

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

MADRID

1925

ADVERTENCIA PRELIMINAR
Y
EXTRACTOS DE LOS CAPÍTULOS
QUE CONTIENE ESTE TOMO

ADVERTENCIA DEL TRADUCTOR

Hace ya dos años que publiqué el primer volumen de esta versión española de *Das Antlitz der Erde* y no ciertamente por voluntaria demora, sino por las dificultades anejas a su impresión, que han exigido muchos meses para la de este segundo tomo, a causa de la penosa tarea de corregir las pruebas del texto y más las de las notas, pues encierran tal cantidad de nombres geográficos, de fósiles y títulos de obras extranjeras que, a pesar del mayor cuidado y múltiples revisiones nunca evitan que aparezcan algunas erratas. Demuestran, pues, los hechos, que es más largo el tiempo que exige imprimir la obra, que traducirla y redactar los resúmenes de los capítulos.

Acerca de éstos he seguido el mismo sistema que en las partes primera y segunda y que, Dios mediante, seguiré en los otros dos tomos. Es decir, el simple extracto de cada capítulo, que oriente al lector en su tarea y con los menos comentarios posibles, cual lo exige el respeto a la grandeza de Suess y la consideración de lo delicado de tocar los mismos temas, tras un intervalo de cerca de cuarenta años.

Los detalles de edición son también los mismos del volumen anterior y sólo debo recordar que aquél contiene los cuatro mapas geográficos, dibujados para la versión española, a fin de evitar al que la lea el gasto y la molestia de proporcionarse un atlas (indispensable con cualquiera de las otras versiones y con el original alemán), supuesto que en ellos constan casi los tres mil nombres geográficos que cita el autor, por lo

que debe consultarlos el que lea el segundo volumen donde se incluyen los que existen en la edición alemana (1).

Además de lo que he aprendido en la magnífica y siempre interesante obra de Suess (a la que prestan mayor realce las nuevas teorías que la combaten y que ella hizo surgir), tengo que agradecerle los muchos beneficios que por su publicación he recibido: recompensas de la Superioridad, estímulos de todo orden y el más grato del aplauso de mis jefes y compañeros.

Reitero mi saludo a la familia del insigne sabio de Viena y singularmente a su ilustre hijo Francisco Eduardo Suess, profesor de Geología en aquella Universidad.

Por último, deseo que las circunstancias me permitan terminar la publicación con regularidad y en el tiempo más breve que sea posible.

Madrid, octubre de 1925.

(1) En el segundo Congreso español de Geografía Colonial y Mercantil, reunido en Barcelona en 1913, se aprobó por unanimidad la ponencia de D. Alfredo Gummá y Martí (*Boletín de la Real Sociedad Geográfica*, tomo XI, 1914, páginas 41-48), en las que expone las reglas a que debe ajustarse la transcripción de nombres geográficos en español. Difieren poco de las que anteriormente empleaba dicha Sociedad y, como dije en el primer volumen, a ellas he procurado atenerme, aunque algunas veces las habré olvidado porque la infinidad de nombres que contiene la obra de Suess abruma y distrae la atención.

Como entonces dije también, sólo en tres reglas me he apartado adrede de las aprobadas en aquel Congreso y seguido las más antiguas de dicha Sociedad; las consigno por juzgarlas necesarias al lector para la correcta pronunciación de los nombres geográficos, con los que he mantenido el criterio de dejar en su forma original los correspondientes a las lenguas que tienen alfabeto gótico o latino (menos los que es uso españolizar), y para los de aquellos pueblos que usan otros alfabetos o ninguno, el método y notación que he mencionado.

Las tres reglas en que me aparto de las de dicho Congreso se refieren a los tres siguientes signos: H representa el sonido de la hache aspirada. X, el de la *ch* francesa, *sh* inglesa y *sch* alemana; sonido que tenemos en España en la *X* del gallego y del bable y en el catalán y valenciano. Y, para darle a esta letra sonido de consonante en los casos en que por su colocación sonaría como vocal con arreglo a nuestra prosodia.

La cuestión de la ortografía geográfica dista mucho de estar resuelta, pero pide pronta solución.

EXTRACTOS

DE LOS CAPÍTULOS QUE CONTIENE ESTE TOMO

DIVERSIDAD DE IDEAS ACERCA DE LOS CAMBIOS DE LUGAR DE LAS COSTAS; TERMINOLOGÍA Y GENERALIDADES

En el cantil de las costas suelen distinguirse señales de una antigua orilla más alta que la actual y que persisten durante varias millas en litorales de las más variadas naturaleza y edad; es fenómeno distinto de los anejos o inherentes a la corteza; el juego de las mareas induce a buscar su causa y a pensar que tal vez exista alguna fuerza semejante que produzca el mencionado fenómeno.

Con tal propósito, pasa el autor revista a curiosas opiniones, desde la de Estrabón, que combate a Eratóstenes e inicia la inacabable polémica sobre el movimiento relativo de tierra y mar; cita luego la sagaz y valiosa opinión de Dante, con su crítica expresa de las de Vicentius y Bacón e implícita de las de su maestro Brunetto Latini, a quien no quiso lastimar directamente en esta discusión (bien que lo dañase mucho más con el lugar que le señaló en el Infierno). No olvida las de Benoist de Maillet, Hjärne y Swedenborg, ni las de Manfredi y Zandrini, para llegar, por último, a las de Celsius y el grande Linneo, que combatió Browalius, hasta que Nordenankar hizo su memorable estudio, en el que por primera vez se emitió juicio acerca de las condiciones especiales del Báltico y de la influencia en él de las aguas dulces que allí concurren. Surgió luego en Italia la opinión de Frisi, análoga a la de Swedenborg, y que combatió Playfair, autorizado más tarde por Leopoldo de Buch, que se adhirió a la idea de que se levantaba el suelo de Suecia. Pero adviértase que cuando Cuvier y Brogniart hablaban de la alternancia de depósitos marinos y de agua dulce, no aludían a levantamientos o descensos del suelo, sino a *retiradas y regresiones* del mar; lo mismo que sostuvieron D'Halley en 1813 y poco después Prévost, quien volvió, en cierto modo, a la idea fundamental de Celsius.

Interesa notar que von Hoff, cuando combatió, hacia la misma época, las *atrevidas ideas* de Buch, decía que el descenso del mar ha de ser *fenómeno general y uniforme*, frase que mereció la aprobación de Goethe, cuyo genio rechazaba la idea del levantamiento de la tierra, como la había rechazado el de Dante; coincidencia notable, pues, como dice muy bien Suess, «nadie supera a estos dos grandes hombres y muy pocos los igualan».

Sin embargo, la teoría del levantamiento recibió pronto, hacia 1834, el apoyo de Lyell y de Darwin: el primero, basado en los fenómenos que se advierten en Escandinavia, y el segundo, como consecuencia de su examen de los arrecifes coralinos; si bien la enorme extensión que la aparente elevación del suelo presenta en América del Sur suscitó nuevas dudas.

No obstante, perduró la idea del levantamiento, lo que fué causa de que se acogiesen las observaciones de Bravais, favorables a aquélla, y se desdénasen las de Durochet y Robert, que se le oponían. Las del último, por ignoradas, no ejercieron la influencia que debieran haber ejercido; pero siempre quedó la impresión de la abundancia de las terrazas, como fenómeno general y de su desigual distribución geográfica, ya que abundan mucho menos en el hemisferio sur.

Presentó su estudio Robert en 1844, y ya en 1848, al mediar el siglo XIX, Chambers apreciaba la enorme extensión que habría que conceder a un levantamiento para atribuirle la formación de terrazas a ambos lados del Atlántico y, en consecuencia, buscó una causa *latente y lejana* e insinuó que tal vez la descubriera la relación entre el descenso de islas coralinas en el Pacífico y la consiguiente afluencia de las aguas del polo al ecuador.

Esta fué la primera vez en que se habló de relaciones entre la formación de los atolls bajo los trópicos y de terrazas en las altas latitudes; es decir, de *movimientos generales* del mar.

La observación de Robert concuerda con la de Dana, de igual fecha, y también encuentra apoyo en el estudio de Domeyko, quien comparó las terrazas de Escandinavia y de Chile.

Nota Suess que lo mismo las teorías de Dante que las de Swedenborg se basaban en la *gravitación*, así como las de Bertrand y Wrede y la de Adhemar, que apareció en 1842 y que tanta influencia había de ejercer, porque si bien sus conclusiones absolutas estaban en gran parte en contradicción con los hechos, fué la primer tentativa, fundada en razones astronómicas, para explicar simultáneamente el predominio de los mares en el hemisferio sur, la vuelta periódica de las épocas glaciales y el carácter general y continuo del cambio de las líneas de costa. Croll, en Inglaterra y Schmick, en Alemania, precisaron y rectificaron algunas ideas de Adhemar.

Las tesis basadas en la gravitación ofrecen la ventaja de que sus resultados pueden concretarse en una fórmula sencilla de conjunto (acaso más de acuerdo con la sencillez de los fenómenos naturales), al contrario que las que sostienen que el fenómeno de la existencia de antiguas costas se presenta de modo esporádico, cual lo muestran los datos de Reclus, Peschel, Hahn, Issel y Credner.

En 1871, Howorth atribuyó los fenómenos citados a deformación del Planeta, cuya convexidad, según él, tiende a disminuir en el ecuador y a aumentar en los polos; cuando, como advierte muy acertadamente Suess, debió atribuir fenómeno tan general a cambio de forma de los mares. A igual consecuencia llegó Belt, quien afirmó la dilatación de los mares en el ecuador. A este grupo de teorías, basadas en el movimiento de la masa líquida, pertenecen las de Haast y Shaler, ambos del último tercio del siglo pasado. Sin embargo, reconoce Suess que en los días que escribió (1888) era la oficial en cierto modo la teoría del levantamiento, cual la sintetizaba Jäger, quien recogía la hipótesis de Wrede de un cambio del centro de gravedad de las masas bajo la influencia del transporte de los sedimen-

tos (lo que no deja de ser una anticipación de la hisostasia en que hoy se apoya Wegener). En cambio, Trautschold se oponía a esa opinión dominante y afirmaba que no hay tales movimientos de los continentes, basado en la naturaleza y distribución de los terrenos sedimentarios.

En vista de tal disparidad de criterios, decidió Suess revisar el problema a la luz que le aportaban los nuevos datos.

Para ello se basa en el supuesto de que el plegamiento de las cordilleras y la formación de las terrazas son fenómenos completamente distintos. Mas, para no imprimir este criterio preconcebido a los razonamientos, discurrió adoptar una terminología que nada prejuzgase, en lo cual siguió la antigua proposición de Greenough (en 1834), a la que sólo se había adherido después Chambers.

Adoptó las expresiones usadas en las escalas de estiaje y mareógrafos, o sea la de movimiento *positivo*, para indicar que sube el nivel del mar respecto de la costa, y movimiento *negativo*, para el de descenso de las aguas; de modo que se indica el sentido del movimiento por el del agua.

Se propuso el autor estudiar los cambios de la costa por tres caminos: el examen de la extensión de los mares antiguos, el de la naturaleza de los terrenos sedimentarios y el de las orillas actuales; procedimientos todos preñados de dificultades, por la infinita variedad con que la Naturaleza enmascara siempre la sencillez de sus fenómenos.

En efecto, es casi imposible reconstituir el dibujo de los mares antiguos, y dentro de ello hay mucha diferencia de facilidad a favor de los movimientos positivos; lo que aún intrinca la cuestión. En la interpretación de señales en las costas de nuestros días intervienen tantos factores: acción de la erosión, diferencias de clima, distinta antigüedad del período histórico, etc., que también dificultan la apreciación de otros, como la acción de las mareas, calor solar, presión, afluencia de aguas dulces, etc.

Pero ya aquí señala Suess que entre todas las causas de movimiento de la masa líquida hay una que las supera: la formación de fosas oceánicas que determina movimientos negativos; ésta es una de las bases de sus célebres teorías.

Para evidenciar la índole del fenómeno de cambio de costas examina en capítulos sucesivos los contornos del Mediterráneo, Atlántico y Pacífico; lo que, combinado con el estudio tectónico que constituye la Segunda Parte, prepara el de conjunto de la faz de la tierra con que termina la obra.

Admite la producción de grandes hundimientos oceánicos muy modernos, pero hace constar que las señales de hundimiento de dovelas terrestres que se ven en los continentes son pocas y de escasa importancia.

De nuevo vamos a seguir la original y atractiva marcha de Suess para la exposición de los fenómenos naturales.

En esta Tercera Parte analiza los dos grandes océanos; luego los mares antiguos en aquellas edades y puntos para los que se cuenta con datos suficientes a un estudio razonable; después hace examen crítico de los debatidos cambios en Noruega y en Puzol en época moderna y todo ello lo conduce a formular un resumen de los hechos que juzga comprobados.

LOS CONTORNOS DEL OCÉANO ATLÁNTICO

Denomina Suess Escudo Canadiense a la enorme superficie de formación arcaica, profundamente denudada y orlada de depósitos paleozoicos horizontales, que se extiende por todo el NE. de América, desde la desembocadura del Mackenzie a la del San Lorenzo, y comprende las islas próximas del Océano Glacial.

Hacia el centro del borde de ese escudo se abre la bahía de Hudson, poco profunda y cercada de orillas llanas de las mencionadas formaciones; en la costa comprendida entre esa bahía y Terranova se alza la cordillera litoral del Labrador, que alcanza hasta cerca de 2.000 metros de altitud y se compone de rocas arcaicas con dentadas cumbres. Iguales composición y estructura tiene la de la costa occidental de la bahía de Baffin, si bien en ésta se halla granito en la periferia. De modo que las dos cordilleras arcaicas son independientes del país paleozoico de capas horizontales, que se ven a trechos donde los hielos y la nieve lo permiten. Mas si se aprecia que igual que al NE. limitan la cenefa siluriana las mencionadas cordilleras, al SE. la limitan, en la orilla derecha del San Lorenzo, los terrenos plegados de Nueva Brunswick y del este de los Estados Unidos, plegamiento anterior a una parte de la época carbonífera (cual lo demuestra la disposición del terreno hullero de Nueva Brunswick) y que se prolonga hasta Terranova, donde hay perfecta concordancia entre el dibujo de las orillas y la disposición de los pliegues, lo que indica la inmersión bajo el Océano de grandes cordilleras plegadas, que da al litoral la forma típica de lo que llamó Richthofen *costa de rías*, del nombre español con que se designa ese elemento geográfico tan común en Galicia.

Al sur y al este no forman cenefa alrededor del arcaico los terrenos paleozoicos, sino que se unen con las grandes extensiones de tal edad de los Estados inmediatos, que, a su vez, se ocultan más al norte, bajo el cretáceo que se encuentra a orillas del Mackenzie.

Debe notarse la manifiesta relación que allí existe entre el límite del escudo arcaico con la cenefa paleozoica de capas horizontales, pues dicho límite pasa por el borde superior de los lagos Superior, oriental del Winnipeg y luego por el Athabasca, Gran Lago de los Esclavos, La Martre y de los Osos hasta el Coronation Gulf, en el Océano Glacial, cuya situación es análoga a la de dichos lagos. Hasta esas últimas regiones, donde hay recubrimiento secundario y aun terciario, llegan los contrafuertes orogénicos de las Montañas Rocosas.

Las islas y penínsulas que ocupan el mar Glacial americano se componen de capas no trastornadas de depósitos paleozoicos y secundarios que constituyen la cenefa por aquella parte del escudo arcaico canadiense y dispuestos en fajas de manera que revelan bajo el mar polar una zona mesozoica, tras la carbonífera de la Tierra de Banks, isla de Melville y Tierra de Grinnell.

En Eurasia forma pareja al Escudo Canadiense el Escudo Báltico. Éste, como aquél, se compone de rocas arcaicas plegadas antes del siluriano, y lo rodea un cinturón de depósitos paleozoicos horizontales, tanto más modernos cuanto más alejados del centro del escudo; con la circunstancia de que hacia el NE. se señala una importante transgresión de la arenisca devoniana.

Igual en este escudo que en el canadiense los lagos y bahías corresponden al límite del arcaico con el cinturón paleozoico: la bahía de Finlandia corresponde a la de Hudson y los lagos Ladoga y Onega y los golfos dependientes del mar Blanco ocupan situación análoga a la del Coronación y a los lagos Superior, Winnipeg, etc. Con la particularidad de que aquí, como allí, varios de estos depósitos líquidos tienen una parte del perímetro arcaico y la otra paleozoica. En resumen: el límite del cinturón paleozoico de este escudo sigue el mar Báltico y el golfo de Finlandia y, por los lagos Ladoga y Onega y bajo el golfo de Arkángel, llega hasta el cabo Voronoff.

Si se examina la península escandinava, se advierte que su extremo meridional, Escania, aparece como apéndice heterogéneo, que consta de una serie de fragmentos de una meseta cortada por fracturas, que pertenecen a varios sistemas de distinta edad. La inmediata isla de Bornholm es prolongación de esa meseta fracturada. En la propia península se destaca, en su parte meridional, una alta cordillera, que da frente al Atlántico, y al este y al sur una comarca baja, de rocas arcaicas, que limita al este la cenefa siluriana horizontal que ya habíamos mencionado. Uno de los restos de esta cenefa, mucho mayor en otro tiempo, es la cuenca siluriana de Cristianía; pero sus trozos se han plegado y denudado, y no hay que recordar las enormes intrusiones hipogénicas, consecuencia de los hundimientos, cual la importante inyección del granito rojo de Drammen y los filones eruptivos más modernos que cortan a esa masa y otros análogos: toda la enorme variedad de rocas hipogénicas y metamórficas escandinavas.

Así, pues, en el norte de la península escandinava se halla: al oeste, la cordillera neísica, que puede llamarse de las Lofoten; luego, la meseta formada de cambriano y siluriano, a veces horizontal, otras trastornado, como las formaciones arcaicas subyacentes, y luego, el territorio arcaico del este; el límite occidental de la meseta es una fractura, el oriental, un contacto normal.

Suess adopta la palabra rusa *Glint* para designar las escarpas de capas horizontales cuando son efecto de denudación y no de fractura, cual las murallas que cercan a las bahías de Hudson y del Báltico. Hay que advertir que limita la escarpa del glint de ambos escudos la línea de lagos ya mencionados. Mas también son lagos de glint los escandinavos que se alinean al borde de la escarpa oriental de la meseta antes citada, que presenta estratificación poco inclinada, baluartes y antiguos portillos glaciáricos. Esa línea se prolonga hasta el mar Glacial, y pueden llamarse golfos de glint el de Finlandia, el de Arkángel, el Vængerjord, y al otro lado del Atlántico, el Coronation Gulf.

En el mar Glacial el de Barents es poco profundo y sus sondas muestran que Spitzberg, la Tierra de Francisco José y Beeren Eiland pertenecen a una misma meseta.

En el Spitzberg se halla desde el terciario hasta el arcaico y rocas diabásicas que atraviesan el triásico, pero sólo presentan plegamientos los terrenos inferiores al devoniano que forman las montañas puntiagudas a que debe su nombre el país.

En la Tierra de Francisco José se hallan el jurásico y el cretáceo y mantos eruptivos básicos horizontales; también Beeren Eiland se compone de capas horizontales de permo-carbonífero y pisos inferiores.

Groenlandia es hasta el glaciar de Humboldt una meseta antigua, donde, como en la antes mencionada, sólo están plegados los terrenos inferiores al devoniano,

en lo cual se diferencian esta meseta groenlandesa y la del Spitzberg de la canadiense y de la báltica, en las que hay capas silurianas marinas horizontales. Hacia el glaciar de Humboldt comienzan las cordilleras plegadas y los fósiles paleozoicos; pero hasta allí llegan las capas terciarias con lignito, que también alcanzan a la Tierra de Grinnell.

Cita el autor la opinión de los ilustres geólogos Judd y Geikie de que las tierras Altas de Escocia, las Hébridas y el Donegal, así como las Orcadas y las Shetland, deben considerarse fragmentos de la península escandinava. En efecto, los rasgos fundamentales de ésta muestran que no sólo existe analogía entre ambas regiones en cuanto a la sucesión de los terrenos, sino concordancias tectónicas, y que los contornos del Atlántico, desde el Cabo Norte hasta la bahía del Donegal, pertenecen a cordilleras de estructura homogénea y continuas en otro tiempo.

La estructura de Escocia se revela en la configuración del suelo, aspecto del paisaje y dibujo del litoral. La faja continua arcaica de las Hébridas, islas Coll, Tiree, Reasay y Rona tiene igual disposición que la de las Lofoten respecto a la península escandinava; la limita al Este la zona de dislocaciones y cobijaduras de Erribol. Por su situación corresponde a la gran dislocación que separa en su extremo norte la meseta de Noruega de la faja neísica occidental.

Al SE. de la zona de Erribol, las Tierras Altas de Escocia llegan por el SE. hasta la línea de fractura que atraviesa el país con rumbo NE., y las corta otra fractura, paralela a la anterior, que termina en el Moray Firth, y corresponde a una entalladura tan profunda que ha permitido construir el Canal Caledoniano.

Esas dos mitades de las Tierras Altas se componen principalmente de capas silurianas plegadas en sentido NE.-SO., de modo que las fracturas son grietas longitudinales respecto de los pliegues. Las Tierras Bajas, donde se hallan Edimburgo, Glasgow y las cuencas hulleras escocesas son una fosa de hundimiento, cuyo borde corresponde al estrechamiento entre el Forth of Clyde y el Firth of Forth. Al sur de esa dovela hundida hay otro pilar siluriano que recuerda las Tierras Altas.

Así, las Shetland, las Orcadas y las Tierras Altas de Escocia, con las fosas de las Tierras Bajas y el pilar del sur pueden considerarse prolongación de la cordillera predevoniana de Noruega. Las fracturas de la costa escocesa prueban que el mar que las separa de la península escandinava cubre una parte hundida de aquella antigua cordillera, que llama Suess *cordillera caledoniana*.

Otro argumento a favor de la antigua continuidad son las señales de pulimentación por los hielos que se advierten en las Shetland; estrías que por su importancia y dirección indican que cubrió aquellas islas un manto de hielo continuo procedente de Noruega.

Las montañas caledónicas continúan por el País de Gales e Irlanda.

Pero al SO. aparece otra cordillera más moderna, cuyos anticlinales avanzan como espolones en el Atlántico, en tanto que los sinclinales constituyen las bahías de Dingle, Kenmare, Bantry, Dunmanus y Crook. Llama el autor *armoricana* a esta cordillera, más moderna que la caledoniana y donde la arenisca roja antigua y la caliza carbonífera se disponen en largos pliegues de dirección dominante E.-O., que contrasta con la SSO. de los plegamientos caledonianos; cordillera arqueada, que continúa al este por Inglaterra y Bélgica.

Los pliegues armoricanos reaparecen en el País de Gales, donde es fácil distinguir su límite septentrional con los caledonianos, pues coincide con el meridional de las cuencas hulleras.

Supone Bonny que los terrenos antiguos de la parte contigua de Francia corresponden a la prolongación de las raíces de aquella gran región montañosa de antaño. Esa región francesa se compone de rocas arcaicas y paleozoicas que integran el suelo de Bretaña y se arrumban al ONO. en pliegues cuya fase principal corresponde aquí también a la época carbonífera. De modo que toda la comarca está plegada en el mismo sentido y hacia la misma época que la parte meridional de Irlanda y de Inglaterra. La anchura de ese haz de pliegues, hoy despedazado, da la distancia entre los Mendips y la Vendée.

Interesa advertir que los fenómenos de cobijadura de Boulogne y de Aquisgrán recuerdan los de los bordes invertidos de los Alpes, los Cárpatos y el Himalaya. Al comparar estas cordilleras actuales con aquella pretérita se advierte que los bordes de las primeras son algo convexos respecto del movimiento tangencial, y siempre se ha considerado una concavidad como remolino. Pues bien: la zona tendida de Bélgica es cóncava, lo que hace suponer que los *bordes externos de los dos sistemas montañosos se reúnen en la zona tendida de Bélgica*.

Hay, pues, líneas que corresponden a las partes hundidas del arco armoricano y que unen los pilares que sobresalen. La región se plegó en el mismo sentido al final del período carbonífero; después la cubrieron nuevos sedimentos, descendió y en el mismo sitio se produjo un plegamiento de esos depósitos más modernos, en igual dirección que los antiguos pliegues. A este fenómeno, que indica la persistencia de la dirección de la fuerza plegante, lo llama Suess *plegamiento póstumo*, y obedece, sin duda, a que las dislocaciones y plegamientos siguen las líneas de los preexistentes, por serlo de menor resistencia.

Tales son las ruinas de la que llama Suess *cordillera armoricana*, que por su anchura, cobijaduras y enormes intrusiones graníticas, muestra haber sido alta y potente. Sus partes orientales se abisman bajo la cuenca de París, cual lo muestran los accidentes póstumos en el País de Bray.

Al llegar a este punto vuelve Suess a su sistema de abandonar (más en apariencia que en realidad) el hilo de sus razonamientos y, dejando de momento la descripción de las costas atlánticas, se fija en la constitución del conjunto de gran parte de las montañas de Alemania, lo que había llamado pilares, esto es, trozos de antiguas cordilleras limitados por fallas y que tienen como carácter común el haber sufrido plegamiento enérgico y general hacia el fin del período carbonífero; que luego los cubrieron espesos sedimentos y que más tarde se hundieron en trozos, en distintas épocas, tras de lo cual algunos sufrieron plegamientos póstumos. Proceso por completo semejante al del arco armoricano. Para su estudio, considera Suess esos trozos en varios grupos: el macizo devoniano renano, que comprende las Ardenas, el Eiffel, Westerwald, Sauerland, Hochwald, el Hunsrück y el Taunus; las montañas del Rin, entre Bingen y el lago de Constanza, o sea el Spessart, Odenwald, Hardt, los Vosgos y la Selva Negra; el Harz; las montañas de Sajonia, que abarcan el Erzgebirge, el Fichtelgebirge, el Frankenwald y el Thüringerwald, y, por fin, los Sudetes con el Riesengebirge.

Donde con mayor claridad aparecen los contornos de esos antiguos núcleos

montañosos es en el macizo néisico de Münchberg, cerca de Hof, y en el granulítico de Sajonia. Por esta razón Suess llamó a esa antigua cordillera *cordillera varisca*, del nombre latino de Hof (*Curia variscorum*).

Dificulta el estudio de la unión de los pliegues armoricanos con los variscos lo arrasadas que se hallan estas cordilleras, cuyas líneas estructurales sólo pueden adivinarse en pliegues denudados o largas fracturas paralelas a ellos. La dirección de esos sistemas de montañas se ha fijado unas veces por la de los núcleos graníticos intrusivos y otras por las de las alineaciones volcánicas, las fracturas marginales de los pilares, etc. También ha de tenerse en cuenta que en una cordillera profundamente denudada las rocas arcaicas forman la mayor parte de la superficie, y de los terrenos sedimentarios que las cubrieron sólo han quedado los fondos cuneiformes de los principales sinclinales, de modo que las fajas silurianas y devonianas de Culm y de carbonífero, insertas en las pizarras cristalinas, sirven de directrices para reconstituir el recorrido de las cordilleras pretéritas.

El trazado de toda la cenefa interna de los Alpes obedece a la disposición de los macizos que ocupan el ante-país.

El mapa de Europa revela, además, que *el contacto entre los Pirineos y los Alpes es repetición del que existió en otro tiempo entre la cordillera armoricana y la varisca*.

Bertrand ha considerado el macizo de Hyères (entre Tolón y Niza), no como fragmento de pilar que obre cual obstáculo, sino de una cordillera autónoma en el intervalo que hoy separa los Pirineos de las estribaciones de los Alpes, que no se unen directamente, sino que divergen cual las ramas de una V. Además, en la vertiente sur del Pelvoux y de los Alpes Marítimos la fuerza plegante, dirigida siempre al norte en los Alpes, gira al sur, como ocurre en el extremo de los Cárpatos en Transilvania. En el Mediodía de Francia se hacían muchos arcos, y el movimiento tangencial preponderante hacia el norte que caracteriza los Alpes y los Pirineos es en el norte de Europa anterior al devoniano en todo lo que alcanzan los pliegues caledonianos, y en el centro de Europa anterior al carbonífero. Si se considera el remolino cuyas señales subsisten en la meseta central de Francia y su situación respecto a las dos cordilleras mencionadas, se puede hablar de *Alpes variscos y Pirineos armoricanos*, denominaciones con que abarca Suess la antigua osamenta orográfica antepermiana.

Ahora se comprenderá mejor lo que en la primera parte de su obra dice Suess de que *en los pilares se revela una antigua Europa*.

Los Pirineos y los Alpes reproducen las antiguas direcciones al adaptarse a los contornos de los fragmentos que detuvieron sus oleadas; pero los Cárpatos, a los que no retiene ninguna pared de fractura, se desbordan sobre el macizo antiguo.

Delicada misión es extraer lo que dijo Suess acerca de nuestro país en 1888; después de pensarlo bien he prescindido de las muchas advertencias que pudieran intercalarse basándose en lo estudiado desde entonces y que sólo servirían para embrollar sus conclusiones con datos que él no conocía ni podía conocer y para quitarle, a la vez, homogeneidad al estudio. El que conozca todo lo que se ha

escrito en España desde aquella época, salvará fácilmente lo que falte; el que no lo conozca, estará para juzgar lo que dice Suess sobre nuestra Península en iguales condiciones que para juzgar lo que afirma sobre el resto del planeta (1).

Suess, siguiendo a Macpherson, nuestro insigne compatriota, distingue tres elementos en la Península: la meseta, formada principalmente de rocas antiguas; al sur los plegamientos de la cordillera Penibética y al NE. la Pirenaica.

La cordillera plegada que forma la costa norte del Africa occidental cambia en Marruecos de E.-O. a S.-N., y con este rumbo llega a Gibraltar. Lo mismo que el plegamiento de los Alpes se detuvo en las fracturas marginales de los pilares pre-existentes, el de la cordillera Penibética se detuvo en el Guadalquivir, en el borde meridional de la Meseta que corta transversalmente a la dirección de los pliegues antiguos, de manera que permitió a Macpherson considerarlo colosal fractura, que llamó la *falla del Guadalquivir* (2).

Evidencian los contornos poliédricos y especial constitución de nuestro gran pilar los estudios de Calderón y Botella.

Las pizarras del Culm, que forman la parte SO. de la meseta, en el sur de Portugal se abisman, por el lado del Atlántico, bajo depósitos terciarios, y su límite occidental sólo se reconoce con claridad más al norte, en el Alentejo. Los pliegues de sus terrenos, que se arrumban al NO., dibujan *como una línea de rías en el interior de la llanura portuguesa*; luego, el límite se vuelve rectilíneo, pasa por Coimbra y llega al océano, al sur de Oporto. Desde allí los terrenos antiguos forman la costa rocosa del NO., hasta Asturias, donde las montañas cretáceas de Oviedo y luego las de Santander y Vascongadas, van a unirse, rumbo E.-O., con los Pirineos. En cuanto al NE. de la Meseta, está jalonado por ancha zona de macizos mesozoicos hundidos, que se extienden hasta el golfo de Valencia y el cabo de la Nao.

La estructura del gran pilar se manifiesta sobre todo en el NO.; en Galicia afloran las rocas más antiguas: micacitas, pizarras verdes y serpentinas, y también neis y granito intrusivo. La dirección de estas rocas es casi N.-S., con ligera inflexión al oeste, y la inclinación de las capas, sucesivamente, NO., oeste y SO.; de modo que puede decirse que buzan *hacia la parte inferior del arco, hacia el exterior*. En el límite con Asturias hay depósitos cambrianos, que atraviesan lomos graníticos y que buzan lo mismo que los terrenos gallegos; luego, un arco siluriano; después, otro devoniano y, por fin, una zona carbonífera; allí se dibuja la inflexión de una gran cordillera, que afecta a todos los terrenos antiguos, incluso la parte media del carbonífero. En cuanto a las capas superiores del hullero

(1) Sería muy prolijo citar todo lo publicado, desde que Suess escribió la Tercera Parte de su obra, acerca de las diversas regiones de España. Por eso referimos al lector a los catálogos de publicaciones del Instituto Geológico, Sociedad de Historia Natural y Museo de Ciencias Naturales, así como a la copiosa bibliografía que contienen las diversas guías preparadas para el XIV Congreso Geológico Internacional que ha de reunirse en Madrid el año próximo (1926). Estas guías, además, constituyen resúmenes de diversas zonas y elementos de la Península. Como síntesis moderna de la estructura de ésta, puede consultarse el discurso de D. Eduardo Hernández Pacheco, *Rasgos fundamentales de la constitución e historia geológica del solar ibérico*, Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid, 1923, y el *Resumen fisiográfico de la Península Ibérica*, por D. Juan Dantín Cereceda. Debe recordarse que D. Salvador Calderón escribió en 1888, a raíz de aparecer el segundo tomo de *Das Antlitz der Erde*, un trabajo titulado *Consideraciones del profesor Suess sobre la Meseta central española*.

(2) Pueden consultarse opiniones diversas acerca de la existencia de esta falla en el *Estudio tectónico de la línea del Guadalquivir*, por D. Antonio Carbonell T. Figueroa, una de las publicaciones del Congreso a que se refiere la nota anterior.

productivo, afloran fuera de esas cuencas concéntricas, en disposición discordante. Ese carbonífero transgresivo se plegó más tarde y en el mismo sentido. Sigue luego toda la serie mesozoica y la caliza de numulitos, que se arrumba E.-O. y es tal vez extremo occidental de los Pirineos.

La parte externa de la cuenca de Asturias y el macizo de Galicia pasan del rumbo SSE. a SE., que tienen en los pliegues de la Meseta. Sin duda, existen a trechos en ésta algunos restos cenomanenses, como en Bohemia, y capas de agua dulce terciarias, que se extienden por su centro y parte oriental; pero las cordilleras que proceden de Galicia siguen por Tras-os-Montes y Beira Alta, y se componen de terrenos plegados y mucho granito. Una de ellas se destaca desde el sur de Salamanca, con rumbo ENE., y forma las sierras de Gredos y Guadarrama; pero, en general, las directrices de esas antiguas cordilleras se arrumban al SE. y llegan a Sierra Morena, donde las corta la falla del Guadalquivir y donde los pliegues béticos están con los anteriores en ángulo recto, igual que los Cárpatos respecto a los Sudetes; luego, no hay duda de que no fueron los pliegues antiguos, sino un borde fracturado lo que determinó la dirección de los más modernos.

Las cuencas asturianas que buzan bajo los arcos externos son indicio del encorvamiento de una cordillera plegada; pero de idéntico modo se encorva en Gibraltar la cordillera más moderna, procedente de Africa, para formar la Penibética, y como éstas componen el último de los arcos del borde meridional de Eurasia, que son los que conservan en Europa la curvatura y plegamiento hacia el sur característico de Asia, se deduce que en *Gibraltar existe la inflexión de la cordillera más occidental de Eurasia, en la que la dirección del plegamiento cambia del norte al sur; pero que ya hacia el fin del carbonífero había surgido otra gran cordillera, donde se realizaba el mismo paso gradual de la dirección norte de la fuerza plegante a la sur, en el emplazamiento de la cuenca de Asturias, o sea ocho grados al norte de la inflexión actual.*

Luego aquella antigua cordillera se allanó y subdividió y el nuevo arco quedó detenido en el Guadalquivir por el borde de las fracturas. Aquí se advierte mejor que en el resto de Europa la reconstitución del continente con arreglo al nuevo plan; pero parece, como antes se dijo, que los Pirineos adoptaron dirección armoricana y los Alpes varisca. Mas no es posible dictaminar si los pliegues ibéricos corresponden a un fragmento del arco armoricano.

Expuesto lo anterior, se comprenderá lo que significan las islas europeas del Atlántico, el objeto que perseguía Suess con su aparente digresión. Como varias veces he observado, tal es el ameno modo que tiene de exponer sus ideas, en las que acaso haya errado en varios puntos, algo por exceso de imaginación, algo por precipitarse con el afán de hallar analogías, y mucho más por no ser ciertos (como no podían serlo) todos los datos en que se fundó; pero reconozcamos de nuevo su indiscutible ciencia y casi más su arte para exponerla.

A propósito de las islas atlánticas, dice, basado en los razonamientos anteriores, que las Orcadas y Shetland son porciones de la cordillera caledoniana; las Hébridas interiores, en parte volcanes modernos; las exteriores, lo mismo que la inmediata costa escocesa, pertenecen a la alineación de las Lofoten; Vaigatsch y Nueva Zembla, ruinas de una cordillera plegada autónoma; el Spitzberg, Tierra de

Francisco José y Beeren Eiland, trozos de meseta; Juan Mayen, de origen volcánico reciente; las Feroer, restos de antiguas coladas volcánicas y contienen capas terciarias con impresiones vegetales; análoga es la constitución de Islandia y, además, está recortada por fallas cuyos hundimientos progresivos indican la sucesión de los fenómenos que han formado aquella parte del océano.

Las islas adyacentes a la costa occidental de África son volcánicas, aunque con basamento independiente; de sobra se sabe lo relativo a Canarias (1); pero si recordaremos con Suess que Doelter halló en una de las islas de Cabo Verde pizarras y caliza, que indican que corresponden a un fragmento de una antigua tierra firme. Madera, Porto Santo y la más meridional de las Azores contienen depósitos marinos del terciario medio.

Puede afirmarse que todas las islas volcánicas de esta zona no son sino pequeña parte de las extensas regiones volcánicas que cubre el mar.

Respecto de la costa del continente africano, todos los observadores corroboran que se trata de una antigua meseta, menos en su extremo NO., y aumenta su analogía con otras la transgresión del cretáceo medio.

Insiste Suess acerca de la estructura tubular de la Florida y la semejanza de la cordillera de las Antillas con la cenefa del Mediterráneo occidental.

En América Central hay notable variedad de formaciones terciarias y aún más recientes. Con objeto de esclarecer la estructura y la serie de terrenos en la zona externa de las Antillas, estudia el autor como caso especial la isla Antigua, que muestra condiciones análogas a las que existen en las Bahama y en toda la meseta en que se abre el golfo de Méjico. Las faunas indican la extrema complicación de las circunstancias a que obedeció la separación de la región del Pacífico de la atlántica, en época muy reciente.

Los depósitos marinos terciarios se extienden mucho por el valle del Orinoco. El dibujo de la costa desde Cayena hasta la desembocadura del Amazonas es perpendicular a la dirección de las capas antiguas que la forman, y así ocurre luego por el Brasil hasta el cabo San Roque, pues desde este promontorio la disposición de la costa obedece a la de las cordilleras, al menos hasta el Uruguay.

En el este y SE. del Brasil hay que distinguir dos elementos: las cordilleras plegadas, que abarcan el siluriano, y las mesetas en capas horizontales, que comienzan en el devoniano y alcanzan gran extensión en el interior. En las cordilleras antedevonianas los terrenos más antiguos afloran al este y el plegamiento se dirige al interior, lo que tiene interés *porque permite atribuir a la Serra do Mar, en el continente suramericano, análoga posición a la que ocupan los Apalaches en América del Norte.* De donde resulta, además, que las montañas litorales del Brasil ocupan, respecto de los Andes, igual situación que los Apalaches respecto a las cordilleras del NO. americano y que *en toda la anchura de ambos continentes el movimiento tangencial se dirigió del Atlántico al Pacífico.*

(1) Además de la bibliografía que inserta el autor en las notas 156 a 161 y en las 166 y 169 del capítulo II, conviene llamar la atención sobre la 169, referente a la «Edad geológica de las islas Atlánticas y su relación con los continentes», por D. Salvador Calderón, *Boletín de la Real Sociedad Geográfica*, tomo XVI, 1884. En lo referente a Canarias, son muy interesantes los trabajos de D. Lucas Fernández Navarro, en especial *las Relaciones de las islas atlánticas con los continentes e historia geológica de las Canarias*, *Guía del Congreso Geológico*, en la que sintetiza los trabajos anteriores.

Al sur del Río de la Plata se halla la región comprendida en la virgación de los Andes meridionales, y en el mismo río hay depósitos terciarios, principio de la variada serie, en parte marina y en parte continental, que, en capas horizontales, ocupa entre los brazos de dicha virgación la costa de Patagonia.

Las islas Malvinas son restos de terrenos paleozoicos plegados y ajenos al continente; Georgia del Sur se compone de pizarras arcillosas plegadas; Tristán da Cunha y Diego Álvarez son de origen volcánico.

El examen que antecede muestra que hay una especie de simetría incompleta entre las dos orillas del Atlántico.

Al norte, en medio del océano, surge el macizo de Groenlandia. La cenefa oriental del Atlántico se compone de la cordillera neísica antigua de las Lofoten y las Hébridas; la occidental, de la cordillera dentada de neises de la bahía de Baffin, el Cumberland y las costas del Labrador. La cordillera plegada antedevoniana, que se ha llamado *caledoniana* y que ocupa parte de Noruega, las islas Shetland y Orcadas, Escocia, País de Gales e Irlanda, no tiene equivalente en América. Al este de la cordillera de neis y de la zona caledoniana está en Europa el Gran Escudo Báltico, disposición que se repite simétricamente en América con el Escudo Canadiense; en ambos lados hay un escudo, una bahía poco profunda, un anillo de lagos de glint y una cenefa paleozoica de depósitos horizontales.

En la costa occidental de Irlanda nace la *cordillera armoricana*, que se arrumba al ONO. y luego al oeste, que abarca el Cornwall y el Devon y la costa NO. de Francia. En América, Nueva Escocia y Terranova pertenecen en parte a una gran cordillera que procede del SO., ha tomado la dirección O.-E. y se ha plegado hacia el norte, como el arco armoricano, y bosquejada también antes del fin del carbonífero.

Los Pirineos no tienen pareja en América, como tampoco la cuenca de Asturias.

Cierra el Mediterráneo en Gibraltar una cordillera plegada hacia el exterior y muy encorvada, extremo occidental de la Penibética y único sitio en que el borde externo de una región plegada llega a la costa oriental del Atlántico sin hundirse bajo el mar, en estado de costa recortada por rías. En América, el mar Caribe, envuelto por la cordillera de las Antillas, es la única parte de la orilla occidental del Atlántico donde llega el borde externo de una cordillera plegada sin ser cortada transversalmente.

Más al sur no pueden seguirse las comparaciones.

LOS CONTORNOS DEL OCÉANO PACÍFICO

En Nueva Zelanda es muy completa la serie de los sedimentos marinos que comprenden el siluriano, con dos niveles principales, el devoniano, la caliza carbonífera, el triás, el jurásico inferior, el cretáceo inferior y el medio, y una serie de formaciones marinas terciarias. Además, cortan a estos depósitos diversas rocas eruptivas, que corresponden a distintas épocas, desde la paleozoica a la actual.

El relieve es tan variado como la constitución geológica: en la isla del Norte se encuentra una de las zonas volcánicas más notables de la Tierra; en la del Sur existe un verdadero país alpestre, cuyas cimas pasan de los 3.000 metros de altitud. Se reconoce que en aquella región *convergen dos cordilleras disimétricas correspondientes*. Las principales de la isla del Sur desaparecen en el estrecho de Cook, y sólo una, de segundo orden, prosigue por la zona de Ruahine, pero se ha intentado buscar la continuación en la región volcánica. En largo espacio de tiempo se reparten los acontecimientos que formaron y destruyeron las montañas neozelandesas. En la época mesozoica se produjeron plegamientos, algunos post-cretáceos. Los volcanes activos, los manantiales de agua caliente de la isla del Norte y los fenómenos sísmicos, revelan que aún no ha terminado el fraccionamiento de las cordilleras.

Forma la costa oriental de Australia una antigua cordillera plegada, que puede reconocerse en 34 $\frac{1}{2}$ grados de latitud; su extremo meridional, ya en el sur de Tasmania, es una fractura, y se desconoce el septentrional. Suess adopta el nombre de Cordillera Australiana, que le dió Clarke. En la parte meridional del continente se destaca una línea de alturas, cuyas crestas se alinean de este a oeste, pero los plegamientos lo hacen de sur a norte, lo mismo que en la costa oriental; de modo que en el borde meridional de Australia las direcciones estructurales cortan en ángulo recto a las de las montañas. Hacia el oeste siguen a las cordilleras extensas llanuras; luego, otra zona montañosa, también arrumbada al sur; luego, de nuevo el llano; después, cordilleras más importantes, situadas al este y al oeste del golfo de Spencer y de los lagos Torrens y Eyre; por último, una gran meseta que se prolonga hasta la costa occidental, que en su parte SO. se compone de granito y neis, queda cortada a lo largo de la costa por una escarpa abrupta que constituye la Darling Range y que considera el autor fractura, así como considera zona hundida la que precede a esta cordillera por el oeste y se compone de capas carboníferas y mesozoicas. Sobre el granito, neis y pizarras antiguas de la meseta se desarrolla un revestimiento de arenisca sin fósiles, que llamó Daintree *arenisca del Desierto*. Otra meseta se halla en Australia, pero de edad terciaria: la llamada *meseta de Bunda*, que es un fondo de mar desecado, donde no se abre valle alguno ni se encuentra agua (país desolado, como el Karst, en el que han perecido muchos exploradores). La caliza contiene abundantes cavernas y una arcilla roja (producto de la descalcificación) cubre los bajos fondos. Estos sedimentos terciarios son horizontales y ocupan la costa meridional de Australia, entre Culver Point y la bahía de Fowler; constituyen el límite de la Gran Bahía australiana y forman también el subsuelo de la península de Eyre.

Las cordilleras plegadas de Australia pertenecen a un sistema de montañas meridianas anteriores al carbonífero. Las ramas occidentales se alzan al oeste y al este del golfo de Spencer y de los lagos Torres y Eyre, según se dijo. La primera rama es la Flinders Range; la segunda, la Adelaide Range; la tercera, las Barrier y Grey Range. Más al este, los trozos sucesivos de la Gran Cordillera: el primero, de Tasmania al río Hunter, a 32° sur, que cruza los Alpes australianos; el segundo sucede al anterior y corre paralelo a la costa hasta los 22° 30' sur y el tercero, sigue al segundo por el oeste de su extremo septentrional, va disminuyendo de altura y se dirige a Nueva Guinea por el cabo York, en parte granítico, y las islas

del estrecho de Torres. En Tasmania, Victoria, Nueva Gales del Sur y el Queensland abundan coladas básicas modernas sobre yacimientos posteriores al mioceno, así como las ha habido hasta época reciente en el norte y en Victoria.

En los desiertos del interior se conocían, cuando Suess escribió, granitos descompuestos en grandes superficies, pizarras antiguas, algunas señales de depósitos marinos mesozoicos y el extenso manto de arenisca desértica. En cuanto a yacimientos jurásicos, sólo se han reconocido en la costa occidental.

Con estos datos a la vista, acerca de Australia y Nueva Zelanda, examina el autor lo que ocurre al otro lado del Pacífico y advierte que en la margen occidental del Gran Chaco se alzan muchas cordilleras altas y estrechas, arrumbadas de norte a sur y formadas de rocas antiguas en capas casi verticales. Las más orientales, de granito, neis y pizarras arcaicas, próximas a la ciudad de Córdoba, como las de Ischilin, Córdoba y Cerezueta; más al norte, la de Aconquija, de igual composición, pero con otras ramas muy estrechas de rocas cambrianas y silurianas, que forman hasta Bolivia la continuación de ese sistema de sierras meridianas. Al oeste, completan la serie de formaciones marinas grandes espesores de capas mesozoicas, y al mismo tiempo comienzan las altas montañas. Más al oeste aún se encuentra el surco de Chile, luego la cordillera costera, de tan extraña constitución y, por último, el océano.

Pues bien: si se cruza Australia de poniente a levante, hallamos, en lugar del Gran Chaco o de las Pampas, los desiertos del oeste; en vez de las lagunas del borde occidental, las que van del golfo de Spencer al lago Eyre; en lugar de las sierras meridianas de Córdoba, con sus rocas antiguas, las Flinders, Adelaida, Barrier y Grey Ranges; en vez de las largas cordilleras paralelas, los trozos alternados de la cordillera australiana. El mar oculta la continuación, pero en Nueva Zelanda se completa la serie mesozoica y se hallan, a la vez, las altas montañas y una región de plegamientos más recientes. Así como las sierras argentinas del borde de la gran llanura no deben separarse de la cordillera principal de los Andes, tampoco se deben separar las cordilleras comprendidas entre la Flinders Range y la Gran Cordillera, y el más largo de los fragmentos montañosos que se reúnen en Nueva Zelanda.

Los depósitos marinos terciarios de la costa sur de Australia faltan en la oriental, que, como Tasmania, presenta abruptos acantilados; por ello dedujo Clarke que un hundimiento moderno cortaba la prolongación oriental del continente, lo que parece corroborar el que se hayan encontrado grandes lacértidos (contemporáneos en Australia del Diprotodon y de otros grandes marsupiales de época posterior al depósito de la arenisca desértica) en aquel continente, en Nueva Zelanda y en la isla de Lord Howe, donde, además, con su pequeñísima extensión actual, no hubieran podido vivir grandes animales.

Si en los años en que Suess escribía no se consideraba ya Nueva Caledonia prolongación de Nueva Zelanda por su península del NO. e isla de Norfolk, pues dicha península no coincide con una inflexión de la cordillera principal de Nueva Zelanda, no se ocultaba que estas islas presentan especial semejanza con Nueva Caledonia, donde se conocen dos grupos de rocas con opuestas direcciones: el primero se arrumba, como la isla, al NO., y comprende una zona de melafiros y tobas, el triásico, las capas hulleras y la gran corrida de serpentinis; el segundo

(que sólo se conoce en el norte de la isla) se dirige al NE., y consta de micacitas y pizarras laminares. En Nueva Caledonia no se han visto rocas volcánicas modernas y se ignora la edad de la gran corrida de serpentinas que forma la isla de los Pinos, el sur de Nueva Caledonia, la costa de la vertiente NE. hasta Uailu, la vertiente SO. hasta el Monte Dorado, la costa NO. y por el centro y punta norte de la isla hasta la de Paaba. Es el mayor macizo serpentínico de la costa occidental del Pacífico; por su situación parece pertenecer a la zona externa de una gran cordillera y se ha comparado con la corrida de serpentinas de la cordillera litoral de California (1).

El arco malayo, que se dirige desde Birmania por Malaca, las Andaman, Nicobar y Sumatra y Java hasta Flores, dejan fuera Samselhourt y Timor. Esta última isla difiere mucho de las del interior del arco; tiene depósitos antiguos, caliza carbonífera y extensas superficies de terciario, como Java. Las seis islas volcánicas del mar de Banda: Romeng, Damer, Teun, Nila y Serna, forman una hilera de volcanes activos, prolongación de los de Java y se asemeja a la de la vertiente interna de las pequeñas Antillas; las islas terciarias y las mesetas calizas modernas corresponden al arco exterior de la región caribe; el mar de Banda, el de las Antillas y el de los Alfurus, que ocupa el ante-pais, al golfo de Méjico o a la parte contigua del Atlántico. Sólo en la isla de Borneo se han hallado fósiles anteriores al terciario, que se presenta en transgresión y rellena los intervalos de las montañas de granito, serpentina y rocas antiguas, dispuestas de igual modo que las de las Célebes y Halmahera y también contiene cuen cascarboníferas en su parte oeste.

Las crestas y montañas granulíticas comprendidas entre Baria y Bien-Hoa, las de Tay-Ninh y las de Chaudoc, en la otra orilla del Mekong, rodean la zona de aluviones y se las puede considerar antiguas islas o penínsulas que unen esos depósitos de aterramiento que forman el país hasta la punta extrema del sur. El mar cubría la región que hoy ocupan los aluviones del Mekong, cuya desembocadura estaba cerca de la región actual de Pnom Bache, muy al oeste de los grandes lagos interiores del Camboye, que separan de la desembocadura las alturas graníticas y porfídicas de la provincia de Compong-Sai. Al avanzar los aluviones del río aislaron del mar la zona de los grandes lagos, que hoy, por medio del río Tonlé Sap, se comunican y equilibran en el Mekong y tal vez regulan sus crecidas, cual hace tiempo contribuyen al avance de sus aluviones.

En la llanura de Tonkín, la formación más notable es una caliza dura, mármora, que sobresale en peñones abruptos en muchos puntos del delta y que en alta mar forma arrecifes e islotes y en la que se han hallado fósiles de la caliza carbonífera. Más arriba hay varios niveles poco definidos, hasta el rético inclusive, y el conjunto de capas forma una serie de pliegues arrumbados al SO. que llegan al mar y se asegura continúan por Hai-Nan. En esas regiones no se conocen depósitos posteriores al rético.

En Filipinas no se han hallado restos fósiles paleozoicos ni mesozoicos, pues sobre un conjunto de neises, pizarras talcosas, serpentinas, gabros y diabasas se

(1) Acerca de las formaciones serpentínicas en arcos insulares como el de las Antillas, recuérdese lo que respecto al análogo del sur de España dice D. Domingo de Orueta en su *Estudio geológico y petrográfico de la Sierra de Ronda*. Madrid, 1915.

halla una serie sedimentaria que comprende un horizonte calizo y capas de carbón concordantes de edad desconocida; luego calizas numulíticas, formaciones corallinas, como las del terciario medio de las costas del mar de Banda y Borneo, y otras marinas recientes. Además, una serie variada de productos volcánicos, que alcanzaron, al menos, a la época numulítica. Se cree que los terrenos antiguos forman una serie de cordilleras distintas, si bien los contornos de las islas, que modifica con frecuencia la adición de masas volcánicas, no corresponden siempre a la dirección de los terrenos antiguos, que en el norte y centro de Luzón es meridiana, mientras que al mediodía se abren las directrices como las varillas de un abanico, de modo que las direcciones en el sur de Luzón y en Paragua son normales entre sí y las directrices más orientales tienden a disponerse paralelamente a los contornos de la costa de Annam. Conviene recordar dos líneas de depresión muy importantes: una longitudinal, que por el este de Luzón va del golfo de Lingayen al de Manila y aísla la sierra de Zambales; otra, en la parte oriental de Mindanao, corre del golfo de Butuan al de Davao y limita otra cordillera independiente dirigida casi de norte a sur, del cabo Surigao al San Agustín. La isla de Cebú, según Abella, se compone de dioritas y capas numulíticas y otra caliza más moderna; del mismo grupo de depósitos son los lignitos que reaparecen, según Centeno, en la isla de Negros y aun en el golfo de Sibuguey, al oeste de Mindanao, tal vez prolongación de Cebú y de Negros.

Se advierte una virgación desde Paragua hasta la zona carbonífera del sur de Luzón y la isla de Zamar. Tal vez el arco más occidental, Zambales-Paragua, prosigue hacia Borneo y acaso la cordillera occidental de Mindanao se prolongue por Basilan.

La zona volcánica debe prolongarse por Butulan y la isla Sangir hasta las de las Célebes.

A juzgar por la dirección norte-sur de Formosa, esta isla es prolongación de la parte septentrional de Luzón; en cambio, se aparta de aquella el grande arco de las islas Liu-Kiu. Allí se repite la disposición observada en las Antillas, en las islas Andaman y Nicobar y en las de Banda, y que tiene analogía con la de los Cárpatos y los Apeninos; a saber: que los fragmentos de cordillera están en el exterior y los volcánicos en el interior.

El Japón, como Nueva Zelanda, consta de trozos de una cordillera sencilla, sin virgación como en Filipinas, ni tan grande desmenuzamiento como el de las islas del mar de Banda o el arco de las Liu-Kiu. La parte meridional, rodeada de profundos mares, se compone de una cordillera disimétrica plegada hacia el océano; los hundimientos de su borde interno se revelan en las rocas de los circos del Sampei y del Daisen. La zona media corresponde a Chungoku y los peñones graníticos del mar interior (que separa del océano la isla de Sikoku); las zonas externas ocupan la parte oriental de la isla de Kiu-Siu, así como las montañas de Sikoku y de Kii, compuestas de rocas antiguas, caliza carbonífera superior, depósitos secundarios y también terciarios, poco desarrollados los últimos, que se arrumban al ENE. Esas montañas se doblan hacia el interior, en el *esfenoide de Akaishi*, cuña producida por la región de fracturas arrumbadas al norte, 25° este, que constituye la *fosa grande*, jalonada por potentes asomos de productos volcánicos, que corta la isla de Hondo en dos mitades y que sirve de demarcación al

Japón del sur con el del norte. En éste hay una segunda cordillera (que se une a la del sur) y presenta al oeste, en la zona interna, las fosas volcánicas de hundimiento del Gwassan, Shokai, Morioshi e Iwaki (que recuerdan los golfos de Nápoles, Salermo, Santa Eufemia, la bahía de Argel y las demás fracturas circulares que rodean el Mediterráneo occidental en la vertiente interna de los Apeninos y de la cordillera del norte de África), mientras las zonas externas describen un arco desde el frunçe de los montes Quanto.

En la isla de Yeso se extiende transversalmente, o sea en su mayor anchura, de NNO. a SSE., una larga cadena de terrenos plegados; a esta causa (resalto de los bancos resistentes) debe la isla su figura romboidal, como las de Sikoku y Kii y también la de Wight, en Inglaterra. Se duda de que la isla de Sajalin sea prolongación de la de Yeso.

En las islas Kuriles se alinean en amplia curva veintitres conos volcánicos, diez y seis de ellos no extinguidos. Faltan los terrenos sedimentarios. La serie de volcanes (que seguimos desde la parte oriental de la isla de Yeso) penetra en la península de Kamchatka. Con arreglo a lo que ocurre en las Liu-Kiu, en las Antillas y arcos insulares de la misma especie, debe suponerse que la cordillera hundida de las Kuriles se halla en Kamchatka al este de la línea de volcanes y, en efecto, cual restos visibles de la cordillera de las Kuriles deben considerarse por analogía los afloramientos de pizarras cristalinas y otras rocas análogas de toda la costa oriental de Kamchatka y, por lo tanto, al este de la línea de volcanes. Pero al oeste de éstos hay fajas de granito, neis y pizarras antiguas, y más al oeste un grupo de cinco volcanes extinguidos que forman una zona occidental distinta. Parece, pues, que hay en Kamchatka dos segmentos de arco: uno oriental, continuación de las Kuriles (con los volcanes activos y las rocas antiguas de los promontorios orientales) y otro occidental, que comprende las alturas occidentales y los volcanes extinguidos.

Así se dibujan en el NE. de Asia el *arco de las Liu-Kiu, el del Japón meridional, el del septentrional, el central de las islas de Yeso y Sajalin, el de las Kuriles y el doble arco de Kamchatka.*

Para vislumbrar la relación de estos arcos con las cordilleras del continente asiático revisa el autor la estructura de China y de la parte NE. de Asia.

En el norte de China y en el sur hasta Yun-Nan no se conocen depósitos marinos secundarios ni terciarios, ni hay terreno siluriano ni devoniano entre el Wei-Ho y la Mongolia, al norte de Tsin-Ling-Xan. En esa región el carbonífero yace sobre capas que encierran la fauna primordial. Si el mar avanzara hasta el borde de las montañas, el macizo de Chan-Tung emergería como isla con sus rocas paleozoicas horizontales y el substráctum arcaico que corresponde a un plegamiento antiquísimo, cuya dirección no difiere mucho de la de los modernos del Japón meridional. Dicho macizo, a un lado del mar Amarillo, forma pareja con el de Corea, situado en la otra orilla.

Richthofen (que tan bien estudió estas partes del mundo) comparaba con una parrilla un sistema de cordilleras paralelas; por esa razón se refería a la *parrilla de Pekín* al tratar de la serie de sierras antiguas arrumbadas al norte, 60° este, cuyas directrices primitivas son apenas reconocibles y mucho menos que las fracturas longitudinales con labios doblados y monoclinales, según las que toda la

región montañosa desciende por una serie de escalones sucesivos desde Mongolia a las grandes llanuras de China. A unos seis grados al sur de Pekín se alzan las nevadas cumbres del Tsin-Ling-Xan, compuesto de neises en su ladera septentrional y de terrenos más modernos en la meridional y que separa la China del norte de la del sur.

Al sur del Tsin-Ling-Xan hay una ancha zona neísica, con la dirección NE., que predomina en el mediodía de China y se llama dirección *siniana*. Sigue a la depresión de Han-chung-fu una zona de pliegues tendidos al sur, que comprende siluriano, devoniano y caliza carbonífera, sobre 'los que yace al sur una nueva serie de sedimentos, entre los que hay capas de carbón del jurásico inferior. Todos estos pliegues, que corta en diagonal la costa, llevan el mismo rumbo OSO., que, según se dijo, domina también en el Tonkín.

En Europa, la recurrencia de los plegamientos tendidos hacia el norte muestra cómo persiste la dirección del plegamiento en una región a través de las edades. Así, en China, se advierte que los pliegues antecambrianos, arrasados y luego cubiertos de sedimentos cambrianos horizontales, tienen la misma dirección NE. que domina al sur del Tsin-Ling-Xan en la extensa región, plegada en época muy posterior que llega hasta el Tonkín. Esa dirección del *sistema siniano* domina también en toda la parte NE. de Asia, desde la Gran Muralla al mar Glacial.

El Tai-Han-Xan, el Gran Jimgam, en Mongolia; los Iablonoyi, en la Transbaikalia, y la parte oriental de la divisoria de los Estanovoi representan el borde de otras tantas mesetas que han descendido hacia el Pacífico.

El arco del Japón meridional se relaciona con la parte septentrional de la costa de rías y del sur de China, que envuelve los trozos de mesetas cercanos al mar Amarillo. Converge con él en condiciones excepcionales el arco del Japón septentrional, exteriormente al que se halla el central de la isla de Yeso, que parece parte del de Sajalin. Más allá, en el lado externo, el arco de las Kuriles, con la parte oriental de Kamchatka, y en el lado interno, el fragmento del oeste de esta península. Estos arcos no convergen en igual forma que las cordilleras asiáticas en el Jhelam o las armóricas y variscas en Francia o los Urales y el arco de Nueva Zembla en Konstantinow Kamen; los arcos insulares se unen o se reemplazan lateralmente, siguiendo ángulos obtusos; pero desde las islas Aleutianas hasta América adquieren mayor individualidad y su misión se asemeja más al funcionamiento normal, de modo que casi todos los arcos se relacionan con la estructura del continente de Asia, que se compone de un fragmento de la Indo-Africa, el Indostán y de un compartimiento de la superficie terrestre, con pliegues que avanzan hacia el sur, interrumpidos y separados por mesetas como macizos rígidos, pero en los que se reconocen antiquísimas señales de plegamiento en igual sentido. Afirma Suess, y demuestra más adelante, que el Himalaya termina en el Brahmaputra; detrás, tectónicamente, están las cordilleras que se unen a las meridianas del Yu-nan y se prolongan en el arco malayo que sigue por las islas del mar de Banda hasta Nueva Guinea. Detrás del malayo se halla el del Japón, probable desviación de los del sur de China, detrás de los cuales se hallan los de la Siberia oriental. La costa oriental de Asia no es, en suma, una serie de cordilleras independientes que avancen en el mar, sino *una gigantesca virgación de Eurasia en toda su anchura*, con separación progresiva de los pliegues hacinados que en el interior del continente forman tan poderosas cordilleras. A la vez, el extre-

mo de cada uno de los ramales en el mar tiende a encorvarse hacia el norte y de ese modo forman las guirnalda insulares del este de Asia.

En la zona de volcanes y trozos de cordilleras que se extiende desde las islas del Comendador, por las Aleutianas, hasta la península de Alaska es donde mejor se advierte la disposición en arco, que, según Greenwich, semeja una cuerda de nudos tendida entre los pilares rocosos de América y de Asia y que, al ceder a su propio peso, atraíase a sus soportes (concepto, según se considere, favorable u opuesto al moderno de Wegener de que las islas son restos de continentes que éstos abandonan al derivar).

Interviene en la constitución del arco de las Aleutianas una zona importante de volcanes que penetra en el continente americano. Es manifiesto el contraste entre la dirección de las Aleutianas y la de las altas cordilleras que bordean la costa del Pacífico en América. Tras la región volcánica de Wáshington y el Oregón, se alcanza la de las Basin-Ranges, de dirección meridiana y con los descensos producidos según fallas longitudinales. Desde el cretáceo inferior y acaso desde antes, la región comprendida entre los montes Wasatch y la costa del Pacífico ha sufrido «tendencia recurrente a una compresión en igual dirección». En la región de las Basin-Ranges, y especialmente en la parte septentrional, en el sur del Oregón, se hallan señales de movimientos tan recientes que aún no los ha borrado la vegetación.

En América central la cordillera de las Antillas queda cortada bruscamente cerca del Pacífico.

En América del Sur, hasta el cabo de Hornos, sigue determinando la dirección de las costas la de las cordilleras.

COMPARACIÓN ENTRE LOS CONTORNOS DEL ATLÁNTICO Y LOS DEL PACÍFICO

Lo dicho en los capítulos anteriores permite determinar las diferencias entre las costas del Atlántico y las del Pacífico.

Para ello recuérdese la tendencia a la disposición simétrica en la región atlántica; la cuña axial de Groenlandia, las cordilleras neísicas del norte de Europa y de América; los escudos que hay detrás de cada una, el Báltico y el Canadiense, con sus cenefas paleozoicas, bahías someras y líneas y lagos de glint.

La cordillera caledoniana de Escocia y las Hébridas rompe la simetría atlántica, pero a las costas de rías americanas recortadas en los pliegues de las cordilleras de Terranova, Nueva Brunswick y Nueva Escocia, formadas hacia el fin del período carbonífero, corresponden las de la cordillera armoricana, plegadas en igual época. Existen estas costas de rías desde el Shannon a las cercanías de la Rochela. Y más abajo, en España, las que han dado nombre a las demás corresponden a los últimos contrafuertes de los Pirineos, que, lo mismo que los Alpes, debieron formarse tras el hundimiento de las cordilleras antepermanas. Al fraccionamiento y reconstrucción de las cordilleras plegadas deben su variadisimo aspecto las costas atlánticas de Europa; al revés que las de América del Norte, donde sólo en latitud mucho más baja aparece un mediterráneo que separa del océano

el arco convexo de las Antillas y que corresponde al de la cordillera Bética. Las de América del Norte y del Sur (al menos en el Brasil) vuelven la espalda al mar, de modo que las zonas internas rodean al Atlántico y los segmentos de arcos llegan al cabo Corrientes y a la isla de los Estados.

En la parte norte del Africa occidental no se conoce el extremo del Gran Atlas; más al mediodía hay fallas tabulares.

De todo ello se deduce *que en ningún sitio (excepto las Antillas y Gibraltar) determina la costa atlántica el borde externo de una cordillera plegada; y que, en cambio, el borde interno de haces y de pliegues, las costas de rías (que indican descensos en las cordilleras), las fracturas marginales y fallas tabulares, son los distintos elementos que determinan el dibujo de las orillas del Atlántico.*

Igual disposición tienen las del Indico hasta el este del Ganges (donde llega al mar el borde externo de las cordilleras de Eurasia), cual lo demuestran las fracturas de la India, de la costa oriental de Africa y de Madagascar. Sólo en el golfo Pérsico alcanza el mar parte de las zonas iraníes externas.

También tiene estructura atlántica la costa occidental de Australia, muy análoga a las del Brasil, ya que allí los haces de pliegues vuelven su espalda al oeste y se prolongan por Nueva Zelanda y Nueva Caledonia.

El macizo arcaico atlántico de Groenlandia contrasta en el norte del Pacífico con la guirnalda insular del arco de las Aleutianas y sus terrenos mesozoicos plegados, volcanes activos y entroncamiento de arcos sucesivos, que recuerdan el de las cordilleras de la India.

La costa occidental de América, desde la bahía Kenai al litoral mejicano, corresponde al borde externo de una cordillera. En América del Sur, desde Guatemala, donde las Antillas cortan a América Central, forma la costa una cordillera sin terrenos fosilíferos anteriores al neocomiense, que recuerda las litorales de California y también las de las islas Nicobar y Andaman y que llega más allá del Cabo de Hornos. En la costa oriental de Asia se halla una serie de cordilleras del mismo sistema y plegadas en igual sentido.

Es muy dudosa la existencia de un arco antártico que acabe de circunscribir el Pacífico.

Por tanto, *excepto un trozo de la costa de América Central, en Guatemala (donde ha descendido la cordillera vorticiforme de las Antillas), los bordes del Pacífico se componen de cordilleras plegadas hacia el océano y cuyos pliegues exteriores sirven de límite al continente o le forman una cenefa de penínsulas o de islas.*

Recuérdese, además, que las abundantes islas volcánicas del Atlántico se agrupan como las Azores, Canarias y Cabo Verde, o forman líneas rectas cual las del golfo de Guinea. Nunca hay líneas volcánicas curvas, salvo en las Antillas, donde irrumpe el tipo del Pacífico. La isla Kerguelen, en el sur del Atlántico, es volcánica, pero sus lavas contienen restos orgánicos que indican que perteneció a una tierra extensa y que sus asomos volcánicos no son submarinos. Es muy análoga a las Feroer e Islandia.

Pues bien: en la región del Pacífico las cordilleras arqueadas contienen a veces volcanes en el eje, o se presentan en trozos (isleños o no) y con volcanes en el borde interno, como las Nicobar y Andaman; o bien son arcos volcánicos de los que han desaparecido casi por completo los restos de la cordillera, como en Java, o ya son exclusivamente volcánicos, como las Kuriles.

Hemos dicho que sólo en las Antillas se da el caso de que corte transversalmente a la costa del Pacífico una cordillera plegada; pero en el punto preciso en que esta cordillera (tan semejante a las de América del Sur) cortaría a la prolongación de los Andes, si se continuase su curva, se hallan las islas Galápagos, volcánicas y agrupadas según el tipo atlántico.

Richthofen dijo que la cuenca del Pacífico, que orlan fracturas escalonadas, es el geosinclinal más importante del Globo y como, además, las cordilleras le dan frente, es también caso grandioso de la tendencia a la cobijadura de las depresiones.

Al mismo tiempo que los pliegues se hacinan a orillas del Pacífico, la pendiente general del suelo de América es hacia el Atlántico, de donde resulta que la casi totalidad de sus aguas corre hacia el último; cosa análoga, aunque menos marcada, ocurre en el resto del mundo, por lo cual Tillo llamó «divisoria de aguas principal del Globo» a la línea que va del cabo de Hornos al estrecho de Bering a lo largo de la costa oeste de América; después, por toda Asia hasta más allá del desierto de Siria y luego en África por el este de la cuenca del Nilo hasta el Cabo de Buena Esperanza.

Por último, hay que advertir algo importante para la historia de los mares, según se verá en el resto de la obra: que *del interior hacia las costas pacíficas se completa la serie de capas mesozoicas marinas*, lo cual no ocurre en las atlánticas.

Trata el autor, en los tres capítulos que siguen, de las antiguas sumersiones y emersiones y de si pueden explicarse mediante la teoría de las oscilaciones seculares de los continentes. Para ello estudia los cambios de extensión de los mares paleozoicos, mesozoicos y terciarios y la índole de sus depósitos.

Por lo que se refiere a la extensión, recuerda el hecho, ya citado, de que *la serie mesozoica se completa conforme se avanza hacia el Pacífico desde los continentes inmediatos*. Respecto a la índole de los depósitos, analiza la formación de las capas de hulla y de las calizas.

Para estudiar la historia de los mares precisa partir del conocimiento de su estado actual; pero Suess advierte el poco adelanto de tales conocimientos y, con efecto, desde entonces se ha formado lo que se sabe de Oceanografía, ciencia tan moderna y precisa para el geólogo y el paleontólogo. No obstante, examina (como quien bien los conocía) los datos entonces más nuevos, relativos a las últimas exploraciones de las zonas marítimas profundas, llenas de dificultades, especialmente por la de hallar con la sonda una cantidad de organismos que fuese siquiera comparable con la que en las capas del terreno se hallan de los antiguos mares.

En las formaciones de estos mares antiguos se distinguen los productos de evaporación, tales como el yeso y la sal gema; los materiales de origen clástico, cual la arena y el fango, y las formaciones orgánicas, como los arrecifes de coral. A éstas hay que añadir los productos volcánicos y otras clases de restos orgánicos; por ejemplo, el fango de globigerinas.

Nota también Suess que la composición de las capas de sal y productos que las acompañan demuestra que las sustancias minerales disueltas en el agua de los an-

tiguos mares eran las mismas que hoy, pero que la comparación se dificulta cuando se trata de hacerla, no en brazos de mar, más o menos abiertos, sino en las profundidades oceánicas.

MARES PALEOZOICOS

En los mares actuales es constante la temperatura hasta cierta profundidad y tampoco penetra allí la luz del sol, lo que suprime la variedad que imponen la noche y el día, las estaciones y la latitud. La fauna uniforme sólo sufre la influencia de la variación de presión con la profundidad. Es difícil comprender que se transforme ese mundo animal que en tales condiciones se halla, y fácil, en cambio, explicarse la extensión extraordinaria de ciertas faunas marinas antiguas. Si luego se recuerda que la proximidad a la superficie y a la costa aumenta la variedad de condiciones exteriores de existencia (que aún se incrementa en el suelo temporal o definitivamente emergido, donde los pulmones reemplazan a las branquias), se comprende también que una variación de profundidades y de cambios de la costa hayan determinado el desplazamiento y aun la destrucción de las faunas.

Una de las circunstancias que caracterizan parte de la fauna abisal es la transformación o la atrofia de los ojos, lo cual se advierte en las más diversas edades y clases del reino animal, lo mismo en trilobites cambrianos y silurianos que en artrópodos de nuestra época. La ceguera se produce por los dos procesos de atrofia directa y de hipertrofia. Una de las consecuencias de estas observaciones es que la fauna más antigua conocida del siluriano de Bohemia era transformada, pues esas especies ciegas indican una transformación de otras más antiguas.

De igual modo que, como antes se dijo, los depósitos de sal de las épocas pasadas atestiguan la identidad de sustancias disueltas en el agua marina y la concordancia en el orden de las cristalizaciones, la estructura de los ojos en los más antiguos organismos indica que la luz solar penetraba entonces en los mares en condiciones análogas a como hoy lo efectúa.

Suess no halló paridad de criterios acerca de la clasificación de *mares profundos* y adoptó el de designar por este nombre a la zona inferior a la variable profundidad en que aparece la fauna cosmopolita.

Al tratar de las regiones superiores, donde es mucha la variedad de sedimentos en cada una de sus distintas zonas, recuerda que los detríticos y los de vegetales terrestres pueden alcanzar grandes honduras, y sábase también que igual ocurría en los mares antiguos, cual lo demuestra el que en algunas pizarras cambrianas con trilobites ciegos se hallen guijarruelos de cuarzo abigarrado.

Conviene notar que la franja de depósitos detríticos tiene muy variable anchura y espesor y que, allí donde se acuñan o desaparecen, los sedimentos marinos son más blancos, debido a que, en general, se deposita caliza. Ahora bien: hay que advertir que ésta se forma a veces a escasa profundidad, al nivel del mar y en condiciones muy variadas. Por ejemplo, en el edificio coralino compacto no ocurre tan sólo que los organismos vivientes segreguen el carbonato de calcio y determinen la forma de la construcción (caso, al fin, particular de formación de la

caliza, que casi siempre se presenta estratificada), sino que las olas arrancan partículas de esos edificios coralinos y forman un barro calizo, que se deposita en el fondo, como el que procede de la destrucción de otros animales marinos, salvo caso en que disuelva esa caliza el ácido carbónico que suele abundar en las profundidades. Ciertas circunstancias revelan la acción de la atmósfera y, por tanto, la emersión pasajera de los bancos calizos; por ejemplo, la existencia en la caliza blanca de partes más arcillosas o de pedazos de arcilla de color rojo vivo, que corresponden a los productos de disolución de aquella roca; otro indicio de emersión es la existencia frecuente de fosfatos de origen análogo al de las actuales capas de guano.

Hace tiempo se admite en la serie de los sedimentos lo que Newberry, en 1860, denominó *Ciclo de deposición*, que, en esencia, es como sigue: una facies detrítica determinada por el avance del mar y que indica el comienzo de una formación; luego, conforme se acentúa el movimiento positivo, en el sitio donde se depositó el guijo, se deposita arena fina (que corresponde a paraje más alejado de la costa, ya que ésta va retrocediendo); por fin, se deposita la arcilla de las zonas marinas más profundas. Si al movimiento positivo sucede otro de reposo (como larga marea muerta) se forma caliza en cualquiera de las condiciones antes expresadas. Un movimiento negativo reproducirá los depósitos detríticos antes citados, pero en orden inverso. Según esto, los límites de los terrenos corresponderán a la máxima de los movimientos negativos y el centro a la de los positivos.

Hay que tener presente que los principales límites de los terrenos creados y apellidados en Europa se han podido aplicar a todo el planeta, por lo que debe admitirse que en los depósitos *hay paridad, pero no exacto sincronismo*; así nos permitimos interpretar las frases de Suess concernientes a la imposibilidad de que los ciclos se extiendan a todo el Globo y a la necesidad indudable de que una fase negativa se compense con otra positiva en otro punto de nuestro planeta. A propósito de esto, insiste Suess acerca de la imposibilidad de atribuir tales fenómenos a levantamientos del suelo, porque es propio de esta clase de movimientos ser limitados y diversos, no uniformes y generales.

El espesor de los terrenos sedimentarios llega a veces a miles de metros; pero para deducir de ese espesor la amplitud de los desplazamientos de la orilla hay que tener en cuenta que todo movimiento negativo (que tiende a disminuir la profundidad) tiene a su favor el progreso simultáneo de la sedimentación, y que un movimiento positivo sólo aumenta la profundidad del mar cuando su amplitud sobrepasa al espesor de los depósitos. Además, no siempre se pueden sumar los bancos sucesivos de naturaleza detrítica como si se tratara de los calizos, porque eso presupone que aquéllos se hayan acumulado en la misma vertical, cuando lo cierto es que, con frecuencia, se acumulan en taludes submarinos que avanzan progresivamente.

Esto sentado, fijémonos en la situación que ocupan los sedimentos detríticos paleozoicos en el Atlántico septentrional, a fin de hacer hipótesis sobre la situación del continente a cuyas expensas se ha formado.

En América del Norte, los mayores espesores de pizarras y areniscas cambrianas y silurianas están cerca de la costa del Atlántico y en orden decreciente del Canadá al Misisipí; como algo análogo se observa en el norte de Europa, se de-

dujo que el citado supuesto continente debió existir donde ahora la parte norte del Atlántico. Advierte el autor que este continente perduró hasta época muy moderna de la historia del Globo. Respecto de América, los dos pisos inferiores cambrianos sólo se conocen en el este y en el oeste; entre ellos se extiende el piso de Potsdam, que marca el borde meridional del macizo arcaico del Canadá y en Nevada aumenta de espesor y se carga de caliza. Hay que advertir que en muchos puntos no cubren a la arenisca de Potsdam los depósitos silurianos, sino al carbonífero, cual ocurre en las Montañas Rocosas y en el Gran Cañón del Colorado. La transgresión carbonífera circunscribe la zona donde pueden estudiarse los depósitos posteriores a la fauna primordial.

