).

De particular interés son las circunstancias en que el plegamiento de las zonas exteriores (1 y 3) pasa hacia el suroeste a la estructura imbricada.

En el mismo corte de las zonas exteriores podemos observar hasta diez de esas hojas imbricadas sucesivas. Sin embargo, en el río Coosa, al sur del límite de Georgia y Alabama, los bordes de las hojas más orientales se encorvan casi en ángulo recto y montan sobre las occidentales, permaneciendo enfrente de ellas, *las cuales conservan la dirección normal al suroeste con ligera curva cóncava*.

De la descripción de W. Hayes sabemos lo siguiente: el primer plano de arrastre (falla de Rome) es parte de una línea que se ha seguido 440 kilómetros; la distancia que ha corrido la parte que forma el manto es de 4 kilómetros. En Resaca hay una ventana de 3 kilómetros de longitud, que deja ver el carbonífero bajo las capas cambrianas. Algunos jirones avanzan más allá del borde de la hoja, y yacen en cortos sinclinales, entre los anticlinales de producción secundaria comunes a ambas hojas y posteriores a la cobijadura. La extensión de ésta (acaso precedida de denudación) es, según el segundo plano, de arrastre (falla de Cartersville), por lo menos, de 17 kilómetros<sup>76</sup>.

Squire ha estudiado la región carbonífera de Cahaba, inmediata al noroeste, y sus cercanías Eugenio Smith; ambos estudios, juntamente con la descripción de Mc. Calley, del distrito de Coosa, denotan que allí hay muchos planos de arrastre análogos, que se suceden, y que la extensión de la desviación es muy grande<sup>77</sup>.

De este punto en adelante la dirección gira al oeste-suroeste, y pronto los pliegues desaparecen bajo el manto cretáceo del valle del Misisipi.

Ya hemos mencionado (I, pág. 564) la *eminencia de Cincinnati*, largo y



suave anticlinal, que comparamos con las Parmas de los Urales. Al suroeste de Nashville (Tennessee), aflora en grande extensión la siluriana caliza de Trenton, que forma el basamento de la tierra baja. Más afloramientos hay hacia el nordeste, por Kentucky, y hasta el límite de Ohio. En todas partes el buzamiento es pequeño. La existencia de petróleo en la caliza

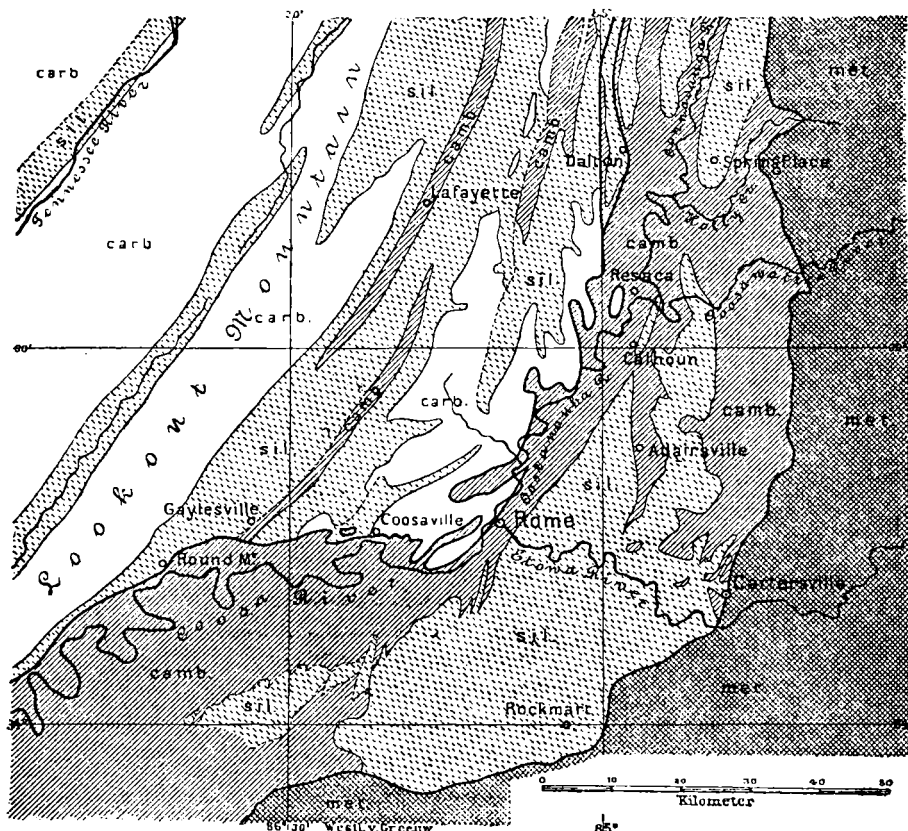


FIG. 33.—Cobijaduras en la concavidad de los Apalaches (según W. Hayes).

de Trenton ha motivado que se hagan allí muchos sondeos, y ahora sabemos que los afloramientos naturales dan imperfecta idea de la configuración del largo pliegue subterráneo. La cadena principal marcha de Nashville hacia el nordeste. En el norte forma varias amplias sillas, que gradualmente descienden de modo que, entre Sandusky y Toledo, aún antes de alcanzar el extremo occidental del lago Erie, han descendido a grandes profundidades. Al oeste de estas sillas y paralelo a ellas, un anticlinal subterráneo algo más marcado, el eje de Limes o de Findlay, se dirige

hacia Silvania, en el límite de Michigan <sup>78</sup>. Por último, amplio pliegue corre desde Cincinnati hacia Indiana, y en el norte de este estado afloran algunos braquianticlinales muy abruptos y cupuliformes <sup>79</sup>.

CARACTERES ATLÁNTICOS Y PACÍFICOS.—La costa oriental del norte de América puede dividirse en varias partes. La primera comprende las desnudas costas del golfo de San Lorenzo, y se extiende hasta la bahía de White, en Terranova (51° N.). La segunda incluye aquellas partes de los Apalaches, que emergen del Océano, y se extienden casi hasta Martha's Vineyard (entre los paralelos 42 y 41). La tercera se compone de un cinturón horizontal de sedimentos mesozoicos y terciarios discordantes sobre el lado interno de los Apalaches, que en Georgia y Alabama retrocede continuamente hacia el interior, dejando espacio para los depósitos de Florida y Luisiana, pertenecientes al terciario superior o aún más modernos.

(a) Cerca del extremo norte de este cinturón, al oeste y suroeste de Boston algunos jirones de capas con carbón, de edad *carbonífera*, han descendido, según fallas, entre los terrenos de la meseta de Piedmont. El mayor forma la cuenca acodada de Narragansett, cuya parte meridional se dirige al sur, por Rhode island al mar. Los yacimientos de esta fosa pertenecen a la parte superior del piso de Schatzlar <sup>80</sup>.

En Europa ocurrieron en aquella época transgresiones límnicas de grande extensión que afectaron al lado interno del arco varisco, previamente denudado, por ejemplo, en Bohemia (II, pág. 248).

En la cuenca del Saar, así como en la Narragansett, se produjo hundimiento en una fosa de falla.

(b) El sistema de Newark se compone de amplios jirones de capas con plantas. Basado en las investigaciones de Fontaine, mostró Stur la correspondencia de su flora con la del Lettenkohle de Alemania, tan desarrollada en Lunz (Alpes orientales) <sup>81</sup>. Esto concuerda con la existencia en las capas de Newark del género de cocodrilo Belodon, que pertenece al Keuper superior de Alemania. También indica este último piso la existencia de peces (Catopterus) afines al Semionotus.

El sistema de Newark comienza en la cabecera de la bahía de Fundy, en larga serie de jirones, la mayoría alargados hacia el suroeste; sigue próximamente la dirección de los Apalaches en unos 960 kilómetros y alcanza el límite de las Carolinas del sur y del norte. Lo han estudiado Davis, Dutton, Russel, Hobbs y otros investigadores, y Russel ha reunido todos los estudios anteriores <sup>82</sup>. El jirón de 170 kilómetros de longitud y oblongo de norte a sur, que contiene parte del curso del río Connecticut y llega al mar, cerca de Newhaven está, como hemos visto, hundido en una fosa. Lo mismo ocurre al jirón de Richmond, rico en carbón y de 50 kilómetros de longitud; otros muchos jirones están limitados o cortados por fallas. El sistema de Newark se asocia con rocas eruptivas básicas

que, a veces, se muestran como erguidas venas, y otras cual mantos intrusivos y aun hojas efusivas. El borde de uno de estos mantos, que buza al noroeste, forma, con anchura de 8 a 16 kilómetros y longitud de 190, la orilla oriental de la bahía de Fundy, y también el Digby Neek, estrecha faja que limita la bahía de Santa María a modo de lido. Un dique intrusivo horizontal que corta al sesgo las capas forma las Palisades, en la orilla izquierda del bajo Hudson; cerca de Nueva York tiene 260 metros de potencia. Lewis ha seguido un dique, 144 kilómetros por Pensilvania y, según William, continúa otros 48 en Maryland<sup>85</sup>. En el sur, allí donde faltan los sedimentos de Newark, pueden seguirse estos diques hasta Alabama donde adoptan cada vez más la dirección general del plegamiento. El límite meridional de su parte visible nos lo da el manto cretáceo y está a 1.600 kilómetros del afloramiento más septentrional en la bahía de Fundy. El ancho de la zona que ocupan esos diques básicos y hojas superficiales es de unos 320 kilómetros, según cálculo de Russel.

(c) *Zona del Potomac*.—Los territorios carboníferos y de Newark antes mencionados no contienen fósiles marinos y se apoyan en los terrenos de la meseta de Piedmont. El cinturón atlántico horizontal comienza fuera de los jirones. Sus tramos principales son: el grupo de Potomac, la formación de Raritan (arcillas de Amboy), las capas que corresponden a la transgresión marina del senonense y las terciarias marinas. No hay duda que luego de la deposición de este cinturón ocurrieron muchos cambios de lugar de la línea de costa, pero que, en conjunto, corresponde al actual perfil del continente hasta que en el sur retrocede hacia poniente<sup>84</sup>.

Se compone de tramos más altos y más bajos. Los primeros (Potomac y Raritan) sólo han dado plantas terrestres y algunos restos de reptiles; a menudo se agrupan con el nombre de *zona de Potomac*; los últimos son puramente marinos.

En el límite, entre jurásico y cretáceo del centro de Europa, hay una fase negativa (II, pág. 281). Aun en Polonia, cerca de Thorn, junto a la frontera alemana, ha hallado Michalski las margas de Cyrena del Weald<sup>85</sup>. En el norte de Francia y en la mayor parte de Inglaterra el neocomiense inferior no tiene depósitos marinos. En la Charente y en Portugal el wealdense llega al Océano. Las observaciones muestran que el límite entre jurásico y cretáceo debe marcarse por encima de las capas salobres de Purbeck y debajo de la arena de Hastings y del Weald, que corresponden al neocomiense inferior y parte del medio.

La deposición de la zona de Potomac comenzó durante aquella fase negativa. En Maryland hay arcosas en la base y las siguen arcillas. Las capas inferiores contienen flora del wealdense y del neocomiense. Encima la formación de Raritan. Luego de visitar los depósitos cretáceos de Portugal en los que Choffat y Saporta demostraron que existía combinación

de floras terrestres y faunas marinas, dedujo Ward, que la flora de Raritan corresponde al vraconiense, o sea que yace en el límite entre el Gault y el cenomanense <sup>86</sup>.

Se conoce la flora de Potomac desde Filadelfia hacia el sur, por Ma-

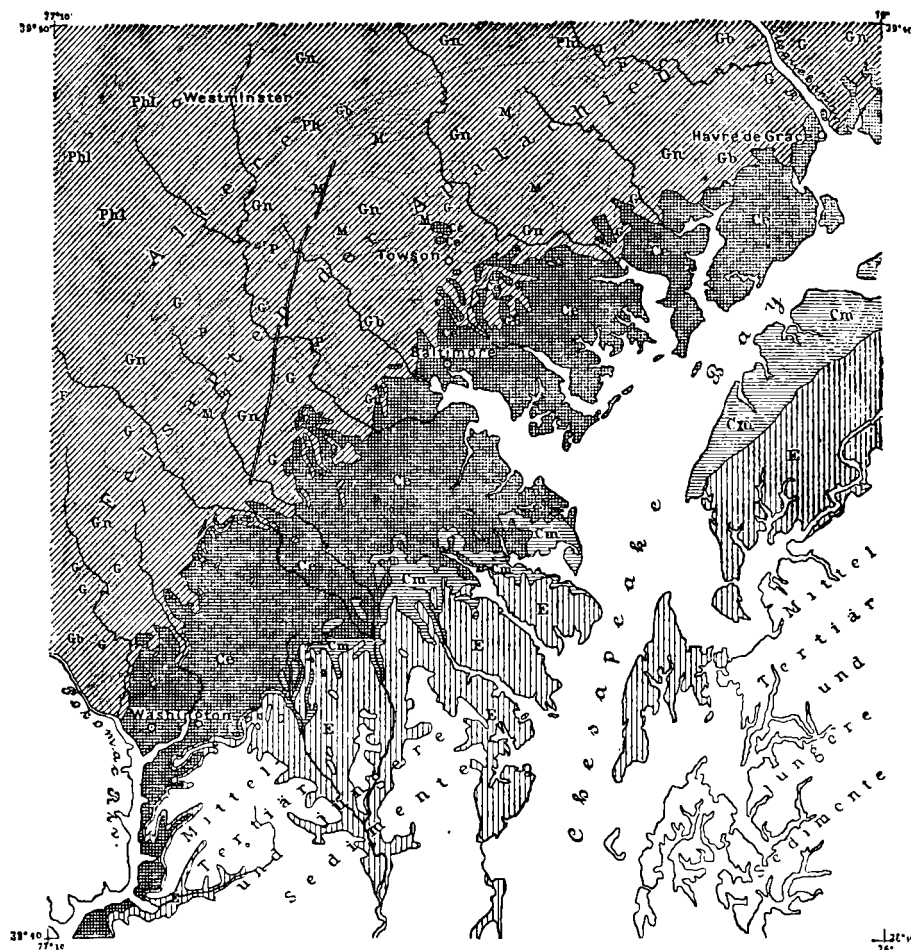


FIG. 34. —El cinturón atlántico entre Wáshington y Baltimore (de un mapa del Geological Survey de Maryland).

Gn = gneis y micacita; Ph, Phl = filadidos y caliza (rocas palaeozoicas alteradas); M = mármol; G = granito; Gb = gabbro; P = peridotita y serpentina; Ce = cretáceo inferior = Potomac; Cm = senonense marino; E = eoceno,

ryland y norte de Virginia. También existe en otros puntos mucho más meridionales, como antes dijimos. La flora de Raritan se extiende desde Martha's Vineyard a Maryland; Ward ha demostrado que es idéntica a la de la formación de Tuscalosa, en Alabama, que se presenta en análogas condiciones.

(d) Sobre este cinturón interno y no marino, ocurrió la *transgresión marina* del senonense superior, que parte de Marta's Vineyard y sigue por las Carolinas del norte y del sur, Georgia y Alabama, y luego corta oblicuamente la dirección de los Apalaches al valle del Misisipí (I, pág. 293, fig. 37; II, pág. 303).

Después la parte interior del cinturón se encorva hacia el norte, cruza la boca del Ohio, y al norte del paralelo 37° gira al sur suroeste, de modo que abarca el valle del Misisipí. En aquellas regiones del oeste de Missouri y nordeste de Arkansas sólo vemos la escarpa continua de las formaciones más antiguas. Sigue al suroeste hasta más allá de Little Rock (Arkansas); luego comienza un cambio algo al norte del paralelo 34° O. La guirnalda terciaria sigue al suroeste por el Río Grande a Méjico, pero el borde interno de la formación cretácea lleva marcha casi rectilínea al oeste. Sigue el pie meridional de la cordillera de Uachita, casi paralela al río Bermejo por los territorios de los indios Choktaw, Chickasaw y Oklahoma hasta el otro lado del meridiano 100° O. En esta gran región que alcanza hasta las cordilleras de Nuevo Méjico, se elevan las mesetas tabulares de Texas.

Podemos formar claro concepto de esta región, merced a las investigaciones de R. Hill y de su colega Vaughan<sup>87</sup>. Texas (688.340 kilómetros cuadrados) es mayor que Austria Hungría (625.557 kilómetros cuadrados), que el Imperio alemán (540.484) o que Francia (536.408). Sólo el cretáceo horizontal (si incluimos una faja en la otra orilla del río Bermejo) ocupa 440.000 kilómetros cuadrados. Al este buza normalmente bajo el cinturón terciario. En el oeste lo alcanzan los pliegues de la Cordillera, pero con pocos cambios de carácter continúa a Méjico. Hacia el norte se extiende en aislados jirones sobre Kansas y Oklahoma. Sin embargo, puesto que la flora neocomiense de Potomac se halla en las arenas de Trinity<sup>88</sup>, que forman su tramo inferior, y sus capas más altas corresponden al senonense superior de Maryland, se sigue que el conjunto de la gran serie cretácea de Texas debió depositarse durante un período que corresponde a la formación del cinturón atlántico de Maryland y de Nueva Jersey, y que es sencillamente ensanchamiento e intumescencia de dicha faja. Hay intercalaciones aptenses y cenomanenses que alcanzan gran espesor<sup>89</sup>.

La erosión ha cortado la formación caliza cretácea de Texas en varias mesetas. Estas son: (a) El *Llano Estacado*, que limita al norte el río Canadiense y al oeste el Pecos; (b) su continuación meridional, la *meseta de Eduardo*, que limita al sur la escarpa de Balcones y corresponde a la zona de fallas que puede trazarse cruzando el río Colorado, muy lejos hacia el nornordeste; (c) al oeste del Pecos la pequeña *meseta de Stockton*, que llega a las cordilleras; por último (d), la mole continua de la *llanura cortada de Lampasas* y la *Gran Pradera*, que comprende la zona

limitrofe septentrional, en el río Bermejo, y la *Pradera Negra*, que señala larga escarpa. Además, algunos jirones aislados en el norte y noroeste en parte muy erguidos y a grande altitud, los cuales se relacionan con las cordilleras.

Los bordes denudados de las grandes mesetas (a), (b) y (d) limitan extenso territorio en el centro de Texas, en el cual aflora la base del cretáceo. En *Burnet county*, más arriba de Austin, orillas del Colorado, afloran rocas antiguas. Según el relato de Comstock, neis arcaico y granito

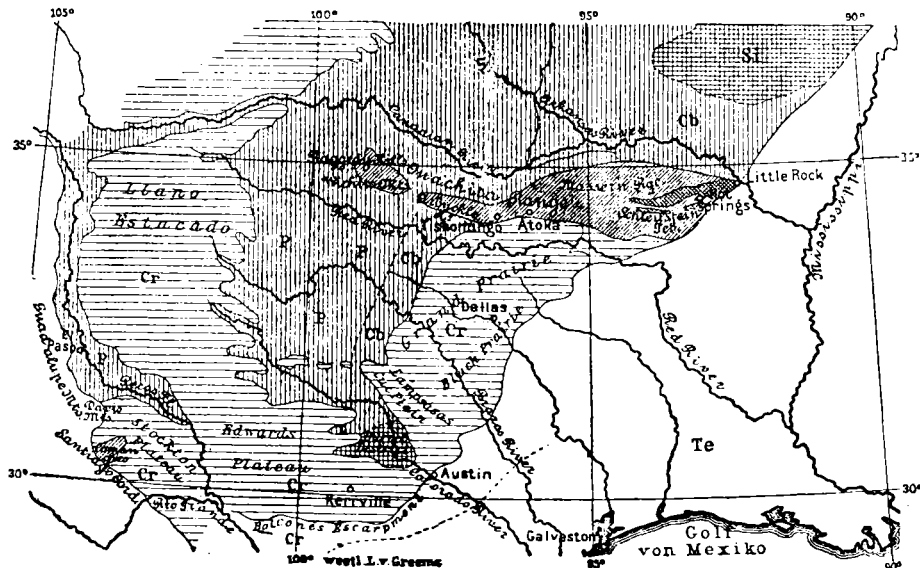


FIG. 35.—Plataformas cretáceas de Texas (según R. Hill).

neísico existen allí con rumbo N. 75° O., así como pizarras precambianas muy levantadas con dirección predominante N. 36° O.<sup>90</sup>. Los sondeos, en lo más alto de la meseta de Edward, al sudoeste de Fredericksburg, alcanzan el granito bajo el cretáceo, a sólo 55 metros de profundidad (457 metros sobre el mar), y aun en Kerville, 85 kilómetros al sudoeste del río Colorado, se alcanzó a 381 metros (unos 152 sobre el mar)<sup>91</sup>.

En el valle del Colorado cubre a esta antigua mole arenisca de Potsdam (cambriano) horizontal discordante<sup>92</sup>. La mole de Burzer no es prolongación de los Apalaches, sino *Monadnock*, o sea pliegue sobreviviente de los terrenos del basamento, restos antiguos que ha dejado la denudación, que en este caso, como en el Escudo Canadiense, ocurrió antes de que se depositaran las areniscas de Potsdam.

Sigue a esta arenisca el siluriano y el carbonífero inferior. El carboní-

fero superior rodea parte de la mole antigua y se extiende por el norte <sup>93</sup>. Yace horizontal a lo largo del pie oeste de la Lampasas Cut plain y de la Gran Pradera y alcanza del paralelo 31° 30' al 33° 30'; en la Gran Pradera se oculta bajo el cretáceo y lo ha revelado un sondeo a 64 kilómetros del borde (Cb, fig. 12).

Al oeste de la zona carbonífera hallamos capas cada vez más modernas, que buzan algo al oeste. Primero los tramos superiores del carbonífero; luego arenisca roja permiana y margas. En varios horizontes de margas existen los notables reptiles que describió Cope, y en uno de los tramos superiores una fauna marina ajena al este de América (*Popanoceras Medlicottia* y otros géneros) <sup>94</sup>. Aún más arriba, arcilla roja con yeso, cuya edad permiana revela la existencia de *Pleurophorus*. Las capas rojas constituyen parte no pequeña de las cuencas, lo mismo en el alto Colorado que en el alto río Bermejo; a este hecho deben su nombre ambos ríos. Las capas más altas y occidentales se han atribuido al triás solamente por el hecho de contener trozos de madera fósil (P., fig. 12).

De modo que en Texas se advierte, bajo la serie cretácea que buza ligeramente al este o al sureste, otra más antigua, algo inclinada al oeste. La inclinación, siempre ligera, es original y, excepto algunas fallas, no hay señales de trastorno tectónico desde que se depositó la arenisca de Potsdam. Se supuso que habían ocurrido movimientos oscilatorios del continente entero, pero una explicación más sencilla se ajusta mejor a los hechos.

Hace tiempo que Le Conte, Dana y otros, han reconocido en la vertiente oriental de la cordillera algunos caracteres pacíficos. Perrin Smith habla de un mar Pacífico que existió en Arkansas durante las épocas carbonífera y permiana <sup>95</sup>.

El conjunto del cretáceo texano se inserta en el estrecho cinturón atlántico del norte, que es formación atlántica. *La llanura del interior de Texas, entre el Llano Estacado y la Gran Pradera viene a ser ventana en la cual las series pacíficas que buzan al oeste asoman bajo las atlánticas, que buzan al este.*

Los sedimentos pacíficos continúan al norte, hasta Oklahoma y Kansas, pero sólo la fauna marina suministra fósiles pacíficos característicos. En Kansas hallamos, junto a las típicas capas rojas, la especie *Callipteris conferta*, distintiva de la flora permiana de Dunkard, que en la Virginia occidental, sudoeste de Pensilvania y hasta Nueva Brunswick, representa el Rothliegende inferior europeo. Si esa serie existiera en Europa la describiríamos como manto postvarisco. Al norte del río Bermejo rodea discordante a los montes Uachita, lo que indica la edad permiana de esa cordillera.

Sigamos ocho o diez grados de latitud al norte y penetremos en Minnesota, donde, entre los paralelos 43 y 45°, el extremo occidental del Escudo Canadiense se oculta bajo depósitos glaciáricos.

En el meridiano 96° 30' O., límite de Minnesota y Dakota meridional, aflora cuarcita antigua en el gran río Sioux, bajo los restos glaciáricos y jirones cretáceos y, en paraje más septentrional, también hay granito. Al oeste, por lo menos hasta el meridiano 98° 30' O., los sondeos revelan cuarcita antigua o granito bajo la arenisca acuífera de Dakota <sup>96</sup>.

Aún más al oeste, entre los meridianos 103 y 104 alcanzamos las Black Hills (I, pág. 565), de las que tenemos descripciones modernas de Ward y Darton <sup>97</sup>. Sobre antiguo granito y pizarras cambrianas yace arenisca discordante, como en la mole de Burnet. Sigue caliza carbonífera y luego una serie roja con yeso y especies de *Bakevellia*, que por completo asemejan al permiano de Kansas y Texas. Encima yace una formación característicamente pacífica: la arenisca jurásica con *Cardioceras* (piso de Sundamee); luego arenisca sin fósiles a la que siguen pizarras margosas de las capas con *Atlantosaurus*, de donde proceden los conocidos reptiles gigantes que describió Marsh como jurásicos.

A la deposición de las capas con *Atlantosaurus* siguió un intervalo de erosión y excavación de valles de tal magnitud que en ellos se abismaron sedimentos carboníferos beneficiables con la flora del Potomac inferior (piso de Lacota). Con esto comienza la serie del cinturón atlántico; pero también en este caso se confina a los depósitos marinos el contraste entre las formaciones atlánticas y las pacíficas. Así entramos en la época del wealdense y el neocomiense y reconocemos la fase negativa entre el jurásico y el cretáceo que se advierte aquí casi con tanta claridad como en la isla de Purbeck.

También aquí han dejado huellas los bosques de cicadeas. Más arriba la arenisca de Dakota encierra restos de plantas dicotiledóneas. Luego sigue como en todas partes la transgresión del cretáceo superior marino.

Por ahora no pasaremos más adelante. Nuestro objeto al comparar el cinturón atlántico en el este con la ventana de Texas y el piso de Lakota con la flora de Potomac, que ahora cubre erosiones en las Black Hills, era únicamente recordar de nuevo la extraordinaria extensión y uniformidad de los fenómenos que definen los límites de las formaciones.

LOS APALACHES EN LA ORILLA DERECHA DEL MISISIPÍ.—Cuando, en 1888, apareció la primera memoria del Instituto Geológico de Arkansas, anunció la existencia de una cadena de colinas de 600 a 700 metros de altura, que comienza al sur de Little Rock y que extendiéndose desde el meridiano 92 al 100° O., forma divisoria entre el río Arkansas (Canadá) en el norte, y el río Bermejo en el sur. Branner la denominó *Uachita range* de la cual los primeros mapas no daban idea siquiera aproximada. A lo sumo figuraban el monte Scott, muy al oeste, en Oklahoma, ya conocido por posteriores expediciones. Los geólogos que visitaron esta cordillera, Branner, Hill y Griswold, se asombraron de su semejanza con los Apalaches y advirtieron el plegamiento dirigido al norte, que correspondía al



arco en aquel sistema, y el carbonífero plegado que atravesaban planos de corrimiento y al lado el permiano rojo sin plegamientos. Sólo en un punto había divergentes opiniones, a saber: ¿Deben considerarse los montes Uachita prolongación de la cordillera principal de los Apalaches?, o bien (como sugiere su situación más al norte) ¿ha de considerárselos expresión más marcada de los pliegues de las Cincinnati uplift? <sup>98</sup>.

La cordillera se dirige primero al oeste y luego gira al N. 70° O. A levante la puebla espesa arbolada; en el oeste, por completo desarbolada, la viste espesa hierba. Se compone de tres ramas: la primera y más extensa es la cordillera de Uachita, en el sentido más estrecho, la *Massern Range*, de Hill; la segunda forma los montes *Arbuckle*, que orográficamente se unen con la primera; la tercera separada por un intervalo de 40 a 50 kilómetros de anchura, que ocupan capas horizontales rojas permianas, forma los montes *Wichita*, a los que pertenece el monte Scott.

El núcleo de la rama oriental o cordillera de Massern, forma los *Montes Amoladores* (cordillera de Novaculita), a la que, al sur de Little Rock, corta oblicuamente el borde montañoso del que abarca unos 45 kilómetros; desde allí se dirige abriéndose en cuña en más de 160 kilómetros al este con muchos pliegues accesorios de menor importancia. Se compone de rocas de siluriano inferior algo productivas y capas muy levantadas de asperón silíceo, que motiva que cada uno de los muchos pliegues se yergan en zig-zag. Debemos a Griswald un mapa de la cordillera <sup>99</sup>.

Al sur y el norte ciñe a la cordillera de Schleifstein (Amoladores) espeso manto de capas carboníferas; cerca de Atoka, en la región de los indios Choctaw, rodea su extremo occidental. También el manto carbonífero está plegado y en el norte hay inversiones. El carácter productivo de los yacimientos carboníferos ha motivado cuidadosa investigación de la cordillera. Han descrito su ladera septentrional Winslow, Drake y con gran detalle Taff; Ashley ha estudiado la ladera meridional. Se han reconocido las floras de Schatzlar y de Ottweil bajo depósitos marinos del carbonífero inferior y del superior <sup>100</sup> (Ca, fig. 36).

Un corte transversal de norte a sur muestra lo siguiente:

Al norte del río Arkansas los montes Boston, de caliza carbonífera, prolongación de la serie horizontal del sur de Missouri, según los cortes de Winslow, caen con ligera flexión hacia el río, al sur del cual siguen las arboladas lomas del carbonífero, plegadas hacia el norte; luego, las líneas en zigzag del borde norte de la cordillera de Amoladores; después, su parte media de siluriano inferior menos resistente; y al otro lado las líneas en zig-zag del borde meridional; tras ellas la zona meridional del carbonífero (también cubierta de arbolado), y contra ésta, algo al norte del río Bermejo, las arenas de Trinity, que corresponden el comienzo del cretáceo.

Junto al pie meridional de la cordillera de Amoladores, entre Hot Springs y Malvern, pero todavía al norte de una cadena secundaria de las crestas del Schleifstein, se alza la mole de *Magnet cove*, cuya última descripción debemos a Washington, y que se compone de varias series de rocas eruptivas, más básicas hacia el centro, que ocupa una masa de magnetita <sup>101</sup>.

Al sur y al sudoeste del Little Rock surgen de la llanura terciaria dos lomas de sienita eleolítica y forman *Fourche Mountain* y *Bryant*. A su riqueza en bauxita se debe que las investigara Hayes <sup>102</sup>.

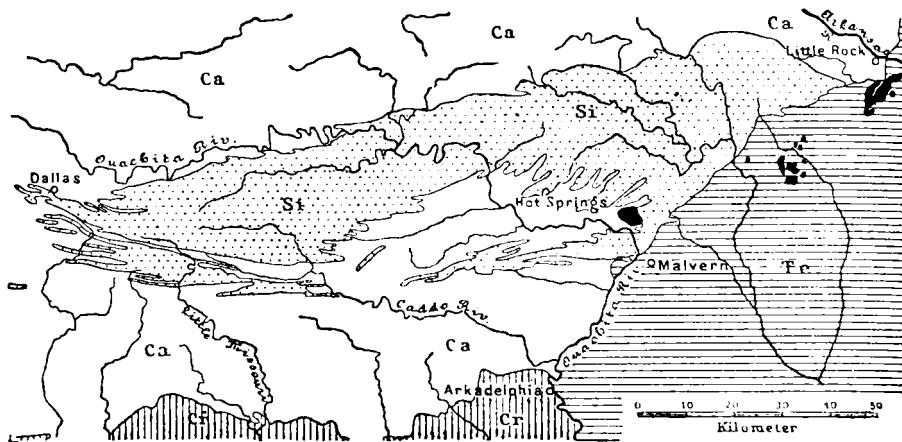


FIG. 36.—Los montes Amoladores (*Schleifstein*) (según Griswold).

Las manchas negras señalan antiguas moles intrusivas.

Los montes *Arbuckle* se unen por medio del carbonífero con la cordillera de Massern. Según Taff, se componen de varios pilares que limitan fallas longitudinales y compuestos de granito precambiano con borde paleozoico. Tales pilares son restos de una cordillera que se plegó entre el carbonífero inferior y el piso de Schatzlar. Encima hay conglomerados discordantes, y hacia el final del carbonífero superior (flora de Ottweil) ocurrió de nuevo fuerte plegamiento. El permiano y el cretáceo no han sufrido trastorno.

La longitud de la cordillera pasa de 90 kilómetros <sup>103</sup>.

Aún más al noroeste los montes *Wichita*, también de más de 90 kilómetros de longitud, se arrumban al N. 70° O. <sup>104</sup>, y constan de muchos abruptos pliegues aislados y lomas, de los que Taff contó 250. Los grupos del noroeste se denominan montes Raggedy. La cordillera principal, que comienza en Fort Sill, presenta únicamente granito precambiano y gabro; el último es el tramo más antiguo. Hacia el nordeste se alza una cordi-

llera paralela que continúa los sedimentos paleozoicos de los montes Arbuckle. El permiano rojo yace discordante sobre pliegues aislados.

En los 35° N. y 99° 28' O., nueve kilómetros al oeste de la horquilla septentrional del río Bermejo, señaló Taff la última loma de granito. Una de las postreras ramas de los Altaides occidentales se oculta allí bajo la árida llanura, pero no antes de que las características discordancias de los Altaides y la larga zona de yacimientos carboníferos hayan asomado de nuevo en los montes Arbuckle.

Más al sur hay una segunda rama.

Sierras oblongas descienden entre río Grande y el Pecos. En el norte su dirección es meridiana, luego sur-sureste, y, por último, sureste entre los paralelos 31° y 30° 30' N. Los montes Dawis, que se alzan cerca del borde oriental hasta 2.500 metros de altura, se componen de rocas volcánicas modernas y terminan al sur en abrupta pendiente. Sigue la sierra de Santiago, de caliza cretácea y arrumbada al sureste, que casi llega al Río Grande. El Pecos corre grande trecho por la arcilla roja permiana; más al sur, en su orilla occidental, se alza la meseta de Stockton, ya mencionada como continuación de la de Edward. Allí, algo al oeste del Pecos, el cretáceo horizontal de Texas, encuentra al plegado de las Cordilleras.

Hill distingue dos trozos montañosos como elementos exóticos: la *Sierra Comanche* y la *Sierra Caballos* (menos importante); ambas al este de la Cordillera y que, por tanto, debieran incluirse en la región de la plataforma cretácea. La Sierra Comanche, arrumbada al sureste, encuentra cerca de Marathon a la plegada Sierra de Santiago, que se dirige al sureste. Se compone de caliza paleozoica y arenisca que buza al norte, en la cual tal vez queden aún jirones horizontales de caliza cretácea. Al sur, las capas verticales paralelas de Sierra Caballos pertenecen, probablemente, al piso inferior de Helderberg. Hacia el sur las ciñe un cinturón de cretáceo horizontal <sup>105</sup>.

Estas sierras no pertenecen a la gran Cordillera, porque tienen dirección opuesta y son anteriores al cretáceo, ni tampoco pertenecen a la mole de Burnet, en la cual están horizontales los sedimentos cambrianos. Su dirección rebasa esa mole por el norte.

Roberto Hill reconoce en Sierra Comanche y Sierra Caballos *el tipo de los Apalaches*, que reaparece allí junto al pie de la Cordillera de Nuevo Méjico. Análoga correlación se ha aventurado respecto de la meseta del Diablo, gran superficie de caliza del carbonífero inferior, hoy situada dentro de la cordillera y más allá de los montes Dawis. Pero en este caso los hechos son menos convincentes, y por ahora podemos considerar la Sierra Comanche última señal de los Apalaches hacia el oeste. El punto que encuentra a las cordilleras mejicanas está a los 30° 15' y 103° 15' oeste.

Al norte, por encima de Burnet, hacia los montes Ozark, hay amplio

territorio, en el cual los sedimentos paleozoicos tal vez alcanzan mayor espesor; en esta región, los Apalaches divergen en dos ramas, y más al oeste esas grandes montañas se pierden en aislados ramales. *Son los extremos libres de la rama más larga de los Altaides occidentales.*

Los movimientos intercarboníferos del centro de Asia han avanzado por el oeste hasta este punto. El arco de los Altaides hacia el norte, que se presenta en el pilar de Azow, sigue conservando fundamental importancia hasta las cordilleras de Nuevo Méjico.

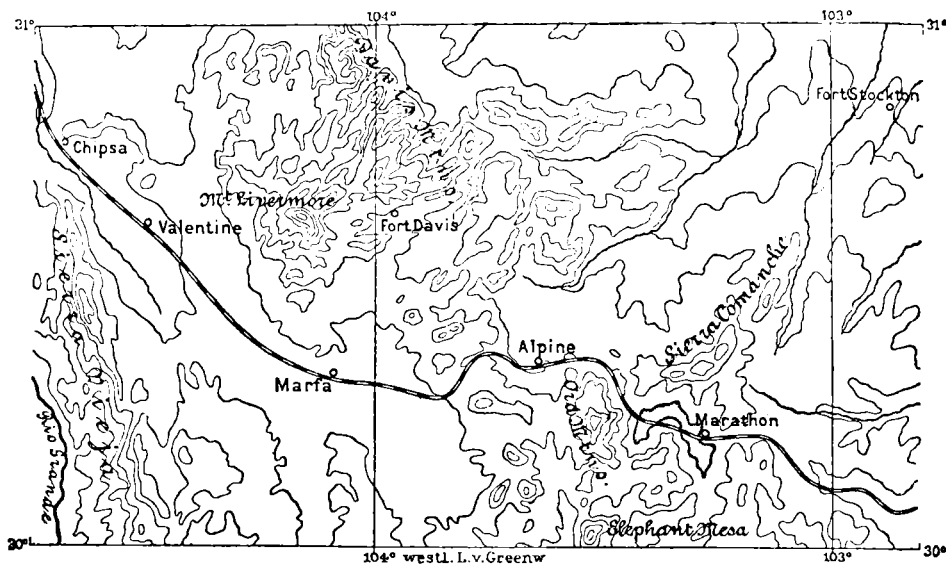


FIG. 37.—Sierra Comanche y montes Davis (según R. Hill).

RESUMEN. — Las anteriores observaciones arrojan alguna luz acerca de la historia del *Océano Atlántico del norte*.

Se hallaba al norte el extenso continente devoniano de Eria. Al sur y al este del lugar que ocupaba se extiende ahora una costa de rías entre Dingle bay y la Rochela; el plegado sistema armórico se oculta en el mar. Al oeste se nota análoga costa de rías en Terranova, donde avanzan los Apalaches. Los montes Wichita y la Sierra Comanche son sus extremos libres.

La cordillera armórica y los Apalaches están ambos plegados hacia el norte. En Europa, según los pliegues armóricos y variscos avanzan hacia el antepaís, retrocede el mar carbonífero; el Zechstein señala la primera entrada del mar en las regiones septentrionales. En América, conforme los pliegues de los Apalaches se aproximan a su antepaís laurenti-

no (a partir de la época de la caliza carbonífera), rechazan hacia el sur al mar de Terranova. En el norte y en el oeste de los Apalaches faltan los sedimentos marinos mesozoicos y terciarios.

Si comparamos las obras de Stur acerca de las floras carboníferas de Moravia y Silesia; las de Zeiller respecto de las del norte de Francia; de Kidstone referentes a Bretaña, y las de David White concernientes al norte de América, hallaremos en todos los casos asombrosa semejanza entre esas floras, lo mismo en su composición que en el orden de sucesión; lo mismo de abajo arriba desde el Culm al Rotliegende, que horizontalmente desde el Vístula a Oklahoma. Esta correspondencia nos permite afirmar que en Europa existe discordancia en la base del Culm y que reaparece en Terranova, Nueva Brunswick y Nueva Escocia. En esta región terminó el plegamiento antes que se depositara el permiano, el cual yace sin trastorno sobre ligeros anticlinales desde Nueva Brunswick a la isla del Príncipe Eduardo.

También es posible relacionar movimientos que intervienen a ambos lados del Océano. Es evidente que transgresiones limnias del piso de Schatzlar montan sobre partes ya denudadas del lado interno de las montañas; por ejemplo, en Bohemia, en el Saar y en la meseta central de Francia, y al mismo tiempo en los equivalentes de la meseta de Piedmont, en la cuenca de Narragansett. En el extremo oriental, cerca Ostrau, la serie de capas carboníferas termina con el piso de Schatzlar. La loma devoniana de Debnik, fuera de la región carbonífera, cerca de Cracovia, queda cubierta en discordancia por la caliza exótica con restos de plantas de Karniovice. Según Raciborski, contiene la flora de Ottveit<sup>106</sup>, que ciertos cambios físicos han separado allí de la de Schatzlar. En el extremo oeste hallamos en los Indian Territories los yacimientos carboníferos de Mc. Alester, que contienen la flora de Ottweil; están plegados con el resto de la serie carbonífera (Grady coal, Schatzlar), y no se encuentran capas horizontales hasta el permiano. Observaciones posteriores decidirán si esto es nueva confirmación del hecho advertido en todas partes de que el plegamiento persiste más tiempo en los extremos libres.

Alcanzamos ahora una fase más reciente en la historia del Atlántico. Al sur del paralelo 51° N.; esto es, al sur de la línea directriz que un tiempo unió América con Europa, la índole de la costa ya no es la misma que en el norte. En la vertiente interna (oriental), de los Apalaches, hallamos las floras terrestres de Schatzlar (Narragansett), el Keuper (Newark), el neocomiense (Potomac) y el vraconiense (Raritan); los depósitos marinos aparecen en el senonense. Con el piso de Potomac comienza un cinturón más continuo, que se ha llamado cinturón atlántico.

Las mesetas de Texas son extensa prolongación de este cinturón, aunque alcanzan mayores alturas, y aunque hay indicios marinos aun en el piso de Potomac (Arenas de Trinity).

La fase negativa del wealdense se revela en extensa área a ambos lados del Océano, desde el Vístula a Dakota. La siguió un movimiento positivo. En el norte de Francia es manifiesto el gradual avance del Gault. En Texas sus primeras señales se hallan en las arenas de Trinity. Luego comenzó la gran transgresión cenomanense y originó las formaciones calizas del Karst, Siria, Arabia, el Sahara, Texas y Méjico. El senonense avanza por todos lados más allá del límite de esta transgresión: en el norte hasta Disko; en el sur hasta la región antártica; en el este hasta el Aral, y dejó sus señales aun en las costas del Pacífico. El senonense de Maryland pertenece a dicho avance.

Además, advertimos la situación del cretáceo exenta de trastorno desde Groenlandia hasta el extremo sur, y que, excepto en las Antillas, sólo interrumpe algún hundimiento casual (escarpa de Balcones).

## Notas del capítulo XI: Armórica y los Altaides americanos.

<sup>1</sup> El más importante de estos accidentes debe considerarse probablemente también como anticlinal curvo, comprendido entre dos fallas curvas; E. Fournier, *La cima de la Grésigne* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., X, 1898-99, núm. 66, páginas 331-339); A. Thévenin, *Estudio geológico del reborde suroeste del Macizo Central* (Ibid., XIV, 1902-1903, núm. 95, páginas 353-554, y láminas I-VI, una mapa geológico; particularmente fig. 34, página 484).

<sup>2</sup> G. Mouret, *Bassin houiller et permien de Brive, I. Stratigraphie*. In-4.º, 459 páginas, tres láminas, una de ellas mapa geológico, París, 1891 (Ministerio de Trabajos Públicos. Estudios de los yacimientos minerales de Francia). El mismo autor dió descripciones sintéticas en *Remarques sur la géologie des terrains anciens du Plateau Central de la France* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XXVI, 1898, páginas 601-612, y lám. XII, mapa), y *Aperçu sur la géologie de la partie sud-ouest du Plateau Central de la France* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., XI, 1899-1900, núm. 72, páginas 51-88, cuatro láminas, de ellas dos mapas geológicos). Véase también su memoria intitulada *Las regiones naturales del departamento de la Corrèze* (Bull. Soc. Cient., Hist. y Arqueol. de la Corrèze, Brive, XVIII, 1896, 11 páginas, y mapa).

<sup>3</sup> Emm. Falot, *Sobre la disposición de las capas cretáceas en el interior de Aquitania y sus relaciones con los terrenos terciarios* (C. R. Acad. Sc., CXVI, 1893, 1.ª sem., páginas 278-280).

<sup>4</sup> Ph. Glangeaud, *Un plegamiento notable al oeste del Macizo Central de Francia* (C. R. Acad. Sc., CXXVI, 1898, 1.ª sem., páginas 1.737-1.740, y mapa); *Los plegamientos de los terrenos cretáceos de la cuenca de Aquitania* (Ibid., CXXVII, 1898, 2.ª sem., páginas 1.242-1.245: *Estudios sobre los plegamientos del Cretáceo de la cuenca de Aquitania* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., XI, 1899-1900, núm. 70, páginas 1-48, dos láminas, una de ellas mapa geológico).

<sup>5</sup> Mouret, *Cuenca de Brive*, pág. 146.

<sup>6</sup> En la memoria, ya citada, de Glangeaud, se pueden seguir estos detalles (Bull. Servicio Mapa Geol., XI, núm. 70) examinando los cortes del N. O. al S. E. en el orden siguiente: pág. 8, fig. 3, corte de la Rochebeaucourt, flexión mirando al N. E.; pág. 6, fig. 2, cúpula de Mareuil, seguida de la flexión N. E.; pág. 10, fig. 5, Verneuil, la misma disposición menos acusada; pág. 10, fig. 6, punto neutral sobre la Cole; pág. 11, fig. 7, sobre la Beauronne, comienzo de la flexión en dirección O.; pág. 12, fig. 8, Puyrina donde la rotura que llega a la Meseta Central mira ya hacia el oeste. La fig. 4, pág. 9, corte entre Couronne y Mouthiers, es atribuida a H. Arnaud; la pasé por alto porque los autores exageran allí demasiado. Además, ella no demuestra más que una cosa, y es que, más al norte-oeste, la flexión se convierte de nuevo en una falla. Véase H. Arnaud, *Estudios prácticos sobre la Cresta del Sud-Oeste, I-V. Perfil geológico de los Caminos de hierro.....* (Actes Soc. Linn. de Burdeos, XXXI, XXXVII, XLV; 1876, 1877, 1883, 1892, etc.).

<sup>7</sup> L. de Launay, *Las dislocaciones del terreno primitivo en el Norte del Macizo Central* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XVI, 1887-1888, páginas 1.045-1.063, y lám. XXXVII; mapa geológico); por el mismo, Bull. Servicio Mapa Geológico, IV, 1892-1893, núm. 30, páginas 318 y X, 1898-1899, núm. 63, páginas 89-90, y *Las fuentes termales de Nérís (Allier) y de Evaux (Creuse)* (Anales de Minas, 9.ª serie, VII, 1895, páginas 563-623, y lámina XVIII; mapa geológico). Véase también su obra *Investigación, captura y transporte*

de las fuentes termo-minerales. In-8.º, Paris, 1899, páginas 251 y siguientes. Para la hoja de Limoges, véase Mouret, Bull. Servicio Mapa Geol., XI, 1899-1900, núm. 72, pág. 82; véase también Glangeand, *Ibid.*, pág. 44, y en otros trabajos del mismo autor.

<sup>8</sup> J. Welsch, *Los plegamientos de los terrenos terciarios en los alrededores de Poitiers* (C. R. Acad. Sc. CXIV, 1892, 1.ª sem., páginas 1.441-1.443), y Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XX, 1892, páginas 440-456, y mapa, pág. 445. Véase sobre todo Bull. Servicio Mapa Geol., IX, 1897-1898, núm. 59, pág. 311, y Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, III, 1903, pág. 941).

<sup>9</sup> Citaremos aquí solamente C. Barrois, *Explicación de la hoja de Plouguerneau y Ouessant* (Anales Soc. Geol. del Norte, XXI, 1893, pág. 390), a causa de la importante nota sobre la continuidad de esos fragmentos montañosos, y su memoria *La cuenca del Ménez-Belair, Côtes-du-Nord e Ille-et-Vilaine* (*Ibid.*, XXII, 1894, páginas 181-345, y láminas III-IX, de la cual una es mapa geológico, y un mapa mostrando el cruzamiento de las directrices antiguas con los pliegues más recientes); después las *Hojas de Belle-Ile y de Quiberon* (Bull. Servicio Mapa Geol., IX, 1897-1898, núm. 59, páginas 315-318, y mapa de la pág. 317), para el enlace de los pliegues laterales en el Sur, y su estudio *De las divisiones geográficas de la Gran Bretaña* (Anales de Geogra., VI, 1897, páginas 23-44 y 103-122, y lám. 1, mapa). Véase el tomo II de la presente obra, pág. 137, y nota 1. Véase también C. Barrois, *Sketch of the Geology of Central Brittany* (Proc. Geologists' Assoc. Londres, XVI, 1899-1900, páginas 101-132, y su noticia *Bretaña* (Livret-Guide de las Excursiones en Francia, VIIIº Congreso Geológico Internacional, Paris, 1900, núm. 7). In-8.º, 37 páginas, y dos láminas, mapa y corte.

<sup>10</sup> C. Barrois, *La cuenca de Ménez-Belair*, pág. 273, fig. 13; su extremidad nordeste desaparece en un macizo granítico. Para las digitaciones de la cuenca de Laval, véase D. P. Ehlert, *Hoja de Mayenne* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., VIII, 1895-1897, número 53, páginas 57-61).

<sup>11</sup> C. Barrois, *Explicación de la hoja de Dinan* (Anales Soc. G. del Norte, XXI, 1893, pág. 39).

<sup>12</sup> Según los datos anteriores, sobre el Cabo Fréhel es preciso rectificar lo que se dijo en el tomo II, pág. 138.

<sup>13</sup> L. Lecornu, *Sobre los plegamientos silurianos en la región del Cotentin* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., IV, 1892-1893, núm. 33, páginas 395-414, y croquis de la página 401).

<sup>14</sup> Michel-Lévy, *Contribución al estudio del granito de Flamanville y de los granitos franceses en general* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., V., 1893-1894, núm. 36, páginas 317-357, y cinco láminas; en particular pág. 318, fig. 1).

<sup>15</sup> A. Bigot, *Hoja de los Pieux* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., X, 1898-1899, número 63, páginas 106-109).

<sup>16</sup> Véase el mapita de Ehlert, *Hoja de Mayenne* (Bull. Servicio Mapa Geol., VIII, 1896-1897, núm. 53, pág. 60, y pág. 58 para la inflexión de las direcciones).

<sup>17</sup> D. E. Ehlert, *Nota sobre el macizo siluriano de Hesloup* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., 3.ª serie, XXVI, 1898, páginas 82-103, y mapa de la pág. 83).

<sup>18</sup> A. Bigot, *El macizo antiguo de la Baja Normandía y su orladura* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, IV, 1904, páginas 909-953, y láminas XIV-XV, mapa; en particular página 944).

<sup>19</sup> A. Michel-Lévy, *Situación estratigráfica de las regiones volcánicas de la Auvernia* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XVIII, 1899-1890, páginas 688-695; en particular página 690 y lám. XXII, fig. 1).

<sup>20</sup> J. Philips, *The Malvern Hills, compared with the Palaeozoic Districts of Abberley Wothope, May Hill, Tortworth, and Usk* (Mem. Geol. Survey of Great Britain, II, parte 1.ª, 1848, páginas 1-330, láminas I-III, dos de ellas mapas). La avanzada de Malverns se



destaca claramente en el mapa esquemático de A. Strahan, *Map of Post-Carboniferous, and Pre-Permian Earth-Movements* (Brit. Ass. Adv. Soc., 74 th Rep., Cambridge, 1904 lám. VIII).

<sup>21</sup> T. T. Gromm, *The Geological Structure of the Southern Malvern, and of the adjacent district to the West* (Quart. Journ. Geol. Soc. Londres, LV, 1899, páginas 129-169, y láminas XIII-XV), y *On the Geological Structure of Portion of the Malvern and Abberley Hills* (Ibid., LVI, 1900, páginas 138-197, y lám. VIII; mapa). Una cobijadura situada todavía más al norte, en la isla de Man, no afecta más que a las rocas volcánicas de la época carbonífera; G. W. Lamplugh, *On some Effects of Earth-Movement on the Carboniferous Volcanic Rocks of the Isle of Man* (Ibid., LVI, 1900, páginas 11-25).

<sup>22</sup> W. J. Clarke, *The Unconformity in the Coal-Measures of the Shropshire Coal-Fields* (Quart. Journ. Geol. Soc., LVII, 1901, páginas 86-95). Para las regiones más septentrionales véase W. Gibson, *On the character of the Upper Coal-Measures of North-Staffordshire, Denbighshire, South Staffordshire, and Nottinghamshire; and their relation to the Productive Series* (Ibid., páginas 251-266). Es muy posible que la gran falla de Orlau se explique de la misma manera que la supuesta «Symon Fault». A esta conclusión conduce el estudio detallado a cuyo objeto se dedicó R. Michael, *Ueber die Frage der Orlauer Störung im oberschlesischen Steinkohlenbecken* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellschaft., LIX, Monatsberichte, 1907, núm. 2, páginas 30-34).

<sup>23</sup> A. Strahan, *On Overthrusts of Tertiary Date in Dorset* (Quart. Journ. Geol. Soc., LI, 1895, páginas 549-562, láminas XVII-XVIII, una de ellas mapa), y *The Geology of the Isle of Purbeck and Weymouth* (Mem. Geol. Survey, England and Wales. In-8.º, páginas xi-278, y 11 láminas, una de ellas mapa geológico, 1898). Por el mismo, *Guide to the Geological Model of the Isle of Purbeck*. In-8.º, 26 páginas, y dos láminas, mapas geológicos, 1906. A. Strahan, en su Comunicación presidencial de la Bristish Asociación, dió en 1904 un sumario general de los accidentes post-carboníferos (74 th Rep., Cambridge, páginas 532-541, y lám. VIII; texto reprod. Geol. Magazine, Dec. V, vol. I, 1904, páginas 449-462). Resulta de esta interesante descripción que en el oeste de Inglaterra un gran número de fallas afectando dirección más o menos caledoniana tuvieron origen antes del depósito del Permiano y del Triás. Para llevar más lejos la comparación sería preciso distinguir sistemas de plegamientos más claramente de lo que se ha hecho hasta ahora, enderezamientos locales y anticlinales aislados que son una simple consecuencia de la producción de las fallas; nos podríamos preguntar, por ejemplo, si el lago District no será un pilar.

<sup>24</sup> G. F. Dollfus, *Relación entre la estructura geológica de la cuenca de París y su hidrología* (Anales de Geogr., IX, 1900, páginas 313-339 y 413-433, lám. X, mapa); Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., XV, 1903-1904, núm. 98, páginas 149-163, y mapa; d°, XVI, 1904-1905, núm. 105, páginas 31-35, y mapa. Véase también su noticia *Nuevo mapa geológico de la cuenca de París al millonésimo* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, III, páginas 7-18). Para el País de Bray, consultar la monografía detallada de A. de Lapparent (Mem. unida a la Explicación del Mapa Geol. detallado de Francia). In-4.º, 182 páginas, cuatro láminas, y mapas, 1870.

<sup>25</sup> P. Lemoine y C. Rouyer, *Sobre el sistema de los pliegues y las fallas en la Baja Borgoña* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, IV, 1904, páginas 561-568, y lám. XV; mapa).

<sup>26</sup> M. Bertrand, *Sobre la continuidad de los fenómenos de plegamientos en la cuenca de París* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XX, 1892, páginas 118-165, lám. V, y mapas en el texto); véase también su nota *Líneas directrices de la Geología de Francia* (C. R. Acad. Sc., CXVIII, 1894, 1.ª sem., páginas 258-262, y mapa de la pág. 260).

<sup>27</sup> L. van Werke, *Uebersichtskarte der Verwerfungen des mesozoischen Gebirges in Lothringen, Luxemburg und den angrenzenden Gebieten der Rheinprovinz* (in: Schumacher, Steinmann und van Werke, *Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des westl.*

*chen Deutsch.-Lothringen*. In-8.º, Strassburg, 1887, y lám. II); ibid, páginas 10-11: «El Triás y el Jurásico..... se hundieron alrededor de los terrenos antiguos.»

<sup>28</sup> D. P. Ehlert y A. Bigot, *Nota sobre el macizo siluriano de Hesloup* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XXVI, 1898, páginas 82-103, y mapa de la pág. 83).

<sup>29</sup> J. W. Dawson, *The Fossil of the Devonian and Upper Silurian Formations of Canada* (Geol. Survey of Canada). In-8.º, páginas 8-92, 20 láminas, Montreal, 1871; parte II, 49 páginas, cuatro láminas, 1882; en particular pág. 82.

<sup>30</sup> Marcel Bertrand, *La Cadena de los Alpes y la formación del Continente Europeo* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XV, 1886-1887, páginas 423-447); en particular mapa de la pág. 442 (fig. 5).

<sup>31</sup> O. A. J. Cole and T. Crook, *On Rock specimens dredged from the Floor of the Atlantic of the Coasts of Ireland* (Rapport on the Sea and Inland Fisheries of Ireland for 1901, IX, parte II, Appendix; nueve páginas, 1903).

<sup>32</sup> J. G. Jeffreys, *Nature* (Londres), XXIII, Febr. 3, 1881, pág. 325. Desgraciadamente, se desconoce la naturaleza de la roca.

<sup>33</sup> Esto es lo que afirma, por ejemplo, A. Hyatt, *Proc. Boston Soc. Nat. Hist.*, XXIII, 1888, páginas 315-319.

<sup>34</sup> C. D. Walcott, *Correlation Papers. Cambrian* (U. S. Geol. Survey, Bull. núm. 81, 1891, pág. 376). H. M. Ami, *Synopsis of the Geology of Canada* (Proc. and Trans. Royal Soc. Canada, 2.ª serie, VI, 1900, sect. III, pág. 200); señala en particular la analogía entre el piso de Skiddaw y de Arenig, lo mismo que las capas de Hartfell y de Llandeilo, del Siluriano inferior de Inglaterra, y los yacimientos de Acadia.

<sup>35</sup> H. S. Williams, *The Paleozoic Faunas of Maine* (in: H. S. Williams and H. E. Gregory, *Contributions to the Geology of Maine*, U. S. Geol. Survey, Bull. núm. 165, 1900, páginas 15-92, y láminas I-II); en particular páginas 80 y siguientes; J. M. Clarke, *Evidences of a Coblenzian invasion in the Devonian of Eastern America* (Festschrift Adolf, v. Koenen gewidmet von seinen Schülern. In-8.º, Stuttgart, 1907, páginas 356-368).

<sup>36</sup> A. G. Nathorst, *Zur Fossilen-Flora der Polarländer; I, 3. Zur Oberdevonischen Flora der Bären-Insel* (K. Svenska Vetensk.-Akad. Handlingar, XXXVI, núm. 3, 1902). In-4.º, 60 páginas, 14 láminas), y *Die Oberdevonischen Flora des Ellesmere-Landes* (Report of the 2d Norwegian Arctic Expedition in the «Fram», 1898-1902, núm. 1). In-8.º, 22 páginas, siete láminas. Cristianía, 1904.

<sup>37</sup> M. Lohest, *Anales Soc. Geol. de Bélgica*, Lieja, XVI, 1888-1889, pág. LVII.

<sup>38</sup> J. W. Dawson, *The Fossil Plants of the Devonian and Upper Silurian Formations of Canada*, I, pág. 82.

<sup>39</sup> A. G. Nathorst, *Zur Fossilen Flora Polarländer; I. Zur paläozoischen Flora der arktischen Zone, enthaltend die auf Spitzbergen, auf der Bären-Insel und auf Novaja Zemlja von den Schwedischen Expeditionen entdeckten paläozoischen Pflanzen* (K. Svenska Vetensk.-Akad. Handlingar, XXVI, núm. 4, 1894). In-4.º, 80 páginas, 16 láminas; en particular pág. 74. D. Stur ya entrevió la existencia de una flora del Culm en el Spitzberg (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1877, pág. 81).

<sup>40</sup> J. F. Whiteaves, *The Fossils of the Devonian Rocks of the Mackenzie River Basin* (Geol. Survey of Canada, Contrib. to Canadian Palaeont., volumen I, parte III, 1891, páginas 197-253, y láminas XXVII-XXXII; en particular pág. 235).

<sup>41</sup> H. S. Williams, *The Correlation of Geological Faunas, a Contribution to Devonian Paleontology* (U. S. Geol. Survey, Bull. núm. 210, 1903, 147 páginas, y una lámina); véase también C. S. Prosser, *The Upper Hamilton and Portage Stages of Central and Eastern New York* (Amer. Journ. Sc., 3.ª serie, XLVI, 1893, páginas 212-230); Edw. Kindle, *The Devonian Fossils and Stratigraphy of Indiana* (Indiana Dept. of Geol. 25 th Ann. Rept., 1901, páginas 529-763, y láminas I-XXXI). Se han publicado muchos trabajos acerca de este estudio.

<sup>42</sup> E. O. Ulrich and Ch. Schuchert, *Paleozoic Seas and Barrier in Eastern North America* (New York State Museum, Rept. State Paleontologist, 1901, páginas 633-663, y lám. 9; mapa); Ch. Schuchert, *On the Faunal Provinces of the Middle Devonian of America and the Devonian Coral Sub-Provinces of Russia* (Amer. Geol. XXXII, 1903, páginas 137-162, y dos mapas paleogeogr.: láminas XX-XXI), y en otras partes.

<sup>43</sup> H. S. Williams, *The Cuboides-Zone and its Fauna; a Discussion of Methods of Correlation* (Bull. Geol. Soc. of America, I, 1889, páginas 481-500, y láminas 11-13).

<sup>44</sup> F. Frech, *Lethaea palaeozoica*, II, 1. Lief. Gr. In-8.º, Stuttgart, 1897, pág. 253; H. S. Williams, *The Paleozoic Faunas of Maine* (U. S. Geol. Survey, Bull. núm. 165, 1900, pág. 80).

<sup>45</sup> J. Perrin Smith, *Marine Fossils from the Coal Measures of Arkansas* (Proc. Amer. Phil. Soc., XXXV, núm. 152, 1896, páginas 213-285, y láminas XVI-XXIV). Para la extensión de este mar véase particularmente H. Yabe, *A contribution to the Genus Fusulina with Notes on a Fusulina Limestone from Korea* (Journ. College of Sc., Imp. Univ. Tokyo, XXI, Art. 5, 1906, 36 páginas, y tres láminas).

<sup>46</sup> D. White, *Deposition of the Appalachian Pottsville* (Bull. Geol. Soc. of America, XV, 1903, páginas 267-282; en particular lám. 11).

<sup>47</sup> J. J. Stevenson, *Lower Carboniferous of the Appalachian Basin* (Bull. Geol. Soc. of America, XIV, 1903, páginas 15-96; en particular páginas 42 y 86); por el mismo, *Carboniferous of the Appalachian Basin* (Ibid., XVII, 1906, páginas 65-228).

<sup>48</sup> J. W. Dawson, *The Fossil Plants of the Devonian and Upper Silurian Formations of Canada*, II, pág. 128; H. Fletcher, *Geological Nomenclature in Nova Scotia* (Proc. and Trans. Nova Scotia Inst. of Sc., Halifax, X, 1899-1900, páginas 235-244). La palabra «Culm» se emplea en las páginas siguientes conforme a su sentido tradicional; no se dió bastante importancia a la cuestión de si el Culm típico de Inglaterra tiene realmente edad tan antigua; bastará recomendar a E. A. Newell Arber, *The Fossil Flora of the Culmmeasures of North-West Devon, and the Palaeobotanical Evidence with regard to the Age of the Beds* (Proc. Royal Soc. Londres, LXXIV, B, 1904, páginas 95-99).

<sup>49</sup> J. H. Perry, Amer. Journ. of Sc., 3.ª serie, XXIX, 1885, pág. 157.

<sup>50</sup> W. M. Fontaine, *Notes on the Vespertine Strata of Virginia and West Virginia* (Amer. Journ. of Sc., 3.ª serie, XIII, 1877, páginas 37-48 y 115-123).

<sup>51</sup> D. White, *The stratigraphic succession of the fossil Floras of the Pottsville Formation in the South Anthracite Coalfield, Pennsylvania* (U. S. Geol. Survey, 20th Ann. Rept., 1898-1899, parte II, páginas 749-930, y láminas CLXXX-CXCIII; en particular páginas 911 y siguientes).

<sup>52</sup> D. White, *Fossil Flora of the Lower Coal Measures of Missouri* (U. S. Geol. Survey, Monograph XXXVII). In-4.º, páginas x-467, 73 láminas, 1899; en particular páginas 298 y siguientes.

<sup>53</sup> G. I. Adams, G. H. Girty and D. White, *Stratigraphy and Paleontology of the Upper Carboniferous Rocks of the Kansas Section* (U. S. Geol. Survey, Bull. núm. 211, 1903, 123 páginas, cuatro láminas, y mapas; en particular páginas 110 y siguientes).

<sup>54</sup> J. A. Taff, *Geology of the Mc Alester-Lehigh Coalfield, Indian Territory*, accompanied by a *Report on the fossil Plants* by D. White, and a *Report on the Paleozoic Invertebrate Fossils* by G. H. Girty (U. S. Geol. Survey, 19th Ann. Rept., parte 3.ª, 1897-1898, páginas 423-600, y láminas LXIV-LXXII, tres de ellas mapas; en particular páginas 457 y siguientes).

<sup>55</sup> H. S. Poole, *The Pictou Coal Field; a geological Revision* (Proc. and Trans. Nova Scotia Inst. of Sc., Halifax, 2.ª serie, I, 1893, páginas 228-343, y mapa). Sobre la edad de los sedimentos de la isla del Príncipe Eduardo, véase I. C. Russell y F. H. Knowlton, U. S. Geol. Survey Bull. núm. 85, 1892, páginas 25-31; esos depósitos en otro tiempo considerados triásicos.

- <sup>56</sup> D. White, *Permian Elements in the Dunkard Flora* (Bull. Geol. Soc. of America, XIV, 1903, páginas 538-542).
- <sup>57</sup> E. D. Cope, *Systematic Catalogue of the Species of Vertebrata found in the beds of the Permian Epoch in North America* (Trans. Amer. Phil. Soc., XVI, 1886, páginas 285-297, y láminas II-III, 1890, en particular pág. 293); A. Fritsch, *Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens*. In-4.º, Prag. III, 1895, pág. 121, y IV, 1901, pág. 87.
- <sup>58</sup> A. Handlirsch, *Revision of American Palaeozoic Insects* (Proc. U. S. Nat. Museum, Washington, XXIX, 1906, páginas 661-820, 100 figuras).
- <sup>59</sup> R. W. Eells, *The Oil Fields of Gaspé* (Geol. Survey of Canada, Ann. Rept., N. S., XV, 1902-1903, A, páginas 310-363, y mapa, 1906).
- <sup>60</sup> J. W. Dawson, *Carboniferous Fossils from Newfoundland* (Bull. Geol. Soc. of America, II, 1891, páginas 529-540, y láminas 21-22).
- <sup>61</sup> A. Murray and J. P. Howley, *Geological Survey of Newfoundland*. In-8.º, Londres, 1881, pág. 41. Se atribuyen estos depósitos al Devoniano (páginas 67 y 309).
- <sup>62</sup> J. D. Dana, *Archaeozoic Axes of Eastern North America* (Amer. Journ. of Sc., 3.ª serie, XXXIX, 1890, páginas 378-383).
- <sup>63</sup> L. W. Bailey, *Report on the Geology of Southwest Nova Scotia* (Geol. Survey of Canada, Ann. Rept., N. S., IX, 1896, M, 154 páginas, cinco láminas, y mapa, 1898). Las islas Fox, en la bahía de Penobscot (Maine), muestran algo análogo; consisten en un macizo eruptivo cuyos contornos son independientes del sistema de los pliegues, dirigidos al SO.; G. Otis Smith, *The Geology of the Fox Islands, Maine*. Dissert. In-8.º, 76 páginas, dos láminas, una de ellas mapa geológico, Skowhegan, Maine. 1896; H. Fletcher, *Kings and Hants Counties, Nova Scotia* (Geol. Survey of Canada, Ann. Rept., N. S., XIV, 1901, A, páginas 208-214, 1902).
- <sup>64</sup> H. Fletcher, *Report on the Geology of the portion of Cape Breton North of Judique and Denys Basin* (Geol. Survey of Canada, Ann. Rept., 1882-1884, H, 98 páginas, 1885). Para la discordancia de Horton, en la Nueva Escocia, véase Id., N. S., XIV, 1901, A, pág. 214, 1905; para la discordancia de Joggins, el mismo volumen, pág. 208, y en otras publicaciones.
- <sup>65</sup> H. S. Poole, *Report on the Coal Prospects of New Brunswick* (Geol. Survey of Canada, Ann. Rept., N. S., XIII, 1900, MM, páginas 5-26, 1903, en particular páginas 9 y siguientes); Bailey, *Ibid.*, M, páginas 5-38.
- <sup>66</sup> Para el límite véase, por ejemplo, H. P. Cushing, *Geology of the Northern Adirondack Region* (New York State Museum, Bull. núm. 95, 1905, páginas 271-453, 18 láminas, una de ellas mapa geológico).
- <sup>67</sup> R. W. Eells, *Geological Survey of Canada, Ann. Rept.*, 1882-1884, E, pág. 31, 1885; Low, *Ibid.*, F, páginas 16-20.
- <sup>68</sup> H. S. Williams, Memoria citada, y H. E. Gregory, *Geology of the Aroostook volcanic Area of Maine, including an account of the clastic rocks of Aroostook County* (U. S. Geol. Survey., Bull. núm. 165, 1900, páginas 93-188, y lám. IV; mapa geológico, y láminas III-XIV).
- <sup>69</sup> C. D. Walcott, *The Taconic System of Emmons, and the Use of the Name Taconic in Geologic Nomenclature* (Amer. Journ. of Sc., 3.ª serie, XXXV, 1888, páginas 229-327, 394-401, y lám. III; mapa geológico).
- <sup>70</sup> R. Pumpelly, J. E. Wolff and T. Nelson Dale, *Geology of the Green Mountains in Massachusetts* (U. S. Geol. Survey, Monograph XXIII 1894). In-4.º, XIV, 206 páginas, 23 láminas, dos de estas mapas geológicos; B. K. Emerson, *The Geology of Eastern Berkshire County, Massachusetts* (U. S. Geol. Survey, Bull. núm. 159, 1899, 139 páginas, y nueve láminas. Para la región situada hacia el sur y para la que se extiende más al este véase B. K. Emerson, *Geology of Old Hampshire County, Massachusetts, comprising Franklin*.

*Hampshire, and Hampden Counties* (U. S. Geol. Survey, Monograph XXIX, 1898). In-4.º, XIX, 790 páginas, 35 láminas, una de estas mapa geológico, y nueve láminas de cortes, y los folios correspondientes del mismo servicio. Véase también V. H. Hobbs, *On the Geological Structure of the Mount Washington Mass of the Taconic Range* (Journal of Geol., Chicago, I, 1893, páginas 717-736, y lám. III; mapa y cortes), y muchos estudios de detalle.

<sup>71</sup> Eug. A. Smith, *Carboniferous in Alabama* (Science, N.Y., new ser., XVIII, 1903, páginas 244-246).

<sup>72</sup> E. B. Mathews, *The Structure of the Piedmont Plateau as shown in Maryland* (Amer. Journ. of Sc., 4.ª serie, XVII, 1904, páginas 141-159, y lám. X, mapa geológico); F. Bascon, *Piedmont District of Pennsylvania* (Bull. Geol. Soc. of America, XVI, 1905, páginas 289-328, y láminas 48-64); A. Keith, *Geology of the Catoclin Belt* (U. S. Geol. Survey, 14th Ann. Rept., 1892-1893, parte II, páginas 285-395, y láminas XIX-XXXIX; véase el mapa geológico, lám. XXII, donde el comienzo de la virgación es manifiesto).

<sup>73</sup> F. Bascon, Memoria citada, páginas 311 y siguientes.

<sup>74</sup> Véase particularmente N. H. Darton, *Two Overthrusts in New York* (Bull. Geol. Soc. of America, IV, 1892, páginas 436-439).

<sup>75</sup> Bailey Willis, *The mechanics of Appalachian Structure* U. S. Geol. Survey, 13th Ann. Rept., 1891-1892, parte II, páginas 211-281, y láminas XLVI-XCVI; véase particularmente el mapa, lám. LV, pág. 232).

<sup>76</sup> C. Willard Hayes, *The Overthrust Faults of the Southern Appalachians* (Bull. Geol. Soc. of America, II, 1890, páginas 141-154, y láminas II-III; mapa y cortes); C. W. Hayes, and M. R. Campbell, *Geomorphology of the Southern Appalachians* (Nacional Geogr. Magazine, Washington, VI, 1894, páginas 63-26, y láminas 4-6; mapas).

<sup>77</sup> J. Squire, *Report on the Cahaba Coal Field, with an Appendix on the Geology of the Valley Regions adjacent to the Cahaba Field*, by Eug. A. Smith (Alabama Geol. Survey. In-8.º, 189 páginas, siete láminas, y un mapa, 1890; véase en particular Smith, páginas 139 y siguientes); Eug. A. Smith, *Underthrust Folds and Faults* (Amer. Journ. of Sc., 3.ª serie, XLV, 1893, páginas 305-306); H. Mc. Calley, *Report on the Valley Regions of Alabama*, parte II. *The Coosa Valley Region*. In-8.º, 862 páginas, y 35 láminas. (Alabama Geol. Survey, 1897; en particular páginas 27 y siguientes).

<sup>78</sup> E. Orton, *First Annual Report of the Geological Survey of Ohio*, 3d Organization. Columbus, 1890, páginas 45-54.

<sup>79</sup> A. J. Phinney, *The Natural Gas Field of Indiana* (U. S. Geol. Survey, 11th Ann. Rept., 1889-1890, parte I, páginas 643-653, y láminas LXIV-LXVI); E. M. Kindle, *The Niagara Domes of Northern Indiana* (Amer. Journ. of Sc. 4th serie, XV, 1903, páginas 459-468).

<sup>80</sup> N. S. Shaler, J. S. Woodworth and A. E. Foerste, *Geology of the Narragansett Basin* (U. S. Geol. Survey, Monograph XXXIII, 1899). In-4.º, páginas xx-402, 31 láminas, dos de ellas mapas geológicos. Está plegada la mitad septentrional del terreno carbonífero de esta fosa, pero el corte de la página 27 muestra que el plegamiento es un efecto secundario del hundimiento. Para la edad de las capas véase D. White, Monograph XXXVII, pág. 285.

<sup>81</sup> W. M. Fontaine, *Contributions to the Knowledge of the Older Mesozoic Flora of Virginia*. In-4.º, páginas xi-144, 54 láminas (U. S. Geol. Survey, Monograph VI, 1883); D. Stur, *Die Lunzer (Lethenkohlen) Flora in den «Older Mesozoic Beds of the Coal-Field of Eastern Virginia»* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1888, páginas 203-217); Lester F. Ward, *Status of the Mesozoic Floras of the United States. First Paper: The Older Mesozoic* (U. S. Geol. Survey 20th Ann. Rept., 1898-1899, parte II, páginas 211-315, y láminas XXI-XLVIII).

<sup>82</sup> Isr. R. C. Russell, *Correlation Papers. The Newark System* (U. S. Geol. Survey, Bull. núm. 85, 1892, 344 páginas, y 13 láminas, dos de estas mapas); N. S. Shaler, and J. B. Woodworth, *Geology of the Richmond Basin, Virginia* (Idem, 19th Ann. Rept., 1897-1898, parte II, 385-519, y láminas XVIII-LII, una de estas mapa geológico, y lámina XXXI); W. H. Hobbs, *The Newark System of Pomeroy Valley, Connecticut* (Idem, 21st Ann. Rept., 1899-1900, parte III, páginas 7-162, y láminas I-XVII, mapas). El catálogo de las publicaciones relativas al Newark System, dado por Russell en 1892, no ocupa menos de 200 páginas (páginas 140-339).

<sup>83</sup> H. Carvill Lewis, *A Great Trap Dyke across Southeastern Pennsylvania* (Proc. Amer. Phil. Soc., Filadelfia, XII, 1885, páginas 438-456, y mapa).

<sup>84</sup> W. J. Mc Gee, *The Lafayette Formation* (U. S. Geol. Survey, 12th Ann. Rept., 1890-1891, parte I, páginas 347-521, y láminas XXXII-XLI, cinco de estas mapas); N. H. Darton, *Outline of the Cenozoic History of a Portion of the Middle Atlantic Slope* (Journ. of Geol., Chicago, II, 1894, páginas 568-587); W. B. Clark, *The Eocene Deposits of the Middle Atlantic Slope in Delaware, Maryland, and Virginia* (U. S. Geol. Survey, Bull. número 141, 1896, 167 páginas, y 40 láminas); W. B. Clark, and G. G. Martin, *Maryland Geological Survey, Eocene*. In-8.º, 331 páginas, 54 láminas, Baltimore, 1901, mapà, y lámina 1.

<sup>85</sup> A. Michalski, *Sobre la presencia del Wealdense y del Neocomiense en la parte noroeste de Polonia*, r. f. (Bull. Comité Geol. S. Petersburgo, XXII, 1903, páginas 339-364).

<sup>86</sup> Lester F. Ward, *The Potomac Formation* (U. S. Geol. Survey, 15th Ann. Rept., 1893-1894, páginas 307-397, y láminas II-IV); por el mismo, *Some Analogies in the Lower Cretaceous of Europe and America* (Idem, 16th Ann. Rept., 1894-1895, parte I, páginas 463-540, y láminas XCVII-CXII), y *Status of the Mesozoic Floras of the United States* (U. S. Geol. Survey, Monograph XLVIII, 1905, en particular páginas 574 y siguientes); O. C. Marsh, *The Jurassic Formation on the Atlantic Coast* (Amer. Journ. of Sc., 4th serie, II, 1896, páginas 433-447, y VI, 1898, páginas 105-115); W. B. Clark and A. Bibbins, *The Stratigraphy of the Potomac Group in Maryland* (Journ. of Geol., Chicago, V, 1897, páginas 479-506), y *Geology of the Potomac Group in the Middle Atlantic Slope* (Ibid., XIII, 1902, páginas 187-214, y láminas 22-28, dos de éstas mapas geológicos).

<sup>87</sup> Rb. T. Hill, *Geography and Geology of the Black and Grand Prairies, Texas, with detailed descriptions of the Cretaceous Formations and special reference to Artesian Waters* (U. S. Geol. Survey, 21st Ann. Rept., 1899-1900, parte VII, páginas 1-666, y láminas I-LXXI, y mapas; por el mismo, *Topographic Atlas of the United States*, folio 3, *Physical Geography of the Edwards Plateau and Rio Grande Plain adjacent to Austin and San Antonio, Texas* (U. S. Geol. Survey, 18th Ann. Rept., 1896-1897, parte II, páginas 193-321, y láminas XXI-LXIV, y mapas). Véase también R. T. Hill, *On Outlying Areas of the Comanche Series in Kansas, Oklahoma and New Mexico* (Amer. Journ. of Sc., 3d serie, L, 1895, páginas 205-234), y T. W. Vaughan, *Additional Notes on the Outlying Areas of the Comanches Series* (Ibid., 4th serie, IV, 1897, páginas 43-50).

<sup>88</sup> Hill, U. S. Geol. Survey, 21st Ann. Rept., parte VII, pág. 165; W. M. Fontaine, *Note on Some Fossil Plants from the Trinity Division of the Comanches Series, of Texas* (Proc. U. National Mus., XVI, 1893, páginas 261-282 y láminas XXXVI-XLIII); L. F. Ward, Monograph XLVIII, pág. 326.

<sup>89</sup> Las «Trinity Sands» son, según Hill, arenas y arcillas transgresivas. Encierran una flora neocomienne y también fósiles marinos aptenses (II. Douvillé, Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XXVI, 1898, pág. 387; W. Kilian, ibid., 4.ª serie, II, 1902, pág. 358; *Holites forcats*). Por encima vienen las arenas calizas, y desde luego la «Fredericksburg Division», que Hill señala como el más importante de los términos progresivos; su potencia, hacia el Río Grande, es superior a 200 metros, pero disminuye del lado de tierra. El tér-<sup>8</sup>

mino superior, «Edwards Limestone» (Calizas de Rudistas), lo coloca Douvillé en el Gault superior, más bien que en el cenomanense inferior, en tanto que G. Böhm demostró su equivalencia con las calizas de los Schiosi en los Dináridos, y por consecuencia con el cenomanense superior (Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., L, 1898, pág. 331). Hill cita *Spheerodiscus pederalis* (según Douvillé in De Grossouvre, *Los Ammonites del Cretáceo superior*, pág. 140; ciertamente cenomanense superior), y *Ostrea Munsoni*, que consideró con Choffat como idéntico a *Chondrodonta Joannea* Choff, de las calizas de Rudistas del Portugal y de las capas de los Schiosi (R. Hoernes, Sitzungsbr. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. CL., CXI, 1902, Abth. I, pág. 667). Lo mismo que el piso suprayacente al horizonte de Edwards como el piso de Washita, muestra la ascensión de un gran número de especies indígenas y raras formas europeas, como *Alectryonia carinata*, que indican todavía el cenomanense. Por debajo viene la arenisca del Dakota (piso de Woodbin's Hill), que se corre hacia el sur sobre los Brazos, por los 31° 30' y que más al norte marca el principio de la serie transgresiva. Las raras conchas marinas que se encuentran allí siguen dando la impresión de una fauna cenomanense (A. de Lapparent, *Tratado de Geología*, 3.ª edición, 1893, pág. 1205). Esta arenisca encierra una flora de Dicotiledóneas bien conocidas. Al Sur de Brazos los depósitos siguen siendo calizos; bien pronto se muestran en la caliza de Austin especies pertenecientes a la cima del senonense inferior (*Mortoniceras Texanum*), acompañadas, como en Europa, por *Placenticeras Syrtale*; después vienen los «Navarro beds» (senonense superior), con *Griphea vesicularis* y *Ostrea larva*; en fin, como último nivel, los «Arkadelphia beds», puesto a descubierto por la erosión debajo del Terciario. En el Colorado, y más al Norte, se encuentra, en lugar de las calizas superiores de Texas, capas arcillo-arenosas, superpuestas directamente al piso del Dakota; esa fase comienza con el piso de Benton. Nos limitaremos a citar aquí algunas de las muchas publicaciones americanas: C. A. White, *The Lower Cretaceous of the Southwest and its relation to the underlying and overlying formations* (Amer. Journ. of Sc., 3d serie, XXXVIII, 1889, páginas 440-445); R. T. Hill, *Paleontology of the Cretaceous Formation of Texas* (Proc. Biol. Sc. Washington, VIII, 1893, páginas 9-40 y 97-108, y láminas I-VIII y XII-XIII); R. T. H. Hill, and T. W. Vaughan, *The Lower Cretaceous Gryphea of the Texas Region* (U. S. Geol. Survey, Bull. núm. 151, 1898, 139 páginas, y 35 láminas). Véase, además, A. Heilprin, *The Geology and Paleontology of the Cretaceous Deposits of Mexico* (Proc. Academ. Nat. Sc. Filadelfia, 1890, páginas 445-469, y láminas 12-14).

<sup>90</sup> T. B. Comstock, *Report on the Geology and Mineral Resources of the Central Mineral Region of Texas* (2d Ann. Rept. Geol. Survey of Texas, 1890, páginas 553-664, y láminas XXI-XXII; mapas). En el hermoso mapa geológico de Hill aparece la parte occidental de esta región (U. S. Geol. Survey, 21st Ann. Rept., parte 7.ª, y lám. LXVI).

<sup>91</sup> Hill and Vaughan, *Geology of the Edward Plateau*, páginas 217, 271 y 273.

<sup>92</sup> C. D. Walcott, *Note on Paleozoic Rocks of Central Texas* (Amer. Journ. of Sc., 3d serie, XXVIII, 1884, páginas 431-433).

<sup>93</sup> Hill. U. S. Geol. Survey, 21st Ann. Rept., parte 7.ª, pág. 91.

<sup>94</sup> C. A. White, *The Texan Permian and its Mesozoic Types of Fossils* (U. S. Geol. Survey Bull. núm. 77, 1891, 51 páginas y cuatro láminas); W. F. Cummins, *Report on the Geology of Northwestern Texas* 2d Ann. Rept., Geol. Survey of Texas, 1890, páginas 394-430, y láminas XVI-XVIII; mapa y cortes). Ch. S. Prosser dió un resumen de publicaciones recientes, *Notes on the Permian Formations of Kansas* (Amer. Geologist, XXXVI, 1905, páginas 142-161).

<sup>95</sup> J. Perrin Smith, *Marine Fossils from the Coal Measures of Arkansas* (Proc. Amer. Phil. Soc., XXXV, núm. 152, 1896, páginas 213-285, láminas XVI-XXIV; en particular páginas 228 y siguientes).

<sup>96</sup> N. H. Darton, *Preliminary Report on Artesian Waters of a Portion of the Dakotas* (U. S. Geol. Survey, 17th Ann. Rept., 1895-96, parte 2.ª, páginas 603-694, y láminas

LXIX-CVII; en particular mapa C, pág. 672), y *Preliminary Report on the Geology and Underground Water Resources of the Central Great Plains* (U. S. Geol. Survey, Prof. Pap. núm. 32 In-4.º, 433 páginas, 72 láminas, una de ellas un gran mapa geológico, 1905). Véase también S. W. Bayer, *The Sioux Quartzite and certain associated rocks* (Iowa Geol. Survey, VI, 1896, páginas 67-112, y dos mapas).

<sup>97</sup> Lester F. Ward, *The Cretaceous Formation of the Black Hills as indicated by the Fossil Plants* (U. S. Geol. Survey, 19th Ann. Rept., 1897-1898, parte 2.ª, páginas 521-946, y láminas LIII-CLXXII), y G. R. Wieland (in Monograph LXVIII, 1905, parte I, páginas 317-326); N. H. Darton, *Preliminary Description of the Geology and Water Resources of the Southern Half of the Black Hills and adjoining regions in South Dakota and Wyoming* (21st Ann. Rept., 1899-1900, parte 4.ª, páginas 489-599, y láminas LVIII-CXII, y mapas); por el mismo, *Jurassic Formations of the Black Hills of South Dakota* (Bull. Geol. Soc. of America, X, 1899, páginas 383-396, y láminas 42-44), y *Comparison of the Stratigraphy of the Black Hills, Bighorn Mountains, and Rocky Mountain Front Range* (Ibid., XV, 1904, páginas 379-448, y láminas 23-36).

<sup>98</sup> Rob. T. Hill, *Notes on a Reconnaissance of the Uachita Mountain System in Indian Territory* (Amer. Journ. of Sc., 3d serie, XLII, 1891, páginas 111-124, y mapa de la pág. 112); L. S. Griswold, *Origin of the Lower Mississippi* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXVI, 1895, páginas 474-479); J. C. Branner, *The former extension of the Appalachians across Mississippi, Louisiana and Texas* (Amer. Journ. of Sc., 4th serie, IV, 1897, páginas 357-371).

<sup>99</sup> L. S. Griswold, *Whetstones and the Novaculites of Arkansas* (Ann. Rept., Geol. Survey, of Arkansas, III, 1890). In-8.º, XVIII páginas, nueve láminas y dos mapas geológicos, 1892.

<sup>100</sup> A. Winslow, *The Geotectonic and Physiographic Geology of Western Arkansas* (Bull. Geol. Soc. of America, II, 1891, páginas 225-242, y lám. 8; mapa); N. F. Drake, *A geological Reconnaissance of the Coal Fields of the Indian Territory* (Proc. Amer. Phil. Soc., Filadelfia, XXXVI, 1897, páginas 326-419, y láminas I-IX, tres de éstas mapas); G. H. Ashley, *Geology of the Paleozoic Areas of Arkansas South of the Novaculite Region, with an Introduction by J. C. Branner* (Ibid., páginas 217-318, y mapas). También aparece la orladura meridional en el mapa de la Memoria de Hill (21st Ann. Rept., parte 7.ª, y lámina LXVI); J. A. Taff, *Geology of the Mc Alester-Lehigh Coal Field, Indian Territory* (U. S. Geol. Survey, 19th Ann. Rept., 1897-1898, parte 3.ª, páginas 423-600, y mapas); J. A. Taff, and G. I. Adams, *Geology of the Eastern Choctaw Coal Field, Indian Territory* (Ibid., 21st Ann. Rept., 1899-1900, parte 2.ª, páginas 257-311, y láminas XXXV-XXXVII; mapas); G. I. Adams, *Stratigraphic Relations of the Red Beds to the Carboniferous and Permian in Northern Texas* (Bull. Geol. Soc. of America, XIV, 1903, páginas 191-200, y mapas).

<sup>101</sup> H. S. Wáshington, *Igneous Complex of Magnet Cove, Arkansas* (Bull. Geol. Soc. of America, XI, 1900, páginas 389-416, y lám. 24; mapa).

<sup>102</sup> C. W. Hayes, *Geology of the Bauxite Region of Georgia and Alabama* (U. S. Geol. Survey, 16th Ann. Rept., 1894-1895, parte 3.ª, páginas 551-597, y láminas XX-XXIII); y *The Arkansas Bauxite Deposits* (idem, 21st Ann. Rept., 1899-1900, parte 3.ª, páginas 435-472, y láminas LX-LXIV, tres de éstas, mapas).

<sup>103</sup> R. T. Hill, *Notes on a Reconnaissance of the Uachita Mountain System* (página 121, y mapa); T. W. Vaughan, *Geological Notes on the Wichita Mountains, Oklahoma, and the Arbuckle Hills, Indian Territory* (Amer. Geologist, XXIV, 1899, páginas 44-55, y sobre todo J. A. Taff, *Preliminary Report on the Geology of the Arbuckle and Wichita Mountains in Indian Territory and Oklahoma* (U. S. Geol. Survey, Prof. Pap. núm. 31. In-4.º, 97 páginas, ocho láminas, dos de éstas mapas geológicos, 1904).

<sup>104</sup> H. Foster Bain, *Geology of the Wichita Mountains* (Bull. Geol. Soc. of America,



XI, 1900, páginas 127-144, y láminas 15-17, y mapa de la pág. 129) Las opiniones difieren acerca de la edad del gabbro y del granito; yo sigo los resultados de las observaciones hechas en los asomos eruptivos del este, que son los menos estudiados.

<sup>105</sup> R. T. Hill, *Topographic Atlas of the United States*, folio 3, pág. 4.

<sup>106</sup> M. Raciborski, *Permokabónska flora karniowickiego wapienia* (Rozpr. Akad. Um., Crakovia, 2.<sup>a</sup> serie, I, 1891, páginas 353-394, y láminas V-VII).

## CAPÍTULO XII

# LOS ALTAIDES AFRICANOS

El mar interior de Africa.—El Sahara central.—Los Altaides del Sahara.—El gran Atlas.

EL MAR INTERIOR DE AFRICA.—En el primer tomo de esta obra (I, página 368, figura 41) sólo pudimos dar somera cuenta del Sahara. El viaje de Lenz fué casi nuestra única fuente de información para la extensa comarca del oeste, y, en lo que concierne al este, nuestro conocimiento se reducía a líneas escuetas, tales como la existencia de terrenos arcaicos en Jartum, que se extienden hacia Bardu, afloran de nuevo en Ahaggar y contienen volcanes en Bardai y Air; la existencia al norte de esta cordillera de importante comarca paleozoica que se extiende hacia Mursuk; de la gran serie transgresiva del cretáceo medio y superior, que llega al Nilo por debajo y por encima de Assuan; de un país eoceno dentro del cretáceo, y dentro de éste, a la vez, una región miocena más cerca de la desembocadura del Nilo.

Los mapas que publicó Rolland en 1890 esclarecen las relaciones del cretáceo con el paleozoico subyacente en la región del sur de In Salah y del Hamada el Homra; pero en la región occidental nada se ha progresado tras de aquella fecha <sup>1</sup>.

El más importante de los últimos descubrimientos es el de una serie terciaria marina entre los paralelos 14° y 15° N. y los meridianos 5° 20' y 6° 20' E. De Lapparent y Bather reconocieron simultáneamente el eoceno, y luego nuevos fósiles facilitaron al primero demostrar que también existían sedimentos más modernos <sup>2</sup>.

Según De Lapparent, el piso luteciense del eoceno se conoce en la misma región en Tamaské; en localidad cercana se encontró un *Ceritium* afín al *C. concinnum* del piso de Barton, y en otra *Ostraea longirostris* y huesos de *Halitherium*. Cerca de Bututu, en el ángulo sureste de la región,

hay arena ferrífera con impresiones que recuerdan *Protorotifera*, encima una capa con restos de plantas y más arriba todavía una lumaquela con impresiones de cardita, que, según Douvillé, indica mioceno superior.

Allí, como en el desierto libico, un manto horizontal que comienza con el cretáceo medio y superior, yace en discordancia sobre terrenos mucho más antiguos; alcanza, como sabemos ahora, al mioceno, y podemos suponer que, lo mismo allí que en el desierto de Libia (I, pág. 370), los límites de las varias series sedimentarias se van reduciendo alrededor de alguna localidad de la costa actual.

En lo que se refiere a la ribera del mar interior, así indicado, llegaremos a tener noción de su recorrido considerando los datos De Lapparent, juntamente con el último relato general de Chudeau <sup>5</sup>.

El cretáceo transgresivo llega hasta los 10° 15' E. y 14° 30' N. (monte de Damergu); a partir del meridiano 8° E., probablemente cubre a los depósitos cretáceos el eoceno, y desde el 14° 30' N. el mioceno. Al sureste (Sojoto) se abre una bahía en el mar. El cretáceo y el eoceno llegan al Níger, y al sur, entre Goa y Tosaye, se apoyan en jirones transgresivos, sobre terrenos más antiguos que terminan en el último punto citado (al sur del paralelo 17° N.).

Hasta aquí respecto de la costa meridional.

En el este, el eoceno se prolonga al menos 400 kilómetros hacia el norte y llega al paralelo 17° 50' N., próximamente (Tamarlakat, 75 kilómetros al norte de Agadés, 60 kilómetros oeste de Aonderas). Aquí nos hallamos cerca de la cadena volcánica meridional del Air, y aún más al norte, en los 21° 15' N. (al oeste de Tagrira e In Azua), se han citado sedimentos análogos, pero sin fósiles. También se conocen señales dudosas de cretáceo muy al este, a los 13° E. y 18° 40' N.; acaso exista allí relación o unión con el desierto libico.

Al oeste del Air es posible que las aguas cretáceas y eocenas se explayaran mucho, puesto que entre los meridianos 2° y 4° E. los territorios antiguos de Adrar llegan muy al sur. Villatte los siguió por el meridiano 2° E. hasta el paralelo 20° N. <sup>4</sup>, y el mapa de Gautier lo señala, según el meridiano 1° E., hasta los 18° N. (en el Eguerrer). Sin embargo, se conocen fósiles cretáceos en los 1° E. y 17° 50' N. (Tabankort) y en los 1° O. y 20° N. (Mabruk).

Dirijámonos ahora hacia poniente.

Entre el cabo Bojador y Punta Durnford, observó Quiroga una capa con *Ostraea*, *Gellina* y otros fósiles, a los que seguían de 25 a 30 metros de arenisca cuarzosa con troncos de árboles silicificados, y debajo margas azules. Hacia el interior, arenas sueltas con *Helix* y luego amplio territorio de terrenos antiguos con estrecho cinturón paleozoico que penetra en el Asfat, o sea en la latitud de Cabo Blanco <sup>5</sup>.

En larga distancia hacia el sur se desconoce la costa. En la parte infe-

rior del río Senegal asoma el cretáceo superior. Cerca de San Luis un sondeo alcanzó caliza del eoceno medio, y de igual modo en varios puntos, a unos 200 kilómetros al este y sureste del cabo Verde <sup>9</sup>.

En el interior del continente se encuentra la limitada depresión del Yuf, en cuyo borde occidental están las capas salíferas de Tichit y en el oriental las de Tauden y Trasas.

Cerca de Timbuctu halló Chevalier dos especies que ahora viven en la costa de Senegambia: *Marginella Egonen* y *Columbella mercatoria*; se presentan en gran número, pero en estado raquítico <sup>7</sup>. Gautier afirma que E. Dupuis obtuvo las mismas especies del oeste del lago Horo, y también A. Dereims extrajo representantes de una fauna pleistocena marina de Mauritania, que halló a 150 kilómetros del mar y 60 metros de altitud.

Timbuctu está a 340 metros. El punto más bajo que halló Lenz en el lado oriental del Yuf, yacía sólo a 120 ó 150. Debemos a Gautier un cuadro muy instructivo de la época (acaso no muy remota), en la que un río, que hoy representa el actual Guadi Messaud, conducía las aguas del gran Atlas desde el nordeste a estas depresiones; tarea que en vano intenta hoy parte de su curso superior, el Guadi Saura. En dicho tiempo los lagos de Timbuctu formaban parte de una gran superficie acuática, que se extendía por el este hasta la rocosa puerta de Tosaye, en el Niger, y al sur hasta el distrito de Massina, cubriendo, por tanto, el recodo del Niger. El actual Niger superior desembocaba como río independiente en esas aguas <sup>8</sup>.

Ese mar interior terciario (que abarcaba los lagos de Timbuctu y del Yuf, y recibía del sureste las aguas del actual Niger superior y del nordeste las del Messaud) se extendía en el período mioceno hasta el meridiano 6.° 20' E. (Tamaski, Bututu); si pudiéramos suponer que aquí se repitiera el caso del desierto Libico, deduciríamos que por el bajo Senegal existió comunicación con el Océano.

Sorprende que los depósitos mediterráneos de Austria suministren tantas especies de conchas que todavía viven en el Senegal, por ejemplo, la Vagal de Adamson (*Tellina strigosa*), Tugon (*Tugonia anatina*); tres especies de Dosinia, y otras, aunque no se conoce que haya existido comunicación directa entre el Mediterráneo y el Senegal. Hoernes piensa que el Estrecho de Gibraltar se cerró durante el período mioceno <sup>9</sup>.

Supone De Lapparent que el mar cretáceo oriental comunicaba por el sur con el actual Océano, criterio que basaba en que Bullen Newton encontró amonites del cretáceo medio en Dongola (provincia de Bianchi, hacia los 11° N. y 11° E.) <sup>10</sup>, y también en la existencia de fósiles cretáceos en el sur de Camarones. Solger ha descrito como turonenses o del senonense inferior los amonites del río Mungo; Oppenheim piensa que las conchas de una localidad inmediata son probablemente eocenas, y algunos restos de peces indican el terciario superior, según Jaekel <sup>11</sup>.

Procede preguntar si el centro del golfo cretáceo no debiera colocarse más cerca de la desembocadura del Níger, basados en varias consideraciones, tales, como el extenso desarrollo de los depósitos cretáceos hacia el sur, a lo largo de la costa; el que grande parte del Camerun occidental esté cubierto de rocas volcánicas modernas, y que en el lado oeste de los basaltos, hacia el antiguo Calabar, viera todavía Dusên al cretáceo aflorando de debajo de ellos <sup>12</sup>.

Sea como sea, las investigaciones de Lapparent indican que la transgresión del cretáceo medio tal vez separa del cuerpo principal de Africa largo fragmento formado de terrenos antiguos, y cuyo límite señalan próximamente los cursos del Senegal y del Níger.

EL SAHARA CENTRAL.—De nuevo puede servirnos como punto de partida el bosquejo del volumen primero, pág. 368, fig. 41. Además de la línea meridional de Mursuk al lago Chad, que exploraron Barth, Vogel, Rohlf s y Nachtigal, conocemos ahora, gracias a la afortunada expedición de Foureau-Lamy, otra línea meridional, cuatro o cinco grados más al oeste, desde Temassanim a Zinder, y también se conoce su relación con el lago Chad <sup>13</sup>. Al noroeste y oeste de este punto hay comarcas en las que se han hecho muchas valiosas observaciones. En mi descripción previa (I, pág. 366) dividí el desierto en arcaico y paleozoico, y una zona cretácea y terciaria que se sucedían hacia el norte y nordeste (desierto Libico), división todavía admisible. También en el sur, como acabamos de indicar, a la zona de terrenos más antiguos sigue la cretácea y terciaria (Yuf-Níger-Senegal).

El límite de los terrenos más antiguos, y especialmente los cristalinos es muy indefinido en el sur, a causa de la denudación del cretáceo y de la disgregación de su borde en jirones. Actualmente puede seguirse desde In Azua hacia el oeste-suroeste, y llega al paralelo 20° y longitud 1° O. En el norte limita bien a esta región largo glint de arenisca devoniana transgresiva. Probablemente comienza en los montes Tumno (14 a 15° E.) y sigue como vertiente sur del Tazili y del Asjer, muy al oeste-suroeste; luego cruza las laderas meridionales del notable grupo de colinas de Muydir y Ahenet, y probablemente desaparece poco más allá del meridiano 2° E. De este punto en adelante el devoniano se retira mucho hacia el norte.

Al norte de la zona devoniana encontramos otra carbonífera no limitada por glint, en varios sitios bien conocidos, por ejemplo, en el Guadi Isawan (sureste de Temassanim); luego, al norte del Muydit y del Ahenet, más al septentrión, asoma en varias localidades, en Gurara, por ejemplo, y hasta el Atlas.

El cretáceo forma una segunda línea de glint muy cortada, que se marca en Temassanim (hacia los 7.° E. y 28° N.), en el Tinghert y cerca de In Salah. Sabemos que la región paleozoica se extiende por el este y que el cretáceo retrocede hacia Hamada el Homra.

Retrocedamos para obtener mejor conocimiento de ciertos detalles.

La zona arcaica de neises, pizarras cristalinas, filadios, cipolino y gránito, presenta pliegues levantados; rasgo saliente es su dominante dirección meridiana. Jirones de arenisca devoniana llegan por el norte hasta el Air; yacen discordantes y muestran cuán extenso debió ser el territorio que un tiempo cubrió dicho manto. Hay cuarcitas desde el lejano oeste hasta el Fezzan, y pueden reconocerse por su corteza oscura, a menudo verdaderamente negra, bajo la cual la fractura revela la roca pálida y a veces blanca. Se han hallado graptolitos en las pizarras en dos localidades que indican la parte baja del siluriano superior. Uno de estos parajes es el Tazili del Asyer, en el camino de Foureau (7° 8' E., 25 50' N.), que describieron este autor y Haug. El segundo, muy alejado del primero, en un lugar denominado Hassi-el-Jenig, al norte del Muydir, que describiremos más adelante con detalle; Flamand dió a conocer por primera vez este descubrimiento <sup>14</sup>.

El rumbo meridiano, que a lo sumo interrumpen desviaciones locales y se advierte en el basamento arcaico y en las capas plegadas con él, domina en la parte central del Sahara desde Tidikelt (27° N.); pero ni al este, al sur, ni al oeste se encuentran sus límites. Los hermosos mapas de Gautier y Chudeau marcan esa dirección entre los meridianos 1° y 3° E., desde el paralelo 22° 15' al 19° 30' N., y con desviaciones al sur-suroeste hasta el paralelo 18° N. Chudeau menciona la dirección meridiana aún en Hombori, en el recodo del Níger (hacia los 15° N.) <sup>15</sup>. Pero la distribución de los terrenos es aún más amplia. Hubert observó los mismos neises y anfíbolitas, asociados, como en el norte, con sinclinales incluidos de cuarcita, filadios y mármol, por el Dahomey hasta las calizas (tal vez cretáceas) de la región costera.

Se conocen en el Níger, entre los paralelos 15° 30' y 10° 30' N., y sus abundantes y cortos pliegues de neis forman la alta cordillera de Atacopa. Su dirección es meridiana hasta el paralelo 10° N.; luego al sur-suroeste, y así continúa más allá de Abomay. La misma estructura predomina en Togo. En el Níger y en el distrito de Gurma hay superposición discordante de cuarcita de edad desconocida <sup>16</sup>. Haug ha contrastado estos plegamientos con la posición, relativamente tranquila, del devoniano transgresivo; los ha comparado con el sistema caledoniano de Europa, notando al mismo tiempo que, hasta donde alcanza las observaciones, la transgresión comienza con las pizarras de graptolitos <sup>17</sup>.

Realmente el basamento tiene dos caracteres comunes con los Caledónidos de Europa. Se ve el primero en la prolongación de rumbo submeridional (del norte de Noruega a los Mendips, de 18 a 19 grados de latitud, excluyendo las señales en Spitzberg; Tidikelt al sur del Dahomey, 19 a 20 grados de latitud), manifestada en cadenas largas y a menudo rectilíneas, que no presentan las directrices curvas de las montañas modernas y ape-

nas parecen combinarse en una cadena principal. El segundo carácter común es su edad; en Europa, predevoniana, y en Africa, anterior al siluriano superior. El primer vago dato acerca de las cordilleras africanas las coloca en igual relación con los Caledónidos que la que los pliegues producidos durante el culm tienen con los de los Altaides, que siguieron el mismo plan en los últimos tiempos carboníferos y prepermianos. De acuerdo con los principios de la clasificación tectónica, que hemos adoptado hasta ahora, podemos atribuirlos al sistema submeridional sublinear, acabado en Europa antes del depósito del devoniano y en Africa aún antes del siluriano superior. Sin embargo, puede objetarse que la discordancia en la base de las cordilleras africanas acaso sea mucho más antigua que las pizarras de graptolitos; así, pues, las denominaremos, siguiendo una indicación de una interesante carta de Chudeau, *Caledónidos del Sahara* o bien *Saháridos*.

También debemos a Haug el reconocimiento de la dirección transversal de las cadenas prepermianas y la gradual reducción del espacio de norte a sur según el rumbo de las alpinas. Africa, respecto de Europa, es tan sólo un continente meridional, pero con relación al Globo es continente ecuatorial.

Según avanzamos de norte a sur, en el hemisferio oriental encontramos, primero, una estructura caledoniana, que (aparte los indicios de Spitzberg) se extiende del norte de Noruega a los Mendips; luego cruzamos los Altaides de Francia y de Alemania, en seguida los Alpídos y los Altaides, que alcanzan hasta Túnez y Argelia; de nuevo otro cinturón de Altaides, que en seguida describiremos, y, por último, al sur de éstos, los Saháridos. Pero mucho más al sur, en la Colonia del Cabo, hay restos de otro sistema plegado orientado al norte y que recuerda por muchos conceptos las cadenas asiáticas.

Luego de atenta investigación se probará, sin duda, que el devoniano presenta desarrollo tan variado en el Sahara como en el Fezzan. Flamand ha hallado *Calceola sandalina* en el Gurara <sup>18</sup>, y Gautier cita devoniano superior con *Clymemia* y *Goniatites retrorsus*. Digna de mención especial es la existencia de formas americanas en Africa del sur, especialmente el que descubriera Haug la fauna de *Tropidoleptus carinatus* (piso de Hamilton del norte de América), en el desierto situado al oeste del Ahenet <sup>19</sup>.

El carbonífero de Igli pertenece al piso inferior de este sistema. Se han citado muchas especies características del carbonífero de Moscú y de los Urales, procedentes del Erg de Issawan, pero hasta ahora no se han hallado Fusulinas ni Schwagerinas. Hay dudas acerca de los pisos más altos del carbonífero inferior.

En el Sahara central faltan el permiano, triásico, liásico, oolita y neocomiense. En la base del glint cretáceo, bajo el cenomanense típico se

encuentra un piso de arcillas abigarradas y yesos, con restos de peces y dinosaurios, el cual ha descrito Haug como piso del *Ceratodus* <sup>10</sup>, y se ha atribuido al albense por hallarse debajo del cenomanense, pero no contiene fósiles característicos de ninguno de los dos pisos, y a causa de esta falta de caracteres debe considerárselo comienzo de la transgresión y, por tanto, reminiscencia de las capas con restos de plantas de Perutz de Bohemia, o las que contienen fosforita en Inglaterra, por ejemplo, cerca de Cambridge, bajo la arenisca verde superior transgresiva. Corresponde al piso de Tegama de Chudeau, entre Zinder y Agades, en el sur.

Al norte de In Salah el glint cretáceo cambia de carácter. La meseta de Tademaït consta de dolomitas turonenses, que termina en agria ladera al sureste (Yebel el Abiod) y al noroeste (el Baten) y asume, en sentido orográfico, significado de glint. El cenomanense tiene escasa representación. Debajo hay arenisca con yeso, concreciones y madera fósil en el horizonte de las capas con *Ceratodus*, que cubre extensa superficie y contiene agua. Aún más al norte, hacia el gran Atlas, el mismo horizonte presenta arenisca con troncos de árboles, atribuida al neocomiense.

En muchos puntos hay *volcanes* extinguidos; ya hemos citado el monte Tarso, en el Tibesti, y el Tekinduhir, en el Air. El último en el pie meridional del monte Baghsen; pero, aunque en esta montaña sólo se citan rocas cristalinas y arrumbadas al norte, los mantos basálticos y las escorias que todos los viajeros describen al oeste, en el camino de Agades, muestran que se trata de importante región eruptiva. El mapa de Chudeau figura la cadena, a partir de los montes Beghsem (Baghazam, 17° 45' a 20° N.), como serie meridional de rocas eruptivas terciarias. Foureau habla de los pisos de Aggatene y Diguallane, especialmente como volcanes. Bartolomé Barth indicó análogos centros de erupción, y Gentil ha reunido sus observaciones con las de Duveyrier, en el Ahaggar y otras posteriores <sup>11</sup>. Especialmente en el Ahaggar parecen abundantísimos los centros eruptivos. Más al oeste ha atraído a menudo la atención el aislado In Ziza (al sur del Ahenet). El volcán Tekut, que ya describió Overweg, está bajo el glint devoniano de Tazili del Asyer; sus corrientes de lava son de tefrita y olivino. El Guadi Igargar, un tiempo principal río de esas regiones, corre hacia el norte y ha acarreado escorias y lavas hasta el gran Erg.

LOS ALTAIDES DEL SAHARA.—Flamand notificó en 1900 que en el Sahara existen indicios de plegamiento prepermiano (herciniano). Especialmente citó una pequeña cordillera, Ain Kahla (o Yebel Asas), casi meridional y también el paraje de El Jenig dentro de la cadena, la cual emerge del cretáceo horizontal, entre los paralelos 27° y 28° N.; cerca del meridiano 3° 14' E., corre al sur-sureste y desaparece en la mole del Muidir. Es, sin duda, posterior al carbonífero inferior y anterior al piso de *Ceratodus* de la base del cenomanense <sup>12</sup>.



Dejemos este lugar y busquemos datos mucho más al norte.

Cerca del meridiano 1° 30' O. y 32° N. están los parajes de Figig y Bechar, que han descubierto Gautier y Flamad <sup>23</sup>.

El Yebel Gruz (1.800 metros), cerca de Figig, es agrio anticlinal dirigido de este a oeste, compuesto de lías y oolita, el cual continúa la alta cadena de Ksur hacia el oeste y forma parte del Atlas mediterráneo. En su lado meridional hay una cadena jurásica más pequeña, el Yebel Melias, donde la caliza jurásica está levantada hacia el sur sobre el cenomanense (esto es, sobre las arenas de su antepaís). *Este paraje marca el límite entre el Atlas mediterráneo y su antepaís.*

Como advierte Gautier, a partir de dicha localidad penetramos en otro mundo. En lugar de amplias extensiones de desierto arenoso o de cenomanense, como en toda la vertiente meridional del Atlas mediterráneo, vemos grandes montañas que se dirigen al suroeste.

Entre estas montañas, se dirige al suroeste, desde Figig a Bechar, un valle longitudinal de 130 kilómetros de longitud y a 900 metros de altura. El Yebel Antar (1.800 metros), en el norte, se compone de caliza carbonífera. Ocupa el valle el cenomanense; el puesto militar de Ben Zireg asienta en devoniano muy levantado. El Yebel Bechar (1.400 metros), en el lado sur del valle, es un pliegue largo y ancho de caliza carbonífera con inclinación al noroeste, y al que se une de modo no muy definido carbonífero medio marino. Sigue arenisca verde con la flora del westfaliense superior (Schatzlar), cual lo demuestra la *Neuropteris gigantea* y otras especies, y, por último, el cenomanense discordante.

A esta cordillera siguen otras paralelas, en particular el Yebel Mezarif, al otro lado del Guadi Susfana, que corre por un segundo valle longitudinal.

Esta zona de cadenas paralelas y los dos valles longitudinales datan de un período de plegamiento posterior al carbonífero inferior y anterior al cenomanense. Difiere en dirección y disposición estratigráfica del Atlas mediterráneo, aunque apenas 12 ó 15 kilómetros de capas horizontales cenomanenses separan el devoniano del Ben Zireg de la caliza jurásica del Atlas.

El vacío entre el carbonífero inferior y el cenomanense hace imposible precisar la edad de estas cadenas; pero es probable que los investigadores franceses acierten al atribuir las al conjunto prepermiano, o sea a los Altaides.

El *Yebel Bechar* es la más larga e importante del grupo. Se encorva del sudoeste al sur-suroeste y llega a Igli siguiendo el Guadi Susfana, que justamente aguas arriba se une al Guadi Gir para formar el Guadi Saura, y más adelante la cadena va perdiendo altura. Cerca del paralelo 30° N., el devoniano superior avanza con rumbo sureste algo divergente hacia la línea del Guadi Saura, y los terrenos devonianos con dirección sur-sureste

descienden a ese río hasta cerca de Buda en Tuat (hacia los 28° 5' N., 0° 15' O.). Por tanto, durante cuatro grados de latitud la línea del Susfana y el Saura señala la marcha del plegamiento más antiguo. Pero en frente de esta línea, especialmente junto al paralelo 29° N., hay repetidas señales de pliegues denudados del devoniano medio y del superior, que, al fin, desaparecen bajo la arenisca de la gran plataforma cretácea del Tadmaït y del glint turonense del Baten.

Entre los paralelos 26° 30' y 27° N. se interrumpe el Guadi y nada se sabe de su subestructura; pero, más al sur, el Guadi Susfana reaparece como Guadi Msaud, y, según Gautier, contra la opinión de los anteriores observadores, gira al sudoeste, o sea hacia Yuf. Luego, algo más al este, reaparecen señales del antiguo plegamiento, cada vez menos distinto, hasta que vuelven a manifestarse mejor al norte del Ahenet y del Muydir.

Aquí seguimos de nuevo la descripción de Gautier <sup>24</sup>.

Cerca de In R'Ar (hacia los 27° N. y 2° 15' E.) aflora agrio anticlinal carbonífero, casi meridional. Queda en pie la cuestión de si se repite en el monte Ahenet. También piden nuevo estudio los amplios pliegues del Ahenet oriental y del Muydir occidental. Hacia los 3° 20' E. se alza del cretáceo abrupto anticlinal el Ain Kahla de Flamand o Yebel Asas, del cual proceden probablemente los graptolitos del Jenig. Al principio se dirige al sur-sureste; luego sigue dos largas colinas casi hacia el sur, hasta que tras un recorrido de unos 80 kilómetros, el anticlinal penetra en la parte más septentrional del Muydir.

El recorrido independiente de los varios pliegues, así como su disposición general, indican una *virgación que cerca de Figig avanza en arco frente a los pliegues, mucho más modernos, del Atlas mediterráneo (32° 15' N.). Sus ramas giran del sudoeste al sur, luego al sur-sureste y, por último, de nuevo al sur. Se sabe ya que se extiende casi hasta el paralelo 26° N.*

EL GRAN ATLAS.—El Atlas mediterráneo pertenece a las cordilleras alpinas, y se compone, en no poca extensión, de capas mesozoicas plegadas. Su cara interna da frente al norte; se encorva en el Rif, cruza el mar entre las columnas de Hércules y continúa por la Cordillera Bética (I, página 234). Al sur de él indican los mapas ramas irradianes que se dirigen al suroeste, más allá de Fez, y luego ancha faja de tierra acuñada que interrumpen de modo irregular cadenas más cortas que ocupan la costa entre los cabos Espartel y Ghir, en distancia de más de cinco grados de latitud.

Esta faja acuñada se ha descrito a menudo, aunque incorrectamente, como íntepais del Gran Atlas, que en realidad no llega al cabo Ghir. En el ladomeridional de ese supuesto antepais se alza el largo pliegue de Yebilet (F:queño Atlas; el Yebel es el Gran Atlas). Se inclina al sur, hacia

las llanuras del Hauz, o sea el Guadi Tensift y la ciudad de Marraqués. Luego, más al sur, el terreno se eleva rápidamente hasta el Gran Atlas, muchos de cuyos picos pasan de los 3.000 metros de altitud y uno de ellos alcanza los 4.500. Al mediodía la cordillera descende al Guadi Sus.

Al nordeste de las fuentes de este río, entre las laderas del Gran Atlas, están las fuentes del Guadi Draa. Allí destaca parte muy notable de la cordillera donde asienta el Yebel Sirua, y que une el Gran Atlas con el Anti-atlas, situado al sur del Guadi Sus. El Guadi Draa gira al sudoeste, rodea el Yebel Sirua y alcanza, por fin, la ladera meridional del Anti-atlas.

José Thomson comprobó que el Yebilet se compone de terrenos antiguos plegados (metamórficos), que arrumban al nor-nordeste, transversalmente a la dirección del pliegue montañoso, e indicó que tal dirección pudiera continuar cruzando el Guadi Tensif, y *por Marraqués hasta los contrafuertes del Gran Atlas*. Los violentos perfiles de las grandes cordilleras atrajeron su atención, y también acertó al mostrar que el extremo occidental de la cordillera descende en rápida pendiente y no llega al mar. Podemos situar su terminación de 60 a 70 kilómetros del cabo Ghir <sup>25</sup>, tierra adentro.

Según T. Fisher, las formaciones de cobertura del llamado antepaís se apoyan en los mismos terrenos plegados del basamento que describió Thomson en el Yebilet, y que aflora en la costa entre Casablanca y Rabat. Fisher recordó el arco varisco y la Meseta Ibérica <sup>26</sup>.

Los trabajos de los investigadores franceses han confirmado esta comparación; Brives y Lemoine nos han familiarizado con el norte del Gran Atlas; L. Gentil lo ha cruzado cuatro veces con frecuente peligro de la vida <sup>27</sup>. Aún quedan muchos problemas en pie; pero, en lo que concierne a la región comprendida entre el mar y el meridiano de Demnat (6° O.), poseemos las siguientes observaciones:

En Marruecos hay dos sistemas de pliegues, el primero, precambriano, se arrumba N. 20° E.; y más a levante se dirige algo al norte, con ligera inclinación al este. El segundo, terciario, con dirección nordeste o este nordeste, forma las cordilleras mediterráneas (Alpinas).

La diferencia de dirección y edad de los pliegues se señala en estos dos sistemas con tanta claridad como en el Atlas de Orán y en el Yebel Bechar, o bien en la cordillera Bética y en la Meseta.

Los pliegues prepermianos afloran en la costa, entre Casablanca y Rabat; forman gran parte del Yebilet, las cercanías de Marraqués y el Gran Atlas. En ellos se conocen neises, granito y pizarras antiguas siluriano (pizarras de graptolitos y caliza de Orthoceras), devoniano y carbonífero inferior. El permiano, muy a menudo asociado con rocas eruptivas, queda separado invariablemente por una dislocación, o superpuesto en

discordancia, como en el caso del casquete de arenisca roja, que se apoya en pizarras antiguas cerca del paso de Tizi a Teluet (Glau) <sup>28</sup>. Cierta superposición discordante algo frecuente se menciona sólo en relación con el permiano y el cretáceo, como en los Pirineos y en Bohemia.

En el oeste, el paso de Bibaun, por el que comenzó su famoso viaje Oscar Lenz, y la línea de Guadi Musa, que se une al Guadi Sus, entre Tarudant y el mar, señalan la región donde la cadena prepermiana del Gran Atlas desciende bajo los terrenos más modernos.

Mucho más difícil es obtener idea general de la variadísima comarca del este. Rohlfs ha tratado algo de su parte meridional, y también se ha obtenido alguna aclaración de las exploraciones de Gentil.

Ya hemos dicho que las fuentes de Guadi Draa están en la región del Gran Atlas, al nordeste de las del Guadi Sus. Separa ambos ríos amplio pliegue de granito, neis y pizarras cristalinas que se dirige al nordeste desde el Anti-Atlas al Gran Atlas. Desciende a la llanura del Draa superior donde hay, cerca de Tikirt, marga caliza horizontal que, al parecer, rodea su pie. Antiguos terrenos, idénticos a los de este pliegue, forman la meseta de Ait Jzama (2.000 metros) y se conocen en el Gran Atlas hasta lo alto del paso de Tiz u Tar 'ar (hacia los 3.500 metros).

Entre Guadi Draa y el Guadi Sus este antiguo basamento, principalmente granítico, soporta la extensa región volcánica moderna del *Yebel Sirua* con sus cráteres en ruinas, coladas traquíticas, escorias y cenizas. Al norte de esta región forma también grande parte del distrito de Tameddu, y, aún más al norte, la misma formación contiene extensa mole de rocas eruptivas permianas, incluso los altos picos de *Yebel Tamyurt* y *Yebel Likunt* (ambos próximamente de 4.500 metros).

Al este de dicho territorio, marchando desde Tikirt hacia el norte, hallamos primero el mencionado cretáceo horizontal del Guadi Draa que allí, como en el norte, contiene yeso. En el Asif Imar'ren el camino remonta el cretáceo, bajo el cual asoma el permiano rojo. Ese manto más moderno persiste hasta el paso de In Glau, en pizarra antigua.

Desde allí el camino gira al este, faldeando el Yebel An'rmer. Aflora entonces carbonífero inferior muy fosilífero, lo que, a juicio de Gentil, tal vez pruebe que hoy siga el lado meridional de la cordillera hasta el carbonífero inferior del Yebel Bechar, esto es, *que los montes prepermianos ciñen al plegamiento mediterráneo por el sur hasta levante de Tafilete*.

El gran Yebel An'rmer se compone, como los otros altos picos, de rocas eruptivas permianas que allí se apoyan en carbonífero inferior. De nuevo pisamos permiano rojo, y también se cita allí caliza jurásica. Cerca de Act\_Mdual, al sur de Demnat, aflora pizarra negra de graptolitos bajo el permiano discordante. Antes de Demnat ya nos rodean los pliegues mediterráneos con su dirección característica al este-nordeste y forman en

cierta distancia, y sin duda hasta pasado Rabat el borde meridional de la llanura de Marraqués. Tal vez limiten la vertiente norte del Gran Atlas, pero sobre este punto parece que hay distintas opiniones <sup>29</sup>.

Entre los afloramientos prepermianos de la costa occidental y el Yebilet se extienden varios anticlinales más cortos y modernos, por el llamado antepaís, al suroeste o al sur-suroeste. Los estratos de esos anticlinales no se depositaron en aguas profundas. El permiano rojo se distingue con dificultad del rojo triás que contiene yeso, sal y ofita, como en los Pirineos. El jurásico, especialmente en el oeste, tiene poco desarrollo o falta por completo; existe el cretáceo inferior; el cenomanense se presenta en transgresión y, cual en el Sahara, a menudo comienza con depósitos de yeso.

Uno de los anticlinales más importantes es el *Yebel El Xadid* (la montaña de Hierro), de 666 metros y rumbo sudoeste, entre el Guadi Tensfit y Mogador. Según Lemoine, en su eje se ve el triás vertical <sup>30</sup>. Siguen más anticlinales, menos definidos, pero que revelan el triás y aun el permiano bajo el cretáceo, y que decrecen de altura hacia el mar. Uno de ellos llega al cabo Tafetneh, otro al cabo Ghir y el tercero a Agadir u Irir.

De modo que desde el sudoeste de Europa una gran rama de los Altaides, en verdad a veces interrumpida y oculta, pero siempre reconocible, se extiende con rumbo 20° E. (en levante con rumbo meridiano) por Casablanca, el Yebilet, Marraqués y el Gran Atlas, al menos hasta el Guadi Sus y las fuentes del Draa, y alcanza el meridiano de Demnat. En el Gran Atlas yacen muchos jirones de permiano y cretáceo; sus cumbres más altas son secundarias o de origen eruptivo, en parte permianas (Likunt) y en parte mucho más modernas (Sirua).

La cordillera situada al este es casi desconocida, aunque presenta algunos altos picos (Yebel Uriul, 4.250). También es muy escasa la información referente al Anti-Atlas, hacia el sur. Gentil lo vió desde el nordeste y lo creyó cordillera plegada. Las descripciones y bosquejos de Lenz indican que la estructura del Gran Atlas se prolonga por las partes occidental y meridional de aquella cadena. En Fum-el-Hossam (28° 30' N.) existen capas verticales de arenisca cuarzosa de edad desconocida. Lenz marcó el carbonífero inferior por debajo del paralelo 26° <sup>31</sup>. Según Flammant, el Hammada el Aricha, al norte de Taudeni (21° 30' N.); también se compone de carbonífero inferior <sup>32</sup>, allí horizontal.

Gentil afirma que, según los relatos de Dereims, se encuentra en el norte de Tagant devoniano arenoso plegado, y con rumbo norte, algo desviado al este; que según las observaciones de Gerard también asoma en Tiyya (Tagant, 19° N., 9° 30' O.; y, con arreglo a las de Gruwel, se presenta bajo los médanos de la bahía del Galgo (en el cabo Blanco, 21° N.) <sup>33</sup>. Por no dejar de citarlo, añadiremos que Dumont también halló pizarras

plegadas y calizas; las últimas con *Stromatopora*, en el Congo, entre los 5° 15' y 4° 25' S., próximamente <sup>34</sup>.

Las observaciones que existen acerca de estos parajes, tan lejanos unos de otros, no nos permiten llegar a conclusiones definitivas; pero parece probable que, como la virgación permiana llega muy al sur por el Sahara central, también deben existir puntos aislados prepermianos en Mauritania.

## Notas del capítulo XII: Los Altaides africanos.

<sup>1</sup> G. Rolland, *Ferrocarril Transsariano, Geología del Sahara Argelino, y Sumario geológico del Sahara desde el Océano Atlántico al Mar Rojo*, dos volúmenes in-4.º, París, 1890, I, lám. IV, y pág. 252.

<sup>2</sup> A. de Lapparent, *Sobre una formación marina de edad terciaria en el Sudán francés* (La Geografía, VII, 1903, 1.º sem., páginas 417-420), y *Sobre los nuevos trabajos geológicos en el Sudán* (Ibid., XI, 1905, 1.º sem., páginas 1-6; C. R. Acad. Sc., CXXXIX, 1904, 2.º sem., páginas 1186-1190). Oficiales franceses e ingleses coleccionaron simultáneamente, en 1903, estas conchas. Al mismo tiempo que De Lapparent, Bather pudo demostrar la existencia del Eoceno. P. S. Lelean, *An Eocene Outcrop in Central Africa*, y F. A. Bather, *Eocene Echinoids from Sokoto* (Geol. Mag., Dec. 5, I, 1904, páginas 290-304, y lám. XI).

<sup>3</sup> A. de Lapparent, *Sobre la extensión de los mares cretáceos en Africa* (C. R. Acad. Sc., CXL, 1905, 1.º sem., páginas 349-350), y R. Chudeau, *El Luteciense en el Sudán y en el Sahara* (Ibid., CXLIV, 1907, 1.º sem., páginas 811-813). Véase también el *Diseño hipsométrico del Sahara Occidental y Central y su orladura sudanesa*, por R. Chudeau, en los Anales de Geogr., XVII, 1908, lám. I. J. Chautard, *Materiales para la geología y la mineralogía del Africa occidental francesa, I. Estado actual de nuestros conocimientos sobre las formas sedimentarias del Africa occidental tropical*. In-8.º, 15 páginas, Gorée, 1906.

<sup>4</sup> N. Villatte, *De Tidikelt vers Tombouctou, Ahenet, Adrar, Hoggar y Tifedest* (La Geografía, XII, 1905, 2.º sem., páginas 209-230, y lám. I; mapa).

<sup>5</sup> Don Francisco Quiroga, *Apuntes de un viaje por el Sahara Occidental* (Anales Soc. Esp. de Hist. Nat., XV, 1886, Mem., páginas 495-523, y lám. III; cortes); *Observaciones geológicas hechas en el Sahara Occidental* (Ibid., XVII, 1889, Mem., páginas 313-393, y lámina V; mapa); *Observaciones al mapa geológico del Sahara, de M. Rolland* (Ibid., ser. 2, I (XXI), 1892, Actas, páginas 29-32).

<sup>6</sup> St. Meunier se ha ocupado de ello diferentes veces. Los hechos están reunidos en J. Chautard, *Nota sobre las formaciones eocenas del Senegal* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, V, 1905, páginas 141-153, y láminas IV-V, y mapa en el texto).

<sup>7</sup> A. Chevalier, *Sobre la existencia probable de un mar reciente en la región de Timbucto* (C. R. Acad. Sc., CXXXII, 1901, 1.º sem., páginas 926-928).

<sup>8</sup> E. F. Gautier, *Estudios Saharianos* (Anales de Geogr., XVI, 1907, páginas 46-69, y mapa, lám. I, y páginas 117-138, fotogr., y láminas III y III bis, en particular páginas 129 y siguientes), y *A través del Sahara francés* (La Geografía, XV, 1907, 1.º sem., páginas 1-28, 103-120, y lám. I; mapa geológico). El yacimiento de fósiles marinos terciarios, descubierto en Mauritania por Dereims, es, sin duda, idéntico al de Hafeira en el Adrar occidental, indicado allí como a unos 300 kilómetros del mar.

<sup>9</sup> Ed. Suess, *Ueber die einstige Verbindung Nord-Afrika's mit Süd-Europa* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XIII, 1863, páginas 26-30); R. Hoernes, *Untersuchung der jüngeren Tertiärlagerungen des Westlichen Mittelmeergebietes* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss., Vienna, Mathem.-naturwiss. CL., CXIV, 1905, Abth. I, páginas 467-476, 637-763, y, sobre todo, pág. 655). Véase también el capítulo XV del presente volumen.

<sup>10</sup> R. Bullen Newton, *A notice of some marine tertiary fossils from Northern Nigeria*,

collected by Col. Elliot and Capt. Lelain (Geogr. Journ., XXIV, 1904, 2.º sem., páginas 522-524).

<sup>11</sup> A. v. Koenen, *Die Fossilien der Unter-Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun* (Abhandl. Gesellsch. d. Wiss. Göttingen, Neue Folge, I, 1897-1898, 65 páginas); F. Solger, *Die Fossilien der Mungokreide in Kamerun und ihre geologische Bedeutung* (in E. Esch, F. Solger, M. Oppenheim und O. Jaekel, *Beiträge zur Geologie von Kamerun*. In-8.º, Stuttgart, 1904, páginas 83-242, y láminas 3-5); P. Oppenheim, *Ueber Tertiärfossilien, wahrscheinlich eocänen Alters, von Kamerun* (Ibid., páginas 243-285, y láminas 6-9), y O. Jaekel, *Ueber einen Torpediniden und andere Fischreste aus dem Tertiär von Kamerun* (Ibid., páginas 287-291); A. de Grossouvre, *Sobre el cretáceo del Camerun* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, IV, 1904, páginas 839-840). J. Parkinson, en las llanuras del sur de la Nigeria, encontró mucho lignito, pero ningún fósil: *The post-cretaceous Stratigraphy of Southern Nigeria* (Quart. Journ. Geol. Soc., LXIII, 1907, páginas 308-312 y mapa de la pág. 310).

<sup>12</sup> P. Dusén, *Om nordvästra Kamerunområdets geologi* (Geol. Fören, i Estokolmo. Förhandl., XVI, 1894, páginas 29-63, y lám. I; mapa).

<sup>13</sup> F. Foureau, *Documentos científicos de la Misión Sahariana; Misión Foureau-Lamy, de Argel al Congo por el Chad*, dos volúmenes in-4.º, 1.210 páginas, 404 figuras, 30 láminas, y Atlas conteniendo 16 mapas. París, 1905 (Publicación de la Sociedad de Geografía)

<sup>14</sup> Foureau, obra citada, II, pág. 585; Haug, ibid., pág. 753. La primera indicación se halla en la *Noticia sobre los trabajos científicos de M. Munier-Chalmas*. In-4.º, Lila, 1903, pág. 94. (Véase además, a continuación, pág. 682, y nota 1). G.-B.-M. Flamand, *Sobre la existencia de pizarras con Graptolitos en Haci el Khenig, Sahara Central* (C. R. Acad. Sc., CXL, 1905, 1.º sem., páginas 954-957).

<sup>15</sup> E. F. Gautier, *A través del Sahara francés* (La Geografía, XV, 1907, 1.º sem., y lám. 1); R. Chudeau, *El Aïr y la región de Zinder* (Ibid., páginas 321-336, mapa geológico, y lám. IV), y *D'In Zize a In Azacua* (Ibid., páginas 401-420, mapa geológico y lám. V).

<sup>16</sup> H. Hubert, *Diseño preliminar de la Geología del Dahomey* (C. R. Acad. Sc., CXLV, 1907, 2.º sem., páginas 692-695).

<sup>17</sup> Em. Haug, *La estructura geológica del Sahara Central, según los documentos geológicos y paleontológicos de M. F. Foureau* (La Geografía, XII, 1905, 2.º sem., páginas 297-304, y en otras partes. R. Chudeau también indica este encogimiento. C. R. Acad. Sc., CXLII, 1905, 2.º sem., pág. 566).

<sup>18</sup> G.-B.-M.-Flamand, *Sobre la existencia del Devoniano con Calceola sandalina en el Sahara occidental (Gourara, Archipel touatien)* (C. R. Acad. Sc., CXXXIII, 1901, 2.º sem., páginas 62-64).

<sup>19</sup> Em. Haug, *Sobre los fósiles del Ahenet occidental coleccionados por M. Noel Villatte* (C. R. Acad. Sc., CXLI, 1905, 2.º sem., páginas 970-972), y *Nuevas noticias sobre el Devoniano del Ahenet occidental (Misión de M. M. R. Chudeau y E.-F. Gautier)* (Ibid., CXLII, 1906, 1.º sem., páginas 732-734).

<sup>20</sup> Haug, in Foureau, *Documentos científicos de la Misión Sahariana*, II, pág. 814.

<sup>21</sup> L. Gentil, in Foureau, *Documentos científicos de la Misión Sahariana*, II, páginas 724 y siguientes.

<sup>22</sup> G.-B.-M.-Flamand, *Una misión de exploración científica al Tidikelt. Sumario general sobre las regiones atravesadas* (Anales de Geogr., IX, 1900, páginas 233-242, y lám. IX; mapa). Flamand designa bajo el nombre de El Khenig «series de aristas rocosas» y un pequeño desfiladero en la cadena del Ain Khala (= Djebel Azaz) (Anales de Geogr., IX, 1900, pág. 241), mientras que Haci y Kheneg aparecen en el mapa de Gautier (La Geografía, X, 1904, 2.º sem., lám. 1), bien lejos de allí, al suroeste, a orillas del Oued Bota. Este punto debe corresponder a la desembocadura en el Oued Bota del Oued el Khanig (ortografía del mapa de Flamand y del *Atlas de las Colonias francesas* de Pelet) el cual des-



ciende del Djebel Azaz. Estamos aquí en pleno Carbonífero. El plegamiento y el yacimiento de Graptolitos corresponde evidentemente al curso superior, distante quizá de 60 a 80 kilómetros.

<sup>23</sup> G.B.-M.-Flamand, *Sumario general sobre la geología y las producciones minerales de la cuenca del Oued Sacura y de las regiones limítrofes* (Extracto de los *Documentos necesarios al estudio del Norte Oeste africano*, dirigidos por H.-M.-P. de la Martinière y N. Lacroix). In-8.º, 116 páginas, y mapa, Algeria, 1897; E.-F. Gautier, *Relato de una misión geológica y geográfica en la región de Figuig* (Anales de Geogr., XIV 1905, páginas 144-166, y lám. IV; mapa geológico). Para el espacio que viene al Sur, E.-F. Gautier, *Sahara Oranés* (Ibid., XII, 1903, páginas 235-259, y lám. IV; mapa geológico), y *Estudios Saharianos* (Ibid., XVI, 1907, páginas 46-69, y lám. 1; mapa). Véase también G.B.-M. Flamand, *Nuevas observaciones sobre los terrenos carboníferos del Extremo-Sur Oranés* (C. R. Acad. Sc., CXLV, 1907, 2.º sem., páginas 211-213); Fichet, *Sobre la existencia del terreno carbonífero en la región de Igli* (C. R. Acad. Sc., CXXXI, 1900, 2.º sem., páginas 288-290); A. Thevenin, *Nota sobre fósiles del carbonífero inferior del Djebel Bechar (Sur-Oranais)* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, IV, 1904, páginas 818-822).

<sup>24</sup> E. F. Gautier, *El Muidir-Ahnet. Ensayo de Geografía física según observaciones hechas durante la expedición del comandante Laperrine* (La Geografía, X, 1904, 2.º sem., páginas 1-18 y 85-102, y lám. I; mapa geológico). Durante la impresión de esta obra ha aparecido E. F. Gautier y R. Chudeau, *Diseño geológico del Tidikelt y del Moudir-Ahnet* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, VII, 1907, páginas 195-218, y lám. VI; mapa geológico), y R. Chudeau, *Excursión geológica al Sahara y al Sudán (marzo-1905, diciembre-1906)* (Ibid., páginas 319-346, y lám. XI; cortes, y mapa geológico general en el texto, páginas 344-345).

<sup>25</sup> Joseph Thomson, *The Geology of Southern Morocco and The Atlas Mountains* (Quart. Journ. Geol. Soc. Londres, LV, 1899, páginas 190-213).

<sup>26</sup> Th. Fischer, *Wissenschaftliche Ergebnisse einer Reise im Atlas-Vorlande von Marokko* (Petermanns Mitteil., Erg.-Heft Nr. 133, 165 páginas, tres mapas, 1900; en particular páginas 152 y siguientes). Un progreso notable fué además la publicación, ocurrida poco tiempo antes del mapa del Atlas marroquí de P. Schnell (Petermanns Mitteil., Erg.-Heft núm. 103, 120 páginas, y mapa, 1892).

<sup>27</sup> No se pueden citar aquí más que los últimos trabajos de conjunto: A. Brives, *Los terrenos cretáceos en Marruecos occidental* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, V, 1905, páginas 81-96, y lám. I; mapa geológico), y *Contribución al estudio geológico del Atlas marroquí* (Ibid., páginas 379-398, y lám. XI; mapa geológico); L. Gentil, *Observaciones geológicas en el Sur Marroquí* (Ibid., páginas 521-523); por el mismo, *Contribución a la Geología y a la Geografía física de Marruecos* (Anales de Geogr., XV, 1906, páginas 133-151, y láminas IV-V); *Nota sobre el diseño del Atlas occidental* (Ibid., XVI, 1907, páginas 70-77, y lám. II; mapa geológico); L. Gentil, *Misión de Segonzac. En el Bled es Siba. Exploraciones en Marruecos*. In-8.º, páginas xv-340, 223 figuras. París, 1906; P. Lemoine, *Misión en el Marruecos occidental. Informe al Comité de Marruecos*. In-12, 224 páginas, y mapa. París, 1905.

<sup>28</sup> P. Lemoine, *Misión en el Marruecos occidental*, pág. 191, fig. 50.

<sup>29</sup> P. Lemoine, *Misión en el Marruecos occidental*, páginas 183-197. Según el corte del Ued-Keraia que figura en este trabajo (pág. 210, fig. 62), parece que las capas cretáceas del Hauz se han hundido a partir del borde septentrional del Alto Atlas. Estos hundimientos están indicados formalmente por A. Brives y Ad. Braly, *Sobre la constitución geológica de la llanura de Marrakech y del terraplén de Rehamma, Marruecos*. Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, VI, 1906, páginas 56-66).

<sup>30</sup> P. Lemoine, *Sobre la constitución del Djebel Hadid, Marruecos occidental* (C. R. Acad. Sc., CXL, 1905, 1.º sem., páginas 393-394).

<sup>31</sup> O. Lemz, *Timbuktu*. In-8.<sup>o</sup>, Leipzig, 1884, II, páginas 3, 16, 21, 49, y en otras partes.

<sup>32</sup> G.-B.-M. Flamand, *Sobre la existencia del terreno carbonífero en los alrededores de Taudemi, Sahara sud-occidental* (C. R. Acad. Sc., CXLIV, 1907, 1.<sup>o</sup> sem., páginas 1387-1390).

<sup>33</sup> Gentil, *Anales de Geogr.*, XVI, 1907, pág. 74.

<sup>34</sup> E. Dupont *Cartas sobre el Congo*. In-8.<sup>o</sup>, 724 páginas, y mapa. París, 1889, páginas 385-504.

## CAPÍTULO XIII

# LOS ALPES

## I.—PARTE OCCIDENTAL

Situación de los Alpes.—Progresos de la investigación.—División de los Alpes.—Zona del Mont-Blanc.—El abanico carbonífero y el Briançonnais.—Hojas de cobijadura.—El Glarus.—El Simplón y Tessino.—Ivrea.—De la Dora Baltea al Gesso.—Del Gesso al mar.—Los Alpes en Córcega.—Relaciones con los Apeninos.

La situación especial de las cordilleras alpinas se deduce de lo escrito respecto del norte de Africa en el capítulo anterior. Para mayor claridad daremos nombre colectivo a aquellas cordilleras, cuya parte central son los Alpes propiamente dichos, y que, en consecuencia, denominaremos *Alpidos*.

Los Alpidos pertenecen a los Altaides póstumos. Se extienden del Mar Negro a Gibraltar. Al norte de ellos los Caledónidos predevonianos llevan rumbo submeridional, y al sur los Saháridos, algo más antiguos, tienen rumbo análogo. Entre los Caledónidos y los Saháridos, con dirección transversal que indica nueva fase de la formación montañosa, están los restos de los Altaides prepermianos, rotos en pilares y que se extienden en arco, desde Silesia, por Alemania, Francia, España y Marruecos, hasta el Yebel Bechar, cerca de Figig. Los Altaides prepermianos forman el marco dentro del cual se han levantado los Alpidos.

Una mirada al meridiano terrestre que corre del Spitzberg al Cabo de Buena Esperanza muestra que, dentro de lo que se puede investigar, esa cenefa externa *encierra la única comarca en la que desde el extremo norte hasta el extremo sur ha ocurrido en grande escala el plegamiento prepermiano*. Las montañas del Cabo son el límite de edad permiana. Los pliegues póstumos de la cuenca de Londres y París y los otros Altaides póstumos alcanzan leve desarrollo. Podemos afirmar, sin exageración, que

*casi toda la contracción ocurrida desde la época carbonífera en una gran sección meridional del Globo, se ha manifestado dentro de esa cenefa.* Esto, en sustancia, es lo que ya había reconocido Haug.

Al mismo tiempo, los Alpídeos no son tan independientes de los Altaides como éstos de los Caledónidos y Saháridos. Así es más fácil comprender por qué, a pesar de las estrechas relaciones con Asia, pueden aparecer ramas libres, lo mismo en las extremidades orientales que en las occidentales de los Alpídeos. En el extremo occidental en las islas Baleares y en el oriental, en el este de los Balcanes, el espolón de Valeni y el pliegue más oriental e interior de las montañas de Jura (Gisli-fluh-Kistenberg), continúa en un anticlinal de la Molasa <sup>1</sup>.

Sin embargo, a la cenefa, abierta al este y sureste, la rebasan los Alpídeos allí donde los Sudetes desaparecen bajo los Cárpatos, y donde el borde de la Plataforma Rusa, así como los montes Cimerios, quedan cabalgados; pero más al sur hay extensa área abierta entre Crimea y Figig, que pertenece al Sahara, y arco marginal de los Dináridos, en el que se presenta un basamento intercarbonífero, pero los pliegues conservan el mismo plan por el territorio terciario y se dirigen al sur. Sin embargo, allí predominan caracteres asiáticos (III, pág. 422).

Este fragmento de la estructura periférica de Asia, aunque plegado hacia el sur, penetra en conjunto al noroeste, en la cenefa de los Alpídeos, y ha influido tanto en su desarrollo, que el ancho de los Alpes en el meridiano de Innsbruck se ha reducido a unos 100 kilómetros. De modo que la contracción del Planeta se manifiesta en ese territorio de dos maneras: (1) por el movimiento conjunto de los Dináridos, que *no* obedece a plegamiento, y (2) por dislocaciones acumuladas de varias índoles, a las que los Alpídeos deben su origen. Durante este proceso se produjo reducción de la cenefa desde el sureste, y es notable que los Dináridos, al contrario que los Altaides, nunca han llegado a ser antepaís pasivo resistente, sino que más bien asumen, por ejemplo, en el Brenner, carácter de país zaguero y ejercen cierta acción impulsora.

Consideremos ahora los Alpes propiamente dichos.

PROGRESOS DE LA INVESTIGACIÓN.—Reclaman su parte en esta doble cordillera cinco Estados: Italia, Francia, Suiza, Baviera y Austria, lo que creó cierta desigualdad local de la labor científica cuando ni los medios generales de comunicación, ni los de acceso a las montañas en particular, ni aún los mapas topográficos eran comparables a los del día.

El trabajo avanzó con sujeción al método inductivo y a la índole del objetivo.

Primero el escalón analítico descriptivo. El mapa de Suiza de Escher y Studer y el de Austria de Francisco von Hauer pueden servir como monumentos de ese período.

Pronto los complementaron intentos de síntesis locales. Citaré los pri-

meros cortes de Escher del denominado doble pliegue de Glaris; el intento de Desor, en 1865, de disponer las moles centrales de Suiza en arcos concéntricos, y la proposición de Lory en el año siguiente de atribuir a fracturas la estructura de los Alpes franceses. Detenido estudio de las obras de Gerlach, escritas también durante aquel período, descubrirá muchas ideas que anticipan investigaciones de época muy posterior. Luego, por grados, según aumentaba el territorio estudiado, fueron destacando la unidad de conjunto del sistema antiguo, el carácter pasivo de la mole central, la unilateral estructura, el movimiento general hacia el norte y la calidad de dique o presa del antepaís. En 1877 F. Teller observó que los filadios calcíferos buzaban bajo la ladera sureste de las montañas de neis de Oetz y Stubai, como si aquellas rocas se insertaran en potente pliegue de neis inclinado oblicuamente al nor-noroeste <sup>2</sup>.

Determinadas en los Alpes líneas directrices se relacionaron con ellos los Cárpatos y los Apeninos, y se separaron los Dínáridos. Según surgía gradualmente el plan de construcción, avanzaba la interpretación de la estructura interna, a la que ayudó mucho la comparación que, en 1884, sentó Marcelo Bertrand con el campo carbonífero de Bélgica, y su demostración de que una gran masa podía transportarse con movimiento horizontal (Charriage) <sup>3</sup>. Se reconoció la semejanza entre el antepaís varisco y la primera zona de Desor de la mole central de Suiza (Mercantour, Pelvoux, el Mont Blanc y el Rin).

C. Schmidt afirmó tal semejanza en 1880 <sup>4</sup>; en 1890 Miguel Levy dió un paso más adelante y comparó la estructura del Mont Blanc con la de la meseta central de Francia <sup>5</sup>; y en 1891 Kilian aseguró definitivamente que esas moles pertenecían al antepaís <sup>6</sup>.

Entre tanto se hacía necesario comparar la parte de levante con la de poniente, y el resultado fué el mapa general de Noe de la cordillera de los Alpes <sup>7</sup>, publicado en 1890, y la obra de Diener acerca de los Alpes occidentales que apareció en 1891 y motivó que se señalase la zona del Briançonnais <sup>8</sup>.

Una divergencia de opinión actuó como freno en las obras de los investigadores franceses e italianos. En Italia se consideraron las pizarras lustrosas paleozoicas o prepaleozoicas de acuerdo con la opinión de Gastaldi, hipótesis que halló hábil defensor en Zaccagna. Lory las creía mesozoicas. Oscilaron las opiniones hasta que, en 1894, Marcelo Bertrand las atribuyó a la era mesozoica, con la salvedad de que pudieran envolver formaciones terciarias <sup>9</sup>. No mucho después Franchi y Stella confirmaron esta conclusión con el descubrimiento de fósiles mesozoicos <sup>10</sup>.

Por entonces adquirió nuevo desarrollo el criterio de Marcelo Bertrand acerca de las cobijaduras. En el oeste, Kilian y Haug describieron hojas de cobijadura fuera de los límites de los montes Mercantour y Pelvoux. Schardt, explorador avanzado, dibujó notables cortes que mostraban

grandes movimientos horizontales cerca del lago de Ginebra. En 1901 Lugeon manifestó que, no sólo los Alpes helvéticos, que yacen fuera, al norte y oeste de la zona del Mont-Blanc, están invertidos en gran distancia y rotos en hojas, sino que, además, grandes partes de la cordillera, situadas en el interior y al sur y al este de esta zona, han sido arrastradas sobre ella, sobre las otras cordilleras. El conjunto del Chablais y de los Alpes de Friburgo son moles transportadas de esta especie ".

Más al este, las largas y laboriosas investigaciones de Heim en la región del doble pliegue de Glaris, lo indujeron a adoptar el criterio de Marcelo Bertrand y de otros observadores de que la verdadera explicación de dicha estructura consiste en una sola y grande inversión. En la región del Inn superior hallaron Lugeon y Termier hojas más antiguas que asomaban en ventana bajo la hoja de los Alpes orientales, y a la misma conclusión llegó eventualmente Steinmann, quien al principio mantenía opinión distinta.

Rothpletz fué uno de los primeros en sostener la existencia de tales cobijaduras en la parte occidental de los Alpes orientales. Mucho después, y especialmente en el Congreso de 1903, Lugeon, Termier y Haug intentaron demostrar que otras partes de los Alpes orientales presentaban estructura análoga, y aun mantuvieron que la zona de los Alpes calizos orientales, con 480 kilómetros de longitud, flotaba en un basamento extraño.

Al mismo tiempo se observaron, en puntos muy apartados unos de otros, dos nuevos grupos de fenómenos: el primero, resultado de estudios aún incompletos de Becke y sus colegas en el neis central de los Tauern; el segundo se siguió del conocimiento de la estructura del túnel del Simplón, que dió la base para la discriminación de las zonas internas de los Alpes occidentales.

Estos inesperados descubrimientos estimularon los esfuerzos de los investigadores y que se hiciera el siguiente intento de resumen en un tiempo en que surgen de continuo nuevos estudios, y mientras nuestro conocimiento de las distintas partes de los Alpes es aún muy desigual. Las teorías relativas a los procesos mediante los cuales se han formado las montañas, sólo pueden hacerse con mucha reserva, y deben apoyarse en la sólida base que suministra la comparación con otras grandes cordilleras, que por eso examinamos en los últimos capítulos.

**DIVISIÓN DE LOS ALPES.**—Prescindiendo de las montañas del Jura y de la Molasa, tres límites de índole distinta nos permiten dividir los Alpes en varias regiones, paso que facilitará nuestro intento para obtener una visión amplia y general.

El primero es el *límite dinámico* meridional, netamente definido, que sigue casi en línea recta desde la vertiente meridional de los montes Bacher en Estiria, larga distancia al nor-noroeste; cruza el Brenner entre

Brixen y Sterzing, gira luego al sur-suroeste, después al suroeste y al oeste-suroeste, llega a Adda y, por último, cruzando la parte septentrional de los lagos Como y Mayor, se extiende en arco al oeste del lago Orta, por la llanura de Lombardía. Es línea de compresión e intrusión.

El segundo límite *se halla entre los Alpes orientales y los occidentales*. Nada enseña de la zona del Flysch. Se señala con mayor claridad en el lado occidental de la Rética y continúa por Oberhalbstein, en el nordeste del grupo de Disgrazia, y señala la superposición de un conjunto montañoso occidental superior sobre conjuntos occidentales inferiores.

La tercera línea, menos marcada, o, mejor, la más alterada por acontecimientos posteriores, separa, dentro de los Alpes occidentales, los *Piamonteses de los Helvéticos*. Prescindiendo de desviaciones que en seguida citaremos, se dirige desde el lado oriental del Mercantour, junto a la ladera oriental del Pelvoux y el Mont-Blanc, hacia el este, al valle del Ródano; luego por el del Bedretto y Airolo, hasta la ladera meridional del San Gotardo. Sigue este límite una faja de oligoceno; la zona de las Aiguilles d'Arves de Haug, que designaremos, de acuerdo con Termier, *zona interna del Flysch*. Aparece por primera vez en la orilla del mar, y Kilian la ha reconocido aún en la ladera oriental del Mont Blanc.

También en el borde externo se nota la separación de estas ramas de los Alpes. Las montañas del Jura emergen con los Alpes Helvéticos en arco dirigido al interior, hacia Chambéry. Los Alpes Helvéticos (o del Delfinado) describen análogo arco correspondiente al Pelvoux y dirigido hacia adentro al alto Durance, y un segundo arco en dirección del Var donde terminan, mientras que los Alpes Piamonteses se dirigen al mar y reaparecen en el nordeste de Córcega.

En esta subdivisión, la zona del Briançonnais, tan a menudo mencionada, debe atribuirse en su mayor parte a la exterior de los Alpes Piamonteses.

**ZONA DEL MONT BLANC.**—Esta zona de terrenos antiguos se extiende desde el Mercantour por el Pelvoux, Grandes Rouses, Belle Donne y Mont Blanc, hasta Gotardo y la mole del Aar. Al parecer, la situación del arco corresponde en conjunto a la dirección varisca en el antepaís; pero observación más detenida muestra que tal correspondencia existe sólo en el este. En Belle Donne hay notable desviación; en su parte meridional, como en Grandes Rousses, la dirección dominante es meridiana, en contraste con el perfil general de las montañas, y en la parte sudoeste del Mercantour el rumbo es de levante a poniente <sup>12</sup>.

Además de esta divergencia en la dirección de los terrenos y de las montañas reclama nuestra atención la disposición de las ramas en serie alternada. Miguel Levy y Ritter comprobaron que la rama meridional de Belle Donne, que sigue el lado externo de Grandes Rouses, se dirige oblicuamente por Beaufort y el Prairion a las Aiguilles Rouges, o sea hacia

el norte del Mont Blanc. La continuación de la rama septentrional de Belle Donne sigue aún más al norte por Fleuret a Mégève <sup>13</sup>. El caso es análogo respecto a la línea oblicua del Ródano-Furca-Urseren-Andermatt-Rin cterior, que separa el San Gotardo de la mole del Aar.

Estas líneas oblicuas de demarcación se dirigen algo más al nordeste que el lado interno del arco. Hay conexiones, no sólo según esas líneas, sino también sobre las alturas intermedias, de parte, al menos, de la zona del Mont Blanc. Así lo muestra el jirón jurásico que describió Favre en uno de los picos de las Aiguilles Rouges, y la existencia de sinclinales mesozoicos en las propias masas de neís. Termier ha distinguido en las Grandes Rouses y en el Pelvoux sinclinales más antiguos, pretriásicos, y más modernos, o alpinos, que cruzan a los más antiguos con variados ángulos, generalmente agudos <sup>14</sup>. Pero donde los pliegues alpinos se adaptan al pie de una antigua mole, como en el sur del Mercantour, se mueven como un fluido en el borde de una presa, y la desviación de la dirección de los pliegues más antiguos es a veces en ángulo recto.

Los extremos de las distintas moles se resuelven a veces en dos o tres y aun (cual ocurre en el extremo sur del Mont Blanc) en seis u ocho anticlinales neísicos separados que incluyen sinclinales sedimentarios, los que desaparecen hacia el interior de las moles; que se muestran uniformes; pero podemos advertir que si el núcleo de la gran montaña hubiera sufrido erosión menos profunda presentaría varios pliegues paralelos más al interior y que recordarían los conservados en el Pelvoux, por ejemplo. Heim describió hace muchos años la interdigitación de los pliegues en el San Gotardo y en el extremo oriental de la mole del Aar, y luego la describió Lugeon en su extremo sudoeste. Heim denominó al fenómeno «*Verfaltung*» (plegamiento extremado); en el último ejemplo, las lenguas neísicas, en horizontales pliegues, van adelgazando hasta dos o cuatro metros de espesor <sup>15</sup>.

Se ha dado demasiada importancia a la estructura en abanico del Mont Blanc. Ciertamente que tal estructura se ve en el corte de Chamounix-Courmayeur, pero la mole de la montaña se compone de pliegues hacinados invertidos al noroeste, según demostraron Duparc y Mracec y confirmaron Ritter y otros observadores. Debemos concebir el antiguo basamento del Mont Blanc como cuenca de pizarras cristalinas, a cada lado de la cual, al noroeste y sureste, hay una zona de pizarras antiguas de la que surgen rocas de granito y protogino <sup>16</sup>. En el conglomerado carbonífero se han hallado cantos de esta última roca <sup>17</sup>.

Baltzer ha descrito tres intrusiones graníticas en la mole del Aar que pertenecen al grupo de los granitos variscos del Erzgebirge, el Harz y otras cordilleras <sup>18</sup>. Aunque los tramos de la zona del Mont-Blanc presentan caracteres manifiestamente variscos, por ejemplo, en la transgresión de las capas límnicas del carbonífero medio y superior, no podemos



describirlos como pilares variscos; son partes resurgentes del basamento de los Alpes plegados con las rocas suprayacentes y que se componen de repetidos pliegues paralelos. Asoman en la supercie porque los ejes longitudinales de los varios hacecillos de pliegues se levantan y hunden juntamente (levantamiento de los ejes).