El siluriano, cuyo límite inferior señala el cambio de fauna con igual claridad a ambos lados del Océano, termina por su parte superior, lo mismo en Inglaterra que en América del Norte, con una grande e indudable disminución de la profundidad del mar, que también se advierte en la región báltica, en la Galicia oriental y partes inmediatas de Rusia. De modo que desde el centro de los Estados Unidos hasta el Dniester se hallan bancos de dolomías con *Eurypterus* de formación somera, que en el Estado de Nueva York se apoyan en un grupo salífero y en Inglaterra degeneran hacia arriba en las hiladas inferiores de la arenisca roja antigua.

En la Gran Bretaña y en las provincias bálticas la mayor parte del terreno devoniano se compone de arenisca roja antigua, con muchos peces y en algunos puntos plantas terrestres, pero sin corales ni conchas marinas. En cambio, en el centro de Europa falta la arenisca roja y la sustituyen pizarras y cuarcitas y, a veces, calizas con ricas faunas marinas. Las localidades fosilíferas del Harz y Bohemia constituyen el *piso herciniano* de Käiser, quien compara ese piso marino con los del triás alpino, rético y titónico, que tampoco se encuentran en el norte de Europa; son equivalentes pelágicos de aquellos periodos, y los que aparecen en el norte son depósitos sub-litorales o faltan en absoluto. Estas formaciones pelágicas se hallan, además, en los Alpes orientales, en los Pirineos y en el sur de las Urales.

En Rusia existió una grande transgresión devoniana, y no puede comprobarse en el centro de Europa otra semejante, pero sí se comprueba que al norte dominan las formaciones litorales y al sur las pelágicas.

Los equivalentes cronológicos de la transgresión devoniana rusa se manifiestan al otro lado del Atlántico; de forma que *en la misma época el mar devoniano se extendió desde las Urales, por la llanura rusa, y desde las Montañas Rocosas por el valle del Mackenzie*. A ambos lados del Atlántico se observa a la vez la fase positiva de la mitad del periodo devoniano.

Al tratar del terreno carbonífero declara el autor que se ceñirá a la región atlántica septentrional, considerada en sentido lato; o sea a la parte de zona templada del norte comprendida entre las Urales y las Montañas Rocosas, pues en toda ella predominó durante el periodo carbonífero tal concordancia, que pueden examinarse simultáneamente los diversos pisos de la serie en distintas regiones y además comparar la europea con la americana. Por fuerza ha de resultar con exceso conocido lo que Suess necesita recordar acerca de la formación del carbonífero para la exposición de sus teorías, si bien ha de tenerse en cuenta la novedad de sus citas y apreciaciones en la época en que las hizo.

Dice, pues, el geólogo de Viena que los sedimentos del período carbonífero comienzan casi en todas partes por un depósito de arenisca de espesor variable, a veces enorme y con frecuencia de 400 a 1.000 metros. En él se hallan capas de hulla explotable; a veces se asocian las plantas terrestres con fósiles marinos; sus nombres más comunes son el de *Califerous Sandstone* que recibe en Escocia y *Lower Coal Measures* en el Canadá. A este nivel corresponde la *caliza amigdaloides*, con goniatites, de los Pirineos y de Asturias.

Sobre este piso sigue en Europa y en América la *caliza carbonífera*, de gran potencia y con rica fauna marina, que indica prolongado régimen pelágico en la mayoría de las regiones; alcanza a veces cerca de los 1.000 metros de espesor.

Luego se presenta en Europa otro piso que es desconocido en América: el llamado *culm*; depósito de formación litoral con mezcla de vegetales terrestres y conchas marinas y que afirma Suess que algunos autores creían en íntima relación con la *arenisca estéril* o *Mittlstone grit*, depósito arenoso que allí donde no existe el culm yace directamente sobre la caliza carbonífera. Esa arenisca estéril se halla también en Pensilvania, Virginia y Tennessee. Dana afirmaba que la existencia de ese nivel sobre el de la caliza carbonífera, a ambos lados del Océano, probaba la simultaneidad de los fenómenos geológicos.

Tantos problemas se relacionan con el del origen de la hulla que Suess le dedica especial atención al tratar de aquellos tramos de la formación carbonífera en que se acumula la mayoría de los yacimientos de combustibles fósiles.

Al comenzar esa fase el régimen marino se hizo menos general, aunque sin cesar por completo; en los potentes depósitos de areniscas y de pizarras (sedimentos detríticos terrígenos) se repiten las capas de hulla, mas no es raro que con las hullíferas se intercalen niveles marinos, lo que se ha atribuido a menudo a repetidas oscilaciones de la tierra firme. A fin de dilucidar en lo posible estos problemas, Suess pasa a examinar las diversas fases con que puede presentarse el terreno hullero y comprobar que, comenzando por el oeste, se ve que sobre la fauna marina de la caliza carbonífera existe en el culm y en los niveles asociados con la hulla otra fauna marina, no bien definida, a la que sigue la del carbonífero superior, o sea la de la caliza de fusulinas.

En América del Norte, en Utah y Nevada, todo el carbonífero se compone tan sólo de depósitos marinos que alcanzan enorme espesor, el cual disminuye mucho hacia el este, en el borde exterior de las Montañas Rocosas y hasta Dakota. Al este, pasada la región de las praderas, comienzan las venas de hulla y más allá de Missouri e Iowa hay ya venas explotables, pero siempre asociadas con bancos de origen marino. Las intercalaciones marinas continúan hasta Ohio y Virginia occidental y cesan en Pensilvania, así como en el este del Canadá.

En Europa distingue el autor dos grupos de cuencas: las situadas en el borde externo de las cordilleras armoricana y varisca, o al norte de dicha cenefa, y que comprende las cuencas hulleras de la Gran Bretaña, norte de Francia, Bélgica, Westfalia y las de la Alta Silesia y Moravia, en las que hay intercalaciones marinas y el terreno hullero sigue concordante a los depósitos anteriores; el segundo grupo, que comprende las cuencas del Saar, centro de Bohemia y Schatzlar-Waldenburg, en las que no hay intercalaciones marinas, o sólo escasas señales, y el carbonífero yace en discordancia sobre cualquier otro terreno.

En Asturias sigue a la caliza carbonífera la flora del culm, a la que sucede una

serie de capas alternantes con vegetales y conchas marinas que suben hasta el nivel de las intercalaciones de América, o sea hasta el horizonte de la caliza de fusulinas (1).

En Rusia no falta la alternancia de bancos marinos y capas de hulla, pero allí no se repite a menudo y sólo se produce en los horizontes inferiores, muy por debajo de la caliza de fusulinas.

En las cuencas del norte de China existen las mismas intercalaciones de bancos marinos y también allí la arcilla detrítica en transgresión a la caliza carbonífera; en cambio, en las de China meridional las capas marinas del carbonífero superior cubren directamente al hullero.

Recuerda aquí Suess la divergencia de opiniones acerca de la formación de la hulla; las discusiones sobre la formación *in situ*; la situación vertical de los troncos; las dudas acerca de la rapidez o lentitud de la formación de los depósitos que las envuelven; la luz que sobre esto puede arrojar el estudio de la marcha de los médanos sobre bosques y turberas, y habla de la conocida teoría de Grand'Eury acerca de la no formación *in situ* de las capas hulleras y del amontonamiento de vegetales muertos arrastrados por las aguas.

Fuera de estas consideraciones generales se fija particularmente en el hecho de que las capas de hulla suelen desdoblarse y que entonces se intercalan cuñas de roca estéril.

Así diferencia los tres elementos del terreno hullero: los bancos marinos, calizos casi siempre, a veces pizarreños, formados progresiva y lentamente; las capas de arenisca o de arcilla pizarreña, que varían desde el grueso de una hoja de papel hasta ser potentes masas cuneiformes, y que, por lo general, presentan indicios de acumulación rápida y estratificación oblicua; por último, las capas de hulla, gruesas con frecuencia cerca de la orilla y que se desdoblan hacia el mar a causa de las citadas intercalaciones estériles. En cuanto a la formación de éstas, lo mismo las que se deben a un medio palustre, que llama *linmicas*, que las de medio marino o *parálicas* y a la deposición de venas *in situ* o *autóctonas*, o de flotación o *alóctonas*, recuerda la explicación de Stevenson acerca de las capas de Pittsburg, donde dice que, a su juicio, existió una sola y continuada formación pantanosa, pero que en las proximidades de la orilla, las alternancias de reposo y movimiento positivo del agua motivaron la acumulación de fangos o exclusivo depósito de restos vegetales. Explicación que aclara notablemente mediante el examen de los fenómenos que se producen en regiones como los lagos mejicanos, los del centro de Africa y ríos del mismo país como el Lualaba y el Lucuga, y me permitirá añadir que también se aprecian en el *gapo* del Amazonas.

En suma: deduce para su objeto que no puede admitirse que a cada intercalación marina corresponda una oscilación de la costa, pues a ello se opone el desdoblamiento de las capas *linmicas*; sólo puede admitirse esta alternancia cuando haya capas autóctonas que alternen con bancos marinos. Todos estos fenómenos fueron tranquilos y lentísimos, pero es indiscutible que en la parte media de la época hullera se produjo la surrección de algunas grandes cordilleras plegadas, su arrasamiento y la transgresión de nuevas capas de hulla sobre las cabezas de aquellos bancos donde se encerraban las más antiguas.

(1) Recuérdese lo relativo a síntesis tectónica de Asturias contenido en la obra *Criaderos de hierro de Asturias*, por D. Luis de Adaro. Madrid, 1916.

Es difícil imaginar la cantidad de tiempo necesaria para los plegamientos y erosiones del terreno hullero. La base del carbonífero, la *calciferous sandstone* en Escocia, cuyos equivalentes americanos ya se han citado, presenta la repetición de oscilaciones de la línea de costa con tendencia positiva predominante. Luego el movimiento positivo conduce al piso pelágico de la caliza carbonífera, de enorme espesor, rica fauna marina y en transgresión sobre los pisos paleozoicos anteriores, ya que los cubre desde el extremo norte hasta el Brasil y Australia y aun rebasa sus límites; en las Islas Británicas y el Spitzberg cubre a la arenisca roja devoniana, pasa gran parte de las cordilleras asiáticas y en China cubre, en concordancia, al paleozoico; de igual modo, en el extremo occidental, o sea oriental de los Estados Unidos, cubre y desborda al devoniano, y en Dakota y las Montañas Rocosas yace, como en el norte de China, concordante sobre el cambriano. En el fondo del Gran Cañón del Colorado una grande erosión separa las capas cambrianas de la caliza carbonífera, que, más al oeste, en California, es la única representante de la serie paleozoica.

Sucede a esta transgresión una fase negativa muy general y aparece entonces la flora del culm, la de los primeros horizontes de la serie hullera que se deposita con todas las circunstancias antes sólo esbozadas, por hartó conocidas.

Sigue al fin una regresión marina que produce el mar del carbonífero superior o de la caliza de fusulinas, que no se extiende tanto hacia el norte como la caliza carbonífera.

Luego se extendió el Rothliegende por Rusia, el centro de Europa y algunos puntos de los Alpes meridionales; más tarde, continuando el movimiento positivo, apareció el Zechstein desde Rusia e Inglaterra por el norte de Alemania. En el mar, poco profundo, cristalizaron la sal gema y el yeso. Mientras se producía esta transgresión procedente del norte, llegó del sur una nueva fauna (mezcla de tipos carboníferos y permiano y otros nuevos) que se halla desde la Cordillera de la Sal, en la India, hasta Sicilia, por las altas montañas de Asia, el Afganistán, el valle de Araxos, etc. Entre tanto se dibujaban los contornos de un extenso continente que constituyó uno de los rasgos típicos de la fisonomía de la Tierra desde el fin del período carbonífero y durante largas edades: el *Continente de Godwana*, hoy dividido por el océano Indico y que comprende la península Indica, Australia y parte de Africa, y en el que se han hallado señales de una importante extensión glaciárica.

La historia de los mares paleozoicos da datos acerca de si los cambios de posición de los mares obedecen a descensos y levantamientos seculares de los continentes. Hemos comprobado la existencia de dos de los que sólo quedan fragmentos: el primero ocupaba el norte del actual Atlántico; resto suyo es Groenlandia, y Suess lo denomina Atlántida (que sólo en el nombre se parece al continente que imaginó Platón y aún tan discutido); el segundo es el de Godwana, que se acaba de citar y que se constituyó al final del carbonífero.

Al final del siluriano disminuyó notablemente la profundidad del mar, lo mismo en el este de los Estados Unidos que en Inglaterra y las provincias bálticas y hasta el Dniester. Luego la arenisca roja antigua comenzó la transgresión que culminó hacia la mitad del devoniano y sus depósitos calizos y dolomíticos avanzaron hacia Livonia y Curlandia, a la vez que cubrieron el borde del Escudo Canadiense. En las capas petrolíferas de la cuenca del Pechora se reconocen las de las orillas del Athabasca en los Estados Unidos.

Posteriormente retrocedió mucho la orilla y comenzó el período carbonífero. Después de las formaciones línicas o litorales se llega a la deposición de la caliza carbonífera, con las circunstancias de transgresión que se acaban de citar; reanudación del avance esta vez muy lento y que no alcanzó a tanto como el anterior.

Más tarde se presentó la nueva fauna marina, que, procedente de Asia, alcanzó a Sicilia, y llegó del norte el mar que depositó el Zechstein. Pero quedan varios puntos dudosos, cuales son los depósitos paleozoicos del Sahara, el Brasil y otras regiones no examinadas en la revisión que antecede. Además, faltan datos para comparar, dentro del período paleozoico, una región negativa con otra positiva que sea su complementaria. Los fenómenos positivos y negativos alternaban en la misma época en tan extensas superficies, que sólo pueden explicarse por abollamientos que formasen cuencas en la litosfera. En cuanto a los enérgicos plegamientos de la corteza durante el período carbonífero y en otras épocas, nada tienen de común con las sumersiones y emersiones generales. Así, las transgresiones se limitaron a nivelar y cubrir los pliegues armoricanos y variscos, que le son por completo ajenos en su origen.

MARES MESOZOICOS

En las costas del Pacífico se completa la serie mesozoica anterior al cretáceo medio desde el interior de los continentes hacia el litoral, lo mismo en California que en los Andes de Chile y del Perú; igual en el paso de las formaciones secundarias desde Australia a Nueva Zelanda, donde la serie mesozoica es más completa; de igual modo en el de China septentrional hacia el Japón, Sajalin y las Kuriles. En cambio, en el Atlántico, salvo las dos regiones tantas veces citadas como de tipo propio del Pacífico, a saber, las Antillas y las cordilleras del norte de Africa y sur de España, las costas de aquel mar no tienen en parte alguna depósitos mesozoicos marinos anteriores al cretáceo medio. Así ocurre desde el Cabo de Hornos hasta más al norte del Orinoco, de la Florida al mar Glacial y, por la otra orilla, hasta el Cabo de Buena Esperanza. También se ha repetido que el Océano Indico participa de ambas estructuras. De todo ello se deduce que *los actuales océanos son de distintas edades.*

Respecto de los depósitos del triás, adviértase que se hallan en el mar de Ojotsk, en muchos sitios del Japón, Nueva Caledonia, Nueva Zelanda y también en el Perú, California, Nevada, Montañas Rocosas, Vancouver y archipiélago de la Reina Carlota. También se conoce en las altas cordilleras asiáticas; es más abundante en Asia Menor, el Bajo Danubio, los Balkanes, los Cárpatos, los Alpes, los Apeninos, las Baleares y la Península Ibérica. Esto nos revela la existencia del mar que se extendía desde el interior de Asia al mediodía de Europa y que, según se ha dicho varias veces, denominó Neumayr *Mediterráneo Central* cuando estudió la repartición de los depósitos jurásicos.

Dentro del devoniano inferior, el piso herciniano; en el carbonífero superior, la caliza de fusulinas y los depósitos permocarboníferos de Yulfa son tres ejemplos

de formación de sedimentos marinos calizos en el sur y SO. de Europa, a la vez que en el centro y NO. predominaban los detríticos y de mares someros. Igual fenómeno ocurrió en la época triásica, pues en Alemania del Norte y del Centro, en Inglaterra y Francia son importantes los depósitos detríticos y sublitorales, lacustres y salíferos. La serie de los tres pisos: arenisca abigarrada, Muschelkalk y Keuper, es claro ejemplo de ciclo sedimentario. La parte media, el Muschelkalk, se compone de una masa lenticular de caliza que falta en la parte NO. Entre tanto, en los Alpes orientales se depositaban capas casi exclusivamente pelágicas con rica fauna. Allí alcanzan notable espesor las calizas y dolomías. El piso de calizas alpinas inmediatamente inferior al rético ha recibido el nombre de *Plattenkalk*. En cuanto a los bancos de calizas claras que cubren a las capas fosilíferas del rético, y suelen denominarse *Dachsteinkalk*, son recurrentes, a nivel algo más alto, de los bancos del Plattenkalk. En el espesor de los calizos se advierten fragmentos de color rojo vivo que recuerdan la *terra rossa* del Karst y los arrecifes coralinos emergidos de Oceanía e indican una descalcificación que no ha podido verificarse bajo el mar. En esas formaciones se advierten varias circunstancias interesantes relativas a la situación de los políperos que contienen: variable naturaleza de las capas y su estructura interna; a la especie de corteza de cal carbonatada que cubre algunos fragmentos, que no puede haberse formado bajo el mar y que es anterior a la cimentación de la roca. También es notable el modo de separación de los bancos, pero en especial hay que tener en cuenta las inclusiones entre banco y banco que se denominan *Zwischenmittel*, compuestas de sustancias arcillosas, pizarras bituminosas y con restos de peces, de algunas de las cuales hace tiempo que se extrae petróleo en el Tirol, y de ellas procede el llamado *aceite de San Huberto*. De todo esto debe deducirse que *las primeras intercalaciones réticas que cortan las calizas blancas y las dolomías de los Alpes tiroleses no son depósitos de mares profundos y encierran fauna litoral*.

En la serie rética de los Alpes las capas litorales ocupan el nivel inferior y son precisamente las que tienen mayor extensión en el resto de Europa. Puede suponerse que mientras se formaban bancos superiores del Plattenkalk se producían oscilaciones que terminaron en un movimiento positivo, pero tan débil que no tardó en emerger la superficie de las calizas. Luego se fué acentuando la tendencia positiva y se depositaron primero sedimentos terrígenos no arenosos, sino arcillosos y con moluscos litorales; avanzó el mar por el centro de Europa rebasando sus límites anteriores, y mientras que en los Alpes se depositaban, en agua más profunda, las capas de braquiópodos de la facies de Kossen, encima del Plattenkalk (sepultado en los sedimentos terrígenos), se formaban capas costeras de la facies de los Zwischenmittel, que alcanzaban hasta Inglaterra y Escocia.

Se comprueba que los movimientos positivos de la época rética no fueron locales ni bruscos, sino muy amplios en extensión, lentos y basculares.

Prescindiendo de un fósil rético aislado que se cita como procedente de Groenlandia, puede afirmarse que los depósitos marinos de esa edad no se hallan fuera de la región del Mediterráneo Central. En cambio, se han hallado depósitos con vegetales de la misma época en el centro y norte de Asia y en el Tonkín, en Australia, en la serie de Gondwana y del Karoo, la Argentina y el Este de los Estados Unidos.

No conocía Suess señales réticas marinas en los contornos del Pacífico.

Se ha visto que, gradualmente, y pasando por las oscilaciones del período rético, la alta mar ocupó el actual emplazamiento de los Alpes orientales, y que el litoral se hallaba en Escania y el NO. de Escocia. Las oscilaciones persistieron durante la época liásica. En general, sólo hay depósitos marinos en la parte alta del liás inferior y en la baja del medio. Es probable que estos dos niveles alcanzaran la mayor extensión en Europa. Durante el jurásico medio extendió el mar poco a poco su dominio, que culminó en la transgresión calloviense que se comprueba en Inglaterra, Alemania del Norte, Franconia, Polonia y Rusia.

En conjunto, se puede afirmar que el mar ocupó al principio de la época rética parte de los Alpes y de las grandes cordilleras asiáticas; se elevó su nivel por oscilaciones y cubrió gran parte del centro de Europa. Continuaron los movimientos oscilatorios durante el liás; comenzó una transgresión en el batoniense, y en el calloviense desbordó las capas fluviátiles del Sutherland e invadió Pomerania, Lituania, Polonia y los Urales, hasta el mar Glacial; por otra parte, alcanzó hasta Abisinia y Cach, si bien los siguientes depósitos ocuparon aún mayor extensión. En la época del oxfordiense superior, el mar invadió el macizo de Bohemia y llegó a Sajonia, Galizia y las orillas del mar Negro. Pero el piso kimeridgiense señala en toda Europa el retroceso general de las aguas.

Entre el jurásico y el cretáceo aparecieron en parte de Europa extensos y potentes depósitos lacustres que indican el régimen de *ciclos* y la concurrencia en el hemisferio norte de las mismas condiciones físicas, con larguísimos intervalos. Así se ha visto que interrumpen la serie de los depósitos marinos, periódicamente y en enormes superficies, formaciones de origen continental, como la arenisca roja antigua, el terreno hullero y las capas lacustres del wealdense.

Al final del jurásico, el piso kimeridgiense se extendía desde Portugal hasta Oremburg. Encima yace otro piso marino, el *portlandés*, que abunda más en el oeste de Europa; su zona marítima, que pasaba del Volga y que durante el kimeridgiense llegaba al Dniester, se retiró a los Alpes y los Cárpatos y no se sostenía en el Jura. En las lagunas, separadas desde entonces de las aguas marinas, se depositaba la arcilla, yeso y sal gema. *El amplio movimiento negativo que originó este régimen, tan distinto del anterior, separó a la vez la Europa oriental de la occidental.*

En un nuevo avance las aguas sumergieron las regiones inmediatas al mar alpino e invadieron el Jura y penetraron en Francia; pero en el norte de este país y en toda Inglaterra se desconocen esos depósitos marinos del neocomiense inferior. En Hannover e Inglaterra persistieron las aguas dulces, y entonces se formaron los depósitos wealdenses típicos. El mar avanzó más tarde hacia el norte y fué limitando los grandes lagos continentales y, cuando predominaron las formaciones marinas, comenzaron los depósitos urgonianos. De modo que el movimiento positivo se realizó por oscilaciones.

Lo mismo que se ha seguido la marcha de los depósitos desde los Alpes, por el Jura al Weald, se pueden reconocer en la Península Ibérica de SE. a NO., o sea de las Baleares al Atlántico.

En las Baleares (probable continuación de la cordillera Penibética) predomina, como en ésta y en los Alpes, la serie pelágica. Capas marinas representan al jurásico superior; encima se halla el neocomiense inferior, que en la Península se co-

noce cerca de Valencia, pero no en el interior (como no existe en las partes de la cuenca de París más alejadas de los Alpes). En las Atalayas de Alcalá, cerca de Castellón, hay al nivel del kimeridgiense unas calizas litográficas análogas a las de Solenhofen, pero los niveles que las cubren no son neocomienses (como podía esperarse), sino urgonianos.

Las capas wealdenses comienzan en el Sistema Ibérico, cerca de Teruel, y siguen, más al NO., en las provincias de Logroño y Burgos y hasta la costa de Santander, según los estudios de D. Pedro Palacios, D. Rafael Sánchez Lozano y don Salvador Calderón. En aquella parte de España comienza siempre la serie cretácea marina con el urgoniano, que prosigue por Vizcaya, Navarra, Aragón y Cataluña.

Se repiten los fenómenos del centro de Europa; las Baleares son, respecto a Santander, lo que los Alpes respecto del sur de Inglaterra.

En Portugal se extiende una faja wealdense desde Setúbal al cabo Espichel, y hay otros afloramientos de diverso tamaño al norte del Tajo. En la sierra de Cintra cubren al cretáceo bancos neocomienses.

No es difícil hallar indicios de una transgresión que corresponde a la purbeckiana en otros puntos de la Tierra. Así se sabe que en Polonia se advierten señales de una gran transgresión boreal infracretácea y que depositó el piso que llaman volgiense los geólogos rusos, el cual se sincroniza con el wealdense. Parece que mientras sus aguas retrocedían, otro mar avanzaba desde el NE. por Kostroma y Moscú, y a la vez por Oremburg y Simbirsk. A esta transgresión corresponde en Siberia la región situada al oeste del valle inferior del Obi, el del Yenisei y aun hasta el Amur.

En el este de Australia hay una transgresión aptense. En la Colonia del Cabo se halla la serie de Uitenhage, que también se encuentra en la costa oriental de la India y en el Cach; esa serie, desconocida en Europa, se superpone en la India a un jurásico de tipo europeo, lo mismo que lo hace en Rusia el volgiense inferior.

De la fauna marina jurásica de Europa sólo pudieron derivarse algunas formas pelágicas de épocas posteriores en la región alpina, pero la sub-litoral desapareció a causa, primero, de la gran regresión, y después, del régimen lacustre. Los elementos de nuevas formas proceden del exterior. Luego del final de los tiempos jurásicos, cuando quedó emergido el actual territorio europeo, se siguieron las ya citadas transgresiones crecientes, cuyo máximo (entre portlandés y purbeckien-se) no coincidió con el de modificación de la fauna; pero las sucesivas transgresiones tuvieron tanta más influencia sobre las faunas, cuanto que cada una de ellas, al establecer varias comunicaciones marinas, permitió la inmigración de formas nuevas.

Otro contraste entre Pacífico y Atlántico es que en las costas del primero abundan los depósitos infracretáceos, que no se hallan en las del segundo océano fuera de Europa, y aun aquí las orillas cortan bruscamente al wealdense y sus depósitos lacustres. Sin embargo, la fauna revela comunicación en la primera mitad del cretáceo, entre los mares europeos y los de la vertiente occidental de América del Sur, sin duda entre el Mediterráneo actual y las Antillas.

Las oscilaciones de los mares infracretáceos de Europa son anuncios de otra más importante, porque *afecta también a las costas del Atlántico*. Esta transgre-

sión, que abarca el cenomanense, turonense y senonense, se manifiesta en lo alto de la Meseta Ibérica, cruza Francia, llega al norte de Escocia; la han hallado las dragas a lo largo de las costas de Noruega y, por el centro de Europa, rodea el Báltico, se extiende a Polonia y Rusia, alcanza luego a la región cáspica, mar de Aral y llanos del Turán hasta el pie de las grandes cordilleras. Además, ocupa y rebasa los límites del Mediterráneo Central, pasa a Siria, parte oriental del Sahara y Arabia y existe en la península del Indostán. Se hallan también bancos de senonense marino en la isla de Disko y del cretáceo medio en Nueva Jersey. Desde el golfo de Méjico se propagó la transgresión hasta Chihuahua y Texas, y alcanzó la región de las Praderas, Kansas, Nebraska y Dakota, y por el Mackenzie llegó al mar Glacial. En América del Sur se depositó el cenomanense en la cuenca del Amazonas y llegó hasta el Pacífico, y más al sur forma el cretáceo el subsuelo de las Pampas y de la Patagonia.

En la costa occidental de África existe el cenomanense en Mosamedes, pero en la oriental contiene el cretáceo una fauna de tipo índico en las costas del Natal y meseta de Xillong. También se halla la transgresión cretácea en el oeste de Australia. Aunque la región del Pacífico ha sufrido tantos trastornos y la han contraído los fenómenos de plegamiento, puede observarse el cretáceo (de tipo índico) en algunos puntos como las islas de Yeso y Sajalin y también se reconoce el cretáceo medio en California.

Debe admitirse que existieron en aquellas épocas grandes superficies de tierra firme alrededor del polo Norte, sobre todo por la parte de Asia y al norte de China. A esa grande transgresión marítima (que afectó a las zonas ecuatoriales y templadas) siguió nueva y extraordinaria disminución de los océanos.

Ninguna de las transgresiones mesozoicas dejó depósitos muy profundos, aparte del senonense, en el norte de Europa. Los otros mares dejaron bancos detríticos con muchos fósiles. Se recordará de nuevo que desde la época triásica existía el Mediterráneo Central, que abarcaba desde Asia, por el Estrecho de Gibraltar, hasta América del Sur, cual lo indica la fauna barremiense de Bogotá. Es posible que su ensanchamiento progresivo originase el Atlántico por combinación de fenómenos orogénicos y transgresiones desde la época cenomenense. Recuérdese que en Bolivia se han hallado areniscas cretáceas horizontales a 4.000 metros de altitud.

La forma puntiaguda de los continentes hacia el sur se explica por la formación de cuencas de descenso con bordes concurrentes en el vértice meridional. Así Groenlandia es sector recortado de la Atlántida; la India, de la meseta de Gondwana, y el África austral, de esta misma meseta. Sólo América del Sur se compone, al oeste, de una cordillera plegada, y al este, de llanuras de acarreo terciarias.

Así, el mejor conocimiento de los fenómenos aparta de las hipótesis con que solían explicarse las sucesivas sumersiones y emersiones de los continentes.

MARES TERCIARIOS Y FORMACIONES CALIZAS RECIENTES

Lo mismo que al final del jurásico, hacia el del cretáceo el mar se redujo y en América emergió la región de las Praderas, a la vez que se formaba el piso de Laramie, de aguas dulces y salobres alternantes, donde aún no apareció la fauna

de mamíferos de la época terciaria, sino que perduraban los grandes reptiles del cretáceo. También se retiró el mar de la cuenca del Amazonas y en Europa de gran parte de Rusia y de los pilares del centro. Así como al final del jurásico se concentró el mar en el Mediterráneo Central y se depositaron capas alternantes marinas y de agua dulce, al final del cretáceo se depositó el piso *garumnense*, que corresponde al *purbeckiense* del jurásico y que se advierte en el norte de España (donde lo estudiaron Mallada y Vidal) y por el mediodía de Francia con sus tres pisos: las capas con lignitos de Foveaux, que se hallan cerca de Marsella; las calizas con *Lychnus* de Rognac (que también se hallan en España), y que contienen a veces bauxita, y el piso de las arcillas rutilantes, y señalan la separación de las faunas cretácea y terciaria. Análogos fenómenos se notan en Carniola, Istria, islas Quarnero y parte de Dalmacia, donde existe el que allí se denomina piso liburnense, que corresponde a la parte inferior del garumnense.

Con esta grande contracción del mar comienzan los depósitos terciarios, que Suess estudia en tres regiones: el Mediterráneo Central, las costas occidentales del Atlántico, desde el 43° norte hasta el Orinoco y las llanuras de Patagonia, el Paraná y la Tierra de Fuego.

Suess entiende por Mediterráneo Central, siguiendo a Neumayr, una ancha zona que abarca la Cordillera Bética, el sistema alpino y parte de las montañas asiáticas, y que caracteriza desde la época triásica la continuidad de la sedimentación marina, aun durante los mencionados períodos de fases negativas del final del jurásico y del cretáceo, pues las capas de esta última edad quedaron cubiertas por las terciarias. Este mar tan reducido tornó a crecer durante el *eocono*, que invadió la cuenca de París, parte de Bélgica, el SE. de Inglaterra, el valle de Loire, el este de España y los Pirineos; los Alpes, los Cárpatos, los Apeninos y Crimea hasta el Himalaya, y por otro lado el norte de Africa, Siria, Arabia y Persia hasta la meseta de Xillong y las islas Sumatra y Borneo y hasta la de Luzón; pero, a pesar de tan grande amplitud, en ninguna parte desbordaron los depósitos de este mar a los cretáceos.

Tras nueva fase negativa surgió otra positiva: la invasión del mar *oligoceno*, que también alcanzó a Francia, algo de Inglaterra, el valle del Rin, el sur de los Alpes, el norte de Alemania, la llanura rusa y vertiente oriental de los Urales, así como algunos puntos cerca de Suez y en Armenia.

Otra nueva retirada del mar originó las *capas ligníferas aquitanienses* y la *molasa de agua dulce inferior* de Suiza; después, la nueva fase positiva corresponde a las capas del *primer piso mediterráneo*, que se extendían desde las Azores y Madera por el sur de Europa, Asia Menor y Armenia hasta Persia. En Oriente se presentó el periodo de evaporación a que corresponden los depósitos salinos del Schlier. Tras algunas modificaciones tectónicas en el centro de Europa, se depositó el *segundo piso mediterráneo* cuando el mar, que le da nombre, se había retirado de Oriente y penetrado en la Baja Austria y Hungría; hasta que una nueva fase negativa le hizo abandonar el valle del Danubio, Galizia y el sur de Rusia y quedó aislada la *región sarmática*. En suma, el Mediterráneo era mucho más reducido durante aquel tiempo (póntico) que en la actualidad. Entonces se marca el límite entre el mioceno y plioceno por razones paleontológicas.

La nueva fase positiva originó el mar del *tercer piso mediterráneo*, aún muy reducido, hasta que los sucesivos hundimientos y la unión con el mar Negro cons-

tituyeron el actual estado. Estas sucesivas fases, positivas y negativas, produjeron, por predominio de las últimas, el Mediterráneo actual, resto de un océano que al principio de los tiempos terciarios aún se extendía por el Asia central.

Aunque la regresión de las orillas se marca menos en la costa atlántica de Europa que en la mediterránea, se reconoce el fenómeno en el valle del Guadalquivir, Portugal y el Girona.

En la costa atlántica americana, desde el 41° norte, por La Florida y Antillas, hasta el Orinoco, se extienden capas terciarias marinas, que cubren en concordancia al cretáceo, y dispuestas de modo que los pisos más próximos al mar son los más modernos. De aquí se deduce, a primera vista, que dicho territorio ha sido litoral desde la época cretácea y que la costa ha ido retrocediendo; conclusión que exige algunas salvedades. Se observa una formación equivalente al mioceno y también niveles postpliocenos; en cuanto al plioceno sólo se encuentra ya en el sur de la Florida.

Es notable la homología de la depresión del Misisipi con la del Paraná. En esta última zona hay una formación terciaria, la más dilatada del mundo, que llega por el oeste al pie de los Andes, constituida por formaciones terrestres que separan algunas intercalaciones marinas y que llegan hasta la misma orilla del mar, lo cual demuestra que el continente se extendió en otro tiempo mucho más a levante.

Las capas terciarias patagónicas no están trastornadas y siguen al cretáceo. Comprenden: el *piso guaranítico*, sin clara delimitación con el cretáceo; el *pehuelche*, con areniscas rojas y lignitos; luego una fase positiva y el *piso paranense*, que se ha referido al eoceno superior de Europa; después se presenta otro retroceso del mar y se formó el *piso mesopotámico*, con yesos. Una nueva elevación de la orilla indicó la disposición del *patagónico*, que llegó a menos de la mitad de la distancia tierra adentro que el primer piso marino. Luego retrocedió el mar y se siguieron depósitos continentales, que comienzan con el *piso araucano*, correspondiente a la parte inferior del mioceno; después las arenas de las Pampas occidentales, *al final de cuyo depósito colocó Doering el límite entre el mioceno y el plioceno, que coincide con la máxima retirada de la orilla* (mayor que la actual). Por último, llega el tramo *pampero*, que corresponde al plioceno. Entonces se extendieron lavas, procedentes, sin duda, de la cordillera.

Se confirma, pues, una concordancia notable: en Viena, en el pónico (límite entre mioceno y plioceno) hay discontinuidad en los depósitos y enorme retirada del mar; igual se observa en Filadelfia (Estados Unidos) y en Córdoba (Argentina). Además, en los bancos conchíferos de Patagonia *aumentan de amplitud hacia el sur los movimientos de oscilación*, que no pueden atribuirse a cambios en la tierra firme.

Al hablar de la formación de las calizas modernas comienza Suess por mencionar la clasificación de Darwin, de arrecifes marginales, barreras y anulares o atolls, cuya transformación mutua atribuía a descenso del fondo del mar ecuatorial. Pero como hay islas que se suponían descendentes, hubo que admitir que había zonas de descenso y de elevación.

Cita, asimismo, las variadas opiniones de Wilker y Ross, contemporáneos de Darwin, y las más recientes de Semper, Reim y Murray, que demuestran que los

bancos de coral crecen siempre por su borde externo, donde abunda el alimento, mientras que mueren los del borde interno, y así se forman los anillos, sin descenso alguno.

Es interesante el asunto para el estudio de la estática de los mares, ya que se sabe que las formaciones calizas modernas, soldadas a menudo a rocas calizas del terciario, son difíciles de deslindar de éstas. Por medio de un estudio de la Florida, de islas antillanas y de otras del Pacífico, deduce el autor que en muchos sitios no se ha *levantado* el fondo del mar hasta la altura en que los políperos pueden establecerse, sino que los sedimentos formados en parte por el fango calizo que arrancó la mar a los mismos arrecifes se han depositado hasta esa altura; que muchos arrecifes anulares, sin laguna profunda, pueden formarse sin movimiento apreciable de las orillas; que la separación en bancos distintos que presentan esas formaciones calizas y que recuerdan las capas antiguas de los Alpes orientales, pueden obedecer simplemente a la clausura o aumento de los estrechos entre los arrecifes y consiguiente elevación o descenso del agua y cantidad de los depósitos calizos. También infiere, en especial por lo observado en las islas de Oceanía, que tal vez la construcción de arrecifes en el Pacífico abarque todo el cuaternario y parte del terciario (lo que explicaría la continuidad de las formaciones coralígenas), y que, por tanto, para apreciar los movimientos modernos será necesario estudiar tan sólo los arrecifes vivos.

Recoge, además, otra observación (ya esbozada en un capítulo anterior, pero a propósito de las islas volcánicas) de que en el Pacífico occidental las islas son todas curvas, sea cual sea su constitución, y supone que esto obedece a que los *arrecifes de corales proyectan en el plano de la superficie del mar una línea de nivel del relieve sumergido*, lo cual evidenciaría que los arrecifes se han formado merced a movimientos positivos que fueron señalando en cada momento una línea de nivel correspondiente a la orilla, ya que no cabe admitir que tengan igual altura todas las submarinas de aquella región. Deduce, por fin, Suess que los *arrecifes se han formado bajo la influencia de un movimiento positivo de conjunto*.

En resumen: hacia el final del cretáceo sufrieron los mares marcadísima disminución, de la que no hay señales ni en el medio del Mediterráneo central ni en el Sahara, donde los sedimentos marinos no se interrumpen; pero alrededor de esas regiones quedan señales de que existieron entonces grandes superficies emergidas. Luego avanzó el mar terciario por repetidas oscilaciones y, al fin, el Mediterráneo actual, que es el resto de un océano que *antes de la formación del Atlántico* abarcaba la mitad de la circunferencia terrestre paralelamente al Ecuador. Hay que advertir que iguales circunstancias que en Europa presentan los depósitos terciarios en la costa oriental de América del Norte y en el mar Caribe, de modo que *las dos partes del perímetro del Atlántico que presentan por excepción estructura pacífica, o sea la cordillera de las Antillas y el trozo de cordillera encorvada inmediato a Gibraltar, marcan los límites entre los que se extendió ese Mediterráneo Central de Neumayr*.

Aquí interrumpe de nuevo el autor la marcha de sus investigaciones para destacar dos casos de que se ha hablado mucho como pruebas de movimientos

de la tierra firme: las terrazas de los mares del norte y las oscilaciones del templo de Serapis, cerca de Nápoles; lo que hace a fin de dejar dilucidados dichos puntos, y luego, antes de reanudar el estudio de las transgresiones recientes, examina los particulares fenómenos de mares como el Báltico y el Mediterráneo, incompletamente cerrados.

LAS LÍNEAS DE COSTA DE NORUEGA

En las costas septentrionales de Noruega atraen la atención las largas terrazas, de origen problemático, así como el de la formación de los fiordos.

Para dilucidar estos puntos examina Suess los valles del Ruosta, el Divi y el Bardo Elv, que juntos forman el Maals Elv, y advierte que allí *el suelo conserva señal de varios valles sucesivos*. Los fluviales se prolongan por largas depresiones donde se alojan lagos, a algunos cientos de pies más altos que aquellos valles y que son trozos de lechos glaciáricos, cual lo demuestran las estrías y pulimentadas superficies de sus paredes. *Luego de la desaparición de los hielos las aguas corrientes se adaptaron a una parte de la red de valles glaciáricos y excavaron tan sólo algunos de sus elementos*; los otros quedaron a mayor altura como lagos aislados. Casi toda esa zona de valles se encierra en los límites de la meseta antigua en capas horizontales, estudiada en capítulos anteriores y que termina, del lado de Suecia, en escarpa abrupta, de modo que esos lagos aislados lo son de glint.

El movimiento de los hielos es hacia el Atlántico.

Del examen de las circunstancias que concurren en esos valles, los grandes cantos aborregados de granito, el perfil y diversa altitud de los valles parciales y disposición de las terrazas, deduce Suess que las corrientes glaciáricas que, procedentes de Suecia, penetraron por las cortaduras del glint lo desbordaron, se extendieron por un lecho más alto que el Dividal y el Maals Elv, y que con sus pendientes pulimentadas se oculta en las aguas del Sagel Ban luego de haber descendido 90 metros; del lado del mar lo represan acaso una morena frontal y las terrazas del Bals Fjord.

Se sabe que en el sur de Noruega, al este y al oeste de la bahía de Cristianía, las señales glaciáricas denotan movimientos radiales en cierta concordancia con la forma actual de la superficie, pero más al norte se nota que en grandes extensiones *el hielo marchó contra la pendiente actual de los valles*, lo que se ha querido explicar por medio de un movimiento posterior y desigual en Escandinavia.

Suess deducía que el casquete de hielo se hallaba al este de la divisoria actual y a mayor altitud. Las terrazas horizontales y las entalladuras especiales de la roca, que se denominan Sätar, indican que, luego de la desaparición de los hielos de las partes altas de las divisorias, quedaron represados los glaciares en los puntos más inferiores, de modo que *el hielo al retirarse dejó libres collados cada vez más bajos*, por encima de los cuales los lagos se vaciaban parcialmente en los valles inmediatos.

El movimiento del hielo era allí muy distinto al actual en los Alpes, donde sigue casi siempre la pendiente de los valles y los glaciares tienen el extremo libre.

Para apreciar los fenómenos que originaron los lagos de glint de Laponia hay que recordar la marcha de los ríos y la particular de los hielos, que avanzan como sustancia viscosa. Sabemos que en los lechos sólo por excepción se produjeron excavaciones inferiores al perfil longitudinal, ollas que pueden deberse a *represamiento o a remolino*.

Suess recuerda que en algunos glaciares, y en sitio donde el hielo debe alcanzar enorme espesor, *la influencia del represamiento es tan grande que la morena del fondo llega a la superficie y al mismo tiempo en el lado protegido, donde está el punto muerto del movimiento, se produce una olla de remolino*. Pues bien: recordando la disposición de los lagos y la muralla de glint de Laponia y el empuje de los hielos, todo indica que *los lagos de glint de Laponia son ollas de represamiento*.

En los fiordos de Noruega hay tantas terrazas como verdaderos escalones y su horizontalidad es patente, circunstancias que Suess juzga incompatibles, aunque obedezcan a oscilación de la tierra firme. No hay que olvidar que en Noruega se han hallado terrazas y escalones en el centro mismo del país y a bastante altura en las montañas. Sus caracteres son idénticos a los observados en los fiordos y que se originaron durante la retirada de los hielos.

Desde los 940 pies de altitud hasta el nivel del mar se realizan, a distintas alturas, las circunstancias que pueden determinar la formación de trozos de líneas horizontales y de escalones, sin que sea preciso para explicarlo acudir a oscilaciones del mar o de la tierra. Tales circunstancias son entre otras: el escalonamiento de trozos de líneas horizontales en el fiordo que denotan que este estuvo atascado por el hielo que retenía un laguito superior, el que aumentó de tamaño conforme se retiraban los hielos y así fué dejando señales sucesivas y descendentes; que sin duda, durante el período glacial y parte de las edades sucesivas, las costas de Noruega estaban más altas que hoy, pero las señales interiores y de la costa oeste (especialmente las más altas) lo mismo pueden corresponder al nivel del mar que al de un lago. De estos fenómenos y del examen minucioso de repetidos casos, deduce el autor que *deben considerarse todos los escalones y la mayoría de las terrazas que se ven en los fiordos de la parte occidental de Noruega testigos del retroceso del hielo y no de oscilaciones del nivel del mar y menos aún de la tierra firme*.

EL TEMPLO DE SERAPIS EN PUZOL

Casi todos los tratados de Geología citan como prueba de levantamientos y descensos repetidos de la tierra firme las perforaciones de moluscos litógafo que ocupan una ancha faja horizontal en las columnas del templo de Serapis en Puzol.

Ocupa el templo el centro de un cráter, entre la Solfatara y el Monte Nuovo, dentro del foco casi extinguido de los campos flégreos, cuyos conos más recientes son el de cenizas, de la Solfatara (que se duda si tuvo erupción en 1198), y el Monte Nuovo, formado en 1538. El conjunto de los circos de hundimiento volcánico que componen los Campos Flégreos, tales como el lago de Averno y el antiguo de Agnano, pueden compararse con los hundimientos circulares de los bordes

del cráter del Kilauea, Keanakakoy y el Kilauea Iki (Hawai), de modo que pueden creerse de idéntica formación. Hay que admitir también que existe en profundidad un foco único para los volcanes del cono flégreo. En cuanto a los circos de Pianura, Socavo, etc., sin duda pertenecerían al borde del cráter activo, pero sin corresponder a otras tantas bocas distintas, sino que son circos de hundimiento formados alrededor del cráter como los que se formaron tras algunas erupciones del Vesubio cuando *se hundió en cierto modo sobre sí mismo a causa de los vacíos interiores producidos* y análogos a los que rodean el cráter de Kilauea.

Los abundantes casos de movimientos negativos que se advierten en el golfo de Nápoles corresponden a los tiempos prehistóricos, como los que se notan en toda la costa de Italia y, en general, en las del Mediterráneo desde Gibraltar hasta Suez. Sólo hay que exceptuar las oscilaciones de Puzol, que pertenecen a la época histórica y de amplitud vertical tan grande que si el movimiento hubiera sido uniforme y general habría dejado algún eco en las tradiciones de los pueblos mediterráneos, lo cual no ocurre.

Las ruinas del templo están fuera de la ciudad de Puzol y las losas algo más bajas que el nivel actual del agua. Los tres fustes de columnas que se conservan en pie tienen los agujeros de los litodomos a 5,30 metros sobre el agua. Del más minucioso examen que hace Suess de todas las noticias referentes al templo, al golfo de Bayas y a los fenómenos allí acaecidos, lo mismo de la época romana que posteriores, deduce que, sin duda, se registraron movimientos positivos, de los cuales sólo hay testimonios ciertos hacia el siglo XIII y principios del XIV. Los datos son más abundantes acerca de la erupción de 1538, cuando ocurrió la extraña y súbita aparición del Monte Nuovo. Todos los relatos vienen a corroborar una *retirada de las aguas*; consta igualmente que, al menos desde 1569 hasta entrado el siglo XVIII, el templo estuvo enterrado, y que en 1750 se procedió a su escombra, más que por afán de estudio arqueológico, en busca de mármoles para ornato de las modernas construcciones. Entonces se advirtió que había tres fustes en pie y perforados de litodomos, y un trozo de la *parte superior* de otro fuste perforado hasta su extremo inferior que se apoyaba en los escombros, lo que indica que cuando el mar avanzó ya estaba el templo sepultado bajo ellos. Las diversas circunstancias que allí concurren indican también que la invasión del mar se produjo gradualmente. Entonces ejercieron su acción los litodomos en la parte de las columnas que los escombros dejaron al descubierto. El hecho de que las cenizas cubran la arena marina demuestra que la fase positiva fué anterior a la erupción de 1538.

A raíz de la escombra del templo comenzaron las hipótesis: primero se supuso una oscilación transitoria del nivel del mar; luego se creyó en la formación de un depósito de agua de mar en el interior del templo, que se renovaba durante las tempestades y dentro de la cual podrían vivir los litodomos; luego se consideró el caso como ejemplo típico de repetidas oscilaciones de la tierra firme (cuando predominaba la teoría del levantamiento.) También se atribuyó lo observado a cambios del nivel del mar, a variaciones de la temperatura del agua, etc.

El estudio más completo ha sido el de Niccolini, de 1808 a 1845, quien sostuvo que la tierra permaneció fija y la mar cambió de nivel, y se apoyaba para su argumento en la abundancia de cambios uniformes de la orilla en toda Italia, en

la conservación de los manantiales (incompatible con movimientos del suelo), etcétera. Ese autor dedujo que primero subió el mar desde — 6 metros hasta 5,80 metros, con el máximo de subida en el paso del siglo IX al X; luego bajó el mar hasta 1511, y luego volvió a subir lentamente, fase que seguía mucho tiempo.

Al examinar Suess estas conclusiones advierte que, *a su juicio, sólo se ha comprobado allí con seguridad un movimiento positivo, que, probablemente, continuó por espacio de muchos siglos y una fase de alto nivel desde el siglo XIII hasta 1538, y luego un brusco movimiento negativo durante la erupción de ese año o poco antes.* Cree también que *esos movimientos se limitan al cráter flégreo; es decir, que se trata de un movimiento local en el centro del cráter, que no tiene relación con las anomalías en las oscilaciones de las líneas de costa; en cambio, da mucho que pensar el hecho de que se conserven los manantiales, pues por una parte resalta el carácter local de esos cambios en Puzol y, por otra, la permanencia de los manantiales y de muchos rasgos de la configuración del suelo, serían difíciles de explicar si no se tratase de terreno estable.*

Se cree que la tierra se levantó de modo apreciable durante la erupción del Vesubio de diciembre de 1861, y que este caso, como la surrección del Monte Nuovo, nos muestran cambios positivos lentos y negativos bruscos. Se ha querido deducir que las masas enormes que arrojó el volcán produjeron los descensos, pero el cálculo demuestra que la cantidad de lava necesaria para rebajar un metro el nivel del mar sería demasiado enorme, y hay que tener en cuenta que el desnivel en el Monte Nuovo no fué de un metro, sino de cinco o seis.

Mas cualquiera que sea la verdadera explicación de los movimientos, los que dejaron sus huellas en el templo de Serapis difieren en absoluto de los del mar Báltico; son cambios que se producen en las partes superficiales de una chimenea atascada de escorias y hay que buscar su explicación en el *pahoehoe* del Kilauea, el campo de escoria que anuncia el gran cráter en la isla de Hawai. Pierden, pues, su valor los fenómenos de descenso y elevación de la tierra al perderlo la relación entre los de Puzol y Escandinavia, pues unos avaloraban a los otros y ratificaban su supuesto significado.

EL MAR BÁLTICO Y EL MAR DEL NORTE DURANTE EL PERÍODO HISTÓRICO

Advierte Suess que cuando en 1807 vió Leopoldo de Buch señales de retroceso de la orilla en el golfo de Botnia estaba persuadido de que todas las partes del Océano se encuentran a la misma altura, y que sería *imposible* una derogación local de esa uniformidad de altitud.

De esa convicción salió la teoría de las oscilaciones de los continentes.

Suess cree que esa teoría no es sostenible (aparte ciertas perturbaciones poco conocidas y muy importantes que provienen de la atracción de los continentes) por lo que respecta a los mares internos más o menos cerrados.

Afirma que *los golfos o brazos de mar cuya densidad es menor que la del Océano están a nivel superior que éste, y aquellas de densidad mayor, a nivel in-*

ferior. Considera la salsedumbre del agua primer factor en la determinación de la densidad y en mucho menor grado la temperatura.

Cita dos series de mares en comunicación parcial con el Océano; la formada por los golfos de Finlandia, Botnia, el Báltico, el Cattegat y el Skager Rack, y la que componen el mar de Azov, el Negro, el Bósforo, el Egeo y el Mediterráneo, y, basado en las premisas antes expuestas, pasa a estudiar los mares de la primera serie. Nota que en la mitad septentrional del golfo de Botnia la enorme cantidad de agua de deshielo afluye allí y sólo puede salir franqueando el zócalo que se forma en las islas Quacker; en la mitad meridional de dicha bahía ocurre algo análogo, pero en conjunto recibe menos agua dulce y tiene mayor salsedumbre. No es muy diferente lo que ocurre en los golfos de Finlandia y de Riga; en el mar Báltico (que una cresta semisubmarina divide en mar alemán y mar sueco) recibe mucha menos agua por éste que por aquél, donde, además de varios ríos alemanes, desembocan los golfos antes mencionados. La salinidad del Báltico depende de la irrupción periódica de las aguas pesadas del mar del Norte que penetran por los profundos surcos de los Belts y del Sund, mientras que las ligeras del Báltico desaguan por encima. Las circunstancias antes mencionadas y las complicadas corrientes que se forman en el Cattegat y en el Skager Rack hacen que el nivel del Báltico dependa de múltiples circunstancias; así, en la costa alemana suele estar equilibrado con el Océano. Aparte de las influencias locales o temporales, presión atmosférica, caldeoamiento directo del sol e intumescencias formadas por los vientos, se comprueban en el Báltico *oscilaciones que dependen de las estaciones del año*, relacionadas con las lluvias y el deshielo, y también *oscilaciones de más largo período que se manifiestan en la sucesión de las medias anuales*, y que ofrecen anualmente (dice Suess) valores negativos preponderantes, pero no exclusivos; así se desprende de los sucesivos estudios de Chambers, Erdmann y Lovel, Stejernkreutz (que siguió a Nordenankar), y luego Holmation y Forsmann (que estudió las medias mensuales y anuales). De tales estudios y de los que recopiló Hölmstrom acerca de las diversas señales en estaciones de las costas bálticas, se deduce que aquel mar, que recibe tantos ríos y los golfos de Botnia, Finlandia y Riga y que cuenta con imperfecto desagüe, tiene escasa salsedumbre y que en él se trata, no de un fenómeno de tectónica, sino de climatología e hidrostática, que puede concretarse diciendo que *no se levantan las costas, sino que se vacía el mar*. Aunque se concediese la posibilidad de tan extenso levantamiento de la litoesfera no podría explicarse que se hubiese limitado a las costas suecas y parajes que sigue la corriente que sale del Báltico, y no en las costas danesas y alemanas. Puédase o no demostrar que se haya producido una dislocación muy localizada, es lo cierto que *no existen pruebas de aquel supuesto levantamiento general y secular de la península escandinava, que llegó a ser punto de partida de la teoría de los levantamientos*.

La Mancha se abre hacia el oeste, mientras hacia el este se estrecha y pierde profundidad hasta el resalto submarino que hay en su punto más estrecho y por donde rebosan las aguas del Atlántico que penetran en el mar del Norte; estas circunstancias han hecho suponer que la Mancha debió formar un golfo que las mareas y tempestades abrieron cortando la lengua de tierra que unía en otro tiempo a Inglaterra con el continente. No hay datos muy terminantes sobre esto; se sabe, sin duda, que la mar y el viento edifican lentamente bancos de arena o cor-

dones litorales y que luego, de cuando en cuando, el mar recobra parte de las tierras así formadas; pero al lado de esto que dice la experiencia, se ha querido admitir que (en el caso de la Mancha) han intervenido también oscilaciones de la tierra firme. Para ello, además de la existencia de los bancos de conchas que indican movimientos negativos, se ha invocado especialmente la de selvas y turberas bajo el nivel del mar y, a veces, alternancia repetida de turba y de arena marina.

En muchos de esos bosques y turbales se encuentran restos de la época neolítica, objetos de bronce y, a veces, señales de la época romana. En cuanto a los bosques submarinos, ha demostrado Nathorst que se componen de abedules o álamos blancos, pinos, encinas y nogales, pero que nunca contienen hayas, y se sabe que en Dinamarca y en toda Escandinavia se considera este árbol el más moderno del país. Estos yacimientos, que se extienden desde Normandía por las costas septentrionales de Europa hasta Dinamarca y en algunos puntos del Báltico y del litoral inglés e irlandés, rara vez alcanzan más de ocho metros de profundidad bajo el nivel del mar.

Para formar idea de su naturaleza estudia Suess las actuales turberas no descendidas y recuerda que lo que se llama en las costas danesas *pantano en maduración* se compone de una capa inferior de turba, otra de agua de pantano y de una alfombra de musgo que se desarrolla encima; cuando esta alfombra se une con la turba inferior, se dice que el pantano está *maduro*. Esta clase de terrenos pueden sufrir tres clases de hundimientos: la desecación (que rara vez es natural y sólo puede ocurrir al abrigo de los cordones litorales cuando el pantano, por su propio peso, expulsa las aguas que se filtran a través de las arenas inmediatas); el asiento del suelo de las islas, causado por un corrimiento lateral y asiento de la arena subyacente y, por último, los hundimientos que produce el peso de los médanos que invaden la tierra. Hay que tener, además, en cuenta que en muchos puntos de la orilla del mar del Norte la altitud de la línea de costa no ha cambiado en largo tiempo; que si la tierra hubiese descendido, las olas habrían destruido la turba y desarraigado los árboles; que es frecuente que hacia la tierra, los bancos de turba que alternan en la orilla con la arena marina se reúnan a menudo en un banco más grueso, lo que no podría ocurrir si las capas hubiesen sido sumergidas por oscilaciones generales del continente.

Los hechos comprobados demuestran que tal vez desde la época neolítica no se ha producido en aquellas costas cambio de conjunto de la orilla a causa de oscilaciones del continente y que la sumersión de bosques y turberas se debe atribuir a invasiones locales del mar durante las tempestades.

EL MEDITERRÁNEO DURANTE EL PERÍODO HISTÓRICO

Abundan los vestigios de sucesivas orillas del Mediterráneo, lo mismo en lo que se refiere a restos de antiguos puertos, que en acantilados, que fuera del mar actual, por ejemplo, en la vertiente oriental de los montes de Manhartsberg (Baja Austria), donde se conservan señales del primer piso mediterráneo. En esta región es donde mejor pueden comprobarse las variaciones de la costa en el período histórico, siempre que se diferencien con cuidado las señales antiguas de las modernas.

Desde el mar de Azov al estrecho de Gibraltar hay una serie de cuencas marítimas que parece que desaguan unas en otras hasta el Atlántico, pero debe advertirse que el Mediterráneo pierde nivel por evaporación (sobre todo al sur de Creta) y no alcanzan a compensarlo ni el aporte de las otras cuencas ni los muchos ríos que recibe, ni el agua del Atlántico que penetra por el estrecho de Gibraltar.

Así el autor considera el mar Negro y el de Azov *cuencas activas* y al Mediterráneo *cuenca pasiva*.

En el lugar que hoy ocupa el mar Egeo se extendía una tierra en que abundaban los lagos de agua dulce y que más tarde se hundió cuando las capas del cuarto piso mediterráneo cubrieron Milos, Rodas y el sur de la isla de Kos; prosiguió el hundimiento hasta el mar Negro, que, juntamente con el de Azov, se unió al Mediterráneo; a juzgar por abundantes señales de costas (tan modernas que en ellas se ha hallado un cuchillo de sílex), en la época de esa última unión el nivel del agua era más alto que hoy. Todas las nivelaciones entre el Atlántico y el Mediterráneo que había realizado, cuando Suess escribió, la Asociación Geodésica Internacional, lo mismo entre Swinemünde y Trieste que entre Santander y Alicante, muestran que el Mediterráneo está, por término medio, más de 50 centímetros más bajo y a veces más de un metro, o sea que es una *región pasiva*, como antes se dijo. También, como se dijo antes, la mayor densidad se encuentra entre Creta y la costa africana y allí el nivel mínimo del mar, y, por tanto, opina categóricamente Suess que existe un grande embudo, donde se han de notar las mayores modificaciones del nivel del agua debidas a cambios climatológicos; efectivamente, las modificaciones más importantes de dicho nivel durante el período histórico se han observado en la costa SO. de la isla de Creta y hasta Cerigotto.

En suma, *las pocas señales de movimientos negativos que se han hallado en monumentos de edad conocida se encuentran (excepto en Puzol) en las orillas de la zona donde las influencias climatológicas determinan la depresión máxima del nivel del Mediterráneo.*

En cuanto a las señales de movimientos positivos abundan menos y son menos completos.

Desde Herodoto se conservan datos que prueban que *en el Mediterráneo occidental no ha habido oscilaciones de la línea de costa dentro de la época histórica, y algunos fenómenos, tales como la disposición de los cordones litorales en Aigues Mortes, evidencia una situación estacionaria desde hace mucho tiempo.*

Atribuye el autor los descensos de la costa de Venecia a causas locales relacionadas con la especial naturaleza de aquel suelo empapado de agua y de gases combustibles.

El Mediterráneo occidental desde la Pequeña Syrte hasta Gibraltar se halla dentro de uno de los arcos de Eurasia, mientras que el oriental se divide en dos partes: una septentrional, que forma el arco dinaro-táurico y sigue el tipo pacífico, y a ella corresponden Creta y Chipre; otra meridional, que forma el borde septentrional de la meseta desértica, pertenece al tipo atlántico y comprende la isla de Malta. Estas dos porciones se relacionan como el mar Caribe y el golfo de Méjico, si bien en América es la parte norte el ante-país y en Europa la sur. El delta del Misisipí corresponde al del Nilo. Conviene separar estas dos regiones para el estudio del movimiento de las costas.

En todas las costas e islas de la región dinaro-táurica, que se extiende entre Trieste y Antioquía, se hallan los ríos en plena labor de aluvionamiento, continuación de los fenómenos que describió Herodoto y después Strabón; pero no tienen relación con movimientos positivos o negativos en las líneas de costa. En cuanto a los abundantes casos de movimientos positivos, deben referirse a hundimientos locales de los terrenos de aluvión adosados a rocas antiguas, tantas veces debidos a conmociones sísmicas, cual las de 426 a. de J. C. en las costas del golfo Maliaco, los frecuentes de Calabria, el de Lisboa de 1775; pero ninguno corresponde a dislocaciones de la corteza del Globo y, por tanto, no tienen relación con las oscilaciones de la línea de costa.

Respecto de la parte meridional, la que sigue de la costa de la meseta desértica, hay que advertir que en la de Siria no se notan cambios en la época histórica. El mar Muerto ocupa una fosa de hundimiento en el valle del Jordán y el lago Tiberiades que dominan los pilares del Líbano y el Antilibano; alrededor de ese mar se han hallado terrazas escalonadas pertenecientes a un antiguo lago interior: el del Jordán, de cuya extensión puede adivinarse algo si se tiene en cuenta que en el lago Tiberiades se conserva hasta al día una fauna ictiológica que recuerda a la vez la del Nilo y la del Eufrates. Suess opina que las sucesivas terrazas no se deben a movimientos de la corteza, sino a la progresiva evaporación, y dice que nada indica que el Mediterráneo haya penetrado en esa depresión; si las terrazas más altas fuesen, como se ha dicho, de igual altitud que el Mediterráneo, podría motivarlo un desagüe en este mar, lo que corroboraría el que el nivel del último no haya variado desde la formación de la gran fosa jordánica.

Todo el bajo Egipto aparece rodeado de señales de un mar cuyos depósitos se elevaban a 60 ó 70 metros sobre el nivel actual del Mediterráneo, pero éstas son antiguas, anteriores a toda época histórica y, en cuanto a los demás fenómenos de aluvionamiento que allí se observan, la gran antigüedad de las barras litorales, la fijeza de pendiente del Nilo y de sus derivaciones naturales o artificiales, nada de esto permite admitir que se hayan producido cambios apreciables en la época histórica en la base rocosa de aquella parte de la cuenca del Mediterráneo.

Hay, pues, muchas pruebas de la inmutabilidad del nivel de este mar en los últimos miles de años, cual lo prueba la barra de Arabat, en el de Azov, la del lago Sirbón, la Carrera de Aquiles, la laguna de Túnez, los sucesivos cordones litorales de Aigues Mortes, las profundas cornisas en trompa, al nivel actual del agua, cual los Pettini de Ragusa y el sistema hidrográfico de Egipto (donde más puede profundizarse en el pasado). No obstante, mucho se ha abogado en contra de esto y a favor de oscilaciones de la tierra firme, basándose en la generalización de fenómenos ocurridos muy anteriormente a la época histórica y sin tener en cuenta, por ejemplo, el descenso de los aluviones desprendidos de las rocas más antiguas y el simple aumento de caudal de las aguas de un río.

Con este criterio, se ven en el Mediterráneo, sin orden aparente, regiones levantadas y regiones descendidas y otras que no presentan cambios de nivel. El caso del templo de Serapis afirmó las ideas de que en un mismo lugar podrían seguirse en poco tiempo, relativamente, movimientos de levantamiento y descenso, por no tener en cuenta la excepcional situación de aquellas ruinas en el centro de un cráter.

Considera el autor que su estudio suprime tales equívocos y que prueba que

el nivel del Mediterráneo no ha variado en los últimos miles de años; pero tiene que hacer una salvedad a propósito del SO. de la isla de Creta, donde considera que las aguas mediterráneas forman una especie de embudo entre dicha isla y la costa de Africa y donde afirma que todo cambio de clima de la cuenca ha de reflejarse, pues esa disposición se debe a diferencias de salsedumbre y densidad y aportes de agua dulce.

LÍNEAS DE COSTA DEL NORTE

Las influencias climatológicas dan al Báltico y al Mediterráneo una forma de superficie distinta de la del Océano, pero hay que advertir que los mares abiertos tampoco están al abrigo de tales influencias; por eso, aun en estos mares sería muy arriesgado afirmar la existencia de movimientos de la tierra firme, basándose en leves modificaciones de la línea de costa, ya que puede sufrir, entre otras muchas, la influencia del retraso de la marea, aportación de aguas dulces, régimen de vientos, etc.

Puede decirse, en general, que las deformaciones de la superficie en los mares abiertos son menos variadas que en los cerrados, si bien es obvio que no puede aplicarse esta observación a los golfos (donde tanto influye la configuración del litoral y el ángulo de incidencia de las mareas) ni a las costas árticas (donde tan grande es la afluencia de aguas dulces a causa del deshielo).

Para ordenar el examen de las costas septentrionales, se fija Suess primeramente en las del Atlántico e inmediatas al mar Glacial y luego en las del Pacífico.

En las primeras, el caso más conocido es el supuesto *movimiento de báscula de Groenlandia*, que el autor rechaza por creer comprobado que allí, en muchos puntos, existe estabilidad absoluta; en los fiordos y brazos de mar abrigados se notan cambios positivos, como corresponde a litoral tan extenso que recibe enorme cantidad de agua dulce que, además, depende de las estaciones; de modo que no es raro encontrar estaciones positivas y otras negativas, según la fase que atraviesa el clima del país.

Iguales fenómenos negativos se han creído observar en la bahía de Hudson, que sin duda obedecen a iguales causas que en el Báltico. En cambio, de Nueva Brunswick a Massachusetts hay bosques y turbales sumergidos que revelan tal vez un movimiento positivo que actúa en nuestra época, pero que el autor atribuye a errores de interpretación. También se ha admitido descenso general en la Carolina del Sur; pero esto lo explica mediante accidentales irrupciones del mar en sus costas llanas, en puntos comúnmente defendidos por cordones litorales o a fenómenos, antes citados en capítulos anteriores, de avance de los médanos y consiguiente hundimiento del suelo y sumersión de los restos de bosque que los médanos rebasan en su avance.

Conviene recordar que el basamento sobre el que se alzan los *cayos* de la Florida hasta las islas Tortugas indica grande estabilidad de la línea de costa, que se evidencia también en el delta del Misisipí, que no desemboca como otros ríos en un profundo golfo marino, sino que envía la mayor parte de sus aguas con las materias en suspensión más allá de la antigua línea de costa y así va edificando

los diversos brazos, largos diques sobre los que desagua. Allí se producen curiosas erupciones de fango y gases combustibles y en el seno de esa masa de limo se producen movimientos análogos a los de un glaciar y modificaciones de muy diversa naturaleza; pero como en Aigues Mortes y en el Po los cordones litorales atestiguan que desde hace mucho tiempo no se han producido modificaciones apreciables de la línea de costa.

En cambio, alrededor del Atlántico del Norte y en las costas del océano Glacial abundan los indicios de movimientos negativos pertenecientes a épocas anteriores a la actual.

Se hallan también elevados depósitos marinos en la bahía de Hudson y cubren parte del continente con caracteres de formación transgresiva. A causa de su especial desarrollo alrededor del lago Champlain, al sur de Montreal se los conoce con el nombre de *depósitos de Champlain* y suelen considerarse postpliocenos. El estudio de las faunas malacológicas demuestra que en la época en que se verificaron tales depósitos existía ya la Corriente de Golfo.

Las terrazas del interior del continente en la parte septentrional de los Estados Unidos son de diferente origen: unas fluviales, otras resultado del represamiento de los valles por el hielo como las de Noruega; pero esos fenómenos no se relacionan directamente con los enumerados en este capítulo.

Ni en las Feroer, ni en las Shetland, ni en las Orcadas existen señales de desplazamiento de la costa en la época actual. Hay, no obstante, en las costas de la Europa occidental algunos bosques o turberas sumergidos y el caso nombrado es el de la desembocadura del Garona, donde se han sumergido terrenos antes en seco; se han descubierto estaciones prehistóricas bajo el nivel del agua y la reducción progresiva del islote de Cordouan. Suess rechaza estos asertos y atribuye los dos primeros fenómenos al aumento de anchura del estuario del río y al progreso de los médanos, *sin que la tierra deje de estar inmóvil*. Cree que el islote disminuye por la corrosión del oleaje.

En Islandia hay depósitos marinos a 40 metros de altitud, que yacen sobre lavas pulimentadas por los hielos y que se consideran correspondientes a la serie de Champlain de América del Norte.

En Noruega hay depósitos marinos de dos grupos distintos: uno más antiguo, y de sello ártico, que alcanza cerca de 200 metros de altitud y otro más moderno, a 75 metros. Se cree que la falta de horizonte más alto y antiguo en el norte de Noruega debe atribuirse tan sólo a la más prolongada ocupación del suelo por los glaciares, de suerte que precisa grande prudencia al determinar la antigua extensión del mar en aquel país, donde, además, muchas de las excavaciones litorales superiores no son de origen marino, sino que deben su formación a lagos glaciáricos.

También en Suecia se observan dos depósitos análogos marinos, que difieren en edad y altitud. En Alemania sólo a escasa altura hay depósitos marinos; en la Gran Bretaña son frecuentes las observaciones sobre análogos fenómenos. En estas costas y en las de Bélgica y Francia abundan los bancos que tal vez correspondan a la serie más moderna de las observadas en Escandinavia, pero se ignora si los de mayor altitud y antigüedad fueron destruidos o no se formaron. No es tan fácil en Europa como en los Estados Unidos saber si la altitud de los depósitos marinos postglaciales decrece hacia el sur, aunque el autor se inclina a afirmarlo.

También se advierten las transgresiones en las costas e islas glaciales de Europa y en las de Asia, y son muy curiosas las líneas escalonadas que en la Tierra de Taymir (Siberia) y en otros puntos, cuales las desembocaduras del Lena y del Kolyma, contienen masas de troncos de árboles en largas filas horizontales, que allí denominan *madera de Noé*. Todas las circunstancias que se advierten en los grandes ríos siberianos muestran que su cuenca inferior estuvo sumergida en el mar hasta mayor o menor distancia de la actual orilla y en época posterior al período glacial.

Tampoco faltan depósitos marinos análogos y terrazas en Kamchatka, las Aleutianas y las Kuriles, así como en las costas del Japón, desde Yezo hasta Kiu-Siu, y aun en el conjunto del archipiélago japonés.

Más al sur, esos indicios de movimientos negativos, si no desaparecen, se desvanecen al menos.

En la costa occidental de América, a los 66° de latitud norte, se ha hallado *hielo fósil*, cubierto de tierra y con restos de mammut que se extiende hasta Point Barren y Cabo Helado. Su superficie está escalonada desde los 10 metros hasta 24. Análogas masas existen en las islas de Nueva Siberia.

Los indicios de movimientos negativos se hallan en el Norton Sound, Norton Bay, isla de San Miguel, islas Prilyloff, Aleutianas y Alaska. En la bahía de las Morsas alcanzan grande espesor y altitud.

Como siempre, estos indicios escasean hacia el sur y en cambio abundan y son más manifiestos los relativos a terrazas que cortan las vertientes en todos los valles del interior, tales como los del Athabasca, Vermilion, Upper Columbia y hasta el Lago Superior; pero ya se ha dicho que las terrazas fluviales corresponden a fenómenos de distinta clase y que no es posible considerarlos testimonios de una sumersión tan pronunciada del continente.

Son muy dudosas las terrazas costeras de California, aparte de las que se hallan al este de Santa Cruz y en la desembocadura del cañón del Santa María; pero abundan las señales de movimientos negativos lo mismo en la bahía de San Francisco que en el golfo de California, que penetró mucho en el continente, donde hoy se encuentra parte del desierto del Colorado, a trechos más bajo que el mar, y por el que corre el río Colorado más alto que el desierto, convertido en tal acaso por los aportes de dicho río que incomunicaron el mar y el antiguo lago.

Así, pues, se han comprobado en todos los contornos de las costas septentrionales señales de movimientos negativos, que escasean hacia el sur. En Cristianía se calcula aún la altura del nivel de agua en 200 metros, pero en horizonte inferior, a 60 metros, hay una fauna más afín a la actual; en las costas del Japón hemos citado terrazas a mediana altura. En América las señales de cambio de orilla descienden en latitud hasta los 45° norte, y hacia el ecuador más bien se advierten señales de movimientos positivos.

Se destaca la preponderancia de los negativos alrededor del polo Norte, pero es aventurado afirmar si han sido uniformes, espasmódicos u oscilatorios; no obstante, esta última hipótesis es la más verosímil.

De los datos conocidos se deduce que en toda la extensión de los mares boreales la costa estaba hacia el fin de la época glacial a mayor altitud que hoy, pero que aún mucho después de finalizado aquel período y cuando la fauna malacológica poseía sus caracteres actuales, las líneas de costa permanecieron en

todas partes en nivel algo superior. En el norte preponderó el carácter negativo del movimiento (probablemente oscilatorio), y hacia el sur se va debilitando. Pero aun en aquellos mares no se han advertido desplazamientos mesurables en la época histórica.

LÍNEAS DE LAS ORILLAS DE LAS COSTAS ECUATORIALES Y AUSTRALES

En las costas orientales de América desaparecen las terrazas al sur del 40° norte; en la costa de la Florida hay señales poco marcadas de movimientos negativos.

Pocos datos pueden recogerse en las Antillas, pero la existencia de arrecifes de corales con políperos vivientes hace imposible admitir movimientos negativos en la época actual. En las Guayanas no existen terrazas ni indicios de otra clase; más al sur, el mar invade el estuario del Amazonas, pero tal vez a causa únicamente de la erosión que producen las olas. Más al sur aún se manifiestan los movimientos negativos en las orillas del Río de la Plata (entre los 30 y 40° sur), reaparecen terrazas como las del norte y se observa que el piso *querandiano* va elevándose hacia el sur, lo mismo que se elevaba en el hemisferio boreal el de Champlain. Las terrazas correspondientes alcanzan cotas cada vez más altas hacia el norte.

En las costas marroquíes muéstrase en muchos sitios una antigua línea de costa, y se hallan señales de movimientos negativos en las Canarias, lo que también se observa en las de Cabo Verde. Asimismo hay señales de tales movimientos en la desembocadura del Congo y en la del Senegal y otros puntos de la costa occidental de África. Son muy manifiestos en la Colonia del Cabo, de modo que puede decirse que desde Gibraltar hasta más allá de las islas de Cabo Verde y hasta el Cabo de Buena Esperanza hay señales de movimientos negativos.

En las costas orientales de África siguen esos indicios en Port-Elisabeth, en la entrada de la bahía Delagoa. Madagascar e islas próximas, desde las Comores hasta las Seicheles, la Reunión y Mauricio, están rodeadas de arrecifes; pero pueden observarse allí señales de movimientos negativos. Faltan luego en algún espacio del litoral, pero tornan a hallarse al norte del país de los Somalis y después en la costa del norte de Zanzíbar, y esa clase de movimientos se comprueba en la meridional del golfo de Adén, y pueden seguirse por todo el perímetro del mar Rojo. En la costa sur de Arabia hay depósitos marinos compuestos de una arenisca de miliolitos, a veces hasta a 40 metros de altitud, que prosiguen por el golfo Pérsico, y aún se afirma que tales formaciones se han hallado a 400 kilómetros de la costa actual, 240 aguas arriba de la confluencia del Eufrates y el Tigris.

Hay depósitos marinos muy recientes (comparables con la caliza de miliolitos) alrededor de la península del Indostán, a variadas altitudes, que se extienden hasta Bombay. En el cabo Comorín se alcanzan hasta 48 metros. Estos depósitos carecen de corales, que, en cambio, existen en la costa y en algunas de las islas adyacentes. Todo el norte de Ceilán tiene por substráctum formaciones coralinas; la isla

de Rameswaram es un antiguo arrecife de esa índole y uno de los estribos de la notable barra denominada *Puente de Adán*. En este cordón litoral se desarrolló uno de los más hermosos episodios de la epopeya del *Ramayana*, donde se refiere que los monos, aliados del héroe Rama, lo construyeron para que pudiera ir a Ceilán a rescatar a su esposa. Siguen los indicios negativos en la costa oriental del golfo de Bengala y en las islas Andaman y Nicobar; son más inciertos en Sumatra y más precisas en Java; difíciles de determinar en las islas de Borneo, Célebes y del mar de Banda, pero se sabe que continúan hasta las Filipinas y Formosa, donde, sin embargo, no pueden precisarse su edad ni altitud. Tampoco faltan en la Indochina abundantes indicios de un nivel de la línea de costas superior al actual.

En Nueva Guinea abundan las huellas de desplazamientos negativos, pero no es posible deslindar los que corresponden a la época moderna de los que pertenecen a las edades cuaternaria y terciaria. Conocidas son las terrazas marinas de las islas Salomón, que también existen en las Nuevas Hébridas, en las Loyalty y las Tonga. En la costa occidental de Australia se han hallado bancos de conchas que atestiguan descenso de las aguas y también abundan los arrecifes barreras característicos de Nueva Guinea. En las costas meridionales vense indicios de movimientos negativos recientes, tan manifiestos en la colonia de Victoria, que se creyó que el continente experimentaba movimientos como los que se suponían en Escandinavia. Respecto de Nueva Zelanda, son muy análogas sus terrazas a las europeas y sorprendente su semejanza con las de Noruega.

En este estudio de las costas de Australia e islas polinésicas se consideran aparte las orientales de aquel continente y de Tasmania, que se debe admitir jalonan una fractura reciente donde parece que faltan en absoluto las señales negativas. Pero con esta excepción se hallan por todas partes y, a veces en el interior de los arrecifes barreras y si, de acuerdo con Darwin se quiere admitir que los arrecifes con políperos vivientes son prueba de movimiento positivo, será preciso admitir también que tal movimiento es posterior a las citadas señales negativas.

Recuerda Suess que frente a las costas occidentales de América del Sur las islas Galápagos son volcánicas, separadas por grandes profundidades y no presentan la menor señal de movimientos negativos. En la frontera costa del Ecuador y parte de las del Perú es difícil precisar la existencia de terrazas, pues allí concurren las marinas y las fluviales; las montañas están tan próximas al mar, que sus detritus llegan a la playa y es difícil precisar en cada caso si se trata de una antigua costa o de uno de los niveles inferiores de las terrazas continentales. Además, abundan más que en ninguna parte los desperdicios de cocina (que allí llaman *colcheñ*), ya que hay muchos pueblos ribereños que se alimentan principalmente de moluscos.