EL ABANICO CARBONÍFERO Y EL BRIANÇONNAIS.—Desde el valle del Ródano, por encima de Sion, hasta la orilla del mar, cerca de Savona, corre largo arco de sedimentos carboníferos y permianos, al principio paralelo al borde interno de la zona del Mont-Blanc, y que luego cruza el grande y el pequeño San Bernardo, se extiende al este de Moutiers hasta Briancourt, lo interrumpe el valle del Guil, reaparece en suelo italiano, pasa al sur de Santo Dalmazzo y, por último, con dirección casi de levante a poniente, llega al mar cerca de Savona <sup>19</sup>. A menudo las rocas están transformadas en pizarras semicristalinas y hasta neísicas. Testimonian su edad restos de plantas, comprimidas venas de antracita y grafito. El arco no forma límite estratigráfico; así lo evidencian las observaciones de Kilian. En la mayor parte de su recorrido presenta estructura en abanico, más manifiesta al sur del gran San Bernardo. El lado occidental está invertido al oeste, hacia el Mont-Blanc y el Pelvoux, y el oriental hacia Italia. De igual modo, el conjunto de la cordillera inmediata está caído, de una parte, hasta los terrenos más antiguos del Pelvoux, y de otra, hasta la llanura italiana. Nuevas descripciones darán idea de que este largo abanico es un eje independiente de elevación. Es zona de equilibrio.

Consideremos primero sus relaciones con los plegamientos más modernos, entre Briançon y la ladera oriental del Mont-Blanc. En nuestro estudio de esta región tomaremos por guía las obras de Kilian <sup>20</sup>. Respecto de su parte meridional contamos, además, con las investigaciones de Terrier, al norte y al sur de la ciudad de Briançon <sup>21</sup>.

En este territorio, oblongo y no muy ancho, aparece la zona interna del Flysch, lo que demuestra que el mar aún languidecía allí durante el oligoceno superior. En el lado oriental del Pelvoux halló Kilian el Flysch normalmente superpuesto al neis. Asimismo se encuentra en transgresión sobre capas mesozoicas plegadas, pero plegado también, y en las Aiguilles d'Arves, algo al norte del Pelvoux, alcanza los 3.514 metros de altitud.

En las capas mesozoicas de los Alpes suizos solemos distinguir tres facies: una helvética, otra del Briançonnais y otra piamontesa.

Caracteriza a la facies piamontesa la preponderancia de pizarras lustrosas y la existencia de rocas verdes básicas. El triás se compone de cuarcitas, yeso y mármol. Las pizarras lustrosas, que pertenecen en gran parte al liás y a las oolitas, también existen en el oeste del abanico carbonífero, por ejemplo, en el Col de la Seigne, y las rocas verdes se han hallado en ésta y otras localidades. Luego tendremos ocasión de mencionar los restos de

hojas de cobijadura más al norte, acarreadas desde el sureste por encima del Briançonnais o fuera de él, hacia el oeste. También será necesario, antes de discutir los Alpes orientales, obtener idea más clara del significado de la palabra «facies». Veremos entonces que los caracteres de la piemontesa, a saber: la existencia de rocas verdes y el señalado metamorfismo de los terrenos son rasgos accesorios producidos más tarde y ajenos a la facies original, y que, como hace tiempo advirtió Termier, aumentan según se avanza hacia la llanura de Lombardía.

La ciudad de Briançon asienta en la zona carbonífera. En el abanico se insertan sinclinales mesozoicos.

Como representantes del triás en las inmediaciones de Briançon menciona Termier cuarcita, a la que sigue primero pizarra verdosa con capas de dolomía y caliza, así como grauvaca, yeso y mármol filítico, y luego caliza de más de 300 metros de potencia, con *Gyroporella* y crinoides. El liás se presenta como brecha (Brecha del Telégrafo), pero con variedad de desarrollo; en particular dados de caliza oscura negra y con *pentacrinus*; y supuesto que se han hallado pizarras calíferas negras y con *Avicula contorta*, debe existir también el piso rético. Luego hay jurásico (caliza de Guillore), a menudo con globigerina, *Phylloceras*, *Aptychus* y otros fósiles. El conjunto de la parte superior de esta serie se ha metamorfoseado en muchos sitios en mármol tabular, que puede incluir también el cretáceo y alcanza 700 metros de potencia.

La serie difiere del helvético. La caliza con *Gyroporella* y la caliza con *apcticus* son las partes de los Alpes orientales que más atraen la atención. Pero en las apretadas series de pliegues y hojas, entre el abanico carbonífero y la zona del Mont-Blanc, los horizontes divergentes no aparecen simultáneamente en límite especial, lo que hace posible que existan series con una mezcla de caracteres.

Si se compara un ejemplo de la serie típica helvética exterior con la típica del Briançonnais, es decir, con un segmento cobijado transportado desde distancia, se advertirá grande diferencia; pero en la amplia y comprimida área por la cual se ha verificado el transporte, ambas series se relacionan mediante transiciones.

Así se manifiesta la interpretación de las series alternadas de moles de neis en la zona del Mont-Blanc.

Como último resultado, las Belle Donne desaparecen casi al nordeste en territorio suizo, y las Grandes Rouses, con sus sinclinales asociados, se dirigen hacia el lado norte del Mont-Blanc, y aun en sus llanos pliegues sinclinales. Los mesozoicos entre las Belle Donne y las Grandes Rouses se truecan en las altas montañas calizas de los Diablerets, Wildhorn, etc., y parece como si las Grandes Rouses, y acaso también parte del Pelvoux con el Mont Blanc, hubiesen sufrido un posterior arqueamiento de las montañas.

Advertimos ahora que la palabra «Briançonnais» se ha usado a veces en sentido más estricto y otras en sentido más amplio. Los hechos que de modo tan luminoso presentó Kilian, nos conducen al siguiente corte transversal: 1. Pliegues helvéticos exteriores. 2. Terrenos más antiguos de las Belle Donne. 3. Varios hacecillos de pliegues mesozoicos, entre los cuales aparecen como apoyados en un anticlinal común el Mont-Blanc, la pequeña mole de Rocheray en el Arc y las Grandes Rouses, y acaso también con el Pelvoux. 4. La zona interna de Flysch (zona de las Aiguilles d'Arves). 5. Otra zona mesozoica (haz del Galibier, Kilian). 6. El abanico carbonífero con fajas mesozoicas envueltas en los pliegues (el plegamiento se conserva al oeste; más allá de este punto al este). 7. Nueva zona mesozoica (haz del Chaberton). 8. Pizarras lustrosas y Alpes piemonteses.

Por tanto, las cadenas neísicas se encuentran dos veces (Belle Donne y Mont-Blanc). Podemos tomar como límite de la zona interior alpina, o bien la cordillera del Mont-Blanc, o la zona interna de Flysch o, todavía, el abanico carbonífero. Kilian comenzó su zona del Briançonnais con el Flysch; interpretado esto así, incluye también las cadenas de Galibier (5), pero da límite más señalado entre los términos 7 y 8.

Hemos dicho que consideramos la zona de Flysch (4) límite externo de la cadena piemontesa interior, aunque luego se haya despiezado; pero debemos repetir que ese límite no es de igual clase o valor que el dinárico o el de los Alpes orientales.

Los Alpes piemonteses se desarrollan mucho hacia el nordeste y el este. Como ejemplo, citaremos la serie triásica de areniscas verdes, serpentinadas y pizarras de Bündner que halló Preiswerk entre Viège y Brieg, en el valle del Ródano. La serpentina, que invade el triás y las pizarras de los Grisones, se introdujo como diabasa y gabro y ha producido en algunos sitios metamorfismo de contacto. Inyecciones posteriores se han consolidado como wehrlita y dunitas <sup>22</sup>, representantes de las rocas verdes del Piemonte. Las pizarras de los Grisones corresponden a las lustrosas.

Esa zona abarca también la gran faja de verrucano, triás, pizarras lustrosas y micacitas calcíferas que observó Heim cerca de Olivone, entre el neis del Adula y la ladera meridional del Gotardo <sup>23</sup>. El ancho de los Alpes de Wallis hasta el Adda pertenece también a esta zona.

HOJAS DE COBIJADURA.—Mientras que los sinclinales antes descritos cruzan oblicuamente la zona del Mont-Blanc y pueden desarrollarse fuera de ella en potentes cordilleras calizas, la situación en el sur es muy diferente.

Entre el Mercantour y el Pelvoux, la zona del Mont-Blanc presenta un gran vacío o hueco, a través del cual, como por ancha puerta, las impelidas montañas salen hacia el oeste; igual que el agua o el hielo, excavan el suelo y fuerza su camino por estrecho paso (II, pág. 351, fig. 35 y página 353, fig. 36).

Comenzaremos por el suroeste el estudio de este proceso. Para la parte francesa de la región seguiremos las notas de León Bertrand <sup>24</sup>, y para las montañas del norte de Mentone y Bordighera las de Franchi <sup>25</sup>.

El Var gira en ángulo recto de la dirección de levante a poniente a la meridiana, llega al mar en Niza y recibe dos afluentes del Mercantour: el Tinea, que procede del nornoroeste, y el Vesubio, que llega del norte.

La mole del Mercantour ha girado en su parte meridional hacia el Col Di Tenda, o sea al sureste; pero León Bertrand opina que su borde estratificado de permiano y triás destaca largo espolón que parte del Vesubio, es decir, muy al oeste del Col di Tenda, y sigue hacia el sur. Es un límite importante. Los pliegues de los lados este y sureste del Mercantour festonean su extremo meridional y llegan a ese espolón. Allí, en lo que se refiere al jurásico y cretáceo inferior, termina de pronto la facies del Briançonnais y deja su puesto a la helvética. Las capas, en el lado oriental del espolón, están cobijadas e invertidas al oeste; su dirección persiste en la comarca del bajo Var hasta Niza, donde el rumbo es de levante a poniente y la inversión hacia el sur. Entre Mentone y Bordighera la dirección se ha hecho de nuevo meridiana, y el movimiento al oeste.

A levante del espolón del Vesubio y de la llanura del bajo Var se ensanchan los pliegues apilados en el Mercantour. La zona interna del Flisch (zona de las Aiguilles d'Arves) asume entonces tan grande parte que, al parecer, en amplios espacios sólo hay prolongaciones de esta zona.

Al oeste del Vesubio nos hallamos en el centro de los pliegues externos helvéticos (del Delfinado) cobijados hacia el sur, que dentro del arco del Var encuentran a los de Provenza movidos en opuesta dirección y que no consideraremos pertenecientes a los Alpes. Rodean el macizo de Hyères y el Esterel, cuyas pizarras cristalinas aún se ven entre Cannes y Antibes.

En la costa de Mónaco se han advertido señales de brechas volcánicas modernas <sup>26</sup>.

De esta manera la rama helvética, encorvada hacia el interior, termina a orillas del Var y del Vesubio.

Los pliegues de Provenza, en la orilla occidental del Var inferior, han sufrido movimientos muy tardíos, cual lo demuestra el que Zürcher descubriera cerca de Vence (al noroeste de Niza) una hoja de triás y jurásico que ha corrido sobre mioceno marino y acaso también sobre sedimentos pónticos y que luego se ha doblado con ellos, de manera que el triás se presenta en un sinclinal mioceno y el mioceno bajo un anticlinal de triás. Guébhard ha observado plioceno marino en esta localidad, con inclinación de 20° y a 350 metros sobre el mar <sup>27</sup>.

Fijémonos ahora en el norte.

Los pliegues que avanzan del interior rodean, como hemos dicho, el extremo sureste del Mercantour. El punto de contacto asoma en el tú-

nel del Col di Tenda <sup>28</sup>. Desde Tenda hacia Limone, en el lado interno del Mercantour, rapidísimo estrechamiento afecta a las cordilleras plegadas internas y persiste hasta su extremo noroeste. Allí se abre amplio portal entre el Mercantour y el Pelvoux, y avanzan por segunda vez las partes internas de las montañas.

También se ven grandes jirones de pliegues cobijados, que C. Lory consideraba islas de la época eocena y Goret pilares. Haug y Kilian reconocieron su verdadero carácter en 1892. Haug calculó en 25 kilómetros la distancia que habían corrido, y Kilian estimaba en 30 ó 40 la amplitud

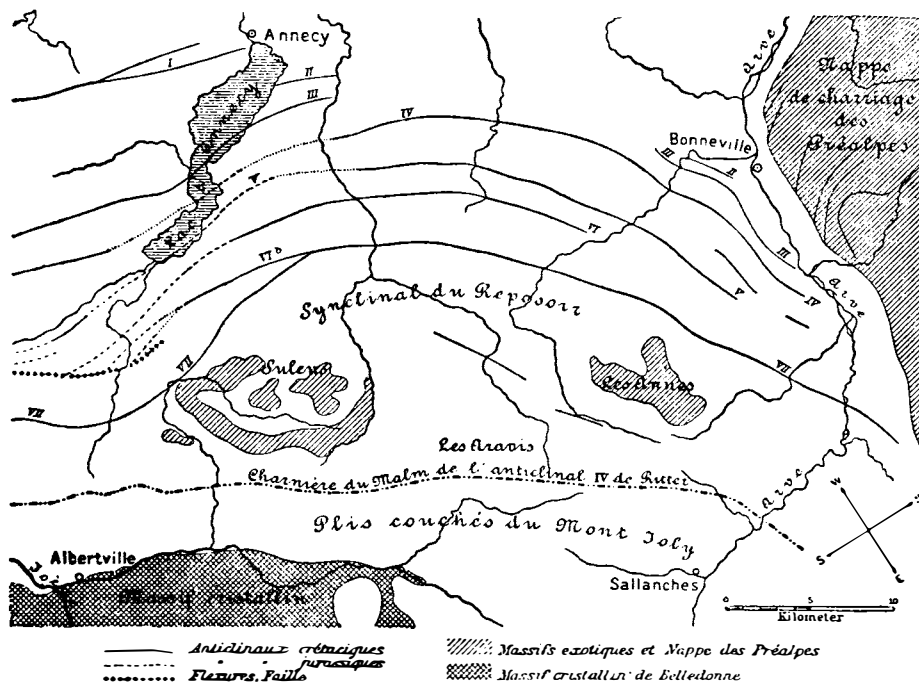


FIG. 38.—Las hojas de cobijadura de Sulens y des Annes (según Lugeon).

Escala aproximada: 1 : 400.000.

total del movimiento. Estas moles progresivas probablemente pasaban sobre el extremo noroeste del Mercantour, pero no sobre el del monte Pelvoux. En los pliegues helvéticos, arrumbados al sudoeste, descansa el lado inferior de la zona interna del Flysch, que procede del este con gran desarrollo, a la vez que jirones del basamento del trias helvético barrido con él en su carrera. Estos signos indican excavación en la base del portal. En el Flysch se apoyan las hojas cobijantes mesozoicas del Ubaye, que también proceden del este, como el Flysch de los Embrunais <sup>29</sup>.

En la vertiente oriental del Pelvoux aún están comprimidas las zonas internas, y a su pie el Flysch forma estrecho cinturón hacia Le Monétier. Al otro lado del Meigen el perímetro de los terrenos antiguos retrocede hacia el oeste; simultáneamente se ensancha el Flysch y se alzan, muy levantadas, las Aiguilles d'Arves. No hay portal hacia el exterior; al contrario, las Belle Donne forman muralla continua y no hay hojas cobijadas hacia donde arrojan su sombra, ni hacia Grenoble. Esa muralla no pierde altura hasta el otro lado del Tarentaise. Más allá de la mole de Beaufort y de la ventana de Mégève (en la cual asoma la roca cristalina bajo los sedimentos) hay un vacío orográfico. Allí comienzan de nuevo los transportes, pero entre ellos y el vacío o brecha no se advierte conexión. Larga serie de hojas cobijantes se extiende al norte de la zona de Mont-Blanc, sobre los Alpes helvéticos.

Comienzan al sureste de Annecy, con los fragmentos de reducido tamaño de Sulens y les Annes. Las siguen, al sur del lago de Ginebra, la gran hoja de Chablais y luego las de los Alpes de Friburgo; más al este, larga serie de hojas menores que llegan hasta Iberg, y, por último, la Berglitten-Stein cerca de Buchs, en el valle del Rin. Renevier, Marcelo Bertrand, Schardt y otros experimentados investigadores han descrito estas moles exóticas; y Lugeon ha resuelto felizmente el problema que implican <sup>30</sup>.

La configuración externa del país no revela tales fenómenos hasta fuera de la zona del Mont Blanc, o sea, en este caso, al norte de él y al norte también del hueco entre esa cordillera y el Finster-Aahorn, donde se alza una serie de altas montañas calizas (Les Hautes Chaines, die Hochketten); Aravis, Dents du Midi, Morcles, Diablerets, Wildhorn, Wildstrubel, Faulhorn y otras, rotas en grandes trozos, por ejemplo, entre Morcles y Wildstrubel, y violentamente cobijadas hacia el norte, mientras que, a pesar de su altura, forman parte de la zona helvética. El diagrama de la figura 38 que representa las hojas cobijadas occidentales (que hemos tomado de una de las primeras obras de Lugeon) nos aclara varios conceptos <sup>31</sup>.

En el ángulo inferior de la izquierda de la fig. 38 se advierte el extremo norte de las Belle Donne. Cerca de Sallanches los terrenos antiguos pierden altura al suroeste de Mont Blanc y del Prarion (Aiguilles Rouges). Según los cortes de Marcelo Bertrand y de Ritter (fig. 39) cruzan el Mont Joly, fuera de Salanches, y a partir del extremo de las Belle Donnes varios sinclinales o «raíces» que se levantan abruptamente de las pizarras cristalinas y luego giran de modo súbito, a veces casi en ángulo recto <sup>32</sup>.

Termier ha descrito también fenómeno muy parecido en el monte Pelvoux. En el Himalaya es frecuente que las capas levanten más en los valles que en las cumbres. Por ahora sólo anotaremos que las hojas cobijadas, aunque muy extendidas y derivadas de raíces de esta naturaleza, son en su origen pliegues (sinclinales o anticlinales) y suelen considerarse

cobijaduras. Discutiremos este punto cuando podamos basarlo en mayor número de hechos.

Las «raíces» del Mont Joly se insertan en terrenos pertenecientes al borde externo de la mole de Beaufort, y deben atribuirse al extremo exterior de uno de los hacecillos de sinclinales que la cortan transversalmente.

Pasado el Mont Joly, el extremo de uno de los anticlinales que han avanzado entre las «raíces» se incluye hoy en el Malm (fig. 38). Así alcanzamos los picos de Aravis y con ellos las grandes cadenas suizas (*hautes chaînes*).

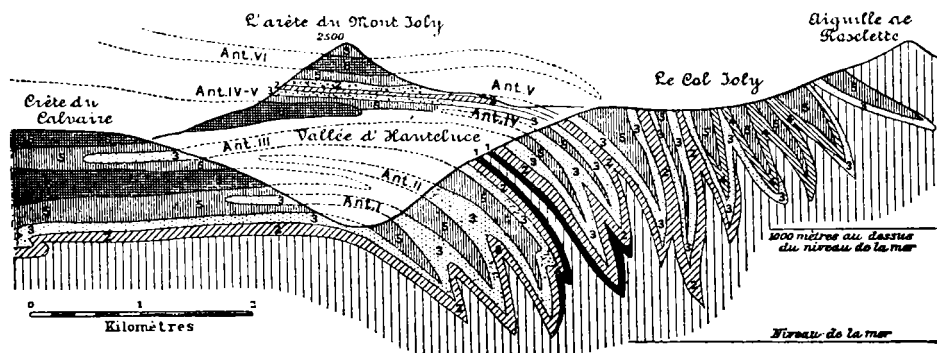


FIG. 39.—*Pliegues acostados del Mont Joly* (según Ritter).

1, carbonífero; 2, cuarcitas; 3, cañolas; 4, piso rético; 5, lias calizo; 6, lias superior pizarroso.

Escala aproximada (vertical y horizontal): 1 : 70.000.

Ayudan a formar el borde de una cuenca de Flysch (sinclinal de Reposoir), en el que yacen los jirones exóticos de Sulens y les Annes, que no proceden de Mont Joly. El borde externo de la cuenca del Flysch abarca las cadenas helvéticas jurásicas y cretáceas del Genevois (I a VII), que se extienden en arcos concéntricos desde el lago Annecy al Arve. Al otro lado del último está el borde del gran conjunto cobijado del Chablais (Pre-Alpes), y los arcos helvéticos del Genevois llegan al mar entre este borde y el jirón de les Annes<sup>35</sup>. Corto anticlinal cruza el Flysch entre Sulens y les Annes.

De esta disposición inferimos que al corrimiento de Sulens y Les Annes siguieron movimientos importantes, tal vez más modernos que los que separaron el Chablais de los Annes, y en parte también que los que separaron los Annes de Sulens. Detuvieron a estos pliegues las moles exóticas que gravitaban sobre la cuenca de Flysch del Reposoir.

Encontramos ahora una de las mayores dificultades de este problema, que no explica la fig. 38.

La situación del Chablais y de los Alpes de Friburgo corresponde

próximamente al hueco entre las Belle Donne y el Mont-Blanc. Hemos visto que pueden seguirse los pliegues desde la vertiente meridional de Belle Donne hasta la ladera norte del Mont-Blanc. En las grandes cordilleras se repite igual disposición oblicua. Lugeon asevera que el Morcles buza bajo los Diablerets, éstos bajo el Wildhorn y éstos, a su vez, bajo el Wildstrubel <sup>54</sup>. Marchando desde el nordeste subimos una especie de escala tectónica, sobre manchas cada una de las cuales está más alta que la anterior.

Esta cobijadura de la hoja de Sulens y las otras es posterior al depósito del Flysch oligoceno sobre el que yacen, *pero los movimientos de las grandes cadenas, antes mencionados, son todavía más modernos*; fragmentos de series exóticas estratificadas de cobijaduras están plegados en los sinclinales de las grandes cordilleras. Hemos indicado que las antiguas moles de la zona del Mont-Blanc probablemente experimentaron elevación póstuma cuando las grandes cordilleras se plegaron por última vez, lo que disminuye, hasta cierto punto, la dificultad de concebir de qué modo las hojas pudieron cobijar a esta zona, hoy elevada.

Volveremos a hablar de estos fragmentos de pliegues cobijados cuando tratemos de la comarca situada mas a levante.

GLARIS.—Escher consideró la parte de los Alpes situada entre el lado oriental de la mole del Aar y el Sántis, formada de dos grandes pliegues que se daban frente de norte a sur. Esta idea del *doble pliegue de Glaris* fué muy audaz en época tan temprana. Cuando se conoció el movimiento general de los Alpes hacia el norte, se dudaba de la existencia de tal movimiento opuesto, y en 1884 Marcelo Bertrand expuso definitivamente su creencia de que en el Glaris hay un simple pliegue, el cual procede del sur <sup>55</sup>.

En las clásicas obras de Alberto Heim <sup>56</sup> se exponen con claridad los hechos. Vamos a seguir sus conclusiones en un corte de norte a sur, para lo cual partiremos del valle externo del Rin por encima de Ilanz.

El valle externo del Rin no es prolongación del Ródano. Aquel está al sur del San Gotardo (Airolo, Scopi), mientras que ahora estamos en el centro de aquellos sedimentos plegados que destacan de la línea del Rin, por encima de Brieg, y cruzan el Fúrca, por Andermatt a Disentis. La mole del San Gotardo desaparece hacia el este. Las rocas de la mole del Aar se ven mucho más al este en el valle del Vättus y cerca de Felsberg, sólo a 6 kilómetros del Rin. Si la mole del Gotardo no hubiese descendido según fallas antes de llegar a Truns, nos hallaríamos en una de las divisiones oblicuas de la zona del Mont-Blanc con sus sinclinales helvéticos e incluso.

De aquí en adelante el Verrucano alcanza grande anchura en el lado meridional de la mole del Aar. Por encima de Ilanz se alza cada vez



más sobre el valle exterior del Rin, hasta que alcanza más de 3.000 metros. De modo aproximado la inclinación del Verrucano corresponde al plano de estratificación que se alza hacia al norte. Cerca del Tödi, o sea en el Val Frisal, donde todavía se ven los terrenos precarboníferos de la mole del Aar, advertimos que el plano de estratificación del Verrucano pertenece a la rama superior de un sinclinal abierto al norte y que incluye las series mesozoicas insertas. Más al este el borde elevado de la hoja del Verrucano se rompe en varios jirones, algunos de los cuales se prolongan hacia el norte (Vorab, 3.025 metros; Piz Segnes, 3.102; el aislado Ringelspitz, 3.206, y otros), y bajo estos jirones se ven, en serie invertida, el triás, el jurásico, el cretáceo (en algunos puntos), y, por último, descendiendo a los fondos de los valles, gran espesor del Flysch terciario. A este borde del Verrucano, que se apoya en la serie invertida, se ha denominado últimamente rama meridional del doble pliegue de Glaris.

La destructibilidad del Flysch ha motivado que el techo de la cobijadura se rompiera y separara y produjera esa escarpa a grande altitud del borde del Verrucano; pero restos aislados muestran que el Verrucano se extendió un tiempo más al norte. Indicio de esta índole es el Hausstoch (3.156 metros), apenas a cuatro kilómetros del borde del Voral, que se une mediante parecidos restos (Muttelstock, Kalkstöckli), con un escarpa análoga de Verrucano de borde rasgado que da frente al mediodía (Kärpfstock, 2.798 metros; Ruche, 2.613; Graue Hörner, 2.817). Este segundo borde señala el principio de la rama norte, de lo que una vez se consideró el doble pliegue. En rigor es continuación de la rama meridional, y ambos, unidos, formaron una gran cúpula arqueada muy por encima de las masas de Flysch del Linththal y del Sernfthal.

Los Graue Hörner, que acabamos de mencionar y que forman parte de esta segunda escarpa, se encuentran al norte, por encima de Vättis, y, según descendemos al fondo del valle del Calfeus, cruzamos de lado a lado el sinclinal; por debajo del elevado techo del Verrucano hallamos primero el jurásico, luego el espesor del Flysch inserto, y debajo, en sucesión normal, cretáceo, jurásico y triás hasta alcanzar en el fondo la antigua pizarra de la mole del Aar.

Volvamos ahora a la rama septentrional, en el Kärpfstock.

Tenemos a la espalda la parte superior del arco. La hoja de Verrucano comienza a descender hacia el norte, pero podemos continuar nuestro camino por encima de ella hasta las orillas del Walensee, a 35 kilómetros de nuestro punto de partida en el Rin exterior. El jurásico que se halla bajo el Verrucano se ha arrollado en estrecha faja de mármol blanco, contra la cual las crestas de los pliegues del Flysch han caído hacia el norte. Mientras tanto la altura de la hoja del Verrucano sobre el mar ha decrecido unos 2.600 metros, y se han colocado sobre ella jirones concordantes en normal sucesión de triás, lias y oolitas. Pero hacia el oeste, en dirección

del Mürtschenstock, corta a esta serie la zona de Flysch que separa un corrimiento y una hoja todavía más alta (Mürtschendeck, de Arnold Heim)<sup>37</sup> del jurásico y del cretáceo (Kerenzenberg). Hacia el este, cerca de Walenstadt, se encuentra el mismo rasgo.

Otra faja de Flysch procedente del sudoeste se marca más cerca, alcanza el Walensee, el Wesen y buza bajo los levantados arrecifes del Churfirsten. Sigue un tercer plano de arrastre y soporta las potentes formaciones cretáceas del Churfirsten y el Säntis (Säntisdecke) con pliegues apretados. Este cretáceo difiere por su desarrollo de la infrayacente hoja de Mürtschen.

Entonces, por última vez, los pliegues septentrionales o, más bien fragmentos arrancados de ellos, se han levantado e invertido contra la faja externa del Flysch y de la molasa. Así alcanzamos el frente de la gran inversión a 45 kilómetros del valle externo del Rin.

Alberto Heim relata las serias dudas que asaltaron a Escher antes de que decidiera publicar sus ideas acerca del doble pliegue. Hoy se impone generalización mayor; el Hausstock, esa clave del arco que perdura para demostrar su existencia, es un monumento de la concienzuda labor con que aquellos dos hombres abrieron nuevo camino a nuestros conocimientos.

El Flysch, que observamos muy abajo del gran arco, parte del Linththal hacia el este. Asciende bajo el glaciar de Clariden hasta grande altura, y su borde septentrional alcanza la orilla del lago de Lucerna en Flüelen. Por encima de él la erosión ha removido el conjunto de la rama meridional. Se encuentran señales de Verrucano, en larga faja, bajo la escarpa septentrional, y en adelante perdura la inversión hacia el norte. El jurásico se acuña cerca de Flüelen, y las cordilleras septentrionales pertenecen al cretáceo al que también hienden aquí las fajas de Flysch que indican otros tantos planos de arrastre. Al este del lago de Lucerna las hojas cretáceas asumen más bien carácter de pliegues buzantes, pues que vuelven hacia abajo el frente de sus anticlinales.

Cerca de Iberg, jirones de las hojas del Chablais se apoyan en las fajas más externas del Flysch, al norte de la inversión del Glaris. En el Rin, entre Buchs y Grabs, se inserta una zona de Flysch entre Churfirsten y el Säntis; probablemente la misma que separa la hoja del Säntis de la de Mürtschen. Se hace muy ancha y en ella se apoya el Berglittenstein. Hacia el este la prolongación del Churfirsten se oculta bajo el Falkniss.

No hay duda de que la gran zona de hojas exóticas descansa en fragmentos aislados sobre las formaciones que pertenecen al pliegue de Glaris.

En tanto que Churfirsten marcha al sureste, el Säntis se dirige al noreste, y entre Feldkirch y Dornbirn penetra en la zona de Flysch de los Alpes orientales como ancha serie de pliegues cretáceos. Debemos a Blumer<sup>38</sup> los detalles de la unión sigmoidal en la orilla izquierda del Rin.

EL SIMPLÓN Y TESSINO.—Entre la zona del Mont-Blanc y el límite dinámico los terrenos están alteradísimos. Sedimentos calizos mesozoicos a grande altura se han transformado en mármol y pizarras lustrosas; el permiano y el carbonífero en pizarras grafiticas; las diabasas, gabro y peridotitas en pizarras verdes y anfibolitas; a veces es muy difícil determinar el límite entre los sedimentos carboníferos normales y el neis. Es evidente que un tiempo existió allí, concordante bajo el triás, gran serie de depósitos arcillosos y arenosos permianos y carboníferos, los cuales, en algunos sitios, especialmente en el abanico carbonífero, se reconocen por medio de los restos de plantas, etc., mientras que en otros, a causa de ser las rocas más deleznales de la serie, han absorbido la mayor parte de la acción dinámica y se han transformado en pizarras de Casanna, filadios micáceos y neis talcoso. Sobre esta serie yace, todavía reconocible y concordante, el triás inferior, pero es difícil o imposible descubrir el límite del infrayacente carbonífero.

Por esta razón, el mapa general francés (1 : 1000000) señala las grandes moles que entran en la zona del Mont-Blanc desde el Simplón hacia el sur (Monte Rosa, Dent Blanche, Gran Paradiso, etc.), no como neis, sino como carbonífero y permiano, lo que contrasta con el Mont-Blanc y el Pelvoux. También hay rocas graníticas que, en parte, se han considerado carboníferas. Queda en pie el problema de si las rocas se han hallado expuestas a otras influencias, tales como elevación de temperatura, además de las mecánicas <sup>39</sup>.

El túnel del *Simplón*, de 19700 metros de longitud y a 705 sobre el mar en su altura máxima, atraviesa el Monte Leone, de 3.558 metros de altitud, en ángulo recto con su dirección. Era natural esperar importantes revelaciones de su excavación, y, en efecto, no faltaron. Schardt ha dado concisa cuenta de las varias opiniones sobre ese punto y su resultado final. Con su autorización reproducimos en la fig. 40, en escala reducida, el corte que levantó en 1907 <sup>40</sup>.

Existen allí varias clases de neises (Antigorio, Monte Leone y otros) así como capas mesozoicas, entre estas últimas el triás (arcosas neísicas, cuarcita, yeso, dolomias y mármol) y jurásico (pizarras lustrosas, pizarras calizas grises, grafitos calíferos con caliza granular y filadios granatíferos). También hay señales de pizarras verdes. Esas capas mesozoicas avanzan al norte en forma de sinclinal comprimido entre los neises en casi toda la longitud del túnel, es decir, en más de 19 kilómetros, y luego, próximamente hacia su mitad, destacan una fuerte rama hacia el sur y hacia arriba (Vallé) y separan completamente las moles superiores del neis de la cumbre del Monte Leone del neis inferior (Antigorio). De nuevo divide a esta parte superior sobrenadante una camada intermedia mesozoica. En la mitad norte del largo sinclinal, los neises superpuestos penetran desde arriba en repetidos anticlinales como las cabezas de otros tantos

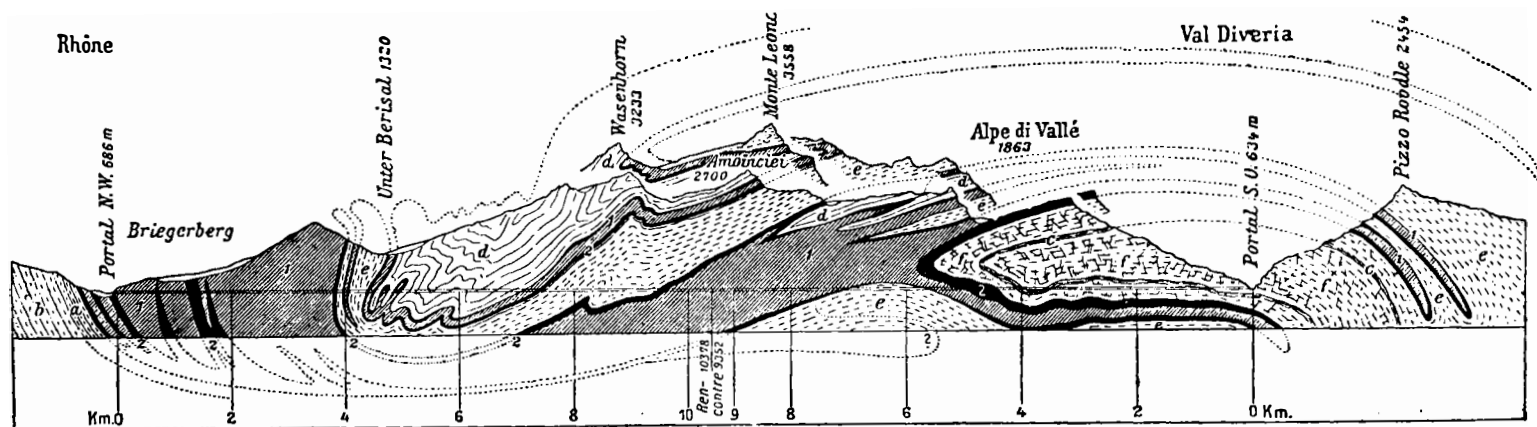


FIG. 40.—Corte del túnel del Simplón (reducción de un corte del profesor H. Schardt).

1, jurásico (pizarras lustrosas, pizarras granatíferas, pizarras calizas y calizas cristalinas); 2, triásico (en negro, calizas dolomíticas, mármoles cristalinos, yesos, pizarras sericiticas); a, neis de la Massa (grauvaca); b, neis de la mole del Aar; c, micacitas en los neises; d, neis pizarreño, a menudo micáceo o anfibólico; e, neis y bancos del Monte Leone; f, neis granitoide en masa, tipo de Antigorio.

Escala: 1 : 120.000 (horizontales y verticales).

pliegues buzantes. Desde el sur, una espesa cuña de neis de Antigorio, de cuatro a cinco kilómetros de longitud, se inserta entre el extremo del largo sinclinal y la rama de Vallé.

En otras palabras, el neis de Antigorio se pliega primero desde el sur, en el mesozoico, y luego, sobre esta masa plegada, ha sido acarreado también desde el sur el neis del Monte Leone, compuesto de dos partes que corresponden a dos empujes dirigidos de modo análogo. Pero el conjunto se ha levantado del plegamiento común del neis y sedimentos mesozoicos.

Con arreglo a las observaciones de T. Schmidt y de A. Stella se han formado otros cortes, pero todos tienen en común el profundo plegamiento de los sedimentos mesozoicos dentro de los neises, lo que da nueva clave para la clasificación de las moles neísicas. Primero advertiremos que el cinturón sedimentario que penetra en el túnel por el norte, o sea procedente del valle del Ródano, es parte de la guirnalda mesozoica que se extiende desde Brieg hacia Airolo, siguiendo el lado meridional del San Gotardo, y que representa la prolongación tectónica de la zona interior del Flysch y del Briançonnais (en sentido restringido). En la ladera meridional del San Gotardo hay plegamiento inverso muy marcado <sup>41</sup>. Los movimientos que se revelan en el túnel del Simplón corresponden al replegamiento de los Alpes piamonteses meridionales.

Ahora marcharemos hacia el este. Al sur de la línea de Andermatt el San Gotardo ha desaparecido y se abre la comarca. Lo mismo sucede al sur de la línea de Airolo, y las zonas sedimentarias internas penetran en el amplio territorio que cubren las pizarras de los Grisones, que se extienden por Lugnetz, Safien y Coria hasta el Prättigau. Desde la línea de Airolo, algunas lenguas de terrenos mesozoicos que ha descrito Heim <sup>42</sup>, se abren camino hacia el sur entre los neises.

Las moles neísicas se dividen en pliegues cobijantes que se dirigen hacia el norte; al mismo tiempo cada comarca oriental se apoya en la que lasigue hacia el oeste. La dirección de los pliegues es aún la de los Alpes, pero cada parte buza al este, según la dirección. Las pizarras de los Grisones se aproximan desde el este al Aversa-Thal y se apoyan contra o sobre el neis de la Suretta que yace, a su vez, sobre una faja mesozoica que puede seguirse en el valle del Liro durante 20 kilómetros; es la línea del paso de Splügen. El neis de la mole de Tambo se oculta bajo esta faja, y la propia dicha mole queda al oeste, bajo la faja mesozoica del valle de Me Socco, que también puede seguirse 20 kilómetros. Es la línea del paso del San Bernardino. Bajo esta faja los Montes Adula buzan al oeste; las varias moles neísicas han avanzado paso a paso hacia el norte, y con el Adula comienza la construcción del sinclinal principal, o sea de la línea del Airolo. La faja mesozoica del valle del Blennio se oculta desde el oeste bajo el Adula, y bajo ésta el neis del Molare <sup>43</sup>. Así alcanzamos el valle Levan-

tina y el Airolo. Los neises, que desde Aversa y el paso del Septim, avanzan hacia el norte y se cobijan uno tras otro, piso a piso hacia el oeste, pueden considerarse parte de los Alpes Piamonteses. Se alzan de las pizarras de los Grisones, entre Oberhalbstein y la línea de Airolo, y forman, como las grandes cordilleras helvéticas de los Alpes Berneses, una serie de escalones tectónicos que dan frente al oeste.

**HASTA EL DORA BALTEA.**—En los mapas geológicos suizos se ve el abanico carbonífero en el oeste (hojas XVIII, XXII, XXIII), al que acompañan hasta el gran San Bernardo largos pliegues mesozoicos que llegan al valle transversal del Dora Baltea. Entre el San Bernardo y el límite dinámico se alzan algunos de los picos más altos de los Alpes (montes Rosa, Grand Combin, Dent Blanche, etc.). En los antiguos mapas reemplazan a las continuas líneas directrices otras sinuosas, irregulares, interrumpidas y, a veces, laberínticas de mármol, y amplios espacios de pizarras sedimentarias que se insertan en los neises.

En 1902, antes de que se conocieran bien los resultados de la perforación del Simplón, intentó Lugeon un análisis de la estructura de la comarca; en 1905 acertó a distinguir siete hojas sucesivas de neises que separaban intercalaciones mesozoicas <sup>44</sup>. Los investigadores italianos no aprobaron por completo estas ideas. Stella, Franchi y Novarese presentaron objeciones basadas en la estructura de las comarcas meridionales <sup>45</sup>. Al mismo tiempo todos consideraron exacta la más notable de estas conclusiones, a saber: la idea de que la potente masa del Dent Blanche sea resto de una hoja de cobijadura. Trataremos del origen de este resto antes que discutamos los terrenos de Ivrea.

El Simplón proporciona mucha enseñanza, porque en él asoman horizontes tectónicos muy inclinados. En el Tessino, o sea, hacia el este, ya hemos mencionado la estructura escalonada inclinada en sentido contrario del Simplón; algo análogo ocurre al oeste y sudoeste <sup>46</sup>.

De acuerdo con la descripción del túnel que debemos a Schardt y al análisis de las altas montañas de Lugeon, tenemos aquí hojas y fragmentos de hojas, derivadas unas y otros de pliegues cobijantes. Acaso haya que excluir la mole del San Bernardo o, al menos, parte de ella.

La hoja I de Lugeon (neis de Antigorio), expuesta en el sur del túnel, es el miembro inferior, aparte de una mole que aflora cerca de Crodo y que se considera el neis más inferior de la comarca (f, fig. 40); las hojas II (Lebendun) y III (Monte Leone) (e, fig. 40), que penetran en el túnel desde arriba como hojas buzantes y entierran el frente de sus anticlinales en el largo sinclinal mesozoico. Su extensión no es tan grande como la de las otras hojas. La hoja IV (San Bernardo) está al oeste, y se extiende mucho siguiendo la ladera de la faja carbonífera hacia el sur. Según se acerca a la Dora Baltea adquiere curvatura marcada, de manera que el neis buza primero en dirección de las hojas sucesivas, o sea hacia el este, y lue-

go, en el sur, hacia el oeste, bajo la faja carbonífera. Esta disposición, que han comprobado los geólogos italianos, señala el principio de la estructura en abanico cada vez más clara hacia el sur.

La hoja V (Monte Rosa) se alza hacia el nordeste y se inserta bajo las hojas sucesivas. El Dent Blanche (hoja VII) es fragmento de una hoja que avanza sobre la ancha región mesozoica de Zermatt-Châtillon. La oblonga cordillera del neis de Sesia (hoja VI) puede también considerarse parte oriental enraizada de la VII. Veremos que aún se subdivide más. Debemos a Lugeon y a Argand ese criterio aplicado a las partes occidentales.

Los hechos observados evidencian el gran movimiento general hacia el exterior que aquí, a causa del arqueamiento de los Alpes fuera de la dirección meridiana, se inclina cada vez más al sureste. Un pliegue cobija a otro. Pero la estructura en abanico ha comenzado a manifestarse en el San Bernardo. Amplio fragmento se encorva por plegamiento inverso hacia la llanura del Piamonte, o sea hacia el este.

**IVREA Y DENT BLANCHE.** Los sedimentos mesozoicos de los Dináridos occidentales rodean a los lagos italianos. Juntamente con el pórfido permiano de Val Trompia y con el carbonífero límnic de Manno, se encuentran normales o como jirones hundidos en una corteza que se compone primero de filadidos, luego de micacitas con neis de muscovita y, por último, del neis de Strona con biotita.

Junto al borde occidental del neis de Strona, una faja interrumpida de caliza de unos 100 kilómetros de longitud cruza el Toce, cerca de Ornavasso, donde señalan su existencia canteras de mármol. En ninguna otra parte de los Dináridos se conoce análoga faja caliza, que presenta caracteres de las cordilleras de mármol mesozoico de los Alpes. Al oeste de ella alcanzamos ancha faja de rocas básicas que a veces se conocen como faja de anfibolita y a otras como la de diorita de Ivrea. Su anchura es variable y, según el mapa de Gerlach, puede alcanzar 9 kilómetros. Cerca de Pavone, al sur de Ivrea, emerge de la llanura de Lombardía y se dirige en amplio arco hacia más allá del extremo norte del lago Mayor. Sigue el límite dinárico y casi idéntica dirección arqueada domina por igual en los Alpes y en los Dináridos.

Gerlach primero, y luego Artini y Melzi <sup>47</sup>, han descrito muy bien los rasgos principales de la estructura. Los últimos observadores consideraron que la faja de Ivrea ocupaba un gran desgarrón de la corteza terrestre. Consecuencia de análoga hipótesis se consideró dique horizontal y se supuso que se hallaba en cierta relación con las rocas verdes de los Alpes Piamonteses, conjetura después abandonada. Se ha intentado también hallar relación causal con los movimientos orográficos. Los investigadores italianos, en particular Franchi y Novarese <sup>48</sup>, han presentado objeciones a esos puntos de vista.

Según esos distinguidos observadores, los terrenos siguen de levante a poniente en el siguiente orden: neis de Strona, faja de diorita y triásico. El neis de Strona (con las llamadas stronalitas) pasa por el neis de kinzijita, en estrecha relación con la diorita, de la que no puede distinguirse; por tanto, debe ser antiquísimo. Al norte de Varallo, una faja de neis de kinzijita cruza la faja de diorita. Por otra parte, una gran dislocación separa la diorita del triás en el oeste.

Para llegar a una conclusión debemos considerar estas observaciones:

La primera faja de caliza, o sea la de Ornavasso antes mencionada, se presenta al este de la faja de diorita. El neis de kinzijita (neis con granates, sillimanita, biotita, granito y, en algunos sitios, cordierita) tal vez se halle alterado por metamorfismo de contacto, como ocurre en el valle de Kinzig. Esto sólo puede haberlo producido la diorita, de modo que subsiste el problema de si la propia diorita será producto de la asimilación del neis por un magma más básico <sup>49</sup>. Tales hechos, así como la dirección transversal de la faja de kinzijita al norte de Varallo, muestran que la zona de Ivrea no es colada, sino sill intrusivo.

Las rocas de kinzijita no son raras en estas partes de los Alpes; Hammer las menciona en Ulten, en el Tirol occidental <sup>51</sup>. Al sur de Bormio, el Adda superior corta al batolito de la Serra di Morignone, cuyos terrenos, según Stache, se alinean de la tonalita al gabro. Theobald había ya dado idea de su relación con la mole del Adamello. El Poschiavino cruza el análogo pero menor batolito de Brusio, por encima de Tirano. Stella afirma que en la zona de contacto hay rocas que recuerdan las kinzijitas y stronalitas de Ivrea <sup>51</sup>.

Estos parajes están al norte de los Dináridos, cuyo límite sigue la línea Judicaria hasta Dimaro, al sur de Malé; luego gira al oeste-suroeste y, por último, al oeste. Según las observaciones de Salomón, sigue al norte del paso de Tonale y llega al Adda en Stazzone, por debajo de Tirano <sup>52</sup>. En Monte Padrio (entre Oglio y Adda) se menciona una zona de mármol, probable punto de partida de larga faja de triás que marca el valle del Tessino, y cuyas señales siguieron Theobald, Rolle y Melzi; Rolle la menciona todavía en el paso de Jorio <sup>53</sup>.

Esta larga pero interrumpida faja de triás pertenece a los Alpes. Igual dirección de levante a poniente sigue el Val Morobbia, que parte del paso de Iorio y llega al Tessino, algo al sur de Bellinzona, y coincide con el límite dinárico.

Además de los mencionados batolitos de la Serra y de Brusio hay otro en la misma línea, al norte de Ponte y un cuarto al norte del lago Mezzola, y todavía otra de estas tardías intrusiones en Bellinzona. Todas se hallan dentro de los Alpes, y en el este tal vez estén en relación con diques de varias clases (Ortlerita y Suldenita, etc.), que se sabe se extiende más



allá del Ortler, mostrando así en qué grande espacio fueron un tiempo activos los procesos que los originaron.

En Bellinzona halló Klemm (que procedía del norte) granito relativamente moderno, jirones incluso de pizarra, sedimentos muy levantados de pizarras anfibolíticas y hornablenda calizo-silicicatadas, mármol con granates y otras rocas que cortan algunas venas de pegmatita. Se asocian con la anfibolita serpentinas y peridotitas, y Klemm considera estas rocas pertenecientes a la zona de Ivrea. Cerca de Arbedo (al norte de Bellinzona) asoman en esta faja muchos planos de resbalamiento, que aumentan en número hacia el sur, y en el Val Morobbia, ya mencionado como límite, terrenos de Ivrea están por completo milotonizados. Sigue hacia el sur el basamento normal de los Dináridos <sup>54</sup>.

Sin embargo, allí la dislocación no está fuera, sino dentro de la zona de Ivrea, es decir, al sur de ella, de donde deduce Mattiolo que es equivocado considerar las rocas de Bellinzona (sin duda intrusivas) prolongación de la zona de Ivrea <sup>55</sup>. Pero estas dislocaciones son posteriores a la intrusión de las rocas milonitizadas con ellas.

Hacia el oeste las rocas se ocultan en el ancho valle del Tessino, que sigue la dirección 12 kilómetros hasta el extremo septentrional del Lago Mayor; pero cuando reaparecen las rocas ocho kilómetros más allá, en la otra orilla del lago, cerca de Ascona, todavía se trata de anfibolitas con intrusiones graníticas, que continúan sin interrupción hasta la faja principal de Ivrea.

Fijaremos ahora la atención en esta faja, cuya constitución es más variada de lo que supone la palabra diorita. En el sur, cerca de Pavone e Ivrea, son rocas dominantes la norita, el gabro de hornablenda y la diorita de cuarzo e hyperstena <sup>56</sup>. En Biela, dentro de la faja de diorita (que así la ha denominado Franchi), se citan rocas situadas entre el granito y la tonalita, desde la diorita micáfera a la rica en anfíbol y piroxeno <sup>57</sup>. Se afirma que las rocas muy básicas, cual las peridotitas, se agrupan hacia el oeste, mientras que en el este predominan las dioritas; así ocurre al norte de Sesia <sup>58</sup>. Gerlach nombra siete localidades en 25 kilómetros, en las cuales la pirrotina niquelífera se explota en las peridotitas <sup>59</sup>.

A la faja diorítica o, al menos, a su parte central sigue al oeste profunda dislocación y luego una faja de caliza triásica, también de mucha longitud, a la que siguen al oeste las supuestas pizarras permocarboníferas de Rimella, que se sabe acompañan a la faja de dioritas hacia el noreste hasta la frontera suiza, donde cruza los Cento Valli. Luego hacia el oeste alcanzamos de nuevo el neis <sup>60</sup>.

A lo largo de la propia dislocación cita Franchi prasinita con glaucófana, producida por dinamometamorfismo de la diorita <sup>61</sup>. En el sur comienza una zona de eclogita y micacita, y cerca de Traversella (al oeste de Ivrea), se asocia con diorita que contiene algo de cuarzo, la cual alcanza a

la faja de caliza triásica y produce metamorfismo de contacto y depósitos minerales <sup>62</sup>.

El neis del oeste de las pizarras de Rimella se estrecha al norte de Sessia, y pronto termina cerca del alto Mastallone. Pero hacia el sudoeste ensancha de nuevo y forma la gran mole neísica del Sessia y del Val di Lanzo, cuyo borde meridional, cuneiforme, con pizarras calíferas mesozoicas, llega al Stura, cerca de Viú, y desaparece entre dos extensas comarcas de rocas verdes.

En el norte, entre el Sessia y el Toce, aflora *una segunda faja de diorita* (Ivrea II, con iguales caracteres que la faja principal (kincijita, diorita, gabro). Gerlach la señala desde la otra orilla del Toce, en más de 30 kilómetros hacia el sudoeste con anchura máxima de 2 a 3. A Franchi se debe haber mostrado que esta segunda faja, a la que siguen en su recorrido las pizarras de Rimella, llega más al suroeste y luego se aparta de la faja principal; por último, puede seguirse en afloramientos aislados de diorita y neis de kincijita por el valle de Loo (encima de Gaby), en el Gressoney <sup>63</sup>.

Conforme la faja de Ivrea II abandona a la principal, ensanchan el neis del Sessia y el Val di Lanzo, que yace entre ellos. Aún más al sudoeste llegamos a la ciudad de Traversella, ya citada, que radica en la eclogita de la faja principal. Dichas rocas llegan a la gran zona de las Pietre Verdi, que dirigiéndose al sudoeste pasa por Chialamberto y avanza el lado meridional del Gran Paradiso; las rocas de estas fajas son tan análogas que hasta hace pocos años no se las distinguía en los mapas. Parece que allí las rocas de Ivrea se unen con aquella gran región de variadas rocas básicas que cruza el Stura hacia el sur y la frontera francesa hacia el oeste. Allí donde las serpentinas representan a esta región, contiene rocas de granates y magnetita y abarca la conocida región minera de Ala <sup>64</sup>. Es probable que también podamos relacionar con la propia faja principal de Ivrea los muchos afloramientos de rocas verdes que, siguiendo la margen de la llanura de Lombardía, más allá de Ivrea, rodean el lado oriental del neis de Sessia y del Valle di Lanzo y se extienden hasta las montañas de serpentina y peridotita del sur de Lanzo.

Al oeste hay extensa superficie de sedimentos mesozoicos y rocas verdes que Lugeon ha denominado ventana de Châtillon-Zermatt, que se extiende al sur más allá del Dora Baltea, y abarca en el norte el Val Challant, Val Tournanche y el Val de San Bartolomé. En el norte, los terrenos que la forman buzan bajo el neis de Monte Rosa. Es cuestión de secundaria importancia si esas grandes montañas neísicas se componen de cuatro, seis o aún más hojas; en cuanto a la mayor o menor frecuencia con que se presenten dentro de los pliegues las rocas verdes, depende del grado local de plegamiento.

Uno de estos repliegues se dirige desde el Gressoney superior, por Alagna, hacia el este, a las cercanías de la faja de Ivrea II (cerca de Rima, Alto Sermenza). Otro lo señalaron Gerlach y Traverso desde el Val Anzasca a Bognanco (al oeste del Domo d' Ossola) <sup>65</sup>. Si cruzamos la ventana hallaremos, en lo alto del neis de Monte Mary (Monte Chatalaizena) un jirón de rocas básicas, y luego, en el otro lado de una comarca que forma larga tira de triás y de la faja neísica de Monte Farona, hallamos, a la vista del Dent Blanche, una faja de diorita y kinzijita que cruza el Val Pellina y a la que acompaña caliza triásica <sup>66</sup>.

Tenemos aquí la misma asociación de caliza triásica con una faja ígnea, que advertimos en el caso de las dos de Ivrea, y no hay razón, al parecer, para separar la peridotita de la faja principal de Ivrea, por ejemplo, de las grandes moles de peridotita que se presentan más arriba de Gressoney, y que extendiéndose por el Breithorn, hacia Zermatt, separan el monte Rosa del Dent Blanche <sup>67</sup>.

Indica Argand que las rocas básicas en los sinclinales secundarios del Dent Blanche son precisamente las mismas que las de Ivrea; que el Dent Blanche pertenece a un gran sinclinal y que la *cola* de éste es la propia zona de Ivrea. Al noroeste del Dent Blanche en Évolène (Val de'Hérens) creyó Argand que había hallado el extremo de una cobijadura. Si adoptamos esta interpretación obtendremos el siguiente corte de sureste a noroeste: (Triásico) zona marmórea de Ornavasso-Ivrea I (triásico y permiano), zona de Rimella-neis de Sessia-Ivrea II (probablemente sinclinal), neis-rocas verdes de la ventana de Châtillon-un trocito de la hoja del Monte Pillonet (neis); de nuevo las rocas verdes de Châtillon con triásico. Restos de la gran hoja del Dent Blanche. Otra vez rocas verdes. Estas alternativas camadas de rocas verdes y de triás se consideran otras tantas repeticiones de la faja de Ivrea.

Ivrea II y el Pillonet deben ser eslabones de enlace.

Mientras que Argand deduce de estos hechos relación entre las Pietre Verdi e Ivrea, C. Smidh admite que el Dent Blanche es parte de Ivrea, a la que considera, de acuerdo con los geólogos italianos, diferente de las Pietre Verdi y mucho más antigua; e interpreta el Dent Blanche como acoplamiento de los Dináridos <sup>68</sup>.

Me inclino a pensar que la zona marmórea de Ornavasso es verdadera componente de los Alpes, donde se repiten zonas parecidas, al revés que en los Dináridos. Ivrea es realmente parte de la cicatriz marginal, comprimida e inyectada (III, pág. 337), y las rocas verdes continúan por los Alpes, pero no por los Dináridos.

El Dent Blanche, con el Monte Mary y el Monte Emilio, cerca de Aosta, y la región que se extiende desde allí al Matterhorn y el Weisshorn (noroeste de Zermatt) es, pues, remanente de la hoja derivada de la región limitrofe de los Alpes, más externa y oriental, y al mismo tiempo el

elemento que, en sentido tectónico, se encuentra a mayor altura en esta parte de los Alpes.

Las intrusiones básicas se presentan también al nordeste del túnel del Simplón. Tan pronto alcanzan el límite superior del neis, descubren los sitios de menor resistencia en la caliza triásica o en las pizarras calíferas jurásicas (generalmente los planos de junta) y se extiende por ellos. Esto explica la descripción detallada de Preiswerk de las pizarras verdes en la zona del Simplón, que por esta causa se intercalan tan a menudo en los sedimentos mesozoicos, una sobre otra; también es causa de que la zona de contacto de los lentejones de gabro con las pizarras calíferas jurásicas se asocie en el Binnenthal con rocas que contienen granate, titanita y circon. Las pizarras verdes se han producido por alteración mecánica de una serie de rocas que, según Preiswerk, se colocan entre el gabro y la diorita a la dunita y pricrita <sup>69</sup>.

Respecto de las rocas verdes obtenemos, por último, los siguientes resultados:

No se conocen con certeza cenizas ni tobas de estas rocas; únicamente podemos considerar tales las tobas de diabasa diseminadas en el Flysch de Taveyannaz. Se desconocen lavas vesiculares y escorias. Cantos de rocas verdes aparecen por primera vez en el Flysch oligoceno. Las rocas verdes forman filones-capas; son raros los diques ascendentes como los que se presentan en el monte Genevre <sup>70</sup>. En esta zona de contacto, los granates, especialmente en las pizarras calíferas, deben suponerse producto directo del metamorfismo de contacto.

Con gran sagacidad ha diferenciado Franchi los pliegues apilados del tipo del Simplón de las estructuras que han producido movimientos horizontales de una hoja sobre otra; por ejemplo, los que asoman en el Engadina. Pero el concepto de una «ultrapieja» o falla pliegue no explica los hechos. Movimientos tales como el del conjunto de los Dináridos hacia el norte no se deben a plegamiento, y Termier tiene razón al separar este movimiento en masa del que ha producido las cobijaduras de las hojas buzantes <sup>71</sup>.

Mucho más al oeste, en el Val Savaranche (oeste del Gran Paradiso), hay una zona que Novarese ha descrito como compuesta de diorita cuarzosa hacia el este y de diorita normal hacia el oeste, y que Rosembusch asocia con las tonalitas <sup>72</sup>. Indudablemente, esta zona de Ivrea está en íntima relación con la de tonalita del este. El granito, diorita cuarcífera, la tonalita, las rocas de la familia de los gabros que se pueden colocar al lado de la peridotita niquelífera, juntamente con serpentina y praxinita, son acaso de común origen, aunque tal vez no contemporáneas. Y este conjunto de rocas se extiende por los Alpes y forma lo que en América del Norte se designa colectivamente con el nombre de zona de granodiorita.

DESDE EL DORA BALTEA AL GESSO.—Limitan este país al oeste las Belle Donne, las grandes Rouses y el Pelvoux, al sur el Mercantour. Entre éste y el Pelvoux hay gran espacio que cruza el Guil, y por el cual la zona interna del Flysch ha avanzado en hoja cobijante sobre los Alpes helvéticos <sup>73</sup>. El Gran Paradiso es amplia cúpula que Lugeon considera carapacho de cobijadura <sup>74</sup> y tal vez se deba al arqueamiento del mismo neis como el que forma el Mont Pourri al oeste, el núcleo del Vanoise en el sudoeste y la mole de Ambin (pequeño Mont Ceniz) en el sur. En esta región encuentran las pizarras lustrosas a las formaciones del Briançonnais. Se han plegado juntos en pliegues apilados; al mismo tiempo se dice que han ocurrido transiciones laterales. Especialmente amplia loba de pizarras lustrosas se extiende desde el Val Savaranche a la grande Sassièrre (al este de Mont Pourri), y parece como si estos pliegues apilados rebasaran las moles neísicas antes mencionadas <sup>75</sup>.

Al oeste, el abanico carbonífero llega por el sur más allá del Briançonnais y de la Argentièrre. Desaparece en el vacío del Guil, y bastante extraño es que precisamente en este hueco, cerca de Mont Dauphin, en la Durance aflora un fragmento del granito del Pelvoux, probable resto de un pliegue llano. El abanico no reaparece hasta más al sur, donde se extiende desde el Col de Longet en adelante. Dos fajas relativamente pequeñas se unen cerca de Acceglio para formar una sola, compuesta de sedimentos permocarboníferos y que continúa por la ladera nordeste del Mercantour.

La circunstancia de que el abanico se desvanezca en el lugar donde cesa la resistencia del oeste muestra que es zona de acoplamiento. La fig. 41 (tomada de una obra bastante moderna de Franchi), muestra de modo el arqueamiento de las distintas zonas y cómo se desvanecen según la dirección. En territorio francés, el mapa de Kilian (hoja de Larche) no señala el carbonífero (en blanco en la fig. 41) al otro lado de la Tête de Cialancion, sino que el límite principal, entre el Briançonnais y las pizarras lustrosas, continúa, sin duda, según esa línea. Las pizarras lustrosas llegan hasta el Col de Longet.

El conjunto de la zona media de neis, partiendo del Gran Paradiso, termina en la mole de Ambin, por encima de Susa, excepto algunas señales en el sur. En el este, el neis de Sessia llega al Stura, por el Val di Lanzo. Hacia la llanura lo siguen como cinturón rocas verdes, probable continuación de la faja principal de Ivrea. Entre el neis de Sessia y el de la mole de Dora-Maira (parte oriental de los Alpes cotienses) queda un hueco por donde pasan principalmente, aunque también en parte por la mole de Dora-Maira, las rocas verdes que penetran así en la zona de Monte Viso, a cuya anchura contribuyen en gran parte. El propio Monte Viso es una gran pirámide de serpentina. La zona de Monte Viso, en conjunto, es un cinturón de triásico, pizarras lustrosas y rocas verdes levantadas ha-

cia el este, que presenta, como toda la región, dirección curvilínea, y entre el Maira y el Gesso, buza bajo la llanura.

Hemos seguido a Franchi; ahora tomaremos por guía a Stella <sup>76</sup>.

Al norte del Po, cerca de Revello, un espolón de neis de la Dora-Maira avanza hacia la llanura (en blanco en la fig. 41). Una faja curva de permocarbonífero grafitífero bordea el lado meridional del valle del Po, y es probable prolongación de análoga faja que, más al norte, alcanza la llanura cerca de Pinerolo y en el río Pellice. Se une con un segundo espo-

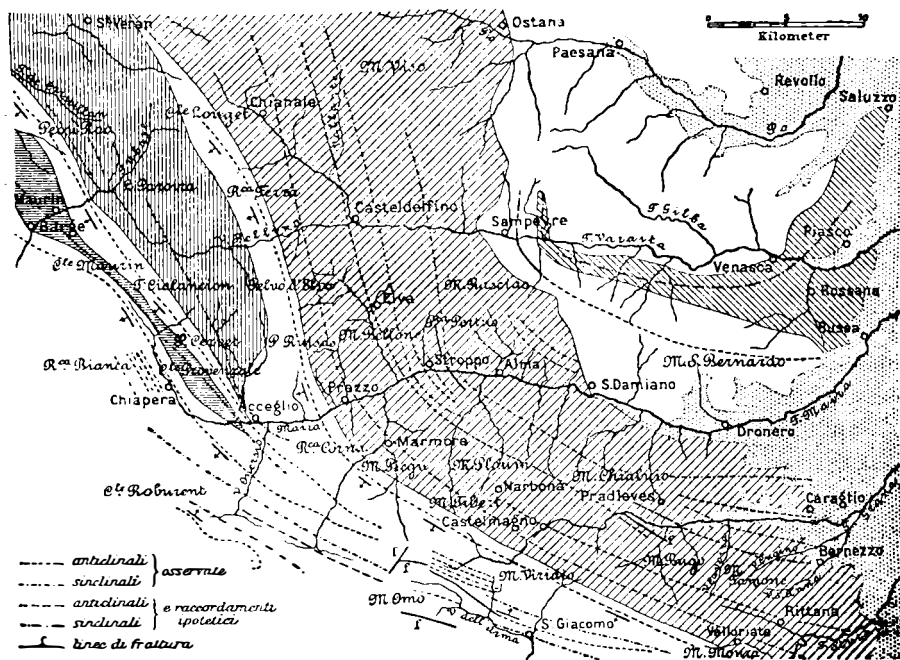


FIG. 41.—*Los Alpes Cottienses*, según S. Franchi (*Boll. R. Comitato Geol. d' Italia*, XXIX, 1898, pág. 460).

Los trozos en blanco representan: al oeste, el abanico, y al este, el extremo sur de la mole péimica de Dora-Maira.—Escala: 1 : 500.000.

lón de neis que avanza entre el Po y el Varaita (neis de Venasca). Un ligero arco triásico con algunas rocas verdes ciñe su pie meridional, penetra en la llanura y, arrumbándose al nor-nordeste, llega a las cercanías de Saluzzo. Sigue un tercer espolón de neis (monte San Bernardo, neis de Dronero) que se oculta bajo la superficie, a lo largo del Maira. Luego siguen pizarras lustrosas y rocas verdes de la zona del Monte Viso, que, sin embargo, allí se quiebra; una parte desaparece, según la dirección, hacia la llanura de Cuneo; otra, conservando el rumbo normal del permocarbonífero, pasa a lo largo del Mercantour a los Alpes ligúricos. Estos te-

rrenos, desde Revello a la zona del Monte Viso, son isoclinales hacia el oeste, sudoeste y sur, y sólo en los pliegues más exteriores buzan al sureste.

Kilian cree que la inclinación general de los Alpes piemonteses, que persiste en el abanico carbonífero, es resultado de plegamiento retrógrado. En tal caso los espolones de Revello, Venasca y Droneto son extremos libres de los repliegues y se han separado como otras tantas ramas.

Termier ha descrito un corte del abanico desde el Pelvoux a la llanura<sup>77</sup>. Kilian señala su falta de simetría; la parte occidental se levanta mucho y produce hojas de cobijadura que penetran en la región helvética; la parte oriental se compone de segmentos mucho más anchos con buzamiento más débil. En el Col d'Eychauda, al oeste de la ciudad de Briançon, y separado del Pelvoux tan sólo por el valle de un arroyo de montaña, el Eychauda, hay un fragmento de hoja cobijante que, al parecer, deriva del este en contradicción con la anterior estructura; así lo hace Termier, pero dice, además, que no procede de larga distancia y que estaba *in situ* antes de que el abanico hubiese tomado su forma final<sup>78</sup>.

También cree Kilian que los pliegues piemonteses se movieron al principio hacia el oeste, y que el plegamiento retrógrado, es proceso tardío, acaso relacionado con el hundimiento de la llanura lombarda<sup>79</sup>.

En la hipótesis de Kilian podemos apreciar lo difíciles que son los problemas de los Alpes.

DE GESSO AL MAR.—Los Alpes Ligúricos constituyen estrecha cordillera arqueada desde el Var hasta más allá de Génova, y que relacionan los Alpes con los Apeninos. Se componen de terrenos alpinos cuya dirección corta a la de la cordillera. Hacia el norte buzan bajo una hoja terciaria discordante; en el sur los corta el mar transversalmente a la dirección.

Ya hemos mencionado el encuentro de los pliegues provenzales helvéticos y piemonteses a lo largo del Vesubio y del bajo Vaar. En los Alpes Ligúricos sólo hallamos pliegues piemonteses del Briançonnais o de facies piemontesa. La costa entre Niza y Albenga se relaciona con un triángulo situado en el interior con el vértice cerca de Tenda o Limone, y se compone de una grande extensión de terrenos que proceden del lado nordeste del Mercantour y, en particular, de la zona interna del Fylsch. Las capas mesozoicas giran alrededor del extremo del Mercantour y llegan a ser borde septentrional de esta región. También afloran varias veces bajo del Flysch. Entonces sus pliegues, que conservan la persistente dirección al sureste del lado interno del Mercantour, descienden al mar casi en línea recta o con ligeras desviaciones. Una gran faja de caliza triásica toca la costa poco al norte de Albenga, y análogos afloramientos se ven hasta Bergeggi, al sur de Savona. Conforme ensancha la zona asoman a trechos fajas de terrenos semicristalinos y a veces hasta neísicos

(Besimaudites), pertenecientes a la serie permiana, y debajo de ellos, en Viozene, en la divisoria del Tanaro, el carbonífero antracítico. Debemos a Rovereto un buen mapa de las líneas directrices <sup>80</sup>.

En este caso, como en los Alpes franceses y piemonteses, sigue a levante larga zona permocarbonífera. Los anticlinales permianos de los Alpes cotienses (fig. 41) se unen en una zona de ancho variable que penetra en los Ligúricos con rumbo este-sureste, entre Demonte y San Dalmazzo, junto al borde de la llanura del sudoeste de Cuneo <sup>81</sup>. Durante 30 kilómetros aflora la antracita con dirección oblicua a los afluentes superiores del Bormida. Al norte de Calizzano, en el Bormida di Millesimo, cita Zaccagna un abanico como el de los Alpes franceses <sup>82</sup>. Esto es tanto más notorio cuanto que al sur de dicho punto, cerca del propio Calizzano, han descrito Issel y Rovereto una mole néisica pequeña e independiente <sup>83</sup>. Por tanto, parece como si se hubiera reproducido por completo la disposición septentrional.

La antracita del Bormida termina como faja continua cerca de Mallare, 14 kilómetros al oeste de Savona, pero aún se ven señales de ella bajo las rocas permianas de Quiliano a sólo cinco kilómetros de Savona. Al norte de Mallare y Quiliano aflora una mole mucho mayor de neis, de perfil cuneiforme si incluimos una pequeña masa de granito, y cuyo vértice está a 16 kilómetros al oeste-noroeste de Savona; a ambos lados de esa ciudad llegan a la costa estos terrenos antiguos, que abarcan 12 kilómetros de anchura y que apenas puede dudarse son parte de una mole mayor oculta bajo el mar. Franchi y Rovereto calcularon en N. 60° E. su rumbo, determinado por hojas intercaladas de anfibolita; el límite meridional es abrupto, tal vez fractura <sup>84</sup>.

Ambas moles, la de Calizzano y la de Savona, se componen de terrenos que no recuerdan los de la Dora-Maira y de los Alpes piemonteses, sino los de Mercantour y Mont-Blanc. Las denominaríamos variscas, si su dirección no fuera divergente. La relación del carbonífero con ambas moles es discordante, pero con la diferencia de que la mole néisica de Savona no se encuentra en el exterior, sino dentro de la zona principal de antracita (en el Bormida superior), o sea al nordeste y no al sudoeste de aquélla. En otros varios puntos se conocen también terrenos carboníferos, y más especialmente permianos. El carbonífero de Quiliano y los pliegues del sur de la mole néisica de Savona están caídos hacia el sur <sup>85</sup>. En el Monte Moro, cerca de Cadibona, casi al lado del marcado límite meridional del neis, he observado, no sólo caliza (probablemente la misma en la que halló Stefani *Dactylopora* y *Gyroporella*), sino también serpiente; falta averiguar si ese borde meridional corresponde a profunda dislocación el corrimiento del carbonífero dirigido al sur <sup>86</sup>.

Al este del neis las rocas verdes se asocian en cantidades crecientes con el permiano y el triás a la vez que cambia la dirección.



Partiendo de Monte Viso las rocas verdes y las pizarras lustrosas se dirigen al este-sureste; en algunos sitios asoman a lo largo del pie de la montaña, penetran en los Montes Ligures, por los que se extienden hasta Sestri Ponente, algo al oeste de Génova. Siguiendo la costa desde esta masa encontramos en el arruinado castillo de Donegale, cerca de Cogoleto, caliza triásica vertical con rumbo suroeste; más allá, cerca de Avezzano, grandes hojas de pizarra con rumbo sur-suroeste; luego, hacia Voltri, los terrenos, asociados aquí con serpentina, adoptan dirección meridiana que se mantiene hasta los Sestri Ponente. Allí, a lo largo de la Torre Chiaravagna, la zona de pizarras lustrosas y rocas verdes, termina de súbito en una faja de caliza triásica dirigida de norte a sur y de más de 20 kilómetros de longitud, a la que reemplaza la gran zona terciaria y cretácea de los Apeninos con rocas verdes, de carácter análogo a las que acaban de desaparecer<sup>87</sup>. Probablemente esas fajas orientales son reaparición parcial de las que se perdieron al oeste de Cuneo. Entre los indicios que relacionan a ambas, se cuentan las capas con radiolarios de Monte Notte, no lejos de Cairo<sup>88</sup>.

Si seguimos ahora el arco de la costa ligur, según corta a la dirección de los Alpes, observaremos lo siguiente: en el sudoeste una región que pertenece al Briançonnais y la zona interna del Flysch (Aiguilles d'Arves). Desde Porto Maurizio en adelante, la dirección es sureste y luego este-sureste. De 5 a 15 kilómetros al suroeste de Savona se acercan al mar señales de la faja principal carbonífera (por Quiliano). Sigue durante 12 kilómetros el *neis* de Savona, con rumbo S. 60° O. Al otro lado hallamos pizarras permianas, triás, rocas verdes y pizarras lustrosas. Después la dirección gira gradualmente del suroeste al sur, y con esta última termina la zona en Sestri Ponente.

LOS ALPES DE CÓRCEGA.—Cerdeña y Córcega deben considerarse partes de una misma estructura. La Mármora dejó las bases para nuestro conocimiento de *Cerdeña*, y mostró que desde la bahía de Cagliari, una llanura moderna oblonga, el Campidano, se dirige al noroeste hasta la bahía de Oristano, y separa un grupo de alturas en el sudoeste de la isla (Iglesias y Sulcis). Fuera de esta llanura, en su prolongación septentrional, pasada la bahía de Oristano, se alza el volcán de Ferro, que describió Doelter, y al que sigue junto a la costa una serie de centros eruptivos recientes<sup>89</sup>. Aún más al norte comienza análoga llanura, menos ancha, que llega hasta el golfo de Asinara, y de igual modo separa un grupo de colinas, la Nurra, situada al oeste de ella. Al este la región volcánica de Anglona. Tornquist piensa que corta la parte occidental de Cerdeña una fosa desde el golfo de Cagliari al de Asinara<sup>90</sup>.

Hace tiempo observó Bornemann que el triás del sudoeste de Cerdeña recuerda al triásico alemán (I, pág. 311) y Tornquist reconoció análoga semejanza en el Nurra, al noroeste. Como en el nordeste de Córcega

se halla diferente tipo de triás al otro lado de la antigua mole corsa, se infirió que ésta pertenece a un gran muro que separa el triás alemán del alpino <sup>91</sup>.

Esta teoría ha motivado instructiva discusión. Ciertamente que las oolitas medias de Cerdeña son distintas de las de la península italiana y contienen fósiles que en Inglaterra y Francia caracterizan al Bathoniense. Así lo afirmaron Fucini y Dainelli, pero de sus obras se deduce que el mismo tipo se presenta también en transgresión sobre la antigua mole al otro lado del Campidano <sup>92</sup>. Además, Bassanni asegura, en vista de los fósiles hallados en Lorisato, que la fauna ictiológica del Glaris (*Palaeorhynchus glarisianus* y otros) existen en la parte norte del Campidano <sup>93</sup>.

De modo que al suroeste y noroeste de Cerdeña hay una serie estratigráfica en la que se mezclan caracteres faunísticos distintivos. En la Iglesiasiente, parte de la región suroeste, la serie se apoya en terrenos precambrianos, cambrianos y silurianos. La superposición discordante comienza en el carbonífero superior. Tanto la estructura antigua como la serie a ella superpuesta, han sufrido plegamiento común, en época muy tardía, probablemente al principio de la era terciaria. La dirección de los pliegues en la Iglesiasiente corresponde a la marcha general de la zona occidental de Cerdeña.

Tornquist considera la región del otro lado del Campidano antepaís de la cordillera plegada que acabamos de mencionar. El conjunto del centro y levante de Cerdeña es, en efecto, región que presenta una serie estratigráfica análoga a la que forma el substractum de la Iglesiasiente, pero sin plegamiento posterior. En aquel país hay carbón del permiano inferior, pero también transgresiones de varios pisos mesozoicos, que comienzan en el Bathoniense y no están plegados; así, en la parte sur de la isla bordean al antiguo basamento mesetas del jurásico superior con superficie cárstica, como en las Causses del sur de Francia. En el Guerrei, al norte del Sarrabus, hay también un jirón transgresivo cretáceo que parece lleva sello africano, como en Sicilia y Calabria <sup>94</sup>. Debemos a Panpaloni excelente descripción de las cercanías de Seui, al sur del Gennargentu (1.793 metros), el punto más alto de Cerdeña. Sobre formaciones antiguas yace antracita con *Cyathocarpus arborescens* y *Walchia piniformis*. Siguen hojas de caliza jurásica con *Ceromya concentrica*, *Modiola inbricata* y otras especies, en particular las que corresponden a las capas con *Mytilus* de los Alpes helvéticos <sup>95</sup>.

Aún más al norte, faltan datos acerca de las transgresiones mesozoicas. La antigua subestructura, que conserva su ancho, continúa hacia Córcega y forma la isla hasta una línea casi recta, desde la desembocadura del Solenzaba, en la costa oriental, hacia el nornoroeste, hasta cerca de l'Ile Rousse, en la costa norte. En la occidental, depósitos marinos y del carbonífero productivo se superponen a la antigua infraestructura <sup>96</sup>. El cen-

tro y el oeste de Córcega y el centro y este de Cerdeña, pertenecen, pues, a potente rama de los Altaides que se dirige al sur-sureste: la *rama corsa*.

El nordeste de Córcega hasta el cabo Corso se compone de terrenos alpinos de igual facies que el Briançonnais y los Alpes piemonteses; la dirección en la costa de Liguria y la predominante al sur o sur-este en Córcega, así como la correspondencia de los terrenos, muestran que los montes que reaparecen en el cabo Corso son los Alpes piemonteses.

En la base de esta región hay pizarras relativamente antiguas, tal vez permianas. Respecto de la serie superior a la cuarcita del triás inferior, sólo hemos de advertir que Rovereto halló en ella señales de Gyroporella<sup>97</sup>, y hace tiempo se conocen fósiles réticos (I, pág. 311). En horizonte más alto hay pizarras lustrosas, luego capas numulíticas transgresivas y Flysch. Aun el mapa más antiguo de Hollende señala jirones aislados de estas capas transgresivas<sup>98</sup>, y el de Nentien, más moderno, muestra que la línea límite de la parte alpina de Córcega, de la costa norte a la oriental, es decir, en 100 kilómetros, se presenta con una análoga de caliza numulítica y Flysch, en un punto interrumpida y que ensancha en otro<sup>99</sup>.

Ocorre, naturalmente, la idea de que estos terrenos correspondan a la zona interna del Flysch, que allí llega a ser externa. A veces se apoya directamente en granito, como el Flysch de la ladera norte del Pelvoux. Las capas se levantan y siguen la costa oriental desde Port de Favonne al sur hasta más allá de la desembocadura del Solenzara. Algunos datos inciertos muestran que señales de esas capas llegan al golfo de Orosi, a mitad de la costa sarda, pero no tenemos información detallada acerca de este punto<sup>100</sup>.

Las rocas verdes se presentan lo mismo que en los Alpes y con igual diversidad, a saber: peridotita, norita, gabro, diabasa, y particularmente serpentina. Según Mury, penetran en el Flysch oligoceno y las cubre el primer piso mediterráneo<sup>101</sup>.

La isla *Gorgona* tiene igual estructura que el noroeste de Córcega; Ugo lino describe neis con rumbo N. 50° O.<sup>102</sup>; último indicio de la rama sardo-corsa. *Capraja* se compone de andesita, según Emmons<sup>103</sup>. *Pianosa* es una plataforma pliocena. Las demás islas tienen igual naturaleza que la de Elba; por tanto, son fragmentos del sistema alpino.

RELACIONES CON LOS APENINOS.—Con frecuencia se ha descrito la isla de Elba, pero bastará citar la sagaz monografía de Lotti<sup>104</sup>. La isla descende en tres trozos, como manifiesta su perímetro. Las partes oriental y central se componen de sedimentos alpinos, rocas verdes e intrusiones graníticas. La dirección es meridiana. De su basamento se alza la cúpula granítica de Monte Capane, que forma la parte occidental de la isla; granito posterior a las rocas verdes. Análogo granito moderno forma la isla de Monte Cristo, 40 kilómetros al sur de la de Elba, y la de Giglio,

50 kilómetros al sureste (con un fragmento calizo incluso, probablemente rético, como ocurre también en la isla de Giannutri); también se presenta como potente dique cerca de Gavorrano (provincia de Grosseto), 36 kilómetros al este de Elba.

Son todos restos de los Alpes piemonteses.

El hundimiento tirreno no se limita a este mar, sino se extiende por los Apeninos (I, páginas 139 y 275). Abarca Florencia, Roma, y, por último, la región volcánica hasta el Vesubio. Los Apeninos no son contiuos hasta más allá de esa superficie hundida.

En 1892 publicó Stefani un mapa de las líneas directrices entre Génova y Florencia <sup>105</sup>. El mismo año descubrió Lotti las directrices de Toscana, que parten de la Catena Metallífera <sup>106</sup>. T. Fischer y Novarese han publicado resúmenes generalss <sup>107</sup>.

Pueden reconocerse los siguientes rasgos principales:

En el nordeste de Córcega los pliegues alpinos, muy apretados, se dirigen al sur y sur-sureste. En Elba y Cerbolli <sup>108</sup> la dirección es meridiana, y continúa en la región septentrional con varias desviaciones secundarias desde Sestri Ponente hasta el cretáceo y el eoceno de los Apeninos. Luego, las líneas situadas al este pasan al rumbo sur-sureste, con el que llegan al golfo de Spezia algunos largos anticlinales que presentan capas más antiguas. La dirección al sur-sureste o casi sureste domina hasta Florencia y luego se hace exacta al sureste, al otro lado de Pistoja.

En la isla de Gorgona, que pertenece a los Alpes de Apullia, el rumbo es sureste; cerca de Lucca y hasta más allá de Volterra, al sur-sureste; en la Catena Metallífera más al sur, pero pasado de Grosseto al sur-sureste, y en el Argentario, así como tierra adentro hasta el cono volcánico de Bolsena, al sureste. Al otro lado de la Catena Metallífera y del volcán, la dirección de los pliegues, que es franca al sureste, coincide con la de las montañas.

Sólo podremos obtener concepto general de la estructura si tenemos en cuenta la región desde los Alpes Ligúricos hasta la mole Sardo-corsa y hasta el uniforme borde exterior con que los Apeninos giran hacia la llanura del Po y el mar Adriático. En el norte, entre Génova y la llanura de Lombardía, esa región es estrecha, pero rápidamente ensancha hacia el sur, y, por último, ocupa el espacio entre la costa oriental del centro de Córcega y el borde externo oriental de los Apeninos. La forma triangular, en parte abierta hacia el sur, corresponde a la divergencia de los pliegues que en el oeste se dirigen principalmente al sur, y en levante al sureste.

Tal es la disposición de las líneas directrices, pero queda en pie averiguar si revelan o no el verdadero secreto de la estructura. El primer escalón que llega al mar en Spezia se invirtió en su extremo hacia el interior de la Península, y en conjunto la cordillera que sigue hacia levante se dispone en hojas cobijantes, según afirma Steinmann. Hay que

distinguir dos hojas: una superior con rocas intrusivas básicas que, como las de Elba, se relacionan con las verdes de los Alpes, y otra inferior (cadena caliza de Spezia, Apeninos, Cadena Metallífera y otros) a la que nunca han cortado las rocas verdes <sup>109</sup>.

Los Alpes Ligúricos son segmento, a modo de pilar, de los Piamonteses, a los que limita el hundimiento tirreno por el sur y por el norte las capas terciarias, bajo las cuales buza; que forman serie completa desde el oligoceno hasta lo más moderno, y contribuyen a rellenar el hundimiento de Lombardía; se extienden al norte, más allá de Turín y Casale. Al oeste los separan de los Alpes las llanuras de Cuneo y Mondovì, al este alcanzan la llanura de Alessandria y Tortona.

Entre Alessandria y Valenza un anticlinal o, más exactamente, según la detallada descripción de Sacco, una zona de anticlinales, aflora de la llanura con rumbo oeste-noroeste. Más allá forma tres anticlinales paralelos, el mayor llega con su límite extremo septentrional a Chivasso. Desde este punto gira al suroeste, de manera que resulta arco convexo hacia el norte; el plegamiento termina en Turín. Sin embargo, Sacco ha demostrado que la misma formación anticlinal, que asoma entre Alessandria y Valenza, se ve ya al este, en el otro lado de la llanura de Tortona, que allí sólo tiene 15 kilómetros de anchura; es decir, que *los pliegues recientes de Turín son prolongación desviada de los del borde externo de los propios Apeninos* <sup>110</sup>.

No fué movimiento local, sino los generales más modernos de los Apeninos los que motivaron que ese último plegamiento penetrase en la región hundida. De este modo se han formado extremos libres vueltos sobre ellos mismos.

En los Apeninos se repiten las rocas verdes de los Alpes, principalmente en las capas cretáceas eocenas y oligocenas (o del eoceno superior como en Córcega). En el norte abundan, pero en el sur se hacen cada vez menos importantes.

En el Trebbia medio, donde no hay terrenos anteriores al oligoceno, distingue Traverso una serie de rocas ígneas que han surgido de la diferenciación de un magma común. El primer producto fué de lherzolita y serpentina, el segundo gabro y diabasa, el más moderno granito. Esta roca sólo se presenta en superficies limitadas y generalmente en venas <sup>111</sup>.

Vinassa de Regny ha descrito las lomas destacadas de lherzolita, norita y serpentina en los Apeninos de Bolonia, donde también se afirma que hay magnesita niquelífera <sup>112</sup>.

Según hemos observado, en la isla de Elba asoma en masas mayores el granito, que también allí es producto relativamente moderno. Las rocas verdes se han transformado en su contacto en camadas alternativas de pizarras de hornablenda y serpentina con enstatita. Este granito es posterior al plegamiento de los Apeninos <sup>113</sup>.

Lo mismo allí que en los Alpes occidentales reconocemos rocas solidificadas en profundidad. La edad de muchas de ellas no admite duda.

Modernos observadores, por ejemplo, Gastaldi, consideran las Pietre Verdi de los Apeninos idénticas a las de los Alpes <sup>14</sup>. Y aún mucho después, cuando ya se había aceptado la grande antigüedad de los terrenos alpinos, algunos autores, entre ellos Traverso, se inclinaban a establecer su paralelismo <sup>15</sup>.

El bucle en la curva de los Alpes comienza acaso en el gran San Bernardo. En el recorrido del arco parte de las ramas se destacan, quedan libres y se encorvan hacia el exterior en dirección a Saluzzo. Las restantes llegan al mar como Alpes Ligúricos. La dislocación meridional cerca de Sestri Ponente (Chiaravagna) es el límite de las ramas. Los Alpes piamonteses reaparecen en el nordeste de Córcega. La isla de Elba muestra la relación entre los Alpes y los Apeninos.

## Notas del capítulo XIII: Los Alpes.

<sup>1</sup> Fr. Mühlberg, Archivos de Ciencias físicas y nat., Génova, XVIII, 1904, pág. 340 (Soc. Helv. C. Nat., Witenthur).

<sup>2</sup> F. Teller, *Aufnahmen im oberen Oetz-und-Passeierthale* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1877, pág. 233).

<sup>3</sup> M. Bertrand, *Relación de la estructura de los Alpes de Glaris y de la Cuenca hullera del Norte* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XII, 1883-84, páginas 318-330, lám. XI, y mapa de la pág. 329).

<sup>4</sup> C. Schmidt, *Zur Geologie der Schweizeralpen*. In-8.º, 52 páginas, una lámina, Basel, 1889.

<sup>5</sup> Michel-Lévy, *Estudio sobre las rocas cristalinas y eruptivas de los alrededores del Mont-Blanc* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., núm. 9, 1890, 26 páginas, cuatro láminas).

<sup>6</sup> W. Killian, *Notas sobre la historia y la estructura de las cadenas alpinas de la Maurienne, del Briançonnais y de las regiones adyacentes* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XIX, 1890-91, páginas 571-661); por ejemplo, pág. 642: «la primera zona alpina..... aparece también..... como una continuación de fragmentos remanentes de la antigua cadena herciniana».

<sup>7</sup> Franz Noë, *Geologische Uebersichtskarte der Alpen*, 1 : 1 000 000, Viena, 1890.

<sup>8</sup> C. Diener, *Der Gebirgsbau der Westalpen*. In-8.º, páginas v-243, dos mapas, Viena-Praga-Leipzig, 1891.

<sup>9</sup> Marcelo Bertrand, *Estudios en los Alpes franceses. Estructura en abanico, macizos amigdaloides y metamorfismo* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XXII, 1894, páginas 69-162, y láminas IV-VI, dos de éstas mapas).

<sup>10</sup> S. Franchi, *Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali* (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXIX, 1898, páginas 325-482, y láminas V-IX, una de éstas, mapa).

<sup>11</sup> Mauricio Lugeon, *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, 1, 1901, páginas 723-825, y láminas XIV-XVII, una de éstas, mapa). Véase después pág. 714, nota 1.

<sup>12</sup> S. Franchi (Boll. R. Comitato Geol., XXV, 1894, pág. 240), indica también la dirección S.E. para la parte italiana; para el Sud-Oeste, véase L. Bertrand, *Estudio geológico del Norte de los Alpes-Marítimos* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., IX, 1897-1898, páginas 121 y siguientes).

<sup>13</sup> A. Michel-Lévy, *Nota sobre la prolongación hacia el Sur de la Cadena de las Aguilas-Rojas; Montañas de Pormenaz y del Prairion* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., III, 1891-1892, núm. 27, páginas 393-452, y siete láminas, una de éstas mapa geológico); Et. Ritter, *Hoja del Albertville* (Ibid., VII, 1895-1896, núm. 44, páginas 144-146); Et. Ritter, *El reborde Sud-Oeste del Mont-Blanc* (Ibid., IX, 1897-1898, núm. 60, páginas 445-676, seis láminas, una de ellas mapa geológico), y en otras publicaciones.

<sup>14</sup> P. Termier, *Le Massif des Grandes-Rousses* (Bull. Servicio Geol. de Fr., VI, 1894-1895, núm. 40, páginas 169-287, siete láminas, una de ellas mapa geológico; en particular pág. 272); por el mismo, *Sobre la tectónica del Macizo del Pelvoux* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XXIV, 1896, páginas 734-759, y lám. XXV; mapa).

<sup>15</sup> Alb. Heim, *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein* (Beitr. zur Geol.

Karte der Schweiz, XXV, Leif., 1891, pág. 246); M. Lugeon, *Segunda comunicación preliminar sobre la Geología de la Región comprendida entre el Sanetsch y la Kander* (Eclogae Geol. Helv., VIII, 1905, páginas 421-433).

<sup>16</sup> L. Duparc y L. Mrazec, *Investigaciones geológicas y petrográficas sobre el Macizo del Mont-Blanc* (Mem. Soc. de Fis. y de Hist. Nat. de Génova, XXXIII, núm. 1, 1898 páginas 1-227, 22 láminas, fotografías, dos láminas, perfiles); véase en particular páginas 194 y siguientes).

<sup>17</sup> Michel-Lévy, *Estudio sobre las rocas cristalinas y eruptivas de los alrededores del Mont-Blanc* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., núm. 9, 1890, pág. 22).

<sup>18</sup> A. Baltzer, *Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs* (Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. XVI, 1903, páginas 292-324, y láminas XIII-XVI); *Die granitischen lakkolithenartigen Intrusionsmassen des Aarmassivs* (Congres. Geol. Internat., C. R., IXª Sess., Viena, 1903, páginas 787-798, y cuatro láminas).

<sup>19</sup> M. Bertrand, *Estudios en los Alpes franceses. Estructura en abanico, macizos amigdaloides y metamorfismo* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XXII, 1894, páginas 69-162, y láminas IV-VI, dos de éstas mapas). Pellati dió en *Studio geológico-minerario sui giacimenti di Antracite della Alpi Occidentale Italiane* un sumario de conjunto de la cadena (Mem. descritt. della Carta Geol. de Italia, XII, 1903, y lám. 1).

<sup>20</sup> W. Kilian y J. Révil, *Estudios geológicos en los Alpes Occidentales. Contribución a la Geología de las cadenas interiores de los Alpes franceses. I. Descripción orográfica y geológica de algunas partes de la Tarentaise, de la Maurienne y del Briançonnais septentrional* (Mem. explicativa del Mapa Geol. det. de Fr. In-4.º, páginas xi-627, 11 láminas, tres de ellas mapas, 1904, y en otras muchas publicaciones menos extensas).

<sup>21</sup> P. Termier, *Las Montañas entre Briançon y Vallouise (Escamas briançonnaises, Terrenos cristalinos del Eychaude. Macizo de Pierre-Eyraud, etc.)* (Mem. explicativa del Mapa Geol. de Fr.). In-4.º, VIII, 187 páginas, 13 láminas, fotografías y cortes, y un mapa geológico a la escala 1 : 50 000, 1903), y *Sobre la necesidad de una nueva interpretación de la tectónica de los Alpes Franco Italianos* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, VII, 1907, páginas 174-190, y láminas IV-V; cortes). Sobre este punto véase también las notas de S. Franchi sobre el «facies mista». (*La zona delle pietre verdi fra l'Ellero e la Bormida e la sua continuità fra il Gruppo di Voltri e le Alpi Gozie*; Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXXVII, 1906, páginas 89-117), que son instructivas para entender los caracteres accesorios.

<sup>22</sup> H. Preiswerk, *Die metamorphischen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündner Schiefer zwischen Visp und Brieg* (Verhand. d. Naturforsch. Gesellsch. Basel, XV, 1904, páginas 293-316).

<sup>23</sup> Alb. Heim, *Geologische Begutachtung der Greinabahn (Geologische Nachlese, Nr. 16; Vierteljahrsschr. d. Naturforsch. Gesellsch. Zurich, LI, 1896, páginas 378-396, una lámina).*

<sup>24</sup> L. Bertrand, *Estudio geológico del Norte de los Alpes Marítimos* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., IX, 1897-1898, núm. 56, 214 páginas, ocho láminas, una de éstas mapa geológico, 1896), y *Sobre las grandes líneas de la Geología de la parte alpina de los Alpes Marítimos. Descripción somera de la región vecina del litoral al Este de Var* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, II, 1902, páginas 638-675, y láminas XXXIX-XLII, mapas y cortes).

<sup>25</sup> S. Franchi, *Contribuzione allo studio del Tortonico e del Cretaceo nelle Alpi Maritime Italiano* (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXV, 1894, páginas 31-83, y lám. II; mapa geológico).

<sup>26</sup> Esta es la prolongación de los afloramientos más extendidos de Antibes y Villeneuve-Loubet, y quizá aún más recientes que aquellos; A. Issel opina que se trata del cráter de un volcán situado en el mar a cinco o seis kilómetros todo lo más (*Il Terremoto del 1887 in Liguria*; Suplemento al Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XVIII, 1888, pág. 44); L. Ber.



trand, *Sobre la edad de las rocas eruptivas del Cabo de Aggio, Alpes Marítimos* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.<sup>a</sup> serie, 1, 1901, pág. 96).

<sup>27</sup> Zürcher, Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., XVI, 1904-1905, núm. 105, pág. 170; A. Guébard, Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> serie, IV, 1904, pág. 168.

<sup>28</sup> L. Baldacci y S. Franchi, *Studio geologico della Galleria del Colle di Tenda (Línea Cuneo-Vintimiglia)* (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXXI, 1900, páginas 33-87, y láminas II-IV, una de éstas mapa geológico).

<sup>29</sup> W. Kilian reunió todos los hechos en *Los fenómenos de acarreo en los Alpes del finno-provenzales* (Cong. Geol. Internac., C. R. IX<sup>o</sup> Sess., Viena, 1903, páginas 455-476, y en E. Haug, *Los grandes acarreos del Embrunais y del Ubaye* (Ibid., páginas 493-506; existe además un gran número de notas preliminares. Véase sobre todo las dos hojas de Gap (200) y de Digne (212) del Mapa geológico detallado de Francia a la escala 1 : 80 000.

<sup>30</sup> La idea fundamental de explicar la estructura de la parte septentrional de los Alpes Suizos por cobijaduras de gran amplitud procede de Marcelo Bertrand, quien la formuló en 1884. En 1893, Schard se inclina a favor de grandes cobijaduras; en 1898 publica cortes mostrando, para explicar el Chablais, dos grandes «trayectorias de la cobijadura» viniendo del Sur, por debajo de una gran parte de los Alpes; este mismo mapa representa, con línea de puntos, el «límite septentrional de la extensión de acarreo prealpino», que hacia el Este se extiende hasta más allá del Rhätikon (H. Schard, *Las regiones exóticas de la vertiente Norte de los Alpes Suizos (Prealpes del Chablais y del Stockhorn y de los Klippes). Sus relaciones con el origen de los blocs y brechas exóticas y la formación del Flysch* (Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., XXXIV, 1898, páginas 113-219, y lám. 1; mapa y cortes; véase también Eclogae Geol. Helv., V, 1898, páginas 233-253, y mapa). En 1901 publicó M. Lugeon la concepción que tomamos aquí como base.

<sup>31</sup> M. Lugeon, *Las dislocaciones de los Bauges. Saboya* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., XI, 1899-1900, núm. 77, páginas 359-473, seis láminas, una de éstas mapa). Esta región posee una rica bibliografía.

<sup>32</sup> M. Bertran y Ritter, *Sobre la estructura del Mont Joly cerca de San Germán, Alta Saboya* (C. R. Acad. Sc., CXXII, 1896, 1.<sup>o</sup> sem., páginas 289-293); Et. Ritter, *El reborde sudoeste del Mont-Blanc. Las capas plegadas del Mont Joly* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., IX, 1897-1898, núm. 60, páginas 611 y siguientes; pág. 661 y lám. 1).

<sup>33</sup> Em. Haug describe en términos sorprendentes el mismo fenómeno: *Estudio sobre la tectónica de las Altas Cadenas calizas de Saboya* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., VII, 1895-1896, núm. 47, páginas 271 y siguientes).

<sup>34</sup> M. Lugeon, *Les grandes nappes de recouvrements des Alpes Suisses* (Congres. Geol. Intern., C. R. IX<sup>o</sup> Sess., Viena, 1903, pág. 482). Lugeon cree reconocer que no es el Wildstrubel el que ha sido arrojado sobre el Wildhorn, sino que «las hojas de los Diablerets y del Wildhorn se han desarrollado bajo la del Wildstrubel, existente antes que ellos» (pág. 484).

<sup>35</sup> M. Bertrand, *Relatos de estructura de los Alpes de Glaris y de la Cuenca hullera del Norte* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> serie, XII, 1883-1884, páginas 318-330, y lám. XI). También en la obra presente (1, 1883) se vaciló en señalar el «pliegue Norte» como un ejemplo de plegamiento inverso.

<sup>36</sup> Véase sobre todo Alb. Heim, *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein mit einem Anhang von petrographischen Beiträgen von C. Schmidt* (Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz XXV, páginas xx-503 y vi-77, ocho láminas, 1901); véase entre las ediciones recientes Alb. Heim, *Die vermeintliche «Gewölbeumbiegung des Nordflügels der Glarner Doppelfalte» südlich vom Klausenpass, eine Selbstkorrektur* (Geol. Nachlese, Nr. 18. Vierteljahrsschr. d. Naturforsch. Gesellech. Zürich, LI, 1906, páginas 403-431, y láminas III-IV).

<sup>37</sup> Arn. Heim, *Zur Kenntnis der Glarner Überfaltungsdecken* (Zeitschr. Deutsch.

Geol. Gesellsch., LVII, 1905; Monatsber., páginas 89-118, una lámina, cortes, en particular pág. 94).

<sup>38</sup> Alb. Heim, *Das Säntisgebirge*. I. Textband. In-4.º, páginas x-654; II. Atlas. In-4.º, 32 páginas, 42 láminas, fotografías, cortes, y tres mapas geológicos a 1 : 25 000 (Beitra. zur Geol. Karte der Schweiz, neue Folge, XVI, 1905 ; III. Theil. E. Blumer, *Ostlicher Teil des Säntisgebirges* (Ibid., páginas 518-638).

<sup>39</sup> Para la opinión contraria, se puede consultar a T. G. Bonney, *On the Crystalline Schists and their Relation to the Mesozoic Rocks in the Lepontine Alps* (Quart. Journ. Geol. Soc. Londres, XLVI, 1890, páginas 187-240); por el mismo, *Schists and Schistose Rocks in the Lepontine Alps Reply to Criticisms by Professor A. Heim* (Geol. Magazine, Dec. 4, VIII, 1901, páginas 161-166), después *On the Southern Origin attributed to the Northern Zone in the Savoy and Swiss Alps* (Quart. Journ. Geol. Soc., LXII, 1907, páginas 294-307).

<sup>40</sup> Véase también H. Schardt, *Nota sobre el perfil geológico y la tectónica del macizo del Simplón comparado con los trabajos anteriores* (Eclogae Geol. Helv., VIII, 1904, páginas 173-200, lám. 10; corte), y por el mismo, *Die wissenschaftlichen Ergebnisse des Simplondurchstichs* (Verhandl. Schweizer. Naturforsch. Gesellsch., 87. Jahresversamml., Winterthur, 1904, páginas 172-211, y dos láminas). Con un admirable golpe de vista, Gerlach reconoció, desde 1869, la penetración horizontal del anticlinal del gneis de Antigorio.

<sup>41</sup> Segú F. M. Stapff (*Generalles geologischen Profil in der Ebene des Golthardtunnels*; Spezialbeilage zu den Quartalberichten des Schweizerischen Bundesrathes. In-1.º, 60 páginas, una lámina. Zürich, 1880), la cuneta del Tessin, mesozoica y con anfibolitas, es el resultado de este plegamiento inverso.

<sup>42</sup> Alb. Heim, *Ueber die nordöstlichen Lappen des Tessinermassives* (Geol. Nachlese, Nr. 17; Vierteljahrsschr. d. Naturforsch. Gesellsch. Zürich, LI, 1906, páginas 397-402, y lám. II).

<sup>43</sup> O Wilckens encontró terrenos mesozoicos en el Zapport (macizo superior del Rheinwald), y supuso que el Rheinwaldhorn es una masa flotante; esto indicaría una penetración más profunda del sinclinal del Val Blenio; *Ueber der Bau des nordöstlichen Adu-lagebirges* (Centralblatt f. Mineralogie, 1907, páginas 341-348).

<sup>44</sup> M. Lugeon, *Sobre el corte geológico del macizo del Simplón* (C. R. Acad. Sc., CXXXIV, 1902, 1.º sem., páginas 726-727, y 792); Lugeon y Argand, *Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont* (Ibid., CXL, 1905, 1.º sem., páginas 1364-1367); *Sur les homologues dans les nappes de recouvrement à la zone du Piémont* (Ibid., CXL, 1905, 1.º sem., páginas 14-91-1493).

<sup>45</sup> Las más importantes de estas publicaciones son: A. Stella, *Il problema geo-tettonico dell'Osola e del Sempione* (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXXVI, 1905, páginas 5-41, y láminas I-III; mapas y cortes); S. Franchi, *Sulla tetonica della zona del Piamonte* (Ibid., XXXVII, 1906, páginas 118-144, y lám. III; cortes); H. Schardt, *Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges* (verhandl. d. Schweizer. Naturforsch. Gesellsch., 89. Jahresversamml., St. Gallen, 1906, páginas 308-346, y láminas I-II; cortes y mapa de las nappes); C. Schmidt, *Bild und Bau der Schweizeralpen* (Beilage zum Jahrb. d. Schweizer. Alpen-Club, XLII, Basel, 1907, pág. 44, y mapa de los nappes gneisicos, reprod. en C. Schmidt, A. Buxtorf und. H. Preiswerk, *Führer zu den Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft im Südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Alpen*. In-8.º, Basel, 1907, pág. 47).

<sup>46</sup> H. Schardt, *Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges*, pág. 319.

<sup>47</sup> H. Gerlach, *Die Penninischen Alpen* (reimpr., Beitr. zur Geologie. Karte d. Schweiz, XXVII, 1883. In-4.º, 159 páginas, una lámina y cortes), y *Die Bergwerke des Kantons Wallis nebst einer kurzen Beschreibung seiner geologischen verhältnisse in Rücksicht auf Erz-und*

*Kohlenlagerstätten* (Ibid., 79 páginas). Compárese con la hoja XXII del Mapa geológico de Suiza, del mismo autor. E. Artini y G. Melzi, *Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia* (Mem. Ist. Lombardo Sc. ed Art., XVIII, 1900, páginas 219-392, y láminas I-XX, un mapa geológico y un mapa de cortes).

<sup>48</sup> S. Franchi, *Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti* (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXXVI, 1905, páginas 270-298); V. Novarese, *A propósito de un Trattato di Petrografia di E. Weinschenk e sul preteso rapporto fra le rocce della zona d'Ivrea e le pietre verdi della zona dei calcescisti* (Ibid., páginas 181-191); por el mismo, *La zona d'Ivrea* (Boll. Soc. Geol. Ital., XXV, 1906, páginas 176-180). A este propósito se indican aquí muchos detalles, E. Suess expresa la opinión combatida en *Sobre la naturaleza de los acarreos* (C. R. Acad. Sc. Paris, CXXXIX, 1904, 2.º sem., páginas 714-716); los resultados obtenidos por Argand concuerdan con ella esencialmente. Em. Argand, *Sobre la tectónica del macizo de la Dent-Blanche* (Ibid., CXLII, 1906, 1.º sem., páginas 527-529); *Sobre la tectónica de la zona de Ivrea y de la zona de Strona* (Ibid., páginas 666-668); *Contribución a la historia del geosinclinal piemontés* (Ibid., páginas 809-811).

<sup>49</sup> H. Preiswerk, *Malchite und Vintlite im «Strona» und im «Sesia» Gneiss* (Festschrift H. Rosenbusch gewidmet. In-8.º, Stuttgart, 1906, páginas 322-334). Novarese (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXXVII, 1906, parte uffic., pág. 30) señala un caso en el cual el gneis del Strona tiene estructura cataclástica, en tanto que las pizarras de sillimanita pertenecientes a kinzigita no lo son. H. Fischer dió el nombre de *Kinzigita* al gneis granatífero del valle de la Kinzig (Neues Jahrb. f. Min., 1860, páginas 796-797, y 1861, páginas 641-654, *Über den Kinzigit*). Hebenstreit muestra el contenido en grafito (Inaug. Diss., Würzburg, 1877, in-8.º, 74 páginas); Sauer introdujo el nombre de *Kinzigitgneiss* en el mapa geológico detallado del Gran Ducado de Baden (*Erläuterungen zu Blatt Oberwolfach-Schenkenzell*, 1895, pág. 18). Este gneis de grafito y de granate se formó bajo la acción de la grafitina, a expensas de un paragneis (H. Thürach, *Beziehungen der Granitit-Gänge zum Nordrachener Turmalingranit und zu dem Kinzigitgneiss*; Mittheil. Badisch. Geol. Landesanst., III, 1899, páginas 637 y siguientes).

<sup>50</sup> W. Hammer, *Die Kristallinen Alpen des Ultenhales* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LII, 1902, pág. 114).

<sup>51</sup> G. Stache, Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1876, pág. 357; Linck, *Pegmatite des oberen Veltlin* (Zeitschr. f. Naturwiss., Jená, XXXII, 1899, páginas 245-360); O. Hecker, *Petrographische Untersuchung der Gabbrogesteine der oberen Veltlin* (Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. XVII, 1902, páginas 313-354, y láminas XVIII-XXIII); Stella, Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXXVIII, 1907, Parte ufficiale, pág. 35; para estos batolithos véase sobre todo W. Salomon, *Ueber Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen Massen* (Tschermak, Mineralog.-petrogr. Mittheil., XVII, 1897, páginas 245 y siguientes).

<sup>52</sup> W. Salomon, *Die alpino-dinarische Grenze* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1905, páginas 341-343); en la hoja de Cles, coloreada geológicamente por M. Vacek y W. Hammer, es visible la localidad de Dimaro (*Geologische Specialkarte von Oesterreich. Zona 20*, Col. IV, 1903).

<sup>53</sup> La localidad más conocida es Dubino, cerca de la desembocadura del Adda; F. Rolle, Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, XXIII, 1881, páginas 18 y siguientes; G. Melzi, *Ricerche microscopiche sulle rocce del versante Valtellinese della Catena Orobica Occidentale* (Giornale de Mineralogia, II, 1891, páginas 1-34); por el mismo, *Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle de Masino* (Ibid., IV, 1893, páginas 89-134, y mapa); W. Salomon, *Neue Beobachtungen aus den Gebieten des Adamello und des St. Gothard* (Sitzungsber. k. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, 1899, I, Halbbd., páginas 27-41).

<sup>54</sup> G. Klem, *Bericht über Untersuchungen an den sogenannten «Gneissen» und den*

*metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen III, IV* (Sitzungsber. k. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, 1906, I. Halbbd., pág. 429, y 1907, I. Halbbd., páginas 251-258). No hay lugar, además, fundándose en batolitos aislados, para deducir el carácter intrusivo reciente del conjunto del neis del Tessino.

<sup>55</sup> Novarese, Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXXVIII, 1907, parte uff., pág. 29.

<sup>56</sup> Frank R. von Horn, *Petrographische Untersuchungen über die noritische Gesteine der Umgegend von Ivrea in Oberitalien* Tschermak (Becke), Mineralog. Mitteil., XVII, 1897, páginas 391-420, y lám. VIII; mapa).

<sup>57</sup> S. Franchi, Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXXII, 1901, parte uff., pág. 39.

<sup>58</sup> Los documentos más importantes son E. Artini y G. Melzi, *Sulla lherzolite di Balmuccia in Val Sesia* (Rendic. R. Accad. Lincei, serie 5.<sup>a</sup>, IV, sem. 2.<sup>o</sup>, 1895, páginas 87-92); R. W. Schaefer, *Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiete des Mastallone-Thales* Tschermak (Becke), Mineralog. Mitteil., XVII, 1898, páginas 495-517, y lám. IX; mapa); C. Porro, *Geognostische Skizze der Umgegend von Finero* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., XLVII, 1895, páginas 377-422, y láminas XV-XVI; mapa y cortes); y los ya citados trabajos de Franchi, Stella y Novarese; Schaefer compara las pizarras dioríticas a las pizarras verdes del Valais; opina que todas estas rocas, de la peridotita a la diorita, provienen de un magma común e indica la posibilidad de una falla longitudinal alpina, como Artini y Melzi. Según Novarese (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXXIV, 1905, parte uff., pág. 32), los minerales de níquel se elevan en gruesos filones. También se señalan al este de la banda yacimientos menores de peridotita.

<sup>59</sup> G. Tschermak, Mineralog. Mitteil., 1874, pág. 285; Stelzner, Berg-und Hüttenm. Zeitschr., 1877, pág. 86; Gerlach, memoria citada, pág. 134; J. H. L. Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol., I, 1893, pág. 257.

<sup>60</sup> Para los detalles de la orilla occidental, véase S. Franchi, *Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbanò e sulle formazioni adiacenti* (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXXVI, 1905, páginas 273 y siguientes).

<sup>61</sup> Franchi, Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXXV, 1904, páginas 242-247.

<sup>62</sup> V. Novarese mismo está dispuesto a atribuir una edad terciaria media a esta diorita, a causa de no haber sufrido transformaciones dinámicas; *L'origine dei giacimenti metalliferi di Brosso e Traversella in Piemonte* (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXXII, 1901, páginas 75-93); y *Die Erzlagerstätten von Brosso und Traversella in Piemonte* (Zeitschr. f. prakt. Geol., X, 1902, páginas 179-187).

<sup>63</sup> Franchi, Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXXVIII, parte uff., pág. 30. Es muy posible que la vintlita de Gaby, señalada por Preiswerk en el Val Gressoney, pertenezca a este yacimiento.

<sup>64</sup> S. Traverso, *Geologia dell'Ossola*. In-8.<sup>o</sup>, 275 páginas, 11 láminas y un mapa geológico. Génova, 1895. La banda principal se describe en la página 148.

<sup>65</sup> Mattiolo, Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXXIII, 1902, parte uff., páginas 26 y siguientes; Novarese, Ibid., XXXII, 1901, pág. 34; XXXIII, 1902, pág. 32; XXXIV, 1903, pág. 30; Franchi, Ibid., XXXIV, 1903, pág. 33; Franchi, *Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbanò* (Ibid., XXXIV, 1905, pág. 293), y en otras partes.

<sup>66</sup> E. Argand, *Sobre la tectónica del macizo de la Dent-Blanche* (C. R. Acad. Sc., CXLII, 1906, 1.<sup>o</sup> sem., páginas 527-529); y *Sobre la tectónica de la zona de Ivrea y de la zona del Strona* (Ibid., páginas 666-668).

<sup>67</sup> C. Schmidt, *Ueber die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen* (Eclogae Geol. Helv., IX, 1907, páginas 484-584, y láminas 7-14, una de ellas mapa geológico); C. Schmidt und H. Preiswerk, *Geologische Karte des Simplon-Gruppe*, 1 : 50'000, 1907 (Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXVI, Spezialkarte núm. 48). Aunque C. Schmidt separa la zona de Ivrea de las piedras verdes mesozoicas, piensa que aquella se prolonga a lo largo del Adda; la atribuye a los Dináridos, pero reconoce que

parece existir relación genética entre esta zona de Ivrea y las ofiolitas de pizarra de los Grison; en efecto, cuando se encuentra gabbro en esas pizarras, se encuentran también, de ordinario, rocas básicas en los terrenos primitivos de los alrededores (*Ueber die Geologie der Simplongebietes*, pág. 547, y nota 1). L. Milch (*Ueber den Granitgneiss vom Roc Noir, Massiv der Dent Blache, Südwestliches Wallis*; Neues Jahrb. f. Min., 1901, I, páginas 49-88) opina que esta roca, en su origen, era un granito con hornablenda eruptiva, aproximándose por algunos sitios a la diorita cuarcífera, a continuación modificada dinámicamente, y de edad probablemente carbonífera.

<sup>68</sup> H. Preiswerk, *Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes* (Beitr. zur Geol. Karte d. Schweiz, XXVI, 1. Teil., páginas XVII-42, 1907).

<sup>69</sup> M. Bertrand, *Estudios en los Alpes franceses* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XXII, 1894, pág. 160); el autor compara aquí estas rocas a las tobas de pizarras de Wengen, en los Dináridos. Preiswerk recuerda los melafiros del Tirol meridional. Lo mismo Kilian y Termier, *Materiales para el estudio de los gabbros y de su cortejo de rocas cristalinas en el Queyras y en el Briançonnais* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, I, 1901, página 39); Grenville A. J. Cole y J. W. Gregory señalan también filones de dolerita y andesita augítica en Mont-Genèvre: *The Variolitic Rocks of Mont Genevre* (Quart. Journ. Geol. Soc. Londres, XLVI, 1890, páginas 295-332, y lám. XIII).

<sup>70</sup> Véase particularmente *Sobre la necesidad de una nueva interpretación de la tectónica de los Alpes Franco-Italianos* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, VII, 1907, página 188).

<sup>71</sup> H. Rosenbusch, *Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine*, 4. Aufl. In-8.º, II, 1, Hälfte, 1907, pág. 282.

<sup>72</sup> Además de los trabajos ya mencionados de M. Bertrand, Kilian, Termier y Haug, véase en particular W. Kilian, *Nuevas observaciones geológicas en los Alpes Delfino-Provenzales* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., XI, 1899-1900, núm. 75, páginas 259-277, y una lám.), y *Nota explicativa de la hoja de Larche del Mapa geológico detallado de Francia* (Anales de la Univ. de Grenoble, XVII, 1905, páginas 1-2); W. Kilian y P. Termier, *Nuevos documentos relativos a la geología de los Alpes franceses* (Boll. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, I, 1901, páginas 385-420), y P. Termier, *Cuatro cortes a través de los Alpes Franco-Italianos* (Ibid., 4.ª serie, II, 1902, páginas 411-433, y láminas XII-XIII; cortes). Para la región italiana de las pizarras lustrosas, véase también D. Zaccagna, *Sulla geologia delle Alpi occidentali* (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XVIII, 1887, páginas 346-417, y láminas IX-XI; cortes y mapa geológico); por el mismo, *Riassunto di osservazioni sugli ultimi lavori geologici intorno alle Alpi Occidentali* (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXXII, 1901, páginas 4-74, 129-150; XXXIII, 1902, páginas 149-160; XXXIV, 1903, páginas 297-332, y lám. V). Por último consúltese S. Franchi, *Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali* (Ibid., XXXV, 1904, páginas 125-179, y láminas II-III, y cortes), y sobre todo la nota del mismo autor, *Sulla tettonica della zona del Piemonte* (Ibid., XXXVII, 1906, páginas 118-144, y lám. III; cortes).

<sup>73</sup> Estas diversas hipótesis fueron sometidas a un examen crítico por G. Rovereto, *Geomorfologia del grupo del Gran Paradiso*, Torino, 75 páginas, 24 figuras, 1907 (extr. del Boll. Club Alp. Ital., XXXVIII, 1906).

<sup>74</sup> P. Termier, *Sobre la necesidad de una nueva interpretación de la tectónica de los Alpes Franco-Italianos* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, VII, 1907, páginas 174-190, y láminas IV-V; cortes); se puede continuar este estudio en los diseños de M. Bertrand (Ibid., 3.ª serie, XXII, 1894, y láminas IV-VII).

<sup>75</sup> A. Stella, *Calcarei fossilifere e scisti cristallini dei monti del Saluzzese, nel cosiddetto Ellissoide gneisco Dora-Maira* (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXX, páginas 129-160, y lám. 1; mapa y cortes).

<sup>76</sup> En particular en esta nota, *Cuatro cortes a través de los Alpes Franco-Italianos*.

Véase también *Sobre la necesidad de una nueva interpretación de la tectónica de los Alpes Franco-Italianos*.

<sup>77</sup> Esta es la «quatrième écaille» de Termier (*Las montañas entre Briançon y Vallouise*, páginas 110-127 y 167-182; véase sobre todo páginas 127-173).

<sup>78</sup> W. Kilian, *Los fenómenos del acarreo en los Alpes Delfino-Provenzales* (Congr. Geol. Internac., Cont-Rend., IXª Sess., Viena, 1903, pág. 473).

<sup>79</sup> G. Rovereto *Carta tettonica dei Monti Liguri* (en su *Geomorfologia delle Valli Liguri*, Atti d. R. Università di Génova, XVIII, 1904, Gr. In-8.º, 226 páginas y cuatro láminas); véase también del mismo autor, *Arcaico e Paleozoico nel Savonese* (Boll. Soc. Geol. Ital., XIV, 1895, páginas 37-75, y láminas II-V; mapas y cortes; particularmente lám. II); A. Issel y S. Squinabol, *Carta geologica della Liguria*, Génova, 1891, dos hojas; e Issel y Traverso, *Nota sul litorale fra Vado e Spotorno* (Atti Soc. Ligust. Sc. Nat. e Geogr., Génova, V, 1894, páginas 302-320). G. Rovereto describió los fósiles triásicos y la sucesión de capas desde Noli hasta los alrededores de Spotorno; *Sulla Stratigrafia della Valle del Nava* (Boll. Soc. Geol. Ital., XVI, 1897, pág. 83), y A. Tornquist (Neue Jahrb. f. Min., 1900, I, pág. 176).

<sup>80</sup> F. Sacco, *I Monti di Guneo, tra il gruppo della Besimaua e quello dell'Argentera* (Atti Accad. Sc. Turín, XLII, 1906-1907, páginas 61-78, una lámina y mapa).

<sup>81</sup> D. Zaccagna, *Studio geologico sull'Carbonifero della Liguria Occidentale* (Memoria descritt. della Carta Geol. de Ital., XII, 1903, páginas 147-161, y lám. X; mapa); mapas del trazo de unión al Norte del Vallonne dell'Arma (véase la parte Sud-Oeste de la fig. 155, pág. 747) debido a Frachio y De Castro en el mismo volumen, lám. XII, y por Zaccagna, Boll. R. Comitato Geol. de Italia., XXXIV, 1903, lám. V.

<sup>82</sup> A. Issel, *Note spiccate. II. Valle di Galizano, con appunti sezione di G. Rovereto* (Atti Soc. Ligust. Sc. Nat. e Geogr., XV, 1904, páginas 3-30).

<sup>83</sup> S. Franchi, *Nota preliminare sulla formazione gneissica e sulla roccie granitiche del massiccio cristallino Ligure* (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXIV, 1893, páginas 43-69); G. Rovereto, *Arcaico e Paleozoico nel Savonese* (Boll. Soc. Geol. Ital., XIV, 1895, páginas 37-75, y láminas II-V; mapas y cortes).

<sup>84</sup> C. De Stefani, *L'Apennino fra il Colle dell'Altare e la Polcevera* (Boll. Soc. Geol. Ital., VI, 1887, páginas 222-263, y lám. VII; cortes).

<sup>85</sup> Mis excursiones por esta región datan del año 1892, y tuvieron por objeto investigar si la prolongación de los Alpes se encuentra en la depresión tirrena; Ed. Suess, *Ueber den Bau der italienischen Halbinseln* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena; Mathem.-naturwiss., CL., LXV. 1, Abth., 1873, páginas 217-221).

<sup>86</sup> L. Mazzuoli ed A. Issel, *Nota sulla zona di coincidenza delle formazioni ofiolitiche eocena e triasica della Liguria Occidentale* (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XV, 1884, páginas 2-23, y láminas I-II); mapa y cortes).

<sup>87</sup> C. F. Parona e G. Rovereto, *Diaspri permiani a radiolarie di Montenotta, Liguria Occidentale* (Atti R. Accad. Sc. Turín, XXXI, 1895-96, páginas 167-181, y lámina); estas rocas son mesozoicas y en relación con las *piedras verdes*. Para toda esta región, véase particularmente S. Franchi, *Il Trias a facies mista con calcescisti e pietre verdi nel versante padano delle Alpi Ligure* (Boll. Soc. Geol. Ital., XXV, 1906, páginas 128-132).

<sup>88</sup> G. Doelter, *Der Vulkan Monte Ferru auf Sardinien* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. CL., XXXVIII, 1877, 2 Abth., páginas 193-214, y mapa), y *Die Producte des Vulcans Monte Ferru* (Ibid., XXXIX, 1878, páginas 41-96); A. Dannenberg, *Die Deckenbasalte Sardiniens* (Centralbl. f. Min., 1902, páginas 331-342); G. Deprat, *Los volcanes del Loudgoro y del Campo de Ozieri* (C. R. Acad. Sc., CXLIV, 1907, 1.ª sem., páginas 1182-1185).

<sup>89</sup> A. Tornquist, *Ergebnisse einer Bereisung der Insel Sardinien* (Sitzungsber. K. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, 1902, páginas 808-829, en particular pág. 828), y J. Deprat, .

*Sobre las relaciones entre los terrenos terciarios y las rocas volcánicas del Anglona* (C. R. Acad. Sc., CXLIV, 1907, 1.ª sem., páginas 107-109).

<sup>90</sup> A. Tornquist, *Die Gliederung und Fossilführung des ausseralpiner Trias auf Sardinien* (Sitzungsber. K. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, 1904, páginas 1098-1117); véase también E. Philippi, *Erwiderung* (Centralblatt f. Min., 1901, páginas 551-557); Dom. Lovisato, *Appunti ad una Nota del Sig. Tornquist* (Rendic. R. Inst. Lombardo Sc., serie 2.ª, XXXIV, 1903, páginas 216-228); C. De Stefani, *Atti R. Accad. Lincei*, serie 4.ª, VII, 1891, 1.º ser., páginas 427-231; A. Tornquist, *Die Carbonische Granitbarre zwischen dem oceanischen Triasmeer und dem europäischen Triasbinnenmeer. Die Entwicklung der Trias auf Corsica* (Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. XX, 1905, páginas 466-507); K. Deninger, *Die Mesozoischen Formationen auf Sardinien* (idem, Beilage-Bd. XXII, 1907, páginas 435-473, láminas XIII-XV; mapa y cortes). También se encuentra *Trachyceras*, *Pinacoceras*, etc., en el valle bajo del Ebro (E. V. Mogsisovics, Verchndl. k.k. Geol. Reichsanst., 1881, páginas 105-107). Parece, por otra parte, que el Tetis se formó durante una parte del periodo triásico del lado del dominio actual del Atlántico. Se ignora si existe una comunicación temporal con México. Sobre las Baleares, véase más adelante capítulo XV.

<sup>91</sup> A. Fucini, *Sopra alcuni Fossili oolitici del Monte Timoleone in Sardinia* (Boll. Soc. Malacol. Ital., XX, 1897, páginas 150-160); G. Dainelli, *Fossili batoniani della Sardegna* (Boll. Soc. Geol. Ital., XXII, 1903, páginas 253-347, y láminas XI-XII); A. Tornquist, *Die Pflanzen der mitteljuraischen Sandsteins Ostsardiniens* (Neues. Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. XV, 1904, páginas 149-158, y lám. IV). Se debe recordar aquí que, en el Este, en los Cárpatos Sud-Orientales, reaparece este piso con la facies de la Normandía; Ed. Suess, *Der braune Jura in Siebenbürgen* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1867, páginas 28-31).

<sup>92</sup> Fr. Bassani, *Avanzi di Clupea (Meletta) crenatta delle marne di Ales in Sardegna* (Rendic. Accad. Sc. Nápoles, VI, 1900, páginas 156-158 y 191-194).

<sup>93</sup> St. Traverso, *Calcare fossilifero ne Gerrei (Sardegna)*. Gr. in-8.º, 21 páginas, un mapa, Turín, 1891.

<sup>94</sup> L. Pampaloni, *I terreni carboniferi di Seui e oolitici della Perdaliana in Sardegna* (Rendic. R. Accad. Lincei, serie 5.ª, IX, 1900, 1.º sem., páginas 345-349).

<sup>95</sup> Por ejemplo, la descubierta del *Productus semireticulatus* por E. Maury, a Galeria (Bull. Servicio Mapa Geol. de Francia, XVI, 1904-1905, núm. 105, pág. 185).

<sup>96</sup> G. Rovereto, *Sull'età degli scisti cristallini della Corsica* (Atti R. Accad. Sc., Turín, XLI, 1905-1906, páginas 72-86).

<sup>97</sup> Holanda, *Geología de la Córcega* (Anales de las C. Geol., IX, núm. 2, 1877, páginas 1-114, y láminas 8-12, una de éstas mapa geológico).

<sup>98</sup> Nentien, *Estudio sobre la constitución geológica de Córcega* (Memoria explicativa del Mapa Geol. de Fr.). In-4.º, 224 páginas, 31 figuras y mapa a la escala 1 : 320 000, 1897; en particular pág. 205).

<sup>99</sup> Holanda, Memoria citada, pág. 80, nota; C. de Stefani, *Cenni preliminari sui terreni cenozoici del Sardegna* (Atti R. Accad. Lincei, Rendic., serie 4.ª, VII, 1.º sem., 1891, páginas 464-467).

<sup>100</sup> E. Maury, *Hoja del Bastia* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., XIII, 1901-1902, núm. 91, páginas 666-669); para el Flysch de Saint-Florent, véase la misma colección, XV, 1903-1904, núm. 98, páginas 273-276, y 1904-1905, núm. 105, pág. 181; para la edad de estas rocas, véase XVII, 1905-1906, núm. 115, pág. 269).

<sup>101</sup> R. Ugolini, *Appunti sulla costituzione geologica dell'Isola di Gorgona* (Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Pisa, XVIII, 1902, páginas 197-213, y lám. IV; mapa).

<sup>102</sup> H. Emmons, *The Petrography of the Island of Capraja* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLIX, 1893, páginas 129-144, y mapa de la pág. 130).

- <sup>103</sup> B. Lotti, *Descrizione geologica dell'Isola d'Elba* (Mem. descritt. della Carta Geol. de Italia, II, 1886. In-8.º, XII, 254 páginas, y seis láminas).
- <sup>104</sup> C. De Stefani, *Le pieghe dell'Appennino fra Genova e Firenze. Contribuzione allo studio sull'origine delle montagne* (Cosmos, di G. Cora, XI, 1892-93, páginas 129-151, y láminas IV-VI; mapa y cortes).
- <sup>105</sup> B. Lotti, *Considerazione sintetiche sulla orografia e sulla geologia della Catena Metallifera in Toscana* (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXIII, 1892, páginas 55-71). En esta época, M. Lotti tuvo la amabilidad de enviarme un diseño manuscrito con las líneas directrices de Toscana; en la obra de T. Fischer aparece un croquis del mismo género.
- <sup>106</sup> T. Fischer, *La Penisola Italiana, Saggio di Corografia scientifica*. Edizione italiana a cura di V. Novarese, F. M. Pasanisi e F. Rodizza. In-8.º, Turin, 1902, pág. 211.
- <sup>107</sup> P. Fossen, *Sulla costituzione geologica dell'Isola di Cerboli* (Boll. R. Comitato Geol. de Ital., XVI, 1885, páginas 13-17).
- <sup>108</sup> G. Steinmann, *Alpen und Apennin* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., LIX, 1907, Monatsber., páginas 177-183).
- <sup>109</sup> F. Sacco, *La geo-tectónica de la Alta Italia Occidental* (Bull. Soc. Belga de Geol., Bruselas, IV, 1890, Mem., páginas 3-28, y lám. I; mapa; particularmente páginas 18 y siguientes); por el mismo, *Las relaciones geo-tectónicas entre los Alpes y los Apeninos* (Ibid., IX, 1895; Mem., páginas 33-49, y lám. II; cortes), y en otras partes. Véase sobre todo el mapa a la escala 1 : 100 000 adjunto a su obra, *Il Bacino terziario e quaternario del Piemonte*. In-8.º, 634 páginas, 1889-1890. G. Rovereto también reconoció la unión con los Apeninos (*Geomorfologia delle Valli Liguri*, pág. 44). Virgilio trató de explicar esos pliegues por la hipótesis del corrimiento, debido a Reyer, lo mismo que Bonbicci, el cual, en otra ocasión, creyó poder interpretar de modo análogo la estructura de todo el Apenino; F. Virgilio, *La collina de Torino in rapporto alle Alpi, all'Appennino ed alla pianura del Po*. In-8.º, páginas VIII-159, un mapa. Torino, 1895; *Argomenti in appoggio della nuova ipotesi sulla origine della Collina di Torino* (Atti R. Accad. Sc. Torino, XXX, 1894-95, páginas 589-606), y *Sulla origine della Collina de Torino* (Boll. Sc. Geol. Ital., XV, 1896, páginas 36-70). Véase también L. Bombicci-Porta, *Rivendicazione di prioritá*, etc. (Rendic. Accad. Sc. Bologna, 30 abril 1893).
- <sup>110</sup> St. Traverso, *Le roccie della Valle di Trebbia, con appendice su graniti recenti*. In-8.º, 83 páginas, Génova, 1896 (Atti Soc. Ligustica Sc. Nat. e Geogr., VII, 1896, Suplemento); Sacco admite edad cretácea, con afinidades terciarias quizá (*Las formaciones ofitíferas del Cretáceo*, Bull. Soc. Belga de Geol., XIX, 1895; Mem., páginas 247-265, y lám. VIII).
- <sup>111</sup> E. P. Vnassa de Regny, *Studio geologici sulle roccie dell'Appennino Bolognese* (Boll. Soc. Geol. de Ital., XVIII, 1899, páginas 15-32, y lám. 1).
- <sup>112</sup> B. Lotti, *Descrizione geologica dell'Isola d'Elba*, páginas 110, 119 y 179.
- <sup>113</sup> B. Gastaldi, *Studii geologici sulle Alpi Occidentali* (Mem. R. Comitato Geol. de Italia, I, 1871, pág. 32).
- <sup>114</sup> Traverso, *Le roccie della Valle di Trebbia*, pág. 65. Esta dificultad resalta claramente comparando las dos notas de V. Novarese (*Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpi Occidentali*, Boll. R. Comitato Geol. de Italia, XXVI, 1895, páginas 164-181). y De S. Franchi, *Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotidi e diabasi nelle Alpi Occidentali* (Ibid., páginas 181-204). Kalkowsky demuestra que la serpentina de Liguria pasa por dinamo-metamorfismo a nefrita; E. Kalkowsky, *Geologie des Nephrites im südlichen Ligurien* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., LVIII, 1906, páginas 307-378, y lám. XVIII).



## CAPÍTULO XIV

# LOS ALPES ORIENTALES

Límite meridional de los Alpes orientales.—Las hojas lepontinas.—Selvretta.—Alpes del Mur.—Oetz, Ortler.—Disgrazia, Bernina.—Laas.—Los Tauern.—Alpes calizos orientales. — El Flysch y el cinturón lepontino.

Los problemas que presentan los Alpes al este del Rin difieren por muchos conceptos de los del oeste. Los Alpes orientales abarcan mayor espacio, y su relación con los Cárpatos difiere de la que tienen los Alpes occidentales con los Apeninos, pues se presenta la disposición inversa que ocurre en el caso último. Los filones-capas básicos, como el de Ivrea en el sudoeste, motivan intrusiones de tonalita y granito, rocas que tanto recuerdan a las grano-dioritas de América, como para sugerir que las andesitas en el extremo oriental de la zona de tonalita (III, pág. 354, figura 17) puede también formar parte de la guirnalda intrusiva y presentar con ella análogas relaciones a las que existe en mayor escala entre las andesitas de la Cascada Range y los espolones meridionales de la grano-diorita de Columbia. Las tobas y brechas de ellas derivadas se interestratifican con el mioceno inferior, y los inmediatos manantiales calientes son tal vez desvanecida herencia de la pasada actividad <sup>1</sup>.

La antigua división de los Alpes orientales en los Alpes centrales y zona de gravuca, de caliza y arenisca (Flysch), que atrae la atención en el mapa, se refiere, al parecer, a sencillas relaciones; pero el hecho, ya mencionado, de que las hojas cobijantes del Chablais lleguen al Rhaeticon por el pliegue de Glaris, y, como pronto veremos, se inserten en el basamento de los Alpes orientales bajo el Rhaeticon, muestra que esta aparente sencillez es engañosa.

Al este los Dináridos avanzan mucho más al norte que en el oeste.

Debe tenerse en cuenta que no hay límite natural entre los Dináridos de Grecia, Albania, Dalmacia, Tirol meridional y Lombardía. Desde muy al sur se aproximan líneas directrices continuas. Los pliegues se siguen sin interrupción o se reemplazan alternativamente y forman, en correspondencia con el arco cóncavo del sur de Idria, los corrimientos que describió Kossmat y que asemejan a los que se han de discutir pronto respecto del arco cóncavo de los Apalaches <sup>2</sup>. En el valle de Vellach (Carintia) el triás alpino está levantado al norte por la influencia de los Dináridos, y al sur de Waidisch, 18 kilómetros al oeste del valle de Villach, los Dináridos, según Teller, pasan en corto intervalo más allá de los Alpes. El carbonífero superior dinárico se apoya en el triás alpino <sup>3</sup>. Allí se realiza en pequeña escala la hipótesis de Termier de que los Dináridos han arrastrado a los Alpes. Hay que admitir que éstos buzan bajo aquéllos, pero no puede demostrarse que el límite dinárico estuviera nunca situado mucho más al norte.

Más al oeste-noroeste nos hallamos en la región de las largas fracturas del Drave y del Gail (I, pág. 268). Un movimiento hacia el norte, domina en los Alpes cerca del límite hasta los montes de Lienz. Desde allí el movimiento se dirige al Sur; Geyer atribuye este efecto a disposición inversa <sup>4</sup>. Tanto han avanzado la presión y la denudación, que del triás alpino sólo quedan estrechas raíces, de las cuales llega una al Brenner, en Mauts (I, pág. 270; III, pág. 341). Esta faja también ciñe el frente de los Dináridos, y levantada hacia el sur, llega a 20 kilómetros más al sudoeste hacia Meran (I, páginas 256 y 257, figuras 30 y 31).

El propio frente, o sea la parte septentrional avanzada de los Dináridos, se presenta con la zona granítica de Brixen. Corta su ancha parte central el camino de Brenner, al norte de Franzensfeste.

El granito se encuentra entre los filadidos cuarcíferos dináricos y el neis filítico de los Alpes. Las observaciones de Sander muestran que el granito corta los terrenos dináricos, según su dirección, y los altera lateralmente y por encima, a modo de batolito. Además sigue la dirección de los terrenos alpinos y lo acompaña en esta parte una guirnalda de neis tonalítico <sup>5</sup>. En sus relaciones con las rocas circundantes, y especialmente en su acción sobre el techo, ese granito recuerda la zona de Ivrea. Luego de consolidado lo han envuelto los movimientos de la corteza, que actuando a lo largo de planos inclinados han completado la milonitización de la roca.

El límite gira luego al rumbo nordeste; corre paralelo a los Dináridos, pero no por completo a los Alpes; allí se presentan instructivas relaciones que han descrito Stache, Lepsius y Salomón, y en la parte alpina Hammer.

La dirección de los Alpes es confusa cerca del límite (aquí la línea Judicaria), y también desvía al nor-nordeste. Al mismo tiempo la inclinación a lo largo del límite es a veces muy marcada; en algunos puntos don-

de hay buenos afloramientos los Alpes se encorvan sobre los Dináridos. El neis alpino contiene intercalaciones concordantes y lenticulares de olivino en plaquitas, que deben su forma, como advierte Hammer, a la misma fuerza deformante que ha determinado la estructura del neis <sup>6</sup>.

Los Dináridos comprenden larga cuenca de sedimentos, paralela a la línea Judicaria, y que avanza, o más bien, que ha sido arrastrada hacia adelante hasta 14 kilómetros de Meran, sin sufrir grande metamorfismo dinámico. Según las investigaciones de Vacek la serie estratigráfica comprende desde el permiano al oligoceno, y más al sur abarca las capas de Schio <sup>7</sup>. Al mismo tiempo las líneas radiales del Save y del Adigio (III, página 341) atestiguan la persistencia del gran movimiento general hasta época muy reciente. Entre la Judicaria y la faja de Schio la línea del Adigio produce plegamiento submeridional que cruza la dirección normal de los Dináridos. Dentro de estas líneas se encuentra la parte septentrional del lago Garda.

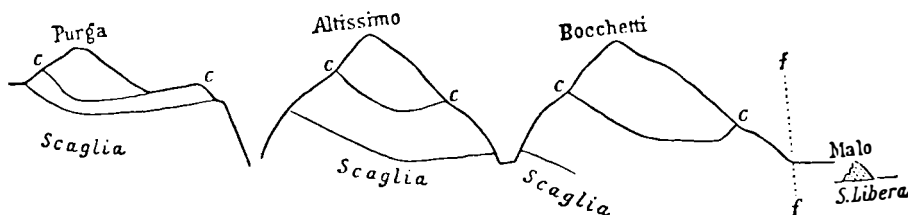


FIG. 42.—Corte de levante a poniente por la región terciaria del Vicentino.

Los pliegues en ángulo recto con la dirección dinárica. Hundimiento general hacia la fractura de Schio (f. f.); c. c., lechos carboníferos en el eoceno; cerca de S. Libera un jirón hundido de capas de Schio.

En la parte meridional de los Alpes hay amplia región intrincada de diques de porfírita, diorita, kersantita y otras rocas, que todavía no se sabe con certeza si se relacionan con las intrusiones a lo largo del límite, pero en muchos casos parece probable. Por regla general no son filones-capas, como las rocas verdes, sino diques que ascienden por grietas y acaso avanzadas de los batolitos del Adda, a los que ahora nos aproximamos <sup>8</sup>.

HOJAS LEPONTINAS.—La facies margosa, con abundantes bivalvas, que distinguió Gressly en el jurásico, corresponde a un sedimento contemporáneo en otra localidad que difiere litológicamente, por ser calizo, y paleontológicamente porque contiene distinta fauna. Con arreglo a la terminología de Mojsisovics, ambas facies son al mismo tiempo heterópicas heterotópicas <sup>9</sup>. La inesperada aparición de formaciones heterotópicas condujo por primera vez a la conclusión de que los Cárpatos habían corrido desde gran distancia sobre los Sudetes, y la misma circunstancia condujo a la interpretación de las hojas fragmentarias del Delfinado.

La heterotopia, puramente heterópica, es decir, la diferencia entre formaciones contemporáneas en puntos lejanos uno de otro, implica siempre la existencia de transiciones. Tales formaciones pueden considerarse puras cuando faltan caracteres accesorios. Aunque Mojsisovics tuvo cuidado en advertir que «mezclas casuales», por ejemplo, la ceniza volcánica, no deben considerarse indicios de heteropía, es imposible prescindir en el estudio de los Alpes de caracteres accesorios, tales como la existencia de rocas verdes. En esos casos es obvio que no podemos usar las mismas hipótesis en lo que se refiere a transiciones de enlace, de limitación y análogas.

Los terrenos estratificados de los Alpes helvéticos y orientales forman dos puras series heterópicas, claramente definidas, que no son uniformes por sí mismas, y en el triásico y liásico del Salzkammergut, por ejemplo, asoma una bien marcada heteropía secundaria. Hablando en general, deben considerarse por ahora unidades estratigráficas.

Entre estas dos series hay hojas que distinguen a trechos caracteres accesorios y que han alterado influencias dinámicas o de otra clase. En muchos casos apenas se reconocen sus fósiles, y, a veces, aun sus originales constituyentes minerales; esta parte de la serie helvética, situada al norte de los grandes movimientos y la serie alpina oriental, muy por encima de los planos de movimiento, están libres de tales alteraciones. Por ahora denominaremos grupo *lepontino* al conjunto de estas hojas intermedias, nombre destinado a desaparecer a medida que aumenten nuestros conocimientos. A este grupo se atribuye la facies piamontesa y la del Briçonnois, y podríamos conjeturar que en ella se hallan eslabones de unión transicionales entre la facies heterópica de los Alpes helvéticos y de los orientales.

En Suiza encontramos los siguientes fragmentos de hojas lepontinas sobre la helvética, según marchamos de poniente a levante: Sulens, Les Annes, las moles mayores del Chablais y de los Alpes de Friburgo; las menores de Giswyl, Stanz, los Mithen, Iberg, y, por último, la Berglittenstein, cerca de Buchs, en el valle del Rin. En la otra orilla de este río la serie continúa por el Falknis. Desde allí se extiende siguiendo el lado occidental del Rhaeticon y aun más al sur.

La investigación está lo bastante adelantada en esa comarca para permitirnos distinguir tres hojas dentro de la serie lepontina, a saber:

1. La hoja inferior, u *hoja de los pre-Alpes centrales* (Nappe des Pré-alpes médianes, de Lugeon, o Klippendecke de Steinmann), que se extiende desde el Chablais al Rhaeticon. Sus rasgos más salientes son calizas blancas titónicas con senonense rojo (capas rojas). Conforme se ve en los cortes más completos, por ejemplo, en el oeste del lago de Lucerna, comprende, según Tobler y Buntorf, yeso triásico, caliza dolomítica del Spielgerten, el rético y los varios pisos del jurásico, senonense y Flysch <sup>10</sup>.

2. *La hoja de brecha (Nappe de la Brèche)*, de Lugeon, que también abarca desde el triás hasta el senonense rojo y el Flysch. En esta hoja el liás presenta ese especial desarrollo brechoide que reaparece en las raíces entre la zona del Mont-Blanc y el abanico carbonífero <sup>11</sup>. Merecen mención las capas con *Pentacrinus tuberculatus* en la brecha liásica, a causa de sus análogos asomos en el este.

Las investigaciones de Steinmann y de sus colegas, apenas dejan lugar a dudas acerca de que en el Rhaeticon cubre a esta hoja la inmediata posterior, la de las rocas verdes. Observó esta serie Lorenz en el Falkniss <sup>12</sup>, y confirmó la observación Seidlitz, quien siguió la serie en gran distancia <sup>13</sup>. Más al sur, en la cadena de Plessur, según Hoek, desaparece gradualmente la hoja de brecha <sup>14</sup>.

3. *La hoja de las rocas verdes* (hoja ofiolítica, rética vindeliciense de Steinmann). No falta por completo en el oeste, pero en el este alcanza mucha mayor importancia. Steinmann le ha dedicado mucha atención. Las rocas verdes (gabro, serpentina y diabasa) se asocian con rocas de radiolarios de mar profundo del jurásico medio y superior; además, se encuentra caliza de *Aptychus*, brechas cretáceas, senonense rojo y una forma especial de Flysch. A menudo las rocas verdes forman grandes bloques cerca de las cobijaduras, o bien se convierten en pizarras verdes. Las calizas con *Aptychus* pueden considerarse indicios de mar relativamente profunda <sup>15</sup>.

Según Kilian y Lory, las hojas lepontinas se presentan a veces con largos trozos de neis y de granito arrancados del basamento <sup>16</sup>.

Parece que los hechos están de acuerdo con el criterio de que la hoja de brechas deriva del Briaçonnais, en el lado oriental de la zona del Mont-Blanc, y que, en general, la hoja que se encuentra a gran altura es la que ha avanzado más. Esto es cierto para la tercera hoja, en tanto se presentan en ella las rocas verdes piamontesas. El criterio a menudo repetido y que, en particular, sostienen Lugeon y Argand de que deben relacionarse con el límite dinárico más exterior, esto es, con la caliza que sigue la zona de Ivrea, puede compararse con la teoría, cuya exposición antes adelantamos, de que el Dent Blanche deriva de esta zona. Es posible que tal problema nunca pueda resolverse por observación directa. Aunque la unión con el sur está destruida, debe haber habido alguna entre las rocas verdes. Y puesto que los restos de las hojas forman cadena desde el lago de Ginebra al Rhaeticon, síguese que los terrenos de unión cubrieron un tiempo grande trecho de Suiza, y aun que parte de las hojas deben haber avanzado más al interior por movimientos tardíos de la gran cadena.

Así, el intervalo entre los Alpes Piamonteses y las hojas del Rhaeticon, aparece como ventana trastornada por movimientos tardíos.

Ahora penetramos en los Alpes orientales.

SELVRETTA.—El Prättigau es un verde país de montañas y colinas, que limitan por el norte los pendientes valles del Rhaeticon, y al este el borde más externo de la Selvretta, al que ya nos hemos referido (I, pág. 142, figura 15). La siguiente descripción mostrará que desde entonces se ha avanzado mucho en nuestro conocimiento e interpretación de los hechos, gracias a los trabajos de los geólogos contemporáneos.

Partiendo del valle del Ródano, cerca de Sion y Visp, esa importante directriz que marca en el oeste la zona interior del Flysch, se extiende por el paso de Nufenen, el valle de Bedretto, Airo y Scopi, y llega entre el San Gotardo y el Adula, como sinclinal abierto o raíz, a la tierra montañosa que separa el Rin exterior del alto Rin, y que se une al Prättigau por encima de Corià.

Es una amplia región compuesta de pizarras de Bündner, formación muy variada que allí se asemeja mucho al Flysch. Casi todos los fósiles que se han sacado de ella en el Prättigau corresponden al cretáceo inferior.

Conforme nos acercamos al pie del Rhaeticon o a la Selvretta, alcanzamos a la vez las hojas lepontinas. En Partnum, ángulo entrante entre las laderas que se dirigen al oeste y al sur, vemos aún a distancia las blancas paredes del Titónico que buzan bajo los terrenos cristalinos de los Alpes orientales <sup>17</sup>. Más allá, cerca de Arosa, en el lado occidental del paso de Julier, en Oberhalbstein, y luego bajo Gravesalvas, en el Silser See, y hasta más allá de Silva Plana podemos seguir partes mayores o menores de la serie lepontina o, al menos, su miembro superior, que representa una faja de serpentina, a la vez que observamos el buzamiento de las hojas bajo los Alpes orientales.

Partiendo de Partnum continuaremos nuestro camino hacia el este, al interior de la Selvretta. Las montañas ganan altura; algunas cumbres pasan de los 3.000 metros; ante nosotros se extienden campos de hielo; nos rodea la pizarra de hornablenda y el neis con rumbo casi de levante a poniente. Por fin, cuando hemos viajado de 20 a 25 kilómetros y cruzado la parte más estrecha y elevada de la Selvretta, se abre ante nosotros el valle del Alto Inn, y allí, de nuevo, en el este de la Selvretta, como cerca de Partnum, en el oeste, las hojas lepontinas afloran de debajo de los neises.

Desde Ardetz, hasta más abajo de Prutz, durante 54 kilómetros, el Inn corre por las pizarras de Bündner, a las que cubren en la parte meridional de este territorio las otras hojas lepontinas. Algunas señales de ellas llegan a Prutz. Por encima, al este, el neis de los Alpes de Oetzthal corresponde al de la Selvretta, en el oeste. Ambos rodean una gran ventana. A causa de la existencia de rocas verdes la estructura presenta notable semejanza con la ventana del Paring (A σ, pág. 18) <sup>18</sup>.

Cerca de la frontera del Tirol se presenta notable fenómeno. Las pizarras de Bündner, en el fondo de la ventana, comienzan a arquearse en

grande anticlinal, que arrastra hacia arriba las rocas verdes; un grupo montañoso, formado principalmente de las pizarras de Bündner, queda cortado por el cañón de Finstermünz, y coronado por las rocas verdes ocupa la ventana, y más arriba de su margen, en lo alto del Stammer Spitz (3.256 metros), Paulcke advirtió, sobre las rocas verdes, un jirón del triás alpino oriental.

Este anticlinal no sigue la dirección de los Alpes, sino la de la ventana, como si un tardío movimiento general de las montañas se hubiese manifestado en aquella parte de los Alpes, menos sobrecargada<sup>19</sup>. Theobald menciona dos o tres de estas sillars, que se presentan unas al lado de otras en el sur. También al norte, en el valle del Kaunser, cerca de Prutz, forman anticlinal las pizarras de Bündner.

La ventana está cerrada hacia el norte y hacia el sur. En el sur, el neis de la Selvretta cruza el Inn por el Piz Nuna y continúa por un gran plano de arrastre hasta los espolones del neis de Oetz<sup>20</sup>. Al norte, encima de Landeck, los antiguos terrenos procedentes del Arlberg se unen a los de Oetz sin perceptible línea de separación.

Hacia el norte alcanzamos la ancha zona caliza de los Alpes orientales, y luego de cruzarla vemos la zona del Flysch, prolongación de la helvética. Pero en la cuenca del Iller, cerca de Hindelang, Oberstdorf y otras localidades se manifiestan inesperadas relaciones, según el límite, entre la zona caliza y el Flysch. Adquieren tanto desarrollo las micacitas, dioritas y cuarcitas, que Gümbel no duda de la existencia en esa región de antiguas pizarras cristalinas<sup>21</sup>. También existen rocas verdes, y Lorenz ha observado el senonense rojo (*couches rouges*)<sup>22</sup>. Un mapa de Steinmann muestra la distribución de las rocas verdes, y las señala al norte en el Iller, al oeste en el Rhaetia y al sur hasta la parte más alta de la Engadine, así como a ambos lados de la ventana<sup>23</sup>.

*Lo comprendido en ese espacio cerrado, incluso Davos, Selvretta, Areberg y los Alpes calizos, flota sobre las hojas leponentinas.* Es un fragmento occidental de la hoja alpina oriental. Desde el lago de Silser, en la Engadine, hasta Oberstdorf, en Baviera, hay más de 120 kilómetros. En Oberstdorf, la hoja alpina oriental se apoya en el cinturón leponentino, bajo el cual el Flysch representa la serie helvética.

Rothpletz, que ha realizado celosos servicios en su constante dedicación a grandes concepciones, deduce que el borde septentrional de los Alpes orientales ha cambiado su posición («sich verlagert») durante el arrastre<sup>24</sup>.

En el Chablais, los Alpes de Friburgo y la región de las hojas leponentinas ya descritas, sólo vemos series sedimentarias de poco espesor y la mayoría con trozos del antiguo basamento cristalino; pero en el caso presente el plano de arrastre alcanza mayor profundidad, y montañas neísicas y granito se han movido hacia el norte, donde, sin embargo, el neis falta.

en el basamento, sin duda, a causa de que el plano de arrastre ascendía oblicuamente.

LOS ALPES DEL MUR.—La ventana del Inn es una de las grandes soluciones de continuidad que cortan la gran hoja de los Alpes orientales. Los Tauern aparecen como segunda ventana mayor. Aún en la infancia de la investigación sistemática, hace más de cincuenta años, y mucho antes de que se abandonase la idea de la estructura simétrica de los Alpes, se había advertido que la llamada cordillera central, comprendía dos partes distintas: los altos Tauern, compuestos de una mole central de neis, con un manto de pizarra, y como contraste, amplia región, especialmente en Stiria, desprovista de neis central y sin manifiesta estructura concéntrica de alguna extensión.

Sin embargo, los terrenos de los Tauern se repiten hacia el este, y todavía con mayor claridad en el Semmering, y al sudoeste de aquéllos tenemos que decidir, no sólo acerca de la edad de la cadena marmórea de Laas, sino también acerca de una posible *subdivisión* de la gran hoja alpina oriental, que se supone dividida oblicuamente en toda su longitud, de suroeste a nordeste, hasta el Adda, *en dos mitades* más o menos definidas.

Será más fácil formar concepto general de los detalles enumerados si nos fijamos en el hecho siguiente. Las partes hasta ahora mencionadas: la Selvretta, Arlberg, Alpes calizos y Oetz, pertenecen a la mitad septentrional, más ancha al oeste. La meridional alcanza su máxima anchura en el oeste, nos acercaremos a ella desde la llanura húngara.

A gran distancia de las montañas surgen de la llanura islotes de formaciones antiguas que comienzan al sur, a levante de Gleichenberg, y continúan al nor-nordeste hasta el Gunser Berg, y luego al norte hasta la costa occidental del Neusiedler See <sup>25</sup>. Los acompañan rocas eruptivas modernas y una cadena de manantiales carbonatados, que también se extienden hasta la orilla occidental del lago.

Forma estos islotes la micacita, con algo de neis. Larga faja de filaditos, a veces grafiticos, micacita caliza, pizarras cloríticas y serpentinas arrumbadas al norte, penetran por los Alpes, cerca de Bernstein, y pueden seguirse hasta la cordillera de Rosalien. K. Hofmann ha hallado fósiles cerca de Khofidis (al oeste de Steinamanger) que Toula reconoció como devonianos <sup>26</sup>.

El perfil de las montañas no corresponde a la dirección, sino que está producido por unos a modo de hundimientos (I, 141, 313 y 350).

Volvamos a las montañas que se presentan cerca de Gratz.

Nos hallamos rodeados de montes de mediana altura, cubiertos de arbolado, a los que separan anchos y poblados valles de ligera inclinación. Diríase que se trata de una región varisca. Análogas montañas se extienden mucho hacia el oeste y forman la región fluvial de Mur, razón por la cual se las ha denominado *Alpes del Mur*.



Hoernes, Penecke y Heritsch han demostrado que cerca de Gratz existe siluriano de carácter muy homogéneo y encima el devoniano, con rico y casi continuo desarrollo, que ascienden hasta incluir la caliza de Clymenia. Esta serie yace discordante sobre rocas más antiguas. Se han extraído crinoides del tramo inferior. (Grenzphyllit). La serie se dispone en anchos pliegues, con dirección nordeste, y la cortan fallas <sup>27</sup>. Es tan grande la semejanza de este devoniano con el que existe fuera de los Alpes, que Stur dedujo de ella la existencia de alguna relación con el devoniano de los Sudetes <sup>28</sup>.

Además, en el Kainach, al oeste de Gratz, hay una transgresión de cretáceo superior con la facies meridional (Gosau), y sus capas, como las que preceden, se doblan en ligeros pliegues con rumbo nordeste.

Más al oeste, según ganan altura las montañas, asoman la micacita y el neis; los pliegues se estrechan y son más frecuentes las rocas sericíticas y las calizas marmóreas, pero todavía nos encontramos en la misma rama tectónica de los Alpes. Al oeste se conocen rocas características de las cercanías de Gratz, tales como la pizarra verde de Semriach (siluriano, inferior al horizonte de *Pentamerus pelagicus*, Barr). Touloua tuvo la suerte de hallar señales de devoniano medio aun reconocible en la Grebenze (entre Murau y Neumarkt, valle del Mur superior). De las obras de Geyer inferimos que iguales depósitos se presentan al norte hasta Ober-Wölz, al oeste, algo más allá de Murau, y al sur hasta cerca de Friesach <sup>29</sup>. Esto indica prolongación del devoniano unos 100 kilómetros al oeste de Gratz.

En el Stangalp, al suroeste de los montes devonianos que acabamos de citar, se presenta de distinto modo la serie paleozoica, lo que indica la existencia de otro elemento tectónico. Micacitas, algo de neis, y luego calizas de edad desconocida, quedan cubiertos por antracita con la flora del carbonífero medio y del superior <sup>30</sup>.

Dirijámonos ahora hacia el sur.

El fenómeno que primero atrae nuestra atención es la existencia de capas marinas fosilíferas del segundo piso mediterráneo en el valle de Lavant, que ocupan hasta el lado occidental del Koralp, de modo que ese amplio valle debe ser muy antiguo <sup>31</sup>.

Al oeste de ese paraje, y al norte de Völkermarkt y Klagenfurt, llegamos a jirones de triás alpino del norte, caído entre antiguas formaciones; partes de la larga faja triásica del Drave <sup>32</sup>. En el triás se apoyan las capas de Gosau, y sobre éstas de nuevo el eoceno, encajado entre rocas más antiguas hacia el norte, y que se compone de marga abigarrada, carbón con *Ostrea Roncana*, *Natica Vulcani*, etc., que Oppenheim relacionó con las capas de Ai Pulli, cerca de Valdagno, y, por último, capas numulíticas. Toda la serie bien plegada.