Los de la costa occidental de América difieren por completo de los de la oriental y el extremo austral del continente forma un límite muy claro para la fauna, pero, a la vez, se advierte que *las conchas terciarias de Chile tienen mayor analogía con las del Mediterráneo que con las de los mares chilenos actuales*. Recuerdese que las formaciones marinas del triás presentan los mismos caracteres en todo el litoral del Pacífico; el jurásico tiene igual facies en Chile que en Europa; cual ocurre con el cretáceo inferior de Bogotá y el medio de Jamaica. En los depósitos terciarios de las Antillas se hallan los corales oligocenos de Castel Gomberto. Es-

tas señales y otras análogas lo son del antiguo Mediterráneo Central. En cuanto al carácter europeo del terciario de Chile, denota que esta comarca se separó muy tarde. En suma: las señales que el mar ha dejado en la costa occidental de América del Sur no son tan definitivas como en la costa oriental. En Mejillones y Cerro Gordo se hallan vestigios de antiguas costas a más de 400 metros de altitud. En las partes media y austral hay terrazas a distintas alturas y en los fiordos y canales del Sur es muy análoga la estructura geográfica a la del norte de Noruega.

LOS MARES

Largas cordilleras plegadas hacia las profundidades marinas rodean al Pacífico, en cuyas costas se hallan, además, muchos volcanes. América del Sur es un elemento independiente; otro, América del Norte y otro distinto Alaska con las Aleutianas; el cuarto segmento es el Asia oriental, con sus guirnalda insulares que se derivan de las hacinadas cordilleras del interior; otro segmento es el que comprende Australia, Nueva Zelanda y muchas islas.

Los arcos marginales del sur de Eurasia, que parten de Java y Sumatra, prosiguen por las Andaman y Nicobar, reaparecen en el golfo Pérsico y terminan en el brusco recodo de Gibraltar. Como muchas veces se ha repetido en esta obra, esa cordillera y la de las Antillas son las únicas plegadas cuyo borde interno llega a las costas del Atlántico, independientes, cual las del Índico, de las cordilleras plegadas. El límite entre los tipos de costas atlánticas y pacíficas pasa por el cabo de Hornos y por la desembocadura del Ganges.

Las tres cordilleras, caledoniana, armoricana-varisca y alpina, quedan cortadas en ángulo recto por las costas, que lo son de rías, en Irlanda, Bretaña y Galicia. Las de América del Norte también corresponden a litorales que cortan a las cordilleras plegadas. Esto denota que las *cuencas oceánicas son áreas de descenso*, que en el Atlántico se revela en las fracturas y en el Pacífico en las grandes profundidades inmediatas al borde de los arcos montañosos, lo mismo en el Japón que en América del Sur. Además, el estudio particular del Mediterráneo ha mostrado que se compone de una serie de regiones hundidas en épocas diferentes.

Puede afirmarse que, en general, los *contornos de los grandes océanos también son de edades distintas*. Así lo indica el que pertenezcan a la misma serie mesozoica los pisos que afloran en sus orillas respectivas; supuesto que, por ejemplo, en las del Pacífico los depósitos triásicos marinos están siempre incluidos en los plegamientos de las grandes cordilleras litorales, en el Índico sólo se hallan al NE., donde la costa pertenece al tipo del Pacífico, y en el resto de sus orillas la serie empieza en el jurásico medio. Alrededor del Atlántico (excepto los dos trozos de tipo pacífico) la serie secundaria comienza en el cretáceo medio. Ciertamente que en el oeste de Europa se hallan el liás y el jurásico a orillas del mar; pero el actual dibujo de la costa no tiene relación con el que podía haber cuando se depositaron dichos terrenos (lo que también demuestra la existencia de potentes formaciones de agua dulce, de edad wealdense, a orillas del mar en la Charente, Santander y Portugal).

Consideradas las depresiones marinas como áreas de descenso, los continen-

tes adquieren carácter de pilares y entonces *la forma puntiaguda de los continentes hacia el sur se explica por el cruce de campos de descenso, cuya mayor extensión se encuentra al mediodía.*

Pero mientras que los descensos de la litoesfera son limitados en extensión, los de la superficie líquida afectan a todo el conjunto de los mares; es decir, que un descenso limitado en la litoesfera (con formación de cuenca oceánica) acarrea otro general en la hidrosfera; a estos movimientos los llama Suess *eustáticos* y dice *que la formación de cuencas oceánicas determina movimientos negativos eustáticos, que ocurren bruscamente con ciertos intervalos.* Ese despiece de la corteza en distintas etapas es hecho general; las capas mesozoicas marinas ocupan una enorme zona que coincide con los arcos del borde meridional de Eurasia; de modo que hoy se alzan montañas donde antes el mar que se prolongaba más allá del actual Atlántico (cual lo prueban las faunas de Bogotá y de Chile), y precisamente en la dirección de la cenefa que, por excepción, posee la facies del Pacífico, es decir, la de las Antillas. Era el antiguo *Mediterráneo Central.*

Ya se han estudiado las espaciadas y grandes transgresiones, o sean movimientos positivos interrumpidos por fases negativas, tales como las del devoniano medio, la de la caliza carbonífera, la del jurásico superior y la mayor del cretáceo superior, llamada más comúnmente cenomanense y durante la cual bañó el mar mesozoico por primera vez las actuales costas del Atlántico. Luego siguieron fenómenos más complicados durante el terciario, entre los que se destacan la transgresión oligocena, de origen boreal; la gran reducción que después sufrió el Mediterráneo y su incremento posterior, debido a los hundimientos locales; recapitulación que demuestra que *la doctrina de las oscilaciones seculares de los continentes no puede explicar las sumersiones y emersiones reiteradas de la tierra firme, pues los cambios son demasiado extensos y uniformes para que provengan de movimientos de la corteza.* Se trata de cambios generales de la superficie del mar, lo que, a la vez, explica que *se haya podido usar la misma terminología para distinguir los terrenos sedimentarios en todas las partes de la Tierra.*

El elemento positivo de cada oscilación es mucho más largo que el negativo; los eustáticos positivos obedecen al relleno de las cuencas por los depósitos de todas clases (clásticos de denudación, orgánicos, volcánicos). Sin embargo, hay otros fenómenos que no poseen el carácter de los movimientos eustáticos.

Nota el autor que parece que los movimientos eustáticos no bastan para explicar todos los fenómenos de cambios de orillas; el análisis detallado de las series estratigráficas muestra a menudo oscilaciones abundantes y de escasa amplitud, difícilmente conciliables con esa clase de movimientos. Complican la observación de las señales de esos litorales antiguos múltiples circunstancias: una de las principales es la de apreciar la relación cronológica de las glaciaciones correspondientes a los diversos periodos glaciales. Además, en las tentativas para sincronizar los cambios observados en diversas latitudes se tropieza siempre con la desproporción a favor del número de señales de movimientos negativos, pues las de los positivos tienen siempre mayores razones para estar sumergidas y sólo en los mares cálidos suministran frecuentes pruebas de tales movimientos los arrecifes coralinos. No deben considerarse señales de cambio positivo las líneas submarinas de depresión en la desembocadura de muchos ríos, como el Hudson, el Ródano y el Congo, cual se ha tratado de demostrar varias veces. No era preciso repetir que,

en cambio, los testigos de movimientos negativos abundan en todos los puntos del Globo. En las altas latitudes acentúan esas huellas los aterramientos glaciáricos; además, se han formado terrazas (si bien precisa distinguir las marinas de las fluviales). Las señales negativas disminuyen de norte a sur. Pero adviértase que en el Africa austral, sur de Australia, Nueva Zelanda y Patagonia abundan elevadísimas señales negativas y que su altitud va disminuyendo hacia el norte. Ahora bien: lo mismo en las islas del Pacífico que en las Antillas y toda la zona ecuatorial se observa que los arrecifes vivos (donde se comprueban movimientos positivos) son más modernos que las calizas que han dejado en seco los negativos, de donde se infiere que deben considerarse posteriores los positivos.

Esas oscilaciones de los mares cálidos pueden explicar las señales negativas discontinuas de los boreales. Las de antiguas orillas son horizontales e independientes de la estructura de las costas en que se hallan y tienen iguales caracteres en el Pacífico que en el Atlántico; en país arcaico como en país volcánico; lo mismo en mesetas que en costas de rías. Es imposible explicar tales fenómenos mediante levantamientos y descensos de la tierra firme; las transgresiones son demasiado extensas y uniformes para que obedezcan a movimientos de la litosfera y tampoco pueden explicarse por la acumulación alternativa del agua en los polos (según la doctrina de Adhemar), pues se opone a ello el desarrollo simultáneo y altitud de las señales negativas en las altas latitudes boreales y australes. Parece que caracteriza a los últimos movimientos una acumulación de aguas en el ecuador y consiguiente disminución en los polos; en general, existe una oscilación de las aguas que las acumula alternativamente en los polos o en el ecuador, lo que concuerda con la índole oscilatoria que indica la estratigrafía en la deposición de los terrenos.

Recuerda Suess que, además de los movimientos verticales, se han producido en la corteza otros horizontales, a los que se debe la formación de cordilleras plegadas; pero esta clase de esfuerzos no han ejercido influencia directa en el nivel de los océanos; si bien no hay que olvidar que cuando el plegamiento afecta a una región emergida aumenta la pendiente de los ríos y el volumen de las precipitaciones atmosféricas y, por tanto, de los materiales de acarreo; cuando el fenómeno ocurre bajo el mar hay que tener en cuenta las relaciones entre hundimientos y plegamientos. La emersión de los continentes proviene de hundimientos locales que conducen las aguas marinas a las fosas así formadas. El plegamiento de las cordilleras es factor secundario.

Se ha dicho que Escandinavia, Groenlandia, Australia y Nueva Zelanda tienen movimiento de báscula; que América del Sur y Noruega se levantan por sacudidas, etc.; pero no es Suecia la que se levanta, sino el Báltico el que se vacía poco a poco; las oscilaciones del templo de Serapis corresponden a movimientos locales de origen volcánico; hace miles de años que es invariable la pendiente del Nilo y la red fluvial del Mekong es hoy la misma que hace cuatro mil.

Suess ha mostrado la causa inmediata que, a su juicio, produce esas oscilaciones marinas, pero aún no adelanta nada acerca de la causa primera y, además, declara que no hay datos para medir el tiempo que ha exigido la producción de los fenómenos geológicos.

LA FAZ DE LA TIERRA

TERCERA PARTE

LOS MARES

CAPÍTULO PRIMERO

DIVERSIDAD DE IDEAS SOBRE LOS CAMBIOS DE LUGAR DE LAS COSTAS; TERMINOLOGÍA Y GENERALIDADES

Strabon.—Dante.—Celsius y Linneo.—Nordenankar.—Playfair y L. de Buch.—Goethe.—
Lyell y Darwin como defensores de la teoría del levantamiento.—Bravais y Eugenio Robert.—
Chambers y Domeyko; nuevas objeciones.—Teorías basadas en la gravitación.—
Adhemar y sus sucesores.—Resúmenes.—Howorth.—Terminología.—Ejemplo de verdadera
dislocación en Nueva Zelandia.—Camino seguido en los capítulos siguientes.

Hemos descendido de las altas montañas y estamos a orillas del mar. Nuestras miradas se pasean libremente por su vasta extensión. Una gran ola se acerca y amenaza alcanzarnos; de pronto su cresta se dobla hacia adelante, y la ola, con sordo rugido, barre parte de la arena sin mojar el sitio donde estamos sentados. Después, el agua refluye dejando sólo una larga cinta de algas marinas que indica el límite de sus esfuerzos; entonces acude una segunda ola, luego una tercera, y de cuando en cuando surge otra mayor que impulsa las algas más hacia tierra y nos obliga a retirarnos hasta el cantil de la costa.

Como el coro de un canto colosal se repite el tronar de las aguas. Largo tiempo nos cautiva la sublimidad del espectáculo. Ya la cresta de las olas se despliega sólo lejos de la orilla, y pronto llega el momento del reflujo máximo hasta que el mar torna a subir; las ondas que ganan a grandes pasos la ribera, reúnen los regueros sucesivos de blancas conchas y las cintas de verdes algas, y pasadas seis horas se sumerge el sitio donde nos encontrábamos, y el agua lame de nuevo la base de los acantilados.

Así, según mesurado ritmo, los astros hacen moverse el ondulante Océano hacia tierra primero, y luego en sentido inverso.

Fijémonos en el acantilado. Distinguimos en él claras señales de una antigua orilla bastante más alta que el nivel actual del mar. Milla tras milla pueden seguirse estas señales a la misma altura, sean cualesquiera la naturaleza y estructura de las costas; en acantilados calizos o graníticos o de antiguas cenizas volcánicas lo mismo que sobre aluviones terciarios modernos, rodean como cenefa, no sólo el continente, sino también las islas fronteras.

Ya no se trata de los desgastes y cobijaduras que observamos en las regiones montañosas, ni de los plegamientos cuya disposición depende de la intensidad y dirección del esfuerzo tangencial, grado de cohesión de las rocas, resistencia de los macizos que se oponen al empuje y con energía que cambia de uno a otro lugar. Es un fenómeno natural absolutamente distinto, y cuando consideramos el juego de las mareas que hace bajar y subir dos veces al día entre límites constantes el nivel del mar, parece que la misma Naturaleza nos invita a preguntarnos si no existirán otras fuerzas susceptibles de determinar, en períodos más o menos largos, oscilaciones mucho mayores que la que hace un momento nos obligó a retroceder hasta el pie del acantilado.

Muchos observadores eminentes han pensado de este modo; otros han supuesto cambios en el volumen total de las aguas marinas; otros, por el contrario, han imaginado movimientos uniformes y continuos de la corteza sólida, o, según la frase usual, de movimientos *seculares*. Estas diversas teorías se emitieron y gozaron de crédito sucesivamente, con arreglo al grado de adelanto de las observaciones y a la opinión dominante en cada momento sobre el origen de las cordilleras y condiciones de equilibrio de la superficie de los mares.

En la Antigüedad sabíase que el mar se extendía en otro tiempo tierra adentro hasta el oasis de Júpiter Ammon y que había cubierto toda la llanura comprendida entre el Casius y el Mar Rojo; se perseguía entonces con ahinco la resolución de este problema, como lo atestigua la polémica incluida en la Geografía de *Estrabon* (I, 3), quien de acuerdo con Arquímedes enuncia el principio de que toda agua tranquila tiende a formar una superficie esférica y que su centro se confunde con el de la Tierra; afirma que los mares no tienen pendiente y reprocha a Eratóstenes el haber creído, por el testimonio de ciertos ingenieros, que el agua a ambos lados del istmo de Corinto no tenía igual altura. Según Estrabon, no se levantan sólo las islas y las montañas aisladas, sino la misma tierra firme; en cambio, porciones más o menos extensas de ésta pueden descender y hundirse bajo las olas.

Me faltaría espacio para escribir la historia de esta discusión, tan vieja como nuestra ciencia; sin embargo, así como antes he intentado explicar

con varios ejemplos la naturaleza de los volcanes y el diverso origen de los terremotos, intentaré ahora, mediante la exposición de algunos de los capítulos de esta historia, hacer resaltar, por lo menos, ciertos aspectos que ha presentado sucesivamente el problema.

Pero ya no podremos limitarnos a escuchar la elocuencia de la Naturaleza, como hemos hecho hace poco, sino la lucha, a veces más ruidosa, de las opiniones humanas.

Es el 20 de enero de 1320. Las campanas de Verona suenan en una brillante mañana de domingo, y la multitud saluda respetuosa a un grave personaje de elevada estatura que, con la cabeza algo inclinada, entra en la capilla de Santa Elena: el gran *Dante*.

Todo lo que puede conmover el alma humana lo ha sentido el egregio poeta, y en el reino de la fantasía ha recorrido mayores distancias que otro ningún mortal antes que él. Ha sobrevivido a la pérdida de su Beatriz y a la de aquel Emperador de quien esperaba un mejor porvenir para su patria. Luego, huyendo del odio de su pueblo natal, ha encontrado un asilo en la corte del jefe de los Gibelinos de la alta Italia, Can Grande, de la casa de los Scaligeri. Con un don de evocación hasta entonces desconocido, condujo a la vivienda de los elegidos y al fondo de los infiernos a sus admiradores contemporáneos; hoy vuelve al punto de partida de su más potente creación, al examen de algo más grande que todas las obras de la poesía: al orden real del Universo.

Dante ha convidado a toda la sociedad culta de Verona para que acuda a aquella capilla a oírle una disertación que tiene por tema: «*De aqua et terra*». Se propone explicar la posición relativa de la tierra y del mar, y, como él mismo refiere, todos han acudido a su cita, «excepto algunos que temen confirmar con su presencia la ajena supremacía»¹.

Pero es difícil para nosotros, después de aceptar esa invitación al cabo de más de quinientos años, juzgar sin prejuicios las ideas del gran poeta. Trabajo nos cuesta desprendernos del orgulloso sentimiento de superioridad con que acostumbramos juzgar los esfuerzos de una época en la que por el intermedio de la ciencia árabe, y con ayuda de traducciones bastante incompletas de Aristóteles, se sentaron los cimientos del edificio actual, y en la que, a pesar de la extremada escasez de las observaciones, los espíritus más eminentes lucharon con valor y sin descanso para abarcar en un cerco victorioso el conjunto de los fenómenos cósmicos.

La obra de gran autoridad aún en la época de Dante era el *Speculum quadruplex* (terminado hacia 1244) del dominico *Vicentius de Beauvais*. Este monje, uno de los ornamentos de la corte de San Luis, dispuso el plan de la parte cosmográfica de dicha enciclopedia con arreglo a los días de la creación del Génesis². *Vicentius* señaló el contraste que en la formación de los elementos existe entre el *fiat lux* y el *congregentur aquae ut appareat arida*; en esta expresión *congregentur aquae* veía *Vicentius* una alusión a

la condensación del vapor de agua contenido en las capas inferiores de la atmósfera, una reunión de las masas condensadas sobre las partes de la superficie terrestre situadas más abajo; el despertar de una fuerza antes dormida en las moléculas acuosas y que él llama *vis inclinativa ad descensum*, o como hoy diríamos, la gravedad. Todas las aguas comunican con el mar como la sangre en el cuerpo humano. La superficie de la tierra es esférica, la del agua también.

Hasta aquí las ideas de Vicentius son claras y ninguna diferencia notable de criterio aparece en sus sucesores. Prosiguiendo el examen de la curva del Océano, llega a considerar la redondez de la superficie del agua en un vaso y la forma esférica de las gotas. El hecho de que desde el tope

de los palos de un buque se vea más a lo lejos en la costa que desde cubierta, era prueba para él de la convexidad independiente de la superficie del mar; y la existencia de manantiales en la cumbre de las montañas le revelaba que el Océano debe ocupar nivel más alto que la tierra firme.

Así Vicentius nos ofrece la idea, aún vaga, de una fuerza coercitiva que presenta cierta analogía con la

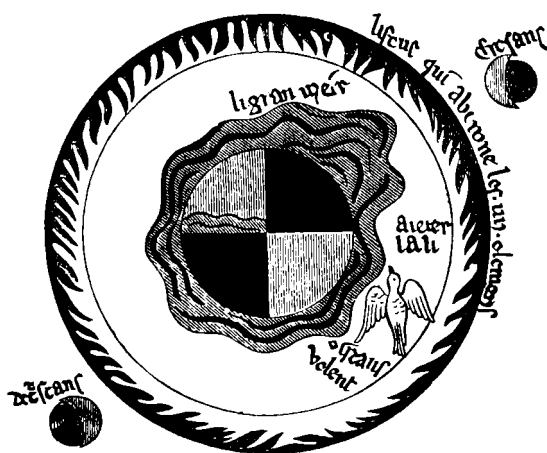


FIG. 1.—De la obra de Brunetto Latini: *Li Livres dou Tresor*; ed Chabaille, p. 117.

ley según la cual se forman las gotas y que influye en la disposición de la superficie del agua que, por lo tanto, no depende sólo de la atracción general del astro y que es la causa esencial. Casi podría decirse que nos pinta el Océano como una gota gigantesca adherida al globo terráqueo¹.

Otros pensadores, como Roger Bacon en su curiosa *Opus Majus*, presentada al Papa Clemente IV en 1267, se apoyan en la unidad del *Centrum mundi* y en la disposición concéntrica de las esferas del Universo. Este criterio encontró su expresión más genuina en lo que se refiere a la forma del Océano, en el célebre pasaje en que Bacon demuestra que una copa puede contener más vino en la bodega que en la taberna: «Todos los puntos de la superficie de un líquido—dice—están igualmente alejados del centro de la Tierra; toda superficie de esta especie representa, pues, un trozo de superficie esférica; cuanto más nos aproximamos al centro y

disminuye el radio de curvatura, más aumenta el levantamiento sobre los bordes del vaso»⁴.

Sin embargo, la idea de que la esfera oceánica posee forma propia se extendió cada vez más; la elevación de los mares respecto a los continentes se consideraba hecho indiscutible y fácil de comprobar, y muchos autores hablaban de una *arista* especial del Océano; era uno de ellos *Brunetto Latini*, aquel maestro que había enseñado a Dante «como puede el hombre immortalizarse»⁵. Brunetto, eminente estadista, después de la derrota infligida a los florentinos por Manfredo cerca de Monte Aperti, en 1260, había sido desterrado a Francia, donde permaneció hasta el año 1267, en que murió Manfredo en la batalla de Benevento. Durante aquel periodo dirigió su obra titulada *Li Livres dou Tresor*, donde sostiene también que el mar está más alto que la tierra, basándose, sobre todo, en la gran altura de ciertos manantiales⁶. Pero con el transcurso de los años debió producirse en Dante una lucha entre su intuición de naturalista y las ideas de su venerado maestro, y por esto, sin duda, en su tratado de *De aqua et terra* no citó el nombre de uno de sus adversarios⁷.

Dante comienza por enumerar los argumentos de sus contrarios, y muestra que sólo le queda esta alternativa: o admitir una excentricidad de la masa líquida entera, o una elevación local de las aguas. Declara ambas hipótesis inadmisibles, pues si la masa del Océano fuese excéntrica, resultaría que el agua posee la facultad de correr lo mismo hacia arriba que hacia abajo; sean dos centros distintos los puntos *A* y *B* (fig. 2, pág. 7): un trozo de tierra y una masa de agua que cayesen al suelo desde el punto *Z* deberían divergir, pero la gravedad es una propiedad común a todos los cuerpos.

Y, por igual motivo, es imposible que exista una protuberancia local en el Océano, porque si llegase a producirse, las olas se dispersarían inmediatamente en todas direcciones.

Así, el Océano es concéntrico con la Tierra y todos los puntos de su superficie están igualmente alejados del centro común; de modo que si las costas de los continentes y los continentes mismos sobresalen de los mares, es porque estas partes del Globo son más altas que el Océano. Además, es evidente que las tierras sobresalen del Océano a causa de ciertos

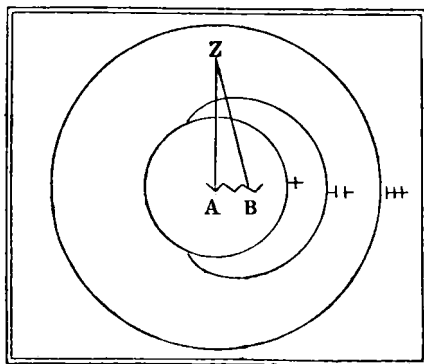


FIG. 2.—De la obra de Dante: *Quaestio de forma et situ aquae et terrae*; ed Torri, p. XXIV.

A, centro de la Tierra y del Cielo; *B*, centro del Océano; +, indica la Tierra; ++, el Océano, +++, el Cielo.

levantamientos particulares de su masa y no por efecto de una excentricidad, porque en este caso el límite del suelo emergido sería una circunferencia, y ya se sabe que no es esto lo que ocurre.

Existe, pues, realmente, una elevación de la tierra, y debe buscarse la causa. «*Dico igitur*—prosigue Dante—*quod causa huius elevationis efficiens non potest esse terra ipse; quia quum elevari, sit quoddam ferri sursum; et ferri sursum, sit contra naturam terrae*»⁸. *La Tierra no puede levantarse por sí misma*; y no pudiendo tampoco producir el fenómeno el agua, el fuego o el aire, sólo en el cielo debe buscarse el origen de esta fuerza ascensional.

Aun en el firmamento estrellado sería manifiesto error recurrir a los astros errantes: la Luna, el Sol y los planetas; débese, pues, buscar en las estrellas fijas, cuya acción se ejerce como la del imán, o por la producción de vapores activos. De este modo Dante se adhiere a la doctrina expuesta, con mayor extensión en 1282, por *Ristoro d'Arezzo*, según la cual no sólo los relieves terrestres deben atribuirse a la influencia de las estrellas fijas, sino que la forma de las montañas y los valles serían espejos que reflejasen invertida la distancia variable de estos astros a la Tierra como la impresión de un sello en la cera⁹.

Por fin, Dante recuerda, entre otras razones, que si parece que la orilla descende a la vista del marino que se aleja de tierra, débese sólo a la curvatura general de la superficie líquida, y añade que se sabe hace mucho tiempo que los manantiales no están alimentados por aguas ascendentes, sino por los vapores que se condensan en las cumbres de las montañas¹⁰.

Dante murió el año siguiente: en 1321. Marchando a través de los siglos llegaremos a una época en que la observación, cada vez más atenta, de los fenómenos naturales ha originado esta cadena casi ininterrumpida de opiniones diversas que aun no ha alcanzado su definitivo límite.

En 1692 un joven noble de Lorena, *Benoist de Maillet*, fué nombrado cónsul de Francia en Egipto; trasladado en 1708 a Liorna y enviado luego en diversas ocasiones a Levante, pudo estudiar holgadamente las costas del Mediterráneo. De los indicios de retirada de las aguas que allí observó dedujo que el volumen de los mares disminuye progresivamente; sus observaciones no se publicaron hasta después de su muerte, en 1748¹¹.

Entretanto en Suecia atraían la atención hechos análogos. En 1702 el físico *Hjärne*, que había comprobado el retroceso de la orilla, hizo tallar en algunas rocas señales que permitiesen observar los progresos del fenómeno. *Manuel Swedenborg* pensaba que la mar descende en general y que el descenso es mayor en el Norte que en el Sur, y presentaba como prueba el rápido incremento del continente en Laponia. La idea de un cambio de forma de la envoltura líquida del planeta se encuentra aquí claramente expresada. En una carta dirigida a Jacobo Melle (von Hönig), de Lubek en 21 de mayo de 1721, Swedenborg emite la opinión de que «hacia los

polos descienden los mares y (probablemente) se elevan cerca del ecuador, y que las islas separadas en otro tiempo se han reunido al continente gracias a este descenso del mar» ¹².

Swedenborg no tomó parte en la discusión entablada en su patria algunos años después sobre este problema; apenas se mencionó su nombre. Mientras que el poeta Dante, luego de haber dado cima a las más bellas creaciones de su genio, quiso aún elevarse por medio del estudio de las leyes físicas, el naturalista sueco emprendió el camino inverso. El poeta puede intentar franquear los límites del mundo material: es rey en el dominio del sueño; pero si tiene la misma audacia el naturalista, cuyo pie es más pesado, como habituado al terreno firme de la ciencia, cree observar aún realidades y la visión lo domina.

Hacia la misma época dos eminentes ingenieros italianos, *Manfredi* en Bolonia y *Zendrini* en Venecia, estudiaron la cuenca del Mediterráneo y dedujeron conclusiones absolutamente contrarias a las formuladas por de Maillet, pero en armonía con lo que sugirió Swedenborg. En su opinión el nivel del Mediterráneo, lejos de descender, se eleva ligeramente. El hallazgo de un pavimento de mármol bajo la catedral de Ravena en un nivel 8 pulgadas inferior al de pleamar, la sumersión continua de ciertas partes de los cimientos del palacio de los Dogos, en Venecia, y, por fin, el estado de la iglesia de San Marcos.....; tales eran los hechos comprobantes del fenómeno. Después de la muerte de Eustaquio Manfredi apareció, en 1746, su Memoria «De aucta Maris altitudine», en la que explica la elevación del nivel del mar por el aporte de materiales sólidos que los ríos arrastran anualmente ¹³.

Volvamos ahora a Suecia.

En el otoño de 1729, en el jardín de la Universidad de Upsala, un estudiante de Medicina, pobremente vestido, anotaba los nombres de las plantas. Era tan pobre que, como contó él más tarde, no tenía bastante dinero para poner medias suelas a sus zapatos y necesitaba reemplazarlas con papel para no verse obligado a andar descalzo. Este joven de veintidós años era *Linneo*, hijo del pastor de Stenbrohult. Un notable personaje eclesiástico, *Olaf Celsius*, que fué luego prepósito del Cabildo de Upsala, y que en la época de que hablamos disponíase a escribir una historia de las plantas de la Biblia, se dirigió a nuestro estudiante, lo interrogó acerca de los nombres dados por Tournefort a una porción de plantas, y satisfecho de la extensión de sus conocimientos lo llevó a su casa. Pronto el celo del joven le atrajo toda la simpatía de Celsius y la íntima amistad de su sobrino Andrés ¹⁴.

Aún muy joven Andrés Celsius había visitado en 1724 las costas del golfo de Botnia. En Hunddiksval, en Piteå y en Luleå, había comprobado la retirada del mar. En Torneå se enteró con gran sorpresa de que ya era inútil el puerto construido en 1620. Los marinos le indicaron puntos donde

entonces apenas podría navegarse en bote, cuando en otros tiempos pasaban grandes buques con facilidad. Cerca de Langelö, y en otras localidades, vió lejos del mar anillas que habían servido para amarrar los barcos. De todas estas observaciones dedujo Celsius que cada siglo bajaba el agua del mar unas 45 pulgadas (133 centímetros).

Pasemos por alto los catorce años siguientes al del citado encuentro en el académico jardín. Linneo y Andrés Celsius eran ya profesores numerarios en la Universidad de Upsala. Ambos habían hecho largos viajes por Europa; en Bolonia Celsius entró en comunicación con Manfredi y tomó parte activa en la medida de un arco ejecutada por los astrónomos franceses en el Norte; los dos amigos fueron a Laponia y gozaban ambos el mayor renombre en el mundo científico. Entonces reunieron sus esfuerzos para exponer en las conferencias académicas las ideas de Celsius, a menudo discutidas y combatidas, sobre la situación del mar ⁴⁵.

Linneo tomó la palabra el 12 de abril de 1743 y Celsius el 22 de junio del mismo año; me detendré primero en esta segunda comunicación porque representa el resumen de las opiniones que sobre dicho objeto tenía su autor, el más competente de los dos en la materia.

El razonamiento de Celsius es este:

Debe considerarse el Planeta en tres estados sucesivos: el de «inundación», un estado intermedio y el de «conflagración». Poseemos muchos testimonios del estado de inundación que se remota a muy lejana época; vivimos en el período transitorio, pero por todas partes vemos que el mar retrocede, su volumen disminuye y marchamos a grandes pasos hacia el estado próximo: el de conflagración. El Sol y los planetas se encuentran en fases diversas de este último estado, más o menos próximas a la sumersión o a la combustión.

A su vez Linneo expresó la siguiente idea para completar el cuadro:

El Creador no esparció simultáneamente muchos individuos por todo el Globo; en efecto, ¿para qué hubiera servido la creación de muchos seres si el mismo objeto se podía alcanzar con una pareja única y hasta con un solo individuo? El mar retrocede sin cesar año tras año y la extensión de las tierras emergidas aumenta continuamente. En su origen, la tierra sólo era una pequeña isla que encerraba todo lo que el Creador había destinado al uso del género humano. Debemos considerar aquella isla (el Paraíso Terrenal) como una alta montaña situada en el ecuador; en sus laderas, hasta la cima cubierta de nieves eternas, todas las especies de vegetales encontraban clima apropiado a sus necesidades. El viento, los ríos, los pájaros, la estructura particular de ciertos granos facilitaron su dispersión a medida que la parte continental aumentaba.

Andrés Celsius murió el año 1744, en que se imprimieron las dos Memorias en Leyden. Mientras que las deducciones de Linneo encontraban por doquier favorable acogida, gracias a su conformidad con las tradicio-

nes bíblicas, las ideas de Celsius, y sobre todo su predicción del próximo aniquilamiento de los seres vivos, se estrellaron contra la más violenta oposición, aunque se fundaban en la misma base. Esa oposición se extremó tanto que cuando el historiador del reino, *Olaus Dalin*, quiso citar en apoyo del parecer de Celsius ciertos hechos sacados de los documentos históricos, la Dieta sueca expresó su desaprobación de esta doctrina en un decreto especial.

Esto no podía calmar el ardor de la lucha. Muchos se adhirieron a la opinión de Celsius; unos intentaron explicar la disminución de los océanos por la evaporación al espacio que se cargaba así de la humedad a expensas de nuestro planeta, otros volvían a la antigua idea de Pontoppidan recogida recientemente por Saemann, según la cual la solidificación del globo terrestre debía determinar la fijación del vapor de agua. En el campo opuesto, el adversario más notable era *Browallius*, el docto obispo de Åbo, quien aducía que la isla baja de Saltholm, cerca de Copenhague, existía desde 1230, y, por tanto, las deducciones que Celsius hizo más al norte no tenían comprobación al sur. Demostró, además, que aun en el norte, en la costa finlandesa, en el distrito de Åbo y Björneborg's Län se encontraban árboles a pocos pies sobre el nivel del mar, como el árbol de trescientos diez años de edad que cortó Bjernoskärgeard y que sólo se elevan a cuatro pies sobre dicho nivel. Más tarde volveré a ocuparme de este importante hecho nunca rebatido ¹⁶.

El libro del obispo Browallius produjo honda impresión, y desde entonces escasearon los estudios referentes al problema de que tratamos, pero en 1792, cerca de cincuenta años después de las dos conferencias de Celsius y de Linneo, alguien que conocía muy bien el Báltico, el almirante *Nordenankar*, emitió nuevas ideas sobre el indiscutible descenso del nivel del mar; por desgracia la Memoria en que se expresan estas atrevidas opiniones no encontró todo el crédito que merecía ¹⁷. Según Nordenankar, debe colocarse el Báltico entre los lagos interiores cuya característica fundamental es ocupar nivel superior al del Océano, del mismo modo que el Mälär se encuentra más alto que el Báltico. Por eso no debe sorprendernos tanto la disminución del agua. Se ignora en qué remota época comenzó el descenso de las aguas al verificarse la comunicación del Báltico con el Mar del Norte por el Öresund y los dos Belt, y no se sabe tampoco cuánto tiempo haría falta para que corriendo continuamente, o desbordándose el agua del Báltico hasta nivelarse con el Océano, se detuviese el descenso del manto líquido. No menos de doscientos ríos desaguan en distintos puntos del Báltico; por eso el nivel de sus aguas es tan variable con los años y las estaciones. Los vientos persistentes aceleran o retrasan, según su dirección, el desagüe en el Océano e influyen también en el nivel de las aguas.

A dicha Memoria corresponde, pues, el mérito de que en ella por pri-

mera vez se emitiese juicio en tan debatida cuestión sobre las condiciones particulares del Báltico, así como sobre la gran importancia de las aguas dulces que a él afluyen.

Entretanto en Italia se admitían ideas muy análogas a las que expuso anteriormente Swedenborg.

En el primer volumen de las obras del matemático Frisi (publicado en Milán en 1782) se encuentra una notable Memoria titulada «De aucta et inminuta Marium Altitudine», en la que el autor deduce de los hechos observados por Celsius y Manfredi que el nivel del mar desciende en el Norte mientras que se eleva en el Mediterráneo. Ciertamente que algunos hombres ilustres habían expresado la opinión de que el continente se levantaba en Escandinavia por la fuerza de un fuego subterráneo (Runeberg), pero el levantamiento de territorios tan extensos y de tan grandes cordilleras no podría producirse sin determinar en el suelo violentas y continuas sacudidas y sin que el fuego subterráneo apareciese en algunos puntos; estos movimientos afectarían, desde luego, distinta amplitud, según las localidades. Frisi añade que si todos los mares se comunicaran formarían sin duda una curva continua, y el aumento de la velocidad de rotación provocaría un descenso del nivel del mar en la región de los polos. Todo cuerpo en vías de condensación que gira alrededor de un eje determinado experimenta esa aceleración ¹⁸.

En la misma Italia surgieron dudas. Breislak tuvo que reconocer que no había encontrado explicación satisfactoria de las señales que dejó el mar en el templo de Serapis en Puzol, y en la edición francesa de sus *Viajes por Campania*, publicada en 1801, expresó la idea de que el propio continente había descendido cinco metros y luego se había levantado de nuevo otros tantos. Pero el traductor *Pommereuil* añade: «esta idea parece una broma. Es cortar el nudo gordiano porque no se puede desatar» ¹⁹.

La teoría de Frisi fué combatida en 1802 por *Playfair*, quien invocaba el reciente descubrimiento en las regiones tropicales de arrecifes coralinos situados sobre el nivel actual del mar; y recordando la opinión más antigua de Lázaro Moro, dedujo que, en efecto, el continente se levanta en Suecia. Playfair insistió sobre la carencia de observaciones auténticas y la dificultad del objeto. Lo que hoy se tiene por cierto son sólo opiniones provisionales en las que el porvenir introducirá bastantes modificaciones ²⁰.

Poco después, *Leopoldo de Buch* entró resueltamente por el mismo camino. En los últimos días de septiembre de 1807, durante su viaje a Laponia, y encontrándose al sur de Torneå el gran geólogo escribió lo que sigue: «Es cierto que el nivel del mar no puede descender; el equilibrio de los mares lo hace imposible. Pero como el fenómeno de la retirada de las aguas es innegable, hay que admitir que toda Suecia se levanta lentamente, desde Frederikshald hasta Åbo y acaso hasta Petersburgo» ²¹.

Se prepara una revolución de ideas. La *teoría de la desecación*, como puede llamarse la doctrina de De Maillet y de Celsius, comienza a ceder su puesto a la *teoría del levantamiento* que profesaban Playfair y Leopoldo de Buch.

Desde luego no debe creerse que se abandonara enseguida la teoría de la desecación; al contrario, durante cierto tiempo gozó de mayor popularidad que nunca. Después de las grandes guerras del principio del siglo XIX millones de hombres esperaban el fin del mundo para el 18 de julio de 1816. Lo mismo que el individuo agotado por la inanición o la depauperación está predispuesto a trastornos físicos, en que la tristeza, la angustia y vagos presentimientos de muerte se van manifestando por turno....., podría entonces medirse el agotamiento de los pueblos por la fuerza irresistible con que se apoderó de naciones enteras la idea del próximo fin de todos los seres, como una verdadera epidemia moral. La Prensa se ocupaba con predilección de la teoría de Celsius, que condenada en otro tiempo como pesimista porque anunciaba la destrucción de los seres vivos, aparecía de pronto en medio de la ansiedad general como consoladora del género humano, al que aun se dignaba conceder tantos siglos de existencia. Pasó la fecha temida, hubo una corta polémica y luego todo el incidente cayó en el olvido ²².

Sin embargo, la teoría del levantamiento distaba de haber conquistado la supremacía, pues muchos y de los más distinguidos geólogos de entonces eran opuestos a esa hipótesis. Cuvier y Brogniard, que habían dado a conocer la repetida alternancia de depósitos marinos y de agua dulce en los alrededores de París, no hablan en ninguna parte de su obra de un levantamiento o de un descenso del suelo. La creta—dicen en sustancia—se forma en un *primer mar*; éste *se retira*; luego ocurren depósitos de agua dulce; *otro mar* poblado de otras conchas *vuelve* y *se retira* de nuevo, etcétera ²³. Omalius d'Halloy se sirvió de las mismas expresiones en 1813 ²⁴ y más tarde en 1827, *Constante Prevost* no intentó apoyarse en la teoría del levantamiento cuando se dedicó a combatir ante la Academia de Ciencias el resultado de aquellos estudios estratigráficos tan importantes para la época, sino que protestando de que la existencia de estas formaciones de agua dulce debe considerarse testimonio del retroceso del mar, procuró explicar las particularidades de la sucesión de las capas alrededor de París por un descenso reiterado de las aguas, y así volvió, aunque por razones de otro orden y en forma nueva, a la idea fundamental de Celsius²⁵.

Todavía en 1822 el mismo *C. von Hoff*, el concienzudo crítico que se había dedicado especialmente al estudio de estos problemas en Alemania, difirió de la opinión de Leopoldo de Buch. También él pensaba que el descenso del mar sólo puede ser fenómeno general y uniforme y, a sus ojos, las *ideas atrevidas* de Leopoldo de Buch constituían un método de explicación *verdaderamente a la desesperada* ²⁶.

Esta frase recibió la abierta aprobación de Goethe, quien en aquella ocasión dedicó a von Hoff una Memoria notable sobre el templo de Serapis. «En definitiva—escribía Goethe—, ¿qué es todo eso del levantamiento de las montañas sino un medio mecánico que no suministra ninguna idea al entendimiento, alimento alguno a la imaginación? Son palabras que no encierran ideas ni imágenes»⁴⁷.

Dante decía: «La Tierra no puede levantarse por sí misma; esto es contrario a su naturaleza». Resulta curioso el cotejo entre estas palabras y las que escribió quinientos años después Wolfgang von Goethe; nadie en la historia del alma humana supera a estos dos grandes hombres y muy pocos los igualan. Su penetrante mirada advirtió las dificultades del problema, aunque no pudieron darle solución satisfactoria. La necesidad de resolverlo provocó un retroceso a la teoría del levantamiento lento de los continentes, cediendo a la impresión de los hechos relatados en modernas obras y seducido por la teoría del levantamiento de los volcanes y montañas; teoría que acababan de desarrollar con tanta brillantez Humboldt, Leopoldo de Buch y sus contemporáneos.

La teoría del levantamiento recibió pronto fuerte apoyo a causa de las investigaciones de Carlos Lyell y Carlos Darwin.

Carlos Lyell, que visitó Suecia en el verano de 1834, pudo convenirse de la exactitud de los hechos invocados, y notó al punto que los indicios de levantamiento del suelo son bastante más notorios en el norte que en el sur⁴⁸. Más tarde, basado en el testimonio de Nilsson, se inclinó a la idea de que el levantamiento del suelo alcanza su mayor amplitud en la Escandinavia septentrional, va disminuyendo hacia el sur y que cesa en Södertelje, algunos kilómetros al SO. de Estocolmo; desde este punto hasta el extremo sur de la península se produce un descenso, y parece como si se tratase de un verdadero movimiento de báscula, con el brazo meridional bastante más corto que el otro⁴⁹.

Durante los años 1832 a 1836, *Carlos Darwin* realizó su memorable viaje por el Océano Pacífico y América del Sur. El descubrimiento de la estructura de los arrecifes de coral lo condujo a suponer la existencia de vastísimo descenso que afectaría en la época actual a la mayor parte del lecho del Océano Pacífico en la zona intertropical. Darwin intentó también dibujar en un mapa la extensión de las áreas de levantamiento y de descenso para el conjunto del Globo en aquellas latitudes⁵⁰.

Pero la exploración de las costas de América del Sur evidenció un levantamiento de toda la parte austral de este continente hasta las proximidades del 30° paralelo; Darwin pensaba que este levantamiento debió haber sido *intermitente* a juzgar por la disposición de los restos que dejó el mar en terrazas sucesivas⁵¹.

La extraordinaria extensión del fenómeno y su índole intermitente co-

menzaron a sugerir nuevas dudas. No debe olvidarse que el argumento considerado decisivo cuando apareció la teoría del levantamiento, era la variación local de los cambios de nivel sufridos por las costas; pero el campo de la demostración comenzaba arebasar el cuadro, demasiado reducido, de las hipótesis.

Bravais dijo que en el *Altenfjord*, cerca de *Hammesferst*, había dos terrazas no horizontales, y que la pendiente de la superior era mayor que la de la otra, pero este dato no pareció suficiente para mantener en auge la teoría del levantamiento. Ciertamente *Elie de Beaumont*, en un informe detallado, creyó poder deducir de esas afirmaciones que existía relación entre el levantamiento de la cordillera escandinava y la emersión de las terrazas litorales, mas, en el mismo documento, demostraba la generalidad del fenómeno de las terrazas en todo el norte de Europa....., lo que *ipso facto* destruía aquella hipótesis. Luego se ha comprobado, además, que las observaciones de *Bravais* eran inexactas, pues en las cercanías de *Hammesfert* las terrazas están tan rigurosamente paralelas al nivel actual del mar como en todo el resto de Noruega, y es probable que *Bravais* midiese por el mismo rasero fragmentos de terrazas en realidad distintas ³².

En la «*Commission scientifique du Nord*», de que formaba parte *Bravais*, figuraban también como geólogos *Durocher* y *Eugenio Robert*. Mientras que se dispensó excelente acogida al informe de *Bravais*, cuyas conclusiones tan bien armonizaban con las ideas de la época (lo que no les impedía ser inexactas, como luego se vió), apenas se apreció la valiosa y completa exposición de los hechos debida a *Eugenio Robert*. En este trabajo, presentado en 1844 a la Academia francesa ³³, se consigna por primera vez la extensión del fenómeno en todas las regiones del Norte, y aunque el autor no intentó en ningún punto sacar de sus estudios las conclusiones que de ellos se desprenden, es fácil reconocer que no le pasó inadvertida la escasa solidez de la doctrina que entonces predominaba.

Al fin de su Memoria, *Eugenio Robert* formula las conclusiones siguientes:

1.^a Las señales de antiguas costas no están repartidas uniformemente por el Globo; son raras en el hemisferio austral.

2.^a Aunque estas señales parecen más frecuentes cerca de los polos, hay que advertir que en aquellos parajes la especie humana escasea, y que, privada de nuestros grandes recursos industriales, no ha podido modificar mucho, hasta ahora, la superficie del país que ocupa.

3.^a Se conservan tanto mejor dichas señales cuanto más lejanas están del ecuador....., lo que se debe, sin duda, según *Robert*, a que la degradación de las rocas bajo la influencia de la atmósfera y de la vegetación es menos activa en las regiones árticas.

4.^a Las señales menos discutibles parecen haber alcanzado su máxima altitud (162 a 195 metros) hacia el norte ³⁴.

Este trabajo de Eugenio Robert, que podría haber ejercido influencia fecunda, permaneció casi ignorado. Sin embargo, la universal distribución de las terrazas era cada vez más manifiesta, y los hombres que se consagraban especialmente a su estudio podían reprimir mucho menos que los otros las dudas que les inspiraba la antigua teoría del levantamiento.

En 1848 *R. Chambers* publicó un libro muy instructivo sobre las antiguas costas, en el que pasaba revista a las terrazas de América del Norte, de la Gran Bretaña, de Francia y de Noruega. Chambers recalcó expresamente que ningún levantamiento de la época actual se extiende en un área que pueda compararse con la que se observa en las terrazas, y añade: «La recesión, la accesión y la recesión repetida de las aguas aquí indicadas (se trata de Inglaterra), no obligan a admitir otros tantos levantamientos y descensos sucesivos de nuestra isla, pero se explicarían muy bien estos hechos suponiendo que una parte del fondo del mar situada a gran distancia se hubiera hundido, luego levantado, y luego vuelto a hundir. Es posible que la sumersión de las selvas o los descensos de nuestras costas, familiares a todos los geólogos ingleses, obedezcan a alguna causa latente de esta índole. Por mi parte al menos, en vista de la disposición tan uniforme de las terrazas que rodean las costas en las Islas Británicas, creo muy aventurado admitir descensos parciales del suelo, pues entonces, sin duda, se observarían desviaciones de la línea general, y esto puedo certificar que no ocurre» ³⁵.

Chambers, al rechazar por estos motivos el origen local de tales fenómenos, emite la idea de que el descenso de las regiones de islas coralinas en la zona intertropical, debe provocar una afluencia de las aguas de los polos hacia el ecuador. Tal es, que yo sepa, la primera tentativa para demostrar que existe una relación causal entre la formación de los atolls bajo los trópicos y las terrazas en las altas latitudes.

El mismo año (1848) apareció una descripción de las terrazas de las costas de Chile por *Domeyko*, quien no vaciló en compararlas con las de Noruega. Aunque Bravais hubiese ya citado en aquel país desviaciones sensibles de la horizontal, y aunque las señales de la antigua estancia del mar se presentasen a alturas muy diferentes en puntos tan apartados como Coquimbo y el Altenfjord, el número de estas antiguas líneas de costa no deja de ser muy limitado en ambos casos. Debe, pues, suponerse que los fenómenos de esta clase no dependen, de ningún modo, de causas locales, sino que más bien se relacionan con circunstancias que influyen en las grandes revoluciones del Globo y afectan simultáneamente a los dos hemisferios ³⁶.

En el siguiente año *Dana*, que acababa de terminar sus grandes viajes por el norte del Océano Pacífico, expresó la idea de que el levantamiento

máximo se produce hacia el Polo Norte y el movimiento inverso en dirección al ecuador ³⁷.

Sin embargo, mientras que los nuevos datos sobre la naturaleza de estos fenómenos no proporcionaron un punto de apoyo más sólido a la teoría del levantamiento, otra escuela con nuevas tendencias planteaba resueltamente el problema de la invariabilidad de condiciones de equilibrio de los mares. Se invocaron sucesivamente diversas causas, capaces de producir modificaciones en la forma general de la superficie de los mares, y en todas aparece la gravedad como factor esencial. Por eso llamaré *teorías basadas en la gravitación* al conjunto de tales teorías, extendiendo algo el sentido de la expresión usada por J. Croll.

La controversia entre Dante y sus adversarios versaba, principalmente, sobre un problema de gravitación, y a las teorías basadas en la gravitación corresponden también las de Swedenborg. Más tarde, cuando imperaba la teoría de Halley, suponía *L. Bernard* que la *terrella* que aquél imaginaba en el interior del Globo, supuesto hueco y animada de movimiento independiente, determinaba el desplazamiento de los polos magnéticos y que la inmersión o emersión de las diversas partes de la superficie terrestre dependen, en cada caso, de la situación de esta esfera interna ³⁸. En 1804 *Wrede*, partiendo de la hipótesis de que no es forzoso que el centro de gravedad del Globo coincida con el geométrico, afirmó que modifican su posición el transporte de los sedimentos y otras muchas causas. De esto dependería también, por lo tanto, la altura del mar ³⁹.

Referimos estas diversas teorías al grupo de las que se basan en la gravitación, lo mismo que los importantes trabajos de Adhemar.

Bertrand y Wrede buscaban el origen de las modificaciones en el interior del Planeta o en su superficie; en cambio Adhemar creía encontrarlo en las relaciones de la Tierra con los otros cuerpos celestes. Su sistema sigue, pues, casi el mismo camino que ha conducido a la explicación de las mareas.

Esta doctrina se expuso por primera vez en 1842 ⁴⁰.

Su contenido es, en substancia, el siguiente: el calor propio del Planeta no es factor apreciable en la temperatura de su superficie y puede considerarse constante. El calor que sentimos es casi exclusivamente de origen solar; cada punto del Globo sólo lo recibe durante el día; durante la noche la radiación lo restituye al espacio, y cuando el día y la noche tienen igual duración se compensan el calor diurno y el enfriamiento nocturno. La duración del día es, así, uno de los elementos esenciales que determinan la temperatura de un lugar. En un año el Polo Sur tiene unas ciento sesenta y ocho horas más de noche que de día, y como recibe menos tiempo los rayos solares, las condiciones son allí más favorables al desarrollo de los hielos que en las regiones que rodean al Polo Norte, don-

de las horas del día exceden en 168 a las de la noche. Estas circunstancias dependen de la posición de la Tierra respecto del Sol y de su movimiento. Por efecto de la precesión de los equinoccios la igualdad de días y noches se reproduce en el mismo punto de la órbita terrestre cada veinticinco mil novecientos años, o más bien cada veintiún mil años, si se tiene en cuenta el desplazamiento simultáneo del perihelio. Por tanto, mientras que la suma de la primavera y el verano es actualmente para nosotros mayor en algunos días que la suma del otoño y el invierno, al cabo de la mitad de aquel período, es decir, al cabo de diez mil quinientos años, ocurrirá lo contrario. La igualdad de los días y las noches coincidió con el perihelio en el año 1248 de nuestra Era; desde entonces el hemisferio norte se enfría y el austral se calienta. Hasta 1248 estas condiciones determinaron un aumento constante del casquete de hielo que rodea al polo antártico; a causa de la formación de este casquete el centro de gravedad del Planeta cambió de lugar y los océanos acudieron hacia el sur. Así se explica la mayor extensión de los mares australes, que contrasta con el predominio de los continentes en el hemisferio norte. Dentro de diez mil quinientos años, o sea hacia el 11.748, el mismo estado de enfriamiento y máxima sumersión ocurrirá hacia el Polo Norte.

En tal caso, el movimiento planetario determinaría un *desplazamiento periódico del casquete de hielo desde un polo al otro*, fenómeno a que acompañaría una sumersión del hemisferio correspondiente.

Debe hacerse notar, sin embargo, que el testimonio de la Historia contradice estos resultados, porque si el hemisferio norte se enfría realmente desde 1248, y por lo tanto, crece su casquete de hielo, debería comprobarse en las costas de los mares árticos una elevación muy sensible de las aguas, puesto que ya ha corrido próximamente la diecisieteava parte del período que nos separa del máximo....., y no es esto lo que ocurre. Adhemar notó esta contradicción y trató de salvarla, mediante la hipótesis de que era necesario mucho tiempo para que desapareciesen los hielos antárticos y también que podría producirse una compensación súbita al atravesar el centro de gravedad por el plano del ecuador. Se inclinaba a atribuir a causas locales los fenómenos del Báltico.

A pesar de estos y de algunos otros puntos débiles, la obra de Adhemar no dejó de ejercer fecunda influencia como primera tentativa seria para explicar a la vez tres grandes fenómenos: el predominio de los mares en el hemisferio austral, la vuelta periódica de las épocas glaciales y el carácter general y continuo de los desplazamientos de las líneas de costa. *Croll* en Inglaterra, *Schmick* en Alemania, así como otros varios autores, han precisado y rectificado en algunos puntos las ideas de Adhemar, pero apoyados siempre en el principio fundamental de un levantamiento de los mares que se produciría alternativamente en los dos polos. En cambio ilustres meteorólogos, *A. Woeikof* espècialmente, han afirmado que los

hechos que sirven de punto de partida a la teoría de Adhemar y sus sucesores no podrían, de ningún modo, originar tan profundas modificaciones de clima ⁴¹.

Toda hipótesis del grupo de las teorías basadas en la gravitación supone que puede resumirse en una fórmula sencilla el conjunto de las observaciones sobre las oscilaciones ocurridas en las diversas partes del mundo, después de haber eliminado las erróneas o dudosas, o sea, que existen extensas y continuas áreas de elevación y de depresión, dispuestas, respecto al eje de rotación del Globo, según una ley fácil de deducir. Si se llega a demostrar, en cambio, que el fenómeno se presenta de modo esporádico y que no obedece a ley, es claro que la causa no debe buscarse en los cambios de forma del mar, y entonces habría que desechar toda tentativa de explicación de esa especie, y a pesar de todas las objeciones volver a la hipótesis de los movimientos de la corteza sólida.

No faltan intentos de esta clase destinados a representar la repartición en el espacio de esas supuestas oscilaciones *seculares*. Poseemos varios, debidos a *Reclus* ⁴², *Peschel* ⁴³, *Hahn* ⁴⁴, *Issel* ⁴⁵ y otros geógrafos; así como el mapa, en bosquejo, de *H. G. Credner* ⁴⁶.

Estas tentativas no han conducido a resultados sencillos y susceptibles de formular en una ley. Todos los autores citados hablan de levantamientos y descensos en las más diversas latitudes y a menudo hasta de movimientos de sentido contrario en regiones muy próximas.

Muy distinto es lo que se refiere a la investigación proseguida por *H. H. Howorth*, quien en muchos escritos publicados desde 1871 y siempre en el terreno de la teoría del levantamiento, se ha esforzado en demostrar que todas las tierras inmediatas a los dos polos se levantan. Su conclusión final es que se trata de una verdadera deformación del Planeta que se estrecha, según él, progresivamente en la zona ecuatorial, mientras que la máxima de la convexidad creciente tal vez coincida con los polos magnéticos ⁴⁷.

Es extraño que Howorth no hubiera advertido que desde el punto en que sus conclusiones se confirmasen quebrantarían el principio fundamental de la teoría del levantamiento, porque entonces podría suponerse que un fenómeno tan general acaso se debiera a un cambio de forma en la superficie de los mares. Debe convenirse, desde luego, en que los datos de Howorth son muy defectuosos y que deja sin explicación muchas observaciones contradictorias; además ha de observarse que *Tomás Belt*, que partió de muy distintas consideraciones basadas en la distribución geográfica de los seres organizados en la época actual, llegó, independientemente a un resultado idéntico al anterior ⁴⁸.

Belt sostiene que desde la época cuaternaria se produce un flujo de las aguas hacia el ecuador. La diversidad de conchas marinas a ambos lados del istmo de Panamá; la identidad de las terrestres de las Antillas

septentrionales hasta Puerto Rico con las de América Central y México y las de las Antillas meridionales en parte con las especies de Venezuela y en parte con las de la Guyana; los hechos, tan conocidos, de distribución geográfica que presenta el archipiélago malayo; las estatuas colosales de la isla de la Pascua....; tales son, a su ojos, las pruebas de este levantamiento continuo de los mares equinocciales. Belt cree que la causa del fenómeno es la formación periódica y simultánea de casquetes de hielo en los dos polos como resultado de un cambio en la oblicuidad de la eclíptica.

La contracción del Globo terrestre en el ecuador que imaginó Howorth y la dilatación de los mares en el ecuador invocada por Belt, son dos modos diferentes de expresar la misma idea.

Pero esta es también la misma que, apoyado en motivos muy distintos, formuló hace mucho tiempo Swedenborg, luego Frisi y más recientemente R. Chambers. Esa idea implica una disposición *casi simétrica* y concordante de las áreas de elevación y depresión a ambos lados del ecuador, mientras que en la hipótesis de Adhemar y de sus discípulos tales oscilaciones deben ser de sentido inverso, es decir, *complementarias*.

Los estudios contemporáneos demuestran que aun están divididas las opiniones sobre este importante problema.

Como acabamos de ver, Howorth y Belt llegaron, por diferentes caminos, a la idea de un desplazamiento simétrico de las masas de agua a ambos lados del ecuador.

Puede comprobarse que muchos autores de estimables trabajos se inclinan de modo manifiesto hacia ese grupo de teorías. Citaré, en particular, a *Julio von Haast* ⁴⁹, que ha dado a conocer las antiguas costas de Nueva Zelanda, y a Warren Upham ⁵⁰, a quien se debe el estudio de los aluviones recientes del New Hampshire. *N. S. Shaler* declaró en 1874 que las teorías de Adhemar y de Croll le parecían poco verosímiles, pues todos los hechos conocidos muestran simultaneidad de los períodos fríos en los dos polos; pero al mismo tiempo expresó su convicción de que el elemento móvil es el mar y no la tierra ⁵¹.

La teoría de Adhemar, que se apoya en la hipótesis de una acumulación disimétrica de los mares, ha encontrado, sin embargo, en Inglaterra, muchos partidarios bajo la forma perfeccionada que ha recibido de Croll. *Carlos Darwin*, *Geikie* y otros muchos sabios se han adherido a ella sin reservas en estos últimos años; pero casi siempre se ha aplicado más a las modificaciones del clima que a los cambios de nivel de los mares.

Carlos Lyell, en el transcurso de su larga carrera, tan fructuosa para nuestra ciencia, se mostró ardiente adversario de la hipótesis del levantamiento de las montañas volcánicas, es decir, de la teoría de los «cráteres de levantamiento», y partidario no menos convencido y valioso de la doc-

trina de las oscilaciones seculares de los continentes. Respecto de la formación de las cordilleras, no se pronunció nunca de modo tan categórico. En las últimas ediciones de sus *Principles of Geology* mantiene todas las ideas antiguas sobre los movimientos de los continentes y todas las pruebas invocadas en su apoyo, y, sin embargo, la teoría de Croll no es menos celebrada como reveladora de una *vera causa*, desdeñada hasta entonces, de ciertas oscilaciones del nivel de los océanos ⁵².

Aun hoy la teoría del levantamiento se apoya en la supuesta desigualdad de los movimientos en localidades inmediatas y en el bascular que experimentan regiones enteras, como Suecia y Groenlandia. A pesar de los ataques de algunos físicos, dirigidos sobre todo contra la vaguedad en que queda envuelta la índole de esa fuerza extraordinaria que levantaría o haría descender extensas porciones de la superficie terrestre, la teoría del levantamiento ha permanecido hasta hoy, en cierto modo, como teoría oficial, sobre todo entre los geólogos estratígrafos, y aun se recurre a esta hipótesis exactamente como hace cincuenta años para explicar las transgresiones y los vacíos en la serie de los terrenos ⁵³.

C. *Jager* ha recogido hace poco la hipótesis de Wrede, de un desplazamiento del centro de gravedad de las partes sólidas de globo bajo la influencia del transporte de los sedimentos ⁵⁴.

H. *Trautschold*, por el estudio de la naturaleza y distribución de los terrenos sedimentarios, adquirió la convicción, expresada en muchos de sus escritos, contra la opinión dominante, de que no son efectivos los movimientos seculares de los continentes de abajo arriba o de arriba abajo ⁵⁵.

Esta profunda divergencia de ideas sobre cuestión tan importante para nuestra ciencia me indujo a someter a nuevo examen el conjunto de las observaciones ciertas recogidas hasta hoy. Y me he sentido tanto más resuelto a emprender este estudio crítico, cuanto que, fiado en las doctrinas de venerados maestros, intenté hace algunos años armonizar con ellas (en mi obra *Die Entstehung der Alpen*) las ideas nuevas sobre el origen de las cordilleras. Entonces propuse que se considerase el movimiento de Escandinavia como testimonio de la formación de un pliegue de gran amplitud en el seno de la corteza terrestre; verdad es que añadí que esta explicación no bastaba para justificar la enorme extensión de ciertos depósitos marinos (por ejemplo, la creta moderna); pero aunque expresase ya la idea de que el aumento de extensión de los mares debe depender de causas bastante más generales y sometidas probablemente a cierta periodicidad, no se me ocultaba que aquella interpretación era poco satisfactoria ⁵⁶.

El plegamiento de las cordilleras y la formación de las terrazas horizontales, que prosigue sin interrupción en torno de los macizos más heterogéneos, son cosas completamente distintas, y la teoría del levantamiento atribuye a la litosfera la facultad de prestarse a movimientos de

diversa naturaleza. Pero la crítica de las observaciones, sobre la que reposa esta teoría, representa un trabajo muy delicado.

Poco tiempo después de la publicación del último volumen de la primera edición de los *Principles of Geology*, de Lyell, Greenough, presidente de la Sociedad Geológica de Londres, en la sesión anual correspondiente a 1834 incitaba a prevenirse contra una adhesión demasiado rápida a la teoría del levantamiento que en aquella época gozaba creciente favor. No daba crédito a los relatos del levantamiento de Chile en 1822. Greenough advertía, además, que se usaba la palabra *elevación* en sentidos muy diversos, y que no se podía concebir la posibilidad del levantamiento uniforme de un continente entero; creía indispensable que por lo menos se adaptase una *terminología*, cuyos nombres no prejuzgasen la naturaleza del fenómeno que denominaban ⁵⁷.

Parece que esta advertencia no tuvo repercusión, y sólo en 1848 Roberto Chambers propuso una nueva nomenclatura; en su libro no habla de levantamientos ni de descensos, sino sólo de *changes of relative level*, o, como diríamos, de *cambios de lugar de las líneas de costa*.

Adoptada esta expresión neutra síguese inmediatamente que los desplazamientos de las líneas de costa se deben llamar *positivos* cuando se producen de abajo arriba, y *negativos* en el caso contrario, pues estas mismas expresiones son las usadas en todas las escalas de estiaje y en todos los mareógrafos del mundo; no es libre la elección y cuantos observadores han abandonado el terreno de las teorías, donde es fácil divagar a la ventura, por el más sólido de los hechos positivos, buscando, v. g., datos para la medida directa de las fluctuaciones de la superficie del mar en las costas, han tenido que usar los signos + y —, como ha hecho Forssman en sus importantes trabajos sobre el Báltico. La antigua expresión de *levantamiento del continente* la sustituiremos, pues, por la de *desplazamiento negativo de las líneas de costa*, y en lugar de *descenso del continente* diremos *desplazamiento positivo*.

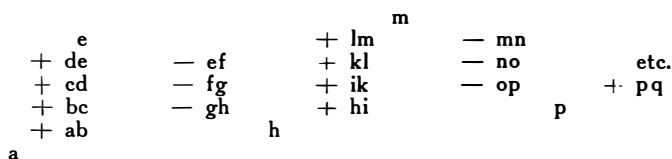
Pero cuando armados con esta terminología neutra tratamos de emprender seriamente la discusión del problema, nos asaltan tantas circunstancias susceptibles de influir sobre el nivel del mar, se comprueba tal incertidumbre en los datos y tal multiplicidad en las causas de error que solo nos quedan como resultado de un trabajo de varios años una convicción y una esperanza: la convicción de que es falsa más de una tesis admitida como verdad indiscutible (a pesar de las advertencias de los espíritus exentos de prejuicios), y la esperanza de que la generación que sigue a la nuestra llegará a ideas exactas sobre las leyes que rigen la estática de los mares. Así, los capítulos que siguen serán esencialmente críticos en todo lo que se refiera a los cambios de las líneas de costa.

Hay tres métodos para estudiar las modificaciones de la superficie de los mares.

El primero consiste en examinar la *extensión* variable de *los mares antiguos*; aunque sea casi siempre imposible reconstituir el dibujo de las costas, las grandes transgresiones (en particular la del cretáceo medio) se nos aparecen como indicios notablemente continuos de un movimiento positivo. Muy a menudo, acaso siempre, las precede una denudación general, de donde se desprende esta consecuencia: que los movimientos negativos son bastante más difíciles de evidenciar que los positivos.

El segundo método es el estudio de la *naturaleza de los terrenos sedimentarios*. Eminentes observadores, como Carlos Darwin, han creído que sólo se forman depósitos cuando descende el fondo del mar, es decir, cuando ocurren movimientos positivos; esta opinión no tiene fundamento, pero es evidente que si predomina la tendencia negativa se llegará más de prisa al momento crítico en que la superficie superior de los depósitos y la del agua estén a la misma altura. Sobre este punto basta tener en cuenta las consideraciones expuestas respecto a la serie ascendente y la descendente del istmo de Suez (I, págs. 383 y siguientes).

El tercer método es el *examen de las actuales costas*, pero en este estudio directo de las marcas litorales es donde encontramos más inconvenientes. Sólo por excepción estarán ocultas las señales de movimientos positivos; en el caso de construcciones coralinas, por ejemplo, se notarán con cierta claridad. Los indicios negativos quedarán a la vista y aun se puede esperar algo más. Aun cuando se produce movimiento oscilatorio con tendencia positiva predominante, es posible que no quede a menudo más que el indicio de un movimiento negativo. Esto nos lo hará comprender el siguiente ejemplo. Sean *ab*, *bc*, *cd*, etc., espacios iguales recorridos en tiempos iguales, y supongamos que se produce un movimiento positivo preponderante, cuya amplitud en sentido positivo sea a las recurrencias negativas como 4 a 3. Tendremos entonces el siguiente esquema:



La costa franqueará en cuatro unidades de tiempo cuatro unidades de longitud desde *a* hasta *e*, donde se encontrará la señal más alta; después bajará en tres unidades de tiempo hasta *h*, y luego de otras cuatro unidades de tiempo subirá de nuevo a *m*, etc. Pero entonces la antigua línea de costa en *e* quedará visible durante seis unidades de tiempo correspondientes a las posiciones comprendidas en *ef* y *kl*, posiciones de las que tres serán negativas y tres positivas; únicamente durante la mitad del tiempo *lm* dejará de ser visible. Así, pues, aunque la amplitud de las fases po-

sitivas sea, respecto a las negativas, como 4 a 3, hay seis probabilidades contra una para que se observe sobre el nivel del agua una señal que permita deducir la existencia de un movimiento negativo. Cuando la relación a favor del movimiento positivo sea el doble, es decir, como 6 a 3, no dejará de haber también una probabilidad doble de ver una señal negativa sobre el nivel del agua.

Pero en la Naturaleza no se producen los fenómenos ni por oscilaciones regulares y ni por intermitencias de igual duración; muchas circunstancias de variable actuación entran en juego e influyen en la posición de la costa. El ejemplo sencillo que precede se ha incluido sólo para demostrar lo importante de tener en cuenta las compensaciones.

Además, en la costa es necesario distinguir con cuidado entre los fenómenos que revela directamente la lectura de las escalas mareográficas y los que sólo se infieren fundándose en antiguas señales, tales como las *playas levantadas o colgadas*. Una situación intermedia entre los fenómenos actuales y los antiguos corresponde a las señales del período histórico, cuya fecha puede expresarse en cifras, aunque aproximadas; tales son las construcciones romanas perforadas por los litodomo. Al adoptar esta definición no debe olvidarse que la importancia y duración de los tiempos históricos distan mucho de ser las mismas en las bocas del Nilo y en las del Rin que en las del Misisipí; pero puede observarse que expresiones comunes en geología, como son los adjetivos *glacial* y *preglacial* se prestan a análogas diferencias de acepción: Groenlandia se encuentra actualmente en plena época glacial, y cuando se han visto los campos de morenas de Laponia, bajo el 70° de latitud, es muy difícil admitir que estas señales glaciales sean tan antiguas como las masas morénicas abandonadas al pie de nuestros Alpes.

Uno de los errores mayores y más comunes consiste precisamente en agrupar las señales litorales de distinta edad como si se tratase de un fenómeno único. Así se ha llegado a suponer que Groenlandia está sometida a un movimiento de báscula; esta hipótesis se funda en la confusión de considerar de la misma clase las señales, muy elevadas, de antiguas costas en el Norte y ciertos indicios de movimientos positivos en construcciones de edad muy moderna en el Sur. Basta observar a este respecto que en el mismo fiordo de Ingalliko, en el que se ha comprobado un movimiento positivo, las altas terrazas están tan bien determinadas como más al norte.

La altura de la superficie de los mares depende de las mareas, calor solar, presión atmosférica, vientos dominantes, afluencia de aguas dulces o de la evaporación, cuando se trata de cuencas cerradas; depende también de las atracciones locales y de otras muchas circunstancias. Varios de estos factores dificultan la determinación del nivel medio, por lo que hace falta una larga serie de medidas para evidenciar cualquier cambio: tal ocu-

re con los vientos y en general con todos los factores meteorológicos. Algunos factores, en cambio, son fáciles de eliminar gracias a su acción periódica, cual sucede con las mareas, y otros, como la atracción de las masas continentales sólo adquieren importancia cuando producen ciertas transformaciones telúricas; otros, en fin, tales como la diseminación de los sedimentos en el fondo de los océanos, sólo ejercen su acción a la larga, aunque de modo continuo, y el movimiento positivo que de ellos resulta se observa en todos los mares del Globo al mismo tiempo que aumenta sin cesar el valor local de la atracción. Más tarde volveremos a tratar, detalladamente, de la actuación de estos diversos factores.

Pero no debe olvidarse que coincide con estos fenómenos la formación de nuevas fosas oceánicas que al añadir al mundo marítimo nuevos campos de descenso determinan a veces grandes movimientos negativos que afectan al conjunto de los mares y cuya importancia supera a la de todos los movimientos del mismo género.

Si bien en capítulos anteriores hemos estudiado ciertos mares, el Mediterráneo en particular, y nos hemos ocupado de la edad variable de los sucesivos hundimientos en el archipiélago griego, en el norte del Adriático y en el mar Tirreno, de igual modo que de las relaciones de estos mares con las antiguas prolongaciones del Mediterráneo, tenemos todavía que analizar primero los contornos del Océano Atlántico, después los del Pacífico y luego compararlos mutuamente antes de formular conclusiones sobre las grandes áreas oceánicas de descenso. Este examen nos proporcionará ocasión de completar, estudiando las costas, los bosquejos tectónicos contenidos en la segunda parte, y de preparar también al lector para la visión de conjunto sobre la faz de la Tierra, con que terminará la obra.

Aunque el hundimiento egeo acaso se produjera cuando ya el hombre habitaba aquella región y sea más reciente que la época glacial, podemos afirmar que hace varios miles de años no se ha producido descenso alguno general de las líneas de costa bajo la influencia de la súbita aparición de una nueva fosa oceánica. Sin embargo, anotando las ligeras modificaciones que ocurren a nuestra vista en ciertas costas, y que, como acabo de decir, dependen de circunstancias muy complejas, se ha intentado a menudo buscar en ellas la continuación directa de los fenómenos cuyas señales, (que alcanzan a un remoto pasado), han llegado hasta nosotros. Así se han considerado las fluctuaciones de nivel del Báltico (mar casi cerrado en nuestra época), como efecto de las mismas causas a que obedece el levantamiento de las antiguas playas y de los bancos de conchas acumuladas en las orillas del mar, que sin duda comunicaba bastante más abiertamente con el exterior.

Véase, por tanto, que es indispensable examinar con cuidado algunas de las modificaciones producidas dentro del periodo histórico. Pero no de-

bemos deducir que no se produzcan, en realidad, tales modificaciones, aunque el citado examen nos sugiera que ciertos factores locales, los climatológicos, por ejemplo, son, a veces, más importantes de lo que pudiera suponerse. Tampoco nos demuestra el estudio del mundo animal que las especies se hayan transformado durante el período histórico, y, sin embargo, no debemos inferir que los caracteres específicos sean invariables. pero sí que no pueden notarse tales cambios dentro de lo que abarca nuestro método sobre estos fenómenos y en los límites del período a que se aplican nuestras observaciones. Las ideas actuales tendrán que sufrir más de una modificación.

En estos últimos años, según se ha ido profundizando el estudio de los terremotos y de las dislocaciones, se han precisado los signos que caracterizan una dislocación reciente de la litosfera, y a la vez se ha tenido que reconocer lo poco frecuente del fenómeno. Las más notables dislocaciones en nuestra época son, sin duda, las del Oeste de los Estados Unidos, en las orillas del Gran Lago Salado, indicadas por Gilbert, en el Great Basin (Russell), y en Sierra Nevada (Reyer). Todas corresponden a cambios en la situación relativa de dos dovelas de la corteza terrestre, y por lo general el desplazamiento ha actuado según una línea muy larga. El salto vertical no suele exceder de pocos metros; la línea de dislocación es siempre muy clara ya menudo con aspecto de grieta abierta por espacio de varias leguas.

Sin embargo, el único caso que conozco de esta clase de accidentes que haya afectado a la orilla del mar en la época contemporánea determinando una modificación local de la línea de costa, es el producido en Nueva Zelanda, y sobre el que Lyell ha reunido los testimonios correspondientes⁵⁸.

En 1848, después de un terremoto, se produjo en el White Bluff (orillas de la Cloudy Bay, al sur del estrecho de Cook) una hendidura paralela a las montañas inmediatas arrumbadas al SSO., hendidura que aseguran se podía seguir tierra adentro por espacio de 60 millas (100 kilómetros próximamente). El 23 de enero de 1855 se sintió otra violenta sacudida y se formó al norte del estrecho de Cook, al este del Cabo Muka-Muka (19 kilómetros al SE. de Wellington), una línea de dislocación, grieta siempre abierta, que jalonaba exactamente la falda oriental de la cordillera de Remutaka y arrumbada al NNE., proseguía por la isla del Norte 90 millas (145 kilómetros). Puede considerarse este accidente prolongación de la fractura que apareció en 1848 en la isla del Sur. El territorio situado a levante de esta línea no experimentó modificación en 1855, pero al oeste descendió el país en la isla del Sur y se elevó en la del norte. En el sur el descenso fué de 5 pies cerca de la hendidura; en el norte el levantamiento llegó, al este del peñón de Muka-Muka, a 9 pies todo lo más. Una zona de nulíporos, que marcaba con rasgo blanco la antigua línea de

costa, subió hasta 9 pies sobre el mar, al oeste de la línea de dislocación, mientras que al este no cambió su situación primitiva. Desde ese punto la amplitud del movimiento disminuía hacia poniente de tal modo que en Nicholson, a 19 kilómetros de la falla, se reducía a la mitad, y a 37 kilómetros ya había desaparecido todo rastro de desnivel. Puede atribuirse esto a un movimiento de báscula, porque la dislocación telúrica se sintió no sólo en la orilla, sino en el interior, y los hechos son indiscutibles. En este caso existe una línea de dislocación visible que separa con claridad una dovela que ha cambiado de sitio de otra que ha permanecido inmóvil, a diferencia de los casos de que luego trataré.

El plan que vamos a adoptar para este examen es el siguiente:

Analizaremos primero la estructura de los contornos del Océano Atlántico y del Pacífico, y procuraremos hacer resaltar el notable contraste que se observa entre las dos cuencas marítimas.

Pasaremos luego al estudio de los mares antiguos. No debe olvidarse que la causa de tantas discusiones proviene de la enorme extensión de los mares en los períodos anteriores al nuestro. Debe, pues, investigarse si la repartición y naturaleza de los sedimentos antiguos denotan modificaciones de orden local o de orden general. No es necesario entregarse a disquisiciones de igual amplitud para cada uno de los períodos geológicos; mi intención es, al contrario, no detallar la distribución de otros terrenos que aquellos a propósito de los cuales se ha llegado a resultados ciertos y terminantes. Me ocuparé de su naturaleza en casos especiales, por ejemplo, a propósito del origen de las capas de hulla del carbonífero (y sólo en aquello que puede afectar al problema de que nos ocupamos), y del modo de formación de las masas calizas de la época retiene.

Algunos de los acontecimientos que corresponden a período menos remoto y los del contemporáneo atraerán, con preferencia, nuestra atención. Así, pues, nos ocuparemos extensamente del origen de las terrazas litorales de Noruega, de los fenómenos que ocurren en el Báltico y del templo de Serapis en Puzol en el Mediterráneo. Por último, trataremos de abarcar en una visión de conjunto los hechos que pueden considerarse hoy definitivos.

Notas del capítulo I: Diferentes opiniones sobre cambios de lugar de las orillas. Terminología y generalidades.

¹ *Quistione trattata in Verona da Dante Alighieri, il di 20. gennajo MCCCXX in torno alla. forma del globo terracqueo ed al luogo rispettivamente occupato dall'acqua e dalla terra*; ed. Torri, Livorno, 1843, pág. XLII, § XXIV.

² *Bibliotheca Mundi, seu venerabilis viri Vincentii Burgundi ex ordini praedicatorum episcopi bellovacensis Speculum quadruplex naturale, doctrinale, morale, historiale*; in-folio, Duaci, Bellerus, 1624; lib. V, col. 307 seq.