Estas distintas capas fosilíferas transgresivas hacen improbable que ningún otro gran fragmento montañoso, tal como los Dináridos, haya corrido

sobre la parte central de los Alpes de Mur, que allí tienen más de 100 kilómetros de anchura. Muestran que también pertenece a los Alpes del Mur la larga zona del triás alpino septentrional, que sigue el límite dinárico al norte en el valle del Gurk, a 47 kilómetros de este límite. En el valle del Gail aflora larga cúpula de micacita y de neis entre el triás y los Dináridos, y asimismo pertenece a los Alpes del Mur. Pero las altas montañas que se alzan al norte del triás y del valle del Gail, tales como las Kreuzeck, al sur de los Tauern, se reconocieron hace muchos años como diferentes de los terrenos de los Tauern; son prolongación occidental de los Alpes del Mur. Los hundimientos del triás, cerca de Lienz, repiten en mayor escala los del Gurk.

Por tanto, esa parte meridional de la hoja de los Alpes orientales abarca: las montañas devonianas de Gratz, desde la cordillera de Bacher hasta el Semmering; los Alpes del Mur, Kreuzeck, el triás de orillas del Drave hasta más allá de Lienz y la estrecha cadena de terrenos antiguos entre el triás y los Dináridos. Puede suponerse que las capas paleozoicas de los Alpes del Mur se relacionan directamente con aquellas a las que se superponen los Alpes calizos, y que los jirones de triás del sur con su facies septentrional continúan por el norte de los últimos. *Pero no ocurre así.*

Recomencemos nuestro examen por la parte oriental.

En el Semmering aparecen ya inesperadas relaciones. En la zona que cruza el ferrocarril hay buzamiento general al norte. Si nos acercamos desde el sur encontramos: primero, terrenos cristalinos y luego, una zona triásica con desarrollo distinto de la de los inmediatos Alpes calizos septentrionales. El triás buza al norte bajo zona de pizarras grafitíferas y cuarcita en la que Toula descubrió flora carbonífera y que, a su vez, buzan bajo otra zona de pizarra de edad indeterminada, la cual, por último, constituye el basamento del triás de los Alpes calizos septentrionales. Por tanto, existen dos zonas triásicas: el triás del Semmering y el típico triás alpino oriental de los Alpes calizos, separados uno de otro por carbonífero limnico y pizarras variadas, puesto que las capas buzan al norte; el triás exótico se inclina bajo el normal de los Alpes calizos. En el primero las investigaciones de Toula nos permiten distinguir: cuarcita y pizarra sericiticas con yeso; caliza de Gyroporella, potente y de color claro; la facies suave del piso rético, y caliza oscura con abundantes pentacrinus<sup>33</sup>.

El triás exótico desaparece al oeste, mientras que persiste el carbonífero limnico, que, según Stur, contiene la flora de Schatzlar.

También ha demostrado Stur, y aun con mayor detalle Vacek, que una faja de pizarras grafiticas, análoga a la que acabamos de mencionar y que a veces contiene semejantes restos de plantas, parte del Semmering y se extiende al suroeste hasta San Miguel, cerca de Leoben, y luego al noroeste por los valles del Liesing y del Palten, hasta Irdning, orillas del Enns, o sea durante 150 kilómetros<sup>34</sup>. Al sur contiene el basamento neis y piza-

rras antiguas. Las capas donde se han observado con detalle buzan al nordeste y al noroeste, bajo la zona más antigua de terrenos que sigue por el norte <sup>55</sup>; pero a Heritsch se debe el mérito de haber afirmado que en el Sunk (alta Styria) se apoya en esta zona gráfitica el carbonífero inferior con *Productus giganteus* <sup>56</sup>. *La serie alpina oriental (siluriano, devoniano, carbonífero inferior y triás) se apoya en el carbonífero límnico medio o en el superior.* Este es un paso importante para el análisis de los Alpes orientales.

La serie paleozoica inferior aflora hasta el Tirol oriental en el pie sur de los Alpes calizos del norte, cuyo basamento forma y sobre el que aquellos yacen discordantes, mientras que están en íntima relación con el Verrucano o pizarras de Werfen. Falta en el corte del Semmering y en el Tirol occidental. Pero desde el Rin a Gloggnitz (480 kilómetros) no se han observado bajo el triás señales de grafito o de carbonífero límnico.

Este último se distingue en todas partes de la serie típica de los Alpes orientales. En el Semmering descansa en el triás exótico (o al menos al norte de él); con él se asocia de nuevo en el Brenner. En la larga faja de la alta Styria no presenta capas mesozoicas. En el sur, bajo el triás de la cadena del Drave, no se han visto formaciones paleozoicas, tan desarrolladas en las inmediatas montañas cárnicas (Dináridos).

De este modo se distinguen dos conjuntos: I, el basamento cristalino, siluriano marino-devoniano-carbonífero inferior, y el conjunto del triás alpino oriental, y II, el basamento cristalino y el carbonífero límnico del piso de Schatzlar (según otra clasificación, la flora de Ottweil).

La distribución de I y II es muy notable. El I ocupa el norte (norte de los Alpes calizos, y su cinturón paleozoico inferior meridional = mitad norte de la hoja alpina oriental). Al sur de éste sigue II (Semmering, faja de grafito de la alta Styria, Turrach y el Brenner). Al sur de nuevo representantes de I (siluriano y devoniano de Gratz hasta Grebenze), luego el triás alpino septentrional de la cordillera del Drave desde el Bacher hasta el Brenner (= mitad meridional de la hoja alpino-oriental).

OETZ-ORTLER.—En el Enns, por encima de Irdning, existe el cinturón de paleozoico inferior, aunque poco desarrollado; después, *por encima* de Schlading, estrecha faja de caliza triásica con dirección divergente al este-nordeste, que procede de los Alpes calizos y parece hundida entre pizarras antiguas. Cruza casi toda la zona pizarreña y Mojsisovics le llama faja de Mandling.

Sobre esta faja de triás descubrió Gumbel arenisca cuarzosa con numulitos. El Enns corta a esta faja. Al sur de Radstatt, comienza arcilla con pegas y delgadas venas de carbón, que buza hacia el noroeste bajo las altas montañas; un resto de estas capas carboníferas, que continúa en la dirección al este-nordeste, ha quedado preservado 900 metros más arriba, en el Stoder Alpe (1.700 metros), contrafuerte de la inmediata cordillera

de Dachstein. Parece que el borde meridional de la zona caliza, en todas partes tan continuo, queda aquí cortado por una dislocación oblicua <sup>37</sup>.

Estos afloramientos terciarios están casi aislados. El eoceno del borde norte de los Alpes dista de 55 a 60 kilómetros, y el del valle del Gurk casi 100; en ninguna parte, fuera del Gurk, se presentan con capas carboníferas, y allí, como en el Enns, se apoyan en trias no exótico, sino oriental.

Junto al pie meridional del Steinerne Meer (trias) contienen las pizarras fósiles del siluriano superior; luego calizas potentes y dolomías, en las cuales, cerca de Kitzbühel, halló Ohnesorge siluriano superior y fósiles devonianos. Tenemos aquí la prolongación de la faja siluriana y devoniana del norte de Styria, que se estrecha cada vez más; sus capas se levantan, y, por último, desaparece cerca de Schwaz, en el Inn, 24 kilómetros por debajo de Innsbruck <sup>38</sup>.

Ciñen a esta faja por el sur filadíos antiguos, en los que aquella se apoya directamente, y por los que corre en el Brennerstrasse una hoja de micacita néisica de 14 kilómetros, prolongación oriental de la antigua cordillera de Stubai. De este modo los terrenos antiguos de los Alpes de Mur, al este de los Tauern, se relacionan al sur de Innsbruck con los de Stubai al oeste.

De manera que la ancha y antigua mole de Stubai y de Oetz es anterior al siluriano. Ciñe la parte occidental de los Tauern, y lo mismo que se relaciona al sur de Innsbruck con los Alpes de Mur, en el este, así al aur de Landeck se une con la Selvretta en el oeste, y forma el marco de la ventana del Inn.

De igual modo que en el norte cubre la zona caliza a los antiguos terrenos de Oetz, así en el sur los cubre la cadena de Braulio, extenso fragmento de la caliza mesozoica alpina oriental, cuyo extremo meridional forma el Ortler (3.902 metros). Esta cordillera se prolonga por el borde sureste de la ventana del Inn, y la cruzan trastornos que revelan en muchos puntos el basamento de filadíos bajo el trias. Schlagintweit ha seguido un jirón de trias superior y de lias inclinado hacia el norte, con rumbo este-suroeste, desde las fuentes del Adda hasta las moles calizas del Ortler <sup>39</sup>.

Theobald ha descrito en territorio suizo filadío yacente sobre el trias en varios parajes cercanos al Ortler, y Termier asegura que el Ortler se compone de varias hojas que producen pliegues cobijados y que avanzan unas sobre otras hacia el norte <sup>40</sup>. En Monte Scorluzzo (3.094 metros) sobre el que describe un arco la Stilfser Joch Strasse ha encontrado Frech caliza triásica en una ventana bajo los filadíos. Más al norte se repiten las intercalaciones de caliza en las pizarras antiguas <sup>41</sup>. En los potentes muros de caliza del Ortler no se hallan filadíos. El viajero que sigue el camino alto mira con asombro sus plegamientos. Fresch notó que las

capas se repetían cinco veces en el Königswand (3.875 metros) y siete u ocho en la Trafoier Eiswand.

Al este, bajo el Königsspitze, admitió Hammer que el triás, así como los filadíos que se le unen en el sur, están muy levantados, y consideró falla el borde meridional <sup>42</sup>.

Es posible que tengamos que interpretar la mole del Ortler como sinclinal abierto hacia el norte, y que complican pliegues secundarios y planos de corrimiento.

Podemos considerar los elementos orográficos mencionados, desde los filadíos de Radstatt hasta el siluriano y devoniano de Kitzbühel, y desde los filadíos del sur de Innsbruck, que se extienden hasta Stubai y el Ortler, miembros de la mitad norte de la hoja alpina oriental. Como antes dijimos, esta clasificación es también aplicable a la formación del Oetz.

DISGRAZIA Y BERNINA. – El límite occidental del desarrollo alpino oriental, es manifiesto en el Rhaeticon y en el borde oeste de la Selvetta. Señala su existencia el cinturón de hojas leπόνquinas que buza bajo el neis alpino oriental, y especialmente una faja de rocas verdes que se ensancha conforme avanza hacia el sur por Oberhalbstein.

Junto al límite se alzan los montes calizos de Splügen, que Diener interpreta cual representantes más occidentales del desarrollo alpino oriental. Piz Curvér, la montaña caliza oriental, es la última de una cadena (Weissberg y otras) que se arrumba al este-sureste, y en la que las dolomías, señales de rético, belemnites en caliza roja y otros indicios, recuerdan los Alpes orientales. Pero hacia el oeste, o sea hacia Avers, presentan bancos abruptos que se inclinan hacia el este, se unen con las rocas verdes de Oberhalbstein y buzan juntamente con éstas bajo la hoja alpina oriental (Piz d'Err, Cima da Flix y otros picos). Respecto del Weissberg, escribe Theobald que «la caliza se hace mármol hacia el este, mientras que hacia el oeste no se produce alteración en la misma montaña y en las mismas capas» <sup>43</sup>. Más allá, hacia el paso de Septimer, hallamos en realidad sólo hojas y fajas de mármol blanco entre las rocas verdes.

Como hemos visto, las cadenas neísicas del Tessino, se disponen de tal modo, que cada una de ellas buza bajo la siguiente hacia el este, de la que la separa una intercalación mesozoica. Suretta-Stella es la más oriental y la cubre hacia levante la faja sedimentaria de Avers al paso de Septimer. Pero se hunde de nuevo hacia levante, bajo la hoja alpina oriental que entonces ocupa posición análoga a la de las cordilleras neísicas del Tessino.

Por tanto, el Weissberg no puede ser parte de la hoja típica alpina oriental (Braulio); buza con las rocas verdes bajo esta hoja, y es en realidad leπόνquina. Tal vez sus sedimentos deban relacionarse con el Briançonnais, que por tantos conceptos recuerda los Alpes orientales.

Al otro lado del paso de Septimer los límites se hacen más irregulares. Las rocas verdes y la zona sedimentaria se dirigen manifiestamente al sur, al Piz Tremoggia, cubriendo a los neises y granitos del Bernina, en el Val di Fex, y separándolos de los antiguos terrenos al oeste. Diener ha descrito con detalle este cinturón. Hacia el sur, en el Val Malenco, se extienden mucho las rocas verdes. La propia cumbre del Monte della Disgrazia (3.676 metros) se compone, según Melzi, no de granito, sino de serpentina <sup>44</sup>; y aunque esas Pietre Verdi recuerdan de modo tan notorio los Alpes Piamonteses, al mismo tiempo el neis de la Disgrazia presenta especial analogía con el del Gran Paradiso <sup>45</sup>.

El cinturón del Val di Fex no es el único; las rocas verdes avanzan especialmente hacia el Val Bregaglia, donde, en la ladera meridional del Marcio, se presentan con yeso, indicación cierta de triás. Sin embargo, ahora volveremos a levante.

A partir de Pontresina, observamos en el lado oriental del Bernina triásico y liásico que forman una serie de sinclinales cuneiformes. Uno de ellos sigue el lado meridional del Piz Languard; otro, el Piz Alv, corre en arco algo rizado hacia el norte del paso, a través del camino; un tercero, con rumbo meridiano, está al este de Poschiavo. Entre ellos hay fragmentos menores, principalmente de yeso. Allí tenemos los restos desnudados de un sistema de pliegues. En el Piz Alv distinguió Diener cuarcita, triás inferior (?), dolomía, bancos réticos y liás <sup>46</sup>. En otros sitios aparece el pórfido bajo la cuarcita. Algunas capas muestran indicios de marmorización. No se conocen rocas verdes en esta serie.

En 1884 advirtió Diener estrecha semejanza entre las capas oscuras con pentacrimus y las de Semmering. Todavía es dudoso si ha de atribuirse este grupo a los Montes Splügen y al Briançonnais o si pertenecen ya a la propia cubierta alpina oriental.

Al sur de Poschiavo hay un cambio. Afloran la serpentina y varias fajas triásicas; según Brockmann, las últimas son cinco. La dirección hasta aquí meridiana, se trueca en noroeste y aún en oeste; el buzamiento al noreste, o sea bajo el Bernina. En el sur una faja se dirige hacia el oeste, por el Piz Canciano a la Disgrazia <sup>47</sup>; otra más al norte marcha al noroeste y, según antiguas observaciones, rocas verdes se dirigen de este paraje, por debajo de los glaciares meridionales del Bernina, hacia el Piz Tremoggia. De manera que el lago de Silva Plana, Val Fex, Piz Tremoggia y Poschiavo, deben formar el límite suroeste, entre la hoja alpina oriental y la región de las rocas verdes. Queda en pie el problema de a qué serie pertenece el Piz Alv.

Al sur de esta línea, hasta el límite dinámico, o sea por debajo del Adda, hallamos rumbo de levante a poniente; en Sondrio todavía hay rocas verdes. Ese fragmento meridional es prolongación de la Disgrazia.

Partiendo del Piz Languard hallamos buzamiento dominante al noreste.

te y al norte por el Bernina, y también al sur, en la prolongación de la Disgrazia, antes mencionada. No se puede determinar con certeza si persiste o no hasta el límite dinárico.

En la otra orilla del Adigio hay análogas fajas de mármol en lo alto de los montes Texel, pero en el río predomina el neis. Stache sostuvo que existía una falla, pero nos faltan nuevas observaciones acerca de este punto. Sin embargo, al este revelan la conexión las investigaciones de Hammer. El neis que, como hemos indicado, cruza el Adigio en su recodo y se dirige al Passeier, llega a la Brennerstrasse; en su borde septentrional asientan las ruinas de Sprechenstein. Al este de Brennerstrasse aumenta de continuo su anchura. Becke y Löwl los señalan allí como antiguas micacitas y neis pizarreño.

Esta zona de terrenos antiguos sigue al cinturón de tonalita y el límite dinárico; en el norte, partiendo del Plattenspitze, al nordeste de Meran, se presenta con el pliegue de caliza triásica que cruza la Brennerstrasse, cerca de Maulls, y que antes hemos citado como prolongación occidental del triásico de Lienz, del Drave y del Gurk. Puede seguirse con certeza desde los montes Bacher hasta el Plattenspitze, o sea durante 335 kilómetros (III, pág. 341).

Vemos, pues, que los antiguos terrenos que proceden del Kreuzeck, continúan al suroeste por el Brenner (Sprechenstein), Passeier, el arco del Adigio, Ulten y Hasenohr, siguiendo siempre el límite de los Dináridos; y, además, que es el triás de la cordillera del Drave el que llega cerca de Meran como faja larga y cuneiforme. Estos elementos pertenecen a la mitad meridional de los Alpes orientales. Entre ellos y la mitad septentrional (Ortler, Oetz y otras cumbres) se extiende el mármol de Laas.

En el Kreuzeck alcanzamos de nuevo los Alpes de Mur. Las capas buzanan al sur y tienen gran espesor al este de aquel punto.

En el lago de Millstatt la micacita granatífera y el neis se encorvan hacia el norte y buzanan al este <sup>48</sup>. Aún no se ha determinado su relación con el carbonífero límnic del Königsstuhl, y hacia el nordeste, o sea hacia la mole neísica de Schladming, la estructura se hace muy complicada y todavía no se ha explicado <sup>49</sup>. Una zona triásica y jurásica bordea el nordeste de los Tauern. Desde Tweng en adelante hasta debajo del Seekar-Spitz (Radstädter, Tauern), en 11 kilómetros, podemos seguir paso a paso el buzamiento oriental del triás bajo los terrenos más antiguos; la propia cumbre del Seekar-Spitz se compone de neis, que se apoya en el triás <sup>50</sup>.

Allí es complicadísimo su modo de yacimiento. En el norte, hacia Radstadt, observó Uhlig una hoja de cobijadura de cuarcita sericitica perteneciente al permiano o al triás inferior; la caliza triásica y jurásica asoma debajo en algunos sitios, en ventana, mientras que en otros lados se halla encima. Estos asomos continúan al sur de Radstadt hasta tres kilómetros del basamento normal de la cordillera de Mandling (alpino oriental

con jirones de eoceno), y así como hacia el este buzan bajo terrenos antiguos, hacia el norte buzan bajo el triásico de los Alpes orientales <sup>51</sup>.

Nuestro examen demuestra que limita los Tauern al oeste (Stubai) y norte (Pinzgau, Radstadt), la mitad norte de los Alpes orientales, y al sur (Sprechenstein, Kreuzeck) y al este (Alpes de Mur) la parte meridional, y que buzan bajo la cenefa en aquellos sitios donde ya se ha descrito la situación de las capas (Kreuzeck al sur, Tweng en el nordeste, Radstadt, en el norte).

LAAS.—Con los datos de que dispongo no puedo determinar entre Poschiavo y Sondalo el límite de los Alpes orientales. Al sur de Bornio, en el Adda, que corre de norte a sur, por encima de Sondalo, se encuentra el batolito de Ceppina (Serra di Morignone), a la cual ya nos hemos referido. Al mismo tiempo asoman en la pizarra espesas intercalaciones de mármol. Ha desaparecido el buzamiento al nordeste y prevalece la dirección este-nordeste, y luego con buzamiento al sur y al sureste. Stache y Hammer nos han familiarizado con esa cordillera hasta el recodo del Adigio, cerca de Meran (Marlinger Joch) <sup>52</sup>.

Hacia los Dináridos existen en el neis inclusiones de olivino en plaquitas, neis y filadio antiguo forman una serie de sillars y cuencas, hacia el nordeste más hacinadas y en correspondencia con la compresión de las zonas interiores de los Alpes, que comienza en la cabeza de los Dináridos. Estos terrenos antiguos, y especialmente los neises pegmatíticos cruzan el río Adigio, cerca de un recodo, en el Passeier.

Siguiendo al noroeste, transversalmente a la dirección, advertiremos que predominan los filadios cuarcíferos, que forman amplio sinclinal en las alturas (Hasenohr, 3.257 metros), y luego al oeste, conservando gran anchura, buzan al sur. Es la rama superior de un sinclinal caído al norte (o al nor-noroeste), y bajo el cual afloran las capas de Laas de Hammer, que se componen de micacitas y micacitas con estaurótida en intercalaciones de mármol de Laas, el cual no llega al Ortler, hacia el oeste; pero la micacita con estaurótida se extiende en jirones aislados hasta cerca de Suldén. De análogo modo las intercalaciones de mármol en filadios, al sur de Bormio, y el mármol de Monte Sobretto, no se relacionan directamente con el yacimiento de Laas, aunque deben ser de igual edad.

En el mármol de la faja de Laas se han descubierto tallos de crinoides, lo que demuestra que dicha roca es sedimento normal metamorfozado y que en la marmorización de la caliza jurásica y cretácea no han intervenido agentes distintos de los que intervienen en la marmorización de una caliza siluriana. Se presentan dos clases de inyecciones: una pegmática, por lo general en diques ascendentes muy levantados, y la otra básica en filones-capas. Los últimos forman fajas de anfíbolita consolidadas con el mármol, que opina Weinschenk debe proceder de roca estilo gabbro <sup>53</sup>.

Hammer ha observado cuarcita, a trechos, en la zona de transición, en-



tre el mármol y la pizarra. Debemos, pues, considerar el mármol de Laas, en su origen, caliza de crinoides asociada con cuarcita e inyecciones estratificadas de una roca análoga al gabro.

Stache considera el mármol muy moderno; Hammer lo cree precambriano; Termier (1905), mesozoico. En Suiza ha ocurrido en los últimos veinte años un cambio completo de opinión acerca de las abundantes fajas marmóreas de los Alpes, que, con buenas razones, se consideran mesozoicas casi sin excepción <sup>54</sup>. Aquí contamos, además, con el hecho de que Mojsisovics ha descubierto una capa de yeso en filadio antiguo (cierto que en paraje aislado) bajo la ladera septentrional de Marteller Vertainen, fuera y al este de la región del Ortler. Hammer ha confirmado esta observación y ha hallado, no lejos del mismo paraje, una masa lenticular de serpentina intercalada concordante en filadio cuarcífero. Se presenta en el Pederspitz interior. La descripción que ha dado Hammer del yeso apenas deja duda de que en este caso el triás esté amasado con la filita cuarcífera <sup>55</sup>.

De modo que las observaciones tienden a mostrar que la faja de mármol de Laas es representante marmorizado del triás lepontino, visible bajo el segmento alpino oriental (Ortler), juntamente con sus rocas verdes, que allí toman forma de anfibolita.

Según Hammer, el arrecife marmóreo de Laas (Jenewand) es sinclinal abierto hacia el norte y en parte invertido, sobre el cual y junto con él yace un anticlinal plegado en igual dirección.

El extremo este-nordeste de las capas de mármol de Laas llega al Adigio. Al oeste de ellas comienza estrecha zona de neis filítico.

Los *Tauern* constituyen una cordillera bien definida que da al paisaje carácter muy marcado por la altura de sus picos y la extensión de sus campos de nieve. Describen un arco algo convexo hacia el norte que abarca 165 kilómetros, desde Lieser, al este de la cadena del Tribulaun, hasta algo al oeste de la Brennertrasse. Su anchura en el este es de 45 kilómetros, pero disminuye hacia el oeste y apenas llega a la mitad en la Brennertrasse, donde avanzan los Dináridos.

F. Von Hauer, Stache, Peters, Stur y otros muchos observadores han reconocido, de modo más o menos terminante, la independencia de los Tauern. Distinguen el neis central en el centro de la cordillera y un manto de pizarras que cae hacia los lados. De manera que este grupo de montañas entra en el tipo de eje de levantamiento; su estructura, así como la de las montañas de pizarras antiguas y de neises que de ellas descienden hacia el norte y al sur, y la de los Dináridos que buzan al sur, han dado el argumento principal en apoyo de la supuesta estructura simétrica de los Alpes.

Las importantes pero aún incompletas investigaciones de Becke, muestran que el llamado neis central es roca intrusiva con variados caracteres,

casi intermedia entre la tonalita y el granito más antiguo de otras partes de los Alpes. Se han descrito sus variedades a veces como granito, otras como neis tonalítico y aun como tonalita.

Existen cinco núcleos de este neis; los que alcanzan más extensión son los occidentales (Gross-Venediger, 3.660 metros) y los orientales (Hochalm-Spitz, 3.350 metros). El manto de pizarra se abre paso entre los núcleos y forma, como ya sostenía Stur, el Gross Glockner (3.798 metros) la cumbre más alta de los Tauern <sup>56</sup>.

Fuera del manto pizarreño, rodea a los Tauern un cinturón triásico, liásico y de oolitas, el cual aunque interrumpido a trechos, los separa de los Alpes orientales. En conjunto se angosta hacia el oeste como en la cordillera de Tribulaun (El gran Tribulaun 3.102 metros), pero hacia el noreste ensancha, cual ocurre en los Radstädter Tauern (Weisseck, 2.709 metros) y alcanza importancia orográfica.

Según hemos dicho, los Tauern se consideraron un tiempo tipo de eje de levantamiento; pero precisamente estas montañas, en particular su parte occidental y la comarca del suroeste hasta el Adda, han inspirado las obras de Termier con sus grandes generalizaciones tendentes a probar que aquella parte de los Alpes se compone de varias hojas sucesivas superpuestas <sup>57</sup>.

Al frente de este problema destaca un hecho decisivo: *el triás del marco de los Tauern no es el de la zona caliza inmediata de los Alpes orientales*; es el triás del Semmering. Hace tiempo que Toulou indicó esto en el caso de los Radstädter Tauern, y Uhlig vió su equivalente en la zona del Briançonnais <sup>58</sup>. Termier se asombró de la semejanza del triás de Semmering con el de la Vanoise <sup>59</sup>; en los Tauern aumenta su relación con el tipo occidental la existencia de serpentina en el triás, que, de acuerdo con su posición, debe colocarse en el grupo lepontino de hojas superiores a las helvéticas e inferiores a las alpinas orientales.

*Los Tauern son mole que emerge con marco lepontino, bajo de los Alpes orientales.*

El bosquejo de la figura 38 muestra un pequeño anticlinal de Flysch entre los dos territorios sobre los que gravitan las hojas de Annes y Sulens. Ejemplo en escala mucho mayor es el anticlinal de las pizarras de Bündner, que se alzan de la ventana del Inn y levantan las rocas verdes y un fragmento de la hoja alpina oriental, a más de 3.000 metros sobre el mar. En el caso presente también podemos afirmar que la Selvretta en el oeste y el Oetz en el este, limitaron con su peso el plegamiento, el cual sólo pudo verificarse en la ventana, y allí sólo con rumbo nor-nordeste.

La ventana de los Tauern es demasiado grande para producida por erosión, pero existe un marco o cenefa, y tan pronto como llega a ella la guirnalda mesozoica, ésta se trueca en antepaís y al mismo tiempo en *antepaís sobrenadante*.

Al oeste tenemos el neis del Oetz y el Stubai. Según los datos de Teller una faja de afloramientos aislados de mármol llega de las altas montañas de Gurgl, muy al suroeste, continúa junto al borde meridional del neis de Oetz, al nordeste, hasta la mina de cinc de Schneeberg y señala el límite entre el neis y los filadidos más al sur. A alguna distancia el neis está vertical; luego buza con mayor suavidad hacia el límite de los filadidos, sobre los que, al fin, se coloca <sup>60</sup>. Más cerca del Schneeberg la micacita granatífera reemplaza a los filadidos. En el Schneeberg sigue a la micacita, según su límite, una zona rica en anfíbolita; después cuarcita, pizarras muy calizas, y, por último, la dolomía del Karlweissen con crinoides, que buza al noroeste con ángulo de 60 a 80° bajo el neis <sup>61</sup>.

Este paraje está 10 kilómetros al oeste del Telfer Weisse, extremo septentrional de la cadena del *Tribulaun*, de casi 30 kilómetros de longitud que, con dirección meridiana, forma el borde occidental de los Tauern. Además de las primeras obras de Stache y Teller, contamos ahora con las investigaciones de Frech <sup>62</sup>.

Tienen cierta importancia las relaciones entre Schneeberg, el Telfer Weisse y el Gschleyer Wand que con ellos se relaciona, cual lo revela un pequeño afloramiento de dolomía, que buza al norte y que descubrió Frech en el Geringer Alpe. Nuestro concepto del Telfer Weisse difiere del de Frech. Presenta la misma serie de rocas que el Schneeberg, pero en orden inverso; el neis está debajo; sigue el triás y encima la micacita. Al mismo tiempo el rumbo cambia del este al norte. Se produce una curva espiral. *Parece como si hubiésemos alcanzado allí el extremo del antepaís sobrenadante, o sea la esquina de la hoja de neis del Stubai*, y como si el triás y las micacitas fueran a montar sobre su borde <sup>63</sup>.

La cadena del Tribulaun, a partir de los Tauern, avanza por encima del borde del neis del Stubai. Así lo interpreta Rothpletz <sup>64</sup>. Se compone, no de los denudados restos de una hoja transgresiva de triás, sino del cinturón cobijado. Por tal razón en ningún otro punto del Stubai existen restos denudados. En parte alguna del borde occidental es normal la superposición del triás al neis; faltan sus pisos inferiores. La altura total de los arrecifes calizos sobre el neis alcanza en el oeste de 1.100 a 1.200 metros, pero las capas se repiten por plegamiento. Sobre estas repeticiones, que incluyen caliza micácea envuelta en los pliegues y pizarra piritosa, supuesta rética, halló Frech en el pico de Kesselspitz (2.272 metros) un jironcito de lias con Arietites.

Los altos acantilados del oeste dan falsa idea del espesor de la formación. El corte transversal del triás es, en efecto, cuneiforme, y tan grande su adelgazamiento hacia el este (como puede verse en los valles transversales del Tribulaun), que a lo largo de la Brennerstrasse, ocho kilómetros al este del Hohe Tribulaun, hay sitios donde se reduce a estrecha faja de caliza, que a menudo ocultan derrubios, y en compañía de pisos

inferiores, cuarcita y serpentina, que faltan en el oeste. Al mismo tiempo desaparece el neis de Stubai en los valles transversales. En el norte, a causa de la denudación del triás, se ve aún en la Brennerstrasse, cerca de Matrei, pero no penetra en los Tauern.

En el sur, a lo largo de la Gschleyer Wand, la micacita del Schneeberg se apoya en el triás; pero al norte, subiendo a la cuña desde el este, se encuentra extensa mole de pizarra con restos de plantas del carbonífero superior <sup>63</sup>, nivel del que, según Frech, hay fragmentos envueltos en los pliegues del triás.

En el norte, a partir de Matrei, el triásico y el carbonífero superior que rodean a los Tauern todavía se encorvan casi en ángulo recto, de igual modo que en el sur se encorvan alrededor de Telfer Weisse. La dirección es luego de levante a poniente, y el antepaís ya no se compone del neis de Stubai, sino de los antiguos filadíos del Pinzgau, que no pueden distinguirse con facilidad del carbonífero superior, que allí ocupa amplia superficie. Según Francisco Eduardo Suess, el triás se pliega dentro del carbonífero, y al mismo tiempo, especialmente en la Tarnthaler Köpfe (2.891 metros), está invertido hacia el norte, aunque más abajo hay marcado buzamiento al norte. Esta aparente contradicción indica un pliegue de rodilla de las capas contra el antepaís. Rothpletz cita fósiles réticos en las cercanías.

Los sinclinales en las alturas se abren hacia el norte; los acantilados de dolomía dan frente al norte también; como en la cordillera del Tribulaun se orientan al oeste; en ambos casos vuelven la espalda a los Hohe Tauern <sup>66</sup>.

La Tarnthaler Köpfe forma el principio de una faja de afloramientos aislados de triás, en uno de los cuales, cerca de Krimml, halló Diener Diploporos. Los cortes de este mismo autor y de Löwl muestran que en esta parte hay en los valles capas muy levantadas, y más arriba un pliegue de rodilla como el del norte <sup>67</sup>.

Entre estos dos puntos predomina ligero buzamiento septentrional, según observó Becke, cerca de Mayrhofen; es posible que la denudación haya arrastrado allí mayor espesor de materiales. Más al este, cerca de Lind, asoma de nuevo el triás con serpentina, y, por último, alcanzamos los ya mencionados *Radstädter Tauern*.

Han descrito estas montañas Vacek y Frech, y más recientemente Uhlig ha dado distinta interpretación, que aquí incluimos <sup>68</sup>. En cuarcitas sericíticas se apoyan dolomías con Diploporos, pizarras piritosas oscuras réticas con caliza conchífera de bivalvas, caliza de Lithodendron, y luego unos 200 metros de caliza jurásica y belemnites. Hay tres hojas que buzan al norte (en Tweng hacia el este). Sus bordes rebajados dan frente al sur-oeste. La filita calcífera de la parte interna de los Tauern sigue, pues, igual disposición tectónica que si se tratara de una cuarta hoja e inferior. Ya ,

hemos visto que esas hojas se aproximan hasta tres kilómetros de los Alpes orientales y que se ocultan bajo ellos. Allí no hay arqueamiento contra el antepaís.

Tampoco lo hay en la vertiente meridional de los Tauern. Comencemos nuestro estudio por el suroeste de esta región.

En la cordillera del Texel, que desciende del Adigio por encima de Meran, ha descubierto Teller otra faja de caliza y mármol que asoma en un barranco bajo el pico del Texel (3.320 metros), el Loder (3.268 metros) y la Hohe Weiss (3.282), que le pertenecen. Dirigiéndose al nordeste, describe un arco algo convexo al noroeste; se extiende por el Pfeldersthal, por el Weisse Wand al valle de Ratschings, donde se revela en una serie de canteras de mármol, y, por último, tras recorrido discontinuo de 34 kilómetros, llega a la Brenestrasse <sup>69</sup>.

Su prolongación tal vez incluya el fragmento que Termier observó por debajo de Thuins, cerca de Sterzing, y en su expansión final, algo al norte del neis de la Sprechenstein, se presenta caliza asociada con serpentina. Allí comienza una zona triásica que llega por el este más allá de Windisch-Matrei, la cual, al principio interrumpida, pero luego continua, forma el límite sur de la mitad occidental de los Tauern. La describió detalladamente Löwl, quien menciona cuarcita, dolomía, micacita calífera, pizarras lustrosas, yesos y serpentinas, como parte de su composición. En los lugares mejor conocidos las capas están muy inclinadas <sup>70</sup>.

Más al este, allí donde el límite meridional de los Tauern comienza a dirigirse al suroeste, conocemos muy poco acerca de él. Sin embargo, los trabajos de Granigg en el valle del Möll indican que el triásico con serpentina parte del corazón del propio Hohe Tauern y sigue por el lado meridional del Hochalmkern hasta el borde, que cerca de Döllach parece también triásico <sup>71</sup>.

Ya hemos concluido nuestro estudio del borde de los Tauern y debemos fijar la atención de nuevo en la Brenestrasse, para lo cual partiremos de la tonalita del borde dinárico y marcharemos hacia el norte. Primero cruzamos el granito de Brixen; luego una zona de neis y de filadios neísicos que procede de Passeier y llega a los Alpes del Mur y a la que acompaña una faja triásica que se extiende hasta los montes de Lienz y presenta la facies de los Alpes orientales. Así, desde lejos, o sea desde la Sprechenstein, consideramos la región parte del desarrollo meridional de los Alpes orientales.

Una faja de mármol, tal vez triás metamórfico, parte de la cordillera de Texel, cruza Ratschings y llega al norte de la Sprechenstein. Si se prolongara llegaría al cinturón triásico que corre desde el Brenner hasta el Windisch-Matrei, como límite meridional de los Tauern.

Cinco kilómetros más al norte está el extremo meridional de la cordillera de Tribulaun. Allí comienza nueva faja de mármol que ~~cruza~~ el

Schneeberg, y al parecer se une en el Telfer Weisse con la cadena del Tribulaun, la cual gira al norte y forma con la Brennerstrasse el borde occidental de los Tauern, que ha corrido por encima del neis de Stubai hacia el oeste.

Cerca de Matrei el cinturón mesozoico se aparta de la dirección meridiana y, adoptando la de levante a poniente, se prolonga como borde septentrional de los Radstädter Tauern.

Más allá de Matrei, al otro lado de una faja de pizarra acaso carbonífera alcanzamos los antiguos filadíos cuarcíferos del Pinzgau, y la lengua de neis y micacita que se dirige más arriba de Stubai, hacia los Alpes del Mur, y que forman cerca de Innsbruck la base normal de la zona caliza de los Alpes orientales y pertenecen, con los del Mur, a la mitad septentrional de los orientales <sup>74</sup>.

Termier supuso la ventana de los Tauern cerrada por todos lados. La descripción que antecede da idea de la existencia de una abertura al sudoeste. Dos fajas de mármol, una de las cuales se dirige hacia Gurgl en Oetz y la otra hacia la cadena de Texel, indican una posible continuación de la ventana hacia el suroeste. En efecto, Teller atribuye a la filita calcífera ese espacio entre el neis del Passeier en el suroeste y el de Oetz en el noreste; pero la obra de Teller, aunque valiosísima, pertenece a un período en que aún no se habían planteado los problemas que hoy se discuten. Sólo nueva investigación decidirá si existe tal prolongación de la ventana. De nuevo se nos presentan problemas sin resolución que notamos en el caso del mármol de Laas.

Cualquier cosa que se admita como cierta respecto de la prolongación al suroeste, está resuelto el problema tectónico más importante, la estructura del marco de los Tauern, y se ha confirmado el criterio de Termier.

Dedicaremos espacio breve a aquella parte de la región que rodea el triás, o sea los filadíos calcíferos y el neis central, aunque hay divergencias de opinión acerca de los primeros, y en cuanto al segundo constituye el estudio especial de Becke, cuya obra aún no se ha publicado.

Cuando vemos que las pizarras de Bündern se ocultan bajo el neis de Oetz, en la ventana del Inn, como en Nauders o en el Kaunser Thal, cerca de Prutz, naturalmente nos preguntamos si reaparecerá en algún punto más al este. En realidad, Stache, que dedicó muchos años de su laboriosa vida a estudiar las pizarras antiguas, advirtió en 1873 que las pizarras calíferas, entre Nauders y el Kaunser Thal, tenían «equivalentes muy próximos» en el valle del Ziller, y sobre todo en el Brenner, entre Steinach y Gries y Gossensass <sup>75</sup>. Termier aventuró la opinión de que reaparecían en el manto pizarroso de los Tauern. Esto debiera estar de acuerdo con su forma de yacimiento y también con una observación de Uhlig acerca de los Radstädter Tauern, donde, bajo tres hojas de triás inclinadas al norte, hay capas de

filita calcífera que ocupan precisamente la posición que tomaría una nueva hoja. Pero en esta cordillera, tan alterada por la presión, no se halla prueba directa. En las capas que forman su borde, una parte de indudable trias fosilífero está convertido en mármol tableado con hojillas de mica y en micacitas calcíferas rayadas. Becke y Löwl distinguían dos pisos en este manto pizarreño: uno más antiguo que otro, pero la edad de cada cual se basa en conjeturas que varían tanto como en el caso de la «caliza filítica» de Vanoise <sup>74</sup>.

Aparte de la estructura original de los núcleos graníticos o más o menos tonalíticos (el llamado *neis central*) y cualquiera que pueda ser su edad, es cierto que los más importantes estuvieron expuestos a subsecuente y grande presión normal a la dirección de los Alpes. Así lo muestran las digitaciones del núcleo veneciano, que se dirige de suroeste a noreste <sup>75</sup>. Estas digitaciones son idénticas a los pliegues llanos de las extremidades del Mont Blanc y del Aarhorn y que deben considerarse otros tantos anticlinales y sinclinales, de los cuales el mejor conocido es el fragmento de Greiner, y que son parajes de intensísimo dinamometamorfismo y muestran que allí, como en las montañas de Suiza que acabamos de citar, la configuración actual se ha determinado, no tanto por la formación cupuliforme original como por el arqueamiento simultáneo debido a presión lateral de los ejes de varios pliegues paralelos (*surélévation des axes*); en consecuencia, los sinclinales suelen desvanecerse hacia el centro del arco.

*Los núcleos, cual ocurre en el Mont Blanc, son de origen intrusivo, pero han llegado de modo pasivo a su actual posición.*

De manera que los Tauern representan una ventana entre las mitades norte y sur de los Alpes orientales. Mientras que al *neis central* (que mucho tiempo antes era roca consolidada) lo empujaba hacia delante pasivamente dentro de esa ventana, una fuerza lateral que actuaba desde el sur y el sureste, y dicho *neis* arrastró a su vez un cinturón de trias y de jurásico, al que comprimió o invirtió sobre el marco hacia el oeste y noroeste. Donde no existe inversión el mismo marco se encorva desde los Tauern hacia el exterior.

Tal vez pudiera presentarse como explicación más sencilla que la denudación destruyó en las cumbres a la hoja alpina oriental, un tiempo arqueada sobre los Tauern a manera de grande cúpula; pero se opone a este concepto el avance forzado hacia el exterior del cinturón lepontino, de manera que tenemos que admitir un nuevo plegamiento en forma muy análoga a la de la zona del Mont Blanc (pág. 526), aunque en el caso presente limitado por el marco. Los Cárpatos conducen a conclusiones análogas.

El trias del Semmering, opuesto al de los Alpes orientales, se ha denominado trias exótico. En los Tauern, donde las relaciones son más mani-

fiestas y se desarrollan en mayor escala, *el triás puede calificarse de indígena con mayor motivo que el propio triás alpino oriental.*

Los horizontes inferiores (carbonífero limnico, que apenas puede distinguirse de las pizarras semicristalinas o cristalinas, la cuarcita del triás inferior y las rocas verdes) son indicios del tipo piamontés; las Giroporellas, la dolomía y la caliza con *Lithodendron* son comunes al Briançonnais y a los Alpes orientales; las capas con *Pentacrinus* recuerdan el Briançonnais. Las réticas y de Arietites y el jurásico con belemnites pueden atribuirse lo mismo al Briançonnais que a los Alpes orientales.

**LOS ALPES CALIZOS ORIENTALES.** — Forman largo paralelógramo de anchura uniforme desde el Rin a Viena en 480 kilómetros, pero que es sólo de 12 a 15 en el extremo oeste, en el Voralberg; hacia el este llega a 45, poco antes de alcanzar Füssen, en Baviera. En el meridiano de Innsbruck tiene 40, en Salzburg 43, en Gmunden 48, y 37 kilómetros en Schneeberg, cerca de Viena, donde es manifiesto el arco hacia los Cárpatos. El estrechamiento de las partes internas de los Alpes en el Brenner no afecta en ningún punto a la anchura de la zona caliza, la cual se compone casi en absoluto de sedimentos mesozoicos.

Supuesto que la hoja alpina oriental forma la parte de los Alpes tectónicamente más alta, aquellas capas sobrenadantes deben haber sido acarreadas, sin que en general sufriesen alteración, por presión, y allí donde ésta exista se limita a las inmediaciones de las superficies de fricción, a lo largo de las dislocaciones, como en la Salz-Gebirge. Falta el efecto dinámico de pesadas moles superpuestas. Sin embargo, hay pliegues, cobijaduras, hojas cobijantes y yuxtaposición de facies heterógenas combinadas de la más variada manera.

En esta parte de los Alpes se presentan dos rasgos de índole peculiar.

El primero es el límite rectilíneo, lo mismo al norte que al sur. En el norte se debe a dislocación a lo largo del Flysch, y en realidad, en largos intervalos, a cobijadura. En el sur lo señalan los altos acantilados calizos, que semejan verdadera escarpa.

Las cumbres más altas se presentan en esta parte de los Alpes, y los sedimentos son pelágicos. No vemos límite natural, ni señal de costa, y en las montañas meridionales hasta el Gurk no hay antepaís o jirones transgresivos, salvo raras excepciones (la cadena de Mandling o el Gaisberg en el Tirol oriental). A lo largo del límite meridional, una parte no despreciable de sedimentos se apoya en discordancia y de modo autóctono sobre terrenos que abarcan del siluriano al carbonífero inferior; la otra porción descansa en terrenos aún más antiguos. Las dislocaciones dentro de la zona caliza parecen casi independientes de las dos líneas límites, sobre todo de la septentrional, y más antigua; con frecuencia las cortan dichas líneas límites.

La segunda peculiaridad consiste en que el basamento de las pizarras



de Werfen, o sea la base de trias, es invisible, excepto en su extremo meridional. Parece que las dislocaciones dentro de la zona caliza deben terminar en las pizarras de Werfen y en las formaciones salíferas, que también pertenecen al trias inferior; quizá se deba esto al *arrastre horizontal hacia el exterior de la base* u a otra causa cualquiera. De análogo modo el basamento del grupo de la anhidrita del trias no se ve en las montañas jurásicas. Buxtorf deduce que la hoja sedimentaria del Jura se ha destacado de su basamento y que es hoja «rapada» o despegada (Abscherungs Decke)<sup>76</sup>. Los movimientos tangenciales en la zona caliza son mucho mayores que en los montes del Jura; pero el plan tectónico es el mismo.

Los movimientos han ocurrido en distintas épocas. En algunos sitios, por ejemplo, en el Tirol oriental, y especialmente cerca del límite norte, las transgresiones marinas discordantes muestran que partes de la estructura son del precenomanense, como en los Cárpatos. En otros sitios, los depósitos de Gosau comienzan por conglomerados y yacimientos de lignito con gasterópodos y reptiles terrestres; se extienden a diferentes pisos del trias y los han trastornado movimientos más modernos.

Sin embargo, los movimientos también son de varias clases, y a causa de su diversidad y del estado aún defectuoso de nuestros conocimientos, sólo podemos añadir algunos ejemplos a lo dicho respecto de la *estructura imbricada* de la baja Austria (I, pág. 520), pero no estamos en condiciones de intentar un resumen general.

Volveremos primero *al arrastre hacia el exterior de la base* que antes mencionamos. Por ejemplo, en el Salzkammergut la arcilla salífera movable ha ejercido profundo efecto sobre los Alpes calizos que la comprimen, y a su vez ha sufrido trastornos. A causa de la fuerza de los movimientos, largas estrías de sal de roca se han separado de la arcilla y han producido estructura, que expone Kohler aprovechando la explicación de Becke acerca de la formación de las pizarras cristalinas<sup>77</sup>. Por los mismos movimientos jirones exóticos han sido arrastrados a lo largo. El lías, hallado a 125 metros de profundidad en el sondeo en busca de sal en Berchtesgaden, debe su posición a un plano de arrastre. Es fragmento errático, como los cantos titónicos de Hallstatt, en el centro de las formaciones calizas, 260 metros por debajo de la superficie<sup>78</sup>. Tales fragmentos transportados, lo mismo que las estrías de sal gema, indican el arrastre de la serie estratificada<sup>79</sup>.

No es tan fácil explicar el hecho de que existan aún rocas intrusivas, a pesar del aparente arrastre horizontal.

Hasta ahora no se ha prestado bastante atención a la existencia aislada de esos fragmentos. Yacen en las pizarras de Werfen y en las formaciones calizas o en las capas de Gosau, que tan a menudo se apoyan directamente en aquéllas, y quedan prendidas con ellas en las dislocaciones. En el lado sur del Wolfgang See, entre la hoja del Osterhorn y la del Schafberg,

aflora gabra con serpentina, y en la otra orilla, no lejos de San Gilgen, cantos de tonalita, grandes como casas, se encuentran en la región de las capas de Gosau, que pertenecen al mismo límite. En varios parajes hay cantos de gabra y diabasa en la formación salífera. En la mina de sal de Hallstatt aflora en espacio de 49 metros porfirita diabásica, que en 1879 describió Hauer, y en algunos sitios tan por completo rotas en brechas, que no se puede señalar límite entre ellas y la formación salífera<sup>80</sup>. Mojsisovics piensa que en casi todos los afloramientos de las capas salíferas hay trozos de rocas eruptivas<sup>81</sup>.

Estas señales recuerdan las partes meridionales de los Alpes, y son restos de intrusiones que han aplastado los movimientos tectónicos, y tal vez transportado muy lejos con los terrenos circundantes. Nunca se presentan unidos a trozos del basamento arcaico, y no es posible confundirlos con los afloramientos leπόνinos del borde septentrional de los Alpes calizos. En esta unión se notan los asomos en la Wolfgang See.

Contrasta con esos asomos en la base autóctona, pero arrastrada de la caliza el raro y marcadísimo fenómeno del *plegamiento de las cumbres*.

En el este del Achen See (Tirol oriental) se alza el monte de Sonnwend, compuesto de una serie estratificada que llega desde la dolomita principal al cretáceo, y cuyas capas inferiores, de gran espesor, se doblan en amplios y ligeros pliegues. Sin embargo, Wähner, como resultado de sus estudios de varios años, consiguió mostrar que en las partes altas de la montaña hay fuerte plegamiento, lo que descubrió la causa del llamativo contraste en la naturaleza de los terrenos (lías rojo, capas de radiolarios y brecha de sílex plegada con caliza blanca de arrecife). Jirones o pliegues llanos yacen unos sobre otros hasta cuatro veces y aún con mayor frecuencia. En el Sonnwend Joch, los continuos arcos anticlinales quedan preservados en análogo paquete de pliegues llanos. Sólo pueden haberse levantado al despegarse de la espesa dolomía infrayacente. Las descripciones de Wähner recuerdan el símil que empleó Termier en otra localidad: el de un temporal que barriera las copas de los árboles de un bosque<sup>82</sup>.

También hay *hojas de cobijadura*.

Hace tiempo Rothpletz distinguió dos hojas en la parte bávara de la zona caliza.

Ampferer describió desde el Tirol septentrional el paso de pliegues largos arrumbados de levante a poniente a una hoja también larga arrastrada hacia el norte (hoja de Hindelang-Vomp), la cual termina al norte en altos acantilados de caliza triásica, debajo de los cuales aflora una serie más moderna que llega hasta el jurásico, que forma el techo de una bóveda (Stanser Joch) sobre la que un tiempo asentó la actual hoja. En su último lado (septentrional) del vacío, ha dejado detrás jirones que distan de 8 a 10 kilómetros de su borde actual<sup>83</sup>.

Hemos sentido que la escama (Hinterau-Vomp) rebasó a la bóveda

(Stanser Joch), pero no es imposible que el arqueamiento del Joch sea posterior a la cobijadura, es decir, que se repita aquí la relación de las altas cordilleras suizas (Morcles, Diablerets y otras) con las hojas de cobijadura del Chablais y de otros puntos <sup>84</sup>.

Dos hojas al menos toman importante parte en la estructura del Salzkammergut. Hasta ahora no se ha estudiado con detalle su situación; pero en esas regiones fosilíferas tiene especial valor la heteropía.

Contienen los Alpes dos tipos extremos de sedimentos marinos: el lagunar, facies salíferas y yesosas (del bajo triás); la del mar profundo o rocas de radiolarios (sin duda jurásico), y las calizas con *Apticus*, que llegan hasta el neocomiense. Las grandes moles de caliza y dolomías entre ambos extremos corresponden a profundidades menores, pero todavía grandes.

En todas las formaciones y partes de la Tierra más lejanas unas de otras hallamos calizas estratificadas; y en todo lo que se conoce respecto de las «juntas de sedimentación» (II, pág. 270) parece que la estratificación muy a menudo y, tal vez, siempre, obedece a intercalaciones terrígenas. Sin embargo, esto no arroja luz acerca de la menuda estratificación o laminación, que presentan las rocas de radiolarios tan alejadas de toda aportación terrígena; y aquí surge otro problema, a saber: si esas aportaciones obedecen a cierto ritmo.

Una fotografía del Dent de Mezdi (2.888 metros, Dináridos) muestra 235 planos de junta uno sobre otro, y la serie no termina ni en los rasgados picos, ni en la parte inferior del cuadro. También conocemos dolomías estratificadas (II, pág. 269, nota 7). Lo mismo la mayoría de las calizas alpinas orientales, pues la caliza compacta de arrecife (por ejemplo en el titónico) es una excepción.

Con arreglo a las observaciones de Sollas y sus colegas, deben considerarse las dolomías del atoll de Funafuti formadas por posterior metamorfismo submarino de la caliza <sup>85</sup>, la cual es de origen orgánico y debida principalmente a los foraminíferos; parte muy secundaria corresponde a los corales y a las algas calíferas. El aporte terrígeno se presenta no sólo en las soluciones de continuidad, sino como mezcla coloreante que puede ser inorgánica (roja y amarilla) u orgánica (negra). El origen terrígeno del elemento rojo y amarillo (hierro principalmente) no es tan seguro como el del negro, pero en Funafuti se advierte que aún en los atolls puede haber notables depósitos bituminosos.

Demasiada importancia se ha dado a los nódulos de manganeso, que pueden muy bien haber producido los fucoides, cual ocurre en los depósitos terciarios de Rusia.

En el Salzkammergut es evidente que predominan las calizas puras blancas y las dolomías en la parte meridional de los Alpes calizos, y que al norte aumentan los elementos terrígenos en forma de falsos

lechos y la caliza adquiere más variada coloración. El cambio es tan grande, que Mõjsisovics dedujo que las potentes calizas de colores claros que se habían clasificado juntas, como de Dachstein-kalk, corresponden al menos a siete zonas paleontológicas del triás y a seis del lías <sup>86</sup>. Según este criterio, tales zonas son únicamente intercalaciones en una formación pelágica común; a análoga conclusión llegó Diener respecto de las relaciones del triás con el lías en el Himalaya <sup>87</sup>.

Al mismo tiempo debe observarse que en muchas grandes formaciones calizas hay depósitos blancos desprovistos de elementos terrígenos y que se distinguen por la desusada abundancia de restos orgánicos (tal vez a causa de la pequeña importancia del depósito). Ejemplo de tales depósitos blancos son las capas permianas de la hoja de cobijadura del Tibet; las calizas con gasterópodos de la Marmolata en los Dináridos, (triás), y las capas con braquiópodos del piso de Hierlatz (lías superior) y de Vils y Windischgarsten (Calloviense) en los Alpes orientales.

Cabe distinguir una facies litológica y otra fáunica. Ciertamente que, en muchos casos, el sedimento y la fauna cambian simultáneamente, y esta holisopía facilita la delimitación de los pisos en la Naturaleza. La holisopía puede repetirse en sitios alejadísimos unos de otros; G. Boehm ha demostrado que ocurre isopía vicaria en varios pisos del jurásico entre Europa y las islas de la Sonda. Diener ha reconocido la pura holisopía de varios pisos del triás, y especialmente del tan característico lías rojo (capas de Adnet) en los Alpes calizos del nordeste y en la hoja tibetana, y señala cuán marcado es el contraste que presenta la heterotopía de los inmediatos sedimentos en los Alpes <sup>88</sup>.

Con el propósito de hallar un ejemplo marchemos ahora a los montes de Dachstein, o sea de sur a norte.

En los montes *Dachstein*, indicios de intercalaciones manifiestamente terrígenas (capas con *Cardita*) de escaso espesor y a menudo apenas discernibles se apoyan en la caliza de Wetterstein, de unos 1.000 metros de potencia; encima otros 1.000 metros de dolomía y de caliza de Dachstein estratificada, que contiene hacia la cumbre capas rojizas intercaladas, y luego, en superposición irregular, la caliza blanca con crinoides y braquiópodos del piso de Hierlatz (zona del *Ammonites oxynotus*), sin indicios terrígenos.

Al norte, está la zona no muy ancha de la formación salina de Hallstatt, de composición diferente. Más al norte, el *Hohe Kallenberg*, que repite la facies del Dachstein. A lo largo del límite superior de la potente caliza de Wetterstein sigue, como en el Dachstein, la faja de capas de *Cardita* oscura y en ese punto oolítica, que en los montes de más al nordeste contiene la fauna de Raibl, y la acompaña delgado lecho de arenisca gris, que aumenta de volumen hacia el nordeste y proporciona la flora terrestre de Lunz (Keuper inferior, sistema de Newark o del este de los Estados

Unidos). Los acantilados más altos del Kallenberg se componen de dolomías y caliza estratificada de Dachstein.

Al noroeste de Kallenberg yace la ancha y regularmente estratificada mole del *Osterhorn*. Donde vemos falsos lechos delgados arcillosos con plantas terrestres y peces intercalados en los planos de junta de la caliza de Dachstein, aumenta su importancia hacia la parte superior, pasa a capas calizas oscuras con fauna litoral rética, y, por último, desaparece la caliza clara de Dachstein y la reemplaza el piso rético (II, pág. 273). Sigue, no el triás claro del piso de Hierlatz, sino la caliza oscura con *Psiloceras* y la serie completa de lias pardo, amarillo, rojo y gris, hasta las capas ferríferas con *Stephanoceras Sauzei*; por último, jurásico superior.

El elemento terrígeno arcilloso y los brillantes colores de la caliza manifiestan inconfundible afinidad con la facies del antepaís, y por tal razón los falsos lechos arcillosos con *Avicula contorta* y las capas del Raibl con *Myophoria Kefersteini* dieron hace muchos años los primeros hilos de enlace con la facies del antepaís. Wähner ha reunido dichos detalles en el caso del lias y mostrado que el sedimento puede ser tan delgado en algunos sitios que un piso, por ejemplo, el de *Schlotheimia marmorea*, consiste sólo en una corteza, a menudo interrumpida, de mineral pardo de hierro <sup>89</sup>.

Hemos citado tres partes sucesivas importantes de la cordillera: Dachstein, Kallenberg y Osterhorn, que, en cierto modo, pueden compararse y presentan claros eslabones de enlace, aunque no del todo isópicos. Al este de Kallenberg, en la margen derecha del valle del Traun, la divergente facies de Hallstatt prevalece a lo largo del Raschberg. Poco se ve de las calizas pelágicas y dolomías del Kallenberg, que tienen, al menos, 1.300 metros de espesor. Miembros característicos son los depósitos de sal y las típicas capas de Hallstatt. Mojsisovics las ha señalado a lo largo de dos fajas oblongas (Berchtesgaden a Hallstatt, Sankt Wolfgang, casi hasta Lietzen) <sup>91</sup>. La segunda limita por el norte a la mole del Osterhorn, y en ese límite están los citados asomos de gabro y tonalita del Wolfgang See, y al norte del lago el Schafberg, cuyos terrenos presentan intenso plegamiento y facies distinta de la del Osterhorn, especialmente en el caso del lias.

Así, en el Salzkammergut hay, al menos, dos facies: la del Dachstein, Kallenberg y Osterhorn, y la de Hallstatt, Raschberg y Wolfgang. De la primera, la del Osterhorn debe corresponder al desarrollo que a menudo se ha descrito como el Bajuvariense; pero éste, según Rothpletz, se separa, al menos en dos hojas, en la propia Baviera. La segunda, hoja de Hallstatt, si se encuentra en el borde occidental de los Alpes, probablemente se relacionará, a causa de sus señales de intrusiones, con la de rocas verdes, o sea el horizonte más alto del grupo lepontino. Sin duda yace por debajo de este grupo <sup>91</sup>.

Este ejemplo esclarece las dificultades que hemos de vencer.

EL FLYSCH Y EL CINTURÓN LEPONTINO <sup>93</sup>.—Si penetramos por el norte en los Alpes orientales hallaremos, al sur de la Molasa, la zona del Flysch, casi exclusivamente cretáceo y del terciario inferior; luego un cinturón lepontino, que se marca mejor al este, y hasta que pasamos al otro lado de él no alcanzamos el triás de la zona caliza. Al mismo tiempo, en los pliegues de esta última zona se apoyan de este a oeste, en transgresión discordante, jirones cretáceos de dos clases: uno de la facies del Flysch y otros de la de Gosau.

Volvamos a la orilla septentrional del Walen See en Suiza. Arnoldo Heim observa que el Mattstock, compuesto de caliza cretácea, se levanta apretado en el Najelflue de la Molasa. Donde quiera que el Flysch eoceno yace intermedio, está comprimido, y el propio Mattstock es fragmento de una hoja <sup>93</sup>. Gulmen, Stock y Goggeien son análogos peñones calizos aplastados, y todos con el Churfirten y el Säntis partes de una hoja sin raíces <sup>94</sup>. Continúan hacia el este-nordeste cruzando el Rin. Al mismo tiempo hay señales de disminución de la presión, y con esto aparecen una zona de Flysch al norte y otra al sur de la ancha cadena de caliza cretácea que corre por el Vorarlberg. Hace muchos años Vacek dió detallada descripción de sus varios pliegues y de su serie estratificada, que recuerda la del Säntis <sup>95</sup>.

Esa cadena cretácea y las dos fajas de Flysch llegan al Iller, donde comienza una gran dislocación transversal hacia el norte. La faja septentrional de Flysch desaparece; la cadena cretácea disminuye mucho de anchura, y vuelve de nuevo en el Grünten, al norte de Sonthofen, y después forma el borde externo de la zona de Flysch; la zona meridional de esta naturaleza continúa más allá.

El Grünten pertenece aún a la facies cretácea del Säntis, cuyos miembros característicos son allí las arenas verdes del Gault, la caliza de Seewen y las margas senonenses de Seewen. Esta facies del Säntis sigue como estrecho cinturón el borde septentrional del Flysch. Se conocen sus señales cerca del Isar, y Gümbel las cita todavía más al este. Consideramos este cinturón, como el propio Säntis, borde de una hoja, a veces aplastada, que aflora desde el sur bajo la zona del Flysch.

Al mismo tiempo el cenomanense se presenta en transgresión sobre partes de la zona caliza en largas fajas de arenisca de grano fino con *Orbitolina concava*. Otra larga faja de esta clase sigue el borde septentrional de la zona caliza, a la que sólo separa en algunos sitios del Flysch estrecha faja de triás. Probablemente comienza en Hindelang y alcanza su mayor continuidad en el Ammergau, al este del Isar y tal vez aún más a levante. En esta faja advertimos, sobre el cenomanense transgresivo, los primeros restos de las capas de Gosau, de carácter meridional, Hippurites y corales. Con razón se fija Söhle en la diferencia entre esta facies y la del Säntis <sup>96</sup>.

Las capas de Gosau de los Alpes orientales comprenden varios pisos hasta el senonense; acerca de su orden todavía hay divergencias de opinión <sup>97</sup>; pero todos los observadores convienen en que las margas con *Inoceramus* que contienen, además, *Pachydiscus Neubergicus* constituyen el miembro superior, que Grossouvre coloca en el campaniense <sup>98</sup>.

Ese miembro superior corresponde por muchos de sus caracteres al Flysch de Baviera, en el que se han hallado *Inoceramus*; el *Pachydiscus Neubergicus* es común a esa formación y a las margas con *Inoceramus* de Gosau; pero las especies de este jirón son distintas de las de dicha parte <sup>99</sup>. El espesor del Flysch también es relativamente grande. Hasta ahora no se han hallado en esa zona los miembros inferiores y típicos de Gosau con sus corales, rudistos, acteonelas, *Omphalias* y otras formas <sup>100</sup>.

Sobre el Flysch de Baviera hay pizarras margosas, verde grisáceas, y hacia su parte alta abigarradas o rojas. *En esas capas aparece una fauna con manifiesta mezcla de formas norteñas, extra-alpinas y del senonense superior y que incluyen, en común con el Flysch, los fucoides y grandes Inoceramus de concha delgada (Inoceramus Salisburgensis).* Aquí y, según Reis, principalmente en los horizontes superiores abunda la *Belemnitella mucronata*, así como *Gryphea vesicularis*, *Ostrea unguolata*, *O. curvirostris* y otras bien conocidas especies del cretáceo superior. Encima otros pisos (Pattenau, Gerhartsreuter y capas de Hachau) de poco espesor y escasa importancia para los problemas que aquí tratamos <sup>101</sup>.

En las capas de Pattenau todavía hallamos juntos la *Belemnitella mucronata* de la caliza blanca y el *Inoceramus Salisburgensis* del Flysch, y *Pachydiscus Neubergicus* de las capas más altas de Gosau.

El Flysch, en toda su anchura, está invertido hacia el norte hasta más allá de Salzburg.

El buzamiento es general al sur. En el borde norte afloran las capas de Nierenthal; las más altas todavía del cretáceo afloran de debajo del Flysch, y debajo de éste el eoceno. Las investigaciones de J. Böhm y especialmente los estudios de Reis acerca de la estructura de los criaderos de hierro del eoceno, muestran que esta última formación y la parte más alta del cretáceo se repiten mediante planos de resbalamiento que buzan al sur y que se rompen en escamas o jirones en la base del Flysch, allí muy espeso <sup>102</sup>. Todavía en el hermoso corte del Mattsee (alta Austria) vemos al Flysch sobre las capas de Nierenthal con *belemnitella*, y éstas sobre el eoceno.

En el borde meridional de la zona de Flysch ocurre de otro modo, Mientras que en el norte el cretáceo más alto y el eoceno afloran en grandes extensiones irregulares, por ejemplo, al sur de Teisendorf, o bien el eoceno al menos, se asoma en un cinturón fácilmente reconocible, como al norte de Salzburg; en el sur, el buzamiento al mediodía lleva al Flysch bajo el trias, o bajo una zona de caliza con *Apticus* frontera a la triásica y

en absoluta independencia de ella. En realidad, rara vez se ven las capas eocenas y de Nierenthal en el límite meridional. No obstante, un paquete estrangulado de estas capas se presenta en la Gschliefgraben, cerca de Gmunden; y, según la descripción de Fugger, se inclina al sur bajo el triás, bajo el cual buza el eoceno <sup>103</sup>. Estas circunstancias demuestran que la zona del Flysch debe considerarse en realidad formación independiente que oculta, en parte, la zona caliza que asciende desde el sur.

Una serie de jirones terciarios transversales a la dirección de la cadena caliza sigue la ladera noroeste del Untersberg, más allá de Salzburg, hacia Reichenhall; continúa al suroeste hasta cerca de Reit im Winkel, y de allí, por el Tirol del nordeste, en faja casi continua, hasta el Innthal; prosigue por este valle más al suroeste, hasta las cercanías de Wörgl, y según algunos afirman, aún remonta más el río. Comprende las formaciones ligníferas de Häring y pertenece a la serie del Vicentino y de Laverda y Gomberto <sup>104</sup>. Tiene sello meridional.

En la región que ocupan esos jirones también han quedado preservados algunos restos de cenomanense, y en el Innthal, por debajo de Kufstein, ha descubierto Schlosser las capas de Nierenthal, que también allí contienen el grande y plano *Inoceramus Salisburgensis* del Flysch, el cual, aunque separado de las capas de Gosau, existe en los Alpes calizos <sup>105</sup>.

Con arreglo a los datos de Gümbel, deduciremos que esos jirones son restos de capas que se depositaron discordantes en las montañas calizas y donde, por ejemplo, cerca de Reit im Winkel, se hundieron en fallas con fosas más o menos manifiestas. Con fundamento infiere Gümbel que *las últimas dislocaciones de las altas montañas fueron movimientos en masa*, y no plegamientos aislados; esto explicaría que los montes de la Molasa, fronteros a la gran cordillera, estuvieran comprimidos lateralmente, mientras que en el interior no se advierten señales de presión <sup>106</sup>. La zona caliza fué acarreada en conjunto después de su plegamiento, y esa parte del plegamiento fué anterior al cenomanense, pero el movimiento general fué posterior a algunos pisos del terciario.

Sabido esto y que la transgresión cenomanense se extiende en discordancia sobre parte de los Alpes calizos, así como que acaso la sigue el senonense superior, incluso las capas de Nierenthal, volvamos nuestra atención a levante.

También allí, aún más allá del último extremo oriental de la zona caliza, se conoce igual transgresión, que caracteriza la *Orbitolina concava* y a la que sigue el senonense hasta las margas con *Inoceramus*. Teller ha probado estos hechos en un estudio del valle del bajo Enns <sup>107</sup>. Pero no debemos deducir que el límite meridional del Flysch lo señalen sólo inversiones de tan limitada extensión. Es un límite de primer orden que desde el Rin hasta el Danubio separa la zona del Flysch de la caliza como



elemento tectónico independiente, y es, según Bittner, «uno de los rasgos más marcados de la estructura de los Alpes del nordeste» <sup>108</sup>.

La línea destaca con mucha claridad en el mapa. A veces la caliza se apoya casi horizontal en el Flysch y otras tiene mayor inclinación. El Flysch es en parte cretáceo y en parte del terciario inferior. La dirección de los pliegues es independiente de la de su límite, como ha demostrado Paul <sup>109</sup>. La transgresión nos revela que movimientos muy notables ocurrieron antes del cenomanense y otros mucho después, por ejemplo, en el caso de la ventana de Paring y en gran parte de los Cárpatos.

El cinturón lepontino aflora también a lo largo de esta dislocación. En Baviera lo representan sólo los jirones del basamento de la región de Oberstdorf y Retterschwang. Al lado de los grandes cantos arcaicos hallamos pórfido diabásico y caliza con sílex, además de otras rocas. También se atribuye a este cinturón el gran canchal de granito de 10 metros de longitud de la cumbre del Bolgen. Por encima de la zona del Flysch hay masas aisladas de caliza con Aptycus, que Rothpletz cree remanentes de fragmentos caídos <sup>110</sup>.

En el este abundan más estas señales del cinturón lepontino.

En 1853, cuando eran objeto de investigación los braquiópodos alpinos, se sintió la necesidad de separar de las capas de Kössen un grupo especial, las Gresten, que caracteriza su color negro y particulares especies *Spiriferina Haueri*, *Rhynchonella austriaca* y otras). Poco después G. von Hauer describió la fauna del liás y explicó su relación con el llamado carbón alpino. Cuando luego lo estudió Lipold y al mismo tiempo Stur su flora, se advirtió que hay dos series de capas de lignito en los Alpes de la baja Austria, a saber: la que contiene la flora de Lunz (Keuper inferior) y la de Gresten (rético y liásico). También se vió que el liás negro marino de Gresten, con la serie lignitifera de la misma localidad, ambos con facies distintas de toda otra de los afloramientos alpinos, se presentan sólo en el límite entre la caliza y el Flysch <sup>111</sup>.

Luego menudearon las observaciones; por ejemplo, se descubrieron las capas de Gresten en los Balcanes, y la misma facies del liás se extiende, al parecer, por Persia; pero en ningún punto de los Alpes orientales se conocen fuera del límite citado. Por último, Trauth unió los afloramientos de estos estratos y los que la acompañan que se extienden desde Gschliefgraben, cerca de Gmunden, hasta Viena en una sola «zona de Klipen alpina oriental» <sup>112</sup>.

Esta zona presenta una serie mezclada. Contiene representantes del antepaís y de la hoja alpina oriental, así como señales de carácter lepontino y también carpático, según ha indicado hace tiempo Uhlig. Del mejor conocido de estos afloramientos próximo a Sankt Veit, en la misma ciudad de Viena, existen muchas descripciones, la última de E. von Hochstetter <sup>113</sup>. La parte visible de la serie comienza con la facies suave (litoral)

del piso rético y presenta desarrollo que puede compararse con el del antepaís. Siguen las capas Gresten, las margas punteadas del lías superior (hasta ahora sin fósiles), varias subdivisiones del jurásico rojo siliceo de radiolarios, con Apticus; en la región que ocupa el último se hallaron cantos sueltos de una toba grumosa (basalto de palagioclasa, según Pelikan); luego caliza blanca en plaquillas con *Aptychus Didayi*.

Es notable la asociación en esta serie de capas litorales (réticas) y abisales (de radiolarios). Todo intento de disminuir la importancia de estos hechos se frustra ante la circunstancia de que allí, fuera del límite norte actual de la zona caliza, hay sedimentos que indican un mar de 4.000 a 5.000 metros de profundidad.

En otros parajes hay además varios horizontes, por ejemplo, la caliza titónica cerca de Waidhofen.

La zona caliza comprende allí la serie alpina oriental: el Flysch, el helvético; la zona de Gresten se encuentra entre ambos. De modo que debe colocarse por ahora en el grupo lepontino, como había indicado Trauth<sup>14</sup>. El horizonte tectónico está muy próximo a aquel en que afloran jirones de terrenos arcaicos en el oeste de Baviera (Oberstdorf y otros lugares); en uno y otro lado ocurre el mismo fenómeno, que comienza en el lago Traun. Con frecuencia se ha considerado *in situ* una colina cerca de Weyer, de 150 metros de largo por 40 de altura, formada de cantos de granito todos de la misma clase, y en la que asienta el monumento a Leopoldo de Buch, creencia que compartía Gümbel respecto a análogos asomos en Baviera. Geyer la ha descrito como fragmento litoral de la formación del Greste<sup>15</sup>. La estructura del Flysch, al norte de esta localidad, no tendría explicación si el antepaís llegase hasta allí. No es posible comparar esos jirones lepontinos con la aislada loma granítica de Waschberg, cerca de Stockerau, que en realidad pertenece al antepaís, aunque fuera de la zona del Flysch<sup>16</sup>.

Esta parte tan notable del borde externo del Flysch, al nor-nordeste de Viena, comienza allí su recorrido hacia los Cárpatos, pero, por desgracia, asoma de modo imperfecto. Abel ha descrito el titónico que le pertenece y que, a causa de su posición en el borde externo, no puede atribuirse a la zona de Gresten<sup>17</sup>. Hay margas con *Belemnites mucronata*, correspondientes a las capas de Nierenthal, de Baviera. También aparece el tipo Vicentino, que predomina en el antiguo terciario siguiendo el borde septentrional de los Alpes orientales. En los Cárpatos de Moravia la existencia de *Rhynchonella polymorpha*, Maas, muestra relación con el piso de Spillecco; las capas con *Echinolampas conoides* de Mattsee (alta Austria) corresponden a la Guichelina; al norte de Stockerau hallamos el piso de Priabona y los corales de Gomberto.

Examinaremos los distintos fenómenos.

En las capas de Gosau, dentro de los Alpes calizos, predomina la fa-

cies meridional hasta el límite inferior de las margas de *Inoceramus* (campaniense), cual ocurre en el sur de Francia, Transilvania, Armenia y en todas partes. Estos representantes meridionales no se han encontrado nunca en la zona del Flysch.

En esta zona hay depósitos muy espesos que contienen, en común con las margas de *Inoceramus* de Gosau, *Pachydiscus Neubergicus* y algunos otros amonites, pero las distinguen otras especies de *Inoceramus* (singularmente el *Inoceramus Salisburgensis*). Hacia lo más alto se asocian con las capas de Nierenthal, en las cuales se nota influencia nórdica.

Cerca de Salzburg, esta serie se aproxima mucho a las típicas de capas de rudistas de Gosau <sup>18</sup>. En el Tirol del nordeste un jirón se apoya sobre cenomanense transgresivo, y ambos discordantes en la zona caliza plegada. Un plano de corrimiento separa esta parte de la zona caliza de la del Flysch.

Las acumulaciones de *Belemnitella mucronata* que distinguen al senonense superior del centro de Europa, no se han hallado nunca en la zona caliza <sup>19</sup>. Todavía se ven en el borde externo del Flysch hasta el Mattsee y Stockerau <sup>20</sup>.

Precisamente presenta análogas relaciones la zona del Flysch de los Cárpatos. El cretáceo inferior tiene sello meridional predominante, mientras que la influencia nórdica comienza con las *Exogyras* del cenomanense <sup>21</sup>. Wisniowski cita *Actinocamax verus* cual representante del senonense inferior, y también la existencia de *Pachydiscus Neubergicus* y de *Inoceramus Salisburgensis*, representantes típicos de las capas de Nierenthal de Baviera <sup>22</sup>.

En este país, las capas que cubren a las últimas citadas contienen muchas especies que corresponden a las de Maestricht. Con el eoceno aparece el Vicentino meridional, especialmente en Austria.

Por tanto, deducimos que en la zona del Flysch de los Alpes orientales y de los Cárpatos prevalece su influencia meridional hasta el cenomanense; que desde aquel tiempo hasta el final del cretáceo domina la septentrional y luego de nuevo la meridional, que continúa hasta los tiempos mediterráneos. Tales facies coinciden con el movimiento positivo del cretáceo medio y superior y con el negativo al final del último. En otras palabras: *La transgresión general que ocurrió durante las épocas del cretáceo medio y superior introdujeron elementos nórdicos en los sedimentos alpinos, a los que, con esta excepción, caracterizan en todas partes los tipos meridionales y mediterráneos.*

De igual modo, sobre el cretáceo inferior meridional de Rumania y la estepa de Crimea yace senonense norteño, y sobre él caliza numulítica meridional.

Por último, hay hechos de significado general que no pueden dejar de mencionarse. Tales son: el gran espesor del Flysch; la falta de ingresiones

y transgresiones cretáceas a partir de los grandes valles longitudinales en el borde meridional de la zona caliza, y la existencia de jirones aislados de caliza, principalmente neocomiense, dentro del Flysch austriaco, y, en una localidad, asociación de la serpentina con esta caliza <sup>123</sup>. (Para estos tres últimos capítulos consúltese la lámina VIII).

## Notas del capítulo XIV: Los Alpes orientales.

<sup>1</sup> Fr. Teller, *Erläuterung zu Blatt Prassberg* (Geol. Karte der Cesterr.-ungar. Monarchie. Zone 20, Clo. XII). In-8.º, Viena, 1898, páginas 101, 158 y 164.

<sup>2</sup> Fr. Kossmat, *Ueberschiebungen im Randgebiete des Leibacher Moores* (C. R. IXº Congr. Geol. Inter., Viena, 1903, páginas 507-520, y láminas I-II; mapa y cortes); por el mismo, *Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LVI, 1906, páginas 259-276), y en otras partes. En su Memoria, *Die palaeozoischen Schichten der Umgebung von Eisern und Pöllan, Krain* (Verhandl., 1904, pág. 96), se nota la diferencia del carbonífero superior de los Altaides y la conservación del plano primitivo, que es un rasgo característico de las montañas de Asia y que se repite en Carintia.

<sup>3</sup> Fr. Teller, *Erläuterung zu Blatt Eisenkappel und Kanker* (Geol. Karte der Cesterr.-ungar. Monarchie, Zone 20, Col. XI). In-8.º, Viena, 1898, páginas 18-19; son consideradas como paleozoicas la diabasa y las pizarras verdes que se presentan en muchos puntos del límite. No está completamente dilucidada la cuestión; H. V. Graber, *Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLVII, 1897, pág. 231). Teller encontró al Sur de Villach una intrusión tonalítica intermedia entre la tonalita de Eisenkappel y la del Iselthal, de un kilómetro de largo.

<sup>4</sup> Geyer, *Zur Geologie der Lienzen Dolomiten* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst, 1903, pág. 195).

<sup>5</sup> B. Sander, *Geologische Beschreibung des Brixner Granits* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst, LVI, 1906, páginas 707-744, y lám. XXI; mapa).

<sup>6</sup> W. Hammer, *Olivingesteine am Nonsberg, Sulzberg und Ultenthal* (Zeitschr. f. Naturwiss., LXXII, Stuttgart, 1899, páginas 1-48, y mapa), y *Die krystallinischen Alpen des Ultenthales, 1. Das Gebirge südlich der Faltschauer* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst, LII, 1902, páginas 105-134); G. B. Trener dió un cuadro instructivo de una parte del límite en dirección al Col du Tonale: *Geologische Kartenskizze des nördlichen Abhanges der Preanellagruppe*, 1 : 100000 (Ibid., LVI, 1906, pág. 410).

<sup>7</sup> M. Vacek, *Ueber die geologischen Verhältnisse des Nonsberges* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1894, pág. 443), y las hojas de Rovereto, Trient, Cles (Geol. Karte der Cesterr.-ungar. Monarchie, Zonen 20, 21, 22, Col. IV), redactadas por el mismo geólogo.

<sup>8</sup> W. Hammer, *Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der Orblergruppe* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst, 1906, pág. 175). Riva describió rocas análogas procedentes de los alrededores del Adamello; por ejemplo, una suldenita del Passo della Rossola: *Nuove osservazione sulle Rocce filoniane del Grappo dell' Adamello*. In-8.º, Milán, 1897, pág. 11.

<sup>9</sup> Edm. Mojsisovics von Mojsvár, *Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien*. In-8.º, Viena, 1879, pág. 7.

<sup>10</sup> A. Tobler und A. Buxtorf, *Exkursions-Programm der Schweiz geol. Gesellschaft im der Klippenregion am Vierwaldstätters*. (Eclogae Geol. Helv., IX, 1905, páginas 1-53).

<sup>11</sup> Para la sucesión de las capas, véase sobre todo, entre los trabajos ya mencionados, F. Jaccard, *La région de la Brèche de la Hornfluh, Prealpes Berneses* (Bull. Laborat. Geol. Univ. Lausana, V, 1904, 205 páginas, cinco láminas, cortes y mapas). Para las raíces en largas distancias hasta la Maurienne y la Tarentaise, véase Kilian y P. Lory, C. R. Acad.

Sc., CXLII, 1906, 1.º sem., páginas 359-360, y en otras partes; esta es la «Breche du Telegraph», cuya edad liásica demostró Kilian.

<sup>12</sup> Lorenz, in G. Steinmann, *Geologische Beobachtungen in den Alpen, II* (Berichte Naturforsch. Gesellsch. Freiburg i. B., XVI, 1906, y nota de la pág. 37).

<sup>13</sup> W. von Seidlitz, *Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon* (Berichte Naturforsch. Gesellsch. Freiburg, i. B., XVI, 1906, páginas 232-367, y láminas VII-X).

<sup>14</sup> H. Hoek, *Das zentrale Plessurgebiete, Geologische Untersuchungen* (Berichte Naturforsch. Gesellsch. Freiburg, i. B. XVI, 1906, páginas 367-448, y láminas XII-XIII; mapas y cortes). Allí se encuentra la sábana de Klippen; el manto de la Breche, indicado solamente; el manto de las rocas verdes; después un «Parpaner Zwischenstück», constituido por capas de la serie austroalpina desde el piso de Raibl, coronado por Radiolarios (aunque con rocas verdes en la cumbre), y, encima, la serie austroalpina normal. F. Jaccard hace notar el hecho de que en los Alpes Friburgueses se encuentran los bloques verdes por debajo de la sábana de la Breche; *La teoría de Marcelo Bertrand, o algunas reflexiones sobre la nota de M. Steinmann.....* (Bull. Laborat. Geol. Univ. Lausana, VII, 1906, 15 páginas). Según Hoek, parece que ocurre lo mismo en los alrededores de Iberg (Centralblatt f. Min., 1906, páginas 461-465). Por ejemplo, no se puede reconocer si hay allí pliegues estirados.

<sup>15</sup> G. Steinmann, *Die geologische Bedeutung der Tiefseebildungen und der ophiolithischen Eruptiva* (Berichte Naturforsch. Gesellsch. Freiburg i. B., XVI, 1905, páginas 44-65). No me parece decisiva la objeción de que los Ammonites fueran animales vivientes en el fondo del mar (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., X, 1859, Verhandl., pág. 5); para la frecuente presencia de los Radiolarios en las calizas de Aptichus, véase Rüst, *Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura* (Palaeontographica, XXXI, 1885, pág. 274).

<sup>16</sup> W. Kilian y P. Lory, *Hoja del Gran San Bernardo 1 : 320.000* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., XVI, 1904-1905, núm. 110, páginas 452-456).

<sup>17</sup> Dos descripciones existen de este territorio completamente opuestas: la Memoria ya citada de W. von Seidlitz y una nota de O. de Ampferer, *Zur neuesten geologischen Erforschung des Rätikongebirges* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1907, páginas 192-200). A pesar de estas divergencias, el corte de Ampferer indica lo mismo el hundimiento del titónico, del Verrucano, del Flysch con Fucoides y de otras capas bajo las rocas cristalinas de los Alpes orientales. El titónico y las capas rojas del senonense aparecieron además, en Gargellen, en una ventana, por debajo del gneis.

<sup>18</sup> Los trabajos de Steinmann, Lorenz y Rothpletz relativos a esta ventana, están enumerados en Ed. Suess, *Ueber das Innthal bei Nauders* (Stzungsber. k.k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., Abth. I, CXIV, 1905, páginas 699-735). Es preciso añadir a estos W. Schiller, *Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin, II. Piz Lad Gruppe* (Berichte Naturforsch. Gesellsch. Freiburg i. B., XVI, 1906, páginas 108-163, y láminas III-IV; corte y mapa), y K. Zoepfritz, *Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno* (Ibid., páginas 164-231, y láminas IV-VI; corte y mapa); para las rocas verdes, véase Steinmann, ibid., XVI, 1905, páginas 44-65.

<sup>19</sup> Ed. Suess, *Ueber das Innthal bei Nauders*, pág. 725.

<sup>20</sup> W. Schiller, *Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin, I. Lischannagruppe* (Berichte Naturforsch. Gesellsch. Freiburg i. B., XIV, 1904, páginas 107-180, y láminas IV-VIII; mapa, cortes y foto), y *II. Piz Lad Gruppe* (Ibid., XVI, 1906, páginas 108-163, y láminas III-IV; cortes y mapas); A. Spitz und G. Dyrenfurth, *Anzeiger k.k. Akad. Wiss. Viena*, 7 nov. 1907, páginas 424-427.

<sup>21</sup> W. Gümbel, *Das Auftreten kristallinischer Schiefer im Rettenschwanger Thale bei Hindelang* (Geogn. Jahreshfte, I, 1888, páginas 170-172); para una descripción petrográfica, véase K. A. Reiser, *Ueber die Eruptivgesteine des Alpgäu (in Tschermak, Mineralog., Petrogr. Mitteil., X, 1889, páginas 500-548, y lám. X).*

- <sup>22</sup> Th. Lorenz, Memoria citada, pág. 71.
- <sup>23</sup> G. Steinmann, *Geologische Beobachtungen in den Alpen, I* (Berichte Naturforsch. Gesellsch. Freiburg i. B., 1900, pág. 258, y lám. I).
- <sup>24</sup> A. Rothpletz, *Geologische Alpenforschungen, I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und West-Alpen und die Rhaetische Ueberschiebung*. In-8.º, München, 1900, pág. 163.
- <sup>25</sup> F. Stoliczka, Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., XII, 1861-1862, pág. 114; *Bericht über die im Sommer 1861 durchgeführte Uebersichtsaufnahme des südwestlichen Theiles von Ungarn* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XIII, 1863, páginas 1-25); la *Geologische Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie* de F. von Hauer (1 : 576 000) representa la mayor parte del territorio que es objeto de este capítulo. Diener reunió, en un excelente cuadro de conjunto, los datos que se poseen sobre los Alpes de la Mur (*Bau und Bild von Oesterreich*, Viena, 1903, páginas 410-474).
- <sup>26</sup> Políferos y artejos de Crinoïdes; K. Hoffman, Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1877, pág. 16; Fr. Toulou, *Ueber Devon-Fossilien aus dem Eisenburger Comitate* (Ibid., 1878, páginas 47-52). Al Este de Rechnitz encontré un pequeño asomo de caliza oscura de Crinoïdes.
- <sup>27</sup> K. A. Penecke, *Das Grazer Devon* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLIII, 1893, páginas 567-616, y láminas VII-XII); F. Heritsch, *Studien über die Tektonik der palaeozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens* (Mitteil. Naturwis. Ver. für Steiermark, 1905, páginas 170-224), y *Bemerkungen zur Geologie des Grazer Beckens* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1906, páginas 203-238).
- <sup>28</sup> D. Stur, *Geologie der Steiermark*. In-8.º, Gratz, 1871, pág. 122, y en otras partes.
- <sup>29</sup> Fr. Toulou, *Die Kalke der Grebenze im Westen des Neumarkter Sattels in Steiermark* (Neues Jahrb. f. Min., 1893, II, páginas 169-173). Geyer considera estas calizas como silurianas a causa de estar recubiertas por pizarras de Semriach; G. Geyer, *Ueber die Stellung der altpalaeozoischen Kalke der Grebenze in Steiermark* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1893, páginas 406-415); me parecen decisivas las razones paleontológicas que aduce Toulou.
- <sup>30</sup> V. Pichler, *Die Umgebung von Turrach in Ober-Steiermark in geognostischer Beziehung, mit besonderer Berücksichtigung der Stangalpner Anthracitformation* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., IX, 1858, páginas 185-228); Stur, *Funde von untercarbonischen Pflanzen der Schatzlarer Schichten am Nordrande der Centralkette in den nordöstlichen Alpen* (Ibid., XXXIII, 1883, pág. 194); F. v. Kerner (Verhandl., ídem, 1895, pág. 324); W. A. Humphrey, *Ueber einige Erzlagertstätten in der Umgebung der Stangalpe* (Jahrb. ídem, LX, 1905, páginas 349-368, y láminas VIII-IX; mapa y corte).
- <sup>31</sup> H. Höfer expone ejemplos de esta rica fauna, *Das Miocän von Mühldorf in Kärnten* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLIII, 1892, páginas 311-324).
- <sup>32</sup> H. Höfer, *Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., CIII, Abth. I, 1894, páginas 467-487); K. A. Redlich, *Die Geologie des Gurk- und Görtlschitztales* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LV, 1905, páginas 329-348, y láminas VII-VIII; corte y mapa). Para las analogías con el Norte, véase sobre todo A. Bittner, *Die Trias von Eberstein und Pölling in Kärnten* (Ibid. XXXIX, 1889, páginas 483-488).
- <sup>33</sup> Fr. Toulou, *Geologische Untersuchungen in der «Grauwackenzone» der Nordöstlichen Alpen* (Deutschr. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., L, 1885, II. Abth., páginas 121-184; mapa y cortes); por el mismo, *Die Semmeringkalke* (Neues Jahrb. f. Min., 1899, II, páginas 153-163), y *Führer zu dem IX. Internationalen Geologen Congress*, Viena, 1903; *Führer für die Exkursion auf dem Semmering*, 50 páginas y un mapa.
- <sup>34</sup> D. Stur, *Funde von untercarbonischen Pflanzen der Schatzlarer am Nordrande der Centralkette in den nordöstlichen Alpen* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXXIII 1883, páginas 189-206); H. Baron von Foullon, *Ueber die petrographische Beschaffenheit der*

*krystallinischen Schiefer der untercarbonischen Schichten..... in Obersteiermark* (Ibid., páginas 207-252); M. Vacek, numerosas publicaciones, en particular *Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst.*, 1884, pág. 390; 1886, pág. 71; 1893, pág. 483; véase también C. v. John, *Ueber steirische Graphite* (Ibid., 1892, páginas 413-418), y R. Hoernes, *Metamorphismus der obersteirischen Graphitlager* (Mitteil. Naturw. Ver. Steiermark für 1905, páginas 90-131). Según recientes investigaciones, el gneis de Blasseneck, tan a menudo mencionado, es una cuarcita de sericita con feldespatos.

<sup>35</sup> Véase, por ejemplo, el mapa de M. Vacek, *Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst.*, 1895, pág. 299; yacimientos minerales de Kallwang; K. A. Redlich, *Berg-und. Hüttenm. Jahrb. d. Montanlehranst. Leoben u. Przibram*, 1903, y lám. I; mapa y corte de las minas de cobre de Radmer.

<sup>36</sup> F. Heritsch, *Anzeiger d. k. Akad. Wiss. Viena*, 21 marzo 1907.

<sup>37</sup> W. v. Gümbel, *Sitzungsberichte, d. k. Akad. der Wiss. München*, XIX, 1889, página 383; E. von Mojsisovics, *Ueber das Auftreten von Nummulitenschichten bei Radstadt im Pongau* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1897, pág. 215; véase también 1898, pág. 14, y 1900, pág. 8); F. Trauth in F. Becke und Uhlig, *Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalpmassiv und im der Radstädter Tauern* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw. CL., CXV, Abt. I, 1906, pág. 1730).

<sup>38</sup> Th. Ohnesorge, *Über Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1905, páginas 373-377); para Schwaz, véase un trabajo del mismo autor, *Der Schwazer Augengneiss* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LIII, 1903, pág. 377); para la parte oriental cerca de Dienten, A. Till, *Das geologische Profil von Berg Dienten nach Hofgastein* (Verhandl., 1906, páginas 323-335). Se puede encontrar un buen sumario de conjunto con un mapa en Diener, *Bau und Bild von Oesterreich*, páginas 433 y siguientes.

<sup>39</sup> Spitz und Dyrenfurth, nota citada; K. Zöppritz, *Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno* (Bericht Naturforsch. Gesellsch. Freiburg i. B., XVI, 1906, páginas 164-231, y láminas IV-VI; mapa y cortes); O. Schlagintweit, *Die tektonischen Verhältnisse in dem Berger zwischen Livigno, Bormio und Münsterthal*, Inaug. Diss. In-8.º, 29 páginas, München, 1907.

<sup>40</sup> P. Termier, *Les nappes des Alpes orientales et la Synthèse des Alpes* (Bull. Soc. Geol. de la Fr., 4.ª serie, III, 1903, páginas 711-765, y láminas XXII-XXIII; cortes y mapa; en particular pág. 750); por el mismo, *Sur les nappes de la région de l'Ortler* (C. R. Acad. Sc., CXXXIX, 1904, 2.º sem., páginas 617-618).

<sup>41</sup> El pliegue que Hammer describió en el Hochleitenspitze se debe considerar como un sinclinal abierto hacia el norte. El mismo Hammer interpreta de esta manera el accidente Kleinbrod-Uebergrimm. Para estos yacimientos véase A. Rothpletz, *Geologische Alpenforschungen, II. Ausdehnung und Herkunft der Rhaetische Schubmasse*. In-8.º, VIII, 261 páginas, y mapa, 1905, en particular páginas 142 y siguientes; Fr. Frech, *Ueber den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner* (Wissenschaftl. Ergän.-Heft zur Zeitschr. Deutsch. u. Österr. Alpenver., II, I. Heft, 98 páginas, 25 láminas, y un mapa geológico del Brenner, 1905; en particular páginas 70 y siguientes); P. Termier, *Les Alpes entre le Brenner et la Valteline* (Bull. Soc. Geol. de la Fr., 4.ª serie, V, 1905, páginas 209-289, y láminas VII-VIII; mapa y corte; en particular 236 y siguientes, y Conte Rendu somm. ídem, páginas 159-161); W. Hammer, *Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der Ortlergruppe* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1906, páginas 174-188).

<sup>42</sup> W. Hammer, *Mitteilung über Studien in der Val Furva und Val Zebur bei Bormio* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1902, páginas 320-330; 1907, pág. 234).

<sup>43</sup> G. Theobald, *Die südöstlichen Gebirge von Graubünden und den angrenzenden Veltlin* (Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz, III, 1866, pág. 157). Theobald escribió Weisshorn; la hoja XX del *Mapa geológico de Suiza* a la escala de 1 : 100 000, levanta



por este geólogo, representa la región que nos ocupa. Theobald, excelente observador, completó, bajo la influencia de las ideas entonces en boga, casi todas las fajas de Trias ajustadas en los terrenos anteriores, hasta obtener los sinclinales concéntricos. El texto indica los hechos observados.

<sup>44</sup> Melzi, Memoria citada (Giornale di Mineralogia, IV, 1893, pág. 103).

<sup>45</sup> A. Bolla, *Il gneiss centrale della Valtellina* (Atti R. Accad. Lincei, 4.ª serie, Rendic., VII, 2.º sem., 1891, páginas 101-105).

<sup>46</sup> C. Diener, *Die Kalkfalte des Piz Alv in Graubünden* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXXIV, 1884, páginas 113-320).

<sup>47</sup> Chr. R. Tarnuzzer, *Die Asbestlager der Alp Quadrata bei Poschiavo* (Jahresber. Naturforsch. Gesellsch. Graubündens, XLV, 1901, 1901-1902, páginas 133-147, y mapa); H. Brockmann-Jerosch, *Die Flora des Puschlav*. In-8.º, Leipzig, 1907, páginas 9-13). Las investigaciones de Brockmann prolongan en forma de trazos tanto el Piz Alv como el Sassalba hacia el sur, y la dirección E.-W. que reina al oeste de Poschiavo contrasta más. Debo a M. Tarnuzzer estas indicaciones.

<sup>48</sup> G. Geyer, *Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1892, páginas 319-327); *Vorlage des Blattes «St. Michael»* (1893, páginas 40-60).

<sup>49</sup> En el mapa de M. Vacek, puede verse un ejemplo de estas dificultades, *Die Schladinger Gneissmasse und ihre Umgebung* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1901, pág. 372).

<sup>50</sup> F. Frech publicó una vista del Gurpertschegg cerca de Twesng en los Sitzungsber. k. Preuss. Akad. Wiss. Berlin 1896, II, pág. 1274, fig. 12 y en los geol. u. Palaeont. Abhandl. de Koken, IX, 1901, pág. 30, y fig. 8.

<sup>51</sup> F. Becke und V. Uhlig, *Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalpmassiv und in den Radstätter Tauern* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Matem.-naturw. CL, CXV, Abt. 1, 1906, páginas 1693-1737; en particular pág. 1731).

<sup>52</sup> G. Stache, *Aus dem Ortler Gebiet* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1876, páginas 314-318); *Orientierungs-Touren südwärts und nordwärts vom unteren Vintschgau* (Ibid., 1877, páginas 205-207); *Die geologischen Verhältnisse der Gebirgsabschnitte im Nordwesten und Südosten der unteren Ultenthalen* (Ibid., 1880, páginas 127-131); Jahrb. d.º, XXVII, 1877, páginas 143 y siguientes; W. Hammer, *Die Kristallinen Alpen des Ultenthalen* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LII, 1902, páginas 105-134, y LIV, 1904, páginas 541-576, y lám. XIII); por el mismo, *Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale* (Ibid., LV., 1905, páginas 1-26, y lám. I; mapa y cortes), y *Geologische Beschreibung der Laasergruppe* (Ibid., LVI, 1906, páginas 497-538, y láminas XIV-XVII, mapa, foto y cortes).

<sup>53</sup> E. Weinschenk, *Die Tiroler Marmorlager* (Zeitschr. f. prakt. Geol., XI, 1903, páginas 131-147). A. A. Julien, de Nueva York, llegó a un resultado del todo análogo *Genesis of the Amphibole Schists and Serpentine of Manhattan Island, New York* (Bull. Geol. Soc. of America, XIV, 1903, páginas 421-494, y láminas 60-63).

<sup>54</sup> Véase, por ejemplo, C. Schmidt, *Eclogae*. Geol. Helv., IX, 1907, pág. 505.

<sup>55</sup> Mojsisovics, *Mitteil. Esteri. Alpenver.*, II, 1866, pág. 377; Hammer, *Geologische Beschreibung der Laasergruppe*, páginas 519 y siguientes. Hammer halló el banco de yeso de 100 metros de ancho y potencia de 30, muy cristalino, concordante bajo los filadidos cuarcíferos; Hammer los considera como primarios y singénético.

<sup>56</sup> F. Becke, F. Berwerth und U. Grubenmann, Datos preliminares (Anzeiger k. Akad. Wiss. Viena, 1895, páginas 45-49; 1896, páginas 15-22; 1897, páginas 8-14; 1898, páginas 12-19; 1899, páginas 5-10; F. Löwl, *Der Granatspitz-Kern* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLV, 1895, pág. 615-640, y lám. XVIII; mapa); E. Becke und F. Löwl, *Exkursionen im westlichen und mittleren Abschnitt der Hohen Tauern* (Führer zu den Exkur-

sionen, IX, Internat. Geol. Congre., 1903, VIII, und IX, 41 y 27 páginas, y mapa); F. Becke, *Das nordwestliche Randgebiet des Hochalmkerns* (in Becke und Uhlig, *Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen* Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-Naturwiss. CL., Abt. I, CXV, 1906, páginas 1693-1719), y en otras partes.

<sup>57</sup> P. Termier, *Las nappes des Alpes Orientales et la Synthèse des Alpes* (Bull. Sic. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> serie, III, 1903, páginas 711-765, y láminas XXII-XXIII; mapa y cortes); por el mismo, *Les Alpes entre le Brenner et la Valtelina* (Ibid., 4.<sup>a</sup> serie, V, 1905, páginas 200-289, y láminas VII-VIII; mapa y cortes); por el mismo, *La Synthèse géologique des Alpes*. In-8.º, 20 páginas, Lieja, 1906.

<sup>58</sup> V. Uhlig, *Erster Bericht*, pág. 1732.

<sup>59</sup> Termier, *Sobre algunas analogías de facies geológicas entre la zona central de los Alpes orientales y la zona interna de los Alpes occidentales* (C. R. Acad. Sc., CXXXVII, 1903, 2.º sem., páginas 807-808).

<sup>60</sup> F. Teller, *Geologische Mittheilungen aus der Oetzthaler-Gruppe* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1878, pág. 66).

<sup>61</sup> A. v. Elterlein, *Beiträge zur Kenntniss der Erzlagerstätte des Schneebergs bei Mayrn in Südtirol* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLI, 1891, páginas 289-348, y lám. IV; mapa y cortes); E. Weinschenk, *Die Erzlagerstätte des Schneebergs in Tirol* (Zeitschr. f. prakt. Geol. XI, 1903, páginas 231-237); se encontrará una descripción detallada en la Memoria citada de Frech. En los alrededores de Moarer Weissen también se han hallado crinoides.

<sup>62</sup> F. Frech, *Ueber dem Gebirgsbau der Tiroler Centralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner* (Wissensch. Ergän.-Hefte zur Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenver. II, I. Heft, Innsbruck, 1905, 98 páginas, 25 láminas y un mapa geológico del Brenner).

<sup>63</sup> Frech separó a Gschleyer Wand (con la Telfer Weisse) y la dolomia de Pflersch del grupo del Tribulaun; considera este macizo como un pliegue inclinado hacia el sur. Termier, al contrario, lo considera formando parte del Tribulaun. También Termier lo relega hipotéticamente hacia el sur, a la banda de Sprechenstein (Ratschings); Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.<sup>a</sup> serie, V, 1905, pág. 231.

<sup>64</sup> A. Rothpletz, *Geologische Alpenforschungen*, II, páginas 208 y siguientes.

<sup>65</sup> Pichler lo descubrió; F. v. Kerner, *Die Carbonifera des Steinacherjoches* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLVII, 1897, páginas 365-386, y láminas VIII-X), y Verhandl. d.º, 1906, páginas 130-131. Recorriendo en la época de la construcción del ferrocarril esta parte de la línea se encontró grafito procedente del túnel de Jodok.

<sup>66</sup> Franz E. Suess, *Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLIV, 1894, páginas 589-670, y láminas X-XIII; mapa); Rothpletz encontró también allí fósiles réticos.

<sup>67</sup> C. Diener, *Einige Bemerkungen über die stratigraphische Stellung der Krimmler Schichten und über den Tauerngraben in Oberpinzgau* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., L, 1900, páginas 383-394; corte de la pág. 385); véase también F. Löwl, *Der Gross-Venediger* (Ibid., XLIV, 1894, pág. 519), y IX. Internationalen Geologen-Congress. Führer für die Exkursionen in Österreich, Viena, 1903, IX, pág. 11.

<sup>68</sup> Fr. Frech, *Ueber den Gebirgsbau der Radstädter Tauern* (Sitzungsber. Akad. Wiss. Berlin, 1896, páginas 1255-1277), y *Geologie der Radstädter Tauern* (Geol. u. Paleont. Abhandl., herausg. von Koken, Neue Folge, V, páginas 1-66, 38 figuras, y nn mapa geológico); V. Uhlig, *Aus dem mesozoischen Gebiete der Radstädter Tauern* (in Becke und Uhlig, *Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen*; Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. CL., Abt. I, CXV, 1906, páginas 1719-1737). Se pueden citar, entre los trabajos anteriores, M. Vacek, *Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXXIV, 1884, páginas 509-634, y lám. XI; cortes), y una nota más reciente del mismo autor, *Ueber die Schladminger Gneissmasse*

*und ihre Umgebung* (Verhandl. d<sup>o</sup>, 1893, páginas 386 y siguientes). Una parte muy notable del Trias se transformó en micacitas calizas con Pentacrinos; la mayor parte de los fósiles de mi colección proceden desde luego de la Mittereckalpe (véase Anzeiger k. Akad. Wiss. Viena, 20 nov. 1890).

<sup>69</sup> F. Teller, *Aufnahmen im oberen Oetz-und Passeier-Thale* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1877, páginas 231-235); *Geologische Mitteilungen aus der Oetzthaler Gruppe* (Ibid., 1878, páginas 64-66), y *Ueber die Aufnahmen im unteren Vintschgau und im Iffingergebiete bei Meran* (Ibid., 1878, páginas 392-396).

<sup>70</sup> F. Löw, en varias publicaciones, particularmente *IX. Internationaler Geologen-Congress, Führer für die Exkursionen in Oesterreich*, Viena, 1903, IX, páginas 20-21.

<sup>71</sup> B. Granigg, *Geologische und petrographische Untersuchungen im Ober-Möhlthal in Kärnten* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LVI, 1906, páginas 367-404 y lám. X, y mapa de la pág. 384).

<sup>72</sup> Frech (*Ueber den Gebirgsbau der Tiroler Centralalpen*, pág. 20), señala a lo largo de la vía férrea, cerca de Amras, un fragmento de Trias embebido en los filadidos antiguos; después de visitar esta localidad, no puedo unirle a las dudas que suscita esta indicación. Según su posición, este fragmento parece deba ser considerado como austroalpino.

<sup>73</sup> G. Stache, *Notizen aus den Tiroler Centralalpen* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1873, páginas 222-223).

<sup>74</sup> Véase, por ejemplo, la discusión en el Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.<sup>a</sup> serie, VI, 1906, pág. 431.

<sup>75</sup> F. Becke und F. Löw, *Geologische Uebersichtskarte des Westabschnittes der Hohen Tauern* (IX. Internationaler Geologen-Congress. Führer für die Exkursionen in Oesterreich, 1903, VIII und IX).

<sup>76</sup> A. Buxtorf, *Zur Tektonik des Kettenjura* (Bericht XL. Versamml. Oberrhein. Geol. Ver. zu Lindau, 1907, 10 páginas); por el mismo, *Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung* (Beitrag. zur Geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, XXI, 1907, páginas 1-125, y láminas I-IV; mapa y cortes; en particular pág. 103).

<sup>77</sup> E. Kohler, *Ueber die sogenannten Steinsalzzüge des Saltstocks von Berchtesgaden* (Geognost. Jahreshfte, München, XVI, 1903, páginas 105-124). Estos yacimientos son muy diferentes de las masas de sal de Rumania, que surgen como cuerpos sólidos en medio de las arcillas miocenas, y rigen el plegamiento. Es posible que allí, en el borde de las montañas, fuera menor el cambio. Wieliczka representa la transición entre el plegamiento y el arrastre.

<sup>78</sup> A. R. Schmidt, *Ueber den Aufschluss des Salzlagers zu Hallstatt* (Oesterr. Zeitschr. f. Berg.-u. Hüttenw., XXI, 1873, páginas 81-82),

<sup>79</sup> Los cortes de conjunto de Aigner muestran claramente la sucesión particular de las capas, de donde resulta que los depósitos salíferos de Hallein y de Berchtesgaden corresponden a un pliegue inclinado (fig. 177); A. Aigner, *Der Salzbergbau in den österreichischen Alpen* (Berg.-und Hüttenm. Jahrb. aus Oesterreich, XL, 1892, páginas 203-380, y láminas III-VI; en particular pág. 211, y lám. III).

<sup>80</sup> C. v. Jhon reunió la mayor parte de los hechos en *Ueber Eruptivgesteine aus den Salzkammergut* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLIX, 1899, páginas 247-258); se señala también rocas que contienen, al parecer, glaucophana y pizarras verdes. En estas condiciones, es dudoso que la wehrilita de la terraza de Traun, cerca de Gmunden, provenga realmente del macizo bohemio. A una gran distancia hacia el Este, en Würflach, cerca de Wiener Neustadt, todavía surge un asomo de serpentina en las pizarras de Werfen.

<sup>81</sup> Edm. von Mojsisovics, *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oesterreich, Zone 15, Col. IX (Ischl Und Hallstatt)*, Viena, 1905, pág. 7).

<sup>82</sup> F. R. Wähner, *Das Sonnwendgebirge im Innthale. Ein Typus alpinen Gebirgsbaues*.

In-4.º, páginas XII-358, 19 láminas fotográficas, 96 figuras y un mapa, Leipzig und Viena, 1903. Para los bancos inclinados del Sonnwendjoch, véase sobre todo la lámina XVII; véase también O. Ampferer, *Ueber den geologischen Zusammenhang des Karwendel-und Sonnwendjochgebirges* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1902, pág. 108).

<sup>83</sup> O. Ampferer und W. Hammer, *Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLVIII, 1898, páginas 289-374, y láminas VIII-IX; mapa); O. Ampferer, *Geologische Beschreibung des nördlichen Theiles des Karwendelgebirges* (Ibid., LIII, 1903, páginas 169-252, y láminas IX-X; cortes y stereograma tectónico de W. Hammer), y en particular Verhandl., 1906, pág. 272; véase también A. Rothpletz, *Geologische Alpenforschungen*, II, páginas 187-204.

<sup>84</sup> Esto es lo que también dice Ampferer; la existencia de masas de cobijadura se señalan sólo con reserva. La naturaleza de los fragmentos (Rappenspitz) borra todas las dudas; compárese con Rothpletz, *Geologische Alpenforschungen*, II, pág. 202, fig. 86.

<sup>85</sup> *The Atoll of Funafuti Borings into a Coral Reef and the Results*. Published by the Royal Society of London. In-4.º, y Atlas, Londres, 1904; véase particularmente J. W. Judd, páginas 373 y siguientes.

<sup>86</sup> Edm. v. Mojsisovics, *Ueber den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. CL., CV, 1896, I, Abt. 1., páginas 5-40; en particular pág. 34). Se debe a E. Böse una de las tentativas más detalladas que se han hecho para distinguir los dominios de las diferentes facies del Triás en los Alpes orientales, *Beiträge zur Kenntniss der Alpenen Trias; II. Die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., L, 1898, páginas 468-586, y lámina XVIII; fotografía, y páginas 695-761).

<sup>87</sup> C. Diener, *Beiträge zur Kenntniss der mittel-und obertriadischen Faunen von Spiti* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. CL., CXV, Abt. I, 1906, páginas 757-778; en particular pág. 773).

<sup>88</sup> K. Diener, *Die Faunen der tibetanischen Klippen von Malla Johar, Zentral-Himalaya* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. CL., CXVI, 1907, Abt. I, páginas 603-614).

<sup>89</sup> Fr. Wähner, *Zur heteropischen Differenzirung des alpinen Lias* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1886, páginas 168-176, 190-206); véase también J. F. Pompeckj, *Paleontologische Beziehungen zwischen die untersten Liaszonen der Alpen und Schwabens* (Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. im Württemberg, XLIX, 1893, páginas XLII-LIV), además de las memorias paleontológicas detalladas del primero publicadas en Mojsisovics y Neumayr, *Beitrag. zur Paläontol. Österr., etc.*, 1882, y años siguientes.

<sup>90</sup> Edm. von Mojsisovics, in Diener, *Bau und Bild Österreicher*, pág. 387, fig. 2, y *Erläuterungen zur geologischen Karte von Österreich*, 1 : 75 000. Zona 15, Col. IX, 1905. Se encontrará en esta noticia los detalles de la sucesión de las capas.

<sup>91</sup> Mojsisovics señaló desde 1879 la existencia en el Salzkammergut, al sur y al norte, de dos regiones caracterizadas por la facies pelágica del Dachstein, con predominio de la facies del Osterhorn en el intervalo (*Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien*, in-8.º, pág. 87). Para el sistema de las facies de Hallstatt, la descripción de la cuenca de la Lammer dada por A. Bittner (*Aus den Salzburger Kalkalpen.*, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1884, páginas 78-87, 99-113, 358-367) es importante para consulta; sobre el Eldernbach, cerca de Vils, Rothpletz muestra la yuxtaposición de las facies pelágicas y de las facies abigarradas, separadas solamente por un accidente tectónico (*Geologische Alpenforschungen*, II, 1905, pág. 183); al Hoher Göll, Böse imagina la caliza del Dachstein superpuesta a una caliza jurásica con *Aptychus*, etc., etc. Em. Haug intentó un sistema en *Les nappes de Charriage des Alpes calcaires septentrionales*, 1.ª y 2.ª parte (Bull. Soc. Geol. de la Fr., 4.ª serie, VI, 1906, páginas 359-422, láminas X-XI; cortes y foto) Cuatro hojas se distinguen en esta importante Memoria, a saber: la de Baviera (B), la de la Sal (S), la de Hallstatt (H),

y la del Dachstein (D); la hoja D corresponde a las facies pelágicas; la B, a las facies abigarradas (Osterhorn); las S y H, a las facies de Hallstatt. Diener objeta que, según Haug, las hojas S y H deberían estar comprendidas entre las B y D, ya que éstas dos son las más próximas a aquéllas (Petermanns Mitteil., LIII, 1907, Literaturbericht, núm. 398). No está terminada la publicación de la Memoria de Haug.

<sup>92</sup> La mayor parte de los puntos señalados en el oeste son visibles en el mapa de C. W. Gümbel, *Geognostische Karte des Königreichs Bayern*, Abth. I, 1858, hojas I-V.

<sup>93</sup> Arn. Heim, *Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge*, y *Die Erscheinungen der Längszerreissung und Abquetschung am nordschweizerischen Alpenrand* (Vierteljahrsschr. Naturforsch. Gesellsch. Zürich, LI, 1906, páginas 441-472, láminas VII-VIII; mapa y cortes).

<sup>94</sup> Alb. Heim, *Das Säntisgebirge* (Beitr. zur Geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge, XVI, 1905. In-4.º, páginas x-654, atlas de 42 láminas; numerosos pasajes; véase sobre todo Arn. Heim, mismo volumen, pág. 450, y E. Blumer, mapa de la pág. 599).

<sup>95</sup> F. Freih. von Richthofen, *Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., X, 1859 páginas 72-137, láminas II-III; cortes; y XII, 1861-1862, páginas 87-206, lám. III; cortes); M. Vacek, *Ueber Vorarlberger Kreide* (Ibid., XXIX, 1879, páginas 659-758, láminas XVIII-XX).

<sup>96</sup> M. Söhle, *Geologische Aufnahme des Labergebirges bei Oberammergau mit besonderer Berücksichtigung des Cenomans in den Bayerischen Alpen* (Geogn. Jahreshefte, München, IX, 1896, páginas 1-66, láminas I-VIII, una figura de cortes y un mapa, 1897); y *Das Ammergebirge. Geologische aufgenommen und beschrieben* (Ibid., IX, 1898, páginas 39-89, y láminas I-XIV, dos láminas de cortes y un mapa, 1899).

<sup>97</sup> En particular, yo creo justificar las dudas emitidas sobre la altura que se atribuye a la hulla de Grünbach.

<sup>98</sup> A. de Grossouvre, *Investigaciones sobre la Creta superior, I. Estratigrafía general* (Mem. explicativa del Mapa geol. de Fr.). In-4.º, II, Paris, 1901, páginas 597-646: La Creta en los Alpes orientales entre el Rin y el Danubio.

<sup>99</sup> W. Petraschek, *Ueber Inoceramen aus der Gosau und dem Flysch der Nordalpen* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LVI 1906, páginas 155-168, y lám. VI). Señalaremos, además, la gran especie *Inoceramus Salisburgensis* en el Norte de Africa.

<sup>100</sup> La esferulita hallada cerca de Liebenstein, en Baviera, pertenece a la zona de las facies del Säntis. A. Rothpletz, *Geologische Alpenforschungen*, II, páginas 215-219 (Nachtrag zu Abschnitt I. Der Liebensteiner Rudistenkalk).

<sup>101</sup> J. Böhm, *Die Kreidebildungen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Oberbayern* (Palaeontographica, XXXVIII, 1891-1892, páginas 1-106, cinco láminas, una de éstas mapa geológico); O. M. Reis, *Erläuterungen zu der Geologischen Karte der VordeRALPENZONE zwischen Bergen und Teisendorf* (Geognost. Jahreshefte, VIII, 1895, páginas 1-155, y mapa geológico, 1896); y *Die Fauna der Hachauer Schichte, I. Gastropoden* (Ibid., IX, 1896, páginas 67-104, y láminas IX-XIII, 1897).

<sup>102</sup> O. Reis, *Zur Geologie der Eisenoolithführenden Eocänschichten am Kressenberg in Bayern* (Geogn. Jahreshefte, X, 1897, páginas 24-49, y lám. I. fig. 1, 1898).

<sup>103</sup> Eb. Függer, *Die oberösterreichischen Voralpen zwischen Irrsee und Traunsee* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LIII, 1903, pág. 338).

<sup>104</sup> O. M. Reis, *Die Korallen der Reiter Schichten* (Geogn. Jahreshefte, II, 1889, páginas 91-162, y láminas I-IV); K. Deninger, *Beiträge zur Kenntniss der Molluskenfauna der Tertiärbildungen von Reit im Winkel und Reichenhall* (Ibid., XIV, 1901, páginas 221-245, y láminas VII-VIII); J. Dreger, *Die Gastropoden von Häring* (Annalen k.k. Naturhist. Hofmus. Viena, VII, 1892, páginas 11-34, y láminas I-IV), y *Die Lamellibranchiaten von Häring* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LIII, 1903, páginas 253-284, láminas XI-XIII; la página 262 señala hoyos abiertos en la Muschelkalk y llenos de marga terciaria, lo cual exclu-

ye, por consecuencia, la idea de un arrastre). Según antiguas indicaciones, parece que, cerca de Reichenhall, apareció también un piso eoceno (Th. Fuchs, *Versteinerungen aus den Eocänbildungen der Umgebung von Reichenhall*, Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1874, páginas 132-135). Por aquel paraje existen restos de un basamento cenomanense; véase, por ejemplo, M. Schlosser, *Vehandl.*, 1893, pág. 195. Para los puntos al suroeste, véase K. Leuchs, *Die geogische Zusammensetzung und Geschichte des Kaisergebirges* (Zeitschr. des Ferdinandeums, Innsbruck, 3 Folge, LI, 1907, páginas 53-137, diez láminas y un mapa).

<sup>105</sup> M. Schlosser, *Centralblatt, f. Mineralogie*, 1904, pág. 657.

<sup>106</sup> C. W. v. Gümbel, *Die geologische Stellung der Tertiärschichten von Reit im Winkel* (Geogn. Jahreshefte, II, 1889, páginas 163-175, en particular pág. 165).

<sup>107</sup> C. Geyer, *Ueber die Gosaubildungen des unteren Ennstales und ihre Beziehungen zum Kreideflysch* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1907, páginas 55-76).

<sup>108</sup> A. Bittner, *Die Grenze zwischen der Flyschzone und die Kalkalpen bei Wien* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., L., 1900, páginas 51-58, en particular pág. 57).

<sup>109</sup> C. M. Paul, *Der Wienerwald. Ein Beitrag zur Kenntniss der nordalpinen Flyschbildungen* (Ibid., XLVIII, 1898, páginas 53-178, láminas II-VI, una de éstas mapa geológico; por ejemplo, pág. 171).

<sup>110</sup> A. Tornquist expresó análogas ideas (Sitzungsber. k. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, 1907, páginas 591-599). Cobijadura del Flysch por la Dolomia conforme una superficie poco inclinada, en A. Rothpletz, *Geologische Alpenforschungen*, II; por ejemplo, pág. 14, fig. 6.

<sup>111</sup> Ed. Suess, *Ueber die Brachiopoden Schichten* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. CL., X, 1853, pág. 286; Denkschr. d., VII, 1854, páginas 29-65, y láminas I-IV); F. von Hauer, *Ueber die Gliederung der Trias-Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., IV, 1853, pág. 739); M. L. Lipold, *Das Kohlengebiet in den nordöstlichen Alpen* (Ibid., XV, 1865, páginas 30 y siguientes).

<sup>112</sup> F. Trautsch, *Ueber die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen* (Anzeiger k. Akad. Wiss. Viena, 1906, páginas 308-310).

<sup>113</sup> Egb. Waitier v. Hochstetter, *Die Klippe von St. Veit bei Wien* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLVII, 1897, páginas 95-156, lám. III); Fr. Trauth, *Ein neuer Aufschluss im Klippengebiet von St. Wien* (Verhandl., ídem, 1907, páginas 241-245).

<sup>114</sup> Paul emitió la idea de que el Necomiense de Sank-Veit sucede normalmente a los términos más inferiores del Flysch; según esta hipótesis, la serie de Gresten formaría parte de la zona del Flysch. Pero la circunstancia, ya reconocida por el mismo Paul, de que la dirección del Flysch es diferente a menudo de la que sigue la serie de Gresten, es desfavorable a este punto de vista. Em. Haug compara allí la serie de los Prealpes (*Las hojas de acarreo de los Alpes Septentrionales*, Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, VI, 1906, pág. 366).

<sup>115</sup> G. Geyer, *Ueber die Granitklippe mit dem Leopold von Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1904, páginas 363-390); por el mismo Hochstetter y Toulá, Ibid., 1870, pág. 91, y Toulá, 1905, pág. 89; Mojsisovics, Ibid., 1893, pág. 14. En el Flysch aparecen bloques que se asemejan a los del antepaís, asociados a rocas singularísimas, como las de pórfido augítico. (Berwerth, *Mitteil. Mineralog. Gesellsch. Viena*, 1907, pág. 12, y también en Becke, *Mineralog. Mitteil.*, 1907).

<sup>116</sup> Es un granito sudético, rodeado de bancos horizontales de un conglomerado litoral eoceno o oligoceno inferior, el único vestigio de un ribazo que encuentra en la proximidad de los Alpes orientales; D. Stur, *Geologische Special-Karte der Umgebung von Wien*, seis hojas in-folio, 1891.

<sup>117</sup> O. Abel, *Die Tithonschichten von Nidesfellabrum in Niederösterreich* (Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1897, páginas 343-362); *Studien im Klippengebiet zwischen Donau und Thaya. I* (Ibid., 1899, páginas 284-285); *Die Beziehungen des Klippengebietes zwischen*

*Donau und Thaya zum Alpin-karpathischen Gebirgssysteme* (Ibid., 1899, páginas 374-381), y en otras publicaciones.

<sup>118</sup> Eb. Fugger, *IX. Internat. Geologen-Congre. Führer für die Excursionen in Österreich*, Viena, 1903, núm. IV: *Salzburg und Umgebung*, 21 páginas; y *Die Gaisberggruppe* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LVI, 1906, páginas 213-258); véase sobre todo *Erläuterung zur Geol. Specialkarte v. Österreich*, Zone 14, Col. VIII, Salzburg.

<sup>119</sup> La aparición de una especie rara, la *Belemnitella Hoeferi* Schlönbach, en las capas del Gosau de la Neue Welt, o de una *Belemnitella* rara en la Scaglia de la Brianza (Dináridos) no influye nada en esta conclusión. M. de Grossouvre, que ha hecho tanto para el paralelismo de las capas de Gosau, sostiene una hipótesis diferente; véase su nota *Sobre las capas de Gosau, consideradas en sus relaciones con la teoría del arrastre* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.<sup>a</sup> serie, IV, 1904, páginas 765-776).

<sup>120</sup> O. Abel, Verhandl. k.k. Geol. Reichsanst., 1897, pág. 361.

<sup>121</sup> V. Uhlig, *Die Geologie der Tatra Gebirges*, I (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturw., CL., LXIV, 1897, pág. 684, y en otras partes).

<sup>122</sup> Th. Wisniowski, *Sobre la edad de las capas de Inoceramus en los Cárpatos* (Bull. Internat. Acad. Sc. Cracovia, 1905, páginas 352-359), y *Sobre la fauna de las pizarras de Spas* (Ibid., 1906, páginas 240-254, y lám. X).

<sup>123</sup> O. Abel, *Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., LIII, 1903, pág. 108).

## CAPÍTULO XV

# LOS ALTAIDES PÓSTUMOS

1. Los Alpes.—Su continuación al nordeste y al este.—Su continuación al sur y al suroeste.—2. Los pliegues de Provenza.—3. Los Pirineos.

Luego de formados los Altaides orientales y convertidos los Altaides en pilares, se alzaron entre éstos, en los espacios hundidos, cordilleras a las que denominamos «Altaides Póstumos», que han sufrido plegamiento durante el terciario y aun en épocas posteriores. Excepto el Atlas mediterráneo, todas pertenecen a Europa.

Su miembro más importante es el sistema alpino o Álpidos. Al estudiar esas montañas sobre la base de los dos capítulos anteriores, consideraremos primero los propios Alpes y especialmente su subdivisión en hojas. Siguiendo su prolongación al nordeste, discutiremos la parte correspondiente a las hojas de cobijadura en la estructura de los Cárpatos. Al suroeste consideraremos las especiales relaciones de Calabria con Sicilia y de Sicilia con Túnez. El divergente desarrollo del triásico en distintas partes del Mediterráneo occidental arrojará nueva luz acerca de esta parte del Tetis.

El segundo miembro de los Altaides comprende los pliegues de Provenza, los Pirineos y las montañas del norte de España. En este caso, los puntos principales que debemos citar son las relaciones de un fragmento de los Altaides (la mole de Mouthoumet, en el recodo de los pliegues provenzales) con los Pirineos, la gran parte que en la composición de éstos han tenido los Altaides y su movimiento hacia el sur, así como otros muchos rasgos poco comunes que se presentan en la estructura de esas montañas.



También hay Altaides póstumos en la cuenca de Londres y de París y en el oeste de Portugal, pero ya hemos tratado de ellos y no los discutiremos de nuevo.

## 1. LOS ALPES.

LA HOJA ALPINA ORIENTAL.— De lo que precede se deduce cuánto falta en nuestros conocimientos acerca de los Alpes, y cuán recientes son los intentos para explicar los problemas que ofrecen (especialmente en la parte oriental), valiéndonos de los descubrimientos modernos. En estas circunstancias, el servicio más valioso que podemos aportar a una investigación sintética es señalar los problemas que exigen pronta resolución.

No debemos perder de vista la diferente índole y valor de los tres límites principales, a saber: primero el límite dinárico, de profundo significado como línea y según la cual se aproxima a los Alpes un elemento extraño; luego la línea que sigue el Rhaeticon, Oberhalbstein y Piz Tremoggia, importante por formar el límite occidental de la superpuesta hoja alpina oriental; en fin, la zona interna del Flysch, instructiva por sí misma, pero que no penetra tan profundamente en la estructura. La hoja alpina oriental se divide longitudinalmente en dos mitades. El Semmering, la zona de grafito del norte de Stiria y los Tauern son elementos anómalos que señalan la división. Todo indica que las cadenas marmóreas de Schneeberg y Ratschings, y la probable prolongación de la última hasta Laas y el sur del Ortler, fueron un día la continuación de las calizas mesozoicas de los Tauern, y así prolongaron la separación hacia el suroeste; pero hasta ahora no se ha comprobado.

Su *mitad meridional*, donde emerge de la llanura húngara al este, es muy ancha y comprende grande parte de la cuenca del Mur, por encima de Gratz, los montes paleozoicos de este nombre y las montañas últimamente conocidas como Alpes Centrales de Styria. En el sur se une a esta mitad de la hoja larga tira mesozoica que sigue el límite dinárico, que al este, en el Karawanken, y al este en los Montes de Lienz, tiene intenso plegamiento y comprende la cadena del Drau. Grandes partes oblongas de ellas se han hundido en fosas. En el valle del Gurk esos sedimentos mesozoicos, juntamente con cretáceo superior y eoceno, se extienden en transgresión horizontal muy al norte, sobre los antiguos terrenos de los Alpes del Mur. Presentan carácter de los Alpes calizos septentrionales.

Hacia el oeste, los separa de los Dináridos una faja de neis y micacitas. En el Brenner, sobre estrecha zona entre Sprechenstein y el granito de Brixen, sólo esa faja y otra prendida de triásico representan la mitad meridional de los Alpes orientales. Rodean la cabeza de los Dináridos y los terrenos más antiguos pueden seguirse al oeste de la línea Judicaria hasta la comarca situada al norte del paso de Tonale.

Parece que las partes meridional y occidental de este gran trozo de los Alpes han permanecido pasivas bajo la influencia de los Dináridos que avanzaban. En el grupo de Kreuzeck se advierte, además, la influencia de los Tauern. Los Alpes del Mur presentan en grado no pequeño caracteres de región autóctona más antigua, lo mismo en lo que se refiere a su aspecto que a la manera con que emergen de la amplia llanura. Aquí se justifican las dudas acerca de la disposición de los Alpes en hojas o mantos. Es posible que nuevos descubrimientos nos permitan eliminar un fragmento extraño de los Alpes.

En esta región, desde Hungría hasta el Brenner, hay falta absoluta de glaciares.

*La mitad septentrional de los Alpes orientales* difiere de la meridional por muchos conceptos. Se compone en el sur de una faja de terrenos antiguos, probable prolongación de los Alpes del Mur. Se une en el oeste a los antiguos filadíos cuarcíferos del Pinzgau; cruza el Brenner al sur de Innsbruck, y al oeste del paso se ensancha mucho y forma el Stubai, Oetz y Selvretta. Las mismas rocas componen en el sur la cadena mesozoica de Braulio, juntamente con el Ortler.

Al norte de Styria descansa en los terrenos antiguos una zona de siluriano, devoniano y caliza carbonífera que desaparece en el Tirol oriental. Sobre ella y en el oeste, directamente sobre los terrenos más antiguos, está la zona caliza oriental alpina. Hacia el norte agria dislocación limita o cobija a la zona del Flysch.

La zona caliza presenta caracteres de segmento «sobrenadante». A lo largo del límite occidental, desde Poschiavo al lago Sils, y por Oberhalbstein, en el Rhaeticon y hasta el monte Falkniss, los del oeste buzan bajo los Alpes orientales. Ya hemos citado su relación con el Flysch. En el este, donde es estrecha la parte septentrional de los Alpes orientales, sigue hacia los Cárpatos, pero en el borde meridional de nuevo se presenta sobrenadante, supuesto que los elementos separativos extraños, tales como el Semmering, la cadena gráfica del norte de Styria, la parte oriental de los Tauern y la zona marmórea del Schneeberg buzan bajo este borde hacia el noroeste. Al noroeste y oeste de los Tauern se presentan en especiales condiciones cobijaduras de los elementos extraños, dirigidas al oeste y al norte. Concurren muchos indicios para mostrar que la mole del Ortler es un sinclinal abierto hacia el norte.

La inclinación del Flysch, casi exclusivamente al sur, da forma de cuenca a las hojas de la parte norte de los Alpes orientales y en particular a la zona caliza septentrional. Al mismo tiempo, la zona caliza se ha roto en varias hojas corridas hacia el norte. Al parecer, determinan los contornos de muchas de éstas el perfil de la mole bohemia y la intromisión del rumbo carpático; todas se han movido por encima de las pizarras de Bergen y las capas salíferas, sin ahondar en el substratum profundo.

Parte de los movimientos es anterior al cenomanense, otra más moderna.

Hay rocas intrusivas en el nivel inferior a que afectan estos movimientos, y sobre todo en el Salzkammergut. También asoman, acaso más bien como amasadas que como intrusivas, en el cretáceo que se apoya discordante en las pizarras de Bergen.

El aspecto panorámico de los Alpes septentrionales es muy distinto de los del sur. No es posible comparar los grandes campos de nieve del Tirol occidental, o el grupo del Piz Buin en la Selvetta, con las montañas del centro de Styria, de suaves líneas y verde manto de vegetación. La región mesozoica del sur produjo en el Ortler la montaña más alta de Alemania. La zona caliza luce en la vertiente meridional sus picos más altos, tales como la Scesaplana, el Zugspitz y el Dachstein.

El grupo *lepontino* abarca las hojas que ocupan posición tectónica inferior a la alpina oriental y superior a la helvética. Las distingue, a causa de su posición, gran dinamometamorfismo, y en muchas partes inyecciones básicas: las Pietre Verdi. En este grupo, los sedimentos triásicos y jurásicos están a menudo convertidos en cuarcitas sericiticas y mármol blanco.

Las hojas lepontinas llegan por el sur hasta la llanura de Lombardía y el límite dinárico; en el este buzan bajo la hoja alpina oriental; al norte y oeste hallaremos la línea de la zona interna del Flysch, útil para distinguir los varios términos del grupo lepontino; servirá de mucho para relacionar el fragmento corso de los Alpes. Sin embargo, las hojas lepontinas, mientras no proceden directamente de esta línea, cobijan, en larga serie de jirones, no sólo la propia línea, sino aun el borde externo de la hoja helvética que está en frente.

Consecuencia de la estructura general de los Alpes ese grupo de hojas aparece como cadena ensanchada *en el oeste* o *en forma de hojas de cobijadura*, y *en el este se muestran en grandes ventanas*.

a) *La hoja del Dent Blanche* lepontina, que descansa en terrenos de igual clase, se origina en la zona de Ivrea con abundantes inyecciones de rocas básicas, y que presenta a ambos lados mármol mesozoico; debe a la erosión su separación de esta zona. Se extiende desde el monte Emilio, al sur de Aosta, hasta el glaciar de Turtnan, al norte de Zermatt.

b) *Los Alpes Piamonteses* forman parte tan grande del conjunto de la alta región montañosa, que pudiéramos incluirlos como subdivisión de orden superior. Los difíciles problemas que se suscitan acerca del origen de sus representantes en el norte, y al este han impedido la aplicación del nombre de Piamontés al grupo lepontino en conjunto.

Los Alpes Piamonteses comprenden las montañas, desde el borde de la llanura de Lombardía hasta los hacecillos comprimidos de pliegues sedimentarios en el lado interno del Mercantour, Pelvoux, Mont Blanc y valle del Ródano hasta Sión, el Val Bedretto, Airolo y el paso de Lučk-

manier. Caracterizan a esta región grandes masas de neises, profundo dinamometamorfismo de los sedimentos, y en el sur la importancia de las inyecciones básicas. Un gran arco carbonífero que sigue desde el valle del Ródano largo camino hacia el sur, rodea el oeste de esta región e indica la unidad del movimiento de conjunto. Hay señales en los Alpes ligúricos, aún cerca del mar. Dentro de esta parte de los Alpes se ha efectuado la curva hacia los Apeninos.

Así, pues, los Alpes Piamonteses comprenden la cadena de las Pietre Verdi, Monte Viso, los neises, tal vez autóctonos, de la cadena de Dora-Maira y el Gran Paradiso; luego la zona oblonga del gran San Bernardo, donde comienza la curva; Monte Rosa y con él los pliegues de neis que caracterizan intercalaciones mesozoicas hasta el Simplón; las zonas neísicas que buzan al este hasta las montañas calizas de Splügen y las rocas verdes de Oberhalbstein; luego la región del sur que llega al límite dinámico en el Adda (excepto donde se inserta enfrente estrecho cinturón alpino oriental), y, por último, la Disgrazia y la mitad inferior del valle de Poschiavino.

c) *Las hojas de cobijadura* que marchan de los Alpes Piamonteses por territorio helvético y ocupan grande extensión, según avanzan al sur y al norte del Mercantour. Lo que en el Delfinado corresponde al Flysch muestra que la zona interna de ésta se ha originado en aquella gran región. En el norte las hojas mayores se encuentran en el Chablais y en los Alpes de Friburgo, y sus restos fragmentarios llegan por Gisvyl, el Stanzer Horn y los Mythen, cerca de Schwyz la Berglittenstein, en el valle del Rin, hasta el Falkniss, más allá de este río, y con éstos las rocas leponentinas, que cubren el conjunto del límite occidental de la mitad norte de los Alpes orientales.

Los Alpes Piamonteses asoman al norte de la zona carbonífera con cambio de carácter; las rocas verdes aparecen sólo en puntos aislados, y la serie mesozoica presenta cierta semejanza con la de los Alpes orientales. La facies es del Briançonnais. Forman comprimidos hacecillos de pliegues, algunos insertos oblicuamente, entre los núcleos neísicos alternativos de la zona del Mont Blanc. Al mismo tiempo se nota analogía con la facies helvética. La íntima semejanza de los sedimentos ha atraído la atención hacia el Val Ferrat; al este del Mont Blanc, como región de raíces. La prolongación de tales sedimentos allende el Rin y la constante existencia de rocas verdes en el pliegue más alto nos hace suponer que los jironcillos, preservados a trechos, son restos de estructura, un tiempo colosal compuesta de hojas hacinadas, pero destruída hoy, desaparecida y borrada para siempre a nuestros ojos.

Debe añadirse que el basamento, o sea la región helvética con parte de los núcleos neísicos de la zona del Mont Blanc han sufrido movimientos aún más modernos.

d) En los Alpes orientales han reemplazado a las hojas las *ventanas lepontinas*.

En el Inn superior los sedimentos lepontinos en espacio de 54 kilómetros asoman bajo las masas neísicas alpinas orientales de la Selvetta en el oeste y de Oetz en el este. Del centro de la ventana, que se prolonga al nor-nordeste, se eleva el anticlinal del Stammerspitz.

Aunque no tengamos prueba directa, parece probable que pudiéramos atribuir a las formaciones lepontinas una cadena de afloramientos de mármol, que asoma al sur del Ortler y que luego, con muchas interrupciones, sigue más allá de Laas y de la cordillera del Texel, hacia Ratschings, en el Brenner. Una segunda y análoga cadena marmórea procede del Gurgl en Oetz, y cruzando el Schneeberg alcanza un punto en el Brenner, no muy lejano de la primera cadena. Las actuales observaciones nos permiten deducir que esas dos zonas de mármol se unen en la cenefa mesozoica de la ventana de los Tauern, cuya longitud es de 165 kilómetros. Esa cenefa o marco es lepontino y le pertenece la cordillera de Tribulaun. Presenta carbonífero límnico, triásico, liásico y jurásico. Hacia el interior yacen el manto pizarroso y el neis central de los Tauern. Deben haber sufrido presión tangencial, y parte, al menos, del manto de pizarra es triásico. Los núcleos mayores del neis central presentan pliegues llanos en sus extremos, juntamente con el manto pizarroso.

El marco lepontino de los Tauern buza bajo los terrenos alpinos orientales que lo rodean o está muy levantado; al noroeste y oeste se pliega hacia fuera, sobre el marco de la ventana.

En el este de los Tauern, al sur de Schladming, hay una región hasta ahora poco explicada, y luego una faja que abarca en el norte de Styria 150 kilómetros, formada de carbonífero límnico medio y superior y que buza al norte bajo la mitad septentrional de la hoja alpina oriental. Esa larga faja conduce al Semmering, donde, con el carbonífero límnico, reaparecen los terrenos mesozoicos de los Tauern, que inclinan también al norte.

Varios problemas esperan resolución. Sin embargo, el estado actual de las observaciones muestra que la faja de mármol del Laas y de Ratschings la ventana de los Tauern, la faja carbonífera del norte de Styria y el Semmering, son rasgos que corresponden, en las regiones mejor conocidas, a un tramo inferior de las montañas. En largos trechos, el límite entre éstas y los terrenos alpinos orientales no está aún marcado en el mapa, y no es clara la posición del carbonífero límnico respecto del triásico lepontino.

Se consideran exóticos esos rasgos porque ocupan menos espacio que la hoja alpina oriental; *pero con mayor motivo que a esta hoja debiera considerárselos indígenas y autóctonos.*

e) *El cinturón lepontino.*—Entre el borde septentrional de la hoja alpina

oriental y el Flysch afloran elementos de carácter anómalo, que comienzan como jirones del basamento en el Iller; en el oeste de Baviera, y a levante, en la alta y baja Austria, se asocian con una serie independiente de estratos desconocidos en los demás puntos de los Alpes. Sus subdivisiones características son liásico negro (capas de Gresten) con venas de lignito, y una serie del jurásico medio que recuerda mucho la de Suiza. En el jurásico superior también hay pizarras rojas de radiolarios con *Apticus*. Esta serie se extiende hasta los arrabales de Viena y continúa por los Pieninos (Cárpatos).

La *hoja helvética* forma el borde externo de los Alpes desde el Var hasta los Cárpatos. Aunque la general inclinación de las capas hacia el interior de la cordillera y la división en hojas secundarias, tan clara en el este de Suiza, indican la fuerza del movimiento general, hay señales, al menos en el oeste, que indican cierto ligero desplazamiento horizontal. En muchos caracteres la facies recuerda la del antepaís.

La zona del Mont Blanc, desde el punto de vista orográfico parte más prominente, debe considerarse restos del antepaís que yace en serie oblicua. Comprende los grandes núcleos neísicos que se extienden desde el Mercantour por el Pelvoux, Belle Donne, Mont Blanc, las Aiguilles Rouges, la mole del Aar y el San Gotardo y termina en el Rin. Al sur, tal vez pueda referirse a ella la pequeña mole neísica de Liguria.

Entre estos núcleos alternativos y más allá de ellos, se unen con los del Briançonnais sedimentos helvéticos cuales las calizas que avanzan hasta el borde externo de la zona del Mont Blanc y producen, por su plegamiento y apilamiento, las altas cadenas de los Alpes Berneses, tales como los Dents du Midi, Wildstrubel, Faulhorn y otros, que revelan movimiento posterior al transporte de las hojas lepontinas.

En Suiza oriental, la zona helvética abarca la inversión del Glaris con el Churfirten y Sántis. Pero también allí hay disposición oblicua que no corresponde al rumbo principal de los Alpes, pues mientras al este del Rin la cadena caliza del Sántis se presenta unida al Flysch, en el norte y en el sur, la septentrional desaparece en Baviera. Señales de la del Sántis acompañan al borde septentrional de las montañas más allá del Isar, y sólo el Flysch del sur del Sántis llega al Danubio, como la zona austriaca de aquella zona cerca de Viena. Esta parte de las montañas se compone principalmente de lo más alto del cretáceo con caracteres nórdicos, y terciario inferior con caracteres meridionales.

Las capas de Gosau, que se apoyan en transgresión en la zona caliza, tienen carácter meridional bien marcado; su tramo superior, las margas de *Inoceramus* recuerdan por sus amonites un horizonte del Flysch. También es común a ambas zonas el cenomanense con *Orbitolinas*, a menudo en transgresión sobre el triásico plegado de la zona caliza. En el Tirol oriental el Flysch cretáceo de tipo nórdico y el terciario inferior de tipo me-  
ni-

dional son transgresivos sobre partes de dicha zona. Pero las capas típicas del Gosau, de carácter meridional, no se han encontrado hasta ahora en la zona del Flysch.

OBSERVACIONES GENERALES. — Como conclusión de esta breve revista de los Alpes, son oportunas algunas observaciones de carácter general.

1. La serie siluriano, devoniano y carbonífero inferior existe sólo en la parte de los Alpes tectónicamente más alta, a saber: los orientales, donde se presenta, lo mismo en la mitad norte que en la sur. No se conoce ni en los montes lepontinos ni en los helvéticos; en su lugar las series fosilíferas comienzan con el carbonífero límnico (flora de Schatzlar o de Ottweil, según algunos observadores). Tal ocurre en el Semmering, norte de Styria y Los Tauern, en el gran abanico carbonífero que sigue el lado oeste del gran San Bernardo hasta los Alpes ligúricos y en la región helvética, en el Tödi y otros puntos. Estas partes de los Alpes presentan, pues, semejanza notable con los Altaides. En ningún punto de los Alpes hay representantes marinos del carbonífero superior o del permiano, lo que es tanto más notable cuanto que tales depósitos se presentan más allá del límite, en los montes Cárnicos, el basamento independiente de los Dináridos. Allí, en el este, sigue al siluriano devoniano y carbonífero inferior la típica discordancia de la base del piso de Ottweil a la que acompañan capas marinas; pero en la parte occidental de los Dináridos, lo mismo que en Lombardía, de nuevo comienzan los depósitos fosilíferos con el carbonífero límnico, medio o superior (Manno).

2. Los neises prepermianos y granitos de los Alpes presentan gran variedad de formas tectónicas. Hay algunos profundamente denudados que recuerdan masas autóctonas (en el sur de Styria, los montes Bacher y los Alpes del Save y de Kor), o bien, como miembro inferior en el centro de montes muy trastornados, pueden considerarse autóctonos (Dora-Maira), o todavía pueden ser autóctonos o de un gran *carapacho* profundo (Gran Paradiso). Otros han ofrecido resistencia a la presión lateral y se han dividido en anticlinales paralelos, que revelan su existencia mediante endentaciones (plegamiento llano) en los extremos, donde marchan según la dirección (Mont Blanc, mole de Laar, núcleo del Hochal en los Tauern). Sin embargo, otros son núcleos de anticlinales (neises de Antigorio y Monte Leone en el Simplón). De nuevo el Dent Blanche debe considerarse pliegue llano de cobijadura. Por último, tenemos hojas separadas de su basamento primitivo por un plano de arrastre: tal es la Selvetta. Fenómenos de esta especie, como pronto veremos, influyen mucho en los montes Tatra y en los Pirineos orientales. La gran altura a que han llegado las masas de cobijadura y el modo como se presentan, pueden conducirnos a inquirir si los rasgos principales del relieve pudieran no ser anteriores a las cobijaduras.

Aunque el progreso de investigación muestra cada vez más que las hojas de Suiza se han estirado en hojas, no se reconoce aún en los Alpes orientales señal de tal plegamiento o de hoja buzante.

3. La masa bohemía y el antepaís prepermiano desaparecen frente a los Alpes. La única explicación posible es que su prolongación está bajo esta cordillera. El neis de Stockerau, fuera del borde del Flysch, el carácter de muchos jirones lepontinos del basamento en el borde meridional de la zona oriental de esa formación, y la índole del Mont Blanc, todo abona esta explicación. En el lado sur de los Alpes, opuesto a los Dináridos, se plantea igual problema, y la única respuesta posible es que la prolongación de los Alpes se halla bajo la cordillera Cárnica y los Dináridos. Sin embargo, el basamento Cárnico desaparece hacia el oeste y el suroeste, en la base de los Dináridos; falta en la ventana de Recoaro (III, pág. 352) y también en el neis prepermiano de la Cima d'Asta; pero en ninguna de estas localidades se ven señales de formaciones Alpinas bajo los Dináridos.

En el frente de éstos, en el camino de Brenner, la dirección de las cordilleras alpinas sigue el perfil de dicho frente y del intercalado granito de Brixen, como si esas cordilleras hubiesen avanzado irresistiblemente; pero el efecto de tal arrastre apenas pudo alcanzar más allá de Sprechenstein. Como hemos indicado, la guirnalda de tonalita denota que los Dináridos nunca se extendieron hacia el norte más allá de los límites actuales, lo cual confirman las demás circunstancias; pero no podemos deducir de aquí que falten cobijaduras subterráneas de amplio alcance.

PROLONGACIÓN DE LOS ALPES AL NOR-NORDESTE (I, páginas 196 y 225 y dudosas). —Los Alpes calizos desaparecen en la línea que en Baden forman los manantiales calientes. Las zonas internas de los Alpes y con ellas acaso la zona caliza lepontina del Semmering, se apartan al nordeste, como el Flysch; pero pronto se pierden en la cordillera de Rosaliena, la cual ya no ciñe una zona cristalina continua, sino una serie de núcleos aislados. La zona del Flysch, en el norte de los Cárpatos, que se extiende con grande uniformidad sobre un antepaís variado, se opone a un límite, cuyas irregularidades serían aún más marcadas a no ser por la aparente continuidad que establecen corridas de traquita y acumulaciones de ceniza. La irregularidad se relaciona más especialmente con la cuenca alta del Theiss que, procedente del sur, se introduce tanto en los Cárpatos, que estas montañas casi por completo corresponden a la zona del Flysch.

Algo al oeste de esa línea divisoria se halla el extremo oriental de los montes de la alta Hungría, que se prolongan 140 kilómetros de poniente a levante, entre los ríos Gran y Hernand. Las ciudades de Neusohl y Kaschau señalan los dos extremos de la cordillera. Es el único fragmento de los Cárpatos orientales comparable por su extensión a parte de la zona



interna cristalina. En lo que concierne a su estructura nos limitaremos a antiguas observaciones, especialmente a las de Stur; Uhlig relacionó los datos conocidos. Bastará mencionar que una cordillera paleozoica, en la que existe el carbonífero, sigue con dirección al nordeste y separa de esta parte los terrenos cristalinos situados al este de Dobschau; que el conjunto del borde norte de los montes presenta triásico y jurásico en su desarrollo alpino; que éstos, con marcado plegamiento plano (meseta de Murany), penetran profundamente en la región de los terrenos antiguos, y también muestran igual plegamiento llano en el sur (cadena de Bük) <sup>1</sup>.

Al norte y al oeste de las montañas de la Alta Hungría, aislados núcleos de neis y de granito generalmente siguen la dirección unidos al triásico y al jurásico y rodeados de capas terciarias. Los primeros son los montes Leitha y los pequeños Cárpatos, y los siguen el Inowec (orilla izquierda del río Waag), el Tribec (orilla izquierda del Neutra), el Suchá y Mala Magura, el Zjar (divisoria entre los ríos Neutra y Dunajec) y otras eminencias. La mayor de estas moles aisladas es la *Hohe Tatra*, al norte de las montañas de la alta Hungría, que se prolonga de levante a poniente en 50 kilómetros de longitud con 15 de anchura. Algunas de sus cumbres pasan de los 2.600 metros. Es la parte más alta de los Cárpatos.

La historia de la interpretación tectónica de los Tatra recuerda la del pliegue del Glaris; ambas son resultado del método comparativo. En primer lugar, los hechos actuales se fundamentaron con la precisión posible. Tan exacta fué la descripción, que un geólogo no familiarizado con la comarca pudo sugerir nuevas ideas y cortes transversales. Entonces el primer observador confirmó la nueva teoría por medio de la abundancia de sus conocimientos locales.

La monografía de Uhlig ilustra la primera fase de este proceso, pues representa al Hohe Tatra como bloque de neis y de granito antiguo, que contiene en las partes superiores de su lado septentrional una serie incompleta denominada serie *tatriana superior*. Es de carácter alpino, con algunos rasgos de origen sublitoral, y se pliega hacia el norte. En las partes inferiores de la ladera septentrional la serie *tatriana superior* se une a una segunda y más completa de sedimentos alpinos: la *tatriana inferior*. Sus pliegues buzan mucho hacia el norte.

Uhlig advirtió en otras moles montañosas aisladas el mismo contraste entre la poco completa serie *tatriana superior* y la más completa *subtatriana*, y dedujo que cada una de aquéllas es una antigua isla, que la serie *tatriana superior* era su cobertura natural, que la *subtatriana* se había formado a mayores profundidades en el mar y, por último, que los pliegues *subtatrianos* que buzan al norte en la ladera septentrional del Tatra, se habían estrellado contra esta montaña por un empuje de norte a sur <sup>2</sup>.

Tan completa fué la obra realizada en la primera fase, que en la se-

gunda Lugeon, sin haber visto los Cárpatos y basando sus conclusiones en lo observado en los Alpes occidentales, aventuró la osada afirmación de que los plegamientos subtatrianos, inclinados al norte en la ladera septentrional del Tatra, no habían chocado contra ella procedentes del norte, sino que habían llegado desde el sur, por encima de la masa de los Tatra, como hoja independiente. De este modo las supuestas islas serían ventanas, y un uniforme movimiento del norte domina la cordillera <sup>3</sup>.

Limanowski al adoptar este criterio, añadió que la hoja de Flysch de origen dinárico había cruzado el Tatra, desde el sur, siguiendo el Klippen que le da frente por el norte <sup>4</sup>.

En fin, la tercera fase se aprecia en la última descripción de Uhlig, que abarca la mayor parte de los Cárpatos, donde se ha adoptado la teoría de Lugeon acerca de la cobijadura de la hoja subtatrina. Se ha abandonado la hipótesis de la influencia dinárica en esta región, pero los estudios de Loczy y de Arthaber han revelado señales de la facies dinárica en la región más meridional, el Mittelgebirge de Hungría. Lugeon deja en pie el problema de la posición del neis y del granito del Tatra; Uhlig considera esa masa sobrenadante <sup>5</sup>.

Tomando como base estos resultados partiremos de la ladera meridional de los Tatra, y extendiendo gradualmente nuestro punto de vista intentaremos dar un resumen general de la región carpática.

*Al Bajo Tatra*, cadena de colinas dirigida de este a oeste y considerada parte occidental de la cordillera de la alta Hungría, lo ciñe por el norte la serie subtatrina, a la que sigue el Flysch subtatrina que forma la ancha llanura cubierta en toda su extensión con restos glaciáricos hasta el pie meridional de Hohe Tatra.

La ladera meridional y las cumbres de Hohe Tatra, son rocas cristalinas cubiertas en el lado norte hasta grandes alturas por la serie tatrana superior. Presentan plegamiento común hacia el norte. Plegada con ella está la marga del cretáceo superior.

En realidad estos terrenos han corrido desde el sur por la hoja subtatrina que, inclinada al norte, forma las partes inferiores de la ladera septentrional. Precisamente en otros muchos núcleos montañosos aislados se repiten análogas relaciones, de manera que la serie subtatrina forma una hoja muy extendida sobre las partes internas de los Cárpatos occidentales, que interrumpen y cortan frecuentes afloramientos de la hoja tatrana superior, más alta tectónicamente, pero, en general, orográficamente más alta. Por esta razón Uhlig compara la hoja tatrana superior con la de los Tauern y la subtatrina con la oriental alpina en los Alpes.

Al norte de Tatra cruzamos terciario inferior de escasa anchura, que buza al sur y alcanza aquella serie de *klipen* que forman la *zona pienina*. Aparece en el paisaje como cadena de fantásticas colinas riscosas, aisladas, que emergen en largos trozos de la verde tierra cretácea y del Flysch.

Partiendo de Moravia ciñe los Cárpatos occidentales con amplio arco, se alza del centro de las traquitas al norte del Theiss y se extiende por los Cárpatos orientales. Su longitud menor es de 500 kilómetros. Por el suroeste tal vez llega a la ciudad de Viena y a los Alpes <sup>6</sup>.

La serie estratificada abarca desde la dolomía triásica, por una serie muy variada, hasta el neocomiense; pero en esa región central las capas, en vez de formar hojas regulares, una sobre otra, se disponen en muchos jirones de más de 10 kilómetros hasta pocos metros de longitud y por lo general alargados según la dirección y acaso también dispuestas en grupo; parece que hay dos diferentes facies contiguas del jurásico. Una incluye muchos pisos y es rica en fósiles; la otra se compone de pizarras con *Posidonomya alpina* y caliza con silex y radiolarios, apticus y fósiles titónicos en algunos sitios y en otros neocomienses.

Esos jirones se encierran en capas del cretáceo superior de marga arenosa, sobre las cuales se produjo el movimiento, que debió ser amplio y general. Europa ofrece pocos paisajes tan sorprendentes como esa cadena de ásperas rocas que se extiende de izquierda a derecha más allá del alcance de la vista, y se presenta como tapia gigantesca al viajero que, procedente del norte, se acerca a los Hohe Tatra.

Los Klippen inclinan, en general, al sur, o sea hacia las altas montañas que Lugeon consideraba, según las palabras de Uhlig, «región frontal de detención», pero dejaba en pie el problema de si se relacionaban con las hojas de los Tatra o eran cabezas que avanzaban de una o más hojas aisladas. Uhlig admitía el último criterio. Por lo tanto, su corte transversal muestra las hojas pienina (jurásico fosilífero y neocomiense) y subpienina (calizas con silex), aflorando debajo de los Hohe Tatra, de manera que la propia montaña resulta fragmento que sobrenada.

En la región de los Alpes, las capas negras de Gresten, con sus característicos braquiópodos, quedan confinadas al estrecho cinturón entre la zona caliza y el Flysch. En los Cárpatos se han hallado en varios horizontes tectónicos señales de tales capas, que se asocian con rocas jurásicas de radiolarios sólo en la zona pienina, hecho que, juntamente con su disposición análoga, justifica la correlación que señaló Uhlig entre los Klippen de los Cárpatos y los afloramientos de Saint Veit en Viena.

La ancha zona del Flysch es allí externa a la pienina, como lo es a los Alpes orientales. Gran número de observaciones debemos a la obra del Instituto Geológico Imperial de Viena y a los geólogos locales de Galizia. Pero la amplia extensión y denso arbolado de la comarca, la rareza de los fósiles y la semejanza de los sedimentos hacen imposible concepto general acerca de la estructura antes de laboriosa investigación y de muchas fluctuaciones de opinión. De nuevo seguiremos a Uhlig <sup>7</sup>.

Distinguimos dos zonas, compuestas, en parte de sedimentos de la misma edad, pero con distinta facies y ambas con buzamiento al sur. La

interna es la que Uhlig denominó *zona beskidiana*, cuyo miembro más importante es la arenisca de Magura. Siguiendo hacia el norte cruzamos capas terciarias, debajo de éstas cretáceo superior y luego el inferior, que se apoya en capas terciarias de la zona externa. El último no abarca mucha superficie, excepto en el noroeste, especialmente en Silesia. Lo cruzan filones-capas de teschenita, no obstante anteriores a la cobijadura y que no asoman en el propio plano de resbalamiento. A la vez que el cretáceo inferior hay grandes cantos del basamento jurásico, al que también hemos de atribuir las rocas de Stramberg. El jurásico es distinto del de Tatra y el pienino; muchos caracteres recuerdan el antepaís. A esta zona hemos de atribuir también trozos sueltos de carbonífero, canchales de granito y neis y con ellos el tan a menudo mencionado gigantesco fragmento carbonífero de Hustopech<sup>8</sup>.

El borde septentrional de este afloramiento de cretáceo inferior, lo es a la vez de la zona beskidiana que, a causa de su superposición al terciario de la externa, ha fragmentado la erosión y junto a su borde, los sondeos han alcanzado el carbonífero productivo a través de la zona externa<sup>9</sup> (I, pág. 196). En Moravia la zona beskidiana se pone en contacto por sus contrafuertes con las avanzadas de la del Flysch de la baja Austria, y debe considerarse directa prolongación de los Alpes helvéticos hacia Rumania.