³ Op. cit., lib. VI, col. 377, cap. XII: «Quod etiam Oceanus terram cingens in verticem sit coactus». Con razón W. Schmidt hace notar la importancia de ese pasaje y de la distinción entre la *forma propria* y la *figura de la Tierra*; véase su estudio: *Ueber Dante's Stellung in der Geschichte der Kosmographie*, in-8.º, Graz, 1876, pág. 10, nota.

⁴ *Fratris Rogeri Bacon, ordinis minorum, Opus Majus ad Clementem IV, Pontificem Romanum*; ed. S. Jebb, in-folio, Londini, 1733, pág. 97, cap. X.

⁵ *Inferno*, cant. XV, vols. LXXXII-LXXXV.

⁶ Brunetto Latini, *Li Livres dou Tresor*, publicada por P. Chabaille (Colección de Documentos inéditos sobre la Historia de Francia, publicada por iniciativa del ministro de Instrucción pública), in-4.º, Paris, 1863. Véase especialmente el libro I, capítulo CVI, páginas 114-116 y pág. 169: «et Mauritaine fenit en haute mer de Egypte; et commence cele de Libe où il a trop fieres merveilles; car la mer i est assez plus haute que la terre, et se retient dedaz ses marges en tele maniere que ele ne chiet ne ne decourt sor la terre».

⁷ *Inferno*, cant. XV, vols. 119, 120: «Siatì raccomandato il mio Tesoro, Nel quale io vivo ancora.....»

⁸ Dante, *Quistione*, etc., § XX. *De causâ efficiente elevationis Terrae*; ed. Torri, página XXXVI.

⁹ Ristoro d'Arezzo, *La Composizione del Mondo, Testo italiano del 1282 pubblicato da Enz. Narducci*, in-8.º, Roma, 1859, pág. 79. Ristoro conocía, además, la fuerza erosiva del agua y la existencia de restos petrificados de animales marinos; así como supone que los temblores de tierra ejercen influencia en la estructura de las montañas (pág. 83 y siguientes).

¹⁰ Tal era el pensamiento de Dante, cosmógrafo; comparémoslo con sus versos. Vincent de Beauvais consagra todo un capítulo (lib. VI, cap. VII) a la pregunta: «Quorsum iniectus lapis erit casurus, si perforatus sit terrae globus». Se detendría en el centro, dice Vincent. Para muchos autores de esta época, la existencia de una materia tan ligera como el fuego en el interior de la Tierra, parecía una contradicción casi insoluble, estando por otra parte las esferas dispuestas en el orden de sus densidades. Añadamos a esto el concepto que se tenía de Jerusalén como centro del mundo habitable y las relaciones del fuego central con el infierno. En su caída, Lucifer, alcanzó el globo terrestre por los antipodas de Jerusalén y se precipitó hasta el centro de la Tierra; *el principio del mal está, pues, identificado con el principio de la gravedad* (véase el diseño del interior del globo en Philalethes, *Uebersetzung von Dante's Göttliche Komödie*, 3 Aufl., 1877, Taf. II, III).

¹¹ *Telliamed ou Entretiens d'un philosophe indien sur la diminution de la mer, avec un missionnaire français* etc., tomos I y II, Amsterdam, 1748. Algunas extravagancias y un cierto defecto de crítica en la discusión de los hechos relatados, han podido contribuir a

dejar caer demasiado pronto en el olvido esta obra, donde se encuentra limpiamente formulada, por ejemplo, la teoría terripeta de Bronn. A. de Quatrefages le ha hecho justicia en su libro sobre *Charles Darwin et ses précurseurs français*, in-8.º, Paris 1870, páginas 19-32.

¹² *Epistola nobiliss Emanuelis Swedenborgii ad. vir. celeberr. Jacobum a Melle* (Acta Literar. Suec. I, Upsala et Stockholm, 1721, pág. 196); y del mismo autor: *Miscellaneae observationes circa res naturales*, in-8.º, Leipzig, 1722, I, pág. 47.

¹³ Eust. Manfredi, *De aucta maris altitudine* (De Bonon. Scient. et Art. Instituto atq. Acad. Commentarii, tomo I, pars. 2, Bononia, 1746, páginas 1-19). Manfredi había hecho estas observaciones en 1731 y murió en 1739 (véase la misma colección, tomo II, pars. 1, 1745, páginas 237 y siguientes). Por otra parte, y según testimonio de Vitruvio, Rávena estaba construido enteramente sobre pilotes; hasta qué punto motivó frecuentes quejas este estado de cosas, se muestra en un pasaje reproducido por Manfredi, al cual Sidoio Apollinaio, escritor de fines del siglo V, califica a Rávena de pantano donde, por un trastorno de todas las leyes de la naturaleza «muri cadunt, aquae stant, turres fluunt, naves sedent, aegri de ambulant, medicijacent, al gentbalnea, domicilia conflagrant, sitiunt vivi, natant sepulti». Y resulta de esto que los sepulcros se sumergían en el agua.

¹⁴ Afzelius, *Linné's eigenhändige Aufzeichnungen über sich selbst; aus dem Schwedischen übersetzt von K. Lappe*, in-8.º, Berlin, 1826, páginas 12-13.

¹⁵ C. Linnaei, *Oratio de Telluris habitabilis Incremento*. Y Andr. Celsii, *Oratio de Mutationibus generalioribus quae in Superficie Corporum Coelestium contingunt*, in-8.º, Lugduni Batavorum, 1744; para los hechos actuales véase también Andr. Celsius, *Anmerkung von Verminderung des Wassers in der Ostsee und dem östlichen Meere* (der kön. Schwed. Akad. d. Wiss. Abhandl., etc., auf das Jahr, 1743, übers. von A. G. Kästner, V, Hamburgo, 1751, páginas 25-37).

¹⁶ J. Brovallius, *Betänkningar om Vattensminkning*, in-8.º, Estocolmo, 1755; edición alemana, publicada bajo el título de *Historische und phisikalische Untersuchung der vorgegebenen Verminderung des Wassers und Vergrößerung der Erde*, etc., traducción de K. E. Klein, in-8.º, Estocolmo, 1756.

¹⁷ J. Nordenankar, *Tal om Strömgångarne i Östersjön, hållet för kongl. Vetenskaps akademien, vid Praesidii nedläggande, d. 18 Jan. 1792*, in-8.º, Estocolmo, 1792. Ha sido atraída mi atención, sobre este escrito, ya muy raro, por el Dr. A. G. Nathorst y bibliotecario Dr. S. A. Ahlstrand, de Estocolmo; existe de dicho trabajo una traducción alemana bajo este título: *Die Strömungen der Ostsee*.

¹⁸ P. Frisii, *Operum, tomus I, Algebram et Geometriam analiticam continens*, in-4.º, Mediolani, 1782, páginas 270-276.

¹⁹ Sc. Breislak, *Voyages physiques et Eythologiques dans la Campanie*, traducido por el general Pommereuil, in-8.º, París, (1801), tomo II, pág. 170, nota.

²⁰ Esta Memoria de Playfair está inserta en sus *Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth*, in-8.º, Edimburgh, 1802, Nota XXI.

²¹ L. von Buch, *Gesammelte Schriften*, herausg. von J. Ewald, J. Roth und H. Eck, in-8.º, Berlin, 1870, II, pág. 504. La Memoria original apareció en 1810, bajo el título de: *Reise nach Norwegen und Lappland*.

²² Seel, *Von Weltuntergange, mit Beziehung auf die verkündete Wasserabnahme der Erde*, in-8.º, Frankfurt, 1817; W..... n, en la *Mainzer Zeitung* del 15 de febrero de 1817, etcétera. Todavía al principio de ese siglo se discutía sobre la causa de la disminución general de las aguas, como si se tratase de una causa completamente cierta de esos fenómenos; véase particularmente Poiret, *Conjectures sur les causes de la diminution des eaux de la mer* (Diario de Física, LX, an. XIII, páginas 226-237); Patrin, *Remarques sur la diminution de la mer et sur les îles de la mer du Sud* (Ibid, páginas 306-323); Poiret, la misma colección, LXI, an. XIII, páginas 17-22.

²³ G. Cuvier y Alex. Brogniart, *Description géologique des environs de Paris*; al

parte geológica fué publicada por primera vez en 1808 en los Anales del Museo, después aparte en 1811, y más tarde con los *Ossements fossiles* de Cuvier.

²⁴ J. B. J. d'Omalus d'Halloy, *Note sur le gisement du calcaire d'eau douce dans les départements du Cher, de l'Allier et de la Nièvre* (Diario de Física, LXXVII, 1813, página 104) y en otras partes.

²⁵ Constant Prévost, *Les Continens actuels out-ils été, à plusieurs reprises, submergés par la mer?* (Mem. Soc. Hist. Nat. de Paris, IV, 1828, páginas 249-346).

²⁶ K. E. A. von Hoff, *Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche*, in-8.º, I, 1822, pág. 447; II, 1834, págs. 316 y siguientes.

²⁷ Wolfgang v. Goethe, *Geologische Probleme und Versuch ihrer Auflösung*. La Memoria sobre el templo de Sérapis lleva por título: *Architektonisch-Naturhistorisches Problem*.

²⁸ C. Lyell, *On the Proofs of a gradual Rising of the Land in certain parts of Sweden*. The Bakerian Lecture; read November 27, 1834 (Phil. Traus., 1835, parte 1, páginas 1-38).

²⁹ Véase la 11.ª edición de los *Principles of Geology*, 1872, II, pág. 190.

³⁰ C. Darwin, *The Structure and Distribution of Coral Reefs*, 1.ª edición, in-8.º, 3 mapas, Londres, 1842.

³¹ *Geological Observations on South America*, in-8.º, Londres, 1846, pág. 26 y otros lugares.

³² *Rapport sur un Memoire de M. A. Bravais relatif aux lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finmark* (narración de Élie de Beaumont; C. R. Acad. Sc., XV, 1842, páginas 817-849). Contra estas observaciones basta tener en cuenta entre los documentos recientes a T. Kjerulf, *Einige Chronometer der Geologie, aus dem Norwegischen übersetzt von R. Lehmann* (Samml. gemeinverständl. Vorträge, von Virchow und Holtzendorff, XV serie, cuadernos 352-353, in-8.º, Berlín, 1880, pág. 14), y en particular a K. Pettersen. *Terrasser og gamle Strandlinjer*, 3 bidrag (Tromsø Museum's Aarshefter, III, 1880, páginas 30-36; el mismo traducido por Lohmann in Zeitschr. d. ges. Naturwis., LIII, 1880, páginas 815-822. Parece que H. von Dechen no había tenido todavía conocimiento de este escrito, cuando hizo una comunicación sobre el mismo tema a la Sociedad de Ciencias Naturales y Médicas de Bonn, el 8 de diciembre de 1880.

³³ E. Robert, *Recueil d'observations ou recherches géologiques tendant à prouver, sinon que la mer a baissé et baisse encore de niveau sur tout le globe, notamment dans l'hémisphere nord, du moins que le phénomène de soulèvement, depuis l'époque où il a donné naissance aux grandes chaînes de montagnes, n'a plus guère continué à se manifester que d'une manière lente et graduelle* (C. R. Acad. Sc., XIX, 30 julio, 1844, páginas 265-267).

³⁴ *Voyage de la Commission scientifique du Nord en Scandinavie, en Laponie, au Spitzberg et aux Feröe pendant les années 1838, 1839 et 1840, sur la corvette «La Recherche»*, publiés sous la direction de Pablo Gaimard; E. Robert, *Géologie*, vol. X, páginas 194-195.

³⁵ R. Chambers, *Ancient Sea-Margins, as Memorials of Changes in the relative Level of Land and Sea*, in-8.º, Edinburgh and Londres, 1848, pág. 320.

³⁶ Domeyko, *Mémoire sur le terrain tertiaire et les lignes d'ancien niveau de l'Océan du Sud, aux environs de Coquimbo, Chili* (Anales de Minas, 4.ª ser., XIV, 1848, páginas 153-162).

³⁷ J. D. Dana, in Wilkes, *United States Exploring Expedition*, X, 1849, páginas 670-677.

³⁸ L. Bertrand, *Renouvellemens périodiques des continens terrestres*, in-8.º, Paris, an. VIII, páginas 274-300.

³⁹ Wrede, *Geognostische Untersuchungen über die südbaltischen Länder, besonders*

über das untere Odergebiet, nebst einer Betrachtung über die allmähliche Veränderung des Wasserstandes auf der nördl. Halbkugel der Erde und deren physischen Ursachen, in-8.º, Berlin, 1804.

⁴⁰ J. Adhémar, *Révolutions de la Mer*, in-8.º, París, 1842.

⁴¹ J. Croll, *Climate and Time in their geological relations, a Theory of the secular Changes of the Earth's Climate*, in-8.º, Londres, 1875. Esta obra había sido precedida, desde 1864, por una serie de Memorias, de las cuales un gran número han aparecido en la *Philosophical Magazine*. Entre las Memorias posteriores, me contentaré con citar: *On the Physical Causes of the Submergence and Emergence of the Land during the Glacial Epoch* (Geol. Mag. Dec. 2, 1, 1874, páginas 306-314, 346-353). Véase también Schmick, *Die Umsetzung der Meere und die Eiszeiten der Halbkugeln der Erde, ihre Ursachen und Perioden*, in-8.º, Köln, 1869; *Das Fluthphänomen und sein Zusammenhang mit den säcularen Schwankungen des Seespiegels*, in-8.º, Leipzig, 1874; por el mismo, *Die Aralo-Kaspi-Niederung und ihre Befunde im Lichte der Lehre von den säculären Schwankungen des Seespiegels und der Wärmezonen*, in-8.º, Leipzig, 1874. Para la teoría contraria véase en particular Pilar, *Ein Beitrag zur Trage über die Ursachen der Eiszeiten*, in-8.º, Agram, 1876. Entre los escritos donde se encuentran desarrolladas ideas más o menos análogas, basadas sobre la misma aplicación de la teoría de la gravitación, indicaré todavía: Le Hon, *Périodicité des grands Déluges*, in-8.º, Bruselas, 1858; J. Carret, *Le Déplacement polaire, preuves de la variation de l'axe terrestre*, in-12, Paris-Chambéry, 1876; Péroche, *Les Phénomènes glaciaires et torrides, causes auxquelles doivent être attribués la précession des equinoxes et les oscillations polaires*, in-8.º, París, 1877. Para una refutación de estas hipótesis, véase A. Woeikof, (Mittheil. k. k. Geogr. Ges. Wien, XXV, 1882, páginas 356-369); y Amer. Journ. Sc., 3^d Ser., XXXI, 1886, páginas 161-178.

⁴² Reclus, *La Terre*, 3.^a edición, I, 1874, páginas 709-767 (véase el mapita, pl. XXIV); y *Revue des Deux Mondes*, 1.º enero 1865.

⁴³ O. Peschel, *Neue Probleme der vergleichenden Erdkunde*, 2, Aufl., 1876, páginas 97-114.

⁴⁴ T. G. Hahn, *Untersuchungen über das Aufsteigen und Sinken der Küsten*, in-8.º, Leipzig, 1879.

⁴⁵ A. Issel, *Le Oscillazioni lente del suolo o bradisismi*, gr. in-8.º, Génova, 1883.

⁴⁶ G. R. Credner, *Die Deltas, ihre Morphologie geographische Verbreitung und Entstehungs-Bedingungen* (Peterman n's Mittheil., *Ergänzungsbd.* No. 56, 1878, Taf. III).

⁴⁷ Encuentro la afirmación de Howorth, de que todas las tierras situadas alrededor del polo Norte se levantan una cantidad tanto mayor cuanto más se aproximan al polo, expresada por primera vez en el número del 28 de diciembre de 1871, del diario inglés *Nature*, V, páginas 162-163; esta tesis está expuesta con más detalles en la Memoria del mismo autor: *Recent Elevations of the Earth's Surface in the Northern Circumpolar Regions* (Journ. R. Geogr. Soc., XLIII, 1873, páginas 240-263). Los datos relativos al hemisferio austral se encuentran en *Nature*, V, 28 de marzo de 1872, páginas 420-422, y las conclusiones más importantes en *Nature*, IX, 15 enero de 1874, páginas 201-202. J. J. Murphy dijo ya, en la misma colección, V, 18 enero de 1872, pág. 225, que las tierras australes se levantan igualmente, y que por consecuencia el ecuador se reduce; véase también G. Hamilton, *ibid*, 25 enero de 1872, pág. 242, y Murphy, 8 febrero de 1872, pág. 285.

⁴⁸ T. Belt. *The Naturalist in Nicaragua*, in-8.º, Londres, 1874, páginas 263-274. Véase también: *The Glacial Period in the Southern Hemisphere* (Quart. Journ. of Science, VII, July, 1877, páginas 326-353).

⁴⁹ Jul. von Haast, *Geology of the Provinces of Canterbury and Westland, New Zealand*, in-8.º, 1879, pág. 381.

⁵⁰ Warren Upham in Hitchcock, *Geology of New Hampshire*, in-8.º, 1878, III, páginas 329 y siguientes.

⁵¹ N. S. Shaler, *Notes on some of the Phenomena of Elevation and Subsidence of the*

Continents (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XVII, 1874, páginas 288-292). Síntomas análogos de que se vuelve a la idea de la variabilidad del nivel del mar se nota igualmente en ciertas publicaciones hidrográficas, por ejemplo, en E. Stahlberger, *Ueber Seespiegelschwankungen* (Mittheil. k. k. Geogr. Ges. Wien, XVII, 1874, páginas 58-66).

⁵² Lyell, *Principles of Geology*, 11.^a edición, Londres, 1872, I, pág. 279. La introducción que encabeza esta edición permite apreciar claramente el punto de vista de Lyell con relación a este problema: adopta la teoría de Croll, basada sobre la atracción, sin que el autor le atribuya una influencia tan grande sobre el clima como otros sabios.

⁵³ «Again, successive strata of different kinds are accounted for by the subsidence of land; it sinks beneath the sea to receive its load of sediment, as the camel drops on its knees as then rises; but, more patient and accommodating than the camel, it takes as many loads as the geologist is pleased impose on it. This assumption of the unlimited sinking and rising of land is plausible and convenient, but it is inexplicable and unproved.» (Desborough Cooley, *Physical Geography*, in-8.º, Londres, 1876, páginas 428-429). Siemens se expresa de igual modo en los Monatsbericht der K. Akad. der Wiss. zu Berlin, 1878, pág. 572.

⁵⁴ G. Jäger, *Die Polflüchtigkeit des Landes* (Ausland, 1865, pág. 867; 1867, pág. 121).

⁵⁵ H. Trautschold, *Über säkulare Hebungen und Senkungen der Erdoberfläche* (Bull. Soc. Imp. de Naturalistas de Moscu, XLII, 1869, páginas 1-70); *Sur l'invariabilité du Niveau des Mers* (Ibid, LIV, 1879, páginas 129-155); *Zur Frage über das Sinken des Meerespiegels* (Bull. Soc. Imp. Nat. de Moscu, LV, 1880, páginas 174-182), y muchas otras Memorias posteriores, publicadas en la misma colección.

⁵⁶ *Die Entstehung der Alpen*, in-8.º, Wien, 1875, páginas 119, 150-151; *Ueber die vermeintlichen säculären Schwankungen einzelner Theile der Erdoberfläche* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1880, páginas 171-180).

⁵⁷ G. B. Greenough, *Address delivered at the Anniversary Meeting*, 21 st. February, 1834 (Proc. Géol. Soc., II, 1833-1838, páginas 54 y siguientes).

⁵⁸ C. Lyell, Bull. Soc. Géol. de Tr., 2.^a ser., XIII, 1855-56, páginas 661-667; *Principles of Geology*, 11 th. ed., 1872, páginas 82-89; véase también R. Mallet, *Fourth Report on the Facts and Theory of Earthquake Phenomena* (Reep. British Assoc., 1858, páginas 105-106).

CAPÍTULO II

LOS CONTORNOS DEL OCEANO ATLANTICO

El escudo canadiense.—El escudo báltico.—Las líneas de glint.—La meseta del Spitzberg.—Groenlandia.—La cordillera caledoniana.—La cordillera armoricana.—La cordillera varisca, el macizo devoniano renano; las montañas del Rin aguas arriba de Bingen; el Harz; las montañas de Sajonia; los Sudetes; Resumen.—Los haces de pliegues en la Europa Central.—La Meseta Ibérica.—Ojeada a las cordilleras antepermianas de Europa.—Las islas de Europa.—El África Occidental.—El Este de la América Central y de la América del Sur.—Resumen de los contornos del Atlántico.

EL ESCUDO CANADIENSE.—Todo el NE. de América, desde la desembocadura del San Lorenzo a la del Mackenzie, juntamente con las islas próximas del Océano Glacial Ártico, forma parte de una extensa meseta de sedimentos paleozoicos en capas horizontales bajo las que aparece, en el centro, el substratum arcaico comparable a un escudo achatado. Este escudo arcaico está, pues, rodeado por un anillo de sedimentos horizontales. Las rocas primitivas que lo constituyen no sólo fueron plegadas sino completamente arrasadas antes del siluriano, de modo que la serie paleozoica yace sobre las cepilladas cabezas de los pliegues arcaicos. En la superficie del mismo escudo se han conservado muchos e importantes restos del manto paleozoico. La denudación del escudo, la configuración del borde interno de la faja paleozoica, así como la de los restos que sobre él yacen, se deben en parte a la erosión glacial que sufrieron más tarde aquellas comarcas.

A esta superficie arcaica denudada la denominaremos *escudo canadiense*.

Sobre este escudo, y más bien a levante de su centro, se encuentra la extensión líquida de la *bahía de Hudson*. Como debe esperarse, dada la

uniformidad de estructura de las tierras que baña, ese extenso mar posee profundidad escasa y muy uniforme. Sólo llega a 70 brazas en las bahías de Hudson y de James; por el lado del estrecho de Hudson el fondo llega a más de 100 brazas; en el canal de Fox las profundidades son bastante mayores. Así, pues, no es comparable la bahía de Hudson con las profundas simas del Mediterráneo, del golfo de México o del mar de las Antillas. No pueden emplearse en este caso las expresiones *ante mar* y *tras mar*: es, más que una meseta sumergida, una cubeta insignificante.

Sólo el mar Báltico presenta análoga disposición.

Los detalles que poseemos sobre la estructura de las cercanías de la bahía de Hudson y sobre los diferentes restos paleozoicos superpuestos al escudo, se deben casi exclusivamente a la perseverancia de Roberto Bell¹. Las costas son bajas; sólo en la orilla oriental de la bahía James y en su parte norte por el lado del cabo Wolstenholme existen relieves más elevados que alcanzan cerca de 600 metros.

Una faja de sedimentos silurianos y devonianos en capas horizontales que procede del sur forma las orillas meridional y occidental de la bahía de James. Al oeste de la de Hudson, cerca de la desembocadura del Churchill existe un gran macizo de cuarcita antigua en capas horizontales. Al norte se encuentran pizarras cristalinas en las orillas del Chesterfield Inlet, y Marble Island debe su nombre a un error; esta isla no se compone de mármol, sino de cuarcita blanca y micacitas. En el cabo Southampton y en la isla Mansfield las olas recortan en torres y pilares la caliza siluriana fosilífera que en capas delgadas forman centenares de bancos horizontales. Se cita como caso curioso el contraste entre la isla Mansfield, de perfil tabular, y sus alrededores. En el espacio comprendido entre los lugares citados la mayor parte del suelo se compone de neises. El cabo Wolstenholme es también de neises y lo mismo gran parte de la costa oriental; sin embargo, se conservan restos del manto antiguo en el estrecho de Natapuka.

Franquearemos primero el estrecho de Hudson, donde la cenefa del escudo es menos conocida y, según parece, menos regular.

También se componen de neises las islas fronteras al cabo Wolstenholme: Digges, Nottingham, Charles Island, el estrecho del Príncipe de Gales, la bahía del Norte en la costa de Meta Incógnita, como todo lo que se conoce de la parte meridional de esta costa hasta las islas Salvajes, cerca de la isla de la Resolución.

Pero al llegar al mar, en el cabo Chudley encontramos una cordillera independiente, bastante alta, que ya no se puede considerar como parte del escudo canadiense o de su cenefa, y cuya situación tiene, como luego veremos, singular importancia. Esta cordillera que comienza cerca del estrecho de Belle-Isle y forma toda la costa del Labrador, alcanza 1.800 metros de altura en su parte septentrional y 1.500 en el cabo Chudley a la entrada del estrecho de Hudson. Según los datos de Bell, al oeste de esta

cordillera, que no es muy ancha, se extiende una comarca llana por la que corre el río de las Ballenas que desemboca al norte de la bahía de Ungava. Al sur las dos islas de Castle Island y Henley, en frente de la punta septentrional de Terranova, se componen de capas horizontales de una roca eruptiva conocida en muchos puntos del Canadá como intercalada en los más profundos estratos paleozoicos, y esos mantos hacen vivo contraste con los contornos compuestos de neises. Puede añadirse que la isla de Anticosti, en el golfo de San Lorenzo, está formada por capas silurianas horizontales.

La cordillera litoral del Labrador, compuesta de neises y otras rocas arcaicas, presenta sus partes bajas rodeadas por el hielo, pero las altas se recortan en puntiagudos dientes y aristas cortantes. El hielo no ha alcanzado sus más altas cimas, aunque en el sur haya cubierto las laderas hasta unos 480 metros de elevación.

Sabiase ya por Sutherland que la costa occidental del estrecho de Davis y de la bahía de Baffin, desde la de Cumberland hasta cerca del cabo Walter Bathurst, consta principalmente de rocas arcaicas y sólo se habían encontrado señales de rocas antiguas superpuestas en el cabo Durbán y al sur del mismo *. Más tarde Hall visitó la parte meridional de estas comarcas, y Boas ha reunido observaciones muy completas. De todo ello resulta que allí existe una elevada y estrecha cordillera litoral en todo análoga a la anterior. El doctor Boas se ha dignado comunicarme la nota siguiente: «La estrecha cordillera que forma la península de Cumberland sigue a lo largo de la costa occidental de la bahía de Baffin hasta el Lancaster Sound. En la Home Bay, donde la costa toma dirección norte-sur hay una notable laguna, porque el país de colinas del oeste se extiende hasta el estrecho de Davis. Creo que esta cordillera está formada por neises en las partes centrales y por granito de grano grueso en las periféricas. Con sus cumbres escarpadas que pueden alcanzar una altura de más de 2.000 metros, se caracteriza por valles estrechos con las paredes cortadas a pico y que sirven de unión entre los fiordos correspondientes de las dos costas; la altitud de los collados intermedios apenas llega a 150 metros. Hasta la Home Bay hay tres macizos montañosos de paredes verticales, unidos de ese modo entre sí. Más al norte atraviesan la cordillera profundos fiordos que se unen a los llanos del oeste. Se conocen relieves análogos en el extremo norte, donde el Hayes Sound parece formar un paso de ese género, y donde el valle que une los fiordos Greeley y Archer separan dos grandes macizos.

»Al oeste de la cordillera litoral vése un país de colinas de aspecto muy irregular y formadas de granito de grano grueso. Observando los fiordos de la costa NO. de la bahía de Cumberland, se advierte que las direcciones predominantes de los valles, son de NO. a SE. y de norte a sur. Lo que más extraña es la configuración de los fiordos, compuestos casi en absoluto de

cuenas unidas por estrechas gargantas donde el agua forma rapidísimas corrientes, lo mismo cuando sale que cuando entra y se engolfa, según el sentido de la marea.

»Cuanto más al oeste, más descienden y se achatan las colinas y se ensanchan los valles hasta que se llega a una ilimitada llanura. Allí comienzan las calizas silurianas que se han encontrado en las partes más meridionales del país, como en la Frobisher Bay y en el lago Kennedy, donde son muy ricas en fósiles. Hall ha indicado tales yacimientos. Desgraciadamente no he encontrado la roca *in situ*, porque cubría las llanuras gran espesor de nieve, así es que no puedo decir si las capas son horizontales, aunque es lo más verosímil. Débense considerar, sin duda alguna, los lagos de aquella región como señales de antiguos mares. La mitad oriental de la cuenca de Fox tiene escasísima profundidad, y las llanuras corresponden a una parte desecada del fondo del mar, pues lo prueban los restos de ballenas, morsas, etc.

»Orográficamente la península entre el Cumberland Sound y la Frobisher Bay, se halla separada por completo de la cordillera litoral antes descrita. Esta península adquiere su mayor altura en la parte meridional y desciende hacia los llanos del NO. La orilla septentrional se compone casi toda de granito; al sur hay calizas (¿silurianas?), y en el extremo meridional se han encontrado, además, areniscas.

»La península Meta Incógnita también es en absoluto independiente de la meseta septentrional porque la llanura llega a la Frobisher Bay.»

He reproducido textualmente esta comunicación porque da idea del estado actual de nuestros conocimientos sobre una cordillera alta e independiente, constituida sobre todo por neises, que se extiende desde la parte meridional de Cumberland hasta cerca del cabo Walter Bathurst, y es prolongación inmediata de la alta cordillera neísica que siguió Roberto Bell por la costa del Labrador desde el estrecho de Belle-Isle hasta el cabo Chudleigh, o al menos corresponde casi por su situación a dicha prolongación.

A poniente de esta cordillera existe un país llano, ocupado en parte por la caliza siluriana horizontal que acaso con razón supone Boas que encontraremos más al norte, en la isleta del Príncipe Regente, y que continúa desde allí por la mitad oriental de la llana península de Melville, donde Hall la encontró en Igluling, y en el lago Nettilling (lago Kennedy), y hasta el extremo superior de la Frobisher Bay³.

Tal es la constitución de la cenefa NO. del escudo canadiense, que separa de las profundidades de la bahía de Baffin y del estrecho de Davis una cordillera neísica larga y elevada.

La prolongación de esta zona siluriana sólo se conoce hasta ahora en las orillas del estrecho de Hudson, y tampoco se sabe si existe en el país llano que se extiende desde la bahía Ungava por Labrador hacia el sur hasta el estrecho de Belle-Isle y la isla de Anticosti.

Ya dijimos que Anticosti se compone de caliza siluriana horizontal; pero así como al NE., en la península de Cumberland, el límite externo de la cenefa siluriana es la alta cordillera neísica litoral, el límite externo en el San Lorenzo es el macizo plegado del Maine y del Nuevo Brunswick.

Surcan el este de los Estados Unidos pliegues producidos por un movimiento tangencial que actuó del mar hacia el continente. Hemos visto (I, páginas 561-562) que desde Alabama y Georgia esos pliegues se orientan al NE., poco más o menos paralelamente a la costa, y que forman los montes Alleghanies, continuando por los montes Catskill, al NNO. de Nueva York, donde se unen a un sistema de pliegues arrumbados de sur a norte.

Los Alleghanies no están separados de las llanuras inmediatas por el oeste; la intensidad del plegamiento va disminuyendo en esa dirección, y los precede por ese lado una arruga secundaria, un *parma*, la *Cincinnati Uplift*. Distinto es lo que ocurre con los pliegues arrumbados de sur a norte. Su borde occidental sigue el lago Champlain, llega al San Lorenzo cerca de Quebec y sigue luego la orilla derecha del gran río encorvándose hacia el NE. La región situada a la derecha del río está plegada y la situada a la izquierda es una meseta formada por capas horizontales.

Cierto que toda la serie arcaica y azoica fuertemente plegada también en la orilla izquierda sufrió muy pronto una gran erosión y sobre los pliegues denudados se extendieron horizontalmente varios pisos del siluriano; estas capas discordantes han sido a su vez despedazadas en época posterior de tal modo que en grandes extensiones sólo se ve el basamento arcaico. Así ocurre en el lago San Juan y en toda la cuenca del Saguenay; según los datos de Laffalmme, algunas partes de estos restos paleozoicos del lago San Juan contienen petróleo ⁴.

El excelente bosquejo de la estructura de esta comarca debido a Selwyn confirma la opinión de Logan, quien considera el San Lorenzo como límite de extrema importancia en la estructura del país ⁵. Todo el territorio siluriano de la orilla derecha desde Quebec al cabo Rosier sigue la dirección de la línea de costa y está caído hacia el oeste, de modo que los pliegues están invertidos, como ocurre en el borde externo de los Alpes. Estos pliegues silurianos se presentan hacia el este a algunas millas del río, juntamente con una zona arcaica, larga y estrecha, pero discontinua; otras dos zonas análogas, unidas entre sí y paralelas, se dirigen de sur a norte hacia el SO. de la bahía de los Calores; otra hilada curvilínea de macizos arcaicos sigue a lo largo de la bahía de Fundy, llega por el NE. al extremo septentrional de la isla del Cabo Bretón y se prolonga por Terranova. Aún más al levante están las fajas encorvadas al ENE. que ya hemos indicado (I, pág. 562).

Este plegamiento es anterior a una parte de la época carbonífera como lo demuestra la disposición del terreno hullero de Nuevo Brunswick y no

pasó de la línea actual del bajo San Lorenzo; se ha detenido en esta línea determinando allí una inversión. Selwyn representa la estructura del valle de San Lorenzo en el perfil adjunto (fig. 3.^a).

A la izquierda se ve el borde de la llanura; una hilada superior del siluriano inferior (caliza de Trenton) reposa allí en discordancia sobre los pliegues denuclados del neis. El brazo norte del San Lorenzo ocupa una verdadera fosa de descenso porque las capas hundidas que forman el ancho del río y se ven en las dos orillas, a lo largo de fracturas, pertenecen a divisiones algo más modernas del siluriano inferior (pisos de Utica y de Hudson); la isla de Orleáns es un pilar y al mismo tiempo forma parte de la región plegada.

El límite del territorio plegado y la meseta pasa entre el cabo Rosier y la isla Anticosti; esta parte del golfo del San Lorenzo y todo el valle in-

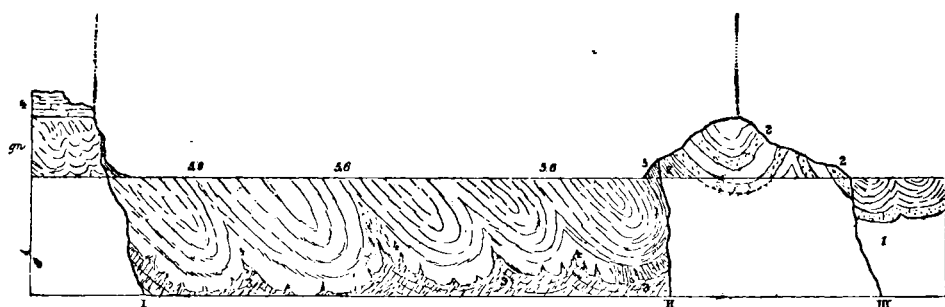


FIG. 3.—Corte hipotético por el río San Lorenzo y la isla de Orleans (según Selwyn).

I, II, III, fallas; gn, neis; 1, pizarras rojas, verdes y negras y areniscas, con fósiles cambrianos en los cantos incluidos («piso de Lauzon»); 2, conglomerados de Levis y pizarras graptolíticas (siluriano inferior); 3, caliza de Chazy et (siluriano inferior); siluriano superior; 4, caliza de Trenton (transgresiva sobre el neis); 5 y 6, pisos de Utica y Hudson.

ferior del río, constituye, por consiguiente, un verdadero *ante-valle*, lo mismo que el Golfo Pérsico.

Los pliegues del Nuevo Brunswick y de la isla del Cabo Bretón terminan en digitaciones por el lado del golfo del San Lorenzo y se prolongan, como se ha dicho, por Terranova. Desde el primer examen de la isla en 1839-1840, Jukes demostró que el dibujo de sus orillas estaba íntimamente relacionado con la disposición de los pliegues que la atraviesan; los anticlinales avanzan como penínsulas, así en la costa septentrional como en la meridional, mientras que las escotaduras de la bahía Blanca, la de Nuestra Señora, la de Bonavista, las bahías de la Trinidad y de la Concepción al norte, y las de la Fortuna, Placentia y de Santa María al sur, corresponden, en su mayor parte, a sinclinales. Los nuevos mapas de Murray y de Howley confirman tal resultado; la gran península del norte debe corresponder a un grande y continuo anticlinal; una falla longitudinal parece que corre desde cerca del cabo Rai, al SO. de la isla, por el lago Grand, hasta

la bahía Blanca, y atraviesa, pues, toda la isla; al SE., en la península de Avalón, se acentúan con especial claridad las relaciones entre el dibujo de las orillas y la disposición de los pliegues, cuya dirección media es norte 27°, y están formados por rocas arcaicas y paleozoicas que cubre en discordancia el terreno carbonífero, o al menos parte de él ⁶.

Se trata de un marcadísimo ejemplo del tipo de formas litorales a que daremos de acuerdo con F. von Richthofen el nombre de *costa de rías*. Esta configuración es indicio de la inmersión de grandes cordilleras plegadas bajo el Océano ⁷.

Así el borde extremo del cinturón de depósitos horizontales del escudo canadiense coincide al NE. con la cordillera neísica de la costa occidental de la bahía de Baffin, del estrecho de Davis y del Labrador; hacia el SE. con el San Lorenzo y la cordillera plegada del Nuevo Brunswick y de Terranova. Hacia el sur y el oeste falta este borde externo de la zona marginal y se une en el Michigan, Wisconsin, Minnesota, y al norte de la región de las praderas con los depósitos paleozoicos que se extienden anchamente por los países inmediatos y está cubierto hacia el oeste por el cretáceo transgresivo.

En el borde interno de este cinturón, o sea en la misma orilla del escudo canadiense, se presenta por primera vez un fenómeno del que tendré que ocuparme muy a menudo en lo sucesivo: la evidente relación que existe entre el emplazamiento de los grandes lagos y el trazado de aquella línea de demarcación.

Este límite va desde la extremidad NE. del lago Ontario al extremo oriental de la bahía Geórgica y desde allí al extremo oeste del lago Superior; su orilla septentrional se compone casi totalmente de rocas arcaicas o al menos azoicas, mientras que por el sur los diversos términos de la serie paleozoica se extienden hacia los Estados Unidos.

La coincidencia de posición de los lagos con el límite del escudo arcaico es aún más manifiesta al NO., donde señalaron esas circunstancias hace ya mucho tiempo Richardson, Isbister y otros autores ⁸.

La orilla oriental del lago Winnipeg es arcaica, mientras que las islas y la orilla occidental pertenecen a la cenefa paleozoica no destruida; en esta cenefa se encuentran los lagos Winnipegosis, Manitoba y otros varios más pequeños, y al oeste de estos lagos comienza la extensa región de los depósitos cretáceos que llegan al pie de las Montañas Rocosas (I, páginas 565-593).

Bell se encontró entre orillas cretáceas descendiendo el río Athabasca, hasta el Drowned Rapid, es decir, poco más o menos a los 56° 40' de latitud norte; desde ese punto se ve la arenisca devoniana petrolífera dispuesta en capas horizontales. El petróleo se eleva a través de las capas cretáceas, se extiende al exterior y cubre de asfalto los declives de la orilla. Pero este fenómeno parece local; una espesa capa de arcillas de la

base de la serie cretácea detiene el petróleo a profundidad en gran extensión. Más al norte se ven algunos jirones cretáceos; los depósitos paleozoicos horizontales se prolongan hasta el lago Athabasca, y su orilla meridional parece también compuesta por ellos. En cambio la orilla septentrional se compone de neises. También constituye el neis las islas del extremo oeste del lago de las inmediaciones de la desembocadura del río Athabasca y del punto de salida del Gran Río de los Esclavos ⁹.

Los trabajos geológicos oficiales del Canadá que han llegado hasta el Gran Lago de los Esclavos, y las meritorias exploraciones de Richardson, Youle Hind, Kennicott y otros viajeros en las inhospitalarias comarcas que se extienden por el norte de dicho lago hasta el Océano Glacial, nos permiten reconocer que el límite del escudo arcaico y de la cenefa paleozoica presentan poco más o menos el siguiente trazado ¹⁰.

Coincide casi en gran extensión con el río de los Esclavos; la mitad del Gran Lago de igual nombre, situada al este de la desembocadura de dicho río, tiene por basamento el terreno arcaico y la mitad occidental el paleozoico. En la orilla occidental hay importantes manantiales de petróleo. Según Richardson, al norte del lago de los Esclavos se marca el límite primero según una larga escotadura del lago y después por una serie de lagunas menores; toca el lago de La Martre, alcanza en seguida la parte SO. del Gran Lago de los Osos en la bahía de Mac Tavish, cambia de dirección, y sigue el curso inferior del río de Cobre hasta el mar, de modo que en el Coronation Gulf, el cabo Barrow y las islas que lo preceden, están formadas de granito y de neises, mientras que al oeste, el cabo Krusenstern pertenece ya a la cenefa paleozoica que se extiende en gran longitud hasta más allá de la desembocadura de Mackenzie.

Efectivamente, los exploradores que siguieron el curso del Mackenzie sólo encontraron depósitos paleozoicos y algunos jirones de cretáceo superior y de terciario; pero se ha observado que desde los afluentes superiores del río de la Paz, la cenefa de las Montañas Rocosas toma dirección casi norte-sur, de manera que debería alcanzar el Mackenzie por debajo de la confluencia del río de los Liards (I, pág. 565); y en efecto, se han observado en muchos puntos de aquella región capas muy inclinadas, sobre todo aguas abajo del Fuerte Simpson, es decir, algo más abajo de la confluencia del río de los Liards (lo que contrasta con la disposición en capas horizontales del resto de esta ancha cenefa), y las alturas visibles desde allí están expresamente designadas como contrafuertes de las Montañas Rocosas. Después se encuentra a orillas del Mackenzie una larga extensión de estratos horizontales; pero en los Rampards, a los 66° de latitud norte, las capas están, en general, muy inclinadas al NO., y, más abajo, en los desfiladeros que preceden al delta, estas mismas capas paleozoicas se muestran de nuevo horizontales; se las conoce por el

este hasta el río Anderson, y, como pronto veremos, hasta el cabo Krusenstern, y por el oeste hasta el lecho superior del río Porcupine. Kennicott, Mac Farlane y Petitot las han seguido por aquellas lejanas regiones ¹¹.

Nótanse, pues, allí ciertas relaciones con las Montañas Rocosas que no se pueden precisar con exactitud. Meek ha observado un hecho muy curioso: la persistencia extraordinaria y la importancia que presentan a lo largo de la cenefa las divisiones medias del terreno devoniano. Y, en efecto, valiéndose de los fósiles allí encontrados, pueden seguirse los depósitos del grupo de Hamilton (devoniano medio), de Rock Island (Illinois) por Iowa, Minnesota y Dakota, y el gran cinturón que ciñe los lagos, y luego descendiendo el Mackenzie hasta cerca del Océano Glacial; los yacimientos fosilíferos más lejanos, a pesar de una desviación de cerca de 30° en latitud, poseen gran número de especies comunes, y así en el sur como en muchos puntos del extremo norte esos depósitos están caracterizados por su riqueza en petróleo y por manantiales salados; esa riqueza de petróleo se encuentra también al este hasta el Gaspé, y la hemos citado ya en los restos aislados del lago San Juan al norte del bajo San Lorenzo.

En cuanto a los depósitos más recientes, pueden señalarse unos cuantos restos situados a orillas del río de los Osos, desagüe del Gran Lago de los Osos en el Mackenzie. Sir John Richardson ha encontrado un amonito en los rápidos de aquel río, y Hind ha citado un amonito y un inoceramus procedentes de capas horizontales. Las formaciones marinas cretáceas del borde externo de las Montañas Rocosas se extienden, pues, desde el extremo sur hasta el 65° de latitud norte. En muchos puntos de esta misma orilla, y en las del Mackenzie, se ven lignitos terciarios con impresiones vegetales que ha descrito Heer. Llegan estos lignitos a las islas situadas delante de la desembocadura del Mackenzie y hay un resto entre los cabos Bathurst y Parry; éste fué el trozo que vió incendiado Miertsching en 1850. Desde allí prosiguen los lignitos por la costa occidental de la tierra de Banks y la isla del Príncipe Patricio ¹². Las montañas de fonolita del bajo Mackenzie y del río de los Osos, mencionadas por Petitot, deben ser de la misma edad.

Así, pues, es posible seguir la meseta arcaica denudada en que se encuentra la bahía de Hudson, desde el este hasta una gran cenefa de lagos situados en evidente relación con el recorrido de la franja de las capas paleozoicas horizontales. Aparte de algunos restos paleozoicos superpuestos que ya mencionamos en las orillas de la bahía de Hudson, el límite de la región arcaica tiene tal forma que el borde septentrional de los lagos accesorios del Hurón por el norte, el septentrional del lago Superior y el oriental del Winnipeg se componen de rocas arcaicas, mientras que los lagos están incluidos casi en absoluto en la cenefa paleozoica; luego, a partir del lago Winnipeg pasa el límite por el extre-

mo oeste del Athabasca, atraviesa el Gran Lago de los Esclavos siguiendo la gran escotadura del lado septentrional cerca de Fort Rae, corta el lago La Martre y la mitad oriental del Gran Lago de los Osos y termina en el Coronation Gulf, en el Océano Glacial.

Hace algunos años que Isbister insistió sobre la analogía de la posición del Coronation Gulf con la de los dichos lagos. Para apreciar hasta qué punto es cierta esta analogía volvamos ahora al Archipiélago Ártico.

Entre los muchos y peligrosos viajes emprendidos a través del archipiélago situado al norte de la América boreal no ha habido ninguno tan fructuoso desde el punto de vista geológico como la expedición dirigida por Clintock en 1857-1859 en busca de los restos de Sir Jhon Franklin y de



FIG. 4.—Parte ártica de América del Norte (según M'Clure, Haughton y otros).

A, arcaico y granito; S, siluriano; cu, devoniano (?) y base del carbonífero; ca, caliza carbonífera; m, triás (?) y jurásico; te, lechos terciarios con hojas (cabo Bathurst, NO. de la Tierra de Banks e isla del Príncipe Patricio), hay basalto en el cabo Alejandro, en la bahía de Smith.

sus compañeros. Combinando los resultados de este viaje con las observaciones anteriores pudo Haughton publicar el primer mapa de conjunto de aquella región y revelar la suma sencillez de las relaciones estratigráficas ¹³.

Todas estas islas y penínsulas desde la costa del continente americano hasta el norte de las islas Parry forman la cenefa septentrional del escudo arcaico que acabamos de estudiar en el norte del continente; los diversos terrenos sedimentarios de esa cenefa están dispuestos en capas no trastornadas, de tal modo que se dirigen al este o al NE., y que los depósitos se suceden allí por orden de antigüedad creciente hacia el polo ¹⁴.

Las rocas arcaicas que constituyen en el Coronation Gulf el cabo Barrow e islas adyacentes asoman también en la desembocadura del río de

los Grandes Peces; Rae las ha encontrado en la península de Melville y su borde septentrional llega por el Eclipse Sound a la costa de la bahía de Baffin en el cabo Walter Bathurst. Al norte de este cabo la parte oriental de North Devon hasta el cabo Warrender está aún compuesta por las mismas rocas.

En aquellas regiones, y sobre todo cerca del cabo Walter Bathurst, así como en el Wolstenholme Sound, en la costa oriental de la bahía de Baffin, las rocas antiguas soportan en algunos sitios restos de arenisca roja; acaso la misma que más al oeste, en la isla North Somerset, forma el basamento o piso más inferior de los depósitos silurianos.

Rodea a la región arcaica un ancho cinturón siluriano que se extiende desde esta costa hasta la bahía de Baffin, y forma la prolongación de la extensa región paleozoica que hemos mencionado entre el cabo Kresens-tern y la desembocadura del Mackenzie. Esta zona se compone de capas alternativas de caliza y arcilla, cuya disposición horizontal da a los acantilados ese aspecto de fortificaciones que tan a menudo citan los exploradores de las regiones polares.

No tengo ningún dato sobre la Tierra de Wollaston ni sobre la del Príncipe Alberto. La zona siluriana comprende la Tierra del Príncipe de Gales, las islitas del estrecho de Barrow, la mayor parte de la isla Cornwallis y del North Devon hasta el Jones Sound, las dos orillas del Lancaster Sound y de la isla del Príncipe Regente, North Somerset y hacia el sur la mayor parte de la península de Boothia, con el polo magnético y la Tierra del Rey Guillermo ¹⁵.

En el Peel Sound, las rocas arcaicas o algunas rocas graníticas más recientes afloran en las costas bajo el siluriano; el cabo Mac Clure, en la Tierra del Príncipe de Gales, se cree formado de sienita eruptiva.

Dado el gran desarrollo del devoniano en el valle del Mackenzie, es extraño que hasta ahora sólo se hayan encontrado en el Archipiélago Ártico restos aislados de una zona devoniana, por ejemplo, en las islas de la Princesa Real y en Byam Martín.

La zona siguiente está formada, sobre todo, de areniscas y contiene en muchos sitios capas de hulla. Heer la atribuye, basándose en los datos estratigráficos y en las señales vegetales, al carbonífero inferior y al piso ur-siense ¹⁶. Forma la mitad norte de la Tierra de Banks, la mitad sur de Eglinton, la isla de Melville, menos las dos penínsulas septentrionales. Byam Martín y Bathurst, excepto las tres penínsulas septentrionales, y acaso continúe pasado el North Devon por las islitas situadas más al este.

A esta zona carbonífera sigue otra de caliza carbonífera marina muy fosilífera que la cubre normalmente. Comprende la isla del Príncipe Patricio, la parte septentrional de Eglinton, todos los promontorios septentrionales de Melville y de Bathurst, las islitas del estrecho de Penny y la Tierra de Grinnell ¹⁷.

Esta zona de caliza carbonífera es la más septentrional, pero en algunos puntos, tales como la isla del Príncipe Patricio, la orilla NO. de Bathurst y algunas islitas al norte de la Tierra de Grinnell soportan jirones de terrenos más modernos que revelan la existencia de una zona mesozoica bajo el mar polar. Los fósiles consisten en restos de saurios, amonitos y algunas bivalvas. Neumayr ha comparado los fragmentos de amonitos de la punta Wilkie, en la Tierra del Príncipe Patricio ($76^{\circ} 20'$ de latitud norte) con formas del jurásico medio ¹⁸.

Como las zonas paralelas que se acaban de citar se dirigen al ENE. o al NE., cabe pensar si serán visibles en las orillas occidentales del estrecho de Smith y del canal Kennedy. La exposición de la geología de estas costas hecha por Feilden y de Rance, nos enseña que todavía allí existen rocas arcaicas silurianas y carboníferas, y que su dirección también es al NE., pero las capas están levantadas y plegadas y, por lo tanto, nos hallamos en una región de estructura esencialmente distinta ¹⁹.

Sólo dedicaremos una ojeada a estas comarcas.

Las rocas arcaicas de la Ponds Inlet, del cabo Walter Bathurst y de la parte oriental de North Devon, forman hacia el norte toda la costa elevada de la Tierra de Ellesmere; desde el cabo Isabella pasan a la orilla oriental del canal de Smith, donde las cubren capas terciarias que contienen impresiones de hojas cerca de Port Foulke.

Los depósitos silurianos alcanzan la costa arrumbados de SO. a NE., y ocupan casi todo el espacio comprendido entre los 79° y 80° de latitud; en la isla Bache reposan casi horizontalmente en un substratum sienítico y granítico, pero ya en la isla Norman Lockyer, a los $79^{\circ} 25'$ de latitud norte, las capas están muy inclinadas y hasta parece que forman más allá un anticlinal. Esta zona siluriana que al oeste del Smith Sound termina en la bahía Scoresby, prosigue oblicuamente más allá de este brazo de mar, conservando la misma dirección; forma tal vez al este gran parte del subsuelo del glaciar de Humboldt y de la Tierra de Wáshington. Comprende también el fiordo Petermman, la bahía de Polaris y el interior de la Tierra de Hall hasta la bahía de Newman.

Al norte de la región siluriana hay rocas antiguas muy plegadas, micacitas y cuarcitas que han denominado «Rawson beds»; su dirección es NNE. y forman la orilla occidental de la bahía de Scoresby hasta el cabo Creswell a los $82^{\circ} 40'$ de latitud norte. Más allá del canal Robeson, constituyen todo el país al norte de la bahía del Polaris y de la Newman.

Al norte, más allá de los «Rawson beds», hay algo de devoniano en la bahía de Dana; luego se ve en las penínsulas Feilden y Parry, hasta el Clements Markahm, en la costa norte de la Tierra de Grinnell, caliza carbonífera situada exactamente en la prolongación de las capas de las islas Parry. Hasta el punto más extremo se hallan bajo la caliza carbonífera, capas de la serie de los Rawson beds.

Las observaciones citadas nos permiten resumir los rasgos característicos de la región del modo siguiente:

El escudo canadiense, esa superficie arcaica denudada en la que se halla la bahía poco profunda de Hudson, está rodeado por un anillo de depósitos paleozoicos horizontales que no ha sido completamente destruido por la erosión sino en algunos puntos al SE. hacia el valle inferior del San Lorenzo, pero cerrada en todo el resto y, a veces, con notable anchura. Al oeste aparece en esta cenefa el devoniano, pero no se ha reconocido hasta ahora en su base el siluriano. El límite del escudo está indicado al sur y al oeste por una serie de grandes lagos: el Hurón con las ramificaciones septentrionales, los lagos Superior, Winnipeg, Athabasca, el Gran Lago de los Esclavos, el La Martre y el Gran Lago de los Osos están dispuestos de tal modo que parte mayor o menor de su extensión pertenece al escudo arcaico y otra parte al cinturón paleozoico. El límite alcanza luego el Coronation Gulf, sigue probablemente el estrecho de Simpson y atraviesa la península de Melville, pero por el sur aun no se ha fijado su forma. Se conoce este cinturón en el este de Melville, en el lago Nettilling y en el extremo superior de la bahía de Frobisher. No se conoce su prolongación en el estrecho de Hudson. La encontramos de nuevo en Anticosti y, por fin, en la región de Saguenay, donde una enérgica erosión sólo ha dejado algunos jirones.

Dicho cinturón está constituido en el Archipiélago Ártico por zonas de terrenos paleozoicos en orden normal, sobre los que hay algunos restos mesozoicos hacia el norte. Al oeste lo integra por completo o casi por completo el devoniano y se oculta bajo el cretáceo de la región de las praderas. Al sur pasa por el relieve del «Cincinnati uplift» y los pliegues de los Apalaches. Al SE, está limitado por el San Lorenzo y la cordillera plegada del Nuevo Brunswick y de Terranova. Al este y NE. se eleva como límite a lo largo de la costa una cordillera neísica independiente, que desde el estrecho de Belle-Isle se prolonga por la costa de Labrador hasta el estrecho de Hudson y la isla de la Resolución. Otra gran cordillera neísica o una prolongación de la ya citada, bordea la costa de la península de Cumberland, se interrumpe en la bahía de Home Bay y alcanza luego el cabo Walter Bathurst. Más al norte las altas montañas de neis y de granito comienzan de nuevo en la parte oriental de North Devon y a lo largo de las costas de la Tierra de Ellesmere hasta el cabo Sabine en el Smith Sound.

Las muchas calas, golfos y estrechos del Archipiélago Ártico están tallados en el cinturón paleozoico horizontal, y la orilla septentrional del continente coincide, según parece, en larga extensión, con el borde septentrional del escudo.

EL ESCUDO BÁLTICO.—Los rasgos esenciales de lo descrito de América del Norte se repiten de modo notable en una parte de la Eurasia

septentrional. Laponia y Finlandia se componen, lo mismo que el escudo canadiense, de rocas arcaicas plegadas antes de la época siluriana; las rodea, además, un cinturón arqueado de sedimentos paleozoicos horizontales, y deben la denudación de su superficie principalmente al esfuerzo de los hielos cuaternarios; el suelo está también cubierto por un laberinto inextricable de pequeños lagos reunidos por una complicada red de canales de desagüe. A uno y otro lado la zona en que los terrenos paleozoicos se apoyan sobre las rocas arcaicas contiene una serie de grandes golfos y de lagos interiores; en efecto, el límite del cinturón paleozoico se dirige desde la costa de Suecia, frente a Oland, por el mar Báltico; pasa al norte de Gotlandia y de Dago, franquea el golfo de Finlandia a lo largo de su orilla meridional y también sigue la orilla sur del lago Ladoga, se arrumba algo más oblicuamente al norte por la parte meridional del lago Onega, llega al mar no lejos de la ciudad de Onega, atraviesa probablemente la península situada al norte y el golfo de Arcángel y luego sigue bajo el mar hasta el cabo Voronov.

De este modo el mar Báltico corresponde a una sumersión parcial de la plataforma arcaica denudada, análoga a la bahía de Hudson, aunque de menores dimensiones; el golfo de Finlandia, los lagos Ladoga y Onega y los golfos dependientes del mar Blanco, ocupan situación análoga a la del lago Superior, del Winnipeg con el Coronation Gulf y sus prolongaciones y los otros lagos de la guirnalda americana, cuyo nombre se menciona a menudo en las páginas anteriores. Puede aplicarse a todos lo que hace ya tiempo indicó Richardson como característico de aquellas extensiones líquidas de América del Norte; o sea que en cada uno de ellos una parte del perímetro es arcaica y la otra paleozoica; los lagos situados al sur de esta región marginal, en la superficie misma del territorio paleozoico, como el Peipus, el lago Ilmen y otros, corresponden al Winnipegosis y su cortejo.

Este cinturón paleozoico ofrece la particularidad de que en su parte occidental y aun al sur del golfo de Finlandia los diferentes tramos de la serie cambriana y siluriana se cubre en orden normal, de modo que, cuanto más alejados, más recientes son los sedimentos; pero al NE. la arenisca roja devoniana afecta más a las zonas silurianas paralelas desde el sur y el este, y las cubre sucesivamente, de manera que en la orilla del lago Ladoga sólo los pisos interiores de este sistema, o sean los más antiguos, quedan visibles entre las rocas arcaicas y la arenisca roja devoniana hasta que esta última se pone en contacto directo con la región arcaica: del lado del Océano Glacial Ártico no hay, en efecto, bancos cambrianos y silurianos y sólo se conocen las rocas arcaicas y la arenisca roja.

Esta transgresión de la arenisca devoniana se conoce hace mucho tiempo; Murchison ya la describió muy bien ²⁰, y aunque trataré de nuevo de este fenómeno, debo mencionar ahora los detalles siguientes:

En la larga isla de *Oeland* la dirección de las capas coincide casi, según Dames, con la de la misma isla, alargada al NNE., de modo que allí afloran los pisos cambrianos en la orilla occidental y en el este, en orden normal, los pisos del siluriano inferior ²¹. *Gotland* pertenece por completo al siluriano superior; allí se suceden capas cada vez más modernas hacia el SE., y los límites de los diversos pisos del siluriano superior cortan la isla oblicuamente de SO. a NE., según el mapa de F. Schmidt ²².

Los trabajos de detalle de Grewingk y de Schmidt nos enseñan que la dirección de las capas que es NNE en *Oeland* y NE. en *Gotland* se encorva tanto bajo el mar, que en *Dagö* y *Oesel*, así como en Estonia es de oeste a este, paralela a la de la orilla meridional del golfo de Finlandia. Los depósitos cambrianos se ven a lo largo de esta costa; hacia el sur los siguen los bancos del siluriano inferior como en *Oeland*; *Dagö* y *Oesel* están lo mismo que *Gotland* en el siluriano superior y las capas silurianas más modernas afloran en la parte meridional de *Oesel*. La arenisca roja forma la orilla del golfo de Riga y en el ángulo NO. de este golfo, cerca de la bahía de *Pernan*, yace sobre el siluriano superior, pero el piso más moderno del siluriano superior visible en el sur de *Oesel* parece haber desaparecido ya, y la arenisca roja domina cada vez hacia el norte ocultando al siluriano, de modo que entre *Petersburgo* y *Gatschina* sólo se ven capas cambrianas y un estrecho borde de siluriano inferior; en la desembocadura del *Sjas* en el lago *Ladoga* sólo se ve bajo la arenisca roja una zona cambriana y luego el terreno arcaico y la arenisca forman la superficie del suelo ²³.

En esa región hay ciertamente en el siluriano algunas ligeras ondulaciones, pero las más señaladas parecen frunces relacionados con fallas; en general la disposición de las capas paleozoicas es sumamente tranquila. Por un violento contraste las rocas arcaicas están plegadas, y la dirección de sus pliegues en la orilla de los grandes lagos es NO. a SE., o sea perpendicular a la del cinturón paleozoico, según ha demostrado *Inostrantsev*; tales pliegues determinan las penínsulas de la parte septentrional del lago *Onega* ²⁴.

En la orilla SE. de este lago domina la arenisca roja que, como hemos dicho, ocupa la parte oriental de la bahía de *Onega*. En la isleta de *Ki-Ostrova*, algunas millas al norte de la ciudad de *Onega*, encontró *Murchison* neises graníticos en bancos verticales ²⁵.

Dirijámonos ahora hacia el sur de la península escandinava.

El simple examen de un mapa permite adivinar que *Escania* ocupa situación independiente. La costa meridional de Escandinavia sería mucho más regular si la costa algo arqueada de *Bohus* y de *Halland* se uniese directamente a la de *Blekinga*; *Escania* parece un apéndice heterogéneo.

Escania aparece, en efecto, como una serie de fragmentos de una gran meseta cortada por fracturas. Allí se encuentran sedimentos mesozoicos que faltan en el resto de Escandinavia, aunque probablemente hayan al-

canzado en otro tiempo bastante mayor extensión al norte. Además de las rocas presilurianas y silurianas se encuentra allí arcilla roja asimilada en general al Keuper; sedimentos con capas de hulla de las épocas rético y liásica, los últimos de los cuales comprenden algunas capas marinas, y por fin el cretáceo medio y superior. La serie carbonosa se apoya en el neis o en el siluriano: el terreno cretáceo yace tan pronto sobre el liás como so-

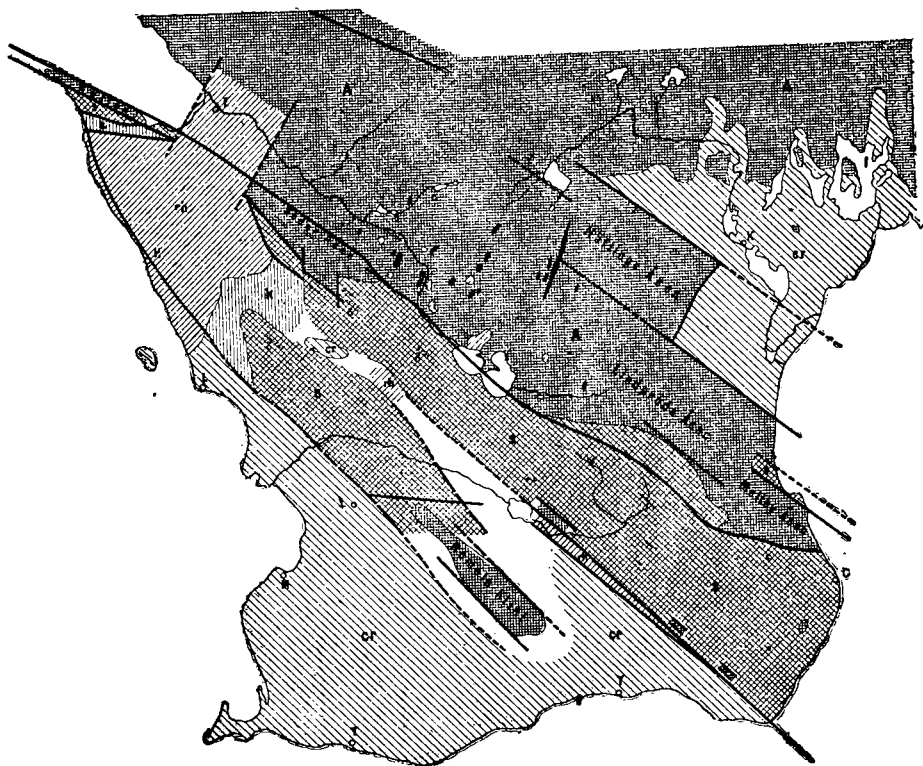


FIG. 5.—*Escania* (según G. Nathorst).

A, arcico; *s*, primordial y siluriano; *k*, keuper; *rh*, rético y liás; *cr*, cretáceo; *δ*, diabasa. Las manchas negras representan el basalto; las líneas gruesas las fallas comprobadas, y las líneas de puntos las supuestas.

bre el siluriano o el neis. E. Erdmman ha demostrado que surcan todo el país grandes fracturas longitudinales dirigidas de NO. a SE., según las que se ha hundido el suelo desigualmente originando fosas y pilares. Los estudios de Nathorst han enseñado, además, que ese descenso se ha producido en diversas épocas y que es posible agrupar tales fracturas en varios sistemas de distinta edad ²⁶.

Vemos que el Hallands Äs y el Hallands Vaderö al norte del Skelder Vik, y el Kullen al sur de ese golfo resaltan hacia el NO., formando dos pilares; el Romele Klint en el interior del país es un pilar análogo avanza-

do hacia el SE., entre Ystad y Cimbrishamm, determinado también por fracturas arrumbadas al SE. Podemos distinguir entre esas fracturas las producidas entre el siluriano y el Keuper de las que se originaron antes del cretáceo y aun de otras formadas después; así se explica la superposición del cretáceo al neis, es decir, a un antiguo pilar denudado. Nathorst nos enseña que el pilar del Kullen, como su probable prolongación, el Söder Åsen, están rodeados al sur por una fractura anterior al triás y hacia el norte por otra posterior al cretáceo; este país, que no ha estado sometido a ningún plegamiento desde la época cambriana, nos ofrece un instructivo ejemplo del hundimiento de una meseta, consumado en cierto modo pieza por pieza en distintas épocas. Hay también algunas fracturas menores transversales dirigidas al NNE. Filones antiguos de diabasa siguen las fracturas principales arrumbadas al SE. y diques basálticos recientes parecen corresponder por su dirección NNE. a las fallas transversales.

Bornholm es la prolongación de esa meseta fracturada o mas bien del pilar de neises y sedimentos paleozoicos que asoma en Melby Åsen y en las cercanías de Cimbrishamm. En la parte SO. de Bornholm se encuentra también la serie carbonosa de Escania hundida al mismo tiempo que los restos cretáceos.²⁷

Fijémonos en la parte sur de la gran península Escandinava.

Al oeste, frente al Océano Atlántico, se alza una alta cordillera; hacia el este y el sur, frente al Báltico y el Skager Rak, se extiende una ancha comarca baja en el sur de la península y formada casi toda por rocas arcaicas. El límite entre la cordillera montañosa del oeste y el país arcaico del este está indicado por una gran escarpa que puede seguirse desde Stavanger a los 59° de latitud norte hasta la parte septentrional del distrito de Tromsø a los 70°, según una línea irregular y a menudo interrumpida, pero que en definitiva se prolonga paralelamente a la dirección general de la península. Aunque gran extensión de la región montañosa esté formada por cordilleras plegadas, que en su mayoría alcanzan oblicuamente la costa atlántica, una parte considerable de los acantilados del este presenta la estratificación horizontal, y delante de este acantilado se alzan, aun en plena región arcaica, macizos montañosos aislados constituidos por los mismos terrenos horizontales y que deben considerarse indicios del gran escarpe. Este accidente no coincide, pues, en su conjunto con una fractura continua, y sin duda es en casi todo su recorrido simple límite de denudación; así pudo decir Pettersen con razón hace algunos años al describir la parte septentrional, que en el norte la cordillera debió extenderse en otro tiempo hacia el este, bastante más allá de la escarpa límite.

La región arcaica queda limitada al este por la cenefa siluriana horizontal que al oeste de Oeland aflora en la península, pero que pasa en seguida

bajo el Báltico y se dirige hacia el golfo de Finlandia; ocupa el sur de Noruega y la mayor parte de Suecia; al norte es alta y está cubierta de espesos bosques y al sur contiene los grandes lagos; dondequiera muestra enérgica denudación causada por la acción de los hielos. En otro tiempo debió estar cubierta de un manto continuo de capas silurianas, pero sólo se han librado de la destrucción algunos restos de ese manto, a menudo, gracias a los descensos.

El más importante de estos restos es la notable faja de depósitos silurianos de 200 kilómetros de largo, que se dirige al SSO. desde el pie oriental de la gran cordillera, por el lago Mjösen, Cristianía y la orilla occidental del fiordo, y cuya parte media se denomina frecuentemente *cuenca siluriana de Cristianía*.

Esta cenefa ha sufrido prodigiosas vicisitudes; trozos considerables fueron plegados y denudados; después descendió en profundidad dividiéndose en múltiples dovelas; más tarde, o acaso en la misma época, recibió en todos sentidos una inyección de granito rojo, el granito de Drammen; luego la atravesaron filones eruptivos más modernos, y después quedó recortada por gran número de hundimientos lineales que originaron los valles transversales ²⁸.

Al norte del lago Mjösen, el plegamiento es muy marcado y hasta se observan inversiones. En Cristianía también es muy enérgico; citánse muy a menudo casos de intrusiones graníticas en forma de lacolitos con metamorfismo de la caliza del techo, fracturas que conducen las capas silurianas al nivel del neis antiguo, y exfoliaciones relativas de las diversas dovelas: circunstancias características de las orillas del fiordo al sur y al SE. de Cristianía. Hacia el SO. se encuentran también las pequeñas fallas de descenso descritas por Kjerulf. Brögger ha descrito todos los detalles del movimiento del macizo y de su inyección ²⁹.

Más al sur, entre Skien y Langesund, no hay plegamiento. Una faja estrecha de terreno siluriano yace al oeste sobre el neis y se oculta al este bajo extensísimo manto de sienita; su inclinación aumenta rápidamente como en un pliegue monoclinal. Esta faja estrecha está también atravesada por fallas longitudinales y transversales y múltiples filones intrusivos; las dovelas se han hundido a distintas profundidades según afirma Brögger, quien ha demostrado al mismo tiempo que el hundimiento de estas dovelas y el ascenso de las rocas eruptivas son quizás dos fenómenos conexos ³⁰. Como la isla de Nord Koster pertenece aún al siluriano, acaso llegue a demostrarse un día que toda la costa hasta las fallas de Escania es prolongación de aquella fractura oriental.

Al este de esa gran zona hundida no faltan los restos de terrenos sedimentarios antiguos protegidos por fallas; se conocen en la orilla SE. del lago Wenern, entre éste y el Wettern, en la orilla oriental y en el norte de este lago y en otros puntos; Nathorst piensa además que el mar-

cado límite que separa el neis del granito al sur de Suecia, se debe a una gran falla presiluriana que parte de las cercanías de Sölvesborg, en la costa meridional, corta oblicuamente el extremo sur del Wetteren, llega a la orilla oriental del Wennern, y se dobla en seguida ligeramente al NNO. hacia las montañas. Se extiende así desde el 56 al 61° de latitud norte, y su labio occidental formado por neises corresponde a la parte hundida. Las intrusiones de liparita que se presentan en el neis cerca de esta línea son acaso consecuencia del propio descenso ⁵¹.

La opinión de que este macizo arcaico haya sufrido grandes descensos en época muy antigua parece encontrar muchos partidarios entre los geólogos escandinavos, y Svedmark ha dibujado un sistema de fracturas hipotéticas para la región situada al norte de Estocolmo hasta el mar de Åland, notable por su profundidad excepcional ⁵².

La región montañosa, que en gran parte semeja una verdadera meseta, ofrece caracteres esencialmente distintos.

De Kragerö al este, hasta Stavanger al oeste, la costa meridional de Noruega se compone de neis y granito, y estas mismas rocas forman también todo el interior de la comarca al norte de Christiansand. Es la parte occidental de la región arcaica. Desde Stavanger se eleva por encima de esta región arcaica hacia el NE. una escarpa que avanza y retrocede dibujando lomas irregulares: es la orilla del Langfjeld, y al mismo tiempo comienzo del gran acantilado oriental. Lo que más extraña de su constitución, respecto al territorio situado al este, es el espesor que allí adquiere el terreno cambriano, por la intercalación de potentes masas de cuarcitas y pizarras; Tellef Dahll, que la ha examinado al NE. de Stavanger, encontró ese corte abrupto formado por capas casi horizontales de cuarcitas y de pizarras lustrosas, y en el Huulberg (donde se reúnen los límites de las tres diócesis meridionales de Noruega) descubrióse en la parte inferior de aquella serie estratigráfica una capa con *Dictyograptus flabelliformis* (*Dictyonema sociale*), por lo que toda la serie se refirió al *piso primordial*. Según el mismo geólogo, en el Hallinskarve, cerca del origen del Hardangerfjord, un granito muy moderno reposa sobre tal conjunto de capas. En otros puntos se han señalado micacitas y pizarras anfibólicas sobre las mismas capas a nivel bastante mayor ⁵³.

La serie de pizarras y cuarcitas en capas horizontales continúa al NE. por parte del Vidden y el Hallingdal hasta el Gudbrandsdal y forma también algunos islotes diseminados delante de la orilla oriental de las montañas. Precisa considerar la cuarcita de la cordillera como perteneciente a una división moderna de la serie, pero también existen en esta región, en las cumbres, micacitas, neises moteados y pizarras anfibólicas. Sin embargo, la disposición de las rocas no se conoce bastante bien ⁵⁴.

Al norte de aquella región se alzan las agrestes montañas del Jötunfjeld formadas por gabros. Un mapita de conjunto publicado por Reusch

da la impresión de que esa gran corrida de gabros jalona el límite entre la parte oriental de la cordillera formada de capas horizontales y la parte occidental plegada ³⁵.

Los caracteres del cinturón de rocas horizontales se modifican pronto y llegamos a una comarca cuya descripción detallada es sumamente difícil. Yo me guío por los datos que suministra Kjerulf en sus estudios magistrales ³⁶.

En la parte de Gudbrandsdal forman la serie casi horizontal de las capas pizarras y cuarcitas azules alternantes; hasta allí reposaba en el terreno arcaico, en lo sucesivo se intercala debajo una espesa serie de arenisca feldespática, la *sparagmita* de los geólogos noruegos que en su parte superior encierra *Paradoxides*, y que es necesario, por tanto, atribuir también al cambriano. En el piso inferior de la sparagmita es donde aparece la zona de la caliza del Birid, donde no se han encontrado fósiles, pero mientras que la sparagmita y la caliza de Birid pasan bajo las pizarras y las cuarcitas azules, sobre éstas reposa la serie fosilífera del siluriano inferior, que parece que la cubre en transgresión, de tal modo que la caliza con *Orthoceras*, por ejemplo, reposa sobre diferentes niveles del cambriano. En el lago Mjösen el siluriano presenta gran espesor, y desde las cercanías de este lago se dirige hacia el SSO. la larga faja de rocas silurianas hundidas, ya mencionadas, que alcanzaban el mar más allá de Cristianía después de haber dividido en dos partes la región arcaica. Las potentes hiladas intercaladas en el cambriano, que acabamos de estudiar con el nombre de cuarcitas azules y piso de la sparagmita, no siguen aquella faja.

El baluarte de cuarcita atraviesa la frontera sueca en Dalecarlia, en la Herjehogna, cumbre de 1.155 metros, a los 61° 30' de latitud norte próximamente. Marca el borde oriental de la cordillera, pero no el de los depósitos sedimentarios que cubren el terreno primitivo, porque hacia adelante se extiende a menor altura la sparagmita noruega llamada allí *arenisca de Dala*, que ocupa el sur de Dalecarlia.

Los trabajos más autorizados para el estudio de estas comarcas y de las que se encuentran más al norte por el Herjedalen y el Jemtland hasta el 64°, son los de Törnebohm publicados en 1873; los datos de este infatigable observador nos servirán de guía ³⁷.

La cuarcita llamada del *Wemdal*, que forma allí la gran muralla que rodea las tierras altas, es prolongación de la alta cordillera noruega. Ya algo al este del 62° la sparagmita desaparece a su pie, pero allí la muralla no reposa directamente en las rocas arcaicas; en su base misma se intercala una serie de afloramientos silurianos (sobre todo caliza con *Orthoceras*) que la acompañan hasta cerca de Årsarnes-Kapell, a los 62° 45' próximamente, y forman una estrecha cenefa que, según Törnebohm, pasa bajo el muro de cuarcita. En este punto la muralla de cuarcita retrocede mucho hacia el NO. y ya no avanza sino más al norte, y en el interior

del arco irregular así formado se extienden casi horizontalmente las capas silurianas. Sobre estas mesetas silurianas se encuentra un gran lago, el Stor Sjön. Hacia el este las mismas capas yacen sobre las rocas arcaicas que forman, sin embargo, alturas más acentuadas que en el sur con altitud que supera a la de las mesetas silurianas.

Escalemos ahora la muralla de cuarcita y lleguemos al país alto, donde muchas cumbres alcanzan 1.500 a 1.800 metros; una parte considerable rebasa el límite de los bosques, o sea 850 metros. Se distingue allí un grupo inferior de cuarcitas y potentes masas de pizarras cristalinas, mica-citas, pizarras anfibólicas y aun neises, y un grupo superior que comprende pizarras arcillosas semicristalinas y también pizarras anfibólicas. Acaso parezca singular encontrar neises y rocas anfibólicas en superposición normal al siluriano, pero no debe olvidarse que los geólogos noruegos han observado hechos completamente análogos en la parte meridional del gran reborde montañoso.

En resumen, la sucesión de las capas indicadas por Törnebohm es la siguiente: en la base granito antiguo (arcaico); arenisca de Dala (sparagmita) en el sur únicamente; siluriano hasta el horizonte de la caliza con *Pentameros* en el NE.; después cuarcita del Wemdal, que forma la gran muralla superpuesta al siluriano, y por encima de esta cuarcita una nueva y poderosa serie de pizarras muy cristalinas.

Las conclusiones de Törnebohm han encontrado contradictores; Svenonius creyó, después de estudios detallados, que las tres cenefas de depósitos silurianos del pie de la muralla de cuarcita, así como la gran expansión siluriana del Stor Sjön, no son, en realidad, inferiores a la cuarcita; mientras que ésta aparece con varios pliegues, el siluriano no ofrece señal de plegamiento; la muralla de cuarcita correspondería, pues, a una costa siluriana, y el siluriano se habría depositado a su pie, así como en los valles presilurianos³⁸.

Este criterio, que tan bien coincide con las ideas admitidas en otro tiempo sobre la gran antigüedad de las pizarras cristalinas, debía, sin embargo, modificarse pronto y en gran parte gracias a la continuación de los trabajos de aquel concienzudo geólogo. El resultado más importante de estas investigaciones fué el descubrimiento de fósiles silurianos en muchos puntos del interior de la misma cordillera. El celo infatigable de los geólogos escandinavos conseguirá, indudablemente, disipar las dudas que aun hoy se ciernen sobre las relaciones de las mesetas silurianas del Stor Sjön con la gran cordillera. Dirijámonos ahora hacia el norte continuando por el borde oriental de las montañas.

Algo más al norte, hacia los 64° 30' de latitud, en el Ångermanland, allí donde el Sjougdelt que procede del oeste desemboca en el Tasjon, encontró Svenonius depósitos cambrianos fosilíferos plegados con la cuarcita y que ocupan el fondo de un sinclinal de estas rocas³⁹. Al

norte del Jemtland y en el Westerbotten vese un elemento nuevo en la cenefa de la cordillera: una corrida muy larga de afloramientos grandes y pequeños de peridotita y de serpentina, intercalados en masas estratiformes en las pizarras de la cordillera.

Al este de Grong, en territorio noruego, a los 64° de latitud norte, encontró Hauan un gran macizo de peridotita con anortita ⁴⁰ que parece que corresponde al principio de la larguísima faja que desde allí se encamina al NNE siguiendo la dirección general de la cordillera, franquea luego la frontera sueca y pasa a la vertiente oriental. Hace tiempo se habían indicado muchos yacimientos aislados, cuya discontinuidad demostró Svenonius. Los macizos más extensos son el Rödfjället, en el Stor Blåsjön, en la cuenca superior del Sjougdeltv ya citado, y los montes Graipies y Orna, situados uno cerca del otro al norte de Fatmomak (65° de latitud norte). La corrida prosigue todavía; hay montañas de peridotita más allá del 67° al SO., al oeste y al NO. de Kvikkjokk ⁴¹.

También en aquella región atribuyó Svenonius a esas espesas formaciones edad post-azoica, por el reciente descubrimiento de fósiles, sobre todo, los de una capa que contiene hyolithos en el Paije Sartajaur y artejos de encrinos en la cordillera. El mismo observador ha tenido a bien comunicarme que ha encontrado ahora capas de hyolithos en cinco o seis puntos de la Laponia en el Norbotten, pero aun no en el Jemtland; en cambio ha encontrado artejos de crinoides en el norte de Jemtland y en algunos puntos de la Laponia del Westerbotten, en las micacitas calizas de la cordillera. Parece que las capas con hyolithos constituye el basamento de la cordillera y forman un estrecho margen a lo largo de su límite oriental.

Entramos ahora en una región que se conoce a grandes rasgos, merced a los estudios de Hummel y a un corte que trazó K. Pettersen a través de la península del NO., al SE., de Saldtdalen a Piteå ⁴².

La península se compone allí, según Pettersen, de las partes siguientes: Rodea la costa del golfo de Botnia una estrecha faja de tierra baja, formada de neises en capas muy levantadas. El suelo se eleva luego de pronto hacia el interior hasta cerca de 345 metros; desde allí se extiende un país elevado, monótono, granítico, cubierto de bosques en gran parte, y cuya anchura llega a cerca de 200 kilómetros. Se eleva muy lentamente por el oeste hacia los grandes lagos, de modo que el nivel del agua del Saedva, v. gr., al oeste del Hornafvan, está a 432 metros sobre el mar. Por el lado de los lagos cierta variedad reemplaza a la uniformidad del este; cordilleras aisladas se levantan algunos cientos de pies sobre el país circundante. Finalmente, en el extremo oeste del Hornafvan y entre este lago y el Laiself, que lo sigue al sur, se llega a la gran muralla que caracteriza siempre el borde oriental de la cordillera. Su arista superior mide unos 780 metros. Resulta de las observaciones de Hummel, que la prolongación

septentrional de esta muralla queda cruzada por varios de los grandes lagos; así ocurre al este de Kvikkjokk; el Torneå Träsk se halla también dispuesto de tal modo que casi toda su mitad oriental más extensa queda fuera.

Al sur se eleva sobre la muralla el Peljakaisse (1.064 metros), montaña aislada, situada a 275 kilómetros del golfo de Botnia y a 187 del Océano Atlántico; vense luego las cumbres nevadas, cada vez más altas, hacia el Sulitjelma (1.875 metros), y las cimas del norte, de altitud bastante mayor, como el Sarjektjåkko (2.128 metros) en la Laponia de Luleå y el Kebnekaisse (2.156 metros) en la Laponia de Torneå ⁴⁵.

Forma la muralla misma desde el Jemtland septentrional y cruza la Laponia (al menos en la parte que se conoce) una potente serie de estratos no trastornados. Pettersen distingue allí en la base un grupo de capas que llama *grupo del Dividal*, del nombre de un valle del distrito de Tromsö, al sur del Balsfjord; este grupo está formado de pizarras de grano fino, rojas, verdes o grises, de cuarcitas y de pizarras cuarzosas, y corresponde a la zona en que Svenonius encontró hyolithos: lo atribuimos al cambriano. Sobre el del Dividal está el grupo de las *micacitas de Tromsö*, compuesto de micacitas y cuarcitas.

Respecto a lo conocido sobre la prolongación de la muralla más allá del Torneå Träsk, debo tener en cuenta los rasgos generales de la estructura de Noruega septentrional. Las extensas investigaciones de Pettersen y el mapa geológico de Tellef Dahll, son los manantiales más importantes de nuestros conocimientos para este asunto ⁴⁴.

Por lo pronto, conviene recordar que el gran rosario de islas que precede al continente al oeste, las Lofoten y las Vestersaalen, está formado de neis y granito evidentemente muy antiguo; estas rocas son las más antiguas acaso que existen en las cordilleras del norte ⁴⁵; pronto veremos que las Hébridas están constituidas también por las más antiguas rocas de Escocia. Al NE. de la más septentrional de estas islas, en Ramsaa, isla de Andö, hay un resto de sedimentos más modernos. En otro tiempo existían allí explotaciones de carbón, actualmente rellenas, según parece. Algunas placas de areniscas con *valvas de aucellas* conservadas en el Museo de Tromsö, nos enseñan que son esos los depósitos mesozoicos del norte, que en otro tiempo se extendieron desde el Spitzberg hasta Andö ⁴⁶. Este yacimiento, completamente aislado, se halla cerca de la costa, y aunque los datos conocidos sobre la disposición de las capas son muy incompletos, los yacimientos análogos de Escocia nos enseñarán que se trata probablemente de un macizo de capas, descendido entre profundas facturas, último resto de un manto que abarcaba en otro tiempo gran extensión.

Otro elemento que por su importancia resalta en la estructura de este país, corresponde a la cordillera elevada y enormemente abrupta

que, arrumbada al NNE., separa por el oeste el Lyngenfjord de Ulsfjord. Estas formidables agujas negras se alzan hasta unos 1.800 metros sobre el mar; por los intervalos descienden glaciares; es muy vivo su contraste con las montañas inmediatas que son más suaves. Su silueta recuerda algo, por su aspecto salvaje, los picos de tonalita de la Presanella en el Tirol. Esta cordillera, que se destaca en el mapa de Tellef Dahll, se compone de gabros y serpentina y recuerda hasta cierto punto la gran *cicatriz* de gabro que constituye en el sur de Noruega los montes de Jötun.

No lejos del punto en que los extremos superiores del Balsfjord y el Lyngenfjord se aproximan más al sur, álzase la pirámide escarpada del Pigtind, que forma aún parte de la cordillera de Lyngen; es difícil apreciar si debería considerarse como prolongación de la misma faja, desviada en el sentido general de la cordillera, una larga arista de gabros escarpada, pero más baja, que al sur del Balsfjord se dirige oblicuamente hacia el OSO. por el gran valle del Maalselv. Aún más al OSO. al pie del Istind, por el valle del Bardo, se observan muchas inyecciones de eclogita y de rocas de la familia de los gabros, como si una zona de fractura e intrusión que partiese de Arnö al norte y pasase por Lyngen, cortara en seguida el valle del Bardo y se doblara allí paralelamente a la dirección principal.

Las rocas que afloran al oeste de esta zona en las islas y cerca de ellas hasta el neis antiguo, presentan muchas dislocaciones, pero en el interior del Balsfjord, así como del lado de Malanga, las masas montañosas bien estratificadas adquieren aspecto cada vez más característico de grandes bloques, tan pronto ligeramente inclinados como en posición casi horizontal. Hay allí plegamientos locales muy bruscos, pero la estructura del conjunto no es, en definitiva, de cordillera plegada.

El territorio situado al este de la zona de las intrusiones o del gabro de Lyngen forma una zona homogénea de terrenos estratificados que se extiende por el lado oriental de la cordillera hasta la gran muralla. Es la zona de las montañas propiamente dicha. Compónese de pizarras arcillosas, cuarcitas y micacitas modernas.

El deseo de conocer uno de los sistemas de valles que desembocan en los fiordos del norte hasta la línea divisoria de aguas, me condujo a esas montañas, y las múltiples explicaciones que debo a Pettersen me han permitido adquirir en poco tiempo algunas nociones generales sobre aquel país de tan singular estructura. (Lám. I.) El doctor León Burgerstein me acompañó en ese viaje ⁴⁷.

Cuando salimos del Malangenfjord y nos dirigimos hacia el sur al lago Torneå, contemplamos en el llano de Strömsmoen (68° 48' de latitud norte; altitud 61,5 metros) un extraño cuadro. En aquel punto donde el Sördal, que procede del sur, desemboca precisamente en el valle del Bardo, altas montañas de cuarcita en capas horizontales rodean la llanura y se elevan hasta 2.000 pies sobre el fondo del valle: el Borgsklatten al este,

Escala 1: 1.000.000.



el Björnefjeld y el Storfjeld al oeste, la pirámide del Rubben, que separa el Sördal del Bardo superior, al sur; y por todas partes alrededor de la llanura una faja estrecha de un blanco deslumbrador como si estuviese encajada, prosigue a la misma altura de una a otra masa montañosa. Es un banco calizo que, intercalado en las calizas oscuras, hace resaltar no sólo la disposición horizontal de las capas, sino también demuestra que aquel valle debe su origen exclusivamente a la erosión ⁴⁸.

Desde allí proseguimos nuestro viaje hasta la frontera sueca, a 25 kilómetros más al sur, por el Sördal, siempre rodeados de montañas formadas de capas horizontales. En su parte más alta el torrente se encaja en una garganta infranqueable, e hicimos al SE. la ascensión del antiguo lecho glacial del Stagenuni (782 metros). Allí nos encontramos sobre las cuarcitas las micacitas gris oscuro o tumbaga oscuro, onduladas en grandes pliegues. Delante se extendía una gran sábana de agua de inenarrable belleza; la parte NO. del Torneå Träsk. A nuestra derecha la orilla opuesta estaba rodeada por una lengua de terreno llano cubierto de bosque que corresponde a la desembocadura del Nuorajoki, y más a la izquierda avanzaban hasta la orilla del lago las paredes escarpadas del monte Abesko, cuyas cimas anchas y majestuosas se reflejan en el lago. En el horizonte se elevan cada vez más las blancas cumbres redondeadas en forma de cúpulas, de las montañas de la Laponia de Torneå. Pero los relieves que se advierten a menor distancia, las cumbres cúbicas de la vertiente occidental del Sördal, tales como el Spikalomi y las montañas de la misma altura de la vertiente oriental, como el pico Etnamjoski, que pertenecen al importante macizo de Duoddarats, están formados por capas completamente horizontales hasta más de 945 metros sobre el nivel del mar. Nos hallamos, pues, allí en medio de una verdadera meseta; al descender hacia el lago, encontramos su extremo dividido por un arrecife saliente de cuarcitas en capas también horizontales. Pero la gran muralla está situada aún más al este, como ha demostrado Hummel.

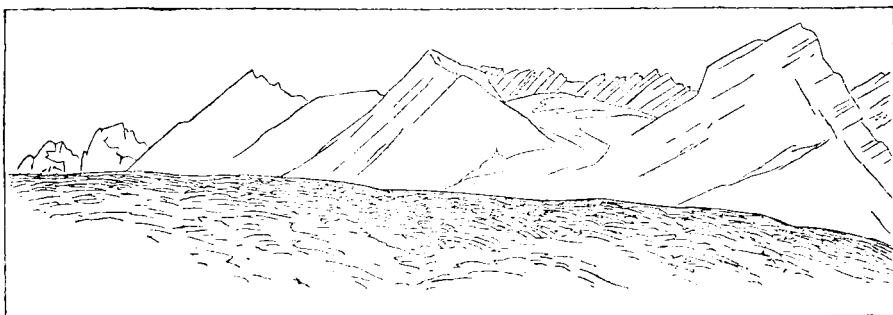
El aspecto general de una comarca montañosa que se extiende al sur del Balsfjord se representa en el adjunto bosquejo, tomado desde la ancha cresta del Omasvarre (670 metros, 69° 8' de latitud norte), a 11 kilómetros al sur del extremo de este fiordo. La vista está tomada hacia el este, y a la izquierda, es decir, hacia el norte, se ve una pequeña parte de los picos de la cordillera de Lyngen.

A excepción de estos picos, todo el macizo se halla regularmente estratificado; las variadas coloraciones de las pizarras y cuarcitas que alternan en las laderas, así como las largas cornisas de nieve que dibujan su disposición, hacen resaltar con extrema claridad la inclinación de los bancos. A la derecha, no sólo la ancha masa del Ruostafjeld (1.672 metros), situado inmediatamente fuera del cuadro del dibujo, sino toda la comarca montañosa que se extiende más al sur, se compone de capas ho-

rizontales. Aunque la primer cumbre visible de la derecha del bosquejo, la cima más meridional del grupo del Hattevarre, tenga forma de pirámide regular, consta, sin embargo, de capas dispuestas horizontalmente. La masa principal del Hattevarre es también casi horizontal, pero por el lado del Rimaalstind las capas se inclinan cada vez más hacia el norte; en el mismo Rimaalstind esta inclinación es ya muy marcada, y en el Hölltind el buzamiento es tan fuerte, que la superficie de una capa forma la ladera septentrional; la cara de los bancos se sumerge en el Balsfjord, y las montañas que se ven más lejos por el lado de la cordillera de Lyngen pertenecen a la cenefa del fiordo. En ninguna parte de este macizo hay señal de plegamiento a pesar de su extensión. Parece más bien que toda la *meseta des-*

*En lontananza el gabro
de Lyngen.*

Hölltind.



NORTE.

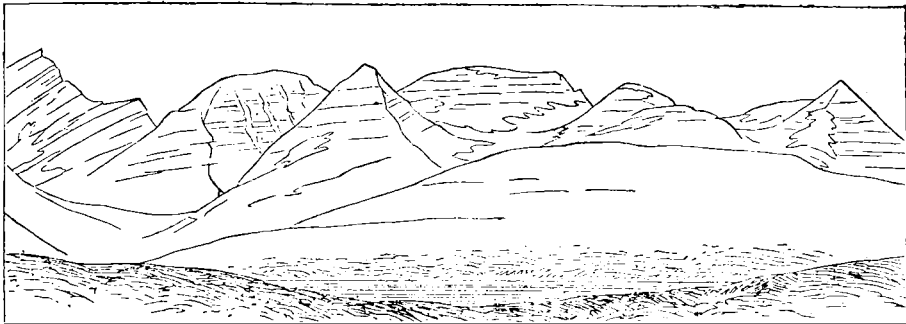
FIG. 6.—Vista desde Omasvarre al sur del Balsfjord,

ciende según un pliegue de rodilla, o flexión única de enorme amplitud bajo el gabro de Lyngen, y, en efecto, Pettersen ha publicado hace tiempo un corte transversal que pasa por el Lyngenfjord, algo más al norte, en el que puede verse toda la masa de los terrenos estratificados que buzán en arco bajo aquella corrida de gabros. Pettersen consideraba entonces que toda la faja de gabros se intercalaba en los terrenos estratificados y buzaba en el mismo sentido. Yo no he penetrado personalmente en las montañas situadas junto a la cordillera de gabros ⁴⁹.

Al pie del Ruostaffeld ya citado desemboca un largo valle procedente del SSE., el Dividal, cuya orilla derecha puede considerarse prolongación del corte anterior. Este es el valle que ha proporcionado a Pettersen el nombre del piso inferior de la alta cordillera. Remontándonos nos encontraremos este piso compuesto de pizarras que recuerdan mucho las cambrianas de Ginec en Bohemia. No hallamos allí fósiles sino placas rizadas típicas como existen en los depósitos *primordiales* de Suecia. Subimós así por el Dividal 33 kilómetros, teniendo siempre a ambos lados terrenos

en capas horizontales, y luego desde la confluencia del Skakterdal nos dirigimos al este; y remontando este valle llegamos al mismo borde de la meseta, la gran muralla. En ese punto se comprueba que al SE. el basamento arcaico, así como toda la serie que lo cubre, ascienden insensiblemente hacia Suecia. En el fondo del Dividal vimos los tramos inferiores de esta serie; más al sur Pettersen vió también aflorar el terreno arcaico en el mismo lecho del Dividal. Desde allí (Hütte Frihedsli 187 metros) tuvimos que subir por el Skakterdal hasta 724 metros para llegar al límite donde puede observarse la superposición.

Necesitamos atravesar largo trecho de un terreno rocoso, pulimentado y sembrado de bloques que parecía que acababan de abandonar los

*Rismaalstind.**Hattevarre.**Fjäll Fräsk.**SUR.*

el basamento de Tromsö (69° 8' N.) hacia el este.

glaciares, pero pronto la alta meseta se dividía en dos grandes macizos montañosos cúbicos: el Store Jerta a la derecha y el Namna a la izquierda, que, semejantes a enormes torres, parecen guardar la entrada del collado. Por esta angostura se desemboca en un territorio morénico que contiene innumerables balsas de agua: el Tjoalma Vagge (68° 40' N.).

Al apartar la vista de estas altas superficies desoladas se comprueba que la gran muralla está dividida en una serie de montañas tabulares: Julos Varre, Store Jerta, Namna, Bumansberg, Kälbir Varre, etc. En la ladera interior de las más próximas, el Store Jerta, el Namna y el Bumansberg, existe un banco duro intercalado en la serie, que por la especial aspereza de su perfil permite reconocer desde lejos la continuidad original de aquellos diferentes baluartes.

Así, la gran muralla está cortada en baluartes, pero las ramificaciones del casquete de hielo bajo el que estaba sepultada esta meseta debió llegar a veces hasta el Atlántico, como puede observarse a través de aquellas aberturas practicadas entre los contrafuertes sucesivos, y en particular

en la que comprenden el Store Jerta y el Namna y que desciende al Skakterdal.

Fuera de los baluartes, en la elevada plataforma desolada que cubren en parte las morenas del Tjoalma Vagge surgen protuberancias redondeadas que pertenecen al substractum arcaico. Es una roca de color rojo vivo, granítica, pero de estructura fajeada; dirección norte, inclinación de 30° este próximamente. De estas rocas están formados los bloque rojos transportados hacia el oeste, al fiordo, y de los que luego trataremos.

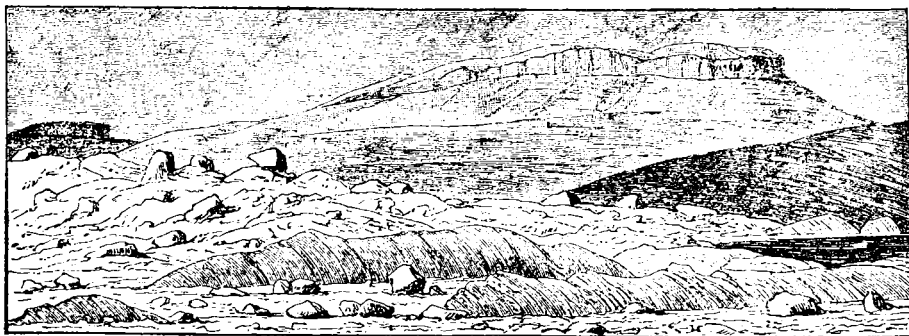


FIG. 7.—*Tjoalma Vagge*, formación morénica entre Noruega y Suecia (lat. 68° 40' N.)

En primer término rocas de granito rojo de Suecia *aborregadas* por la erosión; al fondo la montaña tabular superpuesta.

Las rocas antiguas de las Lofoten y las Westeraalem, sobre todo el granito, los neises y las micacitas antiguas, se prolongan en la misma dirección a menudo con asomos de gablo a lo largo del Océano Atlántico. Aparecen en la isla de Arnö, forman la parte que mira al mar de la península de Meiland, entre el Rejsenfjord y el Kvänangenfjord ⁵⁰, así como todo el norte de la gran península de Berg que se halla a continuación, y luego existen en todas o en gran parte de las islas Stjernö, Seljand, Sorö, Kvalö, el NO. de la península de Porsanger con Hjelmsö, y se las encuentra de nuevo en Magerö hasta el Cabo Norte. Las islas forman, pues, con las partes más avanzadas del continente, la continuación de la cordillera de las Lofoten, que domina a menudo en más de 1.000 pies a las regiones que la siguen tierra adentro, y se halla cortada en muchos puntos por los fiordos.

Dentro de esta cordillera neísica occidental existe la meseta cuya base (o sea las hiladas inferiores del grupo del Dividal) aparece también en el borde septentrional, por ejemplo, al este de Kvänangen en Alten, al sur del Lerbotn, en el Komakfjord y el Rippenfjord, al oeste de la península de Porsanger (70° 30'). Dichos yacimientos indican el límite de la meseta por el lado de la cordillera neísica occidental. En el Lerbotn las capas del Dividal están muy levantadas y no se ve el neis; en el Komakfjord son horizontales y el neis también horizontal; en el Rippenfjord están vio-

lentamente plegadas, mientras que las rocas antiguas no han sufrido tales plegamientos y se estratifican sin trastornos; Pettersen deduce de eso con razón que el Rippenfjord jalona una gran dislocación, y que la meseta situada en el interior está hundida junto a la cordillera neísica ⁵¹.

El límite de la cordillera neísica y de la meseta es, pues, una zona de dislocación que atraviesa las penínsulas que se destacan del continente y corta varios fiordos. Hasta la muralla oriental sigue en gran extensión la meseta formada allí de cuarcita pizarreña principalmente.

Mientras que la zona neísica tiene, por lo general, 945 metros de altura, la meseta sólo se eleva en su parte occidental a unos 630; el lado oriental es poco conocido y lo dejamos en el Tjoalma Vagge; Pettersen cortó la línea de superposición en el valle superior del Rejssnelvn, no lejos de la frontera noruega, donde se alza a 1.260 metros en la orilla de las tierras altas el macizo montañoso del Reisduoddar Haldi formado de gabros y serpentina ⁵².

Según el mapa de Tellef Dahll el borde de las capas superpuestas al granito se retira entonces un poco y avanza de nuevo al sur en dirección de Kautokeino. Leopoldo de Buch, después de haber atravesado al sur de Alten capas horizontales de cuarcitas y de micacitas, descendió del Tjolmi-Jaure a Kautokeino, franqueando aquel escarpe y alcanzó allí el granito ⁵³.

En lo que se refiere al norte, poseemos las observaciones de Tellef Dahll. Según este geólogo, el límite de la meseta se dirige desde las cercanías de Kautokeino hacia el norte a lo largo del Altenelv, y en este río hay lechos regulares de granito intercalado en los terrenos estratificados. Cerca del Jes Jaure, donde afloran serpentinas, se inclina el límite al NE., alcanza el extremo del Porsangerfjord y se prolonga en seguida hacia el este. En esta línea se alza el Raste Kaisse, de 945 metros de altura, al sur del Laksetford, que enseña capas de arenisca en más de 630 metros de espesor y llega al extremo occidental del Varangerfjord; la orilla meridional de este fiordo pertenece a la región arcaica y la septentrional a la meseta ⁵⁴.

De manera que en el norte de la península distinguimos de oeste a este tres elementos principales: la gran zona neísica, que sigue la costa atlántica y que llamamos zona de las Lofoten; después la meseta, que por sus escasos fósiles demuestra que las capas pertenecen al cambriano, y en parte también al siluriano inferior, y, por fin, el territorio arcaico del este. El límite occidental de la meseta es una fractura; el oriental corresponde a una superposición normal.

Hacia el sur la línea de las Lofoten se aparta en la dirección de la costa, pero los estudios de Pettersen nos enseñan que los macizos de neises y de granito que componen aquellas islas reaparecen al este del Vestfjord, y que este ancho brazo de mar se abre en las rocas de las Lofoten, en lo que se llama el *granito costero*. Aún más al este, en el con-

tinente, se encuentran otra vez las rocas estratificadas que acabamos de citar en el lago Torneå y en el Balsfjord, pero ahora se presentan plegadas. El neis y una larga corrida de granito (el granito de Kjölen) asoman en el eje de los anticlinales. Estos pliegues se dirigen casi paralelos a la costa, forman el Sulitjelma y están cortados transversalmente por los fiordos, tales como el Saltenfjord. *Existe, pues, allí una zona plegada entre la línea de las Lofoten y la meseta* ⁵⁵.

Más al sur forman la costa del Atlántico esos terrenos plegados, próximamente hasta la salida del Hardangerfjord (60°). Aparte de los asomos de rocas eruptivas, dicha cordillera se compone de depósitos de la misma edad que la meseta de que acabamos de hablar (como lo demuestran los fósiles silurianos que se han hallado en muchos puntos) y del basamento de estas capas.

Es muy difícil formular opinión acerca del sentido del empuje tangencial en esta cordillera con la ayuda de los escasos cortes transversales publicados, tales como el de Trondhjem por Meraker ⁵⁶, pero los mapas de Kjerulf y sus colaboradores levantados a costa de tantos esfuerzos en aquellas altas regiones tan extensas y despobladas, demuestran que los pliegues afectan a partir del norte el rumbo NE. a SO. hasta cerca del cabo Stat, que es el punto de la comarca que más avanza hacia el oeste (62° 10'), pero sin seguir exactamente el trazado de la costa. Según el mapa de Kjerulf, parece que al sur los pliegues se desvían cada vez más hacia el oeste, de modo que las islas Vigten y las grandes islas situadas al sur y fuera del fiordo de Trondhjem, que se arrumban más al este-oeste, indican la dirección de los pliegues que concurren al mar; el trazado de la costa que se dobla más al SO. hasta Stat, parece que también corresponde a una desviación de los pliegues. Pero precisamente delante del cabo Stat se produce una desviación inesperada. La gran faja de granito neísico que descende del NNE. hacia el Vartdalsfjord, llega al Vanelvsfjord y luego se encorva al NO., de modo que alcanza con esta dirección al cabo Stat y la isla Sandö ⁵⁷. Tal es el comienzo del cambio de dirección que al sur de Stat es exactamente este-oeste; los fiordos adoptan esta última hasta que por fin, algo más al sur, al mediodía del Sognefjord, los pliegues que llegan a la costa se encorvan hacia el interior, describen una semicircunferencia alrededor de las cercanías de Bergen y llegan al mar de nuevo al sur de Bergen.

H. Reusch ha dado a conocer con muchos detalles en su parte meridional ⁵⁸ este encorvamiento que no es de torsión como el gran arco romano del bajo Danubio (I, pág. 483), y no conozco en ninguna parte caso análogo. Al sur de esta región, en el Hardangerfjord, cesan los plegamientos y la cenefa de capas casi horizontales llega a Stavanger.

La prolongación de la cordillera debe buscarse al oeste y al SO. bajo el mar, como lo indica el hecho de que el mar recorte las cordilleras plega-

das (especialmente la inflexión de Stat), y además la orientación este-oeste de los pliegues al sur de Stat y la disposición especial del arco de Bergen. La dirección de las líneas estructurales del oeste de Escandinavia nos conduce a las islas Shetland y a las Orcadas, pero por ahora no ha llegado el momento de dilucidar las notables afinidades de Escocia con las montañas de Noruega.

LÍNEAS DE «GLINT». — En los extremos NO. y NE. del Océano Atlántico existe una extensa superficie de rocas arcaicas cuyo manto sedimentario ha desaparecido excepto en algunos jirones aislados. En cada una de estas extensiones se encuentra una superficie líquida poco profunda: a un lado la bahía de Hudson y al otro el mar Báltico; ambas cercadas por una muralla que forman las cabezas de las capas de los terrenos sedimentarios; estos sedimentos, que pertenecen siempre a los pisos antiguos del período paleozoico (al devoniano todo lo más) yacen horizontales alrededor de los dos escudos. En Rusia se llama *glint*, a las cabezas de tales capas, y nosotros aplicaremos en lo sucesivo este nombre a las escarpas formadas de capas horizontales, siempre que tales acantilados sean producto de denudación y no de fractura ⁵⁹.

La escarpa de cada uno de estos dos escudos está jalonada por una serie de lagos de agua dulce, situados en la línea misma del *glint*.

Los lagos de *glint* que rodean el escudo canadiense son: Ontario, bahía Geórgica, lagos Superior, Winnipeg, Athabasca, Gran Lago de los Esclavos, lago La Martre y Gran Lago de los Osos; la línea de *glint* llega luego al Coronation Gulf, cuya situación es propia de un lago de esa naturaleza.

La línea de *glint* del escudo báltico sigue la costa oriental de Suecia no lejos de Kalmar, atraviesa el mar al norte de Gotlandia, pasa al norte de Dagö, sigue el golfo de Finlandia (situado también como lago de *glint*), corta el Ladoga y el Onega y llega, por fin, al golfo de Arkangel en el Océano Glacial.

Pero si nos fijamos en la estructura de la península Escandinava observaremos que en el norte la escarpa oriental de la meseta es elemento muy análogo al *glint* báltico por su estratificación poco inclinada, sus baluartes y sus antiguos portillos glaciáricos. De igual modo que en otro tiempo Richardson e Isbister se asombraban de que en el norte del Canadá existiesen tantos lagos en un límite de terrenos, así Törnebohm ha observado en Laponia hace mucho tiempo que la mayor parte de los grandes lagos están cruzados por la línea de escarpas ⁶⁰. En efecto, todos esos grandes lagos, de los que sólo mencionaré el Hornafvan, el Saggat Träsk, cerca de Kvikkjokk, el Luleå Jaur, el Paitas Jaur, el Torneå Trask, el Alte Vand y el Ruosta Vand, deben considerarse como una serie de lagos de *glint*. El *glint* está más elevado que en otra época, y la situación transversal de los lagos se destaca allí con mayor claridad que en ninguna otra región de estructura análoga. Gran parte de estos lagos vierten sus aguas

en el golfo de Botnia, mientras que otros son tributarios del Atlántico, pero este punto carece de importancia por ahora.

Más allá de la zona de los lagos prosigue la línea de glint por el norte de Finmarca hasta el extremo del Varangerfjord y llega así al Océano Glacial.

Esta circunstancia nos indica que no sólo existen lagos de glint, sino también golfos marinos de glint. Tales son el golfo de Finlandia, el de Arkangel, el Varangerfjord y el Coronation Gulf. Tres de estos cuatro golfos pertenecen al Océano Glacial.

LA MESETA DEL SPITZBERG. — La guirnalda de los lagos rusos llega al Océano en el golfo de Onega y el mar Blanco inmediatamente al oeste de la península de Kanin, cuyas relaciones particulares con las cordilleras de los Urales ya hemos discutido.

Se ha visto que Nueva Zembla es una cordillera plegada hacia el oeste y el NO. que se une con los Urales, cerca del Konstantinov Kamen, a los $68^{\circ} 29'$ de latitud norte (I, pág. 504). El Iugorski Char, el estrecho de Kara y el Matochkin Char son surcos transversales y el mar de Kara es un mar zaguero. Los montes Timan, que son un pliegue avanzado o *parma*, divergen de la cordillera principal de los Urales y se unen en el Sula con un segmento de arco que se dirige desde la orilla NO. de la bahía Cheskaia por la península de Kanin hasta el Kanin Nos (I, pág. 505) ⁶¹.

Podemos suponer, por tanto, que la depresión del Pechora, cuyo subsuelo forman en gran parte sedimentos jurásicos en capas horizontales, se prolonga bajo la parte SO. del mar de Barents, y se extiende más allá de la isla llana de Kolguev, lo que da interés tanto mayor al conocimiento del Spitzberg, de la Tierra de Francisco José y de Beeren Eiland.

Los sabios que mejor conocen estas comarcas, como Nordenskjöld, Mohn y Nathorst, han supuesto que en otro tiempo existió unión entre el Spitzberg y el norte de Noruega, y Pettersen, que reunió todas las observaciones sobre este asunto, dió el nombre de Arctida a la meseta o al grupo de grandes islas que existió acaso en otro tiempo en donde hoy está el mar de Barents ⁶².

Mohn ha demostrado que el mar no alcanza gran profundidad junto a la costa noruega sino al oeste de las Lofoten, en los Vesteraals Eggen. Esta escarpa submarina se prolonga por el norte hacia la costa oeste del Spitzberg. El mar de Barents se encuentra al este, en la parte alta del escalón y fuera de las grandes profundidades del mar de Groenlandia, que alcanza más de 2.000 brazas entre Noruega y la isla volcánica de Juan Mayen y más de 2.600 entre Spitzberg y Groenlandia. El mar de Barents es, pues, poco profundo, y su parte más honda corresponde a un surco de unas 200 a 300 brazas que pasa entre Noruega y Beeren Eiland, pero desde la costa murmana la línea de 100 brazas se dirige hacia Nueva Zembla, luego se dobla al oeste y rodea Beeren Eiland, de modo que las islas

antes citadas de Spitzberg, la Tierra de Francisco José y Beeren Eiland forman las partes culminantes de una misma meseta continua.

Además, los trabajos de la expedición noruega en el Mar del Norte han demostrado que en el escalón submarino que precede a los grandes fondos existían señales de cretáceo sobre los $65^{\circ} 36'$ y los $68^{\circ} 21'$ de latitud norte, y aun se han hallado restos aislados bajo el 78° paralelo, si bien hoy no se conocen depósitos cretáceos que afloren en las tierras inmediatas.

Consisten dichos vestigios en fragmentos de creta y de sílex; a los $65^{\circ} 43'$ de latitud norte y $70^{\circ} 29'$ de longitud este se ha extraído un trozo de belemnites de un fondo de 194 brazas. Estos descubrimientos indican o la existencia de una cenefa cretácea submarina o una profunda denudación de la superficie del continente ⁶³.

Ocupémonos ahora por lo pronto del archipiélago del *Spitzberg*. Gracias a la extremada habilidad del profesor Nathorst, de Estocolmo, he podido aprovechar sus detallados estudios aun inéditos sobre los terrenos del Spitzberg y su disposición. La descripción que sigue está tomada de las notas manuscritas que ha tenido la bondad de comunicarme el sabio citado; da idea más completa que los trabajos (desde luego muy importantes) publicados hasta hoy por B. Nordenskjöld, Höfer, von Drasche y otros geólogos ⁶⁴.

La serie estratigráfica del Spitzberg es la siguiente, según Nathorst:

Los depósitos terciarios se componen primeramente de unos 150 metros de sedimentos lacustres con carbón y plantas terrestres; debajo se encuentran 750 metros de areniscas marinas, capas de arcilla, etc., con conchas marinas, y, por fin, 30 metros de carbón y de capas con vegetales.

Debajo de estas capas terciarias se comprueba la existencia de un vacío y una discordancia; después se halla la serie jurásica con capas marinas que contienen *Leda*, *Nucula*, etc.; capas lacustres con vegetales y conchas de agua dulce (en otro tiempo consideradas equivocadamente como cretáceas), capas marinas con amonitos y nuevas capas lacustres con carbón y plantas, debajo de las cuales acaso existen aún sedimentos marinos. Esta serie jurásica yace en concordancia sobre los depósitos marinos (tan bien concordantes entre sí) del triás, del permiano y del permo-carbonífero; este último horizonte sigue asimismo en concordancia al piso ursiense con impresiones vegetales, en el cual se observa, sin embargo, en cierto punto una intercalación marina.

El piso ursiense yace en transgresión sobre el devoniano de Liefde Bay con *Cephalaspis*, *Scaphaspis* y plantas de la arenisca roja antigua; parece que también hay una capa marina intercalada.

El devoniano cubre en discordancia el sistema de Hecla Hook, bastante más antiguo, pero, hasta ahora no caracterizado por fósiles; está formado de cuarcitas, filadíos, calizas y dolomías y cerca de él se encuen-

tra granito, neises y pizarras anfíbolicas que deben considerarse correspondientes al terreno arcaico fundamental, aunque Nathorst no considere completamente demostrada esta conclusión. Las rocas de Hecla Hook

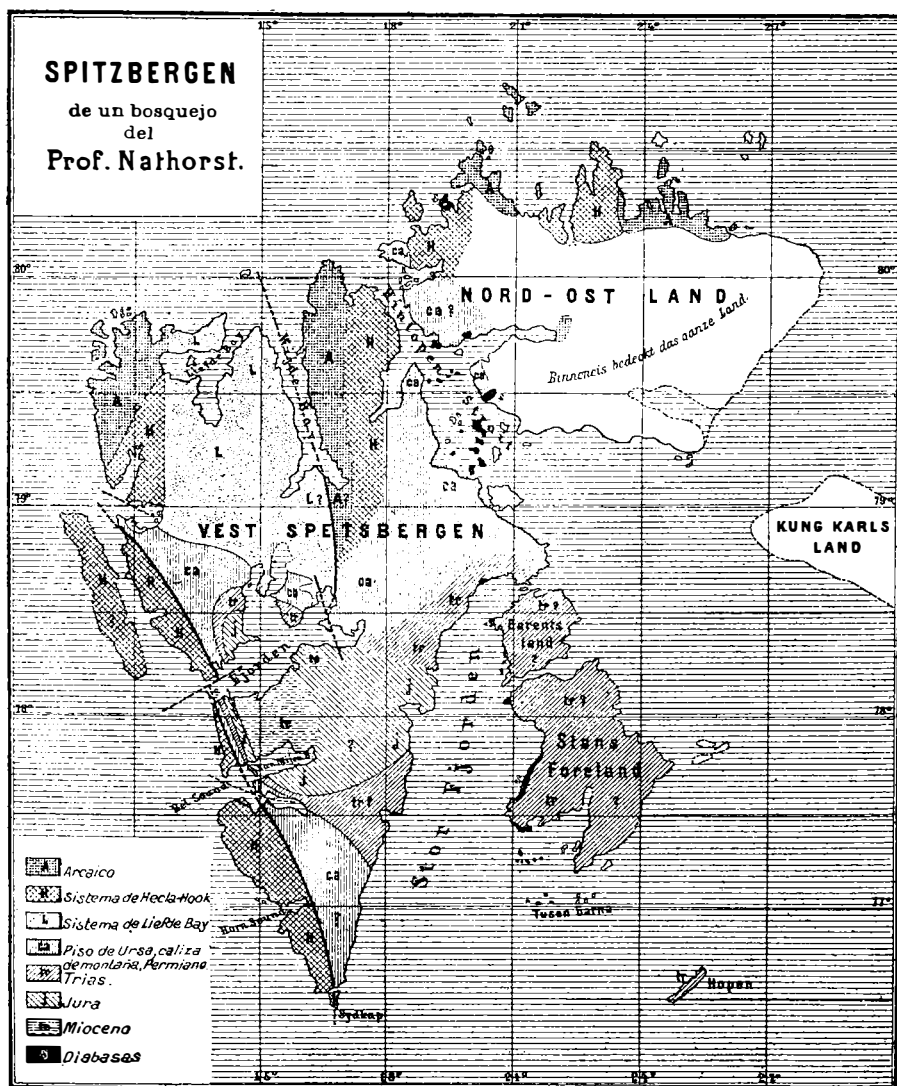


FIG. 8.—El Spitzberg.

que he visto en Estocolmo recuerdan las micacitas arcillosas de los Alpes orientales.

En lo que se refiere a rocas eruptivas más modernas sólo cita las diabasas que atraviesan los estratos hasta el trias, y en algunos sitios hasta el

jurásico. Los principales macizos de diabasa se ven en una zona que se extiende de sur a norte desde las Mil Islas a lo largo del Starfjord hasta muy adentro del estrecho del Hinlopen.

Las dislocaciones producidas por acciones tangenciales se limitan al terreno fundamental y al sistema de Hecla Hook. Estas rocas, por lo general, muy levantadas, forman las montañas puntiagudas y almenadas a que pertenecen los más altos picos del Spitzberg, tales como el Hornsundstind. En cambio, los demás terrenos, desde el devoniano, yacen horizontales, o, por lo menos, poco inclinados, con la excepción de la costa oeste de Spitzberg y otras locales insignificantes. Todo el país que forman es una meseta.

A lo largo de la costa occidental del Spitzberg hay un pilar oblongo separado de la isla hacia el este por una gran línea de fracturas contra la que se levantan las capas a veces invertidas, y, según Nathorst, se la debe considerar como una falla cuyo labio oriental ha descendido doblándose. El desnivel debió alcanzar varios miles de pies, porque en el Isfjord, donde el levantamiento de las capas presenta la mayor anchura, se han levantado hasta las terciarias; igualmente ocurre en la Kings Bay. En el Bel Sound el levantamiento parece detenerse en el triás.

La mayor parte de Spitzberg es, pues, una meseta, y lo mismo que en la Tierra de Barents, Stand Foreland e isla Hope, todas las capas parecen horizontales.

Otra gran falla descende por la Wijde Bay hacia la Klaas Billen Bay. Este accidente es muy antiguo y anterior al piso ur-siense, porque este piso que al oeste de la Klaas Billen Bay yace horizontalmente sobre el devoniano muy retorcido contra la fractura, cubre directamente el terreno primitivo al este de esa misma bahía. En Liefde Bay, Klaas Billen Bay y Dickson Bay, ha encontrado Nathorst por dondequiera el devoniano en capas horizontales, y toda la meseta devoniana le ha parecido sumida en una antigua fosa de hundimiento precarbonífera. Estos hechos demuestran que hay saltos de edades muy diversas; unos son precarboníferos, mientras que en otros las capas terciarias están ya dobladas hacia arriba.

Del examen de otra falla situada en el Bel Sound, a lo largo de la orilla septentrional de la bahía de Van Keulen, se puede deducir, según Nathorst, que la amplitud del desnivel debe alcanzar allí al menos 600 metros, porque los bancos de la caliza carbonífera coronan las cumbres inmediatas y también afloran en la misma orilla del mar.

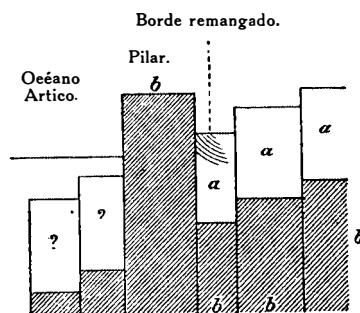


FIG. 9.—Representación diagramática de la estructura del Spitzberg occidental, según Nathorst.

Existen además otras fallas de menos importancia, algunas de las cuales coinciden con los fiordos.

Estos grandes rasgos de la estructura de Spitzberg se destacan con toda claridad en el mapita adjunto, reducción de un bosquejo que Nathorst ha tenido la bondad de comunicarme y autorizar su publicación. Las rocas antiguas de Hecla Hook forman casi toda la costa occidental y acaso también la Tierra del Príncipe Carlos; al NO. asoma el terreno primitivo; entre Liefde Bay y Wijde Bay, aparece el devoniano limitado al este por la fractura ya citada, y en la costa septentrional afloran las rocas antiguas sistema de Hecla Hook y terreno primitivo. El centro y todo el este del país desde el Cabo Sur hasta más allá de Stand Foreland, se compone de sedimentos más recientes; también existen en aquella región diabasas mesozoicas.

Es muy probable que las islas orientales correspondan a la prolongación de la meseta mesozoica, en la que se abre el Storfjord.

En cuanto a la *Tierra del Rey Carlos*, hace observar Nathorst que el único fósil que se conoce hasta ahora es un pedazo de madera petrificado, descrito por Schröter con el nombre de *Larix Johnseni*, y considerado como mioceno; es posible que existan allí capas terciarias, pero se encuentra frecuentemente en Spitzberg, en el jurásico superior, una conífera que pertenece probablemente al género *Larix*.

Los arriesgados viajes en trineo que hizo Payer en la *Tierra de Francisco José* han dado a conocer mantos eruptivos básicos en capas horizontales, y las recientes exploraciones de Leigh Smith han extendido nuestros conocimientos. Su compañero Grant encontró en Eira Harbour (80° 10' parte SO. de la Tierra de Francisco José) el acantilado de 316 metros de altura formado en la base por arcilla jurásica (Oxford clay) con belemnites. Encima hay capas con madera fósil y piñas de conífera, así como otros restos vegetales; se las considera cretáceas. El conjunto está cubierto por un manto de lava basáltica ⁶⁵.

Dirijámonos ahora del Spitzberg hacia el sur,

Beeren Giland está formada por capas horizontales que pertenecen al permo-carbonífero y al piso ursiense. Nordenskjöld ha encontrado allí también las rocas de Hecla Hook; según Nathorst, no se sabe si su afloramiento se debe a la denudación o a la prolongación de la gran línea de fracturas que corre a lo largo de la costa occidental del Spitzberg. La isla es un fragmento de la meseta del Spitzberg, y Mohn ha pintado con rasgos expresivos la incesante actividad de la resaca en aquellas capas horizontales corroídas por las olas, la formación de grandes cavernas en el borde del alcantilado y la caída hasta su pie de masas potentes de caliza; trozos de este género que asoman como pilares o torrecillas aisladas en el extremo de las lenguas de tierra, son perennes testigos del poder destructivo de las olas ⁶⁶.

Tal es el aspecto uniforme de los acantilados que los viajeros han descrito tan a menudo como característico de los bancos calizos paleozoicos (también en capas horizontales) del archipiélago norteamericano, de las islas Parry y del Lancaster Sound, por ejemplo. Allí vimos brazos de mar ramificados de mil modos entre las islas del archipiélago como un sistema de surcos de origen pluvial que hubiesen invadido las olas. Se concibe, en efecto, que si descienden las orillas del mar, al penetrar éste en los valles de una tierra de estructura tabular ensancha los surcos persistentes batiendo el pie de sus márgenes, y produce así contornos que, una vez atravesadas las líneas de los cantiles secundarios, debe acabar por asemejarse mucho a los del archipiélago de Parry. De igual modo la mayoría de los observadores consideran a Beeren Eiland simple prolongación de la gran meseta separada poco a poco del Spitzberg por la acción de las olas. De este modo se han ido efectuando sucesivamente desde los antiguos valles fluviales las extensas denudaciones que atestigua la serie estratigráfica de tantos continentes.

GROENLANDIA. — Los rasgos fundamentales de la estratigrafía del Spitzberg se repiten en Groenlandia, pero sólo en su costa oriental y en parte de la SO. Los geólogos que conocen ambos países han insistido a menudo sobre esta semejanza. Aquí como allí una arenisca roja reposa horizontalmente en discordancia sobre rocas antiguas plegadas, y los pliegues observables son anteriores a esa arenisca roja, que aunque aún no ha suministrado ningún fósil en Groenlandia se la debe asimilar al piso de Liefde Bay del Spitzberg. Los depósitos mesozoicos y terciarios también son horizontales como en el Spitzberg. Tal es la constitución de la parte oriental de la gran península en lo que han permitido conocer hasta ahora los hielos continentales y la naturaleza inhospitalaria de las costas. Al oeste prosigue la meseta con caracteres de denudación avanzada hasta muy al norte, acaso hasta cerca del glaciar de Humboldt, donde las capas silurianas levantadas, procedentes de la isla de Norman Lockyer (70° 25') franquean el Smith Sound por la bahía de Scoresby, dirigiéndose hacia el NE. (II, pág. 46).

Groenlandia hasta el glaciar de Humboldt, es sin duda alguna una meseta antigua, pero se distingue de la meseta canadiense y de la báltica por un rasgo importante: en aquellas dos regiones se encuentran capas silurianas marinas horizontales, mientras que, según se cree hoy, en Groenlandia como en Spitzberg la serie de los terrenos horizontales no comienza hasta la arenisca roja.

Payer y Copeland han explorado la costa oriental entre los 73 y 76° de latitud norte; los estudios de Hochstetter y sus colaboradores enseñan que la mayor parte de la costa de tierra firme, de la isla de Clavering y de la isla Kuhn, y el norte de la isla Shannon, es de rocas arcaicas. La

cuarcita antigua, las pizarras arcillosas y las calizas atribuidas al piso de Hecla Hook del Spitzberg aparecen en la orilla septentrional del fiordo de Francisco José En False Bay (estrecho de Clavering, al oeste de la isla Sabina), hizo Payer el notable descubrimiento de un fósil rético: la *Rhynchonella fissicostata*, representante único hasta ahora de esta serie en las regiones árticas. En la isla Kuhn hay depósitos jurásicos semejantes a los del Spitzberg, que, como éstos, contienen carbón y capas con impresiones vegetales. El basalto y algunos depósitos de plantas del terciario medio afloran a lo largo de la costa en gran extensión desde la isleta Bontekoe, delante del fiordo de Francisco José, hacia el norte, hasta el centro de la isla Shannon, de modo que las partes más salientes, como el cabo Broer Ruys, el cabo Borlase Warren, la isla Sabina y la isla del Péndulo, así como el cabo Philip Broke en la isla Shannon, pertenecen a la región basáltica. De igual modo el antepaís de Hochstetter es del terciario medio, y allí se han encontrado restos de conchas marinas terciarias semejantes a las del Spitzberg. Observaré que estas dos regiones son las únicas del Océano Ártico que han suministrado fósiles marinos terciarios. Los basaltos de Islandia, de las Feroe y aun los de Irlanda, así como los de las costas occidentales de Groenlandia, están en todas partes asociados con capas terciarias que sólo contienen plantas terrestres (I, pág. 295) ⁶⁷.

Desde el cabo Farewell hasta el 61°, la parte occidental se compone sobre todo de granito, junto al cual sólo aflora el neis en algunos puntos; también se encuentra, según Laube, en el cabo de Pentecostés, promontorio escarpado de la costa oriental, y en Sermersoak al SO. El granito de la costa oriental está a menudo cargado de hornablenda; por las recientes investigaciones de Steentrup y de Kornerup, sabemos que al oeste (al norte del fiordo de Igalliko) lo atraviesa un asomo de sienita, y al norte de Julianehaab, a la salida del Tunugdliarfik, un asomo de sienita con sodalita, cortado en toda su anchura por el fiordo. Un gran jirón de arenisca roja con pórfido separa (al norte de la sienita con sodalita) el fiordo de Sermilik del Tunugdliarfik y cruza este último hasta el extremo norte del fiordo de Igalliko. Ya hemos visto que la arenisca roja aún no ha proporcionado fósiles ⁶⁸.

Entre los 62° 15' y 64° 15' sólo ha encontrado Kornerup rocas arcaicas, principalmente neises grises. La dirección de este neis es en general al NE ⁶⁹.

Bastante más al norte del 66° 15', al 68° 15', notó el mismo observador que el país estaba formado por diversas variedades de neis, y este gran macizo neísico, cuyos pliegues se arrumbaban al NE., parecía constituir la mayor parte de la costa occidental ⁷⁰.

Desde el 70° de latitud norte hasta más allá de los 72° 30' asoman las mismas rocas arcaicas en las orillas del Inlandeis, pero más allá, por el lado del mar, se extienden grandes regiones basálticas análogas a las que ya

hemos citado en la costa oriental desde la desembocadura del fiordo de Francisco José hasta la isla Shannon. Citaré, con arreglo a los últimos trabajos de Steenstrup, la isla Disko, en cuyo borde meridional y sur-occidental se ve el substractum arcaico; Hare Eiland, la península de Nugsuak, Ubakjendt Eiland, las penínsulas Svartenbuk e Ingnerite. Aquí ocurre igual que en el norte; la región arcaica interior está en cierto modo rodeada de una cenefa basáltica, y bajo sus potentes mantos se conservan las floras cretáceas y terciarias, tan ricas que han suministrado los principales materiales que estudia Oswaldo Heer en su gran obra sobre las floras árticas fósiles ⁷¹.

Un hecho importantísimo para los problemas que hemos de examinar más tarde es el que Steenstrup haya conseguido descubrir fósiles marinos cretáceos en esa serie de capas casi siempre horizontales. Según lo que hoy se sabe, la serie es la siguiente: 1.º, capas de *Kome*, que yacen inmediatamente sobre el neis con flora terrestre del cretáceo inferior; 2.º, capas de *Atane*, con una flora terrestre cenomanense que corresponde al *Quadersandstein* de la Europa central y que contiene también varias especies de la del piso de Dakota en América; 3.º, capas de *Patoot*, en las que hay bancos con flora terrestre senonense y que encierran también fósiles marinos cretáceos hasta 375 metros sobre el nivel actual del Océano. De Lorient ha evidenciado su analogía con las capas de Fort Pierre y de las Fox Hills en Nebraska ⁷². A estos depósitos siguen capas terciarias con impresiones vegetales y grandes mantos basálticos que alcanzan de 1.500 a 1.600 metros sobre el mar actual.

Las capas marinas cretáceas se conocen al sur y al norte de la península Nugsuak hasta los 70° 45' de latitud norte. El mar senonense avanzó, pues, hasta allí. Hemos citado en el Mackenzie, a los 65° de latitud norte, un jirón de cretáceo marino (II, pág. 43), y los fósiles de Patoot indican claramente que debió existir comunicación entre dicho mar y el cretáceo de las Praderas de la América del Norte. Es aventurado decir hasta dónde llegó en otro tiempo por el este el mar cretáceo sobre la meseta canadiense denudada (I, pág. 565), pero en el extremo norte encontramos restos aislados bajo los mantos basálticos.

Según los datos suministrados por Sutherland, que conocía ya los basaltos desde la isla Disko hasta Proven a los 72° 20', la costa y las islas que la orlan están compuestas casi exclusivamente de neises y de granitos desde Proven hacia el norte hasta el cabo York a los 76°. Al norte del cabo York hasta el cabo Atholl, o sea por espacio de 30 a 40 millas marinas, deben reaparecer los mantos basálticos de Disko ⁷³.

El cabo Alejandro, en la boca del Smith Sound, es de basalto, y más al norte se presentan de nuevo los neises; el resto de la costa oriental del Smith Sound, hacia el glaciar de Humboldt, parece desconocido ⁷⁴.

Desde este gran río de hielo o poco más allá, comienzan las cordille-

ras plegadas y los fósiles paleozoicos. Pero las capas terciarias con lignito llegan hasta aquella región, y Feilden las ha encontrado en la Tierra de Grinnell, en Discovery Harbour, a los $81^{\circ} 45'$ ⁷⁵.

Así, aunque los terrenos sedimentarios ofrezcan variedad en la costa occidental de Groenlandia, las masas senonenses de Patoot son hasta el glaciar de Humboldt las únicas que suministran fósiles marinos al revés de lo que se observa en la costa oriental; en cuanto al terreno cretáceo no se ha encontrado aún ni en la Groenlandia oriental ni en el Spitzberg.

LA CORDILLERA CALEDONIANA.—«Las Tierras altas de Escocia, las Hébridas y el Donegal por una parte, y por otra las Orcadas y las Shetland, son fragmentos de la Península Escandinava.» Así se expresa Judd, uno de los geólogos que mejor conocen aquel país, e igual opinión profesan otros observadores muy competentes como A. Geikie ⁷⁶. Sin duda este criterio de los geólogos escoceses se apoya sobre todo en la correspondencia de las series estratigráficas de ambas regiones. La «Torridon Sandstone», arcosa o arenisca feldespática que yace bajo el siluriano, se asimiló igualmente con la sparagmita de Noruega. A. Geikie se inclina a admitir que la zona de la arenisca roja antigua que se ha reconocido a lo largo de la Moray Firth, en el este de los Condados de Ross y de Sutherland, por el Caithness hasta las Orcadas y la parte meridional de las islas Shetland, ha podido prolongarse en otro tiempo hasta el Sognefjord y el Dalsfjord, donde se han hallado conglomerados rojos análogos, aunque sin fósiles hasta ahora ⁷⁷. Judd insiste sobre la extraña semejanza que hay entre los depósitos mesozoicos de Escania y los pocos restos de igual edad de Escocia, conservados merced a grandes descensos o bajo mantos de basalto. En las dos regiones comienzan la serie los sedimentos triásicos (que en Escocia contienen reptiles) coronados por una alternancia de capas marinas y de agua dulce con impresiones vegetales; en ambas regiones faltan los pisos inferiores del cretáceo y sólo se hallan los más modernos. En Andö (en las Lofoten) el jurásico debe su conservación sin duda a un descenso, lo mismo que en las costas de Escocia.

El examen que acabamos de hacer de la Península Escandinava nos ha permitido distinguir en ella varias regiones. La primera en la zona arcaica de las Lofoten o zona neísica occidental, que puede reconocerse por las islas y penínsulas del norte desde Magerö hasta el Vestfjord. La segunda región corresponde a la meseta del norte, separada por una dislocación de la zona neísica occidental, y que por el este termina en el glint, dispuesto en capas horizontales, que desciende del Varangerfjord. En el Rippefjord, a los $70^{\circ} 30'$, la dislocación que orilla la zona neísica occidental, es una falla con doblez de la meseta hundida; en el fondo del Balsfjord, a los $69^{\circ} 10'$, parece que toda la meseta buza más bien hacia el oeste, a lo largo de un gran monoclinal bajo la zona neísica, o por lo menos, bajo la cordillera de gablo que la precede. Más al norte la misma

meseta, en su parte occidental, degenera en los largos pliegues arrumbados al SSO. de las altas montañas de Noruega, mientras que por el este se extiende hasta las regulares escarpas del glint. Los pliegues desaparecen en el Océano Atlántico hacia el SSO. Al este del glint se encuentra una meseta arcaica del golfo de Botnia; es decir, el escudo báltico.

Estos rasgos fundamentales de la estructura de la Península Escandinava nos dan a conocer que no sólo existe entre ambas regiones analogía en cuanto al orden de sucesión de los terrenos (como se acaba de demostrar), sino también evidente concordancia tectónica, y que los contornos del Océano Atlántico desde el cabo Norte (a los $71^{\circ}10'$ de latitud norte), hasta la bahía de Donegal, por lo menos (a los $54^{\circ}30'$), están indudablemente formados por cordilleras continuas en otro tiempo y de estructura homogénea.

A. y J. Geikie han demostrado en sus notables Memorias que la estructura de Escocia se revela con perfecta claridad así en la configuración de su superficie como en el aspecto del paisaje. Esta estructura se refleja de igual modo en el dibujo del litoral ⁷⁸.

La figura 10 representa Escocia e islas adyacentes en la misma escala que el mapa del Spitzberg, incluido pocas páginas antes (II, pág. 68, fig. 8). Vese en ella al NO. una faja continua de rocas arcaicas. El neis antiguo aflora, con efecto, en las Hébridas y al SE. en las islas de Coll y de Tiree, en las Raasay y Rona, y a lo largo de la costa NO. de Escocia. Es exactamente la misma disposición que la de la faja arcaica de las Lofoten, situada al oeste y delante de la Península Escandinava.

El Canal del Minch ocupa en la región neísica la misma situación que el Vestfjord en Noruega; algunos de los volcanes recientes de las Hébridas (I, pág. 160, fig. 19), sobre todo los grandes mantos basálticos de la isla de Syke, pertenecen a esta región.

La región arcaica está limitada al este por una zona de dislocaciones muy notables que comienza al norte en el Loch Eriboll, y se prolonga por el Loch Assynt y las partes internas del Loch Broom, y del Loch Maree hasta el Loch Carron, y tal vez al SSO., más acá de las islas neísicas de Coll y de Tiree. En la parte septentrional de esa zona fué donde Murchison, engañado por las extrañas relaciones estratigráficas, creyó reconocer, en otro tiempo, que el neis cubría capas silurianas fosilíferas, por lo que presentó frente al antiguo neis de las Hébridas un neis siluriano más moderno. Nicoll combatió las ideas de Murchison, y opinó que la superposición del neis obedecía a grandes cobijaduras. Después de larga discusión y estudio de la serie de planos de detalle, ejecutados por Peach y Horne en el Loch Eriboll y en el extremo NO., A. Geikie, como director del Servicio Geológico, reconoció, con aquella franqueza que caracteriza y honra al verdadero sabio, que la antigua hipótesis era errónea ⁷⁹. Nicoll y sus sucesores, tales como Lapworth, Hicks y Callaway, han defendido la interpretación real ⁸¹.

En efecto, el corte de la Kyle of Durness en el Loch Eriboll, publicado por Peach y Horne, demuestra lo que sigue:

En las cercanías de Durness, es decir, al NO., yacen sobre el neis las capas silurianas, que tienen 600 metros de espesor, débilmente plegadas y atravesadas por algunas fallas. Otra faja de neis avanza en el mar, y hacia el este soporta un resto de siluriano. Más allá, en el borde meridional del Loch Eriboll, el terreno se divide en gran número de escamas de neis y de siluriano mutuamente separadas por superficies de fractura que buzan al SE. o al ESE., lo que revela un fuerte movimiento tangencial que procede de aquella dirección. Sobre esas escamas ha avanzado en igual sentido de ESE. a ONO., una hoja de neis antiguo de 120 metros de espesor. Esa zona de cobijadura recubre así, según un gran plano de falla inversa (thrust-plane de los geólogos escoceses), todos los pisos del siluriano en el mismo orden en que se suceden en el interior de las pequeñas escamas. Un resto de esta masa de neis, aislado por la denudación, cubre al siluriano al NO. del Ben Arnaboll.

Al este de Witten Head, en la boca del Loch Eriboll, existe una segunda cobijadura de neis aún más importante y que puede reconocerse durante muchas millas en dirección SSO.; este accidente forma una segunda escama principal superpuesta a la primera.

Hasta ahora se han reconocido los cabalgamientos hacia el SSO. en una longitud de 90 millas inglesas (145 kilómetros), y un resto de neis aislado superpuesto al oeste al siluriano permite afirmar que la amplitud del movimiento tangencial de las grandes escamas de neis mide, por lo menos, 16 kilómetros. Se sobreentiende que en las superficies de discontinuidad en que esos movimientos han alcanzado tal energía se han producido en no menor escala corrimientos, rozamientos, estrías, estiramientos y las más variadas transformaciones en lo que se refiere al estado de las rocas.

Sobre las cabezas de las capas de un sistema de escamas menores, que semejan una fosa de hundimiento comprimida por un solo lado, han sido arrastradas otras escamas mucho mayores en dirección casi horizontal y por espacio de 16 kilómetros al menos. El empuje procedía siempre del ESE. Así se presentan los cimientos del borde interior de una cordillera por completo arrasada. El neis de las Hébridas está delante como lo está Bohemia respecto de los Alpes orientales. Pero todos estos grandes movimientos son anteriores a las primeras capas de arenisca roja devoniana, y los restos de esta cordillera deben bucarse en las brechas y conglomerados que constituyen aquel terreno.

Para abreviar, designaremos en lo sucesivo esa zona de cobijaduras con el nombre de zona de cobijadura de Eriboll. Por su situación corresponde a la gran dislocación que en el extremo norte separa la meseta noruega de la faja neísica occidental.

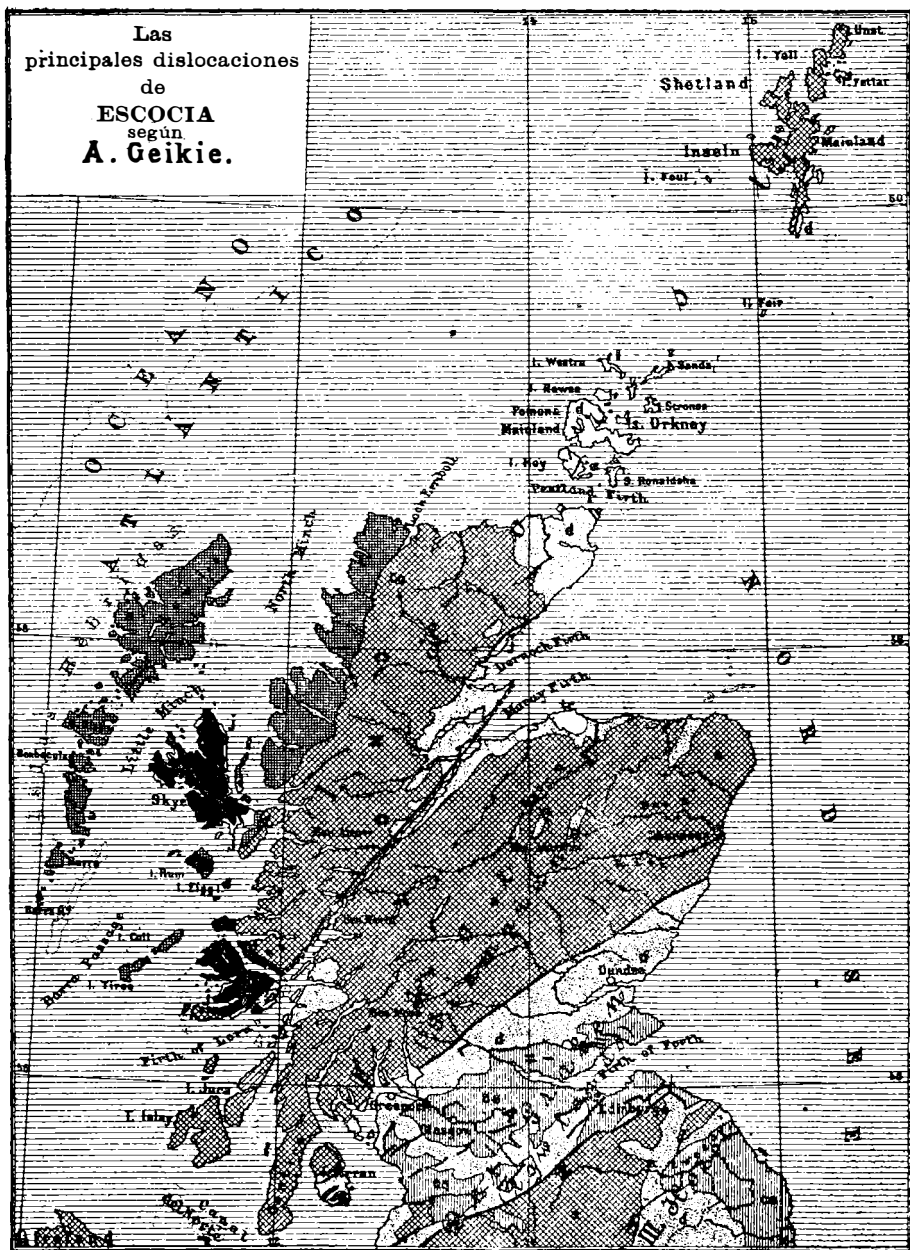


FIG. 10.—*Disposición general de la estructura de Escocia, según el mapa geológico de Escocia de Sir Archibaldo Geikie.*

a, arcaico; s, siluriano y pizarras antiguas, juntamente con masas incluidas de granito; d, Arenisca Roja Antigua, y ca, carbonífero (ambas formaciones con masas eruptivas, atribuidas aun sin certidumbre al devoniano o al carbonífero); tr, triás; j, jur. En negro se representan las rocas eruptivas terciarias. (No está por completo indicada la zona de cobijadura que forma el extremo oriental del neis de las Hébridas.)

Al SE. de la zona de Eriboll, las Tierras Altas de Escocia se extienden hasta una línea de fractura que comienza en el bajo Clyde, corta la parte meridional del Loch Lomond, atraviesa todo el país en dirección NE. y llega a Stonehaven en la costa oriental. Esas Tierras Altas están ceñidas al SE. por la citada fractura y divididas en su parte media por otra paralela que desde el Loch Linnhe cruza también todo el país y prosigue hasta la orilla norte del Moray Firth. La primera línea define el borde meridional de los Grampians, y la segunda es la del Great Glen. Esta última corresponde a una entalladura tan profunda, que ha permitido construir el Canal Caledoniano.

Las dos mitades de las Tierras Altas de Escocia se componen principalmente de capas silurianas plegadas y en sentido NE. al SO. casi paralelo a la zona de Eriboll. Estas fracturas son, por lo tanto, grietas longitudinales que adoptan la dirección de los pliegues. En la superficie denudada de ese antiguo macizo, en sus pendientes y depresiones yace la *arenisca roja antigua*, que en algunos puntos ha conservado su primitiva disposición y en otros los hundimientos la han preservado hasta nuestra época de una destrucción total. Desde el fondo del Great Glen, se la ve avanzar al NE., bordear las dos orillas de la Moray Firth, extenderse luego por el Caithness y, al fin, pasar al extremo septentrional de Escocia en las Orcadas. Reaparece en el SE. del grupo de las Shetland, y por allí pasa la faja que considera Geikie prolongación de la de Sognefjord y Dalsfjord.

Al sur del Great Glen abundan los asomos graníticos. Vese que las cumbres que avanzan hacia Irlanda corresponden a la dirección de la antigua cordillera, que se prolonga por el norte de ese país. A orillas del Clyde se alcanza la falla que sirve de límite a la comarca montañosa.

Dase el nombre de «Central Lowlands» al territorio situado al sur de esa fractura próximamente hasta Girvan en el Firth of Clyde y hasta Dunbar en el Firth of Forth; la parte más rica de Escocia; allí se encuentran Edimburgo, Glasgow y las cuencas hulleras escocesas. Es una fosa de hundimiento cuyo borde meridional, representado por múltiples fracturas, no ofrece en el paisaje igual continuidad que el septentrional. Dicha fosa está rellena por las masas hundidas de la arenisca roja y los diversos pisos del carbonífero que en grandes extensiones, así al norte como al sur, han desaparecido de la superficie de los pilares silurianos. El estrechamiento de Escocia entre el Firth of Clyde y el Firth of Forth, corresponde a esa dovela hundida, mientras que los pilares avanzan en el mar al NE. y al SO. Este hundimiento se marcaría aún más en la configuración del país si no acompañasen a los terrenos sedimentarios las rocas eruptivas (en particular los pórfidos), que sobresalen de aquéllos sin duda por la mayor resistencia que presentan a la denudación.

Consideremos ahora el borde meridional de la dovela hundida. Al sur se halla un nuevo pilar siluriano que recuerda por muchos conceptos las Tierras Altas. Al NE. las montañas de Lammermuir y la Moorfoot pertenecen a la parte exterior de ese macizo. Las fracturas son muy abundantes y, a lo que parece, discontinuas. Diríase que los movimientos de descenso se han producido en distintas épocas. Algunas de estas fallas son indudablemente más antiguas y otras más modernas que la época carbonífera.

La fractura principal de la región central está cubierta hacia el NE. por el terreno hullero de Midlothian. Contra esta fractura se abisma en el centro del territorio toda la arenisca roja, cuyo espesor alcanza por lo menos 4.500 metros. En esa región la dislocación es indudablemente anterior al carbonífero del Midlothian, que al SE. de la falla cubre directamente al siluriano; de modo que antes del depósito de la caliza carbonífera no sólo había descendido la arenisca roja, sino que la erosión había tenido tiempo de hacerla desaparecer por completo. Sin embargo, algunos movimientos posteriores han afectado también al carbonífero. En esos puntos se nota tan poco la fractura en la superficie del suelo, que la cruzan varios valles fluviales; así el Nith, riachuelo que nace en el pilar siluriano, desciende cortando la gran fractura hacia la región hundida; luego se dobla en el carbonífero en New Cumnock, vuelve al siluriano franqueando por segunda vez la fractura, y desemboca, por fin, en el Solway, después de haber atravesado de parte a parte el pilar meridional ⁸¹.

El geólogo comprueba en pleno continente descensos cuyo desnivel puede alcanzar de una sola vez amplitud igual a la profundidad media del Atlántico; sin embargo, la falla correspondiente se destaca tan poco en el suelo, que un hilo de agua como el Nith dibuja sus meandros en su emplazamiento.

Al NE., a lo largo del Dornoch Firth, y en la costa meridional de la Moray Firth, aparecen pequeños afloramientos de terrenos mesozoicos, sobre todo capas jurásicas separadas por fallas de las antiguas rocas de las Tierras Altas. Judd las ha descrito con detalle ⁸². Entre estos restos hundidos debe citarse la cuenca hullera jurásica de Brora, en la costa del Sutherland. Las fracturas, según las que se ha producido el descenso, coinciden con el dibujo de las costas y son casi paralelas al Great Glen. De igual modo allí donde la alineación del Canal Caledoniano llega al mar, en la costa septentrional de la Moray Firth, asoman algunos restos mesozoicos hundidos al pie de la fractura..... Otros restos ocupan la orilla SE. del mismo golfo. En los antiguos depósitos glaciales de las Tierras Altas se encuentran muchos fragmentos de rocas mesozoicas, y al oeste, sobre todo en la isla de Syke, estas capas, que protegen de la denudación los mantos basálticos, forman aún restos de gran extensión. De todo esto deduce Judd, con acierto, que debieron cubrir en otro tiempo la mayor

parte de las Tierras Altas, y que también debieron producirse grandes descensos después de la época secundaria.

Estos restos mesozoicos hundidos acrecientan aún la semejanza con los pilares del Rin, pero hay que advertir que las fracturas de hundimiento en Escocia son todas longitudinales, o sea paralelas a los antiguos plegamientos, mientras que en los Vosgos y en la Selva Negra las fallas del valle del Rin cortan oblicuamente a la dirección de los pliegues ⁸³.

Deben, pues, considerarse prolongación de la cordillera plegada de Noruega las Shetland y las Orcadas, las Tierras Altas de Escocia con las fosas de las Tierras Bajas y el pilar del sur. Las profundas fracturas de la costa escocesa prueban que el mar que separa Escocia de la península escandinava cubre una parte hundida de esa cordillera pre-devoniana, que procede de Noruega y constituye toda Escocia, borde externo inclusive, y que corresponde a la zona de cobijaduras de Eriboll; la denominaremos *cordillera caledoniana*.

Se ha visto que en Escania muchas fallas sólo han actuado después del cretáceo. En Escocia se observan señales de hundimientos muy antiguos y también de otros post-cretáceos y acaso post-terciarios; Judd creía que la separación de Escandinavia de Escocia se había efectuado en época muy moderna y posterior a la aparición del Hombre. Puede citarse en apoyo de esta opinión un hecho curioso: Peach y Horne han probado que las islas Shetland han sido completamente pulimentadas por los hielos; las estrías atraviesan el archipiélago primero en dirección NE. y luego se doblan al NO., alcanzan su eje y llegan al mar después de haber franqueado todo el grupo de extremo a extremo, lo que demuestra que un manto continuo de hielo, procedente de Escandinavia, cubrió aquellas islas y se movía transversalmente a su dirección ⁸⁴.

Las montañas caledónicas continúan por gran parte de Irlanda y del País de Gales.

Irlanda contiene relieves de muy variada estructura. Al norte se alzan las cimas del Donegal, prolongación evidente de las montañas de Escocia y con igual dirección. Reaparecen en el Mayo y al norte de la bahía de Galway. También al sur de la isla los terrenos antiguos asoman con la misma dirección SSO., y se extienden por los condados de Carlow, Wicklow y Wexford; su plegamiento es anterior al depósito de la arenisca roja antigua. Estos fragmentos de la cordillera caledoniana pre-devoniana están unidos por una extensa plataforma de caliza carbonífera casi horizontal, de la que ha barrido la erosión la mayor parte de la serie hullera productiva, y tan baja, que de este a oeste, entre Dublín y Galway, apenas si alcanza 80 metros de altitud.

Más al sur de la isla aparece otra cordillera más moderna, en la que la arenisca roja antigua y la caliza carbonífera se hallan dispuestas en largos

pliegues arrumbados de oeste a este, y sufren hacia el extremo SO. de la isla una inflexión al OSO. Los diversos anticlinales avanzan como espolones en el Atlántico, mientras que los sinclinales sumergidos forman profundas bahías denominadas, respectivamente, de Dingle, Kenmare, Bantry, Dunmanus y Crook, de modo que el contorno de la costa SO. de Irlanda está completamente determinado por los pliegues del suelo.

En la península comprendida entre la bahía de Dingle y la de Kenmare se halla el punto culminante de Irlanda (1.040 metros), en los Macgilllicuddy Reeks, en un anticlinal de arenisca roja antigua a orillas del lago de Killarney; este anticlinal está completamente caído hacia el norte, de modo que la caliza carbonífera en bancos horizontales en el centro de Irlanda buza allí al sur, bajo la arenisca roja antigua al mismo tiempo que las capas del culm comprendidas en el fondo del mismo pliegue.

Estos plegamientos e inversiones del sur de Irlanda se pierden también en el mar hacia el este en la costa oriental de Cork y en el condado de Waterford. Son sólo parte de una gran cordillera arqueada que continúa luego al este hacia Inglaterra y más allá hacia Bélgica ⁸⁵.

Llamaremos armoricano a este gran arco con dirección este-oeste que contrasta de tan vivo modo con los pliegues caledonianos anteriores arrumbados al SSO., sobre todo en el SE. de Irlanda, en los condados de Kilkenny y de Carlow, y cuya cenefa septentrional encontramos aquí por primera vez.

Volvamos ahora a la otra orilla del Canal de San Jorge.

Moore ha demostrado de qué modo llegan al mar las cordilleras dispuestas en pliegues muy levantados en el Wigtownshire, en la costa SO. de Escocia, desde el faro de Corswell hasta Mull of Galloway. En la parte septentrional de esta costa la mayoría de los pliegues están caídos al NO., pero en la meridional lo están al SE., de manera que forman un abanico ⁸⁶.

Asimismo las fajas neísicas de Anglesey se dirigen hacia el SO. atravesando la isla y se prolongan por la costa meridional del golfo de Carnarvon en la península de Llyn, que afecta por completo la dirección caledoniana. Sin embargo, estas partes septentrionales del País de Gales pertenecen, a juzgar por su dirección, a la zona caledoniana situada más al este que las cordilleras antes citadas de Irlanda. A estas colinas de Carlow y de Wexford sucede otro pequeño afloramiento de rocas antiguas en el promontorio extremo de Irlanda por el SE., en Carnsore Point, al sur de la bahía de Wexford.

Los pliegues del norte del País de Gales son anteriores a la arenisca roja antigua, lo mismo que los de Carlow y Wexford. Desde la costa norte de Anglesey la caliza carbonífera, describiendo una gran curva, se adapta al borde de la región plegada, de modo que en el este del País de

Gales reposa sobre los distintos pisos del siluriano; una faja discontinua de arenisca roja antigua la acompaña hasta el sur en los condados de Hereford y de Brecknock, por donde se extiende anchamente dicha arenisca ⁸⁷.

Así llegamos al sur del País de Gales, donde, gracias a una profunda erosión, puede estudiarse el encuentro de las cordilleras caledonianas de edad pre-devoniana y orientadas al SSO. o al SO. con los pliegues armoricanos más modernos (post-carboníferos) y arrumbados al este o al ESE. Para describir esta región me apoyaré sobre todo en la descripción dada por De la Bêche en 1846. No puedo mencionar este trabajo sin expresar mi profunda gratitud hacia su autor (ya difunto), porque ejerció en otro tiempo influencia decisiva sobre mis propias ideas respecto de la estructura de las grandes cordilleras. Aunque su Memoria se ha publicado hace más de cuarenta años, exprésanse ya en ella ideas que comienzan a admitirse universalmente sobre la formación de las cordilleras por presión lateral y verdadero significado de los macizos graníticos ⁸⁸.