Fuera de esta zona se encuentra la *sub-beskidiana* de Uhlig. Hay cretáceo superior y terciario inferior, pero las capas características son las pizarras menilíticas. Allí, además de abundantes cantos de capas titónicas, afloran los citados jirones del basamento juntamente con otros restos del antepaís varisco y cinmerio. Los abundantes sondeos en busca de petróleo, que con frecuencia ahondan 900 ó 1.000 metros, revelan la situación de las capas. Apenas podemos hallar en Europa descripción más clara de un borde externo, no trastornado por un antepaís, que la de Grzybowski y Miaczynski respecto del distrito con ozoquerita de Boryslav<sup>10</sup>. Una masa de cretáceo superior con buzamiento al sur avanzó siguiendo un plano de arrastre con máxima inclinación de 45° al sur, sobre un paquete de capas del terciario medio (y tal vez del inferior) que buza en pliegues muy inclinados al sur y asciende a lo largo de un segundo plano de arrastre de pendiente más suave, sobre las espesas capas oligocenas de Dobrotov (areniscas y pizarras) y la arcilla salífera miocena suprayacente.

Por tanto, existen tres témpanos de los cuales el más septentrional es el inferior, aunque formado de capas más modernas. La convergencia de los planos de resbalamiento muestra que el témpano medio se acuña hacia abajo y hacia el sur; a consecuencia de la presión ejercida en el témpano más delantero y septentrional, se ha formado dentro de él amplio anticlinal de arcilla salífera y capas de Dobrotov, cuya base no alcanzó un son-

deo de 1.000 metros. Las capas buzan bajo los témpanos más altos y ningún sinclinal sigue al anticlinal que forman (cf. capítulo IV).

Tales resultados concuerdan con los deducidos de un estudio del anticlinal de la molasa suiza, el cual también se debe a presión general y lateral procedente de las altas cordilleras, y, además, según las observaciones de Arnoldo Heim y en oposición a criterio más antiguo, ningún sinclinal sigue al anticlinal hacia las montañas, sino que la rama meridional del anticlinal (hasta donde es posible apreciarlo) se dirige bajo las primeras cordilleras alpinas<sup>11</sup>.

Uhlig supone que los movimientos en los Cárpatos se dirigieron oblicuamente desde abajo, y menciona hojas laminadas, el agrietamiento de planos de arrastre de escasa pendiente y la falta de raíces; todo lo cual conviene con lo que revelan los sondeos en Boryslav.

Los Cárpatos, como los Alpes, se componen de hojas; pero lo mismo que en los Alpes, y especialmente en los Tauern, muchos datos indican que debió ocurrir plegamiento secundario de las distintas masas, tales como Tatra, Fatra-Krivan y otras.

La hoja helvética se extiende desde los Alpes a la región de los Cárpatos; el cretáceo medio y el superior indican por igual influencia nórdica que llega a los Tatra; las capas típicas de Gosau no asoman hasta más al sur.

El grupo lepontino implica modificaciones, entre ellas la introducción de un nuevo piso, el pienino, ya visible en los Alpes orientales. Respecto de su posición tectónica, la zona tatiana superior recuerda las capas de los Tauern.

Lo mismo puede asegurarse de la zona subtatiana y de la hoja alpina oriental. Cada una de ellas, término tectónico más alto en su propia región. También hay cierto número de caracteres accesorios que las unen; así en las partes levantinas de los Alpes orientales existen varios afloramientos menores de melafiro con augita, que se repiten en los pequeños Cárpatos y más al este.

La diversidad de la propia hoja alpina oriental exige nuevo estudio. Pero ya advertimos que, a pesar de tan marcada y remota isopía, varias hojas acarrearán alteración entre los Alpes occidentales y los Cárpatos, y que cuando queremos subdividir el grupo lepontino es necesario prescindir de límites demasiado estrictos.

La directriz de los Cárpatos orientales se marca en la curva de su borde externo y en la dirección de la larga mole neísica de Moldavia. Hay pruebas de que la estructura de esta mole recuerda la de los Cárpatos orientales, pero no entraremos en nuevos detalles, puesto que se han dado ya tantos en el capítulo I; por ejemplo, la existencia de plegamientos cada vez más modernos en el borde exterior, la ventana del Paríng, la torsión, los jirones prepermianos dentro de los Balcanes y el re-

ciente y abierto plegamiento de los Balcanes orientales que recuerdan un extremo libre.

**PROLONGACIÓN DE LOS ALPES HACIA EL SUR Y EL SUROESTE.**—Los sagaces observadores italianos Brocchi (I, pág. 227), Savi y Cocchi descubrieron hace tiempo la existencia de hundimientos en Toscana, y a la vez la primitiva continuidad de las islas tirrenas frente a aquella costa. En su época este criterio se basaba principalmente en la existencia del plioceno. En 1872 se aventuró la conjetura de que el mar Tirreno corresponde a un hundimiento, y que en él se encuentra la prolongación tectónica de los Alpes <sup>13</sup>. Más tarde los fenómenos sísmicos de Calabria se consideraron indicio de la continuación del proceso del hundimiento (I, pág. 238, fig. 26).

Se han citado muchos fenómenos respecto a la región de que tratamos, por ejemplo, la reaparición de los Alpes piemonteses en el nordeste de Córcega; la dirección meridiana en el Elba y la teoría de Steinmann acerca de una gran cobijadura. En Spezia a la dirección meridional de Génova ha reemplazado ya la de los Apeninos al sureste, la cual predomina también en los Alpes Apuanos tan intensamente plegados. Ha demostrado Lotti que su prolongación hacia el sureste, el monte Pisano, cuatro kilómetros de anchura, consta de un anticlinal llano de lias, sobre cuya anchura total se apoya con igual curvatura una hoja de triásico superior, rético, liásico, oolitas y neocomiense, de manera que en las montañas el triásico descansa siempre en el liásico <sup>13</sup>. También ha demostrado Lotti que las rocas verdes de Monte Argentario pertenecen al triás, según había afirmado De Stefani, y que los terrenos de los Alpes Apuanos de la Montagnuola de Siena, de Monte Argentario y de la isla de Giglio se presentan en completa correspondencia <sup>14</sup>.

Una cadena de terrenos de carácter alpino ocupa la anchura del mar desde Córcega a Orbetello, pero la separan de la cordillera principal de los Apeninos los terrenos antiguos de la llamada Catena Metallífera, cerca de Gavorrano, Campiglia y otros parajes.

En el este de los Apeninos no es constante la dirección normal al sureste. Entre Spoleto y Rieti domina el rumbo meridiano con inversión a levante. Cerca de Spoleto, según Lotti, una plataforma de liásico inferior, de unos 250 metros de potencia, 7 kilómetros de longitud y 5 de anchura se apoya en la Scaglia senonense <sup>15</sup>. Esta dirección meridional en Umbría y ciertos rasgos de la estructura de Túnez condujeron a Haug a seguir directrices desde los montes Sabinos, cruzando oblicuamente el Tirreno hacia el cabo Bon y Biceria, excluyendo la Basilicata, Calabria y Sicilia <sup>16</sup>. Aunque la dirección meridiana puede seguirse hacia el sur, casi hasta Tívoli, ha de considerarse excepcional, porque hay cadenas dirigidas al sureste, lo mismo a poniente que a levante, y más al sur los Monti Lepini se dirigen al sureste, cortando las hipotéticas directrices de Haug.

Es posible que los terrenos más antiguos de la Catena Metalífera no intervinieran en la desviación de la cadena Sabina; sin embargo, no se conducen como antepaís obstructor, porque las cadenas de la Umbria situadas al este están plegadas hacia levante, y aun Lotti cree que la Catena Metallífera evidencia dirección primitivamente más meridional y que luego ha sufrido la influencia de la dirección general al sureste <sup>17</sup>.

Dirijámonos bastante más al sur.

En la orilla occidental del golfo de Tarento, el bajo valle del río Crati ensancha en la amplia llanura de Sybaris y separa así la atrevida cordillera triásica de Lagonegro con la zona cretácea y eocena, frontera a ella por el este, de los montes cristalinos de Calabria. El río Sinni corta a las zonas cretáceas y eocenas. No lejos de Latronico recibe el riachuelo Frida, donde encontró Viola, en el centro de las formaciones plegadas, un gran afloramiento de pizarra cristalina, incluso anfíbolitas. Cincuenta kilómetros, al menos, separan ese paraje de los terrenos cristalinos de Sila <sup>18</sup>.

Entre el paraje que acabamos de mencionar y el mar Tirreno se alzan los montes triásicos de Lagonegro. Falta el triás inferior. Según De Lorenzo, la cordillera presenta apretados pliegues y está en parte caída hacia el este; tal vez la contienen los terrenos cristalinos de la Frida. La dirección es de norte a sur. El liásico se apoya en discordancia en la dolomía principal. El cretáceo y el eoceno se extienden en segunda discordancia sobre toda la estructura. De Lorenzo indica que las capas superiores no presentan la dirección meridiana del triás, sino la sureste normal de los Apeninos, de modo que debe existir allí una doble dirección.

Baldacci y Viola han publicado un relato del modo con que esas calizas y dolomías triásicas, según su cálculo de 3.000 metros de espesor, se insertan en la estructura de los Apeninos. El triásico corre al norte por Paterno, Padula y Marsiconuovo; luego por la provincia de Potenza, divergiendo un poco al nor-nordeste, y llega a los montes de San Fele, no lejos del borde externo de los Apeninos, al sur de Monte Vulture. Al norte la dirección se hace noroeste; luego gira casi exactamente al oeste, y el triásico alcanza el extremo más próximo de la península de Sorrento, al norte de Salerno y, en dirección de Amalfi, también la parte más interna del golfo. Así se revela una directriz curva desde Castrovillari, en el Crati, hacia San Fele y de allí a Salerno. Baldacci y Viola la denominan *hemiciclo tirreno*.

De Lorenzo ha descrito la parte más septentrional. Mucho antes de llegar allí, aún dentro de la región de dirección al noroeste, el lado sur del triás presenta grandes dislocaciones longitudinales que hacen hundirse al lado interno del arco por sucesivos escalones de falla, mientras que su superficie exterior inclina hacia el monte Vulture, o sea al nordeste. El volcán se abre dentro del Flysch eoceno plegado, que presenta escalones de falla análogos a los de la mitad occidental de la semicircunferencia en

su lado sur, y que se han reconocido al norte de Salerno y península de Sorrento. Rovereto discute su existencia en Capri (y en parte también en la península) y sugiere otra estructura; en el caso de Capri sucesivas hojas de cobijadura <sup>20</sup>.

No es cierto que la cadena triásica termine en el Hemiciclo. La inmediata señal de los Apeninos, que se revela más allá de los volcanes de Nápoles, es el aislado monte Massico, en la llanura de Volturmo, que se compone de caliza cretácea, y debajo la dolomía principal con *Gervillia exilis* <sup>21</sup>. La subestructura de las volcánicas islas Ponza se ve en el lado norte de Zannone, la más septentrional del grupo. Reaparece la dolomía principal con *Gervillia exilis*, y al mismo tiempo pizarras sericíticas, triásicas y algo de eoceno <sup>22</sup>. En los montes Lepini predomina la caliza cretácea; el prominente *cabo de Circe* es peñón aislado liásico con un jirón eoceno <sup>23</sup>.

CALABRIA (I, pág. 229).— Al sur del valle inferior del Crati hay un territorio que por su configuración externa difiere de los Apeninos. Anchos valles rellenos de depósitos marinos relativamente modernos separan las colinas, que por ello presentan, al parecer, grande independencia. El Crati superior separa la ancha mole del Sila, en el este, de la larga y estrecha de la Catena Litorale (monte Cocuzzo), en el oeste. Más allá de las fuentes del Crati, cerca de Martirano y Nicastro, se unen ambas regiones. La manga de tierra entre los golfos de Squilache y de Santa Eufemia separa la Calabria septentrional de la meridional. En el sur, la Serra alargada se dirige al sur-suroeste y se une con el Aspromonte. El valle de Mesina la separa por el oeste de la pequeña mole del Vaticano (monte Poro), y el estrecho de Mesina separa el Aspromonte de su prolongación natural: la cordillera Peloritana, en Sicilia.

Cortese admite los siguientes pisos en la serie cristalina. Neises antiguos de hornablenda y micacitas forman el Aspromonte y la parte inmediata de los montes Peloritanos y se limitan a esta región. Los sigue potente masa de filadios variados que, hacia la cumbre, a veces presentan intercalaciones de neis augítico o transiciones a pizarras sericíticas y talcosas, sobre las que descansa amplia mole de neis granitífero, en su mayor parte verdadera kinzigita, casi igual a la de Ivrea; asociada con él hay verdadera pizarra también granitífera. Por último, grande cantidad de granito que corta a las capas inferiores en abundantes diques, y que se extienden por la superficie. En dos parajes asoma la tonalita y ocupa extensión algo mayor; hay diques de diorita y porfirita. El granito cubre casi toda la Serra y mucha parte de la mole del Vaticano <sup>24</sup>. También se ha mencionado en Sila; pero según las observaciones de Fucini, no puede aplicársele la anterior subdivisión. La roca más antigua es el granito al que cubren filadios y algún neis; sigue pizarra que recuerda el carbonífero de Monte Pisano y de los Alpes <sup>25</sup>.



En el norte, donde el neis granatífero de la Catena Litorale buza bajo el triás, yace debajo de él, y encima de la filita una pizarra verde formada a expensas de diabasa. Asoman serpentinatas en varios lugares, y en algunos puntos aislados tienen tan marcada semejanza con las Pietre Verdi de los Alpes, que Lovisato las considera su prolongación <sup>26</sup>.

La diferencia entre estas estructuras y otras partes de los Apeninos, aunque notable, no lo es tanto como la que hay en la distribución de los sedimentos.

Filitas, kinzigitas y pizarras verdes forman la mayor parte de la Catena Litorale, la cual, como ya hemos dicho, se extiende hasta las montañas triásicas del norte, a las que alcanza cerca de Santa Agata en el Esaro. En la costa, junto de Cetraro, hay un fragmento de caliza negra separado de esas cadenas. Otro mucho mayor, de 8 kilómetros de longitud y muy estrecho, compuesto de capas horizontales y de 200 metros de espesor, corona la cresta de Monte Cocuzzo (1.542 metros) y domina el país. Otros jirones menores se extienden por el sur hasta Malito (oeste suroeste de Rogliano), 56 kilómetros de Santa Agata. Caracteriza esta caliza la existencia de Megalodontes y Diploporos <sup>27</sup>.

La gran ladera meridional de triás retrocede desde Santa Agata, hacia el nordeste, hasta Castrovillari, y luego desaparece bajo el cretáceo. Frente a la ladera la llanura ensancha, y 10 kilómetros al sureste de Castrovillari surgen de ella dos aisladas lomas triásicas; durante 10 kilómetros, siguiendo el borde meridional de la llanura, afloran filadidos antiguos que componen los contrafuertes del Sila. Allí el Crati, según se encorva entre Terranova y Spezzano Albanese, atraviesa otro jirón de caliza. En 1871 visité aquel lugar en compañía de mi difunto amigo G. von Rath. Hallamos crinoides, que nos dejaron duda de que tal jirón era borde de los grandes acantilados calizos que se alzan con esplendor alpino en el lado norte del valle de Crati. La misma opinión han expresado Lovisato y Fucini, y el último añade que la caliza de Terranova se apoya en micacita o en pizarra verde, pero no la separa de ellas límite marcado. Hay repetidas alternancias; luego capas de cipolino y otras rocas. A Fucini debemos análoga descripción <sup>28</sup>.

Tal es la última señal de triásico en el Crati.

Ya hemos citado el granito de Sila, que se cree anterior a las pizarras asociadas. Sobre estas rocas se apoyan, al sur de Rossano, en la vertiente jónica, varios jirones de estratos mesozoicos fosilíferos que han descrito Fucini, Greco y Di Stefano <sup>29</sup>.

El más importante es un largo territorio triásico, de 17 a 18 kilómetros de longitud, que yace parte en granito y parte en pizarra, y que sigue al sureste. En su borde occidental está Longobucco. En el este se apoya, según el mapa (1 : 100.000), en granito en el fondo del valle de Trionto, a 300 metros sobre el mar, y en su borde occidental llega a 1.481 metros en <sup>30</sup>

el monte Palepito; no muy lejos el granito alcanza 1.431 metros de altitud, Conforme asciende el liásico presenta plegamiento; tomado en conjunto parece que forma un sinclinal abierto a levante. Su piso más bajo se compone de una acumulación de cantos y guijarros, con capas de arena y señales de plantas <sup>30</sup>. Asciende hasta las calizas del liásico inferior; el medio tiene escasa representación y, en cambio, el superior se extiende mucho y en algunos puntos cubre al granito.

Al norte, hasta las cercanías de la ciudad de Rossano, comienza una serie de jirones diferentes y menores y a veces muy pequeños. En un lugar yacen, sobre pizarra antigua, restos de una capa con *Rhynconella Clesiana*. Hay allí tres jirones pequeños de caliza rojiza que también se apoyan en pizarra y contienen la fauna del piso de San Vigilio, con fragmentos mezclados de rocas básicas. Dos jironcitos de caliza de Aptichus (titónicos) se apoyan en parte en esa caliza roja y en parte en granito.

Las capas numulíticas del eoceno medio cubren a los varios pisos antes mencionados. Siguiendo la costa forman una zona bastante larga, pero interrumpida, y que se dirige al sureste. Estas capas comienzan también con un conglomerado del basamento <sup>31</sup>.

Así llegamos a las siguientes conclusiones: falta el triás; los demás pisos son autóctonos, como lo muestran los repetidos conglomerados del basamento. Sila fué un bajo muy somero o isla de la época de el liásico inferior, pero no la ha afectado el plegamiento.

No hay pruebas de que sean autóctonos los jirones del triásico de la Catena Litorale y de Terranova.

El cinturón eoceno se pierde en la costa jónica, vuelve a aparecer a partir de Ciro; de nuevo desaparece bajo la amplia llanura de Catrone, que se extiende hasta el golfo de Squilache y la parte estrechada de la península. Allí, cerca de Catanzaro, en la llamada Pequeña Sila, y hasta la costa occidental apenas hay nada más notable que la diversidad de las calizas cristalinas en íntima asociación con diorita, granito y kinzigita. La penetración de la roca eruptiva en la estratificada e intensamente plegada caliza o pizarra caliza se presenta con hermosas manifestaciones en el camino de Catanzaro a Tiriolo. En los planos de junta hay cordones de granates.

Por lo general se consideran arcaicas estas calizas, pero continuamente hallaremos motivo de duda. Lovisato dice que no puede afirmar ni negar que las capas más altas pertenezcan al triás. Cortese admite que las había creído más modernas, tal vez permianas y que las había atribuido al arcaico, sólo a causa de su grano cristalino e íntima asociación con pizarras granatíferas <sup>32</sup>.

Partiendo de la costa occidental, cerca de Amantea, los grupos de rocas que incluyen las calizas cristalinas tienen encima riscos diseminados de

caliza blanca, entre ellos la bien conocida roca de Tiriolo en lo alto del paso de Catanzaro. En su prolongación hacia el sur se han hallado *Ellipsactinea* y corales así como *Nerineas*, atribuidas al jurásico superior y luego al cretáceo, lo que nos permite fijar al menos un límite superior a la edad de las calizas cristalinas.

Las calizas más modernas se unen en largas cadenas aisladas, que ciñen en cenefa continua la parte oriental del Aspromonte. Con algún cenomane de tipo africano y *Flysch* del eoceno superior y oligoceno forman un cinturón desde Stilo en adelante; sus capas en muchos puntos buzan hacia el mar Jónico y acaso están también plegadas. Las calizas blancas jurásicas y cretáceas llegan casi hasta el cabo Spartivento, mientras que el *Flysch* bordea la parte meridional de la península hasta pasado el cabo d'Armi <sup>35</sup>.

SICILIA.—Al estudiar la parte nordeste de la isla seguiremos a Di Stefano y Cortese <sup>34</sup>. Las antiguas formaciones que cruzan Calabria quedan cubiertas en discordancia por los «Strati di Ali», serie que comprende cuarcita, pizarras moradas y jaspe que alterna con caliza parda; también se cita caliza cariada con yeso; caliza gris en delgadas capas forma el cabo Di Ali. No pueden determinarse las relaciones de esta serie con la inmediata.

La serie segunda y más meridional comienza con un conglomerado rojo oscuro muy análogo al *Rothliegende*, también discordante sobre las formaciones antiguas. Hacia su parte superior pasa por margas arenosas a capas de caliza y alguna dolomía, con abundantes gasterópodos característicos del liásico inferior de Palermo. Encima hay dolomía en moles riscosas, y esta serie puede alcanzar 200 metros de potencia; luego capas con rica fauna marina que aún pertenece al liásico inferior.

El liásico medio, poco desarrollado, se compone de caliza gris con crinoides y especies de la facies de Hierlatz.

El liásico superior alcanza más de 300 metros de potencia; la parte inferior se compone de capas de *Leptaena*; el superior de caliza estratificada y marga de fucoïdes con *Hildoceras bifrons*. Representan al jurásico medio el piso de San Vigilio y capas con *Rhynchonella Clesiana* y *R. Vigili*; localmente puede hallarse una capa con *Harpoceras opalinum* o *Posidonomya alpina*. Siguen capas alpinas de Kaus con *Rhynchonella Berchta*, varios pisos del jurásico superior hasta el titónico y, por último, cretáceo y terciario.

En general, se admite que esta serie corresponde de modo muy notable con la de Rossano, en la costa nordeste de Sila. La intercalación de dolomía en el liásico inferior constituye la mayor diferencia, pero aquí como allá falta el triás, a menos que las capas d' Ali constituyan señal de tal terreno. En ambas comarcas hay también transgresiones de liásico superior y el titónico intesta de igual modo sobre variadas formaciones

infrayacentes. También el cretáceo y el terciario desbordan a los terrenos antiguos. Debemos advertir que en la vertiente septentrional, cerca de Castoreale, por encima de Barcelona, Seguenza descubrió otro fragmento del cenomanense africano con *Ostraea scyphax*, entre el terciario inferior y el neis.

Hacia el centro de la isla el triás, divisible en muchas zonas, aparece bajo el lías, y en un paraje a orillas del río Sosio, en la parte sur de la provincia de Palermo, hay permiano marino. Los razonados estudios de G. G. Gemmellaro nos dicen que no hay límite en Sicilia entre la facies dinárica y la alpina. El permiano marino (capas de Trogkofel, III, pág. 349), es término muy característico de los Dináridos que se aproxima mucho al límite de los Alpes, pero aún no se ha encontrado en aquellas montañas. En Sicilia aparecen, además, las capas típicas de Hallstatt de los Alpes, que representan la fauna de la zona de *Trachyceras aonoides*<sup>35</sup>.

Las capas de Sosio son las más antiguas fuera del cinturón peloritano, pero cubren toda la isla de capas mesozoicas. También el triás asoma en el sudoeste del Etna, y el *Harpoceras opalinum* se presenta en el extremo oeste, cerca de Trapani. El triás se dirige desde las islas Madonías, por la costa norte, hacia el oeste; otra rama cruza la provincia de Palermo y sigue, en varios afloramientos aislados, hasta el Monte San Calogero di Sciacca, en la costa sur. Respecto de la estructura hay divergencias de opinión. Lugeon y Argand sostienen que existe gran cobijadura desde el norte, por la parte occidental de Sicilia, hasta la costa sur, y conjeturan que las moles cristalinas de Calabria también las han sufrido. Di Stefano discute la existencia de esos grandes movimientos. Sólo nuevas investigaciones podrán decirnos algo definitivo<sup>36</sup>.

Hay indicios de la existencia de una comarca granítica hundida. Hace tiempo se advirtió que canchales de granito, sienita, pórfido y grandes cantos de otras rocas se esparcían en gran número por los Apeninos, y Capellini supuso que su origen debía buscarse en el hundido Tirreno. En Umbría son pequeños los que se presentan en el Flysch, y el sitio donde principalmente se hallan es el mioceno medio. En parajes aislados los hay también en el triás y con rocas verdes, y otras que alcanzan hasta el eoceno. A. D'Ossat deduce que los cantos de Monte Deruto (no lejos de Foligno) procedían de la Catena Metallífera, esto es, de localidades situadas a 60 ó 100 kilómetros, y en 1900 indicó que podían ser restos de hojas como los cantos exóticos de la Molasa suiza<sup>37</sup>.

Deecke, que los conocía más al sur, cerca de Monte Vulture, no duda de que proceden del oeste. Baldacci y Viola hallaron esos cantos erráticos en tal cantidad al norte de la bahía de Policastro, y también en el lado opuesto de la gran cadena triásica de Lagonegro, que dedujeron la existencia de dos ramas de terrenos cristalinos procedentes de Calabria; confirman la de la primera los afloramientos en el Frida<sup>38</sup>.

En Fuscaldo (al norte de Paolo), G. von Rath ha descrito un conglomerado de unos 100 metros de potencia, bajo capas terciarias inclinadas, que consta de canchales de granito exótico, a veces de más de un metro de diámetro; también recuerda el Nagelflue del Rigi <sup>39</sup>.

Digno de notarse es el caso que describe Cortese de cantos bajo el yeso mioceno, cerca de Gerace (Calabria oriental), y junto a Garistoppa (al norte de Caltanissetta), en el centro de Sicilia <sup>40</sup>. Otras muchas acumulaciones análogas del este de Calabria son, sin duda, antiguos y locales depósitos torrenciales. Para nuestro propósito bastan los ejemplos citados, que permiten sostener el criterio de que en cierta época existió en el oeste de la península una gran cordillera, en parte granítica <sup>41</sup>.

Parece que no hay duda de la existencia de dos elementos distintos.

El primero es cordillera alpina, principal continuación de los Alpes, que se dirige desde el nordeste de Córcega, Elba y el Argentario; su parte oriental son los Apeninos. A ella pertenecen los granitos exóticos, el triásico de Lagonegro, en Sicilia, y el de la Catena Litorale, que toma aspecto de avanzada o que avanza en hojas cobijantes.

Representan el segundo elemento Calabria y la parte nordeste de Sicilia. No es verdadero antepaís, pero ocupa análoga situación en los Apeninos, aunque en mayor escala que la Catena Metallífera o la de la mole de Mouthoumet, en frente de los Pirineos, que luego describiremos. Sin duda bordea a este elemento parte de los pliegues apeninos.

En la propia Sicilia cabe distinguir dos regiones: una en el nordeste, que corresponde a Rossano, y en la cual la serie fosilífera comienza con el liásico inferior autóctono, y una segunda que abarca el resto de la isla, y en la cual la serie está probablemente completa desde el permiano marino hacia arriba.

EL ATLAS MEDITERRÁNEO.—Esta cordillera, orientada al sur, repite la estructura de los Apeninos (I, pág. 228). La primera zona es volcánica y, en parte, insular. Masas de neises y de pizarras antiguas caracterizan a la segunda, que forma penínsulas y sigue la costa; al sur encontramos largos pliegues de formaciones sedimentarias que llegan al Sahara.

Tales con las partes consideradas en conjunto. Pero si entramos en detalles advertiremos importantísimos y divergentes rasgos. Especialmente las moles neísicas han desaparecido en el este antes de Bona, y cadenas interiores plegadas se arrumban en arco suave al nor-nordeste y nordeste hasta el mar. Por último, en Túnez, mediante un arco completo, las ramas que pasan por Feriana, giran gradualmente de la dirección este-nordeste a la nordeste, en series de braquianticlinales, con fracturas longitudinales arrumbadas al nor-nordeste, por Zagan, hasta la bahía de Túnez. Así se ve en el bosquejo de Pervinquièr de las directrices tunecinas <sup>42</sup>.

Escogeremos el Tell de Orán, para el que contamos con el relato de Gentil <sup>43</sup>, que esclarece mucho los problemas que aquí tratamos. El Tell

de Orán comienza en la región del Traras, al oeste del río Tafna; se dirige al nordeste con muchas interrupciones; lo separa el Sebcha del interior del país, y se oculta bajo el mar entre la ciudad de Orán y el cabo Falcón.

Los montes Traras, mole de pizarra antigua, se prolongan al nordeste y los corta una loma granítica (granito de Nedroma). Sobre esta pizarra yace conglomerado ferruginoso discordante y encima caliza del liás; luego otros pisos liásicos hasta la zona de *Hildoceras bifrons*; después pizarras con *Posidonomya alpina*, y, por último, el oxfordiense. Hasta aquí es inconfundible la semejanza con la serie de Taormina y Rossano.

En el Yebel Skuna, la misma serie aflora bajo los basaltos; más al nordeste forma colinas aisladas, se ve bajo las lavas y brechas del volcán moderno de Tifarui y, por último, alcanza el golfo de Orán, en los largos pliegues del Sahel.

La longitud total del Tell de Orán es de 120 kilómetros. En parajes aislados hallamos, entre el liásico y la pizarra antigua, marga abigarrada yesífera, con caliza tableada que corresponde al triásico. De nuevo, en el lado suroeste del Traras, apoyada en el granito de Nedroma, hay una acumulación de bloques de más de 200 metros de potencia, interstratificados con arenisca roja oscura, mientras que algunas capas de análoga arenisca carecen de bloques; es la pudinga del Beni Menir. Al nordeste del Traras, al otro lado del río Tafna, cerca de Kef el Golea, halló Gentil ese depósito rojo de Beni Menir *debajo del trias yesífero. Por tanto, representa en realidad el Rothliegende* y debe distinguirse del basamento de conglomerado del liás. Probablemente son también permianos los conglomerados rojos asociados con pizarras moradas del cabo Falcón y el Monte de los Leones, cerca de Orán (I, pág. 232). Parece que en el cabo Ferrat hay una última prolongación del Tell.

Mucho más al nor-nordeste, en la mole montañosa de Milianah (al sur de Cherchel), ha observado Gentil, no sólo el depósito de Ben Menir, las pizarras moradas de cabo Falcón, y encima el trias yesífero, sino porfiritas <sup>44</sup>. También hay pizarras antiguas, y en la cordillera de Blidah, que forma la prolongación oriental de la mole de Milianah, la caliza liásica se apoya sobre ellas, según Ficheur <sup>45</sup>.

Estos hechos, a saber, la índole del depósito de Beni Menir, la existencia de porfiritas, la superposición discordante sobre pizarras antiguas y el manto de yeso triásico denotan que en esta región encontramos de nuevo el Rothliegende del gran Atlas, cuyas cumbres más elevadas se componen en parte de porfirita permiana. De modo que las pizarras antiguas del Tell de Orán, Milianah y Blidah son, con el granito de Nedroma, parte de los Altaides y se incorporan a los pliegues más modernos, de igual modo que la zona del Mont Blanc a los Alpes.

Esto plantea de nuevo el problema del significado de las pizarras

moradas y las señales de yeso, por ligeras que sean, que en el nordeste de Sicilia se apoyan en los montes Peloritano y se denominan «capas de Ali». Demuestran lo difícil que suele ser comprobar la existencia del triásico, el que muchos experimentados investigadores hayan indiferentemente admitido o negado la existencia del triásico en Argelia hasta el año 1890, a pesar de que se extiende por todo el país, y de él procede la sal de los grandes *xsots* <sup>46</sup>.

El triásico de esta región se compone de margas abigarradas con yeso, anhidrita y sal, y también grauvaca y caliza tableada. En la última se encontró cerca de Constantina *Myophoria vulgaris* y *Gervillia socialis* del Muschelkalk alemán, y M. Bertrand indicó su completa identidad con el triásico de Provenza <sup>47</sup>. También se cita *Mytilus psilonoti* de otra localidad. En el centro de Túnez halló Pervinquiere *Myophoria Goldfussi* y *Ostrea Montis caprilis*. Sin embargo, estas margas yesíferas, así como los montes triásicos y jurásicos y la Cordillera de la Sal de los Alpes Calizos orientales, están tan envueltos en movimientos orogénicos, que con frecuencia se arrollan o milonitizan, y la caliza en plaquillas sólo puede reconocerse como cantos inclusos. Parece que también tienen tendencia a causa del hinchamiento de la anhidrita, o tal vez de la presión lateral, a abrirse camino hacia adelante en aisladas dislocaciones y a arrastrar el terreno circundante. Acaso sea esta la razón de que depósitos macizos de sal y muchas moles de yeso se hayan considerado eruptivas durante largo tiempo <sup>48</sup>.

En las margas yesíferas, tan dislocadas, hay cantos exóticos de algunos metros de tamaño. En la infra-estructura se encuentran *in situ* silimanita y neises granatíferos, granulitas y sienitas micáferas, y pueden ser jirones transportados del basamento. Pero al mismo tiempo asoma gran variedad de rocas intrusivas. Gentil, que dedicó especial atención a este punto, menciona ofita (principalmente diabasa, de estructura ofítica), diorita, diorita cuarzosa, diorita dypiro y gabro, y cree que estas rocas proceden de una fuente común. Siempre son intrusivas, casi sin excepción rotas por los movimientos tectónicos y a menudo amasadas en brecha con las capas yesíferas. Como han producido metamorfismo de contacto, formando, por ejemplo, albita turmalina y en la caliza el dypiro, son más recientes que el triás, y, según Gentil, jurásicas o cretáceas <sup>49</sup>. Se han hallado ofitas en Marruecos y Túnez y en todo el Atlas mediterráneo.

Apenas es necesario indicar la correspondencia de estos bloques con los de las capas salinas de los Alpes calizos orientales, o la relación entre la diorita, la diorita cuarcífera y el gabro de Ivrea. Parece que el neis de silimanita, el granatífero y el de cordierita, que en Orán pertenecen a las formaciones del basamento, son aquí elementos análogos a la kinzigita en Calabria y en las cercanías de Ivrea.

Si nos dirigimos de Inglaterra a los Alpes con rumbo al sureste, parti-

mos de una región en la que el triás se compone de series salíferas de areniscas y arcillas difíciles de dividir en horizontes, y hasta que llegamos a los pilares del Rin no hallamos el Muschelkalk intercalado, ni encontramos el tipo germánico del triás (II, pág. 266). En el período rético comenzó un movimiento positivo que persistió con oscilaciones durante el lías, el cual conserva su carácter marino mucho más al norte, como el Syke, muy lejos de la región triásica (II, pág. 276). Ocupa la occidental del Mediterráneo, a partir del Var hasta Túnez, excepto las Baleares y el bajo Ebro, el desarrollo germánico del triás más o menos empobrecido, cuyas señales también existen en Cerdeña, donde lo representan, principalmente, arcillas lacustres con yeso y caliza con *Myophoria*. El movimiento positivo, que persistió desde la época rética, ha conducido a la deposición del lías sobre aquél en dicho espacio. En la página 42 citamos el gradual avance del triásico con el piso rético, al que siguió el del lías por el lado occidental de la meseta central de Francia.

Hasta que llegamos al otro lado de este ancho margen y de las montañas del Jura y los Alpes Helvéticos no alcanzamos verdaderos sedimentos pelágicos del Tetis en los Alpes piemonteses y orientales, y los Dináridos y Sicilia.

Comprueban estos resultados los restos de los Altaides en el Tell de Orán, cerca de Milianah y en otros puntos, y la superposición del lías; lo que también ocurre con lo comprobado al nordeste de Sicilia y de Sila. *En Calabria, entre los Apeninos meridionales y los Dináridos se inserta un fragmento de los Altaides o, al menos, amplia y elevada mole.*

El hecho de que el triás germánico encierre al Mediterráneo occidental, hace insostenible la antigua teoría de que en Alemania separa a dicho triásico del alpino larga cadena de montañas (Vindeliciense).

No hay borde señalado entre el final de los montes Peloritano, cerca de Taormina, y la aparición de los Altaides africanos junto a Figig. La plataforma del Sahara forma el antepaís del Atlas mediterráneo, de modo que recuerda la Plataforma Rusa entre los hundidos fragmentos cimerianos y el primero de los restos sudéticos en el río San.

Tales hechos afectan a la disposición de los pliegues en el Atlas mediterráneo.

Los pliegues no son paralelos. El Tell de Orán se dirige casi al este-nordeste, y sus probables prolongaciones por el cabo Ferrant y las moles de Milianah y Blidah conservan igual dirección en los montes del mediodía de la ciudad de Argel, que se extienden al sur de los neises de la costa. En la montaña, mucho más ancha, que sigue por el sur, no afloran rocas anteriores al triásico. Predomina el cretáceo que forma amplias cordilleras plegadas que separan las depresiones de los *xots*. Comienzan en el sur con dirección casi de levante a poniente y siguen con amplísimo arco al E. 30° N. o emergen del desierto con igual rumbo.



Las partes más meridionales de la cordillera se han denominado a menudo Atlas Sahárico, pero no son cordillera continua, sino que se componen de los extremos de ramas alternadas, comparables, en cierto grado, al borde oriental de las Montañas Rocosas.

Cerca de Figig señala el límite meridional del Atlas mediterráneo el Yebel Melias (pág. 98), invertido hacia el sur. Ciertamente que de aquí en adelante la cordillera del Ksur y la del Yebel Amur se alzan del ancho desierto como muro recto y abrupto (I, pág. 234), pero cerca de Laghuat retrocede desde el desierto con dirección E. 30° N. hacia el interior de las montañas. Más allá se presenta a trechos un borde meridional continuo. Las ramas paralelas dejan el desierto una tras otra con rumbo E. 30° N. y penetran en las montañas. La mejor conocida es el Yebel Bu Kahil. Algunas se unen en la zona montañosa para formar el ingente Yebel Aures. El desierto continúa al norte y entre los extremos de las ramas se encuentra Biskra. A partir de allí es cada vez más manifiesto que las varias ramas tienen dirección de levante a poniente antes de adoptar la E. 30° N. Desde el Yebel Chechan el desierto retrocede de nuevo gradualmente hacia el sur, y en la parte meridional de Túnez destaca la dirección de levante a poniente. Un anticlinal cretáceo continuo se dirige desde Negrine a Gafsa; cadenas cretáceas, dirigidas también de levante a poniente, se presentan en el Xot de Dyerid y Fedyey, y todavía pueden reconocerse en Gabes (II, pág. 466) <sup>50</sup>.

En muchas de las ramas, desde Figig al Xot-el-Fedyey, afloran bajo el cretáceo o el jurásico las margas yesíferas y con ellas las ofitas <sup>51</sup>.

En realidad, limita el plegamiento del Atlas mediterráneo la cenefa que alcanza hasta Figig. El Yebel Amur es la última gran rama que emerge de la cenefa; las que siguen hacia el este de Laghuat son externas al Yebel Amur y no continúan al oeste. Las más externas y últimas se dirigen a levante, hacia el Gabes. Es un grupo situado más hacia el interior, que llega a Túnez con dirección nor-nordeste. Desde allí advertimos que el conjunto de la costa oriental de Túnez hasta Gabes está ocupado por las estribaciones del Atlas.

Nos encontramos ahora ante un problema que aún no podemos resolver, en parte, a causa de las grandes regiones que cubre el mar, y en parte por los imperfectos resultados que hasta ahora nos ha dado la investigación.

Se admite universalmente que las directrices marchan en conjunto de los Apeninos al Atlas, pero Haug indica que la facies de los sedimentos no es la misma en África que en Sicilia, y también que el rumbo nor-nordeste, característico de Túnez, es opuesto al que predomina en dicha isla. Se explica la diferencia de facies suponiendo que no llega a África el manto de cobijadura siciliano que admiten Lugeon y Argand. Se dice que la diferencia de dirección obedece a una conjunción entre Sicilia y

Africa, con el ángulo entrante cerca de las islas volcánicas Pantellaria y Linosa <sup>52</sup>.

Tales hipótesis están de acuerdo con los hechos, pero el problema no es tan sencillo.

Sin duda existe contraste entre la facies de Sicilia y la de Africa, pero también hay en Rossano facies africana bien señalada, y ambas se encuentran en la propia Sicilia. Además, la distinción se limita al permiano marino y al triásico; en el liásico ha desaparecido casi por completo. Así Zittel pudo indicar cerca de Constantina un horizonte particular de las «calizas grises» del sur del Tirol meridional también frecuente en los Apeninos; de igual modo debe notarse la semejanza del titónico, tal como se encuentra en el Yebel Ressar, cerca de Túnez, con el de Sicilia. Próximo de Constantina aparece en el Flysch el gran *Inoceramus Salisburgensis* (allí de más de 50 centímetros), que en los Alpes orientales se asocia con sedimentos del norte, y que en el punto indicado acompaña al *Inoceramus Crispi* y otras especies <sup>53</sup>.

La dirección en la parte septentrional de Túnez debiera responder a la existencia de una conjunción, pero no así la disposición abierta de los pliegues; en la parte meridional de Túnez aún la dirección es apenas concordante. En lo que se refiere a la occidental de Sicilia es difícil descubrir dirección definitiva <sup>54</sup>. La de las capas autóctonas que oculta la hoja de cobijadura sería decisiva en este punto, pero se desconocen tales capas.

Por otro lado, la forma tan diversa del antepaís ha ayudado a determinar la estructura. La situación más elevada del sustratum ha motivado la completa falta del triás o su desarrollo en lagunas. En la meseta del Sahara es más suave el plegamiento del Atlas que ensancha y se borra, y el mar oculta las uniones. Ante todo es necesario determinar si el triás pelágico de Sicilia debe en realidad presentarse tan sólo como manto. Además, hay que determinar el significado del triás de Monte Cocuzzo, cerca de Terranova y, por último, si el triásico de Lagonegro cesa en el sur o continúa hacia el oeste.

Por ahora podemos distinguir:

1. Regiones cuya subestructura se desconoce y donde la serie comienza con el *permiano pelágico*, al que sigue el triásico de igual índole (oeste y centro de Sicilia hasta el Monte Judica, al sur del Etna).
2. Regiones de subestructura conocida o desconocida, y donde la serie comienza con el Rothliegende o triás yesífero y *Muschelkalk alemán* o con un basamento de conglomerado del *liásico inferior* (Atlas mediterráneo, nordeste de Sicilia y nordeste de Sila).
3. Regiones donde la serie marina comienza con el *jurásico medio* y se apoya en carbonífero superior, extra marino, y éste en subestructura conocida (Sardo-corsa).

4. Regiones en la que una subestructura conocida soporta una serie que comienza con el *cenomanense* (Sahara y, en parte el neis peloritano).

Al mismo tiempo el primer horizonte marino (excepto, a lo sumo, el Muschelkalk) se extiende sobre todas las regiones anteriores, de manera que el liásico de la 2 cubre a la 1; el Dogger de la 3 a las 1 y 2, y el cenomanense de la 4 a las 1, 2 y 3.

No es imposible advertir en esta disposición señales de antiguas isohypsas. Según extendemos nuestras comparaciones, las hacemos más independientes de los cambios tectónicos.

LA CORDILLERA BÉTICA.—No hay divergencia de opiniones en lo que se refiere a la continuación de las líneas directrices. Todos los viajeros que en los últimos años han visitado el Rif y regiones circundantes, notaron la regularidad del arco que describe el Atlas mediterráneo hacia el Peñón de Gibraltar, considerado hasta ahora perteneciente a las oolitas y que hoy se cree liásico <sup>53</sup>.

Respecto de la cordillera Bética nos referiremos al volumen I, página 230. La dirección de la fuerza plegante ha cambiado de nuevo y se dirige hacia el norte; el antepaís que representa Sierra Morena está al norte, los volcanes al sur. Los notables estudios publicados con motivo del terremoto de 1884 <sup>56</sup>, indican que las altas moles del sur, desde la de Ronda hasta Sierra Nevada, poseen igual constitución que el Tell de Orán. Son también potentes pliegues de pizarra antigua, en la cual se conservan a trechos jirones de Rothliegende. Por tanto, forman parte de los Altaides.

En su vertiente norte, el triás germánico ensancha y se distinguen mejor sus divisiones; existe la Bunter Sandstein, el Muschelkalk con el *Gervillia socialis* y otros fósiles característicos, y el Keuper con margas abigarradas yesosas y *Myophoria vestita*. En la vertiente meridional asoman calizas dolomíticas potentes, entre las que Barrois halló en Sierra Almijara algunas capas con las formas menores de Megalodontes. Esto ha inducido a admitir que las grandes montañas pizarreñas señalan el límite entre la facies pelágica y la lacustre del triás.

Estas investigaciones han motivado también la teoría de que cortan a las zonas internas de las cordilleras tres grandes grietas arrumbadas al noroeste. Se cree que la primera pasa por Málaga, la segunda por Motril y el punto máximo de área sísmica cerca de Zafarraya, y la tercera de Cabo de Gata a Guadix <sup>57</sup>.

Muchos datos interesantes suministra la vertiente septentrional, y especialmente la llamada cordillera Sub-Bética.

Nicklés creyó que los plegamientos de Jaén continuaban sin interrupción hasta el cabo de La Nao en más de 350 kilómetros, y que cobijaduras hacia el norte pueden reconocerse al menos en la mitad de ese recorrido <sup>59</sup>.

Intentaremos ahora seguir la descripción de R. Douvillé de un tra-<sup>8</sup>

yecto de unos 60 kilómetros de longitud entre Martos, Jaén y la Sierra Sagra<sup>60</sup>.

La comarca a sur del Guadalquivir puede dividirse en tierras bajas y tierras altas. Las primeras, inmediatas al río, quedan cubiertas a lo largo de sus orillas por fértil cinturón de mioceno superior y de plioceno, al que siguen hacia el sur territorios muy desnudos, de Keuper plegado, yesífero, sobre el que descansan jirones sueltos de cretáceo inferior. Así llegamos al pie de las tierras altas.

Forma este lado de las tierras altas el frente de un gran pliegue cobijante, que ha roto la erosión en varios fragmentos, de los cuales el más oriental es el mayor, pues tiene 20 kilómetros de longitud, más de 2.000 metros de altura y se eleva de 1.300 a 1.400 sobre la llanura. Los terrenos que componen el frente del pliegue son principalmente caliza jurásica que difiere por su oscuro color y escasez de fósiles de las calizas claras autóctonas del mismo sistema. El frente se encorva hacia abajo y hacia el interior, de manera que a su pie descubrimos los caídos, acuñados, y en gran parte aplastados restos de las capas cretáceas y eocenas, originariamente superpuestas al jurásico. Esas capas formaron un tiempo el techo del pliegue. Sin embargo, R. Douvillé afirma que en la rama superior, en el horizonte del cenomanense, se formó una superficie de separación, luego de haber cesado el gran movimiento, y que después el cretáceo medio y el superior se movieron de manera independiente sobre partes de la llanura.

Se desconoce el yacimiento primitivo de esta caliza jurásica oscura, y respecto del origen del pliegue, sólo podemos decir que procede del sur.

Los datos que anteceden son interesantes porque suministran un ejemplo bastante sencillo que hace indudable la forma del pliegue cobijante. Pero hay otras circunstancias también importantes. Se han confirmado al detalle<sup>61</sup> las primeras afirmaciones acerca de la recientísima fecha de la fractura en el lado meridional de las montañas, así como del estrecho de Gibraltar. También allí las intrusiones ofíticas acompañan al triás, y en ciertos casos alcanzan al liásico superior y tal vez más arriba<sup>62</sup>. Al parecer, las masas de bloques asociadas con yeso, que pertenecen al segundo piso mediterráneo y se presentan en Calabria y Sicilia, se repiten en la cuenca de Granada, donde constituyen la «formación de bloques miocenos» de Drasche<sup>63</sup>.

La misma estructura e igual serie de estratos se dirigen al nordeste hasta el cabo de La Nao, y en la Sierra Mariola, al norte de Alcoy, encontró Nicklés un gran pliegue caído hacia el norte, que puede compararse con el de Jaén<sup>64</sup>.

Las observaciones de Hermite y Nolan disipan, casi de modo inesperado, las dudas acerca de las islas Baleares (I, pág. 238). *En ese archipiélago hay dos sistemas montañosos.*

Ibiza, Formentera, Mallorca y Cabrera pertenecen a la cordillera Bética. La parte noroeste de Mallorca se compone de un fragmento de cordillera de 80 kilómetros de longitud y a 1.571 metros de altura, que consta de jirones corridos hacia el norte; muestra dirección bética y es, sin duda, prolongación de dicha estructura. Depósitos lacustres con *Anthracotheerium* son prolongación de análogas capas del levante de España, que muestran se extendía un lago hasta la isla de Mallorca, la cual en la época oligocena formaba parte de tierra firme<sup>66</sup>. Sobrevino luego una invasión marina. Aun en la época de la *Natica crassatina*, el actual borde meridional pertenecía a una costa del mar. Capas horizontales de caliza miocena cubren grande parte del centro de la isla.

En Menorca es distinta la situación. Una falla corta a la isla de noroeste (golfo de Algairens) al sureste (puerto de Mahón). Su mitad meridional es una plataforma llana de caliza miocena, discordante sobre la falla. En la elevada mitad septentrional, la roca más antigua es caliza del devoniano medio, la cual, según sus fósiles, corresponde próximamente al Eife-liense. Hasta ahora nada análogo se ha advertido en las cordilleras plegadas más modernas que rodean el Mediterráneo occidental. También menciona Hermite restos de plantas, acaso del Culm, que, según la descripción de Nolan, forman tres anticlinales, uno de ellos, el del centro, es el más importante con mucha diferencia; se dirige al N. 5° E.

Aunque Mallorca, en toda su anchura, se dirige hacia Menorca, hemos evitado afirmar la continuidad de estas islas a causa de la dirección distinta de los anticlinales y la existencia de devoniano. Esto parece mucho más extraño si tenemos en cuenta que en Menorca el plegamiento alcanza hasta la era mesozoica y que los sedimentos de esta edad son análogos en ambas islas.

En la tierra firme la división bética del triás se ha reconocido hasta más allá de Alcoy; según avanzamos encontramos, primero en Ibiza y luego en Mallorca, la arenisca potente de Bunter y Muschelkalk como en la tierra firme, pero en lugar de las margas abigarradas del Keuper hay delgadas calizas tableadas con *Daonella Lommeli* y *Trachycheras*. Allí alcanzamos el límite de la facies alemana del Keuper y asoma el triás pélagico, cual ocurre en el bajo Ebro. Puesto que esta facies se cita ya en Ibiza, parece *que en esta región el límite de la facies no coincide con el tectónico*.

Según advierte Nolan, allí el triás muestra menos semejanza con el de la tierra firme, a pesar de su proximidad, que con el de Sicilia.

Todo indica que los Alpídeos terminan, no puramente en las Baleares, sino en Mallorca. Sin embargo, diremos que en este caso no existen indicios de plegamiento muy moderno, que siempre se encuentra en los extremos libres. Las plataformas horizontales de caliza miocena muestran más bien que no han llegado allí los movimientos ocurridos al oeste.

2. LOS PLIEGUES DE PROVENZA.—Las partes orientales de los pliegues de Provenza, arrastradas hacia el este y el norte, encuentran a los Alpes Piamonteses y Helvéticos en el Var. Ya hemos citado la fecha moderna del plegamiento provenzal en esa comarca. Ocultos bajo depósitos recientes en gran espacio en la Durance, hay señales de estos pliegues aún más al norte, al otro lado de la comarca de fracturas de Banon, donde se dirigen de levante a poniente hasta cerca de Sisteron, en contraste con las adyacentes hojas de los Alpes.

Ocupan grande extensión y, aunque con arreglo a plan uniforme, no forman cadena, sino sólo aislados hacecillos de pliegues en el norte y oeste. Al sur los limita el mar. Hacia el suroeste se unen de modo peculiar con las cadenas exteriores de los Pirineos.

Conviene que comencemos con breve relación del antepaís situado al noroeste, que componen la Montagne Noire y los Cevennes; especial semejanza presentan las cordilleras Catalanas al sur de los Pirineos.

En el mapa, la *Montagne Noire* aparece adjunta de la parte suroeste de la meseta central de Francia. Se extiende desde Castel Naudary a Lodève y continúa hacia la llanura de Bézières, pero mientras que el neis del Rouergue (al sur y sureste de Rodez) tiene dirección armoricana al noroeste y pertenece a la Meseta Central, los terrenos de la Montagne Noire se arrumban al N. 60° E. Bergeron, al que debemos grande parte de nuestros conocimientos acerca de este país, ha demostrado que tres grandes lobs de siluriano y devoniano, procedentes del suroeste, han avanzado hasta la Montagne Noire. Al este del punto en el que el río Orb abandona las montañas, el siluriano y el devoniano se extienden casi horizontalmente, en unos 5 kilómetros, sobre los bordes bajos del carbonífero inferior plegado <sup>67</sup>.

Cubren oblicuos y discordantes a los terrenos antiguos de la Montagne Noire, los yacimientos de carbón y Graissesac (zona inferior del Stefaniense), y muestran que la Montagne Noire pertenece a los Altaides <sup>68</sup>.

El modo con que reaparecen las rocas arcaicas en las varias cordilleras plegadas del borde oriental de la Montagne Noire, al otro lado de las Causses, en las *Cevennes*, y especialmente el modo con que buzan bajo la hoja mesozoica, cerca de Saint Afrique, y emergen de nuevo junto a Vigan, muestran que la estructura de la Montagne Noire continúa hasta ese punto. Aquí se manifiesta también la independencia respecto del sistema varisco <sup>69</sup>.

Don Jaime Almera y Bergeron han descrito las *montañas Catalanas*. En la costa, entre el cabo Dagur y la desembocadura del Llobregat, hay una fila de montañas con dirección coincidente y rumbo tectónico al N. 60° E., como en la Montagne Noire, que hacia el mar termina a lo largo de una falla. Hay cobijaduras hacia el noroeste, y las subdivisiones de

las series paleozoicas inferiores, que alcanzan hasta el carbonífero inferior, coinciden con las de la Montagne Noire <sup>70</sup>.

En la vertiente norte de la cordillera catalana hay conglomerados muy espesos del terciario inferior, que coronan el Monasterio de Monserrat y pueden considerarse indicio de que dichas montañas poseían, aun en el terciario, mayor extensión en dirección al mar actual. Depéret advierte que los conglomerados de Castel Naudarí, en el extremo sur de la Montagne Noire, recuerdan los de Monserrat y son de igual edad. Cerca de Monserrat se extienden desde el eoceno inferior al superior; los tramos más altos son las «pudingas de Palassou» de los Pirineos. El eoceno, casi horizontal, bordea la cuenca del Ebro en dirección de la Meseta; la rellenan sedimentos oligocenos (capas de *Cyrena semistriata* y otros fósiles característicos) <sup>71</sup>.

De modo que la Montagne Noire forma con las Cevennes una rama de los Altaides, dirigida N. 60° E. y cobijada hacia el noroeste; los separan de los Pirineos los montes Catalanes, que constituyen análogo fragmento.

Volvamos nuestra atención a pliegues más modernos.

Al sureste del territorio que encierran por un lado los Alpes y por otro la Montagne Noire y las Cevennes, asoman neis, micacita y filadios. Carbonífero superior y permiano superpuestos en discordancia indican que también allí asoma parte de los Altaides, que consta de varios fragmentos adyacentes, que juntos ocupan espacio oblongo hacia el sudoeste. El primer fragmento es el Esterel, entre Cannes y el valle del Argens; el segundo y mayor, la cordillera de los Maures, entre aquel punto y las cercanías de Tolón, y que continúa al cabo Sicié; tercer fragmento podemos considerar las islas Hyères. Todos estos fragmentos se incluyen bajo el nombre de los *Maures* <sup>72</sup>. Una zanja continua con sedimentos permianos (depresión de Cuers), limita los Maures hacia el interior; en el otro lado de esta zanja alcanzamos la estructura complicada de los pliegues provenzales.

Desde la depresión de Cuers hasta Marsella y la Durance realizó sus clásicos trabajos Marcelo Bertrand, quien ha inspirado tanta parte de nuestro moderno criterio acerca de la estructura de las cordilleras recientes de Europa <sup>73</sup>.

Estas investigaciones, combinadas con las de Zürcher y los estudios de Fournier y de otros autores, basados, en parte, en conceptos diferentes, denotan que dicha región se compone de pliegues apilados. Forman masas circunscritas (macizo del Beausset, de la Sainte-Baume, d'Allauch, de L'Etoile y otros). Hasta más al norte no los siguen pliegues mayores de levante a poniente <sup>74</sup>.

Confirma el segundo bosquejo la observación de Kilian de que el rumbo de levante a poniente predomina en hojas procedentes del sur, en

contraste con el rumbo al suroeste de la zanja de Cuers, que forma el límite natural de los Maures. De aquí se ha deducido que los Maures, a pesar de algunos jirones mesozoicos que hay sobre ellos, no tienen relación tan íntima, cual si fuese orgánica, con los pliegues provenzales, como los del Mont Blanc con los Alpes helvéticos. Presentan más bien caracteres de fragmento de antepaís que cobijan hojas, pero ahora expuestos a la denudación; es decir, que asoman en ventana, y las raíces de estas hojas pueden haber pertenecido a la cubierta denudada o yacer en el hundimiento tirreno <sup>75</sup>.

Entonces avanzan los pliegues con decreciente intensidad hacia el oeste y el norte, con rumbo de levante a poniente; al oeste de Marsella separan del mar la gran laguna de Martigues y desaparecen bajo el delta del Ródano, pero llegan al río por encima de Arlés, y algo más al norte se cita un pliegue que lo cruza cerca de Montelimar.

En el antepaís hay una desviación. Próximo a Alais, en el campo carbonífero del Gard, el propio carbonífero presenta cobijadura en dirección de las Cevennes. Una importante escarpa de la caliza jurásica de las Caus-ses, la Montagne de la Seranne, que se dirige al noroeste desde la Montagne Noire a las Cevennes, produce apilamiento en el Hérault superior y llega a ser límite del antepaís. Desde el sur avanzan el trias y el liás hacia esa barrera en seis jirones sucesivos <sup>76</sup>.

Es el principio de largo cinturón de pliegues levantados en el borde sur de la Montagne Noire, que se extiende hasta Saint Chinian y que ha descrito Nicklés <sup>77</sup>.

Fragmentos aislados a partir de Montpellier, entre este cinturón y el mar, indican la continuación de los pliegues provenzales hasta la Montagne de la Clape, cerca de Narbona; pero junto a Saint Chinian se advierten circunstancias muy importantes para la interpretación de los Pirineos.

Hemos tomado esta figura (fig. 43) de un mapa tectónico que publicó Margerie en 1890. Se han descubierto muchos detalles complementarios desde que se ha manifestado la continuidad de los pliegues, pero la representación, menos complicada, que aparece en la figura, muestra con mucha claridad las varias líneas directrices <sup>78</sup>.

La región plegada de Saint Chinian describe un arco al abandonar la Montagne Noire. Depéret aprecia varios pliegues concéntricos. El anticlinal septentrional revela, bajo el trias y el liásico inferior, el piso eoceno de Rognac; bajo éste capas numulíticas que llegan a Bize y debajo de ellas caliza con *Planorbis pseudoammonius*. Entre este pliegue invertido y las capas paleozoicas de la Montagne Noire se encuentra un extremo de la cuenca de Minervois, que ensancha rápidamente hacia el oeste, o sea hacia Carcasona. Cerca de Bize una cupulita eocena se separa al sur-sur-oeste y representa el extremo libre del primer anticlinal.



El inmediato anticlinal contiene la misma serie de estratos que el primero <sup>79</sup>.

Al oeste, en el Minervois, el eoceno se ensancha; al norte del Aude ya no hay pliegues; el pié de la Montagne Noire está libre y se presenta como en ángulo muerto. Al norte de los Pirineos se eleva la mole paleozoica de Mouthoumet con 45 kilómetros de longitud y hasta 15 de anchura. La serie estratificada es la misma que en la Montagne Noire. Su borde septentrional se encorva hacia el norte; desde el oeste intervienen pliegues mesozoicos. No hay duda que influyeron en esta mole los plegamientos

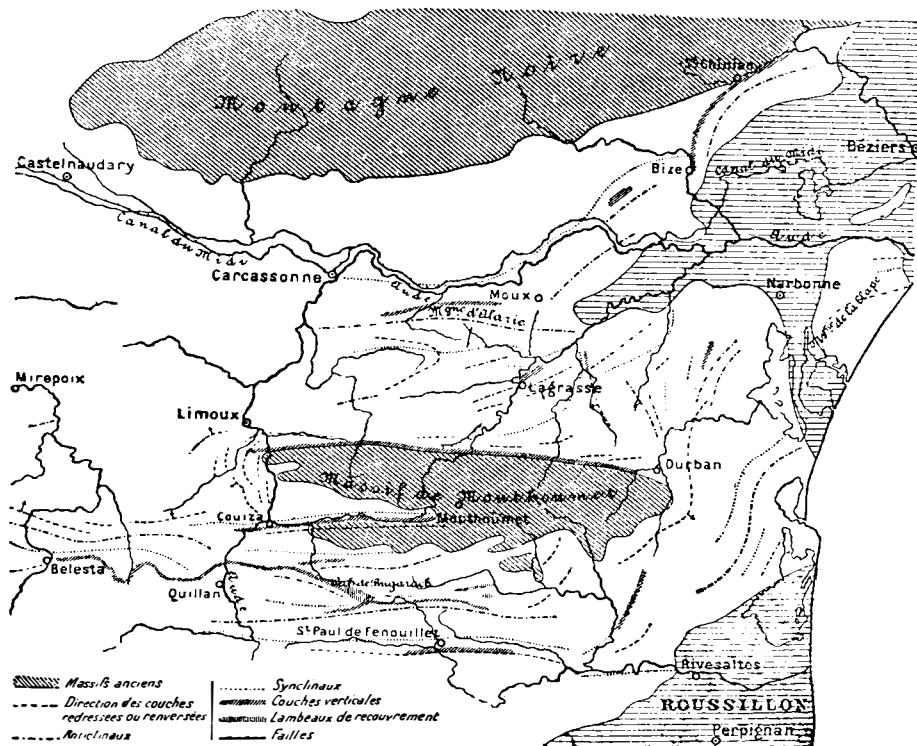


FIG. 43.— Valle del Aude y Corbières, según E. Margerie.

Escala 1 : 800.000.

pirenaicos, pero ha producido desviación de los pliegues mesozoicos. El ángulo nordeste, cerca de Durban, no deja dudas respecto de este punto. Los pliegues provenzales, compuestos de triásico, jurásico y cretáceo, pero sin eoceno, se aproximan desde el hundimiento de Narbona, se encorvan gradualmente entre el borde oriental de Mouthoumet y el Cabo Leucate, con dirección exacta de levante a poniente, consecuencia de las cobijaduras hacia su lado cóncavo y <sup>80</sup> unen la parte sur de la mole del Mouthoumet con los pliegues de los Pirineos.

Cerca de Jonquières (8 kilómetros al noroeste de Durban) desaparecen el jurásico y el triásico. Los pliegues al oeste de la línea que une Jonquières con Bize, o sea entre el Mouthoumet y el Aule se componen sólo de danés y eoceno, lo que presenta marcado contraste con los desviados plegamientos de Provenza. Han corrido hacia el norte, con frecuencia cortados por fallas, y cerca de Moux y Lagrasse revelan devoniano bajo el danés; los pliegues se pierden hacia el oeste <sup>81</sup>.

De modo que la Montagne Noire y Mouthoumet *se relacionan por debajo del danés, entre el antepaís paleozoico y el núcleo de Mouthoumet*. Al mismo tiempo tenemos aquí curioso ejemplo de *pliegues que presentan dos diferentes facies* (devoniano, danés y eoceno; triásico, jurásico y cretáceo), que se han desarrollado simultáneamente.

3. LOS PIRINEOS.—El estudio de esta gran cordillera ha avanzado mucho en las últimas décadas. Un catálogo de Carez en 1903 contiene los nombres de más de 2.000 obras de carácter geológico. En este período de progreso pueden apreciarse tres fases. La primera se concentra en torno de las obras de Archiac y Leymerie <sup>82</sup>; señala la segunda la publicación del mapa de Carez en 1892 <sup>83</sup> y el bosquejo casi contemporáneo de la estructura de conjunto de E. de Margerie y F. Schrader <sup>84</sup>. En lo que se refiere al tercer período, bastará por ahora mencionar la monografía de Carez (posterior a 1903) <sup>85</sup>, el estudio de Bresson de las antiguas formaciones (1903) <sup>86</sup>, y las investigaciones de León Bertrand en el este. Respecto a los problemas principales, se encuentran datos importantes entre los de la excursión de la Sociedad Geológica de Francia a los Pirineos Occidentales en 1906 <sup>87</sup>. Debemos grande parte de nuestros conocimientos a los estudios de los ingenieros españoles D. Lucas Mallada y D. Ramón Adán de Yarza. Complementan los datos otros investigadores, tales como Stuart-Menteath, Roussel, Caral, Seunes, Mengel y Lacroix.

La subestructura de los Pirineos es una serie que comienza con neis y caracterizan fósiles desde el siluriano inferior hasta el carbonífero inclusive. Bresson ha demostrado que iguales subdivisiones de la serie paleozoica pueden reconocerse aquí que en la mole de Mouthoumet, la Montagne Noire y las cordilleras Catalanas. En lo que a esto se refiere, no hay diferencia entre las cordilleras y el antepaís. Penetran esta serie antiguos batolitos graníticos de edad permiana, que faltan en la mole de Mouthoumet. Las investigaciones de Lacroix acerca de estos batolitos han influido en el problema de los granitos que han digerido la roca circundante <sup>88</sup>.

Los Altaides entran por mucho en la estructura de los Pirineos, donde se denominan «serie primaria». Dentro de la mole del Mouthoumet hay pliegues al suroeste y casi de levante a poniente <sup>89</sup>. En algunas comarcas del centro de los Pirineos cubren a esos pliegues antiguos el permiano rojo transgresivo y el cretáceo superior de colores pálidos. Es la misma

serie de Bohemia y de algunas partes del Gran Atlas. Fuera de estas regiones antiguas, lo mismo al norte que al sur, hay pliegues más modernos. La serie mesozoica llega hasta el cretáceo sin señal de caracteres pelágicos. Caralp halló fósiles permianos marinos en una de las cadenas del pie septentrional<sup>90</sup>. El trias se presenta con yeso, margas salíferas y grauvacas.

EL NORTE.—Los pliegues de Provenza avanzan por detrás de la mole de Mouthoumet. Cuando, luego de arquearse casi en ángulo recto, reaparecen al oeste cual parte septentrional de los Pirineos, advertimos lo enorme que debió ser la presión desde el sur a que obedecieron. El Mouthoumet asume posición análoga a la de Ufa frente a los Urales y la de los Adirondacks frente a los Apalaches. El borde septentrional de los Pirineos se rompe hacia el oeste en virgación forzada, que en los Pequeños Pirineos motiva rumbo al noroeste, divergente de la cordillera principal.

L. Bertrand<sup>91</sup> ha dado a conocer casi hasta Tarbes la estructura de la gran cordillera que arrumba al nordeste. En el norte hay frente a los Pirineos un antepaís autóctono (I., Región subpirenaica), al que como basamento pertenece también el Mouthoumet. Lo sigue una hoja (I. a. Nappe Prepyréenne, de L. Bertrand, zona cenomanense de Carez) que, aunque separa del país un plano de deslizamiento, conserva su serie estratificada con gran desarrollo del cenomanense transgresivo. En ella encontramos por primera vez la cobijadura frontal de los propios Pirineos.

Distingue L. Bertrand tres hojas transportadas desde el sur, cada una de las cuales oculta a la precedente, y de las que forman parte grandes jirones de la serie primaria (desde el neis hasta el carbonífero inferior). En algunos puntos se alzan a grande altura; en otros han disminuido y se han desperdigado en estrechas fajas. Las separan largas zonas o fajas mesozoicas prendidas.

La hoja A asoma bajo las otras, a trechos, en el sur, en asociación autóctona con la cadena primaria principal.

La hoja B comprende la mole primaria de Agli (al oeste de Perpiñán); la representa más al oeste una zona mesozoica, y comprende (a poniente) las moles de los Trois Seigneurs, Castillon y Milhas.

Al sur y al este de los Trois Seigneurs asoma un cinturón de mármol con intrusiones de lerzolita; hacia el oeste ensancha la zona mesozoica y cesan las básicas. En dos ventanas de erosión de la hoja B, al nordeste y noroeste de los Trois Seigneurs, se ve en el centro de la gran cadena el antepaís prepirenaico y, en parte, también el cretáceo. Fragmentos arrollados de A pueden reconocerse alrededor de estas ventanas, bajo B y sobre el antepaís denudado.

La hoja más alta, la C, se compone principalmente de masas primarias, las de San Bartolomé, la Arize (al norte de los Trois Seigneurs); es posible que también haya que referir a ella la Barousse.

Estos interesantes datos (que debo a la atención de L. Bertrand, quien me ha proporcionado su mapa inédito) recuerdan los Alpes, a causa de la cobijadura de grandes moles de la antigua subinfraestructura y de la existencia de fajas de mármol e intrusiones básicas. Los Trois Seigneurs y la hoja A ocupan igual posición que la Hohe Tatra, en los Cárpatos. L. Bertrand considera las hojas pliegues (*replis*) de la cadena principal del sur, y asevera que en el sur las zonas mesozoicas ciñen a las hojas, mientras en el norte las une una cubierta común compuesta de las margas del piso albenense, en la que están preservadas las sillas de los anticlinales y tienen valor análogo al del Flysch alpino.

Al este del punto donde el Ariège abandona las montañas se alzan algunos pliegues cretáceos y eocenos arrumbados al oeste-noroeste, que se apartan cada vez más de la dirección de los Pirineos y pronto forman la cadena, hasta cierto punto aislada, de los *Pequeños Pirineos*. Al oeste del valle medio del Garona hay un cono achatado de restos que se reconoce en el mapa por la disposición radial de muchos ríos. Su cumbre forma la Meseta de Lannemezan. Debajo del cono desaparecen los Pequeños Pirineos, pero al sur de ellos, hasta el pie de aquel cono, vemos que otras zonas de los primeros se insertan y forman transición. Bajo el cono hay señales de cenomanense. Asoman también fajas independientes de triásico salífero con afloramientos pequeños de granito milonitizado <sup>93</sup>. Una serie casi continua de pequeños afloramientos corre al sur de Salies, frente a los Pirineos, cerca de Lannemezan, hasta más allá de Lourdes. Al norte, una serie mayor de dislocaciones que se dirigen al noroeste se presenta en la ladera occidental del cono. Sin embargo, la tierra queda oculta en grande extensión y rara vez pueden relacionarse los afloramientos; hay motivo para distintas opiniones. Bastará comparar el plano de las líneas de Seunes en 1890 <sup>93</sup> con el de Carez en 1903 <sup>94</sup>. Los estudios del primero se refieren a las líneas meridionales hasta Dax. Hay repetidos anticlinales doblados en arcos irregulares, convexos hacia el norte; hasta allí la fuerza plegante ha actuado desde el sur. Destaca de modo especial en el mapa una línea que parte de Clarac y sigue al oeste-noroeste, pasa al norte de Oleron, hacia Peyrehorade, donde cambia de rumbo y llega al mar, cerca de Bidart.

De acuerdo con los modernos observadores opina Carez, respecto del plan de los anticlinales, el más septentrional de los cuales se encuentra 28 kilómetros al sur de Burdeos. Se han considerado paralelos a los Pirineos (y, por tanto, no dispuestos en virgación) y se han comparado con las líneas paralelas dirigidas al noroeste, que más al norte se extienden desde la Meseta Central al sur de Armórica. Sin embargo, uno de los sinclinales, que se dirige desde Pau hacia Gaas (norte de Peyrehorade) posee también el arco que observó Seunes.

Cierto que aun pueden reconocerse las dislocaciones a insospechada

distancia de los Pirineos; las ofitas también las acompañan hasta cerca de Dax.

Según advirtió Seunes, obedece el arco a un cuerpo extraño, al cual rodea la ancha y baja mole de Labourd, compuesta de granito y neis, que aflora al sur de Hasparren; unos 20 kilómetros de allí, en la frontera española, y cortada en su parte septentrional por el Bidasoa, está la mole granítica de Aya, de 12 kilómetros de longitud, prolongación de la de Labourd.

Precisan su situación una serie de rocas arrumbadas al sur-suroeste, que se alzan del mar algo al sur de Biarritz con asombrosa diversidad de clases; su dirección corresponde, próximamente, a la que seguiría análoga línea que rodease a gran distancia a la mole de Labourd; también es casi paralela a la zona de Flysch que ciñe al neis de Labourd y sigue la costa hasta más allá de San Sebastián <sup>95</sup>.

ALTOS PIRINEOS.—En el este, el espacio correspondiente a este grupo de montañas se reduce a causa de la intromisión del moderno hundimiento del Rosellón, que también corta parte de los pliegues provenzales, según parten del cabo de Leucate; en el borde meridional de estos pliegues donde el Tech emerge de las montañas, comienzan relaciones complicadísimas. Pero al oeste se hace continua la gran cordillera; su anchura en el meridiano de Andorra, desde el lado meridional del granito de Foix hasta un punto cerca de aquél en que el Segre abandona las montañas, alcanza unos 72 kilómetros. De aquí en adelante el borde septentrional se dirige de este a oeste hacia el cinturón mesozoico, mientras que en el interior de las cadenas predomina el rumbo O. 30° N., y el borde meridional sigue casi al noroeste.

De esta manera la anchura decrece hacia poniente; cerca de Urdos es sólo de unos 22 kilómetros; algo más al oeste, en el pico de Anie, mucho menor. De aquí en adelante reemplazan a la cordillera principal los Bajos Pirineos, en los que aparecen sólo como hojas de cobijadura o fajas prendidas los terrenos primarios que forman la mayor parte, con mucha diferencia, de los Altos Pirineos. Al otro lado de la llanura de Mauleón, aflora al norte el neis de Labourd y cambia la estructura de las montañas.

Acabamos de decir que en el Tech son muy complicadas las relaciones. Según la instructiva descripción de Mengel, la situación en la parte oriental de esta comarca es la siguiente:

Los terrenos primarios forman amplia mole, llamada *la Peña de Francia* por el nombre de su punta más septentrional (1.449 metros, al sur de Ceret). Su límite sigue desde el Ter superior al nordeste, cruza la frontera española junto a Camprodón, sigue paralelo al Tech hasta pasado Amélieles Bains y se encorva entre Ceret y la Peña de Francia, al sureste. Conservando esta dirección pasa por Massarach y llega a la llanura que rodea al golfo de Rosas. En este margen quedan pocos restos mesozoicos. El

conjunto de la *mole de la Peña de Francia*, inserta en estas montañas a modo de cuña obtusa, que destaca de España, *se ha movido hacia el norte*.

Al oeste del Tech y de la frontera, desde Camprodon a Amélie les Bains, que señala un cinturón prendido devoniano y carbonífero, la amplia mole primaria del *Canigó ha avanzado hacia el sur, de modo que la línea del Alto Tech debe considerarse límite entre ambos movimientos*<sup>96</sup>.

De este punto en adelante el conjunto de la vertiente meridional de los Altos Pirineos se ha movido hacia el sur, y grande parte se ha resuelto en jirones que dan frente en igual dirección. Así, las montañas españolas del sur de la mole granítica a que pertenece el pico de Aneto (3.404 metros), constan de pliegues o jirones de capas paleozoicas invertidas al sur. El triás se compone en el norte de yeso y ofita, y se presentan como estrecho cinturón que rodea a las capas mesozoicas<sup>97</sup>.

Gracias al celo de los investigadores, a cuya cabeza destacan Bresson y Carez, podemos obtener clara idea de la estructura de la cordillera, lo mismo en el valle del Gave de Pau, que dejan las montañas cerca de Lourdes, que del valle del Gave de Ossau, que se une al primero al oeste<sup>98</sup>. Al sur de Lourdes, el cinturón mesozoico arrumba de levante a poniente y se compone de cretáceo inferior con jurásico y algo de triásico; los pliegues están invertidos hacia el norte. Por debajo de Argèles terminan de pronto en agria dislocación de levante a poniente. Las margas aptenses están muy erguidas, y al sur de la dislocación el devoniano inferior buza mucho al mediodía. La formación paleozoica que allí comienza se halla al principio plegada hacia el norte, pero por debajo de Luz las capas están muy levantadas; primero buzan en una dirección y luego en otra, hasta que, por último, se adaptan al movimiento meridional que predomina hasta la frontera española. En aquella región el rumbo es O. 30° N.

Sigamos esta dirección hacia Laruns, cerca de Gave d'Ossau.

Allí afloran en grandes espacios el turonense y el senonense bajo el devoniano, y en el suroeste, hacia Eaux Chaudes, yacen en superposición autóctona sobre granito de hornablenda. Encima del cretáceo se apoyan trozos del basamento de ofita y de triás, así como Flysch con fucoïdes, resto que ha ido dejando tras de sí la potente hoja de devoniano y carbonífero acarreada allí, procedente del oeste-suroeste, por encima del cretáceo.

No menos instructivos son los afloramientos en el Gave de Pau. Sus afluentes más altos, el Gave de Gavarnie y el Gave de Héas están separados por una mole que avanza al norte (pico de Pinemé, 2.803 metros; Monte Herran, 2.789 metros) con sedimentos que abarcan del siluriano superior al carbonífero inferior. Los ríos se unen cerca de Gèdre. Ambos han excavado su camino en la hoja de cobijadura ( $S_4 + D + H$ , fig. 44) y

el cretáceo (C), y juntos componen una ventana en forma de medialuna, que termina al oeste en el circo de Gavarnie, y al este en el de Troumousse. En el fondo de esta ventana queda al desnudo el basamento de siluriano inferior metamorfozido por el granito ( $S_1-3$ , fig. 21); encima y en asociación autóctona con el campaniense con rudistas, se extiende sobre los altos picos de Pinemé, Monte Herran y pico de la Munia (3.150 metros) aquella parte de la hoja de cobijadura que se encuentra en el arco de la ventana. Bresson opina que el gran movimiento hacia el sur ocurrió según las potentes pizarras graptolíticas. De aquí se sigue, que

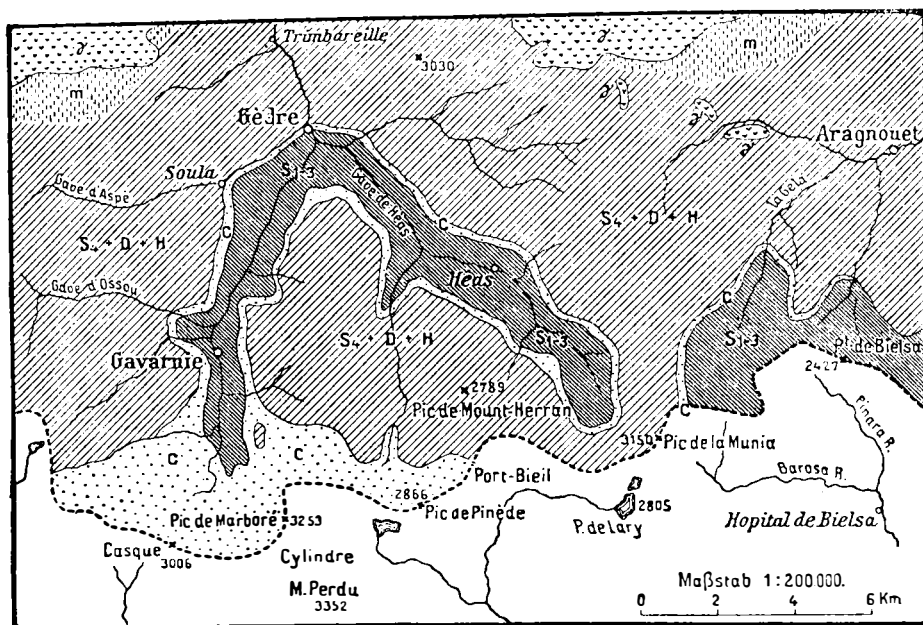


FIG. 44.—La frontera franco-española cerca de Gavarnie, según el mapa francés.