El límite entre las regiones caledoniana y armoricana es bastante fácil de reconocer en los mapas geológicos, porque el borde septentrional de los pliegues armoricanos coincide con el meridional de las cuencas hulleras. Este límite, que procede de Waterford, alcanza la St. Brides Bay (Pembrokeshire) con dirección oeste-este, ligeramente desviada al ESE.; luego corta la parte interior de la bahía de Caermarthen, atraviesa también la de Swansea, pasa por los alrededores de Cardiff en el estuario del Severn y va a unirse al otro lado del río con el borde septentrional de las Mendip Hills. Así, pues, sólo pertenecen a los pliegues armoricanos las partes que más avanzan hacia el sur de los tres promontorios que sobresalen en el Canal de Bristol. Al norte de este límite se extienden las cuencas hulleras, muy productivas, de la St. Brides Bay, como una zona estrecha y muy comprimida hasta la bahía de Caermarthen, que atraviesan también, y más allá de la cual adquieren cada vez mayor anchura; se extienden por los condados de Glamorgan y de Monmouth para constituir la gran cuenca hullera del sur del País de Gales. Esta expansión corresponde a la inflexión progresiva de la cordillera septentrional, que es prolongación de las caledonianas del norte del País de Gales, y que vamos a estudiar ahora con mayor detalle.

Al norte del País de Gales ya hemos reconocido en la isla de Anglesey y la península de Llyn la dirección típica de la cordillera caledoniana, y hemos visto que los plegamientos correspondientes y que son anteriores a la arenisca roja antigua, se prolongan por el condado de Merioneth, arrumbados a veces de norte a sur; pero en el Cardigan experimenta una desviación al SO. que se hace cada vez más marcada hacia el sur; pasada la ciudad de Cardigan, por el lado de Fishguard, se encorvan completamente hasta tomar la dirección este-oeste que caracteriza la región armo-

ricana; allí las capas están muy dislocadas, tanto en el sentido horizontal como en el vertical. «En el norte del Pembrokeshire — dice De la Bêche —, tenemos que distinguir las formas complicadas que resultan de una torsión de los terrenos, según una nueva dirección superpuesta a otra más antigua» ⁸⁹.

El promontorio de St. Davis, que limita la St. Brides Bay por el norte, se compone, según A. Geikie, de un anticlinal de rocas cambrianas dirigido de NE. a SO. (y que por lo tanto corta oblicuamente a la península) e invertido al SE. ⁹⁰. Esta dirección, tan distinta de la de los pliegues armoricanos, es muy notable y se destaca con gran claridad. En el interior del país el lado SE. invertido se pone vertical, pero hacia el fondo de la St. Brides Bay, por el lado de la zona hullera que está muy comprimida, existen en el cambriano grandes fracturas e importantes accidentes ⁹¹, y sólo más al este, allí donde se ensancha la cuenca hullera del Glamorganshire, la dirección caledoniana se trasforma notoriamente en la armoricana. Según De la Bêche, hay en la gran cuenca hullera tres anticlinales dirigidos de SO. a NE., y que hacia el sur se unen a otros arrumbados de este a oeste. Debe hallarse allí un frunce análogo al que hemos estudiado entre los anticlinales de las ante-montañas del Himalaya y del Hindu-Kux en el Jelam. Sin embargo, los demás caracteres de la estructura del país (en Irlanda sobre todo), nos enseñan que en este caso no se trata de una unión de dos haces convergentes como en el Jelam, sino de la superposición de un arco relativamente moderno a un sistema de pliegues antiguos, y que recuerda más bien el encuentro de los Cárpatos y los Sudetes en Silesia y en el norte de Moravia.

Sin ocuparnos de los detalles de la estructura del suelo de los condados de Hereford y de Gloucester, nos dirigiremos hacia el sur.

LA CORDILLERA ARMORICANA.—Se ha visto que en el sur de Irlanda los depósitos devonianos y carboníferos presentaban grandes pliegues arrumbados a OSO. en el SO. del condado de Cork, y en el resto de este condado y en los de Kerry y de Waterford se arrumban de este a oeste dichos pliegues, que están a veces caídos al norte y reaparecen al este en el sur del País de Gales, donde hemos reconocido su límite septentrional desde el fondo de la St. Brides Bay a lo largo de la orilla sur de las grandes cuencas hulleras por las bahías de Caermarthen y de Swansea hasta cerca de Cardiff en el valle inferior del Severn. En Tenby, en la bahía de Caermarten, se caracteriza dicha línea por la inversión de las capas de hulla; el territorio situado al sur, que forma las tres penínsulas de la orilla norte del Canal de Bristol, está constituido como los pliegues de Irlanda, por anticlinales y sinclinales de arenisca roja antigua y de caliza carbonífera..... cuando estos terrenos no están enmascarados por restos de las capas más recientes que comienzan a aparecer en aquella región y que los cubre en discordancia. Esta serie transgresiva comienza con los depósitos

permianos y comprende más al este todo el conjunto de los terrenos mesozoicos.

La dirección del límite septentrional armoricano es la misma que la de los pliegues, o sea, este algo al sur, y la prolongación de las fajas de caliza carbonífera en el Canal de Bristol está jalonada por islas rocosas, tales como el islote de Steep Holme. Pertenece este peñón a un pliegue caído hacia el norte, según pudieron reconocer Buckland y Conybeare en 1824, sagaces observadores, que advirtieron además que la isla de Flat Holme, también formada de caliza carbonífera, era un anticlinal rebajado, arrumbado al NE. hacia la península de Brean Down, que, por tanto, no podemos referir al sistema de los pliegues armoricanos ⁹².

De este modo Steep Holme (al norte de la bahía de Bridgwater) conduce al largo anticlinal de los Mendips, que desde la orilla del mar hasta cerca de Frome, forma la más septentrional de las bóvedas armoricanas. Se compone de caliza carbonífera bajo la que, a causa de la denudación, aflora la arenisca roja antigua del devoniano en cuatro localidades. Al este el anticlinal se transforma poco a poco en un pliegue caído hacia el norte; las capas de hulla que lo flanquean por el norte, se pliegan en forma de Z y buzan al sur bajo la bóveda de caliza carbonífera. Las relaciones estratigráficas son tan parecidas a las de las capas hulleras de Bélgica (también tendidas a causa de un empuje procedente del sur), que ya en el año 1824 Buckland y Conybeare, apoyándose en la descripciones de Omalius d'Halloy, comparaban la parte oriental de los Mendips con las cercanías de Namur y de Lieja ⁹³.

En Frome la caliza carbonífera desaparece bajo el cretáceo, pero como pronto se verá, el anticlinal de los Mendips se prolonga al este como una bóveda mucho más moderna. Al sur de los Mendips, en el fondo de la bahía de Bridgwater se extiende un país llano sembrado de jirones mesozoicos, pero en seguida surge al SO. la extensa región devoniana que forma el oeste de Somerset, el Devonshire y Cornwall.

Esta gran península pertenece por completo al haz de los pliegues armoricanos, y la dirección de las capas devonianas y carboníferas que la constituyen en gran parte corresponden en absoluto a la de los Mendips, sobre todo en las fajas septentrionales. Comprende al norte una faja de terreno devoniano que se dirige desde Bridgwater y las Quantok Hills hacia Lundy Island, y en la que la mitad norte de esta isla presenta un asomo granítico más moderno; después adquieren gran desarrollo las capas del culm en una ancha zona media; por último, se encuentra una zona devoniana que abarca la mayor parte de la costa meridional y la mitad sur de la costa atlántica de la península. Esta zona devoniana meridional se caracteriza por una serie de grandes macizos graníticos post-carboníferos: el más oriental y extenso forma la Dartmoor Forest al SO. de Exeter; otro existe al norte de Liskeard, otro al norte de St. Austell y otro al oeste de

Falmouth; el principal de los siguientes forma la parte extrema de la península hasta el Lands End; las islas Scilly corresponden a las cumbres de otro macizo granítico oculto por el mar ⁹⁴.

Los macizos graníticos han causado grandes perturbaciones locales en la disposición de las capas, pero en su conjunto la cordillera adopta con fidelidad la curva de los pliegues armoricanos. Desde el oeste de Liskeard, hasta las islas Scilly, las hiladas de estos domos graníticos se doblan hacia el SO. más de lo que podría esperarse por la dirección de los pliegues en el Canal de Bristol, por eso se ha creído que no tenían relación con la dirección general del sistema; pero esta ligera desviación hacia el SO. corresponde a otra análoga de los pliegues en el condado de Cork (por ejemplo, en la Bantry Bay), y nos enseña que el vértice del arco armoricano debe hallarse entre Irlanda y el País de Gales o en el Pembrokeshire. Pronto veremos que las dos masas graníticas del Harz, que son absolutamente análogas a las de Cornwall, no se alinean en dirección paralela a la de las capas. De la Bêche suponía que estos macizos son continuos en profundidad, y en 1846 adivinó, con asombrosa perspicacia, que no había sido la erupción de estos núcleos graníticos sino una fuerza mucho más general la que produjo los pliegues levantando la cordillera.

Al sur de la serie de macizos graníticos, en el borde meridional de la zona devoniana del sur, afloran rocas arcaicas en dos regiones limitadas de la costa: el cabo Lizard al oeste y Prawle Point (al sur de Dartmouth) al este. Estas rocas forman el substratum de la cordillera devoniana (que también encierra por el sur depósitos silurianos). En Lizard se ven pizarras de hornablenda y serpentiña; en Prawle Point pizarras cloritosas y micacitas. En el primer punto la dirección de los pliegues es SO.-NE., y corresponde a la del SO. de Irlanda y a la corrida de macizos graníticos; en Prawle Point es próximamente este-oeste. Entre estos dos puntos emergen escollos de neis, en uno de los cuales está el faro de Eddystone.

Tratemos ahora de abarcar en su conjunto la región montañosa del SO. de Inglaterra. Al sur el neis de Eddystone corresponde al basamento más antiguo; siguen al oeste las pizarras anfibólicas del cabo Lizard y al este las cloritosas y las micacitas de Prawle como restos de un antiguo macizo pizarreño. Después llegamos a la gran zona meridional devoniana con fajas silurianas accesorias que encierra la larga corrida de macizos graníticos desde las islas Scilly hasta Dartmoor; más al norte está la ancha zona de culm y luego la devoniana septentrional hasta el canal de Bristol. Todos estos depósitos, muy espesos, se alinean en estrechos pliegues paralelos y a menudo tendidos hacia el norte, sobre todo en la parte septentrional. Por último, vense más al norte el anticlinal de los Mendips, bajo el que buzan hacia el sur las capas carboníferas invertidas, y la prolongación de los Mendips hasta la bahía de St. Brides.

Esta disposición evoca la imagen de una gran cordillera plegada por

una fuerza procedente del sur. Bonney dijo con grande acierto que ese ancho haz de pliegues no cede en importancia a la actual cordillera de los Alpes, y compara el neis de Eddystone con el de los núcleos neísicos alpinos ⁹⁵. Son las ruinas de un grandioso macizo de montañas; el cabo Lizard y Prawle Point, últimos restos de la zona pizarrosa, han quedado en saliente de igual modo que el cabo Matifu y la península de Buzarea a uno y otro lado de la bahía de Argel (I, pág. 231).

Bonney supone que los terrenos antiguos que ocupan las partes contiguas del norte de Francia corresponden a la prolongación de las raíces de aquella gran región montañosa de antaño; franqueemos, pues, la Mancha para examinarlos.

El NO. de Francia se compone de rocas arcaicas y paleozoicas que constituyen el suelo de Bretaña y se extienden desde el Cotentin hasta la Vendée; al este y al sur ocultan su prolongación los depósitos jurásicos. El límite oriental de su afloramiento abarca desde el borde oriental del Cotentin hasta Alençon, y más al sur por Angers, hasta Partenay y Saint Maixent, al NE. de Niort. En esta región el límite se dobla en ángulo recto hacia el oeste y llega al mar al norte de la Rochela cerca de Les Sables d'Olonne.

Estos terrenos antiguos se arrumban al ONO. con desviaciones locales al norte y al NO., y en la parte occidental de Bretaña predomina más bien la dirección este-oeste. El antiguo pero excelente mapa de Dufrénoy y Elie de Beaumont, nos enseña que la península del Cotentin es un fragmento de un gran pilar, lo mismo que el Morvan y el Thüringerwald; la dirección este-oeste sigue dominando en el Cotentin en ángulo recto con la costa, mientras que la gran península armoricana se alarga paralelamente en esa dirección. Existen muchos documentos sobre la geología de aquella comarca; Dalimier ha descrito el Cotentin; para Normandía y Bretaña citaré los trabajos de Barrois, Hébert y Lébesconte. Barrois ha sido el que más ha llamado la atención sobre los problemas tectónicos y el que ha dilucidado la estructura del país completando los antiguos estudios de Boblaye ⁹⁶.

Toda la región, que abarca tres grados de latitud, está dispuesta en pliegues casi paralelos, y también allí coincide la fase principal del plegamiento con la época carbonífera.

Existen dos grandes anticlinales y otros muchos accesorios. El anticlinal septentrional forma la península del norte de Brest con las montañas de Arrée y se extiende hasta el jurásico de las cercanías de Alençon, de modo que su borde septentrional coincide casi con la costa norte de Bretaña; se compone sobre todo de rocas arcaicas, a menudo atravesadas por el granito, como también lo están en muchos sitios las rocas sedimentarias primitivas del anticlinal del sur; forma la punta del Raz, el más meridional de los tres cabos que avanzan desde Bretaña en el Océano, sigue a lo largo

del Morbihan y pasa por Vannes y Nantes. Entre estos anticlinales, así como al norte del primero y al sur del segundo, hay muchos apretados pliegues que siguen igual dirección; granitos post-carboníferos han penetrado también en su masa, por ejemplo, en Rostrenen, al norte del Morbihan.

Debe tenerse en cuenta un hecho característico: que el primero de los sinclinales del norte, la cuenca de Mortain, que pasa por el norte de Alençon, Domfront y Mortain, cruzando la península del Cotentin, no termina en el mar en la bahía de Cancale, pues, según Barrois, reaparece más al oeste en el cabo Frehel y atraviesa en seguida hacia Paimpol, con la misma dirección del extremo septentrional de Bretaña.

En la costa occidental el anticlinal del norte se prolonga por la isla de Ouessant, y el del sur más allá de Quimper y de la punta de Raz por la isleta de Sein; entre los dos grandes anticlinales existe una ancha cuenca, en cuya constitución intervienen todos los pisos de la serie paleozoica, desde el siluriano hasta el carbonífero. Este gran sinclinal está también accidentado por muchos pliegues secundarios y se puede seguir hacia el oeste desde la Labal en el Mayenne hasta el mar. A esta cuenca principal pertenece el espolón de forma irregular que proyecta Bretaña en el Océano al sur de Brest, entre las dos penínsulas del norte y del sur.

Toda la comarca ha sido, pues, plegada en el mismo sentido y de un modo general en la misma época que la parte meridional de Irlanda y de Inglaterra. La anchura de este haz de pliegues, hoy dividido, corresponde a la distancia que separa los Mendips de la Vendée.

Cerca de Exeter, allí donde se estrecha la península de Cornwall, buza el macizo paleozoico bajo el manto mesozoico, y de igual modo al norte de esta región, el anticlinal de los Mendips desaparece en Frome, bajo sedimentos más modernos que el substratum en el todo el SE. de Inglaterra. Pero, como ya se dijo, es tan grande la analogía de disposición entre el borde septentrional de los Mendips y las cuencas hulleras de Bélgica, que Buckland y Conybeare la habían observado hace muchos años. En 1855 Godwin-Austen afirmó que existía realmente continuidad subterránea entre las capas invertidas de los Mendips y las de las cercanías de Boulogne, y que nada se oponía a la posibilidad de encontrar esas capas hulleras por medio de sondeos aun en los mismos alrededores de Londres. Al emitir esta hipótesis, se apoyaba no sólo en la conformidad de disposición y dirección de los pliegues de ambas regiones, a pesar de la distancia que las separa, sino también en la existencia de accidentes más modernos en las capas mesozoicas superpuestas, que siguen la misma dirección ⁹⁷.

Los sondeos han encontrado a gran profundidad diversos depósitos devonianos, y se ha comprobado que debajo de Londres la gran Oolita yace directamente, sin el intermedio del lías ni del triás sobre esos terre-

nos paleozoicos, lo mismo que ocurre en Calais, donde la prolongación de los pliegues tendidos de Bélgica llega al mar ⁹⁸.

Ya hemos tratado (I, págs. 144 y siguientes) de esa inversión. Entre Boulogne y Aquisgrán, capas relativamente antiguas cobijan a otras más modernas. Bertrand compara esta zona de cobijadura con ciertas partes de los Alpes de Glarus ⁹⁹. Presenta, en efecto, gran analogía con los bordes externos invertidos de los Alpes, de los Cárpatos y del Himalaya. No importa que esa zona de cobijadura se señale tan poco en la configuración del país y que en el norte de Francia sólo se haya revelado en los sondeos. Los cortes puestos de manifiesto en esa región, gracias a la explotación de las minas y delicados estudios de estratigrafía comparada, sólo pueden asimilarse a los bordes externos de las cordilleras más poderosas de la época actual o a la profundamente denudada zona de cobijaduras de Eriboll.

Existe, sin embargo, una diferencia evidente y característica. Los bordes externos de las grandes cordilleras son siempre más o menos convexos con relación al sentido del movimiento tangencial. Siempre se ha considerado una concavidad y aun un ángulo entrante en una de esas regiones de pliegues caídos hacia adelante como indicio de un remolino, o sea del encuentro de dos direcciones diferentes de la fuerza que engendra el plegamiento.

La zona tendida de Bélgica es cóncava. Las descripciones de Gosselet y el mapa de Dewalque permiten conocer fácilmente dicha concavidad ¹⁰⁰. De Calais a Douai, la zona cobijada se dirige al este 15° sur; entre Douai y Valenciennes hay un recodo brusco y presenta muchas irregularidades; desde Valenciennes se vuelve primero al ENE., y, por fin, en Aquisgrán, al NE. La parte occidental está, pues, plegada del SSO. al NNE.; la oriental al contrario, del SSE. al NNO. y del SE. al NO., y la unión (realizada por una curva continua) existe entre Douai y Valenciennes.

Así los *bordes extremos de dos sistemas montañosos se reúnen en la zona tendida de Bélgica*. El trozo oriental es el borde externo de las Ardenas y el occidental prolongación de los Mendips, o sea el borde externo del arco armoricano que en aquella región se halla casi completamente oculto por el manto mesozoico. Los sondeos han alcanzado varias veces las capas paleozoicas al oeste de la zona hullera que se extiende de Calais a Douai, pero sólo en Marquise, al norte de Boulogne, se ha extraído un trozo de terreno devoniano de debajo de su cubierta jurásica. Desde allí los pliegues se dirigen a Inglaterra.

Vemos, pues, que se reúnen para formar el gran arco armoricano los pliegues del sur de Irlanda, los de la orilla septentrional del canal de Bristol, el anticlinal de los Mendips, la región plegada del Somerset, del Devonshire y de Cornwall, el antiguo macizo plegado del Cotentin, de Bretaña y de la Vendée, y al este el islote devoniano de Boulogne y la mitad occi-

dental de la zona tendida de la cuenca hullera franco-belga en Calais y Douai. Pero hay un vacío considerable entre Exeter y Boulogne.

Este arco se bosquejó hacia el fin del período carbonífero; las altas montañas fueron entonces arrasadas y cubiertas en estratificación discordante por espesos sedimentos. Después se hundieron trozo a trozo, y una de las brechas más extensas formadas así en su masa es la que separa Exeter de Boulogne. Pero puede comprobarse que dentro de los límites de este hundimiento *se produjeron luego nuevos plegamientos que siguen la antigua dirección armoricana*.

En el espacio citado entre Exeter y Boulogne, se encuentra el relieve arrasado del Weald que sobresale en medio del cretáceo, cuyas capas levantadas lo rodean y ocupa un área elíptica que comprende la mayoría de Sussex, algo de Kent y se extiende por el Boulonnais.

En 1841 Hopkins demostró que dicho relieve se componía de varios anticlinales (tres o cuatro por lo menos) paralelos, unidos y dirigidos de levante a poniente hacia el oeste, pero que hacia el este se doblaba al SE. en dirección de la prolongación hacia el Boulonnais ¹⁰¹.

D'Archiac observó en Francia en 1846 que la arista divisoria de aguas del Artois correspondía a un límite importante en lo que se refiere al desarrollo del cretáceo, y que esta línea que llamó *eje del Artois* se dirigía al NO. (ó 34° norte) desde Arras, pero que sufría en el Boulonnais una desviación al oeste, y se prolongaba en el Weald más allá del estrecho ¹⁰². Pero este *eje del Artois* corresponde a la zona de cobijadura de las capas hulleras, que, como hemos visto, forma el borde externo de los plegamientos armoricanos; en su emplazamiento es donde se alcanzan por medio de sondeos los terrenos paleozoicos, y los afloramientos devonianos de las cercanías de Boulogne están ya en el interior de la faja de capas cretáceas que, procedente de Inglaterra, rodea los anticlinales del Weald.

Así, pues, en 1846 se conocían ya bastantes pliegues encorvados que, orientados primero al ONO., atravesaban el paso de Calais doblándose y se prolongaban por el sur de Inglaterra con dirección cada vez más cercana al este-oeste.

Godwin Austen reconoció el interés del eje de Artois, para el estudio de los plegamientos ingleses, y éste era uno de los puntos más importantes sobre que se apoyaba para asegurar que las cuencas hulleras de Mons y del Boulonnais debían prolongarse subterráneamente bajo los alrededores de Londres hasta los distritos carboníferos situados al norte de los Mendips. Además, en su célebre Memoria sobre este asunto enunciaba como ley general la de que cuando una zona cualquiera de la corteza terrestre está plegada o fracturada con cierta intensidad, las dislocaciones posteriores se producen según las mismas líneas, sencillamente por serlo de menor resistencia ¹⁰³.

Topley describió más tarde, con gran detalle, los anticlinales del Weald, que, sin duda, se encorvan hacia el Boulonnais ¹⁰⁴.

Pero estos anticlinales se prolongan al oeste más allá de la región del Weald. Al sur existe además un nuevo y potente anticlinal que arrastra a la superficie los depósitos del Weald, pero que, en su mayor parte yace bajo el mar y se hace visible en la mitad meridional de la isla de Wight; su borde septentrional, de capas muy levantadas y a veces invertidas, atraviesa la isla en toda su longitud desde Needles al oeste hasta Culver Clif al este, y la forma de rombo que afecta la isla está en relación con esa disposición de las rocas más resistentes ¹⁰⁵. Desde allí el pliegue continúa al oeste por Purbeck hacia Weymouth, y al sur de esta ciudad aparecen en la península de Portland capas jurásicas muy levantadas.

Mientras que se estudiaban en Inglaterra esos plegamientos se descubría en el norte de Francia fuera del eje del Artois, una serie de anticlinales paralelos a dicho eje arrumbados al NO., y que presentaban, lo mismo que los pliegues ingleses, abrupta la rama septentrional de los anticlinales y suave la meridional. El más importante de esos accidentes es la línea de dislocación del País de Bray, que en medio de la cuenca de París, entre Beauvais y Neufchâtel, hace asomar no sólo los pisos inferiores del cretáceo, sino también el jurásico superior. Elie de Beaumont describió ese notable accidente, y luego Lapparent ¹⁰⁶ con más detalle. Hebert y De Mercy, han dado a conocer otros pliegues dirigidos también al NO., pero de mucha menor amplitud, y el primero se aventuró a afirmar que existía un segundo sistema de accidentes perpendicular al antes citado ¹⁰⁷. Por fin, C. Barrois, basado en los muchos trabajos de sus antecesores y luego de estudiar con detalle las líneas de plegamiento que cruzan el cretáceo en Inglaterra y al oeste de la región del Weald, llegó a formular las conclusiones siguientes ¹⁰⁸:

El eje del Artois abandona el suelo de Francia algo al sur de los afloramientos de terrenos antiguos del Boulonnais, llega a Inglaterra en la punta de Dungeness, forma uno de los anticlinales de la parte septentrional del Weald, y se prolonga por Kingsclere a través del cretáceo con dirección este-oeste hacia Ham, Frome y el canal de Bristol.

Una segunda línea arrumbada al NO. y denominada por Hébert eje de la Bresle, llega al mar en Tréport y coincide acaso en el Weald con el gran anticlinal que Hopkins llama línea de Greenhurst; éste último se dirige por Petersfield y Winchester cruzando el cretáceo hacia Stockbridge y el valle de Warminster.

El eje del País de Bray, caracterizado por la gran amplitud de la dislocación, puede considerarse parte del gran plegamiento que, atravesando la isla de Wight, se dirige a Purbeck.

En cada uno de estos pliegues la inclinación de las capas es mayor al norte que al sur; en algunos el movimiento que ha producido el plega-

miento ha continuado con toda seguridad hasta muy avanzado el período terciario.

Estas conclusiones tienen mucha trascendencia. Aunque se llegase a demostrar (lo que no es probable) que tales líneas no corresponden siempre a pliegues continuos, sino que, en realidad, se trata de anticlinales en igual sentido colocados, unos al lado de otros y que se suceden (como ocurre en las montañas del Jura), se sabe muy bien que existe un sistema de pliegues empujados al NO. y al norte, que afectan en Francia la dirección NO, se encurvan al ONO. y al oeste en la región de la Mancha y se orientan de este a oeste en el sur de Inglaterra hasta Weymouth y los Mendips. Pero estas líneas corresponden a las partes hundidas del arco armoricano y unen los pilares que sobresalen. La región se plegó en el mismo sentido al fin del período carbonífero; después la cubrieron nuevos sedimentos y descendió y se produjo en el mismo sitio un plegamiento de esos depósitos más modernos, que se ajustó en su dirección a la ley de los antiguos pliegues.

Llamaremos a este fenómeno *plegamiento póstumo*. Es muy probable que en la mayoría de las otras cordilleras se produjesen en épocas muy distintas movimientos que se repetirían siempre en el mismo sentido. Pero es raro que un episodio tan evidente como el hundimiento de una parte tan extensa del macizo, ocurra entre los períodos sucesivos del plegamiento. Este ejemplo es muy adecuado para evidenciar la persistencia extraordinaria de la dirección de la fuerza plegante.

Veamos ahora lo que se desprende del conjunto de los hechos que acabamos de exponer:

La costa del Océano Atlántico desde la desembocadura del Shannon hasta la del Loire, está excavada en los fragmentos hundidos en parte de una gran cordillera plegada hacia el norte, cuyo levantamiento principal se remonta próximamente al fin del carbonífero, y de la que sólo se ven hoy algunas señales en los pilares aislados y en los plegamientos póstumos. Los terrenos más antiguos de esta cordillera afloran en la Vandée, Bretaña y el Cotentin; debe incluirse en ellos el neis del faro de Eddystone y los asomos de pizarras antiguas en la orilla meridional de la península de Cornwall. La zona que sigue, constituida sobre todo por depósitos devonianos y caracterizada en su parte meridional por muchos macizos graníticos, forma la península de Cornwall y el Devonshire hasta el canal de Bristol. La zona más extensa que con su borde cobija la parte exterior es casi toda carbonífera, pero debajo se ve el substratum devoniano. El límite septentrional que corresponde además al borde externo de la cordillera, corta oblicuamente el sur de Irlanda, pasa por la bahía de St. Brides justamente por la orilla septentrional del canal de Bristol y sigue el borde norte de los Mendips hasta Frome; después continúa jalonada de accidentes póstumos por el borde septentrional del relieve del Weal, a lo largo

de los North Downs, y encorvándose cada vez más al SE., pasa entre Boulogne y Calais y luego más allá de Douai.

La anchura del macizo, las grandiosas inversiones y la formación de escamas imbricadas que allí se observan (por ejemplo en el Somerset y el Devon hasta Exeter), la violencia de las cobijaduras en el borde externo, la gran amplitud de ciertas exfoliaciones (aun cuando estos accidentes sean póstumos como en la falla de Medina, que corta en sentido oblicuo la isla de Wight) y, por fin, la serie de intrusiones graníticas del Devonshire y de Bretaña....., todo demuestra que se trata de los vestigios de una alta y potente cordillera. Esa gran cordillera forma hacia el norte un arco rebajado; hacia el oeste los últimos afloramientos visibles, como los alrededores de la Bantry Bay y las costas de Finisterre, indican que sus ruinas prosiguen bajo el Océano hacia el OSO., y las islas que se esparcen delante de estos promontorios, en muchos de estos puntos son débil indicio de tal prolongación. Las partes orientales se abisman bajo la cuenca de París, en donde su dirección se manifiesta también por la existencia de accidentes póstumos como en el País de Bray.

Tal es la gran cordillera ante-permiana del oeste de Europa. En Bretaña y la Vandée se encuentran las señales de sus zonas interiores, que parece que eran al mismo tiempo las más altas; por esto llamamos al conjunto de tales fragmentos *cordillera armoricana*.

LA CORDILLERA VARISCA.—Las costas de rías del sur de Irlanda, de Cornwall y de Bretaña son parte muy característica del contorno de Europa; al otro lado del Atlántico tienen su pareja en las costas de rías, de Terranova y Nueva Escocia que corresponden también a los de una gran cordillera plegada que se sumerge en el mar. Desde Irlanda, donde tan marcado es el contraste entre el norte y el sur, hemos seguido los pilares que ostentan señales de plegamiento en el mismo sentido hasta el remolino que se produce entre Douai y Valenciennes. Esos pilares se unen todos al arco armoricano, cuya unidad evidencia también el trazado concordante de los pliegues póstumos.

Apartándonos ahora del objeto de este capítulo, e interrumpiendo, por lo tanto, la descripción de las costas atlánticas, fijémonos en el conjunto que presentan gran parte de las montañas de Alemania para lo cual seguiremos el mismo método que hasta ahora. No podíamos haber emprendido su estudio antes, pues era indispensable definir los pilares y hacer resaltar la importancia de los hundimientos de su perímetro, por ser ésta una noción íntimamente unida con la anterior; precisaba, además, tener presente la disposición en arco de las líneas directrices y la índole de su unión mutua por fruncimiento, hecho tan general en las cordilleras plegadas.

Esta digresión será todo lo breve que permita la dificultad del asunto. Los fragmentos que me propongo estudiar son los siguientes:

a) *El macizo devoniano renano*, o sea las alturas reunidas de las Ardenas, Eifel, Westerwald y Sauerland, el Hochwald, el Hunsrück y el Taunus.

b) *Las Montañas del Rin* entre Bingen y el lago de Constanza, o sea el Spessart, Odenwald, Hardt, los Vosgos y la Selva Negra.

c) *El Harz*.

d) *Las Montañas de Sajonia*, es decir, el Erzgebirge y el Fichtelgebirge, el Frankenwald y el Thuringerwald.

e) *Los Sudetes* con el Riesengebirge.

Limitan a muchos de estos fragmentos fracturas longitudinales o transversales más o menos oblicuas; parte de las montañas de Sajonia y de los Sudetes se sepulta bajo los llanos del norte de Alemania; los Cárpatos se encuentran en ángulo recto con los Sudetes al este, y aun parecen montar sobre esta cordillera (I, pág. 196).

Todos estos trozos de cordillera tienen un carácter común: han sufrido un plegamiento enérgico y muy general hacia el fin del período carbonífero; luego los cubrieron espesos sedimentos, y más tarde se hundieron a trozos en distintas épocas; finalmente, muchos de ellos sufrieron un nuevo plegamiento. De manera que su historia se asemeja por completo a la del arco armoricano. En las partes hundidas forma el substratum no sólo el permiano sino también, en ciertas localidades, algunos restos de los pisos superiores del carbonífero prendidos en el borde de las fracturas. Así ocurre lo mismo en el borde septentrional que en el meridional del Harz, en Ilfeld, Grillenberg y Ballenstedt ¹⁰⁹, en Stockheim, en el labio occidental de la fractura del Fichtelgebirge ¹¹⁰, en Rossitz, al sur de Brünn, a lo largo de la gran falla que separa los Sudetes del macizo de Bohemia ¹¹¹. En otros sitios es el permiano el que constituye en grandes trayectos el primer piso de la serie de capas hundidas.

Las partes septentrionales y orientales, es decir, las Ardenas, el macizo devoniano renano, el Harz, la parte septentrional de las montañas de Sajonia y la oriental y sub-oriental de los Sudetes, se caracterizan por el gran desarrollo del devoniano muy potente y notablemente homogéneo y que constituye por sí solo grandes regiones, y ofrece en esencia las mismas subdivisiones en Moravia y en Silesia que en las orillas del Rin. Las partes internas del arco se componen más o menos exclusivamente de rocas pre-devonianas; así ocurre en las montañas del Rin, aguas arriba de Bingen, en el Erzgebirge y en la parte occidental de los Sudetes, incluyendo el Riesengebirge.

a) *El macizo devoniano renano*.—Se conoce bien la estructura de la extensa comarca montañosa que se extiende de Frankfort a Düsseldorf y de Mezières casi hasta los alrededores de Paderborn, gracias a los esfuerzos reunidos de los geólogos alemanes, belgas y franceses, y sobre todo a los admirables trabajos de H. von Dechen. En toda esta comarca

domina una dirección uniforme al NE., y la mayor parte está dispuesta en pliegues caídos hacia el norte o en verdaderas escamas que buzan al SE. Las cuencas carboníferas de Bélgica al este de Valenciennes y la de Ruhr, forman el borde externo.

La faja de terreno carbonífero invertido que corre desde el Boulonnais hasta cerca de Douai pertenece al arco armoricano, como acabamos de ver; después del trozo poco extenso que separa Douai de Valenciennes, y que corresponde a la región del fruncimiento, el terreno carbonífero se dobla al ENE. y al NE., y sufre, como antes, gigantescas cobijaduras. Aquisgrán está en un anticlinal entre dos cuencas hulleras: la de Eschweiler al sur y la de Worms al norte, pero los sondeos han encontrado capas de hulla bajo la llanura aún más al norte en Holanda ¹¹²; allí atraviesan las capas grandes accidentes como el Feldbiss y su prolongación el Münstergerwand, que limitan por el este aquellas cuencas ¹¹⁵.

En la orilla derecha del Rin aparecen las prolongaciones del terreno carbonífero bastante más avanzadas hacia el norte. Según von Dechen, las capas de la cuenca de Ruhr se han reconocido por el lado del Rin hasta Duisburg y Ruhrort, y las de la orilla izquierda hasta Vluyn al norte de Crefeld ¹¹⁴; de modo que se puede muy bien suponer (pues concuerda además con la disposición de los pliegues situados más al sur) que el terreno carbonífero atraviesa el valle del Rin, donde sufre una exfoliación y describe una curva sigmoide.

Estas curvas sigmoides no son raras en las regiones plegadas: en muchos puntos del borde externo de los Alpes puede verse una parte del macizo que avanza hacia otra y la rebasa merced a inflexiones de esa naturaleza. La curva sigmoide se encuentra a menudo recortada por múltiples superficies de exfoliación y descompuesta así en una serie de trozos sucesivos, y entonces la superficie de separación se presenta cual los peldaños de una escalera. Obsérvase esta estructura en muy pequeña escala al microscopio en las rocas talladas en placas delgadas lo mismo que se observa en grande en los macizos montañosos. El mapa geológico de Suiza, hecho por Studer, muestra que el anticlinal de la molasa, más allá de San Galo y del Appenzell, al atravesar el Rin, experimenta al mismo tiempo una inflexión muy marcada al NE., que en el Vorarlberg y la parte adyacente de Baviera alcanza la vanguardia del borde de los Alpes, que es siempre bastante más septentrional que más acá del río. De igual modo el gran macizo calizo de edad cretácea que se extiende del Toggenburg al Iller por el Sentis, describe en aquel mismo punto, dentro de la zona del Flysch, una curva sigmoide análoga; una porción de este macizo está dispuesta en escamas y algunas exfoliaciones arrumbadas de norte a sur cortan el Sentis de parte a parte (I, pág. 120) ¹¹⁵.

El Rin cruza el macizo carbonífero plegado entre Aquisgrán y Dusseldorf, lo mismo que los Alpes aguas arriba del lago de Constanza, por lo

que debe suponerse que los múltiples accidentes transversales a lo largo de los cuales observó von Dechen cerca de Aquisgrán notables desplazamientos a la vez en el sentido vertical y en el horizontal actúan, al menos en gran parte, lo mismo que las exfoliaciones del Sentís. Esta circunstancia es tanto más digna de atención cuanto que, según von Lasaulx, los terremotos de Herzogenrath, al norte de Aquisgrán, que duraron muchos años, partían del principal de esos accidentes, el Feldebiss, de modo que es necesario clasificarlos en el grupo de terremotos por exfoliación como tantos otros movimientos sísmicos de los Alpes ¹¹⁶.

Los terrenos más antiguos de las Ardenas pertenecen al siluriano. Gosselet distingue tres zonas silurianas que no tienen igual valor: la de Brabante, la de Condroz y la de las Ardenas propiamente dicha ¹¹⁷.

Lo que se llama en Bélgica zona de Brabante, corresponde al antepaís, que precede a la región de las cobijaduras a lo largo de las dos alas del frunce; gracias a los sondeos se la ha podido seguir bajo la llanura hasta Bruselas y Ostende.

Al sur se hallan las capas carboníferas invertidas citadas a menudo, y la zona de Condroz representa precisamente el anticlinal que ha avanzado sobre el carbonífero a causa de una fuerza procedente del SE.; disposición que recuerda la del anticlinal de los Mendips (I, pág. 144, fig. 17). Acompaña a esta zona el devoniano plegado, y al sur hay una ancha cuenca de caliza carbonífera plegada, la cuenca de Dinant. Al sur de ésta se extiende la dilatada región de las Ardenas, propiamente dicha, formada principalmente por las capas del devoniano inferior. Su dirección es ENE. y NE., lo mismo que la de las capas hulleras; también están invertidas a partir del SE. y de su seno se elevan, no sin cierta analogía con los núcleos neísicos de los Alpes, cuatro macizos que forman la zona siluriana de las Ardenas.

Estos cuatro macizos están constituidos por depósitos cambrianos; no se conoce allí el siluriano superior ni el inferior. Hay dos grandes macizos, el de Rocroi y el de Stavelot, llamado este último Hohe Venn por los alemanes, y dos macizos menores, los de Serpont y de Givonne.

El macizo de Rocroi, el de Serpont y el de Hohe Venn están alineados; el macizo pequeño de Givonne se halla encima de Sedán, al sur del de Rocroi. Todos tienen, lo mismo que el devoniano encajante, inclinadas sus capas hacia el sur a causa de la inversión general. Los geólogos belgas admiten una discordancia original con el devoniano, mientras que las observaciones de los alemanes no conducen a tal hipótesis, al menos con el mismo grado de certidumbre.

El macizo de Rocroi, situado en el borde SO. de las Ardenas, aparece cortado oblicuamente por ese borde al sur de Hirson, así es que su forma recuerda una elipse cortada de ese modo. Se prolonga en definitiva hacia el oeste, más allá de las fracturas marginales, bajo una parte

de los sedimentos mesozoicos de la cuenca de París. El Mosa corre a través de este macizo, donde ha abierto un hermoso corte; von Lasaulx ha descrito el buzamiento isoclinal al SE., que presentan allí todos los terrenos desde Mezières, situado al sur, en el devoniano, el macizo cambriano de Rocroi y el devoniano de su lado septentrional hasta la caliza carbonífera de la cuenca de Dinant, situada al norte ¹¹⁸.

En la alineación de los tres macizos de Rocroi, Serpont y Hohe Venn se repite claramente la dirección de las capas carboníferas orientadas primero al ENE. y luego al NE.; en el extremo del Hohe Venn, cerca de Düren, al este de Aquisgrán, cambia esta dirección también con gran claridad a la de NNE.

El macizo de Hohe Venn comienza al NO. de Houffalize y se extiende hasta cerca de Düren. Es más ancho en su mitad meridional, y se dirige entonces encorvándose ligeramente, primero al NE. y después poco a poco al NNE. Aquella es, sin duda, la misma sigmoide que describe la dirección de las capas hulleras al atravesar el valle del Rin. El macizo de Hohe Venn es, respecto de las capas carboníferas, lo que la caliza del Sentis y sus prolongaciones respecto a la inversión de la molasa. Toda la parte norte del anticlinal del Hohe Venn se encuentra así formada de capas tendidas, y la curvatura sigmoide influye con toda su intensidad en la ladera occidental del extremo del macizo. En Mérode, como ha demostrado Holzapfel, el piso más elevado que interviene en la constitución de la ladera SE., el devoniano inferior, llega a cabalgar sobre la rama occidental de la bóveda así como sobre el devoniano superior y el carbonífero; al sur de esa localidad cortan el flanco occidental muchas exfoliaciones paralelas con otros tantos saltos sucesivos ¹¹⁹.

Los hechos citados bastan para demostrar las analogías de estructura que existen entre el borde septentrional del macizo renano y el de los Alpes; por ahora no entraré, pues, en más detalles.

Los macizos primordiales de las Ardenas, cuya extremidad acabamos de estudiar, cerca de Düren, no se prolongan más allá del Rin. Muchas series de anticlinales y de cuencas invertidas, donde sólo asoma el devoniano, constituyen en lo sucesivo toda la comarca montañosa. Su dirección es constante al NE., y se señala con claridad por la manera con que desaparecen los pliegues en el borde oriental del Sauerland, del Westerwald y del Taunus, así como por la forma general de los propios fragmentos. Siempre es en el sur donde parecen menos frecuentes las inversiones; ramas de sinclinales que buzan al NO., conservando, por lo tanto, su inclinación normal, alternan más a menudo con ramas de anticlinales que buzan al SE. Al sur, en la cenefa externa desde Homböurg von der Höhe hasta el valle del Nahe, pasando por Wiesbaden, indica von Dechen una zona de pizarras sericíticas y neises que sirven de substratum a la cordillera devoniana plegada. La situación de estas rocas antiguas es la misma que la de las pi-

zarras antiguas del cabo Lizard y de Prawle Point por el lado interno de la cordillera devoniana de Cornwall. Según C. Koch, sería el eje de un anticlinal simétrico a lo largo del cual afloran, cerca de la orilla meridional del Taunus, neises y sericita. A estos neises suceden a uno y otro lado pizarras sericíticas verdes, y luego los filadios del Taunus alternantes con bancos de cuarcita. Este anticlinal cruza el Rin por Assmanshausen, y se dirige al SO. A lo largo del río los pisos superiores de la serie a que afecta este anticlinal son los únicos visibles; se reúnen por encima del neis y más al SO., en la orilla izquierda del Rin, desaparecen bajo capas continuas de las cuarcitas del Taunus, que en seguida se ocultan a su vez bajo las pizarras del Hunsrück ¹²⁰.

b) *Las montañas renanas aguas arriba de Bingen.*—Al borde meridional del macizo devoniano plegado se adosa directamente la cuenca hullera del Saar, que presenta estructura muy distinta; su substratum es desconocido; sobre el hullero reposa en concordancia y sin separación ostensible el permiano. Las capas presentan ondulaciones y fracturas en gran número. Von Dechen cita una serie de ellas para demostrar hasta qué punto llegó el fraccionamiento de la corteza terrestre en aquella región ¹²¹. Una falla colosal limita por el sur el terreno hullero; según los cálculos de Kliver, la amplitud de la desnivelación alcanza allí 4.000 metros en Bexbad y en Saint-Ingbert, y 3.000 en Dudweiler. Al sur de Saarbrück esta falla pasa mucho más allá de Forbach hacia Saint-Avold y se prolonga hacia Francia, doblándose probablemente al OSO.; Lepsius la siguió al NE. hasta más allá de Alzey en el valle del Rin ¹²².

Así, ese jirón transgresivo está netamente separado de las alturas meridionales por un descenso gigantesco a lo largo de fracturas que siguen en definitiva la dirección de la cordillera devoniana, pero no hay que olvidar que estos grandes movimientos son bastante más recientes que los pliegues cuyas relaciones estudiamos. Esta dovela hundida se halla a su vez algo plegada, a causa de la compresión sufrida al descender, o por efecto de movimientos póstumos. Presenta cierta remota analogía con la gran fosa escocesa de Edimburgo y Glasgow.

Muy distinto es lo que se observa hacia el NE. En la vertiente occidental del Spessart, al este de Hanau y de Aschaffenburg, vense neises y pizarras cristalinas; de igual modo las prolongaciones septentrionales del Odenwald se aproximan en las cercanías de Darmstadt hasta 30 kilómetros del borde meridional del Taunus, del que sólo las separan las formaciones modernas del valle del Rin. En el Odenwald se unen en seguida al otro lado de ese río los afloramientos de rocas antiguas de la vertiente oriental del bosque del Hardt, que asoman como en el Odenwald y el Spessart, bajo un espeso manto de arenisca abigarrada, y aún más al sur se elevan los grandes pilares de los Vosgos y la Selva Negra.

Ya se ha visto cómo se hundió ese macizo y descendieron a su alrededor las mesetas mesozoicas, de modo que las alturas actuales son testigos de una cordillera continua en otro tiempo (I, páginas 202-208). Semejantes a los restos de un antiguo edificio rodeado de murallas en ruina, permanecen en pie dichos fragmentos, y observando sus trozos aun intactos, podemos imaginar no ya las murallas medio demolidas que los rodean, sino el plan mismo de la antigua construcción; habría que seguir las hiladas de sillares, o acaso alguna cornisa aun reconocible para reconstituir con ayuda de estos restos el plan primitivo. Después debería examinarse la dirección de las capas y la serie de los terrenos en cada uno de estos pilares, pero este trabajo lo ha hecho ya de modo muy completo Ricardo Lepsius, que utilizó todos los documentos reunidos desde la época de Pedro Merian; así, pues, sólo necesito exponer aquí los resultados ¹²⁵.

Todos los afloramientos de terrenos antiguos que se extienden por ambos lados del valle del Rin, desde el Jura al Taunus, tienen dirección común paralela a la del último. Esa cordillera arcaica, hoy dividida en fragmentos, fué plegada en otro tiempo por una fuerza tangencial que actuaba del SSE. al NNO. El neis, las micacitas y las fajas aisladas de devoniano y culm adoptan esa dirección común; sólo turba esa regularidad la intrusión de masas graníticas, pero tales trastornos son muy locales. El plegamiento se produjo hacia el fin del carbonífero. Sobre esta cordillera plegada se han depositado capas en un espesor de 1.200 a 1.500 metros, que comprenden desde el permiano superior hasta los últimos pisos del jurásico; después la cordillera se hundió según grandes líneas de fractura; las mesetas de trias y de jurásico han descendido lo menos 2.500 metros desde los tiempos terciarios hasta la época actual.

Desde el extremo meridional de la Selva Negra y los Vosgos hasta las cobijaduras de las cuencas carboníferas de Aquisgrán y del Ruhr comprobamos, pues, la existencia de un sólo sistema de pliegues que data en su conjunto del fin del carbonífero. La Selva Negra y los Vosgos, que se prolongan al norte por los afloramientos de rocas antiguas del Spessart, cerca de Hanau y de Aschaffenburg, ofrecen las mismas relaciones con el macizo devoniano renano desde el Taunus hasta el Ruhr, que las rocas antiguas de Bretaña y del Cotentin (incluso los arrecifes neísicos de Eddystone) con los pliegues del Devonshire y las capas hulleras invertidas del flanco norte de los Mendips y del canal de Bristol.

Ahora podemos abarcar por primera vez en toda su extensión el gran arco de las montañas alemanas, cuyo borde externo se une en el norte de Francia con el del arco armoricano. No es menos espeso ni sus plegamientos menos acentuados que el haz de los pliegues armoricanos.

c) *El Harz*.—El contorno de este pilar dibuja una elipse alargada de ONO. a ESE., pero las capas se arrumban transversalmente a esta dirección, o sea al ENE. o al NE. Esto se evidencia en el mapa del macizo del

Harz, debido a Lossen, así como en las múltiples descripciones de detalle que existen sobre aquella región. Lossen opina que esa dirección general ha sido modificada en ciertos puntos por la influencia de plegamientos ulteriores, hipótesis que von Groddeck no considera demostrada ¹²⁴.

El devoniano forma la mayor parte del Harz, y son tan grandes las semejanzas que presenta con el del macizo pizarroso renano, que von Koenen no duda en admitir como cierta su continuidad subterránea ¹²⁵.

Dos casquetes graníticos, el Brocken y el Ramberg, resaltan en medio del devoniano; aunque no se alinean paralelamente a los terrenos estratificados, se asemejan, sin embargo, por todos sus rasgos esenciales a las lomas de granito del macizo devoniano de Cornwall. Apenas se determinan algunas perturbaciones locales en la disposición de las capas encajantes.

El conjunto del Oberharz corresponde, según von Groddeck, a un gran anticlinal que encierra entre sus ramas una serie de sinclinales y anticlinales de segundo orden. La rama SE. es vertical o invertida, mientras que la NO. está en pendiente regular ¹²⁶. En el Harz medio Kayser señala el gran anticlinal de devoniano inferior, que desde Herzberg y Lauterberg, en el borde SO. del macizo, se dirige al ENE. y el NE., atravesándolo en dirección al Ramberg, y que acompañan así al norte como al este muchos pliegues paralelos ¹²⁷. Vense al norte, sobre todo en la ladera SO. del Brocken, pliegues que se apoyan directamente en la cumbre granítica, y se conservan como jirones metamorfizados sobre el lomo de aquel lacolito que sólo a la erosión debe su afloramiento. La mayoría de los pliegues están caídos hacia el NO. En la parte SE. del Harz domina aún la misma dirección, pero ya no se observa esa inversión general al NO.; los hechos que expone Lossen demuestran, por el contrario, que en el borde SE. hay inversión de los estratos en sentido opuesto, de modo que aquella parte del macizo tiene estructura en abanico ¹²⁸. Se recordará que lo mismo ocurre en el macizo pizarroso renano, donde la inversión al NO. disminuye de intensidad al aproximarse al borde SE. de las montañas.

El Harz no es, pues, sino un fragmento del macizo pizarroso renano.

d). *Las montañas de Sajonia.*—La dirección de las capas de la Selva Negra hacia el ENE. y el NE. nos conduce al centro del gran campo de fracturas del sur de Alemania. El país, situado al norte de Tübingen y de Nüremberg, debe tener por substratum en profundidad la prolongación de la Selva Negra, y con igual dirección que en esta comarca reaparecen las rocas antiguas una vez franqueadas las fracturas marginales del hundimiento, más allá de Baireuth.

La cresta principal del Erzgebirge se prolonga hacia el NE. hasta el Elba. Por el lado de Bohemia la corta una gran fractura, junto a la que se alzaba en otro tiempo larga fila de volcanes terciarios, pero por el lado de Sajonia y Turingia, hay una serie de grandes pliegues paralelos que

avanzan hacia el NO. y forman todo el macizo hasta muy adentro de la llanura.

Examinaremos primero el Fichtelgebirge y el Frankenwald. La estructura de estas montañas se subordina a dos direcciones: la más importante es al NE.; la otra al NO. Gumbel ha hecho notar justamente que la primera, que es la más general, se manifiesta por plegamientos y la segunda por fracturas; pero los plegamientos son los únicos que ahora nos interesan y no las fracturas, que son mucho más modernas ¹²⁹. De las detalladas descripciones de Gumbel se deduce, además, que las grandes intrusiones graníticas del Fichtelberg y de Selb, donde nace el Eger, tienen tan poca influencia en la dirección general SO.-NE. del neis y de las rocas pizarrosas antiguas, que, aún en el jirón cambriano de Wunsiedel, que envuelve por tres lados el granito, persiste esa orientación normal sin sufrir cambio alguno. El Fichtelgebirge no forma así más que el extremo occidental del Erzgebirge, y la misma dirección sigue predominando desde las fracturas que señalan el borde del hundimiento del sur de Alemania en Goldkronach hasta el Elba. En cuanto al Erzgebirge, forma el rasgo característico de todo el macizo montañoso de Sajonia.

Hacia el norte siguen a esta cadena principal, primero hacia el oeste, pizarras paleozoicas muy plegadas, y después, en medio de estas pizarras, se eleva el gran macizo neísico de Münchberg, de forma elíptica. Desde las fracturas marginales se extiende hacia el NE. hasta cerca de la ciudad de Hof, donde parece que el cambriano forma la misma cenefa del macizo de neis. Es digno de mención el que se presenta a manera de un núcleo neísico de los Alpes que hubiese sido nivelado casi hasta su base. Los pequeños plegamientos y las arrugas secundarias han desaparecido, y prevalecen el contorno elíptico simplificado y la caída al NO. ¹³⁰.

En todo el Frankenwald, y aun en el Thüringerwald, se conserva la dirección al NE., mientras que los terrenos antiguos no están cubiertos por las rocas permianas. Sabemos que el Thüringerwald es un pilar que limitan por un lado la prolongación de las fracturas marginales de la gran depresión del sur de Alemania, que se extiende más allá de Coburgo y de Meiningen, y por el otro las fracturas marginales de la depresión septentrional cerca de Gotha y de Weimar. Así en el Thüringerwald la orientación del macizo montañoso es perpendicular a la de las capas que lo constituyen, y esta serie de colinas reproduce la estructura del Contentín ¹³¹. Liebe ha descrito los plegamientos regulares del este de Thuringia, que datan principalmente de la época carbonífera, como lo demuestra la disposición transgresiva del permiano ¹³².

Renunciando a entrar en detalles emprenderé el estudio de la estructura de la parte occidental del reino de Sajonia. Se trata de un nuevo trozo del mismo macizo.

En 1876 H. Credner emitió la opinión de que el Erzgebirge no es una

cordillera independiente, sino el más meridional de tres pliegues paralelos que, arrumbados de SO. a NE., atraviesan la parte occidental de Sajonia. El anticlinal siguiente, de estructura muy simétrica, corresponde al macizo granítico de Sajonia, y el más septentrional, oculto en gran parte por los aluviones del llano, forma los montes de Liebschütz, cerca de Strehla, a orillas del Elba ¹³³.

De igual modo que delante del Erzgebirge occidental se encuentra el macizo neísico elíptico de Münchberg, la elipse del Mittelgebirge sajón precede a la cordillera inmediatamente al norte de Chemnitz. Las ciudades de Glauchau, Rochlitz, Döbeln y Hainichen indican, aproximadamente, su contorno. La elipse es algo mayor que la de Münchberg, la forma de la cenefa es aún más regular y la denudación más avanzada, pero los rasgos fundamentales de la estructura son los mismos, y así en el mapa de este macizo, hecho por Credner, como en el del de Münchberg, de Gumbel, se reproduce el aspecto de un núcleo de altas montañas arrasado hasta sus cimientos ¹³⁴.

Es notable el intervalo que separa esta gran elipse del Erzgebirge. Una zona siluriana sigue a las rocas arcaicas del Erzgebirge; más al este de Hainichen y de Frankenberg el neis del Erzgebirge reaparece de nuevo, formando una cuña de 20 kilómetros de larga, y entre esta cuña y el borde de la elipse se hallan el culm y los filadios cambrianos. Pero al SO., hacia Chemnitz, sobre las pizarras verticales del culm, yacen el carbonífero superior de la edad de las capas de Sarrebruck y el permiano. Estas capas más modernas son horizontales, y demuestran aquí, como en tantos otros sitios, la magnitud de las dislocaciones que debieron ocurrir antes del fin del carbonífero.

El más septentrional de los tres ejes anticlinales de Sajonia es el que se halla a mayor profundidad bajo los depósitos modernos. Las rocas más antiguas asoman cerca de Strehla. Credner ha demostrado que la serie de afloramientos de grauwaca que comienza en Hainiche y en Otterwisch (al NE. de Borna) y avanza hasta cerca del Elba, pasando por el Deditzberg, cerca de Grimma y el Collmberge, corresponde a la rama sur de ese anticlinal; la rama norte no se ve al sur de Leipzig ¹³⁵.

Pero mientras que este anticlinal llega al Elba con dirección ENE., se alza no lejos de allí al SE., en Riesa un macizo arcaico arrumbado de NO. a SE., lo mismo que el Riesengebirge y la parte occidental de los Sudetes. Sin duda deben considerarse estos afloramientos de Riesa como prolongación de la larga faja neísica de Grossenhain, que, según Naumann, se dobla ligeramente desde el SE. en la región situada al norte de Dresde y llega al Elba, a poca distancia al este de Riesa. Una extensa comarca ocupada por los terrenos paleozoicos se extiende al norte de esta faja neísica hasta cerca de Ortrand: es el principio de la gran zona paleozoica que continúa por toda la Lusacia y la baja Silesia, pasa por

Königsbruck, Camenz y Görlitz hasta las pizarras con graptolitos de Lauban, que tanto ha influido en la constitución de los Sudetes y aun se puede seguir más allá; su dirección es primero ESE., luego SE. y se aproxima cada vez más al SSE.

A pesar de la diferencia de dirección de las capas hacia el extremo probable de la faja neisica de Grossenhain, al NE. (diferencia que además se compensa más al este por el ensanchamiento de la zona de las grauwas), creo que debo considerar los afloramientos de grauwa de la orilla izquierda del Elba hasta Oschatz y Strehla, continuación de los de la orilla derecha, de acuerdo en esto con Naumann y Cotta, que hace tiempo admitieron esa continuidad ¹³⁶.

e) *Los Sudetes.* — Una fractura de extraordinarias dimensiones corta la ladera meridional del Riesengebirge y se prolonga hasta más allá de Dresde. Pero en el borde externo de la cordillera, las zonas plegadas se unen claramente, como veremos, a ambos lados del Elba. El ala oriental de la cordillera, o sea la sudética, es la que muestra con mayor claridad ese acomodo a la curva común, porque por del lado de Moravia la dirección de los pliegues llega a ser casi NE. Las zonas sucesivas del macizo deben realizar desde allí una conversión de un cuarto de círculo para unirse aunque sea ligeramente a la curva, y, con efecto, la realizan.

No pienso hablar de los detalles de estructura del trozo que corresponde a los Sudetes, y que de tan claro modo han expuesto los autores de los mapas geológicos de la alta y baja Silesia. La disposición en arco del conjunto resaltaría aún con mayor claridad si, abstracción hecha de la gran falla de borde interno, no afectase el externo del macizo una independencia tan completa respecto a la disposición de las capas. Desde el Katzbach hasta más allá de Jauernig, pasando por Friburg, la cordillera está cortada oblicuamente por una larga línea que sólo puede ser una fractura, y hasta más allá de Jauernig, por un lado, y más allá de Ziegenhals y de Hotzenplotz, por otro, vense las diversas zonas paleozoicas del arco arrumbadas al NNO. desaparecer una tras otra bajo la llanura. Su prolongación subterránea pasa, sin duda, al norte de Zobten.

La serie de terrenos que constituyen este macizo, el devoviano sobre todo, presentan, como ya hemos indicado, casi los mismos caracteres que en los otros trozos del arco hasta el Rin. De modo que allí los movimientos principales se han producido hacia el final de la época carbonífera, y siempre antes del permiano. El plegamiento ulterior, no sólo del permiano, sino también de los depósitos cretáceos transgresivos, en cuencas que siguen la dirección general del arco (como en la Heuscheuer y en las cuencas de Löwenberg y de Lahn) demuestra que se han producido movimientos póstumos análogos a los del sur de Inglaterra.

Grandes macizos de rocas graníticas surgen en la parte occidental de la cordillera de la vertiente interior, pero Roth observa, con acierto, que

los plegamientos y exfoliaciones de los terrenos estratificados no deben atribuirse al granito, sino que tales fenómenos deben estar más bien en relación con movimientos de la corteza terrestre que hubiesen facilitado la aparición de aquél. Beyrich cree poder admitir que la venida de estos granitos data de la época devoniana o del comienzo de la carbonífera, como los del Harz y el Devonshire ¹³⁷.

Debemos a F. Roemer el haber fijado los rasgos fundamentales de la estructura de la Baja Silesia, y los trabajos ejecutados en territorio austriaco nos enseñan que en la región del Altvatergebirge se han producido fenómenos de compresión, comparables en absoluto por su energía a lo observado en los Alpes, tanto desde el punto de vista de la disposición de las capas como de la transformación de las rocas ¹³⁸.

RESUMEN.—Así llegamos al extremo oriental del gran arco montañoso fracturado del Centro de Europa. Vese allí el borde externo desde el remolino de Valenciennes hasta el Rin, el que después de cruzar el río describiendo una sigmoide, puede seguirse bastante lejos en el Ruhr; su prolongación se encuentra más al este, en las cuencas hulleras de la Baja Silesia y de Moravia. Hacia el interior hállase luego una ancha zona formada, en gran parte, por el devoniano, visible en las Ardenas y a orillas del Rin, hasta el borde sur del Taunus, en el Harz y en las partes extremas de los Sudetes. Las zonas aún más internas están formadas, por lo general, de rocas cristalinas y atravesadas por fajas de siluriano, de devoniano y de culm, donde las capas aparecen fuertemente plegadas y forman las montañas renanas, desde el Taunus hasta el extremo meridional de la Selva Negra, el Fichtelgebirge y el Erzgebirge, con el Frankenwald y el Thüringenwald y una parte de los Sudetes.

Lo mismo que la cordillera armonicana, este arco se plegó principalmente hacia el fin del carbonífero, y, desde luego, antes del permiano, y fué fracturado por hundimiento en distintas épocas. Pero también aquí se han producido movimientos póstumos, claramente indicados en las cuencas cretáceas de los Sudetes. Sobre estos pliegues comenzaron grandes transgresiones desde el carbonífero superior, como en la cuenca del Saar.

Las cumbres más elevadas de esta antigua cordillera se hallan probablemente en el emplazamiento de los Ballons de los Vosgos, en el sur de la Selva Negra, en la línea que va desde allí al Erzgebirge, en el mismo Erzgebirge y en el lado interno del trozo que corresponde a los Sudetes. Pero los contornos de los antiguos núcleos montañosos no aparecen en ninguna parte con tanta claridad como delante de esta línea principal, en el macizo néisico de Münchberg, cerca de Hof, y en el macizo granulítico de Sajonia. Es natural, por lo tanto, que esta cordillera, que comprende la mayoría de los pilares de Alemania, tome su nombre del país de los Variscos, en el Vogtland; la llamaremos, pues, *cordillera varisca*, del nombre latino de Hof, en Baviera (*Curia variscorum*).

ENTRONCAMIENTO DE LOS PLIEGUES EN EL CENTRO DE EUROPA.—En un capítulo anterior (I, pág. 427) hemos dado a conocer de qué modo se realiza la unión entre los haces de pliegues de la India. El arco del Himalaya y el del Hindu-Kux se desplazaron hacia el SO. y el SE., como dos torrentes viscosos, formando plegamientos gigantescos y repetidos, que se ponen en contacto a lo largo de una línea jalonada al sur por el río Jehlam, y que puede seguirse muy lejos en el interior del macizo montañoso en dirección ligeramente desviada al este de la del meridiano. Vimos, además, que los pliegues del ante-país terciario seguían un trazado paralelo, aunque el ángulo entrante del borde externo sea algo más obtuso que los de las uniones en el interior de las cordilleras.

Estudiemos ahora la unión de los pliegues armoricanos con los variscos. Mientras que en las altas montañas de Asia lo impracticable del país es el principal obstáculo para la observación de los fenómenos, aquí encontramos dificultades de otra índole: la cordillera está completamente arrasada, de modo que cuesta trabajo reconocer en la superficie las señales de su configuración anterior; sobre el plano que ahora se tiene a la vista, conviene distinguir con cuidado las verdaderas líneas estructurales que se presentan por lo general, como grandes pliegues denuados o largas fracturas paralelas a esos pliegues, de otras muchas líneas estructurales accesorias que se presentan con diversas apariencias o de simples accidentes topográficos considerados a menudo característicos. La dirección de los supuestos «sistemas de montañas» se ha fijado, tan pronto por la de los núcleos graníticos intrusivos, como por las alineaciones volcánicas; a veces en las fracturas marginales de los pilares, y en ocasiones en la disposición de las crestas recortadas por la erosión o en el trazado de las divisorias de aguas. Pero no es esto decir que sólo deban tenerse en cuenta en las cordilleras plegadas los propios plegamientos y las fracturas longitudinales o fallas inversas que le sirven de cortejo; no es menos evidente que en una cordillera profundamente denudada las rocas arcaicas forman la mayor parte de la superficie; sólo han podido quedar del manto de terrenos sedimentarios que las cubría en un principio los extremos cuneiformes de los principales sinclinales.

Resulta de esto que las largas fajas silurianas y devonianas de culm y de carbonífero cogidas en las pizarras cristalinas, y que se encuentran disseminadas en las regiones arcaicas, corresponden a verdaderas líneas directrices que permiten reconstituir el recorrido de las cordilleras preterritas.

Allí donde debiera esperarse encontrar la unión de las ramas internas de los dos antiguos arcos montañosos del centro de Eupopa, se alza la Meseta Central de Francia. Este extenso macizo, formado, sobre todo, por el neis y el granito, termina al este, hacia el valle del Ródano, y el del Sao-

na, en un largo talud arrumbado de norte a sur, y que, como pronto veremos, corta oblicuamente los rasgos tectónicos del macizo, y es, por lo tanto, una fractura. Desde cerca de Valence y de Privas, donde una gran corrida basáltica descende de las alturas hacia el valle, el límite de la Meseta Central se dobla al SSO., hasta cerca del Vigan, en el valle superior del Hérault, y más lejos aún, si se incluye la Montagne Noire, hasta Carcaso-
na; se dirige luego al NO., y después de formar un ángulo entrante hacia Figéac pasa al este de Périgueux, se redondea describiendo una curva de gran radio alrededor del Limoges, y se dirige por fin al ENE. por Saint-Amaund, hacia Avallón, en la punta septentrional del Morvan.

Interrumpen este límite tres grandes escotaduras. Dos de ellas contiguas corresponden a los valles del Loire y del Allier; la primera aísla el Morvan; separa a ambas una cordillera en forma de espolón, la cordillera del Forez. Ya hemos demostrado que el Morvan, que avanza hacia el norte, se halla rodeado de fracturas de descenso y se debe comparar con

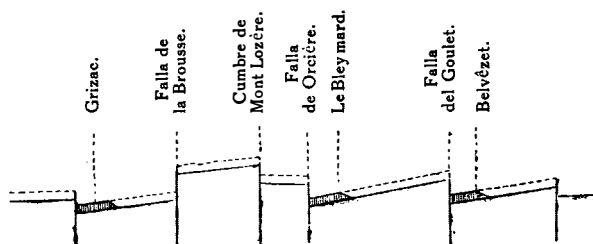


FIG. 11.—Corte diagramático del basamento arqueico y retazos de rocas mesozoicas en Mont Lozère, según Fabre ¹³⁹.

el Contentín y el Thüringerwald. Los dos grandes valles situados a izquierda y derecha del Forez están rellenos por formaciones de agua dulce del terciario superior y por los productos de volcanes recientes, sobre todo en el valle del Allier.

La escotadura meridional tiene muy distinta constitución. Se abre al NO. de Montpellier, entre Le Vigan y Lodève, y penetra con un contorno irregular por el NO. hasta Mende y por el NE. en la región que separa el Lot de Aveyron. Esta región, rodeada de montañas de neis y de granito, se compone de mesas de caliza jurásica, que, en su mayoría, llevan el nombre de «Causses». La meseta de Larzac ocupa su parte meridional. En general, toda la región de las *causses* se considera como un «golfo jurásico», y las Cevennes y la Montagne Noire como las orillas de ese golfo ¹⁴⁰. Pero los desnudos y abruptos acantilados de las *causses* donde afloran las cabezas de las capas, así como el gran número de fallas que la recortan, deben, desde luego, prevenir contra esa primera impresión. Las *causses* son sólo un fragmento descendido del extenso manto de terrenos secundarios que cubría en otro tiempo gran parte de la Meseta Central, y

que dicho descenso protegió contra la denudación. Así se explica, la conservación de un resto de keuper en la cumbre del Souquet, en las Cevennes, a 1.300 metros de altitud ¹⁴¹.

Mientras que la Meseta Central está así rodeada de fallas por el NE., el norte y el sur, su extremo occidental buza bajo la depresión de Poitiers, pero el manto superficial que separa la Meseta del macizo de Bretaña debe ser muy delgado, porque el substractum arcaico aflora en muchos puntos entre este extremo occidental y la parte SE. de las colinas arcaicas de la Vendée y de las Deux-Sevres, situadas al otro lado de la depresión, cerca de Saint-Maixent.

· Coronan la Meseta Central algunos macizos volcánicos: el Mezen y los centros de erupción, situados entre el Loire y el Allier, el Cantal, el

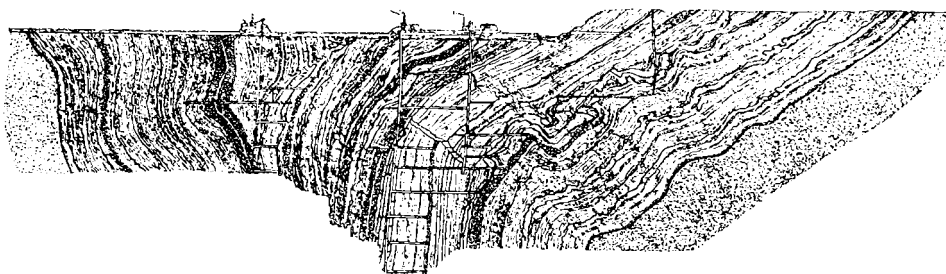


FIG. 12.—Corte por la cuenca antracitifera de Chalonnais en el Loire inferior, según Fazès. ¹⁴²

Mont-Doré y los volcanes cercanos a Clermont, pero no tenemos que ocuparnos de ellos ahora al investigar cuál es la dirección de los pliegues convergentes.

Comenzaremos por el oeste.

Desde el Morbihan, hacia el SE., por Nantes, hasta Parthenay y Saint-Maixent, se extiende una faja muy potente de neises y de granito. Sin duda la misma que se ve debajo de Poitiers y que se prolonga por la Meseta Central. Al norte de esta faja se observa por espacio de más de 100 kilómetros una faja continua de capas devonianas y de culm que contiene antracita, cogida en el macizo antiguo. Comienza en Nort, al norte de Nantes, sufre, lo mismo que todo el arco armoricano, una ligera inflexión al NE., la corta oblicuamente el Loire, cerca de Chalonnais, y llega a Doué, al SO. de Saumur, en el borde externo del pilar. En esta faja alargada y estrecha el fruncimiento de las capas es tan enérgico que un cierto horizonte del culm replegado sobre sí mismo aparece tres veces seguidas en un mismo corte transversal, y se ha creído mucho tiempo que las capas devonianas alternaban en realidad con las venas de antracita. En los

afloramientos principales las capas buzan casi verticalmente y convergen en profundidad. Es el extremo aplastado de un pliegue sinclinal tal como se presenta en los Alpes Suizos cuando adquieren toda su intensidad los fenómenos de compresión y estiramiento. Allí los terrenos en contacto son la caliza jurásica y el neis; aquí el devoniano y el culm; pero la significación tectónica en ambos casos es la misma; la faja de antracita del bajo Loire constituye, pues, la línea directriz de una cordillera plegada hacia el norte, con enorme violencia y acaso también muy alta en otro tiempo.

Al sur de la citada faja de neis y de granito se encuentra, en Chantonay y en Vouvant, la cuenca hullera de La Vandée, enclavada en el neis, que mide unos 60 kilómetros, y se dirige también al SE.; en medio del macizo antiguo la sigue en toda su longitud una faja aislada de sedimentos jurásicos. Grand'Eury la coloca en el carbonífero medio. Burat hace notar que la dirección de este jirón carbonífero coincide con la de la cenefa SO. de la Meseta Central, que está jalonada por una serie de pequeños yacimientos carboníferos, arrumbados todos al SE., paralelamente a la cenefa y que se prolongan, en definitiva, hasta la cuenca hullera de Aubin, situada de través en la región que une la Montagne Noire a la Meseta Central y que alcanza la región de las Causses ¹⁴⁴.

Según esto, habría que considerar la cenefa SO. de la Meseta Central, entre las líneas directrices armoricanas; pero como estos yacimientos son, según Grand'Eury, más recientes que el carbonífero en la Vandée, y como la distancia entre los dos grupos es muy grande, el problema debe quedar en suspenso.

Las líneas directrices vársicas se manifiestan claramente en la Meseta Central. El terreno primitivo aflora en muchos puntos al oeste de los Vosgos bajo el manto de terreno secundario, por ejemplo, a lo largo del Mosela, cerca de Epinal, en el fondo de muchos valles, hasta las inmediaciones de Bourbonne-le-Bains. El granito aflora también en muchas localidades al este del Morvan, cerca de Sombornon, al oeste de Dijon, y estos afloramientos indican una unión subterránea que avanza desde los Vosgos, al SO., hacia la Meseta Central por la Côte d'Or.

En el interior de la Meseta Central existe una curiosa alineación en la que debemos fijarnos.

Cerca de Decize, a orillas del Loire, aflora en medio de la llanura un fragmento de carbonífero, comprendido entre dos fallas. Es el resto de una larga corrida casi continua de cuencas carboníferas, que comienza en Bouigny, en el borde septentrional del macizo antiguo, y se prolonga, sin interrupción, hasta Pélaux, al sur de Mauriac y de la Dordogne. Esta línea tiene 160 kilómetros de longitud y 220 si se la prolonga hasta Decize; su dirección es norte 16° este. Decize está algo al este de la alineación, lo que se halla en armonía con la disposición general del arco varisco. «Tan notable disposición—escribía Elie de Beaumont en 1841—se explica con mucha

sencillez, suponiendo que el terreno antiguo se replegó sobre sí mismo, y que los depósitos carboníferos, de que ahora tratamos, son restos de una formación mucho más extensa *cogida en el pliegue* formado en la superficie de las rocas antiguas ¹⁴⁵.> Sólo un maestro, dotado de amplia visión, podía entonces formular conclusión tan exacta; ahora vemos que se trata

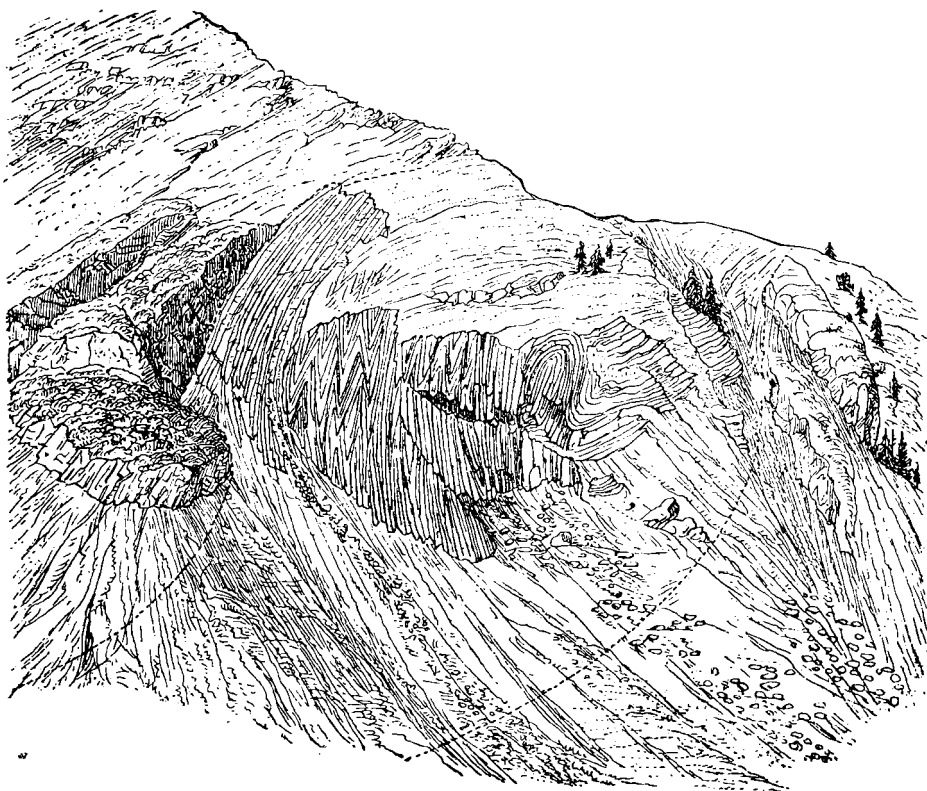


FIG. 13.—*Caliza jurásica cogida en el neis en Farnizen y en el Mienthal, según Baltzer.* ¹⁴³

de una larga directriz varisca, que se extiende hasta el borde sur de la Meseta Central.

Examinando con más detalle el terreno carbonífero de esta meseta, debe observarse que en muchos puntos de la periferia, por ejemplo, alrededor del espolón del Morvan ¹⁴⁶, y también hacia el sur, existen restos carboníferos muy levantados a lo largo de las fracturas marginales; tan pronto llenan pequeñas fosas de hundimiento, como forman la base de las dovelas, hundidas en la misma cenefa, lo que justamente ocurre al pie del Harz y en Goldkronach, en la fractura transversal del Fichtelgebirge. La cuenca carbonífera y permiana de Autun, situada en la cenefa oriental, pertenece, sin duda, también a estos jirones periféricos. Mas, para

conocer su estructura interna sólo podemos ocuparnos ahora de las zonas que siguen un trazado determinado en el interior mismo del macizo.

Los geólogos franceses opinan, hace mucho tiempo, que existe íntima relación entre los terrenos antiguos de los Vosgos y los de la Meseta Central. En 1856 advirtió Coquand que el pequeño macizo granítico del Serre, cerca de Dôle, era una verdadera línea de unión entre los dos macizos, y que podía examinarse una línea continua de dislocación desde el extremo meridional de los Vosgos hasta la Meseta Central.

Hacia la misma época observaba Fournet que el eje de Mont-Saint-Vicent, cordillera arcaica, que arrumbada al NE., alcanza el valle del Saona, al oeste de Châlon, podía seguirse también entre el Doubs y el Oignon, por Dôle hasta cerca de Belfort y que era, pues, muy posible que las revoluciones que produjeron los plegamientos montañosos del Saona-y-Loire extendieran sus efectos más allá del macizo de la Serre, cerca de Dôle, hasta Giromagny, en los Vosgos. Fournet habla de una cordillera *Cebennovosgiana*, frente a la del Jura y al Esterel, y también a la Selva Negra ¹⁴⁷.

La dirección de esta línea es NE.-SO. Entre Giromagny y Belfort forma la extremidad meridional de los Vosgos un macizo permiano, que en Ronchamps se presenta como un pequeño afloramiento carbonífero, análogo a los jirones de la cenefa del Morvan, del Harz y de tantos otros pilares. Desde esa región se dirige hacia el SO. una serie de fallas que hacen aflorar en gran extensión una zona de triás en medio de las mesetas jurásicas. Más al SO. esta dislocación coincide con el abrupto borde SE. del afloramiento granítico de la Serre, y más al SO., con un grupo de accidentes importantes arrumbado al NE., que cortan en una longitud de 60 kilómetros la prolongación meridional del Morvan, pasan del valle de Saona al del Loire y, con rumbo NE.-SO. circunscriben las célebres cuencas hulleras de Blanz y del Crézot, separadas entre sí por una faja hundida entre dos fracturas paralelas de igual dirección; los sondeos han comprobado que el terreno carbonífero había descendido allí a más de 800 metros de profundidad. Los citados accidentes alcanzan al valle del Loire en Digoin, y al otro lado del río se encuentra en la misma dirección, en Bert, otro yacimiento de capas hulleras explotables; esta nueva cuenca, también hundida entre dos fracturas, se orienta perpendicularmente al extremo septentrional de la cordillera del Forez. Grand'Eury ha demostrado que las capas de Bert no son carboníferas, sino permianas, y, por lo tanto, no son continuación directa de las de Blanz y del Crézot; sin embargo, la analogía de su disposición es tan grande, que las debemos considerar prolongación del permiano, situado en el techo de las grandes fajas hulleras de la orilla derecha del Loire ¹⁴⁸.

La longitud de esta dislocación entre Bert y el extremo meridional de los Vosgos es de unos 270 kilómetros.

Importa observar que este accidente, marcadísimo en los mapas

geológicos, forma en los Vosgos el extremo meridional del macizo, en el Serre la fractura marginal de un pequeño pilar, y se pierde en seguida en la masa de la Meseta Central. Por los pocos datos que existen sobre este punto puede suponerse que es, al menos en gran parte, post-permiano, y al NE., acaso, post-jurásico; pero sus relaciones con las corridas de carbonífero plegado de Saona y Loire indican que la falla actual coincide con la dirección primitiva de la cordillera; se trata, pues, de una verdadera dislocación longitudinal como la gran fractura de Saint-Avold en la cuenca del Saar.

Elie de Beaumont llama «cordillera de Tarare» a la prolongación meridional del Morvan, que aunque interrumpida hacia el este, por la gran fractura del valle del Ródano, se compone de terrenos arrumbados al NE., y encierra zonas de capas paleozoicas, en parte antracíferas, que siguen igual dirección ¹⁴⁹. La cuenca hullera de Saint-Étienne también está orientada transversalmente a la cordillera y en dirección poco distinta.

No es necesario entrar en más detalles. Las líneas Decize-Sauvigny-Montaigu-Mauriac y Belfort-Serre-Blanzay-Digoin-Bert, así como la dirección de las zonas sucesivas del Morvan y de la cordillera de Tarare, prueban que toda la parte oriental de la Meseta Central y las regiones volcánicas, y hasta la Dordogne, pertenecen al arco varisco, y que los trozos internos de éste muestran tendencia a colocarse en ángulo agudo en la región del remolino; en otras palabras, la curvatura debe acentuarse más allí y pasar de la dirección SO, a la SSO.

La penetración del sistema armoricano en la Meseta Central no resulta tan clara, pero la disposición de las cordilleras de la Vendée y su prolongación visible bajo Poitiers no permiten dudar que debe referirse la parte oeste, que es la menos extensa, a la Meseta Central.

Si se volvieran a colocar extremo con extremo los trozos descritos, comprobaríase que la unión de las cordilleras armoricana y varisca se realiza en Francia. La unión de los bordes externos invertidos se produce entre Douai y Valenciennes. Más al sur estas cordilleras debían encontrarse en otro tiempo algo al este de París, y las ramas internas se unirían en ángulo agudo bastante más al sur en la región de los mantiales del Dordogne.

Las antiguas cordilleras se desgastaron y fracturaron, y luego se hundieron parcialmente. No sin trabajo logramos reconstituir el trazado de los grandes pliegues que las formaban, ayudándonos para ello de los restos de sinclinales comprendidos en su masa. Pero en el SE. de Inglaterra y el norte de Francia se despertó sobre esas ruinas, después del hundimiento, la fuerza plegante, engendrando las cordilleras póstumas del Weald, de la isla de Wight y del País de Bray; del mismo modo los sinclinales cretáceos de los Sudetes se formaron al este, en el macizo antiguo. En el Centro de Europa se manifestó otro fenómeno; también allí se reprodujeron

los movimientos de plegamiento, según las antiguas direcciones, pero no actuaron en los antiguos trozos del arco, sino que se detuvieron en el borde de la fractura que limitan las dovelas, que no han descendido o que han descendido menos que sus contornos. De este modo, los plegamientos arqueados del Jura, cuya dirección apenas difiere de la de los pliegues variscos, dan frente al extremo meridional de los Vosgos, y se detienen en el Serre; después sólo se encuentran mesetas jurásicas ¹⁵⁰. Asimismo el trazado de toda la cenefa externa de los Alpes obedece a la posición de los macizos que ocupan el ante-país.

Todavía vemos algo más en el mapa de Europa. *El contraste actual de los Pirineos y los Alpes, es repetición del que existió en otro tiempo entre la cordillera armoricana y la varisca.*

El conocimiento de la relación entre los Alpes y los Pirineos ha progresado mucho en estos últimos tiempos, gracias a los trabajos de los geólogos franceses y singularmente a los de Marcelo Bertrand sobre Provenza, por lo que hay que rectificar algunas opiniones aceptadas hasta ahora; el resultado más importante de esos estudios consiste en la demostración, dada por Bertrand, de que el macizo de Hyères (I, Lám. II, I), en lugar de ser un pilar comparable con la Meseta Central, y que obrara como obstáculo, pertenece a una cordillera autónoma y plegada bajo la influencia de una fuerza que actúa de sur a norte.

Comencemos por examinar, en el mapa de Carez y Vasseur, la disposición de los pliegues exteriores entre Ginebra y el Mediterráneo ¹⁵¹.

Observaremos primero que, según Bourgeat, en los plegamientos de la cordillera del Jura, entre el valle del Ain y el lago de Ginebra, se presentan siete veces las capas invertidas, tal vez por causa de la resistencia del macizo de la Serre ¹⁵². Luego, estos plegamientos toman hacia el sur casi la misma dirección que el meridiano, conforme la curva de la cordillera del Jura se difumina cerca del lago del Bourget; pero ya desde Chambery recobran la dirección SSO., o dicho de otro modo, avanzan de nuevo hacia el valle del Ródano; debe buscarse la causa de esta desviación en el interior de la cordillera, donde el gran macizo granítico del Pelvoux se destaca mucho en saliente. Pronto se ensancha más y más la curva que los pliegues describen alrededor del Pelvoux: su dirección cambia de la SSO. a la norte-sur, luego a la SE., y, por fin, al sur del Pelvoux aparecen cordilleras orientadas exactamente de este a oeste, casi perpendiculares a la dirección general de los Alpes, aunque no corresponden sino al cinturón meridional de este macizo. Estas cordilleras transversales, a las que pertenecen el Ventoux y la Montagne de la Lure, no se unen al borde externo de la principal de los Alpes. Una profunda escotadura de depósitos miocenos, que penetra en la cordillera por el oeste de Digne, acentúa aún la independencia del Pelvoux; después, más allá de este golfo terciario, comienzan los pliegues externos de los *Alpes Mari-*

timos, que dibujan una nueva curva vuelta, en gran parte, hacia el sur, y que apretados unos contra otros llegan por fin al mar, más al sur, cerca de Niza, después de haberse doblado otra vez.

Así vemos, primero como se aparta el arco del Jura cerca del lago del Bourget; luego que el cinturón del Pelvoux avanza con independencia y termina al sur por varias cordilleras transversales, recordándonos corresponde al extremo de la cordillera granítica exterior procedente del Mont-Blanc y finalmente aparece la cenefa externa de los Alpes Marítimos, también con cordilleras transversales y pliegues doblados al SSE. y al sur hacia el mar. Esa disposición motiva naturalmente que las diversas líneas de alturas tengan estructura muy complicada. Leenharbt y Kilian han descrito hace poco la cordillera transversal Ventoux-Lure, que es en definitiva una gran bóveda a la que corta en parte una falla longitudinal cuyo labio norte ha descendido ¹⁵³.

La cordillera Ventoux-Lure baja en pendiente suave hacia el Mediodía, y al sur, entre el Durance y el Ródano; hay una nueva cordillera paralela, el Léberon, en cuya prolongación occidental se encuentra la cordillera de las Alpines, que termina cerca de Arlés.

Sigue dominando la dirección aproximada este-oeste hasta la cordillera del Sainte Baume (al este de Marsella), la cual, según ha demostrado Bertrand, está completamente invertida hacia el norte por espacio de 15 kilómetros. Luego, más allá de esa cordillera, o sea hacia el sur, hay una nueva cobijadura, aún más notable, que comienza cerca de Saint-Cyr; más al este, cerca de Beausset, al NO. de Tolón, los fenómenos adquieren tal desarrollo, que un trozo de trias, completamente aplastado, cubre al cretáceo superior con un desplazamiento horizontal que Bertrand valúa en 6 kilómetros por lo menos ¹⁵⁴. Nos encontramos ahora en la cordillera plegada independiente antes citada, y a la que parece indudable que se debe referir el conjunto de los relieves comprendidos entre la desembocadura del Ródano y Antibes.

Así se produce en el SE. de Francia un remolino de pliegues muy complicados; en efecto, hay allí convergencia de movimientos de plegamiento dirigidos de norte a sur en el borde meridional del Pelvoux; de norte a sur también en el de los Alpes Marítimos; de este a oeste más lejos, a orillas del Var; de sur a norte en el borde externo de la cordillera de Hyères y de oeste a este a orillas del Var. La consecuencia de esta disposición es un plegamiento general del país intermedio con muy variable energía, pero, en suma, el fenómeno se traduce en la formación de cordilleras como las Alpines y el Léberon, en las partes relativamente abiertas de la región del remolino, y por la aproximación y el roce cada vez mayor de los pliegues convergentes, a medida que desde Castellane al Var se aproxima el borde de los Alpes al de la cordillera de Hyères.

Bertrand considera con razón el macizo de los Maures o «cordillera de Hyères», como una importante línea de unión autónoma en el intervalo que separa hoy los Pirineos de las estribaciones de los Alpes. Vemos que estos dos sistemas no se unen directamente, sino que se separan como las ramas de una V. Vemos, además, que en la vertiente sur del Pelvoux y de los Alpes Marítimos la fuerza plegante, dirigida siempre hacia el norte en los Alpes, gira hacia el sur, como ocurre en el extremo de los Cárpatos al sur de Transylvania. Acaso pudiera encontrarse en el remolino que se produce en el valle bajo del Var un nuevo caso (aunque en pequeña escala) del contraste de dirección de los movimientos tangenciales que ya hemos estudiado en grandiosas proporciones entre el Himalaya y las cordilleras birmanas, en el valle del Brahmaputra (I, pág. 454).

Así, en el Mediodía de Francia se hacían muchos arcos. No vemos el empalme con los Pirineos, pero observamos el plan de las cordilleras y comprobamos la notable analogía entre las modernas y las antiguas.

De aquí resulta que el movimiento tangencial preponderante hacia el norte, que caracteriza los Alpes y los Pirineos, es en el norte de Europa anterior al devoniano, en todo lo que alcanzan los pliegues caledonianos, y en el centro de Europa anterior al carbonífero. Considerando el remolino, cuyas señales subsisten en la Meseta Central de Francia, y la situación que este macizo ocupa entre los Alpes y los Pirineos, podemos muy bien hablar de *Alpes variscos* y *Pirineos armoricanos*; denominaciones con las que comprendemos la antigua osamenta orográfica ante-permiana.

Dijimos que en los *pilares se revela una antigua Europa* (I, pág. 209). Podemos ahora seguir sus alineaciones principales. Una gran cordillera plegada nace en el centro de Francia; región que contiene hoy en su extremo septentrional Douai y Valenciennes, y que hacia el sur coincide con el valle superior del Dordogne. Esta cordillera, que dibuja una serie de arcos concéntricos hacia el NO. y el ONO., ocupa el oeste y el norte de Francia, el sur de Inglaterra y una zona estrecha en el sur del país de Gales e Irlanda. En Bretaña, en Cornwall y en la Bantry Bay se ve aún como llegan los pliegues al Océano, que oculta en seguida las ruinas de esas montañas.

De la misma arista de frunce parten otros trozos encorvados al NNE. y al NE. que abrazan toda la parte del continente actual comprendida entre el extremo meridional de la Selva Negra y la cuenca hullera del Ruhr, el Harz, el Erzgebirge y los Sudetes.

Estas antiguas cordilleras se unen, y nuevos plegamientos terrestres se suman a ellas hacia el sur. Los Pirineos y los Alpes reproducen las antiguas direcciones, adaptándose a los contornos de los fragmentos salientes que los detienen como otros tantos obstáculos. Pero los Cárpatos, a los que no retiene ninguna pared de fractura, se desbordan sobre el macizo antiguo.

Así que en la zona de entrocamiento de la Meseta Central de Francia las grandes líneas tectónicas convergen hacia el sur, mientras que en la Bohemia septentrional y central, en la parte media del arco, convergen hacia el norte, de modo que en el primer caso la figura característica es una V, y en el segundo, la misma letra invertida Λ . Con efecto, las largas líneas de fractura de la fosa siluriana de Bohemia, que nos ha dado a conocer Krejci, y la falla del pie del Erzgebirge, así como la línea de fractura de la Daubrava, hasta Elba-Teinitz, y las fallas del pie del Riesengebirge, son accidentes longitudinales casi paralelos al citado segmento.

En el intervalo permanece extraño e inexplicado el trozo de cordillera orientada al NO. y plegada al NE., según Gumbel, que corresponde al macizo boyardo, es decir, a la Selva de Baviera, con el borde SO. de Bohemia y opuesto a la gran cuenca de neis del Walviertel, cuya dirección es SSO., en la Baja Austria ¹⁵⁵. ¿Son señales de un remolino aún más antiguo? ¿cuál es su verdadera significación? El porvenir nos lo dirá.

LA MESETA IBÉRICA.—De acuerdo con las ideas de Mac-Pherson, hemos distinguido tres elementos en la Península Ibérica: la Meseta, constituida, sobre todo, por rocas antiguas; al sur los plegamientos de la Cordillera Bética, y al NE. la Pirenaica, también plegada.

La cordillera plegada, que forma la costa norte del África occidental, ejecuta en Marruecos una conversión completa de este-oeste a SE-NO., y, por fin, a sur-norte, y llega con esta dirección meridiana al estrecho de Gibraltar. En el Ras Torf (cabo Negro) y en Ceuta vense micacitas y pizarras arcillosas antiguas; al oeste de dicho promontorio, por encima de Tetuán, se han encontrado trilobites; después se halla una zona de arenisca roja; al oeste de ésta la zona caliza mesozoica del Yebel Musa se prolonga, por el Peñón de Gibraltar, aún más al oeste; el flisch forma el cabo Espartel. Este arco montañoso cierra el Mediterráneo, se encorva completamente en España al ENE., conserva esta dirección hacia Alicante, y forma toda la parte del país situada al sur del Guadalquivir. Es la Cordillera Bética, recortada por grandes exfoliaciones (I, pág. 237).

Lo mismo que el plegamiento de los Alpes se detuvo en las fracturas marginales de los pilares preexistentes, el plegamiento de la Cordillera Bética se detuvo en el Guadalquivir, en el borde meridional de la Meseta, que formaba un obstáculo infranqueable, según ha demostrado Mac-Pherson de modo terminante ¹⁵⁶.

En Villa do Bispo, en la costa del Océano Atlántico y algo al norte del cabo San Vicente, se puede ver el borde meridional de la Meseta; capas mesozoicas la acompañan al sur. Su trazado es casi paralelo al de la costa en el Algarve hasta la desembocadura del Guadiana, a donde llega la zona mesozoica, y luego en el interior corre casi en línea recta en gran distancia al ENE., formando la vertiente septentrional del valle del Guadalquivir, y al mismo tiempo, más al este, el pie meridional de Sierra Mo-

rena. El modo con que este borde corta transversalmente la dirección de los terrenos antiguos de la Meseta en el Guadalquivir ha permitido a MacPherson considerarlo como una fractura colosal: es la *falla del Guadalquivir*.

El instructivo cuadro de la estructura de la Meseta, debido a Calderon, y el mapa geológico de Federico Botella evidencian los contornos poliédricos y la especial configuración de ese gran pilar ¹⁵⁷.

La falla del Guadalquivir procede del NE., como acabamos de ver; pasa junto a la desembocadura del Guadiana y atraviesa el Algarve hasta cerca del cabo San Vicente. Las pizarras del culm que forman esa parte SO. de la Meseta en el sur de Portugal se abisman por el lado del Atlántico, como puede verse en el mapa de Ribeiro y Delgado, bajo depósitos terciarios superiores, pero reaparecen por debajo de estas capas a lo largo de la costa. Sólo más al norte, desde el Alentejo medio, se señala con mayor claridad el límite occidental de la Meseta. Los terrenos que la constituyen, orientados al NO., avanzan en crestas paralelas cuyo borde dibuja como una línea de rías en el interior de la llanura portuguesa; así ocurre en particular con las fajas graníticas de Évora. Cerca de Tancos, a orillas del Tajo, el límite se vuelve rectilíneo y muy claro, corre luego al NNO., pasa algo al este de Thomar y de Coimbra, y llega al Océano al sur de Oporto y no lejos de esta ciudad ¹⁵⁸.

Desde allí los terrenos antiguos de la Meseta forman toda la costa rocosa del NO. hasta Asturias, donde las montañas cretáceas de Oviedo y luego las de Santander y Bilbao, con dirección oeste-este, van a unirse con los Pirineos. En cuanto al NE. de la Meseta, está jalonado por una ancha zona de macizos mesozoicos hundidos que se extienden desde Cuenca hasta el golfo de Valencia y el cabo de la Nao.

La estructura de este gran pilar se manifiesta, sobre todo, al NO. Afortunadamente existe acerca de esa comarca una serie de notables trabajos, entre los que bastará citar los de W. Schulz y de C. Barrois. Este último, en particular, ha expuesto de modo magistral los rasgos fundamentales de la estructura de Galicia y de Asturias, y de su monografía tomo lo que sigue ¹⁵⁹.

En Galicia afloran las rocas más antiguas: micacitas, pizarras verdes y serpentinas, y también neis y granito intrusivo. La dirección de estas rocas es casi norte-sur, pero con ligera curvatura hacia el oeste, y la inclinación de las capas es al NO. en el norte de Galicia, en el centro al oeste, y en el sur al SO. Las capas buzan, pues, en cierto modo *hacia la parte inferior del arco*, hacia el exterior. En el límite con Asturias aparecen depósitos cambrianos atravesados a trechos por lomos graníticos, que son un elemento pasivo respecto de los movimientos de la cordillera. La inclinación de las capas cambrianas es exactamente la misma que la de los terrenos antiguos de Galicia; bajo el arco externo las rocas arcaicas avanzan, por lo tanto, sobre el cambriano. Más allá de la faja cambriana se halla en es-

tratificación concordante, y siempre con el mismo buzamiento, un arco siluriano, luego uno devoniano y, por fin, una zona carbonífera también invertida; estas curvas sucesivas se estrechan progresivamente, de modo que en la ría de Pravia la rama norte del arco que dibujan los afloramientos devonianos llega al mar, con dirección NE., y el carbonífero está comprimido en una elipse cuyo eje mayor se orienta de oeste a este. Se trata, pues, de una inflexión muy marcada de una gran cordillera con desarrollo de la estructura imbricada en el interior de la curva. Al oeste, en Galicia, las rocas más antiguas forman el arco externo, y al este, en Asturias, los

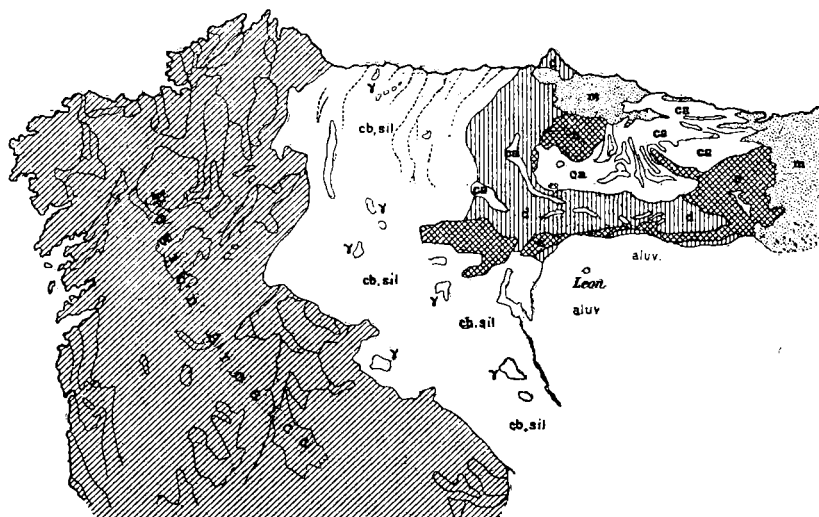


FIG. 14.—*La cuenca de Asturias*, según Schulz y Botella.

A la izquierda la región arcaica (granito, neis y pizarras antiguas); inmediatamente a su derecha la zona cambriana y siluriana, *cb, sil*; con masas de granito *Y*; luego la devoniana, *d*; la caliza carbonífera plegada y el Culm, *ca*, y los niveles carboníferos, *c*; en parte plegados en la cuenca y en parte transgresivos sobre ella; *m*, manchas mesozoicas transgresivas; *aluv.*, llanos aluviales de León.

depósitos carboníferos, que corresponden al piso más moderno de la serie, ocupan el interior de la curva, muy estrecha a causa de la aproximación de sus dos ramas. Es general la dirección del empuje de los bordes hacia el centro. Las ramas septentrionales llegan al golfo de Vizcaya con dirección norte y NNE. para el arcaico, NNE. para el cambriano y siluriano y NE. para el devoniano.

Esta sinuosidad tan marcada interesa a toda la serie de terrenos antiguos, incluso la parte media del carbonífero. En cuanto a las capas superiores del carbonífero productivo, es notable comprobar que afloran fuera de esas cubetas concéntricas con disposición discordante. Desde luego ese carbonífero transgresivo ha sido plegado posteriormente y en el mismo sentido; Barrois reconocía «el hecho de la repetición de iguales movimientos en diferentes épocas»¹⁶⁰.

En la provincia de Oviedo vese luego en estratificación progresiva toda la serie mesozoica con la caliza de numulitos, dirigida de este a oeste y plegada hacia el norte; se considera como el extremo occidental de los Pirineos, pero no nos ocuparemos ahora de eso.

La parte externa de la cuenca de Asturias, y en particular el macizo de Galicia, es el que pasa del rumbo SSE. al SE. que tiene en la gran Meseta. Los muchos trabajos de detalle de la Comisión del Mapa Geológico de España, cuya publicación se prosigue con tanta actividad, muestran de qué modo se prolongan allí los terrenos, y continúan con la misma dirección. Sin duda existen a trechos en la superficie del macizo antiguo algunos restos cenomanenses como en Bohemia, y capas de agua dulce terciarias se extienden por el centro y el este de la Meseta; pero también se puede comprobar que las cordilleras que proceden de Galicia, por Tras-os-Montes y Beira Alta, están formadas de terrenos plegados, con bastante granito; su dirección es SSE. o SE. Al sur de Salamanca se destaca una rama importante que diverge al este o al ENE., se compone principalmente de granito y de neis y forma las sierras de Gredos y Guadarrama. Pero las otras cordilleras se dirigen todavía al SE., y constituyen muchos haces de pliegues casi paralelos, muy continuos, y a menudo ligeramente convexos al SO. En algunos sitios, como Asturias, se componen de rocas arcaicas y paleozoicas hasta el carbonífero inclusive. Señala muy bien el trazado de estas curvas una línea que desde Oporto se dirige hacia el SE., por Alcántara, y luego al oeste de Cáceres, por Don Benito, se dobla ligeramente hacia Pozoblanco y termina en Sierra Morena. Caracterizan esta línea largas corridas de granito, y, según esta dirección SE., en general, llegan al Guadalquivir las cordilleras plegadas de la Meseta, y allí las corta una fractura, como antes vimos.

Según Mac-Pherson, gran parte de las corridas graníticas de este macizo tan violentamente plegado, surgieron durante la época carbonífera. También allí las capas superiores del carbonífero yacen en discordancia sobre los terrenos plegados, lo mismo que en Asturias, y, por tanto, la determinación de los rasgos esenciales de estos fragmentos montañosos se remonta también a los últimos tiempos del período carbonífero, como ocurría respecto de las cordilleras armoricana y varisca.

Estas cordilleras plegadas arrumbadas al SE., que se prolongan por el sur de Portugal y ocupan todo el SO. de la Meseta, son aquellas de las que ya hemos dicho antes que avanzaban por el interior de la llanura portuguesa en Alemtejo, orientándose al NO. como el granito de Évora. Más al sur las capas se desvían algo al ONO., y en el sur de Alemtejo, entre Beja y Mertola, donde, según Delgado, domina el buzamiento al NE., parece que asoma la estructura imbricada.

En la provincia española de Huelva se encuentran las famosas minas de Río Tinto; la dirección de las capas es norte 70° oeste, y desde allí, se-

gún Delgado, pueden seguirse los yacimientos de pirita de cobre en una longitud de 145 kilómetros hasta Aljustrel, en Portugal, cambiando algo la dirección al norte 50° oeste. Si se consideraran como pertenecientes a la misma alineación las piritas de Caveira, cerca de Grandola, la longitud de la faja llegaría a 183 kilómetros ¹⁶¹.

Estos grandes arcos del SO. de la Meseta parecen plegados al SO., y puede aplicárseles esta conclusión de Mac-Pherson: que una parte importante de las cordilleras de la Península Ibérica no ha recibido el empuje hacia el norte, como los Alpes, sino hacia el sur, como las cordilleras plegadas del Norte de África.

Ahora tenemos que tratar algunos de los más difíciles problemas.

Por lo pronto estudiemos las relaciones con la cordillera Bética.

Los pliegues antiguos llegan a la falla del Guadalquivir con dirección SE.; los béticos con dirección casi perpendicular ENE., de modo que estas dos cordilleras están en ángulo recto, exactamente del mismo modo que los Cárpatos con relación a los Sudetes. No hay duda de que a orillas del Guadalquivir no es la dirección de los antiguos pliegues sino la de su borde fracturado la que determina la disposición de los pliegues anteriores más modernos. A esta misma conclusión llegó hace mucho tiempo Beyrich respecto de los Sudetes.

Fijémonos ahora en la situación de las cuencas de Asturias.

Esas cuencas de estructura imbricada que buzan bajo los arcos externos son, en definitiva, indicio del encorvamiento de una cordillera plegada, y los arcos externos de la rama meridional son los que hemos seguido desde Oporto hasta el Guadalquivir y por el Alemtejo hasta cerca del cabo San Vicente. Pero de idéntico modo se encorva en Gibraltar la cordillera plegada más moderna, procedente de África, para formar la Cordillera Bética, y si estuviese en nuestra mano dar un corte horizontal a algunos miles de pies de profundidad por debajo del extremo occidental del Mediterráneo comprobaríamos, probablemente, que la disposición de las rocas era allí análoga a la que observamos en la cuenca de Asturias. Las capas se dirigen de sur a norte entre Ceuta y Tánger, perpendicularmente al Estrecho de Gibraltar, como los terrenos en el oeste de Galicia, salvo que allí sólo se ve un segmento bastante grande de los arcos externos, y en cambio en el norte son los arcos internos los únicos visibles.

Pero ya sabemos que la cordillera del Norte de África no es sino el último de los muchos arcos que caracterizan el borde meridional de Eurasia, y estos arcos límites son los que conservan en Europa la curvatura y el plegamiento hacia el sur, característicos de Asia; llegamos, pues, al resultado siguiente:

En Gibraltar existe hoy la inflexión de la cordillera más occidental de Eurasia, en la que la dirección del plegamiento cambia del norte al sur; pero ya hacia el fin del período carbonífero había surgido otra gran cor-

dillera, donde se realizaba el mismo paso gradual de la dirección norte del plegamiento a la sur en el emplazamiento de la cuenca de Asturias, o sea ocho grados de latitud más al norte de la inflexión actual.

Desde entonces esa antigua cordillera se allanó y subdividió y el nuevo arco quedó detenido en el Guadalquivir por el borde de las fracturas. La reconstrucción repetida del continente, con arreglo al antiguo plan, se advierte allí con bastante mayor claridad que en el Centro de Europa. Pero parece que los Pirineos adoptaron la dirección armoricana y los Alpes la varisca, a causa de la persistencia de la fuerza que actuaba en el espacio que comprendían los fragmentos preexistentes y que tendía a plegar la corteza terrestre de sur a norte, pero en realidad se trata de un problema completamente nuevo. Porque no se trata de una segunda cordillera, que sucede a otra plegada en el mismo sentido, sino de un encorvamiento que se produce tras otro más antiguo. La región de la inflexión se trasladó al sur, y no ocurre como desde la Selva Negra hasta el Jura, donde los pliegues empujados al NNO. se adosan a pliegues anteriores que presentan idéntica disposición; a lo largo de la falla del Guadalquivir forma la Meseta la rama de la antigua Cordillera Bética plegada al NNO.

Es natural preguntarse si la antigua Cordillera Ibérica corresponde a un fragmento del arco armoricano; la fecha de los movimientos es la misma; los terrenos de Asturias recuerdan los de Cornwall y Bretaña, y las dos regiones plegadas se prolongan, sin duda, bajo el mar; pero no podemos saber si se unen directamente ni cómo se unirían sus pliegues en profundidad.

También en la Meseta coinciden los mayores trastornos tectónicos con los últimos pisos del terreno hullero. Cuando Werner, en el siglo último, trazó por primera vez el límite entre los *terrenos de transición* y los *horizontales* no tuvo en cuenta otro límite que el que corresponde a la gran discordancia que separa en Sajonia las dos mitades de la serie carbonífera. Con igual significación reaparece la palabra «Flötzgebirge» (formaciones horizontales), en el mapa geológico del Harz, publicado por Lossen. Encontramos este límite en todas partes. Las capas hulleras de Ostrau, que forman aún parte de los Sudetes, son, respecto de las de Rossitz, en Moravia, lo mismo que las capas de Sama, respecto de las discordantes de Tineo, y hemos comprobado esta misma dirección más allá del Océano en Nueva Escocia.

RESUMEN DE LAS CORDILLERAS ANTEPERMIANAS DE EUROPA.—Ya hemos visto que los geólogos franceses e ingleses reconocieron, hace mucho tiempo, la continuidad primitiva de los pilares armoricanos o de algunos de ellos por lo menos. Asimismo, de la Memoria de Lossen sobre la estructura de los núcleos montañosos comprendidos entre las Ardenas y el Altvater se desprende el carácter homogéneo de gran parte de los pilares variscos y demuestra, además, porqué no era posible interpretar

la estructura del país, conforme al estado actual de nuestros conocimientos, en tiempo de Leopoldo de Buch, cuando la ciencia aún no había avanzado bastante para distinguir las líneas de fractura y la dirección de los pliegues. Penck agrupó también, con el nombre de «Alpes de la Alemania Central», gran parte de los pilares variscos, insistiendo sobre su edad carbonífera ¹⁶².

La cordillera varisca aparece en el borde septentrional de los Cárpatos y presenta en Moravia dirección NE. y NNE, como si hubiese sufrido una inflexión parecida a la del extremo de los Cárpatos y como un eco de la disposición de la Cordillera Ibérica; luego se dobla, formando el segmento que corresponde a los Sudetes, al norte, al NNO., y, por fin, al NO., hasta el Elba; después, orientadas al ENE. o al NE., se hallan las montañas de Sajonia, es decir, el Erzgebirge y el Fichtelgebirge, los pliegues escalonados hasta Leipzig y los trozos conservados en el Thüringerwald y el Frankenwald; todos estos relieves pertenecen a zonas variscas internas y son sus prolongaciones la Selva Negra, los Vosgos y los afloramientos de terrenos antiguos del Odenwald y del Spessart. La dirección de estos pliegues es NE., y prosiguen al SO., pasando por Dôle, hasta la Meseta Central de Francia, donde esa dirección cambia insensiblemente de NE.-SO. a NNE.-SSO., como lo demuestran los restos de carbonífero prendidos en el neis del Allier superior. Fuera de los Sudetes se ven las zonas externas del arco en el Harz y en el macizo devoniano renano, desde el Taunus hasta las cuencas hulleras del Norte. En cuanto al borde externo cobijado, sólo se lo puede seguir entre Valennciennes y las cercanías de Aquisgrán y en parte de la cuenca carbonífera del Ruhr.

La cordillera armoricana comienza en el oeste de la Meseta Central de Francia; en la Vandée, Bretaña y el Cotentín, su dirección es primero al ONO., y luego, cerca del Océano, cada vez más próxima al este-oeste. Las zonas externas se ven en el arrecife devoniano próximo a Boulogne, en Cornwall, en el Devonshire y en la parte más meridional del país de Gales e Irlanda. El borde externo cobijado puede seguirse de Dover a Calais, hacia el ONO. Los pliegues póstumos del Weald revelan la prolongación subterránea de la cordillera. Luego reaparece el borde externo cobijado en la ladera norte de los Mendips, atraviesa el Canal de Bristol, se dirige a la bahía de St. Brides, en el SO. del país de Gales, y termina al sur de Irlanda. La dirección del arco pasa del ONO. a oeste, cerca del Atlántico y, ya junto al mar, llega casi a ser OSO.

El fragmento ibérico está dispuesto en pliegues que describen curvas de gran radio desde Galicia y el norte de Portugal; esos arcos se dirigen al SSE. o al SE., y aparecen, a veces, invertidos al SO.; pero en el Guadalquivir quedan cortados bruscamente enfrente de la Cordillera Bética. Proyectan un brazo que forma la Sierra de Guadarrama, mas en Asturias sus partes internas se encorvan de modo tan completo, que resulta una

estructura particular de cuencas adosadas de forma que los terrenos antiguos ocupan la parte externa y cabalغان constantemente como escamas sobre los modernos del interior de la cuenca. Así llega al mar el fragmento ibérico, con dirección al norte o NNE. en Galicia y NNE., NE. o ENE. en Asturias. No se conoce su conjunción con la cordillera armoricana.

De este conjunto de hechos resulta que al final del carbonífero se formaron en el Centro de Europa grandes cordilleras plegadas de sur a norte, como hoy los Alpes. Estas cordilleras se hundieron en seguida, y las fracturas de sus bordes detuvieron el desarrollo de los nuevos pliegues que constituyen la Cordillera Bética, los Pirineos, los Alpes y los Cárpatos. El trozo mismo en que puede verse la antigua conjunción, la Meseta Central de Francia, separa los Alpes de los Pirineos. La estructura de las cuencas de Asturias se repite en la inflexión de la cordillera, en Gibraltar.

De este modo fué edificada, por segunda vez, la Europa Central y Occidental.

• LAS ISLAS DE EUROPA.—De lo expuesto se deduce lo que significan las islas del Atlántico y de los Archipiélagos europeos.

Las islas *Orcadas* y las *Shetland* son porciones de una cordillera anterior al devoniano, la caledoniana, que se dirige hacia Noruega.

Las *Hébridas* interiores son, en parte, volcanes modernos; las exteriores corresponden, por su situación y constitución, lo mismo que la costa escocesa adyacente, a las Lofoten con la costa oriental del Vestfjord.

Vaigatsch y *Nueva Zembla* son ruinas de una cordillera plegada autónoma que se une con el norte de los Urales en Konstantinov Kamen.

El *Spitzberge*, e islas adyacentes hasta la tierra de *Francisco José* y *Beeren Giland*, son trozos de una meseta en que está horizontal el devoniano, como en Escocia.

Juan Mayen es de origen volcánico reciente.

Las *Feroe* son restos de antiguas coladas volcánicas e intercalaciones de capas terciarias con impresiones vegetales.

En *Islandia* obsérvase un basamento volcánico antiguo, semejante al de las *Feroe*, sobre el que se implantan volcanes modernos. El basamento contiene capas que encierran vegetales, y su edad es terciaria media; esta parte corresponde a los afloramientos análogos de las *Feroe* y Groenlandia. Las formaciones eruptivas siguientes pertenecen a diversas épocas, como lo demuestran la distribución de los lugares pulimentados por los hielos y la sumersión temporal ocurrida entre los dos períodos; la actividad volcánica debe durar desde la mitad de la época terciaria hasta nuestros días.

Muchos sabios han visitado Islandia, después que Eggert Olafssen y Bjarne Povelsen hicieron allí estudios de Historia Natural de 1752 a 1757¹⁶³. Pero aparte de las grandes dificultades que resultan del clima, de lo intransitable de la isla y de su extensión, aquellas rápidas explora-

ciones tenían tan pocas probabilidades de suministrar un conocimiento completo de la geología del país, cuanto que los viajeros concentraban a menudo todo su esfuerzo en los problemas generales relativos a la naturaleza de los fenómenos volcánicos. Hoy, que se ha encontrado un observador indígena, T. Thoroddsen de Reykjavik, que estudia, con tanta perseverancia como talento los rasgos principales de la estructura de su patria, éstos aparecen cada vez más claros. Vese al mismo tiempo y con mayor claridad, que el basamento volcánico antiguo está todo tajado por fallas que lo recortan en pilares y fosas de hundimiento, como Scania y Spitzberg, y a que a estas mismas fallas deben referirse las señales más modernas de actividad volcánica. Gracias a las observaciones, aún inéditas, de Thoroddsen, puedo anunciar que no sólo la Snaefell's S'ysla, la gran península del centro de la costa occidental, es un verdadero pilar limitado al sur y al norte por líneas de falla, y que la Faxe Fjördr, al sur de ésta, es un campo de descenso, como indicó ya Keilhack ¹⁶⁴, sino que el Breidi Fjördr, al norte de la península, lo mismo que el Húna Flói en la costa septentrional de Islandia, con el Steingrines Fjördr, deben también su origen a descensos que han tenido, sin duda, enorme influencia en la determinación de los contornos de la meseta. Hacia el sur la serie de colinas de Reikjanef es también un pilar a ambos lados del cual parecen haberse producido, en época muy reciente, algunos movimientos. En ninguna parte de Irlanda son tan frecuentes los terremotos como en la costa meridional de esa península.

Sin anticipar más sobre las publicaciones de Thoroddsen, debemos, sin embargo, advertir que el descubrimiento de esas fracturas tabulares y la descomposición de Islandia en pilares, escalones y dovelas hundidas, aparte del interés local que presentan, plantean problemas de otra naturaleza. Primero vemos en el progreso de estos descensos una continuación de los fenómenos que, en definitiva, han formado aquella porción del Océano. Además, hay que observar que toda la serie terciaria media del basamento no contiene más fósiles que algunos vegetales terrestres, y, por tanto, debió formarse en un suelo emergido. Mörch refirió, a la edad del Crag inglés ¹⁶⁵, un trozo marino poco extenso, hallado en Halbjarwarstadir, al norte de Húsavik, en la costa NE.; también existen en muchos lugares bancos de conchas glaciales y post-glaciales, que llegan hasta unos 60 metros de altitud. El país debió, pues, estar parcialmente sumergido hasta una época muy próxima. De manera que, respecto a Islandia, nos planteamos con diafanidad el problema de si las dislocaciones de la corteza sólida bastan para explicar los desplazamientos de las líneas de costa o si hay que admitir cambios independientes en la forma de la superficie del mar.

EL AFRICA OCCIDENTAL.—De las escasas observaciones que existen sobre la costa NO. de Africa se infiere que tampoco allí deben faltar terrenos terciarios análogos a los que existen en la costa occidental de España. Desde los 29° 30' a los 28° de latitud norte halló Fernández Duro

que la costa estaba formada exclusivamente por bancos de una arenisca de color claro, cuyo pie bate el mar. Lo mismo ocurre en la desembocadura del Guad Draa. Una vez escalados los cantiles, se extiende la mirada por una llanura sin límites ¹⁶⁶. Es difícil admitir que el mar del terciario medio no cubriese el oeste del Sahara, opinión que confirma lo observado por Lenz en su viaje a Timbuctu.

Las islas adyacentes son volcánicas y la mayoría tienen aún cráteres en actividad, pero su basamento es independiente. Ya Leopoldo de Buch señaló en las Canarias rocas volcánicas antiguas que formaban la osamenta fundamental sobre la que se enclavaban los volcanes modernos. Debemos a Doelter el descubrimiento inesperado de que Majo, una de las islas de Cabo Verde se compone en gran parte, no de rocas volcánicas, sino de pizarras y calizas, correspondiendo, por lo tanto, a un fragmento de una antigua tierra firme ¹⁶⁷. Ya se ha visto que los depósitos marinos del terciario medio, que presentan los caracteres del primer piso mediterráneo, intervienen en la constitución de Madera y Porto Santo, y de Santa María, la más meridional de las Azores (I, pág. 297). Formando un grupo, completamente distinto de todas estas islas, tanto desde el punto de vista de su situación geográfica como en lo que se refiere a la naturaleza de las rocas, se yerguen los cinco oscuros arrecifes que en pleno Océano, a los 0° 55' de latitud norte, se conocen con el nombre general de San Pablo. Darwin no los incluía entre 'las islas volcánicas y Renard ha demostrado que se componen de peridotitas, según las muestras recogidas por la expedición del *Challenger* ¹⁶⁸.

Para gran parte de las islas volcánicas de la mitad oriental del Atlántico puede admitirse (de acuerdo en esto con Leopoldo de Buch y Hartung) que los volcanes se hallan enclavados en un zócalo común, que les sirve de basamento, como ha intentado demostrar recientemente Calderón en un bosquejo general sobre estas islas ¹⁶⁹.

Puede afirmarse en este caso, con bastante mayor seguridad que respecto del norte, que las islas volcánicas visibles no son sino una pequeña parte de las extensas regiones volcánicas que cubre el mar. Se han citado muchas señales de actividad submarina entre los 18 y 26° de longitud oeste, sobre todo cerca del ecuador (bruscas sacudidas, columnas de humo, bajos fondos desconocidos de los navegantes), que han inclinado a Dausy en 1838 a admitir que existe, próximamente, hacia los 0° 22' de latitud sur y 22° de longitud oeste, un centro eruptivo submarino ¹⁷⁰.

No se encuentran en esas islas aquellos depósitos terciarios con vegetales que se ven en las Hébridas, las Feroe e Irlanda, y que en el norte acompañan siempre a las lavas basálticas. Haciendo vivo contraste con la falta completa de formaciones marinas terciarias, que caracteriza a las regiones boreales, sólo se observan allí depósitos marinos terciarios, que únicamente se han encontrado en algunos de los citados grupos.

Nuestros conocimientos acerca de la constitución geológica de Senegambia y Guinea presentan muchos vacíos. Un resumen de los hechos conocidos hasta ahora, debido a Gürich, demuestra que la estructura que hemos intentado reconocer desde el sur hasta Pungo Andongo (9° 24' de latitud sur) (I, pág. 402) domina siempre acaso hasta el bajo valle del Falemé y hasta el alto Senegal, así como en gran parte de las cuencas del Yoliba. Terrenos arcaicos plegados, de muy variada naturaleza y asociados, a veces, con pizarras arcillosas de edad desconocida, forman un basamento sobre el que yacen grandes núcleos horizontales de arenisca roja que se presentan a menudo recortados en forma de montañas tabulares y que no suelen pasar de 300 metros de altura en las regiones descritas por Gürich. Según este autor, es posible que los yacimientos de foyaita de las islas Los y el gabro con olivino de Freetown (Sierra Leona) estén interstratificados en esas capas sedimentarias horizontales ¹⁷¹.

Lenz y Baumann citan estos mismos caracteres, que persisten con asombrosa uniformidad, en sus descripciones de las orillas del Congo, y también los manifiesta el mapa geológico de la región occidental del Congo debido a Pechuël-Loesche. En Kalubu, bastante aguas abajo de Stanley Pool, comienza la región de areniscas rojas horizontales, que se extienden luego por el interior hasta más allá del Pool ¹⁷².

Sin embargo, todavía al norte del ecuador se presenta un nuevo elemento: la zona de terrenos cretáceos y terciarios de origen marino que, como ahora vemos, rodea la costa en casi toda su longitud hasta el Cumné. Giebel y Lenz reconocieron, en diversos puntos muy apartados, estos afloramientos (I, pág. 402). Después Malheiro y Choffat han descrito análogos depósitos cretáceos cerca de Benguela; en esa región el *neis* está cubierto por arenisca roja con algo de yeso, azufre y cobre; luego se encuentra el cretáceo ¹⁷³. Aún más al sur, en la costa de Mosamedes, describe Anchieta los sedimentos cretáceos y terciarios como pertenecientes a una cenefa, apenas de 100 metros de altura, y de 20 a 25 kilómetros de ancho donde las capas son horizontales y se apoyan en el *neis* en el interior ¹⁷⁴.

En el bajo Juiseb los terrenos pizarrosos antiguos plegados se dirigen de NO. a SE., según Stapff. En Angra Pequena, según Schenck las areniscas horizontales que ocultan el basamento arcaico suelen sostener calizas dispuestas en gruesos bancos; se observan grandes fallas lineales paralelas a la costa que, sin duda, son prolongación de las fracturas tabulares, tan notables, de la Colonia del Cabo descritas en un capítulo anterior ¹⁷⁵.

Todas estas observaciones, a pesar de su dispersión en tan grande espacio, confirman la idea de que Africa es una antigua meseta, excepto en su extremo NO.; la transgresión del cretáceo medio acrece su analogía con otras mesetas y otros pilares muy lejanos.

EL ESTE DE AMÉRICA CENTRAL Y DE LA DEL SUR.—Después de haber

dado a conocer en otros capítulos la estructura tabular de la Florida e indicado la semejanza de la cordillera de las Antillas con la cenefa del Mediterráneo occidental o de la llanura húngara, conviene volver a tratar de la disposición de las costas de América Central.

Hay en aquella región notable variedad de las formaciones marinas terciarias y aún más recientes, y, a causa de no poder distinguir los depósitos calizos de diferente edad, se ha llegado a conclusiones erróneas respecto a los levantamientos del suelo acaso producidos en época muy moderna. Ahora procede recordar el carácter europeo que presentan en aquella parte de América las faunas marinas mesozoicas y terciarias (I, pág. 527).

Considerando la importancia que tiene este asunto para uno de los capítulos que siguen, repetiremos, por creer que esclarecen la estructura y la serie de los terrenos en la zona externa de las Antillas, algunos datos tomados de la descripción de la isla Antigua, debida a Purves ¹⁷⁶.

La Antigua tiene forma triangular; el lado más largo, orientado al NE., da frente al Océano y mide 25 kilómetros; en esa dirección la pendiente submarina es muy suave y allí se encuentran las capas más modernas, que se prolongan por la Barbuda, que dista 48 kilómetros, y hasta esta isla la profundidad no pasa de 30 ó 40 brazas (55 a 75 metros). En cambio, al SO. la pendiente es muy rápida y por el lado de Guadalupe (no más lejana que la Barbuda) se registran pronto las 300 brazas (550 metros). La parte SO. de la Antigua es montañosa y llega a 420 metros; su parte NE. está llena de colinas y el suelo alcanza allí de 100 a 150 metros de altura; entre esas dos regiones elevadas se extiende de NO. a SE. una llanura baja en dirección igual a la de las capas.

El elevado macizo del SO. se compone de rocas eruptivas antiguas denominadas porfiritas y brechas volcánicas (π , fig. 15). Sobre esas rocas yace al SE. una toba estratificada (\mathcal{T}_1). A la toba sigue la caliza silícica inferior o marina que encierra muchos restos de conchas entre otras *Priostrophia diversiformis*, *Solenostrophia taurinensis*, *Stylocenia lobato-rotundata*, *Porites Collegiana*, especies que se hallan todas en los depósitos mediterráneos de Turín, y la *Alveopora daedala*, que vive hoy en el Mar Rojo, Océano Índico y Pacífico (esas capas están representadas por la faja negra (a , a , fig. 15). Cubren a la caliza silícica arena y proyecciones volcánicas (s). Luego se ve la caliza silícica superior, que sólo encierra conchas de agua dulce y madera silicificada (es la primera faja blanca b , b , fig. 15). Encima hay un lecho de toba (\mathcal{T}_2) en medio del cual surge un mogote de traquidolerita. Una falla que atraviesa la isla, según la dirección de las capas, hace reaparecer los niveles s , b y \mathcal{T}_2 . Hemos cruzado por el centro de la isla y al mismo tiempo el llano, y llegado al pie de las colinas que ocupan la parte NE. de la Antigua. Se componen de margas blancas o amarillentas y de calizas blancas; hacia el SO. cruzan una escarpa abrupta

ta; al NE. dichas capas se ocultan insensiblemente bajo el mar, de donde emergen formando muchos arrecifes (c). De allí provienen acaso, según Purves, los fragmentos de *Orbitoides Mantelli* citados en la Antigua por Ruperto Jones; ese nivel es equivalente al de la caliza blanca con orbitoides, de Jamaica.

Todas las capas enumeradas hasta ahora se inclinan algo al NE. En la parte más septentrional de la isla la serie termina en unas margas horizon-

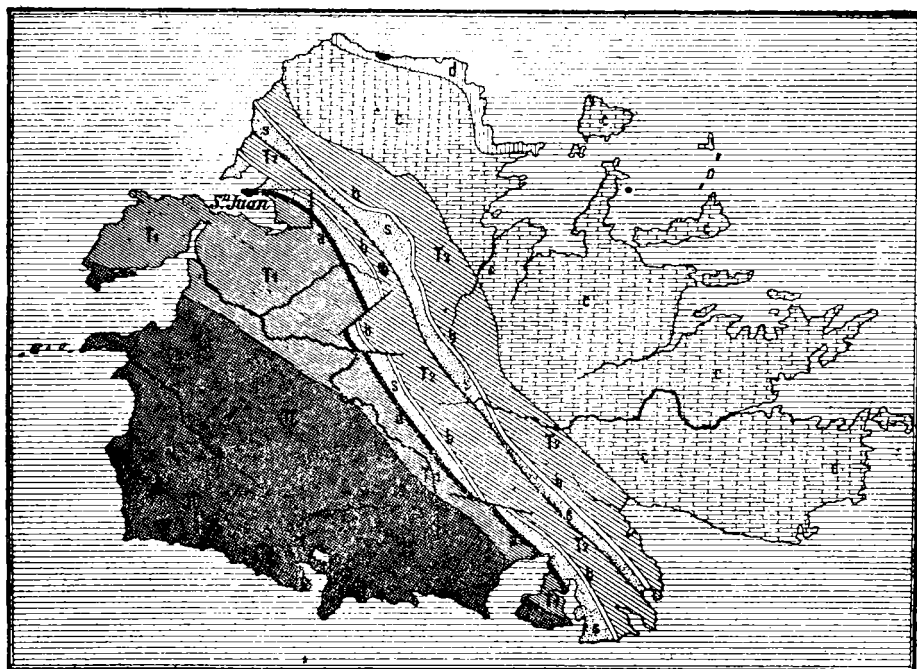


FIG. 15.—La isla Antigua, según Purves.

tales (d) que encierran una mezcla de gasterópodos marinos y terrestres pertenecientes a especies casi todas vivientes. Los bancos inferiores de estas margas son exclusivamente marinos. En los superiores la asociación de especies marinas con géneros tales como *Melampus*, *Physa* y *Planorbis* indica una orilla fangosa. En la costa septentrional existe un asomo aislado de basalto.

Este ejemplo demuestra las complicaciones que allí se advierten. Los depósitos coralíferos del primer piso mediterráneo (a, a) yacen sobre una toba anterior. La actividad eruptiva persistió durante toda aquella parte del terciario representado en la isla y la caliza con orbitoides del terciario medio (c, c) se oculta bajo el mar de modo tan gradual que sus

restos, rodeados de arrecifes de corales vivientes, podrían muy bien confundirse con arrecifes coralinos emergidos de la época actual.

Probablemente estos mismos depósitos del primer piso mediterráneo forman el basamento de las Bahama. La caliza de orbitoides constituye también gran parte de la Florida y sube por el valle del Misisipí. En esa meseta se abre el golfo de México (I, pág. 292) y esa depresión es el «ante-mar», la fosa anterior de la cordillera de las Antillas. Los restos de la fauna pacífica de mares profundos que viven actualmente en el fondo del golfo de México y la intercalación de la serie lacustre del Gran Golfo sobre el terciario marino del bajo Misisipí, demuestran cuán complicadas debieron ser las circunstancias a que obedeció la separación de la región pacífica de la atlántica (lo que ocurrió en época muy reciente); circunstancias tan complejas que no es posible reconstruirlas hoy.

Dirijámonos ahora más al sur.

Los depósitos marinos terciarios se internan mucho por el valle del Orinoco.

El mapa de la Guayana oriental, hecho por Velain, según los estudios de Crevaux, demuestra que las rocas antiguas que constituyen aquella comarca se dirigen poco más o menos de este a oeste. Las capas paleozoicas intercaladas que forman la parte septentrional de la cuenca del Amazonas siguen la misma dirección; el dibujo de la costa, desde Cayena hasta la desembocadura del Amazonas es, por lo tanto, perpendicular a la dirección de las capas. Parece que existe allí una ancha faja de aluviones recientes que ocupa casi todo el espacio entre el borde del macizo montañoso y el mar ¹⁷⁷.

Luego se abre la cuenca del Amazonas. Por lo que hoy se sabe acerca de la estructura del Brasil, hay que admitir que hasta el cabo San Roque el perímetro del continente es aún transversal a la dirección del macizo montañoso; pero desde ese promontorio la disposición de la costa obedece a la de las cordilleras, al menos hasta el Uruguay.

Respecto a esa extensa parte del litoral, pueden añadirse a lo expuesto las siguientes consideraciones:

Orville A. Derby me ha hecho reparar en la fidelidad con que se repite el trazado de la costa, no sólo en el curso del Parahyba, sino también en el del Paraná y del San Francisco. En un mapa del Brasil se comprueba que esos dos grandes ríos, desde la divisoria de aguas, corren uno al NE. y el otro al SO. en una misma línea paralela a la costa, hasta que ambos giran hacia el mar describiendo un ángulo recto. Sus desembocaduras distan 25° de latitud, pero no existe la cordillera que muchos mapas indican en la línea divisoria de sus cuencas.

Estos dos ríos presentan la misma relación mutua que el Indo y el Brahmaputra, que corren también en sentido inverso en una común alineación longitudinal, se doblan luego en ángulo recto y salen del macizo mon-

tañoso por un valle transversal. En los Alpes el Rin y el Ródano presentan igual disposición. El San Gotardo tampoco es sino una divisoria secundaria en el interior de un gran valle longitudinal.

La estructura de las cordilleras que determinan el trazado de la costa y el curso de estos ríos se conocen en sus rasgos principales gracias, sobre todo, a las descripciones de Orville A. Derby. Compónense esas montañas de terrenos arcaicos plegados y confluyen en la región de las fuentes del Río Grande. La Serra do Mar procede del SO. y continúa a lo largo de la costa; hacia el NE. se destaca la Serra da Mantiqueira; al NNE., al este de San Francisco, está la Serra do Espinhaço, y otra rama, que ya conocía Eschwege, parte hacia el NO., con el nombre de Serra da Canastra, entre el Río Pardo y el Supucahy, y sigue hacia Goyaz en condiciones cuyos detalles se ignoran.

Al oeste del macizo arcaico plegado se extiende hacia el Paraná una zona tabular formada de sedimentos en capas horizontales en los que se han recogido fósiles devonianos y carboníferos; la altitud de estas zonas es de 900 a 1.000 metros y más al norte de 700 a 800. La atraviesan filones de diabasa que sobresalen como crestas de las capas horizontales.

Al oeste de esta zona de mesetas devonianas y carboníferas hay una línea de escarpas, desde el Uruguay hasta el estado de Minas Geraes, y cuya arista oriental sólo alcanza en el Paraná unos 1.000 metros y 1.200 en Minas Geraes. Es el borde de una nueva zona de mesetas formada de depósitos permianos o triásicos con mantos de melafiro.

Los afluentes orientales del Paraná han excavado profundos surcos en esos terrenos dispuestos en lechos horizontales. La descomposición de las diabasas y de los melafiros suministra el mejor suelo para las plantaciones de café.

En el San Francisco dominan iguales condiciones, salvo que entre la cordillera arcaica plegada y la región de los depósitos horizontales se encuentra el siluriano plegado ¹⁷⁸.

Hay que distinguir en el SE. y el este del Brasil dos elementos: las cordilleras plegadas, que abarcan todavía el siluriano en el San Francisco, y las mesetas en capas horizontales, que comienzan con el devoniano y alcanzan gran extensión en el interior.

En estas cordilleras antedevonianas los terrenos más antiguos afloran al este y el movimiento producido por el plegamiento se dirigía hacia el interior. Esto tiene gran importancia: *permite atribuir a la Serra do Mar en el continente suramericano análoga posición a la que ocupan los Apalaches en América del Norte.* «Creo que la comparación del sistema orográfico del Brasil con los Apalaches—escribía Orville Derby—se funda en una verdadera homología, y que la diferencia mayor está en la edad del levantamiento principal, que en el norte de América afecta a toda la serie paleozoica, mientras que la formación de la mayor parte, si no de la tota-

lidad, de las cordilleras brasileñas data de época anterior al período devoniano».

De esto resulta, además, que las montañas litorales del Brasil ocupan respecto a los Andes la misma situación que los Apalaches respecto a las cordilleras del oeste norteamericano y que en *toda la anchura de ambos continentes el movimiento tangencial se dirige del Atlántico al Pacífico*.

Al sur del río de la Plata alcanzamos la región comprendida dentro de la virgación de los Andes meridionales. En las mismas orillas del río de la Plata existen depósitos marinos terciarios que penetran mucho en la comarca; es el principio de la variadísima serie de los depósitos terciarios horizontales, de origen en parte marino y en parte continental, que, enclavados entre los brazos de la virgación, forman toda la costa de la Patagonia, y de los que trataremos en un capítulo próximo.

Ya hemos visto que las *islas Malvinas* son un resto de terrenos paleozoicos plegados y por completo ajenas al continente vecino (I, pág. 531). En cuanto a la *Georgia del Sur*, está formada de pizarras arcillosas plegadas, según los datos suministrados por la estación polar alemana ¹⁷⁹.

Cristan da Cunha y Diego Alvarez (Gough) son de origen volcánico.

RESUMEN DE LOS CONTORNOS DEL ATLÁNTICO.—El gran número de detalles que acabamos de examinar nos permite reconocer que existe entre las dos costas del Océano Atlántico una especie de simetría incompleta. En ciertos casos es imposible la comparación, y en otros la concordancia es evidente, aunque difícil de explicar; trataré de exponer piso por piso en qué consiste.

a) Al norte, en medio del Océano, surge el macizo cuneiforme de *Greenlandia*; a uno y otro lado está el mar.

b) La cenefa oriental de este mar se compone primeramente de una cordillera de neis antiguo, que desciende desde Magerö hasta las agrestes endentaciones de las *Lofoten*, y reaparece, más al SO., en las Hébridas. La cenefa occidental, en el estrecho de Davis y la bahía de Baffin, se compone también de una cordillera endentada de neises, que, procedente del norte, sigue la costa por el cabo Walter Bathurst, la península de Cumberland y el Labrador, hasta el estrecho de Belle-Isle.

c) Una cordillera plegada antedevoniana, la *caledoniana*, parte probablemente de Noruega, pasa por las Shetland y las Orcadas, atraviesa Escocia, el país de Gales y gran parte de Irlanda; los pilares de Escocia adoptan su misma dirección; no se le conoce ningún equivalente en América.

d) Al este de la cordillera de neis y de la zona caledoniana se halla en Europa el gran *escudo báltico*. Los depósitos silurianos plegados de Noruega derivan hacia las capas también silurianas, dispuestas horizontalmente, que forman su cenefa occidental. El terreno arcaico queda al descubier-

to en el centro del escudo; la línea del glint lo envuelve por todas partes. El Varangerfjord, los lagos de Laponia, el golfo de Finlandia, los lagos Ladoga y Onega y el golfo de Onega marcan el borde del escudo; un brazo de mar poco profundo, el golfo de Botnia, se extiende por su superficie.

Esa disposición se repite en el Canadá. Al oeste de la cordillera neisi-ca de la costa se encuentra el gran *escudo canadiense*, que rodean capas paleozoicas horizontales. Los grandes lagos indican su límite meridional, que pasa luego por los de Winnipeg, Athabaska y de los Esclavos, La Martre y de los Osos hasta el Coronation Gulf, y luego, probablemente, por el estrecho de Simpsons y acaso por la península de Melville. En ese escudo se halla la bahía de Hudson, que tiene poca profundidad.

En Europa, como en la América del Norte, hay un escudo, una extensión líquida poco profunda, un anillo de lagos de glint y una cenefa paleozoica, formada de depósitos horizontales.

e) En la costa occidental de Irlanda, allí donde desaparece la cordillera caledoniana arrumbada al SO., nacen los haces de pliegues de otra cordillera, que, procedente del interior, se dirige, describiendo una curva, primero al ONO. y luego al oeste, y se halla plegada hacia el norte: es el arco *armoricano*, que, dirigiéndose al oeste, alcanza la costa SO. de Irlanda; esta parte del litoral, Cornwall y el Devon, así como las costas del NO. de Francia, deben sus contornos rocosos a la forma con que estos pliegues llegan al mar. Dicha cordillera se constituyó en sus líneas generales antes del fin del período carbonífero.

Asimismo en *Nueva Escocia* y *Terranova* algunos pliegues, destacados del contorno de América, son prolongación de una gran cordillera, que, procedente del SO., ha tomado poco a poco la dirección este y oeste; también está plegada hacia el norte, como el arco armoricano, y se había bosquejado antes del fin del período carbonífero.

f) Corresponde citar ahora los *Pirineos*, a los que no es posible encontrarles pareja en América.

g) Se halla luego la cuenca de Asturias, que allí tampoco tiene semejante.

h) Llegamos ahora al Mediterráneo en el extremo oriental del Océano; por la parte de Gibraltar lo cierra una cordillera plegada hacia el exterior, que describe una curva muy acentuada. Es el extremo occidental de la *cordillera Bética*, y al mismo tiempo el único punto en que el borde externo de una región plegada llega a la costa oriental del Atlántico sin hundirse bajo el mar en estado de costa recortada por rías.

Al oeste del Océano vemos más al sur el mar Caribe, envuelto por la *cordillera de las Antillas*, muy encorvada y plegada hacia el exterior; es la única parte de la orilla occidental en que llega al mar el borde externo de una cordillera plegada sin ser cortada transversalmente.

No es posible proseguir la comparación más al sur.

Groenlandia está en el eje de simetría. La cordillera neísica de las Lofoten y la del Labrador se corresponden, pero puede objetarse que en Europa la cordillera está interrumpida en gran espacio y que es la de América poco conocida. Los dos escudos se corresponden; lo mismo ocurre con las dos costas ante-permianas tajadas por las rías. Los Pirineos y la cuenca de Asturias no tienen equivalentes en América; en cambio, existe evidente analogía entre los dos Mediterráneos, cuyo contorno se compone de plegamientos.

Puede observarse a este propósito que ciertos elementos aparecen dos veces en Europa; v. gr., las costas de rías armoricanas y los Pirineos, la cuenca de Asturias y el cinturón del Mediterráneo. Esta repetición proviene de la de las cordilleras ante-permianas, de la reconstrucción tardía de Europa que tan claramente se deduce del examen geológico de los pilares.

Esto no afecta a los pliegues caledonianos; no se los conoce en América del Norte, y ya en el extremo septentrional de Noruega los macizos de capas horizontales de la región de los lagos avanzan hacia el oeste sin la interposición de aquel elemento hasta la gran dislocación que los separa del neis de las Lofoten.

La Dingly Bay, al oeste de Irlanda, en el borde externo de la cordillera armoricana, corresponde, por lo tanto, al estrecho de Belle-Isle entre el Labrador y Terranova; ocupan casi la misma latitud geográfica. Pero al sur las partes homólogas de Europa son bastante más apretadas, y el Mediterráneo ocupa así posición más septentrional que el mar de las Antillas.

De esta reconstrucción repetida resultan las especiales dificultades que han encontrado siempre en Europa los estudios tectónicos. En otras partes las montañas son más homogéneas y construidas según plan más amplio y firme. No modifica nada el resultado considerar que en muchos de los fragmentos de cordilleras citados como pilares no se puede hallar un sistema de fracturas periféricas en todo su contorno (caso de que se prefiriese la hipótesis de que la Meseta Central de Francia y Bretaña, hubiesen sido separadas hacia Poitiers, no por un descenso, sino por la erosión). Desde el bajo Guadalquivir hasta cerca de Brunn, las paredes de las fallas dan frente a las cordilleras de plegamiento más modernas. Lo que en un sitio se designa con el nombre de Sierra Morena se llama en otro Manharts-Gebirge, y lo único discutible es hasta qué punto son independientes entre sí los diversos fragmentos situados al norte de esos frentes de fractura. Pero este problema es tanto más secundario cuanto que en el interior de esos mismos fragmentos montañosos existen accidentes formidables de muy variadas edades, tales como las fracturas marginales de la dovela hundida de Escocia, la falla de Saint-Ingbert en la cuenca del Sarre y la *Lettenkluff* de Przibram.

Notas del capítulo II: Los contornos del Océano Atlántico.

¹ Rob. Bell, *Report on Hudson's Bay and some of the Lakes and Rivers, lying to the West of it* (Geol. Surv. of Canada, Rep. for 1879-80, C, páginas 27 y siguientes); por el mismo, *Observations on the Geology, Mineralogy, Zoology and Botany of the Coast of Labrador Hudson's Straits and Bay* (Ibid, Rep. for 1882-83-84, DD, 62 páginas, 2 pl.). Digges, cerca del cabo Wolstenholme, no es más que una sola isla atravesada por dos profundos surcos; se había creído, a causa de esto, que había tres islas distintas.

² P. C. Sutherland, *On the geological and glacial Phenomena of the Coasts of Davis' Strait and Baffin's Bay* (Quart. Journ. Geol. Soc., IX, 1853, pág. 299).

³ Franz Boas, *Baffin-Land; Geographische Ergebnisse einer 1883 und 1884 ausgeführten Forschungsreise* (Petermanns Mittheil., Ergänzungsheft No. 80, 1885, páginas 50 y 57).

⁴ J. C. K. Laflamme, *Report on geological Observations in the Saguenay* (Geol. Survey of Canada, Rep. of Progress for 1882-83-84, D, 18 páginas).

⁵ A. Selwyn and G. M. Dawson, *Descriptive Sketch of the Physical Geography and Geology of the Dominion of Canada*, in-8.º, Montreal, 1884, páginas 5-26; véase también E. Gilpin, jun. *The Geology of Cape Breton Island Nova Scotia* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLII, 1886, páginas 515-526 y un mapa).

⁶ J. B. Jukes, *General Report of the Geological Survey of Newfoundland*, in-8.º, Londres, 1843, y un mapa, páginas 128 y siguientes. Al. Murray and J. P. Howley, *Geological Survey of Newfoundland*, in-8.º, Londres, 1881, pág. 139, y en otras muchas publicaciones; véase también J. Milne, *Notes on the physical Features and Mineralogy of Newfoundland* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXX, 1874, páginas 722-745).

⁷ F. von Richthofen, *Führer für Forschungsreisende*, in-8.º, Berlín, 1886, pág. 308.

⁸ J. Richardson, *On some Points of the Physical Geography of North America in connexion with its geological Structure* (Quart. Journ. Geol. Soc., VII, 1851, páginas 212-215); por el mismo, *Narrative of an Arctic Search Expedition*, dos vol., Londres, 1851, y *The Polar Regions*, in-8.º, Edinburgh, 1861, páginas 285-289; Murchison, *Siluria*, 4.ª ed., 1867, pág. 440, y en otras partes; véase también A. K. Isbister, *On the Geology of the Hudson's Bay Territories and of portions of the Arctic and North-Western Regions of America* (Quart. Journ. Geol. Soc., XI, 1855, pág. 503). Desde el sur hasta el lago de los Esclavos, este límite occidental del escudo está ya indicado en el mapa de conjunto del servicio geológico del Canadá, aparecido en 1883.

⁹ R. Bell, *Report on Part of the Basin of the Athabasca River, North-West Territory* (Geol. Survey of Canada, Rep. of Progress for 1882-83-84, CC, 37 páginas, mapa, 1 pl.).

¹⁰ F. B. Meek, *Remarks on the Geology of the Valley of Mackenzie River, with Figures and Descriptions of fossils from that Regions, chiefly collected by the late Rob. Kennicott* (Trans. Chicago acad. se., I, 1867-1869, páginas 61-114, lámina).

¹¹ Meek. Memoria citada, páginas 74 y siguientes; Hébert, *Documents sur la Géologie du Mac' Kenzie, recueillis par le Père Petitot* (Bull. Soc. Géol. de Tr., 3.ª ser., III, 1874-75, pág. 87); Petitot, *Notes géologiques sur le bassin du Mac Kenzie*, tom. cit., páginas 88-93.

¹² O. Heer, *Flora fossilis arctica*, I, 1868, páginas 25 y 135-139.

¹³ Cap. F. L. M. Clintock, *Reminiscences of Arctic Ice Travel in Search of Sir Jhon Franklin and his Companions, with geological Notes and Illustrations by S. Haughton* (Journ. Roy. Dublin Soc., I, 1858, páginas 183-250, pl. y mapa geológico); del mis-

mo: *The Voyage of the «Fox» in the Arctic Seas: A Narrative of the Discovery of the Fate of Sir Jhon Franklin and his Companions*, in-8.º, 1859, Apend., N.º IV, *Geological Account of the Arctic Archipelago*, by S. Haughton, páginas 372-399 y mapa geológico; Descripción general de O. Heer, *Flora fossilis arctica*, I, in-4.º, 1868, mapa; C. E. De Rance, *Arctic Geology* (Nature, XI, 1875, pág. 448, diseño de mapa geológico). Los trabajos más importantes están resumidos en Rupert Jones, *Manual on the Natural History, Geology, and Physics of Greenland and the neighbouring Regions*, in-8.º, Londres, 1875.

¹⁴ Un nuevo mapa de las tierras árticas, por G. M. Dawson, ha aparecido demasiado tarde para poder ser utilizado aquí. Este mapa no modifica esencialmente la descripción general, pero extiende, por ejemplo, el siluriano sobre la Tierra de Wollaston y la Tierra de Victoria; G. M. Dawson, *Notes to accompany a Geological Map of the Northern Portion of the Dominion of Canada* (Geol. Survey of Canada, Ann. Rep. for 1886, R. 1887, 62 páginas y mapa).

¹⁵ La fuente más importante para el conocimiento de la fauna siluriana de esta zona, antes de Mac Clintock, es J. W. Salter, *On Arctic Silurian Fossils* (Quart. Journ. Geol. Soc., IX, 1853, páginas 312-317 y lámina).

¹⁶ Heer, *Flora fossilis arctica*, 1, pág. 19 y en otros sitios.

¹⁷ Tierra de Grinnell, según algunos viajeros, separada de North Devon solamente por el estrecho Arturo, y que no debe confundirse con la Tierra de Grinnell, en el canal Kennedy, a los 80º de lat. N.

¹⁸ M. Neumayr, *Die geographische Verbreitung der Juraformation* (Denkschr. k. Akad. Wirs. Wien, Mathnaturw. Cl., L, 1885, páginas 94 y 141).

¹⁹ Capt. H. W. Feilden and C. E. De Rance, *Geology of the Coasts of the Arctic Lands visited by the late British Expedition under Capt. Sir George Nares; Paleontology*, by, R. Etheridge (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, páginas 556-639, mapa y 5 lám., XXIV-XXIX).

²⁰ R. I. Murchison, E. de Verneuil and A. von Keyserling, *The Geology of Russia in Europe and the Ural Mountains*, in-4.º, 1845, I, páginas 41-49.

²¹ W. Dames, *Geologische Reisenotizen aus Schweden* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXIII, 1881, páginas 415-433).

²² Friedr. Schmidt, *Beiträge zur Geologie der Insel Gotland* (Archiv. f. d. Naturk. Liv.-Esth-und Kurlands, Dopart, 1.ª ser., II, 1859, páginas 403-464 y mapa).

²³ C. Grewingk, *Erläuterungen zur zweiten Ausgabe der geognostischen Karte Liv-Esth-und Kurlands*, in-8.º, 123 páginas, 1 pl., con mapa. Dorpat, 1879; publicado también en los Arch., f. Naturk., Dorpat, 1.ª ser., VIII; Fr. Schmidt, *Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischen Uebersicht des ostbaltischen Silurgebietes* (Mem. Acad. Imp. Sc. St.-Petersbourg, 7.ª ser., XXX, 1881, páginas 55 y siguientes), y por el mismo: *On the Silurian (and Cambrian) Strata of the Baltic Provinces of Russia* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXVIII, 1882, páginas 515-535, lám. XXIII y mapa).

²⁴ A. A. Inostranzeff, *Carte geologique de la partie septentrionale du Gouvernement d'Olonetz* (Materiales para la Géol. de Rusia, VII, 1877, lám. II), y en otras publicaciones.

²⁵ Murchison, obra citada, páginas 21 y 22.

²⁶ E. Erdmann, *Description de la formation carbonifère de la Scanie*, in-4.º, 38 páginas, 4 pl. y mapa, 1873 (publicación del Real Instituto Geológico de Suecia); Herr Erdmann ha tenido la bondad de comunicarme las más recientes observaciones sobre las fallas. G. Nathorst, *Till frågan om de Skånska dislokationernas ålder* (Geol., Fören. Stockholm Förhandl., IX, 1887, páginas 74-130, dos mapas, pl. 3, 4). Una de las fracturas transversales figura en la obra de Hauchecorne: *Zeitschr. f. Berg-Hütten-und Salinenwesen*, XXIII, 1875, Texttaf. b.

²⁷ C. v. Seebach, *Beiträge zur Geologie der Insel Bornholm* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XVII, 1865, páginas 338-347, pl. VIII); M. Jespersen, *Bidrag till Bornholm's Geotek-*

tonik (Naturhist. Tidskr. Kjöbenhavn, 3.^a ser., V, 1867, páginas 33-52, pl. VII); Nathorst, Mem. citada, páginas 116 y siguientes.

²⁸ T. Kjerulf, *Dislokationerne i Kristiania dalen* (Nyt Mag. f. Naturvid., Cristiania, XXVIII, 1884, páginas 79-88 y 171-197 y en otras muchas publicaciones).

²⁹ W. C. Brögger, *Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Egger*. Universitätsprogramm für 2. Sem. 1882, in-8.º, 376 páginas, 13 pl., Cristiania, 1882; y sobre todo *Ueber die Bildungsgeschichte des Kristianiafjords*. (Nyt Magaz. f. Naturvid., XXX, 1886, páginas 96-244 y mapa); véase además *Om Kristianiafjordens annelse* (Naturen, 1886, n.º 7, 8); también A. Penek, *Ueber einige Kontaktgesteine des Kristiania-Silurbeckens* (Nyt Magaz., XXV, 1880, páginas 62-82); Ed. Reyer, *Vier Ausflüge in die Eruptionmassen bei Christiania* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXX, 1880, páginas 27-42), etc. Yo mismo he tenido ocasión de visitar con M. L. Burgerstein varios de los puntos más característicos del contacto del granito de Drammen con los depósitos silurianos, de recoger en la zona fragmentos de *Halysites*, transformados en vesuviana, y de convencerme de la exactitud de la descripción del granito de Drammen dada por Kjerulf. Las investigaciones de Brögger son de las más detalladas que poseemos sobre la formación de una gran fosa de hundimiento.

³⁰ W. C. Brögger, *Spattenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien* (Nyt Magaz. f. Naturvid., XXVIII, 1884, páginas 253-419 y mapa).

³¹ G. Nathorst, *Ett försök att förklara orsaken till den skarpa gränsen mellan södra Sveriges vestra och östra urterritorium* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., VIII, 1886, páginas 95-102).

³² Eug. Svedmark, *Orografiska studier inom Roslagen* (Geol. Fören. Stockholm Föthandl., IX, 1887, páginas 188-210, mapa y lám. 6).

³³ Tellef Dahll, *Über die Geologie Tellemarkens*, versión alemana de W. Christophersen, in-4.º, Cristiania, 1860, páginas 16-19.

³⁴ Kjerulf, *Geol. Norw.*, pág. 184.

³⁵ Hans H. Reusch, *Die Fossilien führenden krystallinischen Schiefer von Bergen in Norwegen*, versión alemana de R. Baldauf, in-8.º, Leipzig, 1883, pág. 5.

³⁶ De estos trabajos no podemos citar aquí mas que *Geologisk Oversigtskart over det sydlige Norge*, in-folio, 1878, y T. Kjerulf, *Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen*, traducción alemana de Gurlt, in-8.º, Bonn, 1880.

³⁷ A. E. Törnebohm, *Ueber die Geognosie der schwedischen Hochgebirge* (Bihang K. Sv. Vet. Akad. Handl., I, n.º 12, 1873 y mapa; los resultados expuestos en esta Memoria están ya contenidos en parte en un trabajo del mismo autor: *En geognostisk profil öfver den Skandinaviska Fjällryggen mellan Östersund och Levanger* (Öfvers. af. K. Vet. Akad. Förhandl., 1872, y Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n.º 6, 1872). Törnebohm ha distinguido dos grupos en las capas de las altas montañas: el grupo de Seve y el grupo de Köli, pero no parece que estas dos nuevas denominaciones hayan sido consideradas como necesarias por los observadores que le han seguido. Hay un buen mapa geológico de conjunto de los alrededores del Stor Sjön en la obra de A. G. Högbom: *Glaciala och petrografiska Jakttagelser i Jemtlands Län* (Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n.º 70, in-4.º, 1885).

³⁸ F. Svenonius, *Till Frågan om Förhållandet mellan «Vemsdals Quarziten» och siluriska formationen inom södra elen af Jämtlands Län*; (Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n.º 49, in-8.º; publicado igualmente en Öfvers. af. K. Vet. Akad. Förhandl., 1881, n.º 10). Högbom ha demostrado después que porciones del borde oriental de esta región siluriana se han hundido por fallas bajo el substratum arcaico (*Om förkastningsbreccior vid den Jämtländska Silurformationens östra gräns* (Geol. Fören. Stockholm Förhandl., VIII, 1886, páginas 352-361, pl. 6 y mapa).

³⁹ Svenonius, *Om «Seve gruppen» i nordligaste Jämtland och Ångermanland samt dess Förhållande till fossilförande Lager* (Sveriges Geol. Und., Ser. C, n.º 45, in-8.º, y

Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., V, 1881, páginas 434-497 y láminas XX, XXI).

⁴⁰ Kjerulf, *Geologie des südlichen Norwegen*, pág. 272.

⁴¹ Svenonius, *Om Olivinstensoch Serpentin förekomster i Norrland* (Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n.º 56 y Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., VI, 1883); por el mismo: *Studier vid Svenska Jökler* (Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n.º 61, y Geol. Fören. Förhandl., VII, 1884; páginas 5-38, hasta el final); y *Nya olivinstens förekomster i Norrland* (Ibid., VII, 1885, páginas 201-210).

⁴² David Hummel, en: *Underdanig Berättelse om en på nådig Befallning år 1875 företagen Undersökning of Malmfyndigheter inom Gellivare och Jukkasjärvi Socknar af Norrbottens Län* (Sveriges Geol. Unders., in-4.º, 1877); véase en esta Memoria la pl. I, *Geologisk Öfversigtskarta öfver den kända Delen af Norrbottens Län*, y la lám. II, *Geologisk Karta öfver en del af Torne och Lule Lappmarker*; Karl Pettersen, *Det nordlige Sveriges och Norges Geologi. Med et geologisk profil over den Skandinaviske Halvö frá Saltdalen til Pitea* (in Müller Sars, Archiv. f. Math. og Naturvid., Kristiania, III, 1878, páginas 1-38, 1 pl.).