$S_1-3$ , Siluriano metamorfozido por granito;  $S_4 + D + H$ , Siluriano superior, devoniano y carbonífero; C, cretáceo superior; Y, granito; m, zona de contacto del granito.

puesto que la infraestructura pertenece al siluriano inferior, debe existir una serie normal, donde quiera que el cretáceo ha desaparecido por laminación. De todos modos la superposición autóctona del cretáceo prueba que  $S_1-3$ , debe haber aflorado antes del depósito de aquella formación.

El circo de Gavarnie termina en potente muro campaniense y danés en levantados pliegues. La hoja paleozoica no alcanza tanto. En la ascensión al puerto de Gavarnie es bastante abrupto el límite entre la hoja y el cretáceo<sup>99</sup>.

Ese límite no puede ser falla, supuesto que el cretáceo ascendente es continuo con el que asoma en la ventana. Los pliegues apilados de la caliza

cretácea forman en la frontera española una serie de picos de más de 3.000 metros de altura (Marboré, 3.253 metros), y al otro lado de la frontera Las Tres Sorores (Monte Perdu, para los franceses; 3.352 metros), donde se han hallado numulitos, lo mismo en el primer monte que entre los picos del segundo.

De manera que parece que la infraestructura  $S_1 - 3$  quedó cubierta por una serie autóctona que abarca desde el campaniense al eoceno, y que la hoja de cobijadura envolvió al conjunto de esta serie superpuesta hasta su tramo más bajo, en el cual los hippurites se ha deformado en discos, y que ha corrido con la hoja y se ha laminado. Este súbito ascenso e hinchazón en el circo de Gavarnie y en la frontera española tal vez indiquen tan sólo gran intumescencia del margen, donde se ha libertado del peso de la hoja suprayacente. Lo que concuerda con la existencia de sinclinales cretáceos apilados, abiertos hacia el sur, y que Margerie describió en 1886 en el Cylindre (3.327 metros), entre Marboré y Las Tres Sorores <sup>100</sup>.

BAJOS PIRINEOS.—Hemos dicho que fragmentos de Flysch con fucoïdes se apoyan en el cretáceo de Eaux Chaudes. Según las observaciones de Bresson, el Flysch continúa unos 30 kilómetros más al oeste, encerrado entre la infraestructura y la hoja paleozoica acarreada desde el norte <sup>101</sup>. Luego, al norte del pico de Anie (2.504 metros), esa faja ensancha cada vez más, hasta que, por último, allí donde los Altos Pirineos terminan en el Pic d'Anie, toma su lugar la ingente cordillera de Flysch que parte de Santa Engracia, al norte de Pamplona.

Este Flysch pertenece al senonense superior; hacia la cumbre hay fósiles daneses, de modo que corresponde por su edad al Flysch de Baviera. Se denomina español, para distinguirlo del septentrional, que se considera cenomanense.

De las obras de E. Fournier <sup>102</sup> extraemos los siguientes cortes en los Bajos Pirineos:

En el norte, la llanura cretácea de Mauleon; sigue largo anticlinal, cuyo lado norte consiste en una serie normal que llega hasta el triás y buza al norte o con ligero arco en esta dirección. En el eje hay carbonífero inferior o un espeso conglomerado de Rothliegende (pudinga de Mendibelza). El lado sur, siempre fuertemente invertido hacia el sur, pero la rama meridional tiene escasa representación, y generalmente sólo de triás. La separa del Flysch un plano de corrimiento que sigue la superficie y buza al norte. Después la cadena de Flysch y de caliza cretácea, mucho más alta que la anterior, que forma allí el eje orográfico de los Pirineos (pico d'Orhy, 2.017 metros).

En la llanura limítrofe del triás y el borde septentrional del Flysch, aflora siluriano inferior, cerca de Santa Engracia, en una grieta; y de acuerdo con el movimiento dirigido hacia el sur, yace sobre el Flysch una hoja de permiano, cenomanense y siluriano <sup>103</sup>.



EL OESTE Y EL SUR.—Stuart-Menteath ha publicado un mapa general de las cercanías de Labourd con otro más detallado de la comarca del norte. Don Ramón Adán de Yarza ha publicado el mapa de la región suroeste y don Lucas Mallada el de la sureste. Termier ha descrito el granito de Aya <sup>104</sup>.

En el extremo nordeste de esta mole, cerca de Hasparren, hay neis granítico, que forma el monte de Ursuia (678 metros), y que apenas se alza de la llanura que tiene en frente. Se le une un espacio de terrenos paleozoicos que forman una elipse irregular de unos 60 kilómetros de longitud hacia el suroeste; junto al borde aparece el granito de la Peña de Aya (816 metros). En puntos aislados hay cretáceo superior transgresivo.

El mapa de Stuart-Menteath no deja duda de que el anticlinal del jurásico y triásico procedente de Santa Engracia y que forma la vertiente septentrional de los Bajos Pirineos, se apoya en la ladera oriental de la masa de Labourd y se dirige al noroeste hacia Hasparren. De aquí en adelante la misma zona arquea al oeste. Las observaciones de los ingenieros españoles Adán de Yarza y Mallada muestran que depósitos análogos festonean casi todo el resto de la mole hasta Roncesvalles y que sobre ellos apoya ancho manto de caliza cretácea y de Flysch, que sigue la costa por Fuenterrabía, y que cruzando Guipúzcoa, se une, al norte de Pamplona, con el Flysch de la cordillera principal de los Pirineos.

De lo dicho se desprende, al parecer, que una zona continua de Flysch separa los Pirineos del mar, según el Bidasoa y cerca de San Sebastián. Afirma Adán de Yarza que en esta región están plegados hacia el norte; en algunos sitios aún invertidos. También está plegado hacia el norte el Flysch de Guipúzcoa, del que se eleva una mole de ofita de 16 kilómetros de longitud por 6 a 8 de anchura.

Los «Klippen» de Biarritz son paralelos a la dirección del Flysch, a lo largo del valle bajo del Bidasoa; pero en Vizcaya, donde también cubre el Flysch el territorio, es evidente la dirección al noroeste, manifiesta en larga loma de ofita, acaso continuación de las masas análogas ya citadas; luego, en largo anticlinal de cretáceo inferior, que se dirige hacia Bilbao y, por último, en el largo sinclinal eoceno, que forma parte de su recorrido, sigue el alto Ebro y por Alava llega a Burgos. El plegamiento en Vizcaya es intenso y se dirige hacia el mar, o sea hacia el nordeste <sup>105</sup>.

Junto a Entrambasaguas, cerca de Santander, no muy al oeste de la comarca donde se aproxima al mar el anticlinal de Bilbao, y desde allí hasta pasados los Picos de Europa (Peña de Cerredo, 2.642 metros), siguió Termier una cadena de hojas de cobijadura (triásicas y eocenas), y más al sur de capas paleozoicas. De esta disposición deducimos que este conjunto emerge al sur de la cordillera de Flysch <sup>106</sup>. Su terminación, con plegamiento al norte, se encuentra en Oviedo (II, pág. 116).

De lo dicho inferimos que esta cadena no puede atribuirse a los Pirineos<sup>107</sup>.

Pocas palabras son necesarias respecto de las laderas meridionales, pues casi nada tenemos que añadir a las primitivas descripciones de don Lucas Mallada y también de Margerie y Schrader<sup>108</sup>.

Ciñe el pie meridional de las altas cordilleras una zona mesozoica, principalmente cretácea y no muy ancha, procedente del noroeste, a la que pertenece el Flysch cretáceo de Santa Engracia. La sigue otra zona ancha de eoceno poco plegado, que marcha de Pamplona, más allá de Jaca (zona del Aragón). A la vez la limita por el sur nuevo afloramiento de triásico con ofita y cretáceo, que comienza como larga y estrecha faja entre los ríos Aragón y Gállego; luego se dirige al nordeste de Huesca, retrocede hacia el norte y, al fin, ensanchándose y extendiéndose, alcanza de nuevo los Pirineos en el alto Segre (zona de las Sierras). En esta última parte de su recorrido se compone de repetidos fragmentos arqueados (Sierra del Monsech, 1.693 metros). De este modo la «zona del Aragón» queda cerrada hacia el sureste. Este afloramiento se presenta en el noroeste como anticlinal o fractura, y aun se advierte cierto movimiento hacia el sur.

Ocupan el valle del Ebro depósitos miocenos.

RESUMEN. — Frente a los Pirineos hay dos masas extrañas: la del Mouthoumet, sin duda parte de la Montagne Noire, y la de Labourd, a la que rodean pliegues relacionados con los pirenaicos. De otro modo, pudiéramos asegurar que los Pirineos terminan al este de Labourd y que esta mole es exterior a dicha cordillera.

En contraste con las otras cadenas más jóvenes de Europa, los Pirineos muestran claro movimiento hacia el norte y otro hacia el sur. Donde se encuentran ambos se produce estructura en abanico más o menos marcada, y acaso violenta dislocación que, como hemos visto en el Gave de Pau, arrastra al devoniano inferior contra el albenense.

Los efectos del movimiento hacia el norte pueden seguirse desde el Var por toda Provenza; se han visto alrededor del Mouthoumet y dentro de su borde occidental con plegamiento llano de sedimentos mesozoicos. Son manifiestos en la mole de la Peña de Francia, desde el sureste del Tech, hasta el pie meridional de los Pirineos. Las grandes cobijaduras de la vertiente norte de esta cordillera (Trois Seigneurs, San Barthélemy, etcétera), los pequeños Pirineos, los pliegues dirigidos al noroeste hasta Dax y aún más allá bajo la llanura el borde externo de los Bajos Pirineos, a los que también rodea el neis de Labourd, la zona del Flysch del Bidasoa, los montes de Vizcaya y el norte de España hasta los Picos de Europa, todos pertenecen al movimiento hacia el norte, que se manifestó desde Cannes hasta Oviedo, y fué movimiento general, acaso relacionado con la conjunción en el oeste de Guipúzcoa. No sólo el Mouthoumet, sino tam-

bién el Labourd flotaron hacia el norte, y con ellos, al parecer, el conjunto de aquella parte hoy cobijada hacia el sur.

El movimiento hacia el sur es muy potente, pero de limitada extensión. Según las actuales observaciones, comienza en el Tech, algo al sureste del Canigou; penetra pronto en los Pirineos, luego abarca el ancho de los Altos Pirineos, se allana en el otro lado de Urdos, abre el sinclinal prendido de Flysch en dirección de los Bajos Pirineos y lo domina hasta su terminación, excepto el borde septentrional. Al sur, en las fronteras sierras cretáceas y terciarias también hay plegamiento hacia el sur, que, sin embargo, se allana antes de llegar al Ebro.

Esta limitación local indica hundimiento, lo que también se infiere de que en el fondo de la ventana próxima a Gavarnie el cretáceo se superponga de modo autóctono al siluriano inferior y así suministre una superficie denudada sobre la que se depositó una serie que abarca desde el campaniense al eoceno.

Es fácil imaginar que una mole que experimenta movimiento hacia el norte, y, por tanto, a la vez, sometida a tensiones energéticas, podría resolverse en opuesta dirección, o sea hacia el sur, si la interrumpe un hundimiento. Esta hipótesis ha de estar de acuerdo con la erguida disposición de las capas en abanico, pues de otro modo sería difícil conciliarlas con las inmediatas cobijaduras hacia el norte.

Al mismo tiempo hay que tener en cuenta cierta confusión.

Los Pirineos penetran más profundamente en la estructura prepermiánica de los Altaides que ninguna otra de las cordilleras modernas de Europa. Sus denominadas series primarias se componen de fragmentos de los Altaides. La dirección (O. 30° N.) de la parte que ha avanzado hacia el sur coincide con la de las líneas de Karpinski (ONO. a NO.). Igual que en el caso de estas líneas, la intensidad decrece hacia el oeste-noroeste; la rama sur se ha hundido, y el movimiento, en contraste con el general hacia el norte, se ha dirigido hacia el sur. Estos caracteres, que denominamos asiáticos, serán accidentales en los Pirineos o tendrán más profundo significado, lo cual podrá sólo determinarse cuando se conozca la naturaleza de estas líneas con mayor detalle. El hecho de que el movimiento hacia el sur termine frente de la Mole de la Peña de Francia, no se ajusta a la teoría de las relaciones con Asia.

Las intrusiones básicas más modernas de los Pirineos nos enseñan mucho acerca de otras cordilleras. Lacroix ha demostrado que alteran a las rocas inmediatas en la zona de contacto <sup>109</sup>.

Se presentan allí, a veces, como moles redondeadas; en otros sitios cual partes de diques y aun cual intercalaciones que alcanzan hasta cuatro kilómetros de longitud. Con arreglo a los datos detallados de Carez es posible distinguir dos grupos de intrusiones: uno pertenece al liásico inferior y contiene sólo ofitas; el segundo corresponde al Gault y presenta,

además de ofita, lherzolita, serpentina, diorita, peridotita y anortosita (la última como dique en las peridotitas) <sup>119</sup>.

Así hallamos repetidas las series de rocas verdes que se presentan en varios horizontes, en Ivrea, los Alpes piemonteses, el triásico salífero de los Alpes calizos orientales, las hojas lepontinas, y los Apeninos y nordeste de Córcega y Elba, así como en el recorrido del Atlas mediterráneo y de la cordillera Bética, desde Túnez a Gibraltar y de allí a las Baleares. Lacroix ha demostrado que, en los Pirineos, el granito de biotita, por la absorción de caliza, pasa a peridotita con hornablenda. En esta obra partiremos de la teoría de que la mayor parte (con mucha diferencia) de estas rocas verdes, juntamente con las peridotitas, fueron en un principio rocas profundas. La existencia de minerales de níquel corrobora este criterio.

Steinmann ha atraído la atención acerca de la asociación frecuente de estas intrusiones con las pizarras de Radiolarios de mar profunda, y ha creído descubrir cierta relación causal entre las rocas verdes y dicho mar <sup>120</sup>. No hay duda que la asociación no es rara y puede observarse en parajes muy alejados unos de otros. Más adelante mencionaremos también la frecuente existencia de rocas muy básicas en medio de los océanos. En los Pirineos, sur de España y noroeste de Africa, se presentan, no obstante, en sedimentos de índole desconocida en mar profunda, y en tales casos los hechos no favorecen aquella generalización.

En Europa, esas intrusiones verdes o señales aisladas abundan en regiones de gran dislocación, desde el Wolfgang-See hasta el borde del Sahara. No las hallamos en el antepaís, ni al norte ni al sur, y en Europa las consideramos, por tanto, compañeras de los movimientos tectónicos.

## Notas del capítulo XV: Los Altaides póstumos.

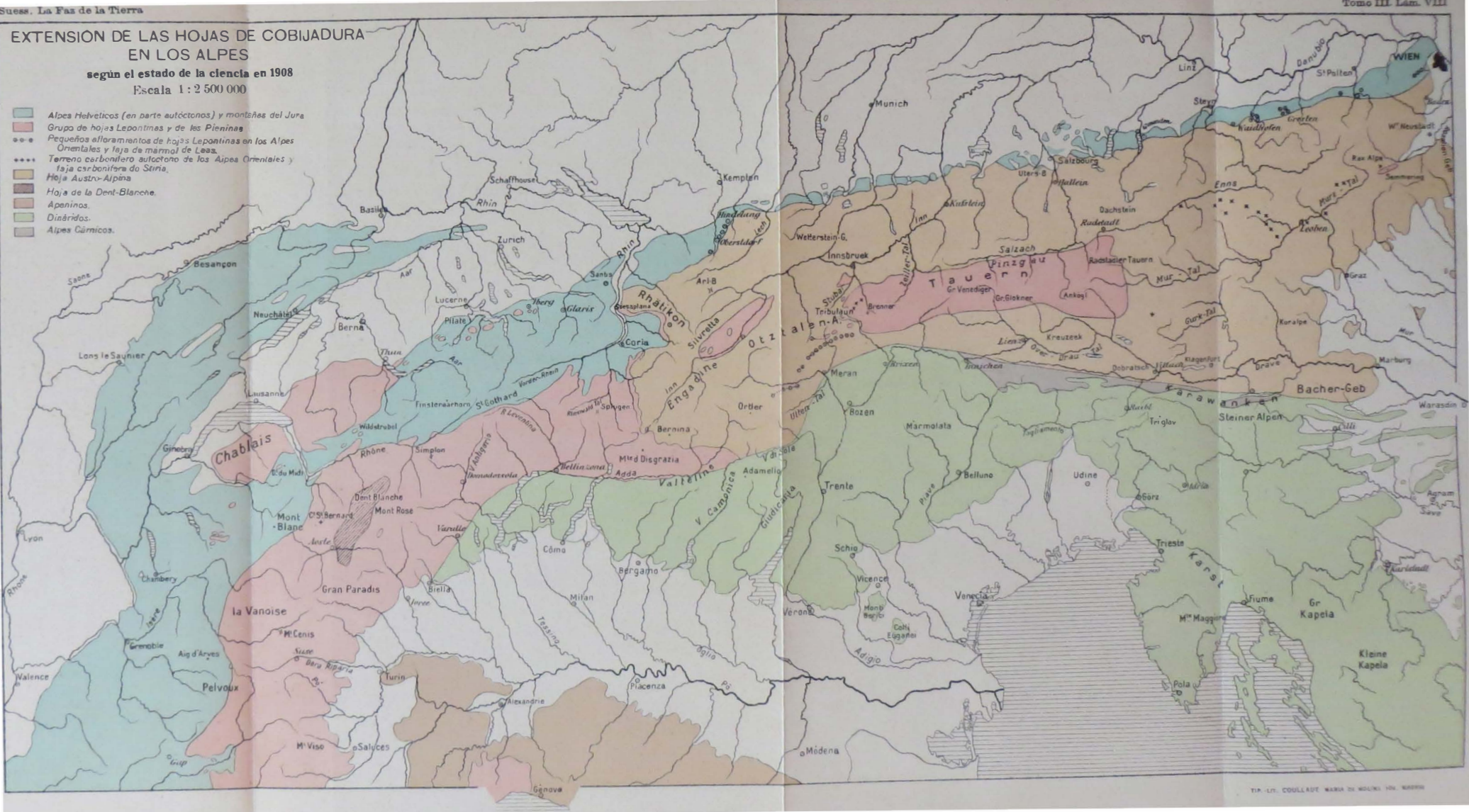
- <sup>1</sup> V. Uhlig, *Bau und Bild der Karpaten*. In-8.º, Viena-Leipzig, 1903, páginas 690-708.
- <sup>2</sup> V. Uhlig, *Die Geologie des Tatragebirges*: I, *Einleitung und stratigraphischer Theil* (Denkeschr. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. CL., LXIV, 1897, páginas 643-684, y 17 figuras); II. *Tektonik des Tatragebirges* (Ibid., LXVIII, 1900, páginas 1-88, 26 figuras, y un mapa geológico; siete láminas cortes, un mapa tectónico y dos panoramas fotográficos); para la región occidental, V Uhlig, *Beiträge zur Geologie des Fatrakriván-Gebirges* (Ibid., LXXII, 1902, páginas 519-561, nueve figuras, un mapa geológico y tres láminas cortes).
- <sup>3</sup> M. Lugeon, *Analogía entre los Cárpatos y los Alpes* (C. R. Acad. Sc., CXXXV, 1902, 2.º sem., páginas 872-874); por el mismo, *Las nappes de recouvrement de la Tatra et le origine des Klippes des Cárpates* (Boll. Soc. Vaudoise Sc. Nat., XXXIX, 1903, páginas 17-63; reimpr. Bull. Laborat. Geol. Univ. de Lausana, núm. 4, 1903, 51 páginas).
- <sup>4</sup> M. Limanowski, *Sobre el descubrimiento de un fragmento de cobijadura subatrico en la región hauptatrica de Gladkie, montes Tatra* (Bull. Internat. Acad. Sc. Cracovia, 1904, páginas 197-199; impr. también en polonés); por el mismo, *Ojeada sobre la estructura de los Kosmos* (Lemberg, XXX, 1905, páginas 253-340); por el mismo, *Sobre la génesis de los Klippes en los Cárpatos* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, VI, 1906, páginas 151-164).
- <sup>5</sup> V. Uhlig, *Ueber die Tektonik der Karpathen* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. KL., CXVI, Abt. I, 1907, páginas 871-982, una lám. cortes, y un mapa); para las huellas dináricas de las montañas del centro de Hungría, véase G. von Arthaber, *Die alpine Trias der Mediterran-Gebietes* (Fr. Frech, *Lethaea geognostica*, II. Teil, *Mesozoicum* Band I). In-8.º, Stuttgart, 1906, páginas 432-434).
- <sup>6</sup> Se hallará una riquísima bibliografía en V. Uhlig, *Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den Westgalizischen Karpathen, II. Teil. Der pieninische Klippenzug* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XL, 1890, páginas 559-824, y láminas V-X; véase páginas 561-585); para la nueva interpretación véase sobre todo su Memoria *Ueber die Tektonik der Karpathen*, pág. 913.
- <sup>7</sup> V. Uhlig, *Ueber die Tektonik der Karpathen*, páginas 877 y siguientes.
- <sup>8</sup> D. Stur, *Die Tiefbohrung bei Batzdorf nördlich bei Bielitz-Biala* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLI, 1891, páginas 1-10).
- <sup>9</sup> Yo examiné uno de estos lugares de Paskau, al Sur de Mährisch-Ostrau. Hay allí una bóveda, imponente, de Cretáceo inferior; y a algunos centenares de pasos de esta pendiente, recubierta de escombros de teschenita, es donde se encuentra el sondeo. Según Petrascheck, fué alcanzado el terreno hullero productivo después de los 400 metros de capas (terciarias); W. Petrascheck, *Die Überlagerung in mährisch-schlesisch-westgalizischen Steinkohlenrevier* (Vehndl. k.k. Geol. Reichsanst., 1906, páginas 362-363).
- <sup>10</sup> Atlas geológico de la Galizia, publicado por la Comisión Fisiográfica de la Academia de Cracovia. Texto de la hoja de *Drohobycz*, por W. Szajnocha, J. Grzybowski y P. Miaczynski, 1906; véase sobre todo los cortes de Grzybowski y Miaczynski en la hoja 6.
- <sup>11</sup> Arn. Heim, *Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge* (Vierteljahrsschr. Naturforsch. Gesellsch. Zürich, LI, 1906, páginas 441-461, y láminas VII-VIII; mapa y cortes).
- <sup>12</sup> Ed. Suess, *Ueber den Bau der italienischen Halbinsel* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. CL., LXV, Abth. 1, 1872, páginas 217-221).
- <sup>13</sup> B. Lotti, Boll. R. Comitato Geol. d' Italia, XXXVI, 1905, pág. 50.

# EXTENSION DE LAS HOJAS DE COBIJADURA EN LOS ALPES

según el estado de la ciencia en 1908

Escala 1 : 2 500 000

- Alpes Helvéticos (en parte autóctonos) y montañas del Jura
- Grupo de hojas Lepontinas y de las Pieninas
- Pequeños afloramientos de hojas Lepontinas en los Alpes Orientales y laja de mármol de Leas
- Terreno carbonífero autóctono de los Alpes Orientales y laja carbonífera del Stiria
- Hoja Austro-Alpina
- Hoja de la Dent-Blanche
- Apeninos
- Dináridos
- Alpes Cármicos





<sup>14</sup> B. Lotti, *Sulla età delle roccie ofiolitiche del Capo Argentario e dei terreni che le racchiudono* (Boll. R. Comitato Geol. d'Italia, XXXVI, 1905, páginas 177-181).

<sup>15</sup> B. Lotti, *Di un caso di ricuoprimento presso Spoleto, Umbria* (Boll. R. Comitato Geol. d'Italia, XXXVI, 1905, páginas 42-54, y lám. IV; cortes); *Sui risultati del rilevamento geologico nei dintorni di Piediluco, Ferentillo e Spoleto* (Ibid., XXXVII, 1906, páginas 34 y siguientes, lám. 1; cortes); *Osservazioni geologiche nei dintorni di Rieti* (Ibid., páginas 280-316).

<sup>16</sup> Em. Haug, *Sobre algunos puntos teóricos relativos a la geología de Túnez* (Ass. Fr. Av. Sc., 26º sess., San Esteban, 1897, 2.ª parte, páginas 366-376, dos mapas en el texto).

<sup>17</sup> B. Lotti, *Considerazioni sintetiche sulla orografia e sulla geologia della Catena Metallifera in Toscana* (Boll. R. Comitato Geol. d'Italia, XXIII, 1892, páginas 55-71).

<sup>18</sup> C. Viola, *Comunicazione preliminare sopra un terreno cristallino in Basilicata* (Boll. R. Comitato Geol. d'Italia, XXIII, 1892, páginas 244-246).

<sup>19</sup> Entre estos numerosos trabajos bastará citar los siguientes: Para el Norte, F. Bassani, *Sui fossili e sull'età degli schisti biturinosi di M. Pettine* (Memoria Soc. Italiana delle Sc., Napoles XL, 1892, 27 páginas), y *Fossili nella dolomia triasica dei dintorni di Mercato S. Severino* (Atti R. Acad. Sc. Napoles, serie 2.ª, V, núm. 9, 1893, 15 páginas); Fr. Bassani e G. de Lorenzo, *Per la geologia della penisola di Sorrento* (Atti R. Accad. Lincei, Rendic., serie 5.ª II, 1893, 1.º sem., páginas 202-203); A. Galdieri, *Osservazioni geologiche sui Monti Picentini nel Salernitano* (Ibid., serie 5.ª, XVI, 1907, 2.º sem., páginas 529-534). Para el Sur: G. De Lorenzo, *Sul Trias dei dintorni di Lagonegro* (Atti R. Accad. Sc. fis. e matem. Napoles, serie 2.ª, V, núm. 8, 1892, 48 páginas; por el mismo, *Le montagne mesozoiche di Lagonegro* (Ibid., serie 2.ª, VI, núm. 15, 1894, 125 páginas, mapa, y una lámina); *Osservazioni geologiche nell'Appennino della Basilicata meridionale* (Ibid., serie 2.ª, VII, núm. 8, 1895, 31 páginas), y sobre todo *Guida geologica dei dintorni di Lagonegro in Basilicata* (Boll. Soc. Geol. Ital., XVII, 1898, páginas 170-195, y mapa geológico), *Studi di geologia nell'Appennino meridionale* (Atti R. Accad. Sc. fis. e matem. Napoles, serie 2.ª, VIII, núm. 7, 1896, 128 páginas), y *Geologia geografia fisica dell'Italia meridionale*. In-8.º, 241 páginas, Bari, 1904; A. Bitter, *Brachiopoden aus der Trias von Lagonegro in Unteritalien* (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XLIV, 1894, páginas 583-588); E. Bose und G. De Lorenzo, *Geologische Beobachtungen in der südlichen Basilicata und dem nordwestlichen Calabrien* (Ibid., XLVI, 1896, páginas 235-268). Para toda la región: L. Baldacci e C. Viola, *Sull'estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell'Appennino meridionale* (Boll. R. Comitato Geol. d'Italia, XXV, 1894, páginas 372-390); E. Cortese, *Descrizione geologica della Calabria* (Mem. descrt. del mapa geológico de Italia, IX, 1895, páginas XXVIII-312, dos láminas de cortes, dos láminas panoramas, y un mapa geológico); y G. Di Stefano, *Osservazioni geologiche nella Calabria Settentrionale e nel circondario di Rossano* (Ibid., Apéndice al volumen IX, 1904, 120 páginas, una lámina cortes), así como el mapa geológico a la escala de 1 : 100 000.

<sup>20</sup> G. De Lorenzo, *Studio geologico del Monte Vulture* (Atti. R. Accad. Sc. fis. e matem. Napoles, serie 2.ª, X, núm. 1, 1900, 207 páginas, nueve láminas, una de éstas mapa geológico; en particular páginas 37 y siguientes); véase, además. E. Böse, *Contributo alla geologia della penisola di Sorrento* (Ibid., serie 2.ª, VIII, núm. 8, 1896, 18 páginas), y E. Böse und G. De Lorenzo, *Zur Geologie der Monti Picentini bei Neapel* (Zeitschr. Deutschr. Geol. Gesellsch., XLVIII, 1896, páginas 202-215); G. Rovereto, *L'Isola di Capri* (Atti. Soc. Ligustica Sc. nat. e geogr., XVIII, 1896, páginas 22-25); G. De Lorenzo contesta a las conclusiones de esta nota, *L'Isola di Capri* (Atti. R. Accad. Lincei, Rendic., XVI, 1907, 1.º sem., páginas 853-857).

<sup>21</sup> M. Casseti, *Osservazioni geologiche sul Monte Massico presso Sessa Aurunca in provincia di Caserta* (Boll. R. Comitato Geol. d'Italia, XXV, 1894, páginas 160-166).

<sup>22</sup> A. Galdieri, *Osservazioni sui terreni sedimentarii di Zannone, Isolo Pontine* (Rendic. Accad. Sc. fis. e mat., Napoles, serie 3.<sup>a</sup>, XI, 1905, páginas 38-45, y una lámina; mapa y cortes).

<sup>23</sup> C. Viola, *Il Monte Circeo in provincia di Roma* (Boll. R. Comitato Geol. d' Italia, XXVII, 1896, páginas 161-171, lám. III; mapa).

<sup>24</sup> E. Cortese, *Descrizione geologica della Calabria*, páginas 63 y siguientes.

<sup>25</sup> A. Fucini, *Studi geologici sul circondario di Rossano* (Atti. Accad. Gioenia, Catania, IX, núm. 17, 1896, 87 páginas, mapa; en particular páginas 5 y siguientes). Sobre las pizarras de la parte Noroeste de la Sila, atribuidos a la kinzigita, véase L. Busatti, *Alcune rocce delle pendici nordeoccidentali della Sila* (Atti. Soc. Tosc. Sc. Nat., Pisa, VIII, Proc.-verb., 1893, páginas 202-208).

<sup>26</sup> D. Lovisato, *Cenni geognostici e geologici sulla Calabria settentrionale* (Boll. R. Comitato Geol. de Italia, IX, 1878, páginas 155-174, 347-363, 468-487 y continuación, principalmente X, 1879, páginas 24-39 y 108-137); el testimonio de V. Novarese es completamente análogo (*La zona de Ivrea*, Boll. Soc. Geol. Ital., XXV, 1906, pág. 179).

<sup>27</sup> G. vom Rath, *Geognostisch-geographische Bemerkungen über Calabrien. Reisebeobachtungen* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., XXV, 1873, páginas 150-209, en particular pág. 159); E. Cortese, *Descrizione geologica della Calabria*, pág. 219.

<sup>28</sup> G. vom Rath, Memoria citada, pág. 167; Lovisato, Memoria citada, X, 1879, páginas 33 y siguientes; Fucini, Memoria citada, páginas 18-21. Se atribuye al arcaico esta caliza del mapa geológico de escala 1 : 100 000.

<sup>29</sup> Fucini, Memoria citada; B. Greco, *Lias inferiore nel circondario di Rossano*. In-8.º, 128 páginas, Pisa, 1893; por el mismo, *Sulla presenza dell' Oolite inferiore nelle vicinanze di Rossano Calabro* (Proc.-verb. Soc. Tosv. Sc. Nat., IX, 1895, páginas 231-234), y *Il Lias superiore nel circondario di Rossano Calabro* (Boll. Soc. Geol. Ital., XV, 1896, páginas 92-121, y lám. I); Di Stefano recopiló los resultados en *Osservazioni geologiche nella Calabria settentrionale*, páginas 93-119.

<sup>30</sup> M. Canavari, *Conglomerati, arenarie e quarziti liasiche di Puntadura in provincia di Cosenza* (Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., VIII, 1891-93, Proc.-verb., 1891, páginas 13-14).

<sup>31</sup> Di Stefano, *Osservazioni geologiche nella Calabria settentrionale*, pág. 114.

<sup>32</sup> Lovisato, Memoria citada, páginas 226-228; Cortese, Memoria citada, pág. 223; Fucini, Memoria citada, pág. 20. Para los minerales calizos intercalados en la kinzigita, véase V. Novarese, *Calcari cristallini calcefirri dell'Arcaico calabrese* (Boll. R. Comitato Geol. d' Italia, XXIV, 1893, páginas 17-43).

<sup>33</sup> Ed. Sues, *Die Erdbeben des südlichen Italien* (Denkschr. k. Acad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. CL., XXXIV, 1877, páginas 1-32, láminas I-III); L. Burgerstein und F. Noë, *Geologische Beobachtungen im südlichen Calabrien* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, Mathem.-naturwiss. CL., Abth. I, LXXXI, 1880, páginas 154-173, dos láminas; mapa y cortes); Bassani e De Lorenzo, *Il Monte Consolino di Stilo* (Atti R. Accad. Sc. Napoles, serie 2.<sup>a</sup>, VI, núm. 8, seis páginas, 1894). Véase además los recientes trabajos, ya citados, de Cortese y Di Stefano.

<sup>34</sup> G. Di Stefano e E. Cortese, *Guida geologica dei dintorni di Taormina* (Boll. Soc. Geol. Ital., X, 1891, páginas 197-246, y lám. VIII; cortes). Este corte difiere notablemente de la que yo mismo indico, de acuerdo con el criterio anterior de los geólogos sicilianos (véase particularmente Ed. Sues, *Die Erdbeben des südlichen Italien*, pág. 6, y el tomo I de la presente obra, pág. 284, y que, además, también sirvió de base a la monografía de L. Baldacci (*Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*, Mem. descrit. della Carta geol. de Italia, I, 1886. In-8.º, páginas XXXII-403, 11 láminas, un mapa geológico), lo mismo que al mapa geológico detallado en escala 1 : 100 000. El cambio resulta, en su mayor parte, debido a las observaciones de Di Stefano. La dolomia se atribuye ahora al Lias inferior.



Por otra parte, no están completamente dilucidadas todas las dificultades tectónicas. (*Guida geologica*, páginas 239-243.)

<sup>35</sup> G. G. Gemmellaro, *La fauna dei calcari con Fusulina della valle del fiume Sosio nella provincia di Palermo*. In-4.º, 338 páginas, 37 láminas, Palermo, 1887-1899; por el mismo, *I Cefalopodi del Trias superiore della regione occidentale della Sicilia* (Giorn. publ. per cura della Soc. di Sc. Nat. ed Econom., Palermo, XXIV, 1904, páginas IX-XXVIII y 1-319, láminas I-XXX; en particular nota de la pág. XXV).

<sup>36</sup> M. Lugeon y Em. Argand, *Sobre los grandes fenómenos de acarreo en Sicilia* (C. R. Acad. Sc., CXLII, 1906, 1.º sem., páginas 966-968; *Sur la gran nappe de recouvrement en Sicile* (Ibid., páginas 1001-1003); *La raíz de la hoja siciliana y el arco de acarreo de la Calabria* (Ibid., páginas 1107-1109); G. Di Stefano, *I pretesi grandi fenomeni di carreggiamento in Sicilia* (Rendic. R. Accad. Lincei, serie 5.ª, XVI, 1907, 1.º sem., páginas 258-271 y 375-381).

<sup>37</sup> G. De Angelis d'Ossat, *I ciottoli esotici del Miocene Monte Deruta. Umbria* (Atti. R. Accad. Lincei, Rendic., serie 5.ª, IX, 1900, 1.º sem., páginas 384-391; D.º, 2.º sem., páginas 40-44). A. Roccasti señala hechos análogos en el Apenino de Bolonia, *Massi e ciottoli granitici nel terreno miocenico di Lojano* (Boll. Soc. Geol. Ital., XXIII, 1904, páginas 409-418).

<sup>38</sup> W. Deecke, *Zur Geologie von Unteritalien, 2. Die sog. «erratischen Granite» in Apulien und in der Basilicata und ihre geologische Bedeutung* (Neues Jahrb. f. Min., 1891, II, páginas 49-61); Baldacci y Viola, Memoria citada.

<sup>39</sup> G. vom Rath, *Geognostisch-geographische Bemerkungen über Calabrien*, pág. 162.

<sup>40</sup> L. Baldacci, *Descrizione geologica della Sicilia*, pág. 266.

<sup>41</sup> De Stefano, De Lorenzo y Di Stefano rechazan todo hundimiento en el Mar Tirreno, y también en parte la estructura disimétrica del Apenino (véase particularmente Di Stefano, *Osservazioni geologiche nella Calabria settentrionale e nel circondario di Rossano* (Mem. descritt. della Carta geol. de Italia, Appendice al vol. IX, 1904, páginas 83-92). Al contrario, Nicotra trata de precisar las fases sucesivas del hundimiento; L. Nicotra, *Come siasi falta l'Italia. Saggio di Paleogeografia del bel paese* (Rendic. e Mem. R. Accad. Lincei, Aci Reale, serie 3.ª, IV, CL. di Sc., páginas 51-72, 1905). Paso por alto los hechos de orden zoogeográfico, que dieron lugar a numerosas publicaciones.

<sup>42</sup> L. Pervinquiere, *Estudio geológico de Túnez Central* (Regencia de Túnez, Dirección general de Trabajos Publicados. Mapa Geológico de Túnez). In-4.º, páginas VII-364, tres láminas cortas, 36 fotos, un mapa, París, 1903; véase en particular fig. 42, pág. 336. También había visto ya Baltzer que las cadenas se dirigen hacia el Golfo de Túnez; A. Baltzer, *Beiträge zur Kenntniss des tunsischen Atlas* (Neues Jahrb. f. Min., 1893, II, páginas 26-41, lám. III, cortas).

<sup>43</sup> L. Gentil, *Diseño estratigráfico y petrográfico de la cuenca de Tafna (Argelia)*. In-8.º, 536 páginas, cinco láminas; cortas y mapas, Alger, 1902.

<sup>44</sup> L. Gentil, obra citada, páginas 84-97.

<sup>45</sup> E. Fischel, *Los plegamientos del macizo de Blida* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XXIV, 1896, páginas 982-1041, láminas XXXI-XXXIII; cortas y mapa, en particular pág. 285). Es extraño, además, que no se hayan encontrado nunca fósiles en estas pizarras, cuando es conocido el Carbonífero inferior hasta la prolongación sur-oeste de las montañas de Tlemcen, las cuales, según Gentil, será preciso considerar como la prolongación del Yebel Béchar hacia el norte (L. Gentil, *Investigaciones estratigráficas sobre el Marruecos Oriental*, C. R. Acad. Sc., CXLVI, 1908, 1.º sem., pág. 428).

<sup>46</sup> Véase, por ejemplo, la obra además tan preciosa de A. Pomel, *Explicación de la segunda edición del Mapa geológico provisional de Argelia en escala 1 : 800 000*. In-4.º, páginas VII-217, Alger, 180; en apéndice: J. Curie y G. Flamand. *Rocas eruptivas, estudio sucinto*, 101 páginas. No se sabe nada de cierto acerca de las huellas de Ammo-

nitidos y de *Walchia*, y tampoco de las Coníferas que Jourdan, Coquand y otros observadores señalaron en otro tiempo a lo largo de la costa de Orán, en particular en la montaña de los Leones (véase Pomel, obra citada, páginas 11-14).

<sup>47</sup> M. Bertrand, Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> serie, XXIV, 1896, pág. 1184; J. Blayzac y L. Gentil, *El Trias en la región de Suk-Ahras* (Ibid., 3.<sup>a</sup> serie, XXV, 1897, páginas 523-548, lám. XXI; cortes, un mapa en el texto).

<sup>48</sup> Termier admite la existencia en Túnez de grandes acarreo superpuestos al Trias; se puede opinar respecto a su amplitud; P. Termier, *Sobre los fenómenos de cobijadura del Yebel Uenza (Constantina) y la existencia de hojas de acarreo en Túnez* (C. R. Acad. Sc., CXLIII, 1906, 2.<sup>o</sup> sem., páginas 137-139); ídem in L. De Launay, *Las riquezas minerales de Africa* In-8.<sup>o</sup>, París, 1903, pág. 341.

<sup>49</sup> L. Gentil, obra citada, páginas 210 y siguientes; páginas 274-275; véase también Curie y Flamand, obra citada.

<sup>50</sup> Lo que se sostiene aquí está relacionado con lo antes expuesto acerca de la descripción más reciente que dió Rolland de la orladura externa: G. Rolland, *Ferrocarril Transariano. Geología del Sahara Argelino*. In-4.<sup>o</sup>, París, 1890, páginas 14-29, y lám. IV. Véase también el mapa en escala 1 : 800 000 del Servicio geológico. Eran inevitables algunas repeticiones para que fuese reconocida la continuidad. Los diferentes eslabones, que llevan en conjunto el nombre de Yebel Tabaga, afectan, a partir de Gabés, la dirección W.E. y forman una península en medio del Chott el Yerid; M. Idoux, *Notas sobre el Nefsaua, Túnez meridional* (Anales de Geogr., XI, 1902, páginas 439-447).

<sup>51</sup> Véase en particular Ph. Thomas, *Investigaciones sobre algunas rocas ofíticas del Sur de Túnez* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> serie, XIX, 1890-91, páginas 430-472).

<sup>52</sup> Em. Haug, *Sobre las relaciones tectónicas y estratigráficas de Sicilia y Túnez* (C. R. Acad. Sc., CXLII, 1906, 1.<sup>o</sup> sem., páginas 1105-1107; véase también Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.<sup>a</sup> serie, VI, 1906, páginas 355-356).

<sup>53</sup> Zittel, Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> serie, XXIV, 1896, páginas 1175-1181 y siguientes.

<sup>54</sup> En la extremidad occidental de la Sicilia, cerca de Trapani, entre el Trias y el terreno jurásico, reina la dirección N.E., lo mismo que en las islas Egades, en Levanzo y Marettimo. (?) Pero al sur de estos lugares, a partir de los alrededores de Corleone, se ve aparecer la dirección E.-W, la cual predomina también en la más de las Egades, Favignana (Baldacci, *Descrizione geologica della Sicilia*, páginas 187 y siguientes). Una serie de arrecifes (Sylvia-13 m., Hekaté-7 m., etc.) parecen prolongar, desde allí, hacia el sur, la dirección E.-W. del lado de la Galita; pero se sabe que los testimonios relativos a esta isla son contradictorios (véase la presente obra, I, pág. 287, nota 3).

<sup>55</sup> P. Choffat, *Sobre la edad del Peñón de Gibraltar* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> serie, XX, 1892, pág. IX).

<sup>56</sup> *Misión de Andalucía. Estudios relativos a los temblores de tierra del 25 de diciembre de 1884 y a la constitución del suelo a que afectaron las sacudidas*. Director de la Misión: M. F. Fouqué; colaboradores: MM. Michel-Lévy, Marcel Bertrand, Barrois, Offret, Kilian, Bergeron y Bréon (Mem. presentadas por varios sabios a la Acad. de C. del Inst. Nat. de Francia, XXX, núm. 2). In-4.<sup>o</sup>, 772 páginas, 42 láminas, dos de éstas mapas. París, 1889.

<sup>57</sup> Barrios, *Misión de Andalucía*, pág. 84; Bertrand y Kilian, Ibid., páginas 406-573; las indicaciones que en otro tiempo dió Gonzalo y Tarín sobre los fósiles de las calizas de la Sierra de Gádor (*Edad geológica de las calizas metalíferas de la Sierra de Gádor en la provincia de Almería*, Bol. Comisión del Mapa Geol. de España, IX, 1882, pág. 104), necesitan confirmación.

<sup>58</sup> Véase el mapa mostrando la estructura de la Cadena Bética, en Barrois y Offret, fig. 10, pág. 117.

<sup>59</sup> R. Nicklés, *Sobre la existencia de fenómenos de acarreo en España en la zona subbética* Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, IV, 1904, páginas 223-247, 23 figuras; véase también C. R. Acad. Sc., CXXXIV, 1902, 1.º sem., páginas 493-495).

<sup>60</sup> R. Douvillé, *Diseño geológico de los Prealpes subbéticos (parte central)*. In-8.º. 222 páginas, 22 láminas; fotos, cortes, mapas y panoramas. París, 1906.

<sup>61</sup> Bertrand y Kilian, *Misión de Andalucía*, pág. 576; R. Douvillé, obra citada, página 108. Según las últimas notas que recibo durante la impresión de este volumen, las cosas habrían pasado de la manera siguiente: Durante el mioceno superior (IIº piso mediterráneo), unión por el norte de la cordillera Bética; durante el Plioceno inferior (IIIº piso mediterráneo), unión por Fez; durante el Plioceno superior (IVº piso mediterráneo) debió aparecer el Estrecho de Gibraltar; en efecto, los depósitos correspondientes no pasan de 120 metros, pues el arco montañoso no baja en ningún punto hasta ese nivel, y no obstante el Plioceno superior existe en Tetuán, afectando exactamente los mismos caracteres que en el litoral del Atlántico (*Noticias Coloniales*, Supl. al Bull. del Comité del Africa francesa, febrero, 1908; Gentil, relato fechado en Tánger, pág. 34).

<sup>62</sup> W. Kilian, *Misión de Andalucía*, páginas 527-532; las diabasas pasan, por disminución de los feldespatos, a porfiritas, y éstas, por unión del peridoto a melafiros (espilitas), Michel-Lévy y Bergeron, *Ibid.*, páginas 220-223.

<sup>63</sup> Bertrand y Kilian, *Misión de Andalucía*, páginas 489 y siguientes; véase en particular pág. 507. R. von Drasche distingue una formación de Guadix más reciente de la mole de cantos miocenos (*Geologische Skizze des Hochgebirgstheiles der Sierra Nevada in Spanien*) (Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., XXIX, 1879, páginas 112 y siguientes, láminas VII-IX; mapa y vistas). Sobre estos singulares depósitos véase también L. Sievert, *Das Becken von Guadix und Baza* (Zeitschr. Gesellsch. f. Esdkunde, Berlín, 1905, páginas 528-554 y 586-614, cinco láminas fotográficas), y W. H. Hobbs, *Guadix Formation of Granada, Spain* (Bull. Soc. of America, XVII, 1906, páginas 285-294, láminas 35-36).

<sup>64</sup> R. Nicklés, *Investigaciones geológicas sobre los terrenos secundarios y terciarios de la provincia de Alicante y del Sur de la provincia de Valencia*. In-8.º, 219 páginas, tres mapas, siete láminas, 1892 (Anales Hébert, I); véase en particular figura 49, pág. 151.

<sup>65</sup> H. Hermite, *Estudios geológicos sobre las islas Baleares, I. Mallorca y Menorca*. In-8.º, 357 páginas, cinco láminas. dos de éstas mapas, París, 1879; H. Nolan, *Notas sobre el Trias de Mallorca y el de Menorca* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XV, 1886-87, páginas 593-599), *Sobre los terrenos triásicos y jurásicos de las islas Baleares* (C. R. Acad. Sc., CXVII, 1893, 2.º sem., páginas 821-823 y 874); por el mismo, *Estructura geológica del conjunto del archipiélago Balear* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª serie, XXIII, 1895, páginas 76-91, tres mapas en el texto), y *Noticia preliminar sobre la isla de Cabrera* (*Ibid.*, 3.ª serie, XXV, 1897, páginas 303-305). Nolan distingue en el Trias superior: 1.º, zona del *Trachyceras Curionii* y del *Trachyceras Vilanovae*; 2.º, zona de la *Daonella Lomeli*; 3.º, zona de la *Hoernasia pseudosocialis* y de la *Monotis salinaria*. Después viene la serie general del Lías y del Jurásico; Mallorca está atravesada por numerosos filones de melafiro.

<sup>66</sup> M. M. Vidal, *Nota sobre el Oligoceno de Mallorca* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, V, 1905, páginas 651-654).

<sup>67</sup> J. Bergeron, *Estudio geológico del antiguo macizo situado al Sur de la Meseta Central* (Annales de Sc., Geol., XXII, 1889, páginas IV-362, diez láminas, una de éstas mapa geológico); por el mismo, *Estudio de la vertiente meridional de la Montaña Negra* (Bull. Soc. Geol. de Fr., XXVI, 1898, páginas 472-487); por el mismo, *Nota sobre la base del Carbonífero en la Montagne Noire* (*Ibid.*, XXVII, 1899, páginas 36-43), y *Sobre las capas exteriores de la vertiente meridional de la Montagne Noire* (C. R. Acad., Sc., CXXXVIII, 1904, 1.º sem., páginas 394-395), y sobre todo, *Reunión extraordinaria de la Sociedad Geológica de Francia sobre la vertiente meridional de la Montagne Noire* (Bull. XXVII, 1899, páginas 605-790, láminas XVIII-XXI). Al Devoniano inferior, tan a menudo citado, p[ar]te-

nece esta región trastornada de Cabrieres; Ch. Barrois, *Sobre la Caliza de Polyperos de Cabrieres, Hérault* (Anales Soc. Geol. del Norte, XIII, 1885-86, páginas 74-97, lám. I); Fr. Frech, *Die paläozoischen Bildungen von Cabrieres, Languedoc* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., XXXIX, 1887, páginas 360-488, lám. XXIV; mapa, dos cuadros); etc.

<sup>68</sup> Esto es lo que confirma la superposición del estefaniense y de las capas permianas entre Albi y Castres; A. Dereims, *Hoja de Albi. Terrenos primarios* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., X, 1898-1899, núm. 63, páginas 118-120).

<sup>69</sup> J. Bergeron, *Hoja de Bedarieux. Extremidad oriental del antiguo macizo de la Montagne Noire* (Bul. Servicio Mapa Geol. de Fr., X, 1898-1899, núm. 63, pág. 125), y *Hojas de Saint-Affrique y de Vigan* (Ibid., XIII, 1901-1902, núm. 91, páginas 577-581).

<sup>70</sup> J. Bergeron, *Nota sobre los terrenos paleozoicos de los alrededores de Barcelona y comparación con los de la Montagne Noire, Languedoc* (Bul. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> serie, XXVI, 1898, páginas 867-875); J. Almera y J. Bergeron, *Nota sobre las capas exteriores de los alrededores de Barcelona* (Ibid., 4.<sup>a</sup> serie, IV, 1904, páginas 705-721).

<sup>71</sup> Ch. Deperet y L. Vidal, *Sobre la cuenca oligocena del Ebro y la historia terciaria de España* (C. R. Acad. Sc., CXLII, 1906, 1.<sup>o</sup> sem., páginas 752-755).

<sup>72</sup> En el informe de estos estudios, yo mismo presenté este macizo como formando parte también del antepais de los Alpes bajo el nombre de «Macizo de Hyères».

<sup>73</sup> Algunos de los más importantes son: M. Bertrand, *Cortes de la cadena de Sainte-Beaume* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> serie, XIII, 1884-85, páginas 115-130, láminas VI-VII; mapa y cortes), y *Nuevos estudios sobre la cadena de la Sainte-Beaume. Sistema sinuoso de los pliegues de la Provenza* (Ibid., 3.<sup>a</sup> serie, XVI, 1887-88, páginas 748-778, y láminas XXVI-XXVII; cortes y mapa); *Pliegues acostados de la región de Draguignan* (Ibid., 3.<sup>a</sup> serie, XVII, 1888-89, páginas 234-246); *El macizo Allauch* (Bull. Servicio Mapa Geol. de la Fr., III, 1891-1892, núm. 24, páginas 283-383, y láminas I-II; mapas y cortes); *La Baja Provenza. Relieves y líneas directrices. Los macizos montañosos y los valles* (Anales de Geogr., VI, 1897, páginas 212-229, lám. VI; mapa, y VII, 1898, páginas 14-33, lám. I; mapa). *La cuenca cretácea de Fuveau y la cuenca hulleira del Norte* (Anales de Minas, 9.<sup>a</sup> serie, XIV, 1898, páginas 5-85, láminas I-III; mapa y cortes); *La gran hoja de cobijadura de la Baja Provenza* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., X, 1898-1899, núm. 68, páginas 397-467, láminas I-III; mapas y cortes).

<sup>74</sup> La galería de desagüe, de 14,5 kilómetros de longitud, que pasa bajo el Macizo de l'Etoile, se terminó después. Conforme a las previsiones de Marcel Bertrand, no se encontró en la galería establecida en el Aptense, en el «fragmento Gardanne», al Norte de l'Etoile, el Triás que aflora hoy (fig. 197). Así se hallan confirmadas las cobijaduras del Norte. Bajo el mismo de l'Etoile la galería recorta los terrenos jurásicos a un nivel demasiado elevado para permitir comprobaciones decisivas; A. Boistel, *Resultados geológicos de la abertura de la galería de Gardanne hasta el mar* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.<sup>a</sup> serie, V, 1905, páginas 724-740, mapa, pág. 726, y cortes comparativos, páginas 728-729).

<sup>75</sup> W. Kilian, *Observaciones sobre la tectónica de la Baja Provenza* (Bull. Servicio Mapa Geol. de la Fr., XVI, 1904-1905, núm. 110, páginas 449-451). Vasseur y Fournier dicen que, desde el Cabo Sicié, de los Maures y la depresión de Cuers, se hunde en el Mediterráneo un acantilado submarino prolongándose en la dirección del Oeste, hasta el Sur de Marsella; al mismo tiempo, en la Punta Roja no lejos de esta ciudad, al Sur, se encuentra en este lugar un conglomerado relleno de rocas permianas. Estas dos circunstancias se consideran como el indicio de la prolongación de los Maures; Vasseur y E. Fournier, *Pruebas de la extensión submarina, al Sur de Marsella, del antiguo macizo de los Maures y del Esterel* (C. R. Acad. Sc., CXXII, 1896, 1.<sup>o</sup> sem., páginas 209-213, mapa).

<sup>76</sup> R. Nicklés, *Sobre los pliegues arrumbados de Saint-Jean-de-Bueges, Hérault* (C. R. Acad. Sc., CXL, 1905, 1.<sup>o</sup> sem. páginas 329-331). Aquí, el obstáculo (Jurásico superior) se forma de terrenos más recientes que los sedimentos rechazados.

<sup>77</sup> R. Nicklès, *Excursión a los alrededores del Mas Capel y de Saint-Blaise* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> serie, XXVII, 1899, páginas 715-720); *Sobre los fragmentos secundarios de Fouzithon-Gabian* (Ibid., páginas 743-746); *Sobre la tectónica de los terrenos secundarios en la región de Clermont-l'Hercault* (Ibid., páginas 771-778); *Excursión a la Roc des Vierges* (Ibid., páginas 780-787).

<sup>78</sup> Emm. de Margerie, *Notas sobre la estructura de los Gorbieres* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., II, 1890-1891, núm. 17, páginas 283-320, una lámina; mapa); véase además entre los trabajos anteriores D'Archiac, *Los Corbieres. Estudios geológicos de una parte de los departamentos del Aude y de los Pirineos orientales* (Mem. Soc. Geol. de Fr., 2.<sup>a</sup> serie, VI, Mem. núm. 2, 1859, páginas 209-446, láminas III-VI; cortes y mapas); tratándose de trabajos más recientes, L. Carez, *Composición y estructura de los Corbieres y de la región adyacente de los Pirineos* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> serie, XX, 1892, páginas 470-506, láminas XIII-XVI; mapa y cortes); L. Doncieux, *Monografía geológica y paleontológica de los Corbieres orientales* (Anales Univ. de Lión, nueva serie, I, fasc. 11, 1903, 404 páginas, siete láminas foss., una lámina cortes, un mapa); O. Mengel, *Observaciones geológicas sobre la parte sudeste de los Corbieres. Región de Maury y Estagel* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.<sup>a</sup> serie, IV, 1904, páginas 256-281, mapa y cortes en el texto).

<sup>79</sup> Ch. Deperet, Bull. Servicio Mapa Geol. de la Fr., VII, 1895-1896, núm. 44, páginas 86-88, y X, 1898-1899, núm. 69, páginas 515-517.

<sup>80</sup> Ch. Deperet, Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., 1904-1905, núm. 110, pág. 402; ventana de Vingrau, al noroeste de Rivesaltes.

<sup>81</sup> Por ejemplo, Emm. de Margerie, *Notas citadas*; A. Bresson, Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., IX, 1897-1898, núm. 59, páginas 349-352, etc.

<sup>82</sup> Véase la Memoria ya citada de D'Archiac sobre *Los Corbieres*; A. Leymerie, *Descripción geológica y paleontológica de los Pirineos del Alto Garona*. In-8.º, páginas XVII-1010, atlas de 31 láminas, mapa geológico a la escala 1 : 200 000, Tolosa, 1878-1881, y en otras publicaciones.

<sup>83</sup> L. Carez y G. Vasseur, *Mapa geológico de la Francia*, 1 : 500 000. Hojas X, S.E.; XI, S.O.; XI, S.E.; XIII, N.E.; XIV, N.O.; XIV, N.E.

<sup>84</sup> Emm. de Margerie y Fr. Schrader, *Sumario de la estructura geológica de los Pirineos* (Anales del Club Alpino Fr., XVIII, 1891, páginas 557-619, mapa geológico, mapa esquemático, una lámina de panoramas. 1892).

<sup>85</sup> L. Carez, *La geología de los Pirineos franceses* (Memoria explicativa del Mapa geológico detallado de Francia) In-4.º, París, 1903-1909).

<sup>86</sup> A. Bresson, *Estudio sobre las antiguas formaciones de los Altos y Bajos Pirineos* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., XIV, 1902-1903, núm. 93, páginas 45-322, láminas I-VII; cortes y mapas).

<sup>87</sup> *Reunión extraordinaria de la Sociedad Geológica de Francia en los Pirineos occidentales (Luz, Gavarnie, las Aguas Calientes)*. (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.<sup>a</sup> serie, VI, 1906, páginas 777-852).

<sup>88</sup> A. Lacrbix, *El granito de los Pirineos y sus fenómenos de contacto*, I (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., X, 1898-1899, núm. 64, páginas 241-308, láminas I-III); II (Ibid., XI, 1899-1900, núm. 71, páginas 50-I a 50-LXVIII, tres láminas).

<sup>89</sup> L. Bertrand, *Sobre el sistema de los pliegues antiguos en los Pirineos centrales y orientales* (C. R. Acad. Sc., CXLIV, 1907, 1.º sem., páginas 289-292, mapa); L. Bertrand compara esta unión con el retroceso que se produjo en la Meseta Central.

<sup>90</sup> J. Caralp, *El Permiano del Ariege. sus diversas facies, su fauna minera* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.<sup>a</sup> serie, III, 1903, páginas 635-650). También existe el Permiano marino en el Norte de Europa, en forma de Zechstein, pero no se conoce en los Alpes, y los yacimientos descubiertos por Caralp corresponden a los de la Europa Meridional y los Dináricos; éstos, según Haug, encierran especies de Sicilia y de los Urales.

<sup>91</sup> L. Bertrand, *Sobre las capas de acarreo nor-pirinaicas y pre-pirinaicas, al este de la Nesle* (C. R. Acad. Sc., CXLV, 1907, 2.º sem., páginas 890-892), y *Contribución a la historia estratigráfica y tectónica de los Pirineos orientales y centrales* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., XVII, 1906-1907, núm. 118, páginas 365-547, cinco láminas; mapas y cortes).

<sup>92</sup> L. Carez, *Hoja de Tarbes* (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., X, 1898-1899, núm. 63, pág. 166); en el surco que se extiende hacia Tarbes, al oeste del cono, asoma todavía de granito. Sobre la energía de los movimientos, consultar a P. Termier, *Las brechas de fricción en el granito y en la caliza cristalina de Moiné-Menda, cerca de Hélette (Bajos Pirineos), y su significación tectónica* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, IV, 1904, páginas 833-838).

<sup>93</sup> J. Seunes, *Investigaciones geológicas sobre los terrenos secundarios y eoceno inferior de la región bajo-pirenaica del Suroeste de Francia (Bajos Pirineos y Landas)* (Anales de Minas, 8.ª serie, XVIII. 1890, páginas 209-458, láminas I-IX; mapa y cortes; en particular páginas 412 y siguientes).

<sup>94</sup> L. Carez, *La Geología de los Pirineos franceses*, I, 1903, páginas 671 y siguientes, lám. II; mapa de los pliegues de la zona bajo-pirenaica occidental. L. Carez da un croquis de la región donde están estas líneas cortadas por el Garona, bastante diferente de la interpretación anterior de Leymeric, en el Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, II, 1902, lámina XVII, figura 7.

<sup>95</sup> L. Bertrand y H. Douvillé dieron mapas de estos arrecifes en Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, II, 1902, lám. I; y en *Ibid.*, 4.ª serie, V, 1905, pág. 23, figura 2, respectivamente. La serie de terrenos que están allí representados son: Triás y oñita, caliza jurásica modificada, Cenomanense, Senonense, Danés y muchos pisos del Eoceno. Todas las dislocaciones son anteriores al aquitaniense.

<sup>96</sup> O. Mengel, Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., XVI, 1904-1905, núm. 110, páginas 414-422, y XVII, 1905-1906, núm. 115, páginas 217-225, mapa de los macizos del Canigó y de la Peña de Francia frente a las páginas 124-220).

<sup>97</sup> L. Bertrand, Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., XVI, 1904-1905, núm. 105, pág. 110.

<sup>98</sup> Como fuentes principales es preciso indicar la Memoria ya mencionada de Bresson (Bull. Servicio Mapa Geol. de Fr., XIV, 1902-1903), núm. 93), después la obra de L. Carez, *La Geología de los Pirineos franceses*, fasc. IV; *Hojas de Tarbes y de Luz*, 1904, y sobre todo el sumario de la *Reunión extraordinaria de la Sociedad Geológica de Francia en los Pirineos Occidentales* (Bull. 4.ª serie, VI, 1906, páginas 777-825).

<sup>99</sup> L. Carez, *La Geología de los Pirineos franceses*, II, 1904, lám. IX, fig. 2; al Port-Bieil, sobre la vertiente sur-este del Pimené, se ve más claramente todavía la cobijadura del campaniense y del danés (*Ibid.*, lám. VIII, fig. 2); sobre las relaciones del Cretáceo y de los terrenos de cobijadura, véase Bresson, Memoria citada, páginas 292-298, y en otras partes. No fué gravado el nombre de Pimené en la figura 204; debería estar colocado en la extremidad norte de S + D + H<sub>1</sub>, al sur de Gedre.

<sup>100</sup> Emm. de Margerie, *Notas geológicas sobre la región de las Tres Sorores* (Anuario del Club Alpino Fr., XIII, 1886, páginas 609-625); H. Douvillé y L. Bertrand también atribuyen estos pliegues a un simple «retroceso» (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, VI, 1906, Reunión extraordinaria en los Pirineos Occidentales, páginas 820-825).

<sup>101</sup> A. Bresson, *Hoja de Urdos* (Bull. Servicio Mapa Geol. de la Fr., XVI, 1904-1905, núm. 110, páginas 385-392, mapa de la pág. 390).

<sup>102</sup> Eug. Fournier, *Estudio geológico sobre la parte occidental de la cadena de los Pirineos entre el valle de Aspe y el de Nive* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.ª serie, V, 1905, páginas 699-723, 16 figuras, Bibliografía).

<sup>103</sup> A. Bresson dió un mapa y un corte de ella (Bull. Servicio Mapa Geol. XVI, 1904-1905, núm. 110, páginas 390-391).

<sup>104</sup> P.-W. Stuart-Menteath, *Sobre la Geología de los Pirineos de Navarra, de Gui-*

*púzcoa y del Labourd* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.<sup>a</sup> serie, IX, 1880-1881, páginas 304-333, lám. VI; mapa), y *Nota sobre un mapa geológico de la alta y baja Navarra* (Ibíd., 3.<sup>a</sup> serie, XIX, 1890-1891, páginas 917-921, lám. XX; mapa); R. Adan de Yarza, *Descripción física y geológica de la provincia de Guipúzcoa* (Mem. Comisión del Mapa Geol. de España, 1884, 175 páginas, nueve láminas, una de éstas mapa geológico), y *Provincia de Guipúzcoa; Geología agrícola, Bosquejo petrográfico*. In-4.<sup>o</sup>, 26 páginas, mapa, San Sebastián, 1900; L. Mallada, *Reconocimiento geológico de la provincia de Navarra* (Bol. Comisión del Mapa Geol. de España, IX, 1882, páginas 1-64, lám. A; mapa geológico); Termier, *El granito de La Haya o de Las Tres Coronas, Países Bajos* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 4.<sup>a</sup> serie, VII, 1907, páginas 9-17).

<sup>105</sup> R. Adan de Yarza, *Descripción física y geológica de la provincia de Alava* (Mem. Comisión del Mapa Geol. de España, 1885, 175 páginas, tres láminas, una de ellas mapa geológico), y *Descripción física y geológica de la provincia de Vizcaya* (Ibíd., 1892, páginas XVI-192, ocho láminas, dos de éstas mapa geológico).

<sup>106</sup> P. Termier, *Sobre la estructura geológica de la Cordillera cantábrica en la provincia de Santander* (C. R. Acad. Sc., CXXI, 1905, 2.<sup>o</sup> sem., páginas 920-922).

<sup>107</sup> Penck expresó la misma opinión (*Die Picos de Europa und das Kantabrische Gebirge* Hettner, Geogr. Zeitschr., III, 1897, páginas 278-281), quien, en consecuencia, busca la prolongación tectónica de esta cadena en las Sierras de la Demanda, de Urbión y del Moncayo. En las primeras domina la dirección E.-W. (Lazarret, *Investigaciones geológicas sobre la región oriental de la provincia de Burgos y sobre algunos lugares de las provincias de Alava y de Logroño*. In-8.<sup>o</sup>, 310 páginas, tres láminas, París, 1896; Bol. Comisión del Mapa Geol. de España, XXII, 1895, páginas 121-143, láminas XXX-XXXI, en tanto que más al sur, hacia Soria y el Moncayo, predomina la dirección sureste del Ebro (R. Chudeau, *Contribución al estudio de Castilla la Vieja*, tesis de doctorado. In-8.<sup>o</sup>, 92 páginas, mapa, París, 1896).

<sup>108</sup> Emm. de Margerie, y Fr. Schrader, *Sumario de la estructura geológica de los Pirineos*, páginas 605 y siguientes. Siempre es una de las fuentes principales la monografía de L. Mallada, *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca* (Mem. Comisión del Mapa Geol. de España). In-8.<sup>o</sup>, páginas xv-439, dos láminas; mapa y cortes, 1878.

<sup>109</sup> A. Lacroix, *Los fenómenos de contacto de la Lhezolita y de algunos Ofitas de los Pirineos* (Bull. Servicio Mapa Geol. de la Fr., VI, 1894-1895, núm. 42, páginas 307-446, tres láminas). *Estudio mineralógico de la Lhezolita de los Pirineos y de sus fenómenos de contacto* (Nouv. Archives del Museo de Hist. Nat., 3.<sup>a</sup> serie, VI, 1894, páginas 209-308, láminas 5-10), y *Livre-guide des Excursions en France del VIII<sup>o</sup> Congreso Geol. Interna., París, 1900, núm. III, Pirineos (rocas cristalinas)*, 34 páginas, en particular pág. 16. Lacroix señala un ejemplo de proyecciones de labradorita y de lavas andesíticas durante la época rhetienne; *Las tobas volcánicas de Ségalas (Ariege). Conclusiones deducidas de su estudio desde el punto de vista del origen de los ofitas* (C. R. Acad. Sc., CXXII, 1896, 1.<sup>o</sup> sem., páginas 146-149).

<sup>110</sup> L. Carez, *La Geología de los Pirineos franceses*, III, páginas 1694 y siguientes; en particular pág. 1702.

<sup>111</sup> G. Steinmann, *Die geologische Bedeutung der Tiefseebildungen und d. ophiolithische Eruptive* (Berichte Naturforsch. Gesellsch., Freiburg i. B., XVI, 1905, páginas 44-46).

# INDICE DEL TOMO TERCERO

	Páginas.
<i>Advertencia del traductor</i> .....	VII
<i>Extractos de los capítulos que contiene este tomo</i> .....	IX

## CUARTA PARTE

### LA FAZ DE LA TIERRA

CAPÍTULO PRIMERO: <i>Introducción</i> .—Análisis del tema.—Ensayo de determinación de un sistema de líneas directrices.—Plegamiento general de las formaciones antiguas ..	5
CAPÍTULO II: <i>El Norte de Siberia</i> .—Asia.—El anfiteatro de Irkutsk. La llanura de la Siberia occidental.—Transgresiones del estrecho del Turgai.—Serie de terrenos en la meseta de la Siberia oriental.—El río Angara.—La tierra de Gondwana, el Tetys y la tierra de Angara.—Pliegues marginales.—El granito de Nishni-Udinsk.—El Tunguska Pétreo.—El Tunguska inferior.—El Yenisei septentrional.—Las montañas tabulares de la divisoria.—El Vilyui y el Lena.—Resumen ..	11
CAPÍTULO III: <i>Cumbre de las formaciones antiguas</i> .—Introducción.—Patomské Nagorie.—Transbaikalia.—El lago Baikal.—Orilla occidental del lago Baikal.—Montañas situadas al sur del lago Baikal.—El Sayan oriental.—El pilar del Yenisei.—Resumen.—Minuscinsk.—El Sayan occidental.—Tannu-Ola.—Jangay.—El Valle de los Lagos.—El Altay mongol.—El Gobi oriental.—Conclusión.....	45
CAPÍTULO IV: <i>Formaciones periféricas a levante de la cumbre asiática</i> .—La divisoria del Océano Ártico.—El gran Jingan.—Llanura del Amur superior.—Los montes Aldan.—Los montes Bureya. El Jingan Menor.—La Manchuria.—El Sijota Alin.—Hokkaido y Sajalin.—Resumen.....	113
CAPÍTULO V: <i>El Altai y los Altaides</i> .—Tomsk.—Alatau de Kusnetzki y Salair.—Arcos interiores del Altai.—Montes Kirguises.—El Tian- <u>x</u> an.—Bei- <u>x</u> an.—San-Sjan-Tsy.—Lun- <u>x</u> an.—El Nan- <u>x</u> an occidental.—Sintaxis del Nan- <u>x</u> an y del arco de Yarkand.—Los Altaides ..	153
CAPÍTULO VI: <i>Los Altaides Orientales</i> .—Ordos.—Las montañas del Hoang-ho. Jar-Narin-Ula y Ala-Xan. Bifurcación del Nan- <u>X</u> an oriental.—Resumen.—Kuen-Lun central y oriental.—Divergencias de las cordilleras birmanas y del Yu-Nan.—Rama occidental.—Mandalai.—Mole de Camboye.—Rama meridional.—El río Rojo.—Resumen.—La península Malaya.—El arco de Banda. Supuestos fragmentos de Nueva Guinea.—Borneo.—Célebes.—Halmahera. Resumen de los Altaides Orientales.....	199



CAPÍTULO VII: <i>El Arco de Yarkand, Iran y Turania.</i> — El Arco de Yarkand o Kuen-lun occidental.—El Himalaya.—Safed-koh.—Sewestan.—El Iran.—El Hindu-kush.—Turania.—El Amu-daria.—El Sir-daria.—El actual continente de Asia.....	271
CAPÍTULO VIII: <i>Los Táuridos y los Dináridos.</i> — Asia Menor.—El arco del Ponto oriental.—Región de Heráclea a Amasra.—Entronque en el oeste de Asia Menor.—Las islas egeas.—El golfo terciario de Albania.—Los rasgos dominantes de los Dináridos. Cruce del Adriático.—Idria.—La cicatriz límite. Los Alpes Cárnicos.—Transgresiones.—Los movimientos más modernos...	317
CAPÍTULO IX: <i>El norte de Europa.</i> —La divisoria del Aral y el Irgis.—Relaciones de los Urales con el Cáucaso.—Ufa.—Cordilleras plegadas entre el Ufa y el Mar Artico.—La plataforma precambriana. — Su prolongación por el Escudo Báltico.—Su prolongación por el sur de Rusia.—Relaciones con los Sayánidos.—Las líneas caledonianas.—La cobijadura escandinava.—Consideraciones teóricas.—Relaciones de Escandinavia con Escocia.—Resumen....	359
CAPÍTULO X: <i>Penetración de los Altaides en Europa.</i> —Los Altaides europeos.—El pilar de Azow.—Prolongación del Cáucaso.—La plataforma de Crimea y Bulgaria.—Los Balcanes y los Cárpatos.—Los montes Cimerios.—Resumen. Fracturas extrañas en el arco varisco.....	403
CAPÍTULO XI: <i>Armórica y los Altaides americanos.</i> — El borde occidental de la meseta central de Francia.—Bretaña.—Plegamiento moderno. — Extensión de la cuenca de Londres.—Altaides transatlánticos.—Relaciones en el período precarbonífero.—Serie estratificada en el sistema carbonífero.—Los Apalaches hasta el Misisipí.—Caracteres atlánticos y pacíficos.—Los Apalaches allende el Misisipí.—El Atlántico septentrional.....	445
CAPÍTULO XII: <i>Los Altaides africanos.</i> — El mar interior de Africa.—El Sahara central.—Los Altaides del Sahara.—El gran Atlas.....	495
CAPÍTULO XIII: <i>Los Alpes.</i> —I. Parte occidental: Situación de los Alpes.—Progresos de la investigación.—División de los Alpes.—Zona del Mont-Blanc. El abanico carbonífero y el Briançonnais Hojas de cobijadura.—El Glarus. El Simplón y Tessino.—Ivrea.—De la Dora Baltea al Gesso.—Del Gesso al mar. — Los Alpes en Córcega.—Relaciones con los Apeninos.....	513
CAPÍTULO XIV: <i>Los Alpes orientales.</i> — Límite meridional de los Alpes orientales.—Las hojas lepontinas.—Selvretta.—Alpes del Mur.—Oetz, Ortler.—Disgrazia, Bernina.—Laas. Los Tauern.—Alpes calizos orientales.—El Flysch y el cinturón lepontino.....	559
CAPÍTULO XV: <i>Los Altaides póstumos.</i> —1. Los Alpes.—Su continuación al nordeste y al este.—Su continuación al sur y al suroeste.—2. Los pliegues de Provenza.—3. Los Pirineos.....	607

## COLOCACION DE LAMINAS Y FIGURAS

<u>Láminas.</u>		<u>Páginas.</u>
I.	Montañas entre el Brahmaputra y Yang-Ise-Kiang . . . . . Frente a la	210
II.	Filipinas y el archipiélago de la Sonda . . . . .	— 230
III.	Trozos de directrices entre el río Kabul y el Jelam . . . . .	— 281
IV.	Cordilleras intermedias entre el Amu-Daria y el Syr-Daria (según Moschkétov; el sur-este según Ivanov y A. von Krafft) . . . . .	— 316
V.	Bassegi, Kvarkush y cordilleras de Polyudov (según Krotow y Krasnopolski) . . . . .	— 366
VI.	Cobijaduras de la Escandinavia Central (según A. E. Törnebohm) . . . . .	— 402
VII.	Representación diagramática de las cumbres de Eurasia, dibujada, según el texto de E. Suess, por Hans Fischer . . . . .	— 664
VIII.	Extensión de las hojas de cobijadura en los Alpes, según el estado de la ciencia en 1908 . . . . .	— 652

<u>Figuras.</u>		
1	Goletz, a orillas del Chon-Choldoi-daban (Alpes del Tonquín) . . . . .	13
2	El anfiteatro de Irkutsk . . . . .	14
3	Depósitos terciarios del oeste de Siberia (según Wissotzki) . . . . .	18
4	La isla de Oljón (según Obrutschew) . . . . .	64
5	Un goletz coronado de lava básica . . . . .	69
6	Emisiones basálticas a grande altura, cerca de los afluentes del Ospa (en parte nevadas) . . . . .	70
7	Hokkaido y Sajalin . . . . .	138
8	Montañas de la estepa Kirguisa entre Karkaralinsk y Baian-Aul (según Wysotzki) . . . . .	161
9	La fosa de Ljuk-chun . . . . .	166
10	Región de A-si-fan (según Loczy) . . . . .	173
11	El Valle de los Vientos (según Bogdanowitsch) . . . . .	186
12	Frente occidental del Hsi-chu-xan (según F. v. Richthofen) . . . . .	200
13	Corte de Koko-shili al valle del Tiertien-Daria (según Sven-Hedin) . . . . .	209
14	Corte por el Tis-tag y el Tekelik-tag (según Bogdanowitsch) . . . . .	273
15	Hojas de cobijadura de Chitichum y Baldehura (Hundes meridional), según Diener . . . . .	278
16	Vista del valle del Miss desde el collado de Uschova . . . . .	338
17	Bosquejo de la relación de la línea de tonalita con la Bacher-Gebirge . . . . .	346
18	. . . . .	372
19	. . . . .	374
20 y 21	Explicación hipotética de las cobijaduras escandinavas (según Holmquist) . . . . .	388

22 y 23	Explicación hipotética de las cobijaduras escandinavas (según Holmquist).....	389
24	El Estrecho de Kerch (Quersoneso), (según Andrussow).....	413
25	El Espolón de Valeni (según bosquejo de Mrazec).....	419
26	Cuenca carbonífera de Döhlen cerca de Dresde (según Hausse).....	434
27	Borde occidental de la Meseta Central cerca de Brise (según Mouret)...	447
28	Península armoricana (según Barrois) .....	448
29	Sinclinal de Ménez-Belair; corte por el anticlinal de Dinan (según Barrois).....	449
30	.....	453
31	Abberley hills (según Groom).....	454
32	Fracturas de Lorena y el Luxemburgo (según L. von Werveke).....	456
33	Cobijaduras en la concavidad de los Apalaches (según W. Hayes).....	470
34	El cinturón atlántico-entre Wáshington y Baltimore (de un mapa del Geological Survey de Maryland).....	473
35	Plataformas cretáceas de Texas (según R. Hill) .....	475
36	Los montes Amoladores (Schleifstein), (según Griswold).....	479
37	Sierra Comanche y montes Davis (según R. Hill).....	481
38	Las hojas de cobijadura de Sulens y des Annes (según Lugeon).....	523
39	Pliegues acostados del Mont Joly (según Ritter) .....	525
40	Corte del túnel del Simplón (reducción de un corte del profesor H. Schardt).....	530
41	Los Alpes Cotienses, según S. Franchi (Boll. R. Comitato Geol. d' Italia, XXIX, 1898, pág. 460) .....	540
42	Corte de levante a poniente por la región terciaria del Vicentino.....	561
43	Valle del Aude y Corbières, según E. Margerie.....	640
44	La frontera franco-española cerca de Gavarnie, según el mapa francés...	646