⁴³ Svenonius, *Några ord om Svenska Lappland* (en la colección intitulada «Heidrun», febrero y marzo, 1885, páginas 26-33). Las altitudes son, según me informa M. Svenonius, tomadas del *Norrbotten's läns Ekonomiska Kartverk* y reposan sobre observaciones barométricas dignas de confianza.

⁴⁴ Tellef Dahll, *Geologisk Kart over det Nordlige Norge mit Bistand af Corneliussen Hjortdahl, Lassen og C. Pettersen*, in-folio, Cristianía, 1866-1879. Las Memorias recientes de Pettersen se insertan una en los *Tromsø Museum's Aarshefter*, otras en el *Archiv Mathematik og Naturvidenskab*, de Lie, Müller y Sars. Pettersen distingue tres grupos de terrenos estratificados: el grupo del Dividal, los micasquistos de Tromsø y el grupo del Balsfjord, habiendo sido considerado recientemente este último como más antiguo que los micasquistos de Tromsø; pero esta cuestión no es de una importancia capital para el objeto que aquí se trata; yo no he citado fuera del grupo del Dividal ningún otro miembro en la meseta, o siguiendo la designación usada en Noruega, en la «serie de Altas montañas» véase Pettersen, *Balsfjordgruppens plads i den geologiske Følgerække* (Tromsø Mus. Aarsh., VI, 1883, páginas 87-97). A. Philipsson describe varias de las rocas más importantes de estas regiones en los Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl. Westfal., XL, 1883, Sitzungsber., páginas 190-210.

⁴⁵ Pettersen, *Lofoten og Vesteraalen* (Archiv. f. Math. og Naturvid., V, 1881, páginas 369-435, mapa; VI, páginas 81-111).

⁴⁶ Entre los restos vegetales de Andö hay dos especies de *Pinus*, que O. Heer ha comparado con las del Spitzberg.

⁴⁷ Debo agradecer muy particularmente a mi compañero el Dr. Leon Burgerstein, que con verdadera abnegación tomase la tarea de atenuar para mí, en lo posible, las molestias de tal viaje, lo que me ha permitido disponer de todo mi tiempo para mis estudios. La mayor parte de las localidades mencionadas figuran en el mapa de conjunto de la parte meridional del distrito de Tromsø, publicado por Pettersen en sus *Geologiske undersøgelser inden Tromsø Amt og tilgrænsende af Norlands Amt* (K. Norsk. Vid.-Selsk. Skr., VII, 1874, páginas 261-444 y pl.).

⁴⁸ Pettersen ha notado también esta faja blanca; *Notiser vedrørende den nordnorske fjeldbygning* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., VIII, 1886, pág. 466).

⁴⁹ C. Pettersen, *Profil fra Rigsgrænsen over Lyngen til Kvalø* (Cristiania Vidensk.-Selsk. Förhandl., 1868, páginas 155-158 y lámina).

⁵⁰ C. Pettersen, *Kvaenangen* (Tromsø Mus. Aarsh., IV, 1881, páginas 1-36 y una lámina), describe Bergs y Meilandshalvö con Spildern, Rodö y Haukö como una muralla rocosa en otro tiempo continua.

⁵¹ C. Pettersen, *De Norske Kyststrøgs geologi*, IV, *Porsanger-halvøen* (Arch. f. Math. og Naturvid., X, 1884, páginas 129-180 y mapa; en particular pág. 167). Me satis-

face atestiguar que en el extremo norte a los 70° 30', en comarcas donde un árbol rara vez recrea la mirada y donde aun los arbustos escasean, este observador, considerando la Naturaleza sin prejuicios, formó sobre el hundimiento de grandes segmentos montañosos las mismas ideas que en otros lugares, donde las condiciones son más favorables, sólo se forman después de larga discusión.

⁵² Pettersen, *Ueber das Vorkommen des Serpentin und Olivinfels im N. Norwegen* (Neues Jahrb. f. Min., 1876, páginas 613-622).

⁵³ L. von Buch, *Reise durch Norwegen und Lappland*, II, Berlín, 1810; reprod. en sus *Gesammelte Schriften*, editado por J. Ewald, J. Roth und H. Eck, in-8.°, Berlín, 1870, II, páginas 449-453 y corte de la lámina V.

⁵⁴ Tellef Dahll, *Om Finnmarken's Geologi* (Christiania Vidensk.-Selsk. Forhandl., 1867, páginas 213-322, lám. IV, 1868). T. Dahll reconoce allí acertadamente los equivalentes de las pizarras alumíferas cambrianas; considera los ejes superiores como devonianos, los lechos de grafito como vetas de hulla metamorfoseadas de la época carbonífera, y las areniscas pardas superpuestas a estos últimos como del permiano; hasta ahora no se han encontrado fósiles.

⁵⁵ Pettersen, *Vestfjordem og Salten* (Arch. f. Math. og Naturvid., XI, 1886, 116 páginas y mapa).

⁵⁶ T. Kjerulf, *Merakerprofilen* (Norsk. Vidensk.-Selsk. Skrift., 1882, páginas 63-140, 7 pl.); F. Svenorius *Några profiler inom mellersta Skandinavien Skifferonråde* (Geol. Fören. Stockh. Förh., 1885, VII, páginas 681-653, lám. XVII. Brogger ha descrito fósiles de estas regiones. *Om Trondhjemsfjeldets midlere Afdeling mellem Guldalm og Meldalen* (Förh. Vid. Selsk. Cristiania, 1878, n.º 2, páginas 1-28, láminas y mapas).

⁵⁷ Hans H. Reusch, *Grundfjeldet i søndre Søndmør og en Del af Nordfjord* (Christiania Vidensk.-Selsk. Forhandl., 1878, n.º 11, páginas 1-18 y mapa).

⁵⁸ Hans. H. Reusch, *Silurfossiler og pressede Konglomerater i Bergenskkrifrene*; Universitets Program for 1, Halvaar, 1883, in-8.°, Cristiania, 1882; por el mismo, *Die fossilienführenden Krystallinischen Schiefer von Bergen in Norwegen*, traducción alemana de Baldauf, in-8.°, Leipzig, 1883. Estas investigaciones han suministrado excelentes ejemplos de la profunda transformación de las rocas por presión y de la conservación de los fósiles en esas rocas, hechos que corresponden completamente a las observaciones recogidas en los Alpes. Pero lo que me ha sorprendido sobre todo, es que en los mismos sitios de Noruega, donde las capas son horizontales, particularmente en el norte, hay pizarras micáceas arcillosas y pizarras amfibólicas, como lo han indicado ya muchos autores, y que en el distrito de Tromsø son, como dice acertadamente Pettersen, las capas más bajas, las que presentan más débil metamorfosis. Yo tengo bien visto en las superficies de separación de las capas, por ejemplo, en el extremo meridional del Balsfjord, en el punto mismo donde la gran flexión alcanza la mar, muchos indicios de fricción y de resbalamiento, y yo mismo he observado al fondo del Dividal donde las hiladas han quedado horizontales, algunos bancos que parecen haber sido como replegados sobre sí mismos; se podría, pues, creer que, desde la formación de una flexión tan importante, han debido producirse tales tensiones y movimientos interiores de unos bancos sobre otros, y que habría resultado de ello una transformación muy pronunciada de la roca, sin que hubiese habido allí, propiamente hablando, plegamientos; pero hay vastas extensiones donde no se encuentran semejantes flexiones, y, no obstante, se conocían en casi toda la longitud de la península pizarras cristalinas situadas a nivel más elevado que los depósitos cuya edad cambriana es indiscutible.

⁵⁹ Los afloramientos descritos por Zittel en el Desierto líbico son líneas de glint, producidas por abrasión; pero no lo son las pendientes hacia el sur de los montes Uinta, que han sido determinadas por flexiones.

⁶⁰ Törnebohm, *Geognostick schwedischer Hochgebirge*, pág. 49.

⁶¹ A. Wichmann ha expresado sus dudas sobre la manera como Höfer comprende la

estructura de Nueva Zembla: pero como el mismo Wichmann considera esta isla prolongación inmediata de la isla de Vaigatsch y del Pae-Joi, esto anula la cuestión principal; después de una reciente conferencia con Herr Höfer, creo deber adherirme tanto más a estas ideas, cuanto que se avienen perfectamente con lo que se sabe sobre la estructura de los Urales septentrionales; A. Wichmann, *Zur Geologie von Nowaja Semlja* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVIII, 1886, páginas 516-550).

⁶² C. Pettersen, *Arktis*, II (Archiv. f. Math. og Naturvidenks, VI, Kristiania, 1887, páginas 465-489).

⁶³ H. Mohn, *Dybde-Kart over Nordhavet; Norske Nordhavs-Expedition* XVIII, 1887, lám. I.

⁶⁴ Véase particularmente A. E. Nordenskjöld, *Spetsbergen's Geologie* (K. Vetensk. Akad. Handl., VI, Estocolmo, n.º 7, 33 páginas, 2 lám. y mapa geológico, 1867); traducido al inglés bajo el título de *Sketch of the Geology of Spitzbergen*, in-8.º, 55 páginas, una lám. y mapa geológico; Estocolmo, 1867; H. Höfer, *Graf Wilczek's Nordpolarfahrt im Jahre, 1872*, I, *Beiträge zur Geographie Süd Spitzbergen's* (Petermann's Mittheil., XX, 1874, páginas 220-223); R. v. Drasche, *Geologische Beobachtungen auf einer Reise nach den Westküsten Spitzbergen's im Sommer 1873* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1873, páginas 260-263).

⁶⁵ C. R. Markham, *The Voyage of the «Eira» and Mr. Leigh Smith's Arctic Discoveries in 1880* (Proc. R. Geogr. Soc. Londres, New Ser., III, 1881, pág. 135). Esta conífera es, según Carruthers, un verdadero pino. Etheridge menciona terrenos todavía más antiguos bajo el jurásico (Ibid., pág. 147).

⁶⁶ *Norsk Nordh-Exp.*, V, 1882; H. Mohn, *Geogr. og Naturhist.*, pág. 32.

⁶⁷ F. v. Hochstetter, *Geologie Ost-Grönlands zwischen dem 73 und 76º nördl. Br.*; a) *Allgemeine Uebersicht, bearbeitet von Franz Toula*; b) *Spec Darstellung, bearbeitet von Osc. Lenz*; *Mesozoische Versteinerungen von der Kuhinsel, von Franz Toula* (en la obra *Die Zweite Deutsche Nordpolfahrt*, II, 1872, páginas 471-511); y F. von Hochstetter, *Geologische Kartenskizze von Ost-Grönland nach den Beobachtungen und Sammlungen von Payer und Copeland* (Ibid., *Geologie*, lám. 1). Toda la literatura moderna acerca de Groenlandia se inserta en el valioso manual de Ruperto Jones, de *Historia Natural, Geología y Física, de Groenlandia*, 8.º, Londres, 1875.

⁶⁸ Gust. C. Laube, *Geol Beobacht gesammelt während der Reise des «Hansa» und gelegentlich des Aufenthaltes in Süd-Grönland* (Sitzungsber. K. Akad. Viena, LXVIII, Abth., I, 1873, páginas 17-109 y mapa geológico); K. J. V. Steenstrup og A. Kornerup, *Beretning om Expeditionen til Julianehaab's Distrikt i 1876* (Meddels om Grönland, II, Copenhagen, 1881, páginas 1-26); Steenstrup, *Bemaerkninger til et geognostisk Oversigtskaart over en Del af Julianehaab's Distrikt* (Ibid., páginas 27-41, mapa geológico y 3 láminas).

⁶⁹ A. Kornerup, *Geologiske Jagttagelser fra Vestkysten af Grönland* (62º 15'-64º 15' N. Br.), Meddels, I, 1879, páginas 77-139 y mapa geológico, B.

⁷⁰ A. Kornerup, *Geologiske Jagttagelser fra Vestkysten af Grönland* (66º 55'-68º 15' N. Br.), Meddels., II, 1881, páginas 151-194, mapa geológico y lám. VI.

⁷¹ K. J. V. Steenstrup, *Bidrag til Kjendskap til de geognostiske og geografiske Forhold i en Del af Nord Grönland* (Meddels., IV, 1883, páginas 173-242 y mapa geológico); y por el mismo, *Om Forekomsten af Forsteneringer i de Kulførende Dannelser i Nord-Grönland* (Ibid., V, 1883, páginas 45-77, mapa geológico y una lámina).

⁷² P. de Loriol, *Om fossile Saltvandsdyr fra Nord-Grönland* (Meddels., V, 1883, páginas 203-213).

⁷³ P. C. Sutherland, *On the Geological and Glacial Phenomena of the Coasts of Davis's Strait and Baffin's Bay* (Quart. Journ. Geol. Soc., IX, 1853, pág. 297). No me he atrevido a citar las observaciones relativas a la región que se extiende al norte del cabo Atholl, porque son muy vagas, y, evidentemente, las han hecho desde el mar.

⁷⁴ Véase el mapita de Feilden y De Rance, Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, lám. XXIV.

⁷⁵ O. Heer, *Notes on fossil Plants discovered in Grinnell-Land by Capt. H. W. Feilden* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, páginas 66-70).

⁷⁶ J. W. Judd, *Address to the Geological Section of the British Association at Aberdeen*, 1885, pág. 1002.

⁷⁷ A. Geikie, *Textbook of Geology*, 2.^a edición, in-8.º, Londres, 1885, pág. 712.

⁷⁸ Citaré solamente, entre esta larga serie, la última Memoria de la cual he tenido noticia: J. Geikie, *The physical Features of Scotland* (Scottish Geogr. Magazine, I, 1885, páginas 26-41); para la prolongación por Irlanda: R. Harkness, *On the Rocks of Portions of the Highlands of Scotland south of the Caledonian Canal; and on their Equivalents in the North of Ireland* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVII, 1861, páginas 256-271); E. Hull, *The Physical Geology and Geography of Ireland*, in-8.º, Londres, 1878, pág. 20; C. Callaway, *On the Granitic and Schistose Rocks of Northern Donegal* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLI, 1885, páginas 221-239; plegamiento inverso en el Donegal, pág. 238).

⁷⁹ H. Hicks, *On the Metamorphic and overlying Rocks in parts of Ross and Inverness Shires* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIX, 1883, páginas 141-159 y mapa); *Appendix on the lithological Characters of a Series of Scotch Rocks, etc., by T. G. Bonney* (Ibid., páginas 159-166 y mapa); C. Callaway, *The Age of the newer Gneissic Rocks of the Northern Highlands* (Ibid., páginas 355-414; apéndice litológico, por Bonney, páginas 414-420); C. Lapworth, *Close of the Highlands Controversy* (Geol. Mag., Dec. 3, II, 1885, páginas 97-106 y en otras partes).

⁸⁰ A. Geikie, *The crystalline Rocks of the Scottish Highlands* (Nature, XXXI, 1884, páginas 29-31), y B. N. Peach and J. Horne, *Report on the Geology of the North-West of Sutherland* (Ibid., páginas 31-35); Bonney insiste sobre la identidad de estructura de las Lofoten y de las Hébridas (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVI, 1870, pág. 623).

⁸¹ Peach, *Memoirs of the Geological Survey of Scotland; Explanation of Sheet 15*, in-8.º, Edimburgo, 1871, páginas 7 y 37.

⁸² J. W. Judd, *The Secondary Rocks of Scotland*, I (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIX, 1873, páginas 113 y siguientes, lám. VII); véase el tomo I de la presente obra, pág. 211.

⁸³ Así explica Lepsius los hundimientos de Saverne y del Kraichgau; R. Lepsius, *Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge* (Forschungen z. deutschen Landes-und Volkskunde, herausg. v. R. Lehmann, I, 2.º cuaderno, 1885, pág. 70). La manera como las líneas de fractura concurren a la costa a lo largo del Dornoch Firth y del Moray Firth, corresponden a la disposición de las roturas sobre el borde occidental del macizo de la Bohemia, del lado de Baviera.

⁸⁴ B. N. Peach and J. Horne, *The Glaciation of the Shetland Isles* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXV, 1879, páginas 778-811, mapa geológico y lám. XXXIX). Los autores admiten que la mar, entre Escandinavia y las Shetlands, fué completamente desalojada por la masa de hielo.

⁸⁵ Hull, *Physical Geology and Geography of Ireland*, pág. 138. Kinahan da (Geol. Mag., Dec. 2, VI, 1879, pág. 351) un corte por las bahías de Dingle, de Kenmare y de Bantry, con una gran falla en el primero de estos golfos y sinclinales en los otros dos.

⁸⁶ J. C. Moore, *On the Silurian Rocks of Wigtownshire* (Quart. Journ. Geol. Soc., XII, 1856, páginas 359-366).

⁸⁷ A. C. Ramsay, *The Geology of North Wales* (Mem. Geol. Survey of Gr. Bretaña, III, 1866, pág. 13).

⁸⁸ Sir Henry T. De la Bèche, *On the Formation of the Rocks of South Wales and South Western England* (Mem. Geol. Survey of Gr. Bretaña, I, 1846, páginas 1-296; particularmente las páginas 221-239); véase *Die Entstehung der Alpen*, pág. 16.

⁸⁹ De la Bèche, pág. 223: «A twist of rocks in a new direction over an older one».

⁹⁰ A. Geikie, *On the Supposed Pre-Cambrian Rocks of St David's* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIX, 1883, páginas 261-333, pl. VIII-X; véase el corte fig. 1, pág. 268); en medio de la ladera invertida surge el granito. En cambio, Hicks, *On the Pre-Cambrian Rocks of Pembrokeshire* (Ibid., XL, 1884, páginas 502-569, mapa y lám. XXIV), afirma la existencia de rocas arcaicas.

⁹¹ J. E. Marr and T. Roberts, *The lower Rocks of the Neighbourhood of Haverford-west* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLI, 1885, páginas 476-491 y lám. XV).

⁹² W. Buckland and W. D. Conybeare, *Observations on the South-Western Coal District of England* (Trans. Geol. Soc., 2.^a Ser., II, 1824, páginas 214-232); representación de la estratificación invertida en Steep Holmes, pág. 233. El modo peculiar con que se encuentran las cordilleras, la dirección rectilínea NE.-SO. en el norte del País de Gales y la desviación hacia el SO. que sufre la cadena siluriana cerca de St. Brides Bay, pueden verse en el mapa de Ramsay, adjunto a su Memoria: *Geology of North Wales* (Mem. Geol. Survey, III, 1866). El diseño esquemático publicado por Larivière en sus *Notes d'un voyage aux ardoisières du Pays de Galles* (Annales de Mines, 8.^a serie, VI, 1884, lám. XIII, fig. 1) muestra cómo en el norte del País de Gales la dirección SO., después de haber pasado a la dirección SSO., sufre una ligera desviación hacia el sur.

⁹³ Memoria citada, pág. 220; para los Mendips, véase sobre todo. C. Moore, *On Abnormal Conditions of Secondary Deposits when connected with the Somersetshire and South Wales Coal-Basin* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIII, 1867, páginas 449-568, particularmente páginas 451 y siguientes); H. B. Woodward, *Geology of East Somerset and the Bristol Coalfields* (Mem. Geol. Survey, England and Wales, 1876, páginas 22, 190 y siguientes). Los ensayos hechos para explicar la inversión de las cuencas hulleras por el método adoptado, sólo han conducido a hipótesis mucho más complicadas; véase H. B. Woodward, *Remarks upon Inversions of Carboniferous Strata in Somersetshire*, (Geol. Mag., VIII, 1871, páginas 149-154).

⁹⁴ A. Sedgwick and R. I. Murchison, *On the Physical Structure of Devonshire* (Trans. Geol. Soc., 2.^a Serie, V, 1840, páginas 633-704, láminas L-LVIII y mapa). La zona devoniana del norte de Devon, que forma la costa meridional del canal de Bristol, se compone de capas regularmente inclinadas hacia el sur, que buzan bajo el culm del sinclinal, pero inmediatamente enfrente del borde oriental del pilar sufren, evidentemente, a consecuencias de un avance local de la cordillera, una flexión sigmoide hacia el norte; delante de este borde oriental, donde están situadas, forman un trozo casi independiente las Quantock Hills, en las cuales se prolonga el recodo. Pero la vuelta a la dirección normal se efectúa en profundidad y no es visible. Estos hechos resaltan muy claramente en el mapa de Etheridge (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIII, 1877, pág. 580).

⁹⁵ T. G. Bonney, *On the Geology of the South Devon Coast from Torcross to Hope Cove* (Quart. Journ. Geol. Soc., XL, 1884, páginas 1-26, lám. I; en particular páginas 24 y 25).

⁹⁶ P. Dalimier, *Stratigraphie des terrains primaires dans la presqu'île du Cotentin*, in-4.^o, París, 1871; C. Barrois, *Observations sur la constitution géologique de la Bretagne* (Ann. Soc. Géol. del Norte, XI, 1883-1884, páginas 87-91 y 278-285); *La structure stratigraphique des montagnes du Menez* (Ibid., XIII, 1885-86, páginas 65-71); *Aperçu de la structure géologique du Finistère* (Bull. Soc. Géol. de Francia, 3.^a serie, XIV, 1885-86, páginas 655-665), y *Aperçu de la constitution géologique de la rade de Brest* (Ibid., páginas 678-707 y en otros muchos sitios); Edm. Hébert, *Phyllades de Saint-Lô et Conglomerats pourprés dans le Nord-Ouest de la France* (Ibid., páginas 713-774), y *Observations sur les groupes sédimentaires les plus anciens du Nord-Ouest de la France* (C. R. Acad. Sc., CIII, 1886, páginas 230-235, 303-308 y 367-371); P. Lébesconte, *Constitution générale du Masif breton comparée à celle du Finistère* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3.^a ser., XIV, 1885-86, páginas 776-819 y en otros sitios).

⁹⁷ R. Godwin-Austen, *On the possible extension of the Coal-Measures beneath the*

South Eastern part of England (Quart. Journ. Geol. Soc., XII, 1856, páginas 38-73, lám. I y mapa).

⁹⁸ Judd, *On the Nature and Relations of the Jurassic Deposits, which underlie London* (Quart. Journ. Geol. Soc., XL, 1884, pág. 754).

⁹⁹ M. Bertrand, *Rapport de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3.^a ser., XII, 1883-84, páginas 318-330 y lám. XI).

¹⁰⁰ J. Gosselet, *Esquisse géologique du Nord de la France*; 1.^{er} fasc. *Terrains primaires*, in-8.^o, Lila, 1880, con atlas; G. Dewalque, *Carte géologique de la Belgique*, in-folio, Bruselas, 1879.

¹⁰¹ G. Hopkins, *On the Geological Structure of the Wealden District and of the Bas Boulonnais* (Trans. Geol. Soc., 2.^a Ser., VII, 1845, páginas 1-51 y mapa). Las fallas transversales meridianas descritas por Hopkins son, en parte, verdaderas hojas de separación, como la falla de Medina en la isla de Wight. El temblor de tierra, bastante violento, del 22 de abril de 1884 debió ser, pues, un temblor según hojas de separación, como ocurre en tantos terremotos alpinos, e indicio de la continuidad de fuerzas semejantes a las que se han manifestado en los Alpes (Meldola and White, *Nature*, XXXIII, 1886, pág. 265).

¹⁰² D'Archiac, *Études sur la formation crétacée des versants sud-ouest, nord et nord-ouest du Plateau Central de la France* (Mém. Soc. Géol. de Fr., 2.^a ser., II, 1846, pág. 116); en el mapa, lám. I, una línea de puntos indica la unión supuesta del eje del Artois con el Weald. En esta época se suponía que los niveles hulleros tendidos debían pasar cerca de Arras; hipótesis confirmada por los sondeos (Degoussée y Laurent, *On the Valenciennes Coal-Basin*, Quart. Journ. Geol. Soc., XII, 1856, páginas 252-254, mapa y lám. V).

¹⁰³ Godwin Austen, Mem. citada, pág. 62. Los plegamientos han sido también ya descritos por P. J. Martin, *On the anticlinal Line of the London and Hampshire Basins* (Philos. Magaz., 4.^a ser., II, 1851, páginas 41-51, 126, 278, 366, 471; 4.^a ser., XII, 1856, páginas 447-452; XIII, 1857, páginas 33 y 109).

¹⁰⁴ G. Topley, *The Geology of the Weald* (Mem. Geol. Survey of England and Wales, in-8.^o, 1875 y mapas; particularmente páginas 216 y siguientes).

¹⁰⁵ E. Forbes, *On the Tertiary Fluvio-Marine Formation of the Isle of Wight* (Mem. Geol. Survey of Great Britain, in-8.^o, 1856, mapa y 10 láminas).

¹⁰⁶ A. de Lapparent, *Note sur le soulèvement du pays de Bray et l'ouverture de la vallée de la Seine* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2.^a ser., XXIX, 1871-72, páginas 231-238, lám. I); y por el mismo, *Traité de Géologie*, 2.^a ed., in-8.^o, Paris, 1885, pág. 1420.

¹⁰⁷ Hébert, *Note sur la Craie blanche et la Craie marnense dans le bassin de Paris* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2.^a ser., XX, 1862-63, páginas 605-631); *Ondulations de la Craie dans le bassin de Paris* (Ibid., 2.^a ser., XXIX, 1871-72, páginas 446-472 y 583-594, pl. IV; 3.^a ser., III, 1874-75, páginas 512-546, lám. XVI y mapa); además, *Ondulations de la Craie dans le Nord de la France* (Ann. de la Soc. Géol., VII, 1876, Art. n.º 2, 48 páginas y mapa); N. de Mercey, *Note sur la Craie dans le Nord de la France* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2.^a ser., XX, 1862-63, páginas 631-644).

¹⁰⁸ C. Barrois, *Ondulations de la Craie dans le Sud de l'Angleterre* (Ann. Soc. Géol. del Norte, II, 1874-75, páginas 85-111); y especialmente *Recherches sur le Terrain crétacé supérieur de l'Angleterre et de l'Irlande*, in-4.^o, Lila, 1876, páginas 114-123.

¹⁰⁹ C. E. Weiss, *Die Steinkohlen-führenden Schichten bei Ballenstedt am nördlichen Harzrande* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesant. für 1881, páginas 595-603).

¹¹⁰ C. W. Gümbel, *Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges* (Geol. Beschreibung des Königreiches Bayern, III, in-8.^o, Gotha, 1879, páginas 555-575).

¹¹¹ A. Makofsky y A. Rzehak, *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Brünn* (Verhandl. Naturf. Verein, Brünn, XXII, 1884, pág. 82 y mapa geológico).

¹¹² G. Lambert, *Nouveau Bassin houiller découvert dans le Limbourg hollandais* (Rapport Annales Soc. Geol. de Belgique, IV, 1877, páginas 116-130); *Rapport de von De-*

chen (Ibid., páginas 130-132); F. L. Cornet, *Notice sur le bassin houiller Limbourgeois* (Ibid., páginas 133-142).

¹¹³ H. von Dechen, *Geologische und Palaeontologische Uebersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westphalen* (Erläuterungen zur geologischen Karte, II), in-8.º, Bonn, 1884, páginas 227-230; véase también su Memoria mucho más anterior: *Ueber den Zusammenhang der Steinkohlen-reviere von Aachen und an der Ruhr* (Zeitschr. f. Berg-, Hütten und Salinenwesen, III, 1856, páginas 1-8).

¹¹⁴ H. von Dechen, *Uebersicht der Rheinprovinz*, pág. 208.

¹¹⁵ Véase, por ejemplo, Mojsisovics, *Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst.*, XXIII, 1873, página 174.

¹¹⁶ A. v. Lasaulx, *Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. October 1873*, in-8.º, Bonn, 1874, páginas 141 y siguientes.

¹¹⁷ Gosselet, *Esquisse géologique du Nord de la France*, fasc. I, páginas 17 y siguientes.

¹¹⁸ A. v. Lasaulx, *Ueber die Tektonik und die Eruptivgesteine der französischen Ardennen* (Vortrag in der Herbst-Versammlung des naturhist. Vereines der preuss. Rheinlande und Westphal., 7 Octubre 1883, 8.º Bonn 1884). La «Faille de Remagne» de Gosselet, en el flanco SE. del pequeño macizo de Givonne es una falla-pliegue inverso: Gosselet, *Sur la Faille de Remagne et sur le métamorphisme qu'elle a produit* (Anales Soc. Geol. del Norte, XI, 1883-1884, páginas 176-190). No he juzgado necesario entrar aquí en el detalle de la discusión de si hay o no una discordancia original de estratificación entre los anticlinales cambrianos cobijados y el devoniano inferior, porque la estructura sobrepuesta es admitida por todo el mundo. Ni he discutido la existencia de huellas de una intrusión granítica bajo el Hohe Venn; A. von Lasaulx, *Der Granit unter dem Cambrium des Hohen Venn* (Verhandl. Naturhist. Verein. Rheinl. Westphal. XLI, 1884, páginas 418-450); Dewalque, *Sur les filons granitiques et les poudingues de Lammersdorf*. (Anales Soc. Geol. de Bélgica, XII, 1885, páginas 158-163).

¹¹⁹ E. Holzapfel, *Die Lagerungsverhältnisse des Devon zwischen Roer-und Vichtthal* (Verhandl. Naturhist. Verein. Rheinl. Westphal., XL, 1883, páginas 397-420, mapa y lámina VII); G. Dewalque, *Sur la terminaison NE. du massif cambrien de Stavelot* (Anales Soc. Geol. de Bélgica, XI, 1884, Bull., páginas CXIX-CXXV). Desde este punto de vista, mi opinión difiere esencialmente de la de un geólogo familiarizado con estos hechos: la de Lossen, quien ve en esta curvatura del macizo de Hohe Venn lo mismo que en la de las cuencas del Eifel, situado más al sur, el resultado de una torcedura o deformación del anticlinal, que afecta en su origen la dirección del sistema de los Países Bajos, por el plegamiento herciniano ulterior. En ese caso no se habría producido, a mi juicio, una tal desviación de los anticlinales existentes, sino más bien un nuevo arrugamiento transversal del macizo plegado. En otros términos, hubiese habido interferencia. Añadiré también que el sistema radial de los filones de Andreasberg, representado por Lossen en esta misma obra (I, fig. 12, pág. 127), se asemeja demasiado al efecto de una torcedura para que no deba todavía hoy considerar provisionalmente esta explicación como la más conveniente; por el contrario, no me parece posible reconocer, después de los datos publicados hasta aquí, un giro de todo el sistema plegado del Harz. K. A. Lossen, *Ueber das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten paläozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altwatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Falten-Verbiegung* (Torsion.), *Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. für 1884*, páginas 56-112; A. von Groddeck no ve en el Harz más que el plegamiento del sistema de los Países Bajos, y esta opinión me parece en armonía con las observaciones publicadas hasta el presente (*Jahrb. für 1882*, pág. 73 y nota).

¹²⁰ C. Koch, *Ueber die Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten zwischen Taunus und Westerwald* (*Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. für 1880*, páginas 198 y siguientes, corte y lám. VI).

²²¹ H. von Dechen, *Uebersicht der Rheinprovinz*, páginas 269-275. .

¹²² H. von Dechen, obra citada, pág. 261; se encuentran indicios instructivos sobre el recorrido no exactamente concordante de una falla mucho más reciente todavía en la obra de G. Meyer, *Ueber die Lagerungsverhältnisse am Südrande des Saarbrückner Steinkohlengebietes* (Mittheil. Commiss. f. geol. Landes-Unters. v. Elsars-Lothr., I, 1886).

¹²³ R. Lepsius, *Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge* (Forschungen zur deutschen Landes-und Volkskunde, R. Lehmann, I, cuaderno 2, in-8.º, Stuttgart, 1885, páginas 52 y siguientes).

¹²⁴ A. von Groddeck, *Jahrb. K. preuss. geol. Landesanst. für 1882*, pág. 73 y nota; véase de pasada, pág. 153 y nota 2.

¹²⁵ Véase particularmente A. von Koenen, *Ueber Dislokationen westlich und südwestlich vom Harz* (Jahrb. K. preuss. geol. Landesanst. für 1884, pág. 45).

¹²⁶ A. von Groddeck, *Zur Kenntniss des Oberharzer Culm* (Ibid. für 1882, pág. 67).

¹²⁷ E. Kayser, *Ueber das Spaltensystem am SW.-Abfalle des Brockenmassivs, insbesondere in der Gegend von St. Andreasberg* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. für 1881, pág. 424).

¹²⁸ Lossen, *Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und der Thüringischen Staaten; Gradabth. 56, Nr. 30, Blatt Wippra*, 1883, pág. 36.

¹²⁹ C. W. Gümbel, *Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande* (Geogn. Beschreib. des Königr. Bayern, III), in-8.º, Gotha, 1879; en particular páginas 97, 628 y siguientes.

¹³⁰ C. W. Gümbel, obra citada, pág. 635 y en otras partes.

¹³¹ La dirección NE. de los pliegues del Thüringerwald están claramente representados en la carta de conjunto de Richter en la *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, III, 1851 y lámina XX, lo mismo que en H. Credner, *Versuch einer Bildungsgeschichte des Thüringen Waldes*, in-8.º, 1855, y en los trabajos más recientes; véase, por ejemplo, H. Loretz, *Beitrag zur geologischen Kenntniss der cambrischphyllitischen Schieferreiche in Thüringen* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. für 1881, pág. 244), y sobre todo, las hojas correspondientes del mapa especial; en la presente obra se han discutido las fracturas en el vol. I, pág. 203. En estos últimos tiempos Loretz ha distinguido en el SE. del Thüringerwald, más allá del plegamiento apretado y general en el sentido del Erzgebirge, otras ondulaciones que alcanzan gran amplitud, cuya mayor parte se dirigen hacia el NE., pero otras hacia el NO.; H. Loretz, *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.*, XXXVIII, 1886, páginas 468-469.

¹³² K. T. Liebe, *Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens* (Abhandl. z. geol. Specialkarte von Preussen, etc., V, 1884, páginas 398-530 y dos mapas, y en otras publicaciones).

¹³³ H. Credner, *Das vogtländisch-erzgebirgische Erdbeben vom 23. November 1875* (Zeitschr. ges. Naturw. Halle, XLVIII, 1876, pág. 261); y *Ueber das erzgebirgische Falten-system, Vortrag gehalten auf dem 2ten deutschen Bergmannstage*, in-8.º, 8 páginas, Dresde, 1883.

¹³⁴ H. Credner, *Das sächsische Granulitgebirge und seine Umgebung*, in-8.º, Leipzig, 1884 y mapa, particularmente páginas 61 y siguientes.

¹³⁵ H. Credner, *Der Boden der Stadt Leipzig*, in-8.º, Leipzig, 1853, pág. 7. El profesor Credner ha tenido la bondad de comunicarme las siguientes observaciones, importantes para las cuestiones aquí tratadas: «1. Filadíos de Wellerswalde, arrumbados N. 75° E., fuertemente erguidos y buzantes al SSE. 2. Micacitas con andalucita de Clauschwitz = N. 60° E., verticales. 3. Abundantes afloramientos de grauvacas del siluriano inferior. N. 45°-50° E. a N. 60° E., algunas veces N. 70° E., muy pendientes al sur. Las grauvacas presentan en su recorrido oriental, hacia el Elba, la dirección N. 45°-50° E.; más al oeste, en la dirección del Collmberge, N. 60°-75° E.—Hasta Hainichen OSO.-ENE. e inmersión al sur.—Al SSE. del macizo de Strehla y al sur de Riesa, el diluvium se manifiesta en algu-

nas minas aisladas de pizarras cristalinas (neis, pizarras anfibólicas, etc.). Éstas tienen dirección SE.-NO., por consecuencia casi perpendicular a la zona de grauvacas de los Oschatz-Strehla. El levantamiento detallado de la Lusatia no está terminado todavía.»

¹³⁶ B. Cotta, *Erläuterungen zu Section VI der geognostischen Charte des Königreiches Sachsen*, in-8.º, 1839, pág. 46; Naumann und Cotta, *Erläuterungen zu Section X*, 1845, pág. 448.

¹³⁷ Justos Roth, *Erläuterungen zu der geognostischen Karten vom Niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden*, 8.º, Berlín, 1867, pág. 390.

¹³⁸ Ha comenzado una nueva serie de investigaciones; v. Camerlander, *Reisebericht aus W. Schlesien* (Verhandl. k. k. geol. Reichsanst., 1886, páginas 294-301); F. Becke und Max Schuster, *ibid.*, 1887, páginas 109-119.

¹³⁹ P. Gourret, *Constitution géologique du Larzac et des Causses méridionales du Languedoc* (Anales de la Soc. Géol., XVI, 1884, páginas 1-229, mapa y láminas XI-XV).

¹⁴⁰ G. Fabre, *Sur les preuves de la submersion du Mont Lozère a l'époque jurassique* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 1873, 3.ª ser., I, pág. 323).

¹⁴¹ Em. Dumas, *Statistique géologique minéralogique, métallurgique y paléontologique du département du Gard*, in-8.º, París, 1876, pág. 155.

¹⁴² A. Burat, *Les Houillères de la France, en 1866*, in-8.º, París, 1867, atlas y lámina 23, fig. 1.

¹⁴³ A. Baltzer, *Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner-Oberland* (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XX, 1880, atlas, in-fol., pl. X, fig. 1).

¹⁴⁴ Burat, *op. cit.*, pág. 199.

¹⁴⁵ «*Saisis dans la ride*». Dufrénoy y Élie de Beaumont, *Explication de la Carte géologique de la France*, I, in-4.º, París, 1841, páginas 625 y siguientes. Élie de Beaumont consideraba expresamente esta línea como formando parte de su «sistema del Rin»; sin embargo, él comprendía en esta línea, no la verdadera dirección de los pliegues del macizo renano, sino la de las fallas renanas, que cortan en ángulo agudo la dirección de los pliegues. La curva del gran arco obliga a la directriz de los pliegues a tomar la misma orientación que las fallas del Rin. Pero la exactitud de la comparación con los sinclinales dislocados y aplastados de los Alpes, está bien probada por este hecho: que, en una de las muchas fajitas de terreno hullero situado fuera de esta alineación principal, en Langeac, sobre el Allier, no solamente el terreno hullero de los bordes de la cuenca se sumerge bajo el neis (disposición que no tiene nada de extraordinaria), sino que el neis recubre el carbonífero en una notable anchura. Según la descripción de Amiot, el macizo neísico de cobijadura tiene un kilómetro de largo y alcanza 500 a 600 metros de ancho; un pozo ha atravesado 36 metros, otro 80 metros de neis antes de llegar al terreno hullero, cuyas capas no están, sin embargo, dislocadas. Por este motivo se ha creído deber explicar esta superposición por «una caída parcial» de las montañas vecinas, pero no es necesario porque haya falla inversa, pues se encuentra a la vez la serie dislocada y la serie normal. Tournaire, *Note sur la constitution géologique du département de la Haute-Loire et sur les révolutions dont ce pays a été le théâtre* (Bull. Soc. Géol. de Fr.; 2.ª ser., XXVI, 1868-69, pág. 1122); Amiot, *Bassin houiller de Langeac* (Ministerio de Trabajos públicos, Estudio de los yacimientos minerales de Francia), in-4.º, París, 1881, pág. 313, atlas, in-fol., última lámina, corte n.º 1 y n.º 10. Douvillé ha insistido acerca de la división del carbonífero en dos series, desde el punto de vista tectónico (*Sur les terrains houillers des bords du Rhin*, C. R. Acad. Soc., LXXIV, 1872, páginas 1323-1325).

¹⁴⁶ T. Ebray, *Nullité du système de soulèvement du Morvan* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2.ª ser., XXIV, 1866-67, páginas 717-721); Michel-Lévy, *Note sur le terrain houiller des environs de Montreuil, le long de la bordure occidentale du Morvan* (*Ibid.*, 3.ª ser., VII, 1878-79, páginas 914-919). En un ensayo relativo a las fallas de los Alpes, Ebray dijo: «Es en el análisis de las fallas donde debe encontrarse la teoría de la formación de las montañas» (*Ibid.*, 2.ª ser., XXIV, 1866-67, pág. 403).

¹⁴⁷ H. Coquand, *Mémoire géologique sur l'existence du terrain permien et du représentant du Grés vosgien dans le département de Saône-et-Loire et dans le montagnes de la Serre, Jura* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2.^a ser., XIV, 1856-57, páginas 13-47, lám. I, sobre todo pág. 40); J. Fournet, *De l'extension des terrains houilliers sous les formations secondaires et tertiaires de diverses parties de la France* (Mem. Acad. Lyon, V, 1855, páginas 239 y siguientes, pág. 287), y *Aperçus sur la structure du Jura septentrional* (Ibid., XI, 1861, pág. 70); véase, además, Jourdy, *Orographique du Jura Dôlois* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2.^a ser., XXIX, 1871-72, pág. 337), y en otras publicaciones.

¹⁴⁸ Grand'Eury, *Flore carbonifère du département de la Loire*, in-4.º, París, 1877, II, páginas 519-520.

¹⁴⁹ Élie de Beaumont, *Explication de la Carte géologique*, I, pág. 152.

¹⁵⁰ Jourdy, Memoria citada, pág. 376.

¹⁵¹ G. Vasseur y L. Carez, *Carte géologique de la France*, hojas IX y XII.

¹⁵² Bourgeat, *Sur la répartition des renversements de terrains dans la région du Jura comprise entre Genève et Poligny* (C. R. Acad. Soc., CII, 1886, páginas 563-565).

¹⁵³ F. Leenhardt, *Étude géologique de la région du mont Ventoux*, in-4.º, Montpellier y París, 1883, 273 páginas y mapa; W. Kilian, *Note préliminaire sur la structure géologique de la Montagne de Lure, Basses-Alpes* (C. R. Acad. Soc., CII, 1886, páginas 1407-1409, y *Note géologique sur la Chaîne de Lure* (Hoja de los Jóvenes Naturalistas, París, XVII, 1887, páginas 48-55 y corte). La posición de esta cadena me ha determinado a unirla a la cenefa del Pelvoux; Kilian la compara a las cadenas transversales más meridionales.

¹⁵⁴ M. Bertrand, *Coupes de la chaîne de la Sainte-Baume, Provence* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3.^a ser., XIII, 1884-85, páginas 115-130, pl. VI y VII; y *Rôle des actions mécaniques en Provence; explication de l'anomalie stratigraphique du Beausset* (C. R. Acad. Soc., CIV, 13 junio 1887, páginas 1735-1738).

¹⁵⁵ F. Becke, *Die krystallinischen Schiefer des niederösterreichischen Waldviertels* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXXIV, Abth. I, 1881, páginas 546-560); véase también las antiguas observaciones de Holzer, Czjzek, Lipold y otros.

¹⁵⁶ J. Macpherson, *Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica* (Anal. de la Soc. Esp. de Hist. Nat., VII, 1879, páginas 5-26), y *Estructura uniclinal de la Península Ibérica*, in-8.º, 32, pág. 2 y lámina, Madrid, 1880. Pasa la fractura transversal a la dirección de los pliegues en el borde sur de la Meseta, véase en particular su mapa en el *Estudio geológico y petrográfico del Norte de la Provincia de Sevilla* (Bol. Com. Mapa Geol., V, 1879, lám. G); para las hojas de separación béticas véase C. Barrois y A. Offret, *Sur la constitution stratigraphique de la chaîne Bétique* (C. R. Acad. Soc., CII, 1886, páginas 1341-1344).

¹⁵⁷ Salv. Calderón y Arana, *Ensayo orogénico sobre la Meseta Central de España* (Anal. Soc. Esp. de Hist. Nat., XIV, 1885, páginas 131-172); Fed. de Botella y de Hornos, *Mapa geológico de España y Portugal*, 1 : 2.000.000, in-fol., Madrid, 1879.

¹⁵⁸ C. Ribeiro y J. F. Nery Delgado, *Carta geológica de Portugal*, 1 : 500.000, in-fol., Lisboa, 1876; los pequeños macizos graníticos de Cintra no pertenecen a la Meseta, pero son, según P. Choffat, de edad post-cenomanense; P. Choffat, *Edad del granito de Cintra* (Jorn. de Scienc. Math. Phy e Nat., Lisboa, XXXIX, 1884, 3 páginas).

¹⁵⁹ Guillermo Schulz, *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*, in-4.º, Madrid, 1885 y atlas; C. Barrois, *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice* (Mem. Soc. Geol. du Nord, II, Lille, 1882, 630 páginas y atlas de 20 láminas). Entre los documentos anteriores es preciso citar, en primer lugar, A. Paillette, *Recherches sur quelques-unes des roches qui constituent la province des Asturies; suivies d'une notice sur les fossiles qu'elles renferment*, por De Verneuil y De Archiac (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2.^a ser., II, 1844-5, páginas 439-482 y láminas XII-XV).

¹⁶⁰ Barrois, Memoria citada. pág. 604.

- ¹⁶¹ J. F. N. Delgado, *Sobre a Existencia do Terreno Siluriano no Baixo Alemtejo* (Mem. Acad. Cienc. Lisboa, 1876, pág. 12 y nota).
- ¹⁶² K. A. Lossen, *Ueber das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten palaeozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge, und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion)*, Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. für 1884, páginas 56-112. Sobre la torsión véase en lo que antecede, pág. 141, nota 119.—A. Penck, en la *Länderkunde des Erdtheils Europa*, publicado por von A. Kirchhoff, I, 1887, pág. 313.
- ¹⁶³ Eggert Olafssen og Bjarne Povelsen, *Reise igjennem Island, 1752-1757*, dos vol. in-4.º, Sorö, 1772.
- ¹⁶⁴ K. Keilhack, *Beiträge zur Geologie der Insel Island* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVIII, 1886, páginas 376-449, láminas VIII-XI); en la página 392 se encuentra un corte transversal del hundimiento que ocupa el flanco meridional del Skardsheidi, es decir, el flanco sur del gran pilar del Snaefell. Debo a la mediación del profesor Nathorst, de Estocolmo, las comunicaciones de Mr. T. Thoroddsen de Reykjavik; véase también T. Thoroddsen, *Eine Lavawüste im Innern Islands* (Petermanns Mittheil., XXXI, 1885, páginas 285-294, 327-339 y lám. XIV).
- ¹⁶⁵ O. A. L. Mörch, *On the Mollusca of the Crag formation of Iceland* (Geol. Mag., VIII, 1871, páginas 391-400).
- ¹⁶⁶ C. F. Duro, *Exploración de una parte de la Costa Noroeste de África* (Bol. Soc. Geogr. Madrid, IV, 1878, páginas 184-199).
- ¹⁶⁷ C. Doelter, *Die Vulkane der Cap Verden und ihre Producte*, in-8.º, Gratz, 1882.
- ¹⁶⁸ A. Renard, *Description lithologique des récifs de Saint-Paul* (Anales Soc. belga de Microscopio, 1882, 53 páginas).
- ¹⁶⁹ D. Salvad. Calderón, *Edad geológica de las Islas Atlánticas y su relación con los Continentes* (Bol. Soc. Geogr. Madrid, XVI, 1884, páginas 377-399); véase también A. Milne-Edwards, C. R. Acad. Sc., XLVII, 1883, páginas 1389 y siguientes.
- ¹⁷⁰ P. Daussy, *Note sur l'existence probable d'un volcan sous-marin, situé par environ 0º 20' de latitude sud et 22º 0' de longitude ouest* (C. R. Acad. Sc., VI, 1838, pág. 512; reproducción con un mapa que muestra la distribución de las sacudidas observadas, en Mallet, IV. *Report upon the facts and theory of Earthquake Phenomena* (Rep. Brit. Assoc., 1858, páginas 20 y siguientes).
- ¹⁷¹ G. Gürich, *Beiträge zur Geologie von West-Afrika* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXIX, 1887, páginas 96-135 y dos láminas). Véase, sobre todo, A. Pomel, *Le Sahara*, in-8.º, Alger, 1872, páginas 23 y siguientes, y para las costas: O. Lenz, *Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst.*, 1878, páginas 52, 119-121, 148-153, 168-169 y en otras publicaciones. Véase también O. Lenz, *Geologische Karte von West-Afrika* (Petermanns Mittheil., XXVIII, 1882 y lám. I); C. W. Gümbel, *Beiträge zur Geologie der Goldküste in Afrika* (Sitzungsber. matls.-phys. Cl. k. b. Akad., Wiss. Munich, XII, 1882, páginas 170-196); Chaper, *Note sur la géologie de la possession française d'Assinie* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3.ª ser., XIV, 1885-86, páginas 105-112).
- ¹⁷² Pechuël-Loesche, *Zur Geologie des westlichen Congogebietes* (Deutsche Rundschau f. Geogr. und Stat., herausg. von F. Umlauf, Viena, VIII, 1886, páginas 289-293 y mapa). Se señala el asfalto en la costa.
- ¹⁷³ P. Choffat, *Note preliminaire sur des fossiles recueillis*, par M. Lourenço Malheizo, *dans la province d'Angola* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3.ª ser., XV, 1885-87).
- ¹⁷⁴ J. de Anchieta, *Traços geologicos da Africa occidental portugueza* (Bolet. Soc. de Geogr. de Lisboa, 5.ª ser., n.º 9, 1885, páginas 525-529).
- ¹⁷⁵ F. M. Stapff, *Karte des unteren Khüisebthales* (Petermanns Mittheil., XXXIII, 1887, páginas 201-214, mapa y lám. XI); A. Schenck, *Ueber die geologischen Verhältnisse von Angra Pequenha* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVII, 1885, páginas 534-536); para el sur, véase también A. Moulle, *Mémoire sur la Geologie générale et sur les mines de*

diamants de l'Afrique du Sud (Anales de Minas, 8.^a ser., VII, 1885, páginas 193-348 y láminas V-IX).

¹⁷⁶ J. C. Purves, *Esquisse géologique de l'île d'Antigoa* (Bull. Mus. Roy. d'Hist. Nat. de Bélgica, III, 1885, páginas 273-318 y lám. XIV).

¹⁷⁷ C. Vélain, *Esquisse géologique de la Guyane française et des bassins du Parou et du Yary, d'après les explorations du Dr. Crevaux* (Bull. Soc. Geogr. Paris, 7.^a ser., VI, páginas 453-492, mapa geológico, 1885).

¹⁷⁸ O. A. Derby, *Contribuições para o estudio da Geographia physica do Valle do Rio Grande* (Bol. Soc. de Geogr. Rio de Janeiro, I, n.º 4, 1885, 30 páginas); *Geographia physica do Brazil* (in d'Abreu e A. do Valle-Cabral, *Brazil Geographico e Historico*, vol. I, 1884, traducido al inglés en «The Rio News», 5, 15, 24 diciembre 1884). Se encontrará un mapa geológico de la región en cuestión, del mismo autor, en K. F. von Delden Laërne, *Brazilië en Java. Verslag over de Koffiecultuur in Amerika, Asië en Afrika* (Bijdr. tot. de Taal-Land-en Volkenkunde van Ned. Indië, 4 volg., IX, 1885 y lám. I). Véase también la presente obra, I, pág. 679 y nota 1.

¹⁷⁹ E. Mosthaff und H. Will, *Die Isasel Sud-Georgien* (Deutsche Geogr. Blätter, Bremen, VII, 1884, páginas 113-151, especialmente páginas 119 y siguientes).

CAPÍTULO III

LOS CONTORNOS DEL OCÉANO PACÍFICO

Nueva Zelanda.—Australia.—Nueva Caledonia.—Mar de Banda, Borneo.—Cochinchina, Tonkín.—Filipinas.—Formosa y las islas de Liu-Kiu.—Japón.—Las Kuriles y Kamchatka.—Resumen de los arcos insulares.—China oriental.—El NE. de Asia.—El arco de las Aleutianas.—Costa occidental de América.

NUEVA ZELANDA.—Nuestros conocimientos sobre la estructura de este grupo de islas han progresado mucho después de la brillante descripción debida a F. von Hochstetter; tales progresos se deben a las exploraciones de Julio von Haast y de Hutton y a los trabajos de la publicación del mapa bajo la dirección de J. Hector. Dentro del marco de esta obra sólo cabe la exposición de los resultados más importantes de esos laboriosos estudios; pero, aparte de las publicaciones anteriores, y sobre todo del mapa geológico general de Hector, he podido utilizar las comunicaciones de von Haast y un boceto manuscrito detallado que ha tenido la bondad de enviarme el capitán Hutton.

La serie de los sedimentos marinos es muy completa en Nueva Zelanda. El siluriano está representado por dos grupos, al menos, de capas fosilíferas: uno inferior con graptolitos y otro superior con trilobites; el devoniano es menos manifiesto; la caliza carbonífera contiene *Spirifer bisulcatus*, *Productus brachythaerus* y otras especies características; lo siguen capas con *Glossopteris*, pero el carbonífero marino que en Australia corona esas últimas capas no se conoce en Nueva Zelanda. El triás está representado por las capas de Wairoa con *Pseudomonotis* y *Halobia*. Luego hay capas caracterizadas por amonitos y braquiópodos, que se han atribuido al liás o al jurásico inferior (*Catlin's River and Bastion Series*), y capas con vegetales y *Macrotaeniopteris lata*, que Hector ha asimilado al piso de Rajmahal en la India. Sin duda esta flora, que corresponde a la

parte media del grupo de Gondwana, es la misma que tan prodigiosa extensión alcanza en casi toda Eurasia; hasta ahora se conocen pocos datos de sus relaciones con los depósitos marinos de Nueva Zelanda. Algunas capas con *Belemnites australis* se han considerado equivocadamente y a razón como del cretáceo inferior; las siguen sedimentos muy ricos en fósiles del cretáceo medio y una serie de formaciones marinas terciarias. Con estos depósitos se presentan diversas rocas eruptivas, que comienzan con la era paleozoica y continúan en la isla del Norte hasta la época actual.

El relieve es tan variado como la constitución geológica. En el sur existe un verdadero país alpestre, muchas de cuyas cimas pasan de 3.000 metros, y en medio de la isla del Norte se encuentra una de las regiones volcánicas más notables de la Tierra. Los contornos de las islas sólo en parte coinciden con la dirección de los pliegues montañosos; desde este punto de vista tienen gran importancia las fracturas y los hundimientos.

Hochstetter había ya sospechado que los estrechos de Cook y de Fovaux, que separan aquellas tres islas, se originaron por descenso de los fragmentos montañosos; también sabía que la cordillera que sigue la costa meridional de la isla del Norte, entre la costa oriental de la isla del Sur y el río Awatere del cabo del Este a Wellington, continúa más allá del estrecho de Cook, y había comprendido que esa prolongación estaba situada al este, fuera de la dirección de la cordillera principal ¹. Los nuevos estudios hechos en el sur han revelado que en la parte meridional de la isla del Sur existen dos direcciones de capas y de plegamientos casi perpendiculares entre sí; la experiencia adquirida en otros puntos del Globo nos obliga a admitir que *en esa región convergen dos cordilleras disimétricas independientes*: una de ellas se dirige al NE., sus rocas más antiguas afloran al NO. y al oeste, y le pertenecen todos los fragmentos de la isla del Norte. La segunda cordillera se dirige al SE., cuando menos en toda la parte que se conoce de ella, y sus rocas más antiguas ocupan la ladera SO.; abarca la parte meridional de la isla del Sur y la isla de Stewart. En la costa oriental, en Dunedin, está cortada transversalmente en toda su longitud ².

Los rasgos principales de estructura que resultan de esa disposición general, son los siguientes:

Una larga y estrecha zona de neis y de granito antiguo, descrita por Herberto Cox, sigue la costa occidental en la parte media de la isla del Sur ³. Solo se encuentran algunos restos paleozoicos a lo largo de la costa, en el flanco occidental de estas rocas antiguas; al este, en cambio, dichas rocas forman el substratum de una potente zona de pizarras, también paleozoicas, donde están las más altas cumbres de los Alpes neo-zelandeses. Allí se alza el Monte Cook, cuya altura, según varias apreciaciones, es de 3.762 ó 3.963 metros; grandes glaciales descienden de esas montañas, de las que ha dado un resumen muy útil Lendenfeld ⁴; descienden hacia el este y las sigue un largo sinclinal de capas mesozoicas; un anticlinal hace

reaparecer el basamento paleozoico, y después se llega a la ancha llanura oriental que se extiende entre la margen de las montañas y un macizo que avanza en el mar, y que corresponde a la península de Banks. Como demuestra Haast, que ha explorado y descrito toda la parte de la isla de que acabamos de tratar, vense aún en la ladera occidental del macizo algunos

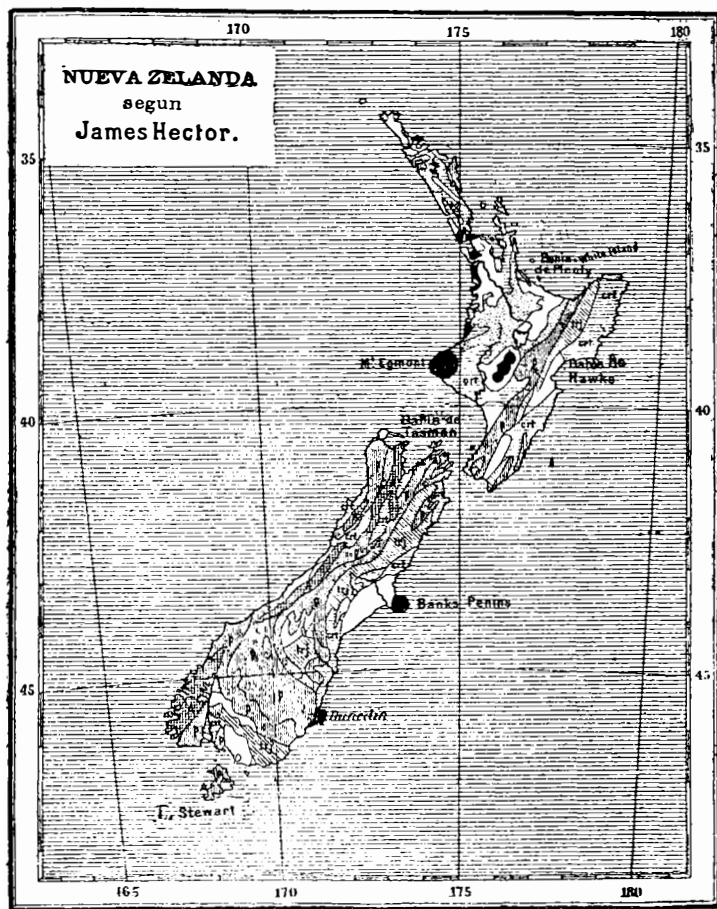


FIG. 16.—*Nueva Zelanda*.

A, arcaico; P, pizarras cristalinas y paleozoicas; trj, triás y jurásico; crt, cretáceo y terciario; las zonas rayadas representan regiones volcánicas, especialmente lavas ácidas y sus tobas asociadas; se han dibujado en negro los principales volcanes y bases básicas; de blanco el aluvial reciente.

afloramientos de pizarras antiguas asociadas con pórfidos cuarcíferos, pero el resto de la masa cuya altitud llega a 927 metros y cuya superficie es tan grande como la del Etna, se compone de cráteres de diferente edad, muy próximos y apretados entre sí. Algunos de estos cráteres manifiestan su disposición radial que recuerda la misma que caracteriza los diques del Monte Venda en los Eugénios (I, pág. 152) ⁵.

La zona de las rocas antiguas del oeste se dirige al NE., y se reduce al fin a una serie de núcleos montañosos oblongos, uno de los cuales llega al mar en la costa occidental de la bahía de Tasman. En la isla del Norte el neis y el granito no asoman a la superficie.

Encuéntranse también rocas paleozoicas al oeste de los terrenos cristalinicos de la bahía de Tasman, pero la zona principal que se dirige desde el Monte Cook al NE. y encierra aún bastantes cimas elevadas llega por el Monte Franklin y el estrecho de Cook al este de la bahía de Tasman; desciende entonces bajo el mar entre la isla de Urville y Blenheim, subdividiéndose en muchas penínsulas, islas y escollos. Por el este sigue a esa gran faja paleozoica un sinclinal mesozoico, y a éste lo siguen más allá del río Awatere anticlinales paleozoicos acompañados a su vez hacia la costa oriental por una nueva zona mesozoica.

Los anticlinales paleozoicos situados al este del Awatere constituyen las cordilleras de Kaikura, que alcanzan más de 2.400 metros de altitud, y Hochstetter los considera acertadamente, prolongación de la larga zona paleozoica de la isla del Norte, que comenzando en Wellington con los nombres de cordillera de Tararua, Ruahine y otros, pasa en muchos sitios de 1.500 metros, y llega por fin a la costa septentrional al este de la Bay of Plenty. Una zona mesozoica y algunas líneas de alturas paleozoicas accesorias acompañan su vertiente oriental desde el cabo Palliser al Runaway, de modo que el trazado de esta parte de las costas corresponde por completo a la dirección de las fajas.

La faja paleozoica, larga y estrecha, que va desde Wellington hasta la costa norte, y que para abreviar puede llamarse cordillera de Ruahine, es el único plegamiento continuo de la isla del Norte. Le sigue por el oeste la extensa región volcánica del lago Taupo con sus volcanes gigantes el Tongariro y el Ruapehu. En la costa occidental de la isla, emerge de las olas otro volcán, el Monte Egmont, de contornos circulares; entre ese extenso cono y el extremo sur de la zona de Ruahine, constituyen la costa septentrional del estrecho de Cook los sedimentos terciarios y recientes. Al NO. se conocen todavía otros muchos afloramientos paleozoicos, pero hasta el cabo Norte sólo son trozos disgregados del macizo hundido entre los que aparecen volcanes modernos en mucho puntos, sobre todo, en las cercanías de Auckland. Algunos sedimentos más modernos, tobas y lavas, unen superficialmente estos fragmentos, constituyendo la mayor parte de la isla del Norte. La curva regular de la costa NO. se compone de lenguas de tierra muy modernas que reúnen los diversos trozos, y no corresponden, en modo alguno, por su disposición, a la de las cadenas que siguen únicamente la costa SE. interrumpida por la bahía de Hauke.

Así las cordilleras principales de la isla del Sur desaparecen en el estrecho de Cook, y sólo una de segundo orden prosigue en la isla del Norte por la zona de Ruahine. Es natural buscar la continuación de las cordi-

lleras principales del sur en la región volcánica del norte. «Debe suponerse—dice Hutton—que el geo-anticlinal de la isla del Sur pase por medio de la del Norte, desde Wanganui a la Bay of Plenty» ⁶. Hochstetter distinguió ya con el nombre de zona del Taupo, una zona de volcanes recientes, situada al oeste de la de Ruahine, y que atraviesa la isla paralelamente a esta última. La zona del Taupo es notable por sus lavas ácidas y se dirige de SO. a NE., desde la desembocadura del Wanganui, en el estrecho de Cook hasta la isla Whakari (White Island), en la Bay of Plenty, donde se alza un volcán activo. El Ruapehu (2.793 metros), el Tongariro (2.582 metros), el lago Taupo, el Tauhara y el Putanaki (monte Edgecumbe) jalonan esa línea que Hochstetter consideraba como el borde de un campo de hundimiento ⁷.

Volvamos ahora a la isla del Sur.

La convergencia de los haces de pliegues no se produce allí en ángulo agudo sino que forma un arco muy abierto. Acaso aparece en el mapa uno u otro modo de unión, según el estado más o menos avanzado de la denudación.

Ya en la región del Monte Cook se desvía hacia el SE. un espolón paleozoico, que se dobla ligeramente y desvanece no lejos de la desembocadura del Waitaki, en la costa oriental. Un segundo arco aparece al sur de ese río. Por fin en la región del lago Wanaka, al oeste de la provincia de Otago, toda la zona paleozoica, muy ancha en aquel punto, se dobla del SO. al sur, y luego al SE., y, como ya se ha visto, queda cortada bruscamente por el mar en Dunedin. Esa zona se extiende por la costa SE. hasta la bahía de Molyneux, donde la sigue al sur una zona mesozoica muy notable, que comprende las montañas de Hokanui, que caracteriza una rica sucesión de capas jurásicas marinas y continentales, como demuestran las observaciones de Cox y de Mc Kay ⁸, que participan del plegamiento y se dirigen al SE., y luego, casi al este. De nuevo se presentan al sur y al SO. terrenos pizarrosos que forman la parte norte de la isla Stewart, y, por fin, neises.

El neis ocupa el extremo SO. de la isla del Sur desde Milford Sound; la costa es muy escarpada y cortada por fiordos profundos; también forma el neis la mitad sur de la isla Stewart.

Los acontecimientos que han edificado y destruido las montañas de Nueva Zelanda se reparten en un largo período de tiempo. En la época mesozoica se produjeron plegamientos; así la parte media y superior del cretáceo, que está caracterizada, como en Europa, por la aparición de las dicotiledóneas, yace en discordancia en muchos puntos sobre los terrenos anteriores; además, se conocen en otros sitios de la isla del Sur plegamientos post-cretáceos. Los volcanes activos, los muchos manantiales de agua caliente de la isla del Norte y los fenómenos sísmicos nos revelan que no debe considerarse terminado el fraccionamiento de las cordilleras. «Las

montañas de cumbres muy agudas—escribe Hutton—son en Suiza la excepción, y, en cambio, regla general en Nueva Zelanda. En este país escasean las cascadas, de las que hay varias en los profundos fiordos de la costa SO., y algunos saltos menores en la cabecera de los valles, en las altas montañas. Sin embargo, los Alpes de Nueva Zelanda son tan abruptos y escarpados como los Alpes suizos; sus gargantas son muchas y profundas; los collados más deprimidos en Nueva Zelanda, los valles, con mayor frecuencia, dispuestos en terrazas, y las montañas, en general, bastante más cubiertas de derrubios que en Suiza. Esto puede aplicarse mejor a las provincias de Canterbury, Nelson y Marlborough, que a la de Otago; dichas diferencias se deben a que los Alpes de Nueva Zelanda son bastante más antiguos; se hallaban expuestos a las influencias atmosféricas desde la época jurásica, y muchos de sus valles principales estaban ya excavados casi hasta su profundidad actual antes de la época oligocena.

Las islas menores que rodean Nueva Zelanda por el sur y el SE. son de muy variada estructura. Meinicke y Hutton han reunido los datos que poseemos sobre este punto ⁹. Como no es posible componer un cuadro de conjunto con esos hechos aislados, me limitaré a decir algunas palabras.

Armstreng recogió basalto, argilofiro y jaspes en las islas *Snares*. Según Hector, *Auckland* se compone de granito, arenisca terciaria y rocas volcánicas, lo que confirman las muestras recogidas por Armstrong. En Macquarie encontró Scott diabasas y amigdaloides con mesotipo y analcima. En Campbell se encuentran, según Hector, pizarras azuladas y calizas que recuerdan los depósitos mesozoicos más antiguos de Nueva Zelanda, y además, creta con sílex y rocas volcánicas ¹⁰. Las *Antipodas* se componen de dolerita y fonolita. Bounty parece construida por granito, según dice Norman, y en *Chatham* se encuentran, según Haast y Travers, pizarras micáceas, caliza miocena y rocas volcánicas ¹¹.

AUSTRALIA.—En toda la longitud de la costa oriental del continente australiano se ve una antigua cordillera plegada que constituye en Tasmania un macizo agreste cubierto de grandes lagos, y, luego sobresale en muchas islas del estrecho de Bass, y más lejos, en la parte SE. de Australia, culmina en cimas que pasan de 2.130 metros ¹²; se prolonga por la costa oriental, alcanza de 1.500 metros a los 17° 30' de latitud sur; en el Bellenden Ker disminuye luego mucho de altura, pero encontraremos aún sus señales hasta el extremo norte de la península de York y en el estrecho de Torres.

Esta gran zona plegada se puede reconocer por espacio de 34 grados y medio de latitud, pero su extremo meridional en el cabo sur de Tasmania es una fractura, y el septentrional se desconoce. No tiene nombre general, y siguiendo el ejemplo de Clarke, tan merecedor de la gratitud del mundo científico por sus estudios sobre Australia, la llamaremos Cordillera Australiana, sin perjuicio de distinguir luego en ella otros elementos

íntima y mutuamente relacionados. En la parte más meridional del continente se destaca de la cordillera una línea de alturas, que encorvándose primero se dirige al fin del este al oeste por la provincia de Victoria. Pero hace ya tiempo que Selwyn y otros geólogos han demostrado que si las crestas se dirigen de este a oeste, los plegamientos lo efectúan al sur lo mismo que en la costa oriental, y que, por lo tanto, la dirección de las montañas es allí perpendicular a las direcciones estructurales ¹⁵.

Por el oeste siguen a la cordillera extensas llanuras, y luego se halla, al norte del río Darling, una zona montañosa, también dirigida hacia el sur, formada por las Barrier Range y Grey Range. El país llano comienza otra vez, y luego se alcanzan las cordilleras, bastante más importantes, situadas al este y al oeste del golfo Spencer y de los lagos Torrens y Eyre. Al oeste de estas cordilleras se extiende una gran meseta que se prolonga hasta la costa occidental de Australia.

La parte de SO. de esa meseta se compone de granito y neis y tiene superficie ondulada; a lo largo de la costa queda cortada por una escarpa abrupta, que se llama en el sur *Darling Range*, y Gregory la ha reconocido en sus penosos viajes en más de nueve grados de latitud, desde el cabo Beaufort en la bahía de Flinders hasta el río Gascoyne. En el sur la cordillera es escarpada en cuatro grados de latitud y llega a los 250 ó 365 metros de altura, mientras que a mayor distancia del mar la meseta se alza 400 a 600 metros. Delante de la cordillera marginal existe una faja de terreno llano, atravesado en algunos sitios por basaltos, y delante, en la parte más meridional, existe una nueva zona de neises, que se extiende desde el cabo del Leeuwin al del Naturalista. Más al norte, próximamente desde el 31° de latitud sur, reaparece una estrecha faja de neis delante de la cordillera marginal; se separa cada vez más al NNO., rodeando así la cuenca carbonífera del río Irwim. Esa misma zona de neis reaparece entre los ríos Greenough y Murchison. Acaso constituya el Edel Land y las cercanías de la bahía de los Tiburones ¹⁶.

El corte trazado por Gregory de oeste a este, hacia los 25° 15' de latitud sur, muestra que la meseta se compone de neises y granitos coronados por pizarras metamórficas; al oeste, delante de estas rocas, se encuentra una serie de capas paleozoicas, en las que se han recogido fósiles carboníferos y que tienen debajo capas mesozoicas con amonitos y trigonias. Desde entonces reconoció Huddleston, gracias a las colecciones de Forrest, que existe una gran zona de caliza carbonífera, que se extiende al este de la Kennedy Range hasta el 24° de latitud sur y que avanza hacia el norte a poniente de las rocas antiguas. Además Moore y Neumayr han estudiado los fósiles mesozoicos de la Australia occidental. Según Neumayr, puede considerarse probado que allí y, en general, en Australia existe la parte media del jurásico representada por la zona con *Stephanoceras Humphriesianum*. Ese horizonte recuerda de modo sorprendente las capas

correspondientes de Europa, no sólo por los caracteres generales de las formas, sino también por la idéntidad específica de alguna de ellas y el aspecto de las rocas (una oolita de color pardo rojizo). Conviene añadir que Moore ha determinado en las capas superpuestas a este nivel algunas especies del cretáceo superior ¹⁵.

Consideraremos la larga escarpa terminal de la meseta a que pertenece la Darling Range como una fractura y las capas carboníferas y mesozoicas que la preceden por el oeste como una zona hundida. Esta es la única interpretación que nos ha permitido explicar en otras muchas regiones los hechos observados.

Sólo se hallan en la meseta granito, neises, pizarras antiguas y un revestimiento muy desarrollado de arenisca que no contiene fósiles y cuyas capas ocupan mucha extensión en el interior; la llamaremos, como Daintree, *Arenisca del Desierto*. Forrest, que avanzó en la costa occidental a los 29° de latitud sur hasta el 129° de longitud oeste, tampoco encontró más que granito y arenisca.

La costa meridional de Australia se caracteriza por la parte que toman en su constitución los depósitos marinos terciarios. Clarke ha insistido mucho sobre la siguiente interesante circunstancia: mientras los sedimentos marinos terciarios adquieren tan gran extensión en la costa sur, no se encuentra señal de tales depósitos desde el cabo Howe al de York en la costa oriental, que es, no obstante, la parte mejor conocida de la cenefa del continente australiano ¹⁶.

Todos esos sedimentos terciarios son horizontales, y su límite superior sólo alcanza algunos centenares de pies sobre el mar; sus fósiles demuestran que son de edades distintas. Los pisos inferiores contienen pocas especies vivientes en los mares actuales. Los paleontólogos australianos han intentado, a pesar de las objeciones de Duncan, aplicar a las subdivisiones de esos terrenos los nombres europeos eoceno, mioceno y plioceno, fundándose en la proporción de especies vivientes que encierran ¹⁷.

En la Gran Bahía Australiana, en el golfo de San Vicente y en la zona fluvial del Murray esos depósitos penetran mucho en el interior. Tate ha trazado un resumen muy interesante acerca del modo con que se presentan en la *Gran Bahía*; de él tomo los datos que siguen ¹⁸:

La gran meseta terciaria está rodeada por granitos, neises y pizarras antiguas que se ven al oeste, cerca de Culver Point (longitud 124° 45' E.), en el interior, en Boundary Dam (latitud 29° 20', algo al oeste del 129° de longitud), al este, en Coldea Waters (longitud 131° 50' 31'', latitud 30° 20') y en Pidinga (longitud 132° 7' 11'', latitud 30° 10' 25''). Llegan a la costa, cerca de la bahía de Fowler (entre los 132 y 133° E.), y forman también el subsuelo de toda la península de Eyre que rodea sólo una estrecha banda de sedimentos marinos modernos.

Dentro de este marco está la meseta, cuyo borde dibuja a lo largo del

mar una curva rebajada, de gran radio entre Culver Point y la bahía de Fowler, y que constituye así el límite interior de la Gran Bahía.

Al NE. de Culver Point la margen meridional de la meseta forma a lo largo del mar, y por espacio de unas 100 millas, una muralla abrupta y vertical; luego se retira algo esa margen y la precede una llanura, la Roe's Plains; el escarpe se llama Hampton Range; en Wilson's Bluff, cerca de Eucla (longitud 129° E.), llega otra vez a la costa y forma desde aquel punto hasta el fondo de la Gran Bahía (131° E.) un acantilado vertical, y a veces en desplome que no está separado del mar por ningún terreno llano y que se sumerge directamente en las olas. Son los *Bunda Cliffs*, tan a menudo descritos. Entre el fondo de la Gran Bahía y la bahía de Fowler se apoyan en el acantilado algunos médanos y depósitos marinos modernos que los ocultan en su mayor parte.

Tate llama al gran macizo terciario así delimitado *meseta de Bunda*; parte de ella recibe en los mapas el nombre de *Nullabor Plain*.

Los *Bunda Cliffs* alcanzan 75 metros de altitud en su extremo occidental, y sólo 47 en el oriental. Forman tres grupos de capas: primero calizas duras, pardas, grises o rojizas; debajo una caliza con briozoarios blanda y amarilla, y luego un depósito cretoso con rosarios de sílex negra que recuerdan bastante la creta blanca de Inglaterra; este es el piso inferior y más grueso. Cerca de Eucla la caliza superior tiene 15 metros de espesor, y la caliza de briozoarios tres o cuatro; el resto del corte pertenece al piso inferior. Los tres niveles corresponden a la parte más antigua del terciario australiano.

El piso superior forma la superficie total de la meseta de Bunda, que es un fondo de mar desecado donde no se ven árboles, ni agua, ni se abre valle alguno. En la caliza hay muchas cavernas; una arcilla roja, producto de la descalcificación, cubre los bajos fondos. Es un país desolado, como el Karst, y existen muchos relatos de horribles sufrimientos o la desaparición de los viajeros que se aventuraron en esa extensa meseta sin haberse prevenido bastante contra los peligros que ofrece.

Tate considera continuación de los depósitos terciarios de la meseta de Bunda, los que se encuentran en la costa norte de la isla Canguro, en la bahía de Aldinga, y alrededor de gran parte del golfo de San Vicente. Están adosados a las rocas antiguas que constituyen parte de la península de Yorke, y que al norte del cabo Jervis forman largas hiladas, orientadas de sur a norte. De estas cordilleras tan poco conocidas, por desgracia, vamos a ocuparnos ahora ¹⁹.

Las rocas allí son muy antiguas y los pocos fósiles que hasta hoy se han encontrado pertenecen a la parte inferior del siluriano. En Eyreland no hay ninguna dirección de conjunto bien determinada. En la península de Yorke existe el siluriano. Una zona larga y continua comienza en el extremo norte del golfo de San Vicente; es la *Flinders Range*. La cordi-

llera sigue con ligera inflexión la orilla oriental del lago Torrens hasta su extremo norte, y llega a los 900 metros de altitud. Burr, que ha visitado hace tiempo la región que rodea al Monte Arden, entre el golfo Spencer y el lago Torrens, refiere la singular circunstancia de que algunas rocas cristalinas, neises y micacitas están allí más altas en la serie que las pizarras, las calizas y las areniscas; Selwyne no dice nada concreto sobre este asunto y el hecho no debe considerarse como completamente demostrado.

El monte Norwest, al norte del lago Torrens, forma el extremo norte, algo desviado al NO., de un ramal de la Flinders Range. Scoular ha encontrado allí pizarras vinosas antiguas y crestas salientes de cuarcita. La cordillera, que es baja, desaparece al este bajo un extenso manto de arcilla que contiene nódulos, donde se encuentran fósiles mesozoicos, y rodea la orilla sur del lago Eyre, en la que abundan manantiales. Esa arcilla impermeable forma el *substratum* de los muchos lagos salados de la región, pero contiene, a veces, intercalaciones de arena que encierran agua potable; sigue la orilla SO. del lago Eyre; al sur de este gran lago reaparecen, en capas levantadas, las pizarras y las cuarcitas que forman la *Denison Range*. También allí es muy marcada la inflexión al NO. ¿Es esa zona independiente o se la debe considerar prolongación de la del monte Norwest? La constitución de la comarca no permite pronunciarse en ningún sentido ²⁰.

Volvamos al mar.

Una cordillera meridiana inmediata a la anterior es la *Adelaide Range*, que comienza en el cabo Jervis, destaca dos pequeños ramales hacia el SO., desde su parte sur, y luego corre al norte hasta el lago Frome (31° de latitud sur); es paralela a la Flinders Range y sus cumbres tienen poco más o menos la misma altura.

Más al sur se encuentra una nueva cordillera meridiana, que forma las *Barrier* y *Grey Ranges*, donde las rocas antiguas parecen las mismas. Nos encontramos en medio de los extensos depósitos marinos cretáceos que dominan desde el Queensland al lago Eyre y, sin duda, bastante más lejos todavía.

No intentaré describir con detalle los depósitos terciarios de la comarca que riega el río Murray; son más modernos que los de la Gran Bahía, se los considera miocenos y, según Tenison Woods, pasan de unos 180 metros de altitud; dominan igualmente en la costa sur hasta el estrecho de Bass y alcanzan la parte meridional de la North Gippsland. También allí les atribuye Howitt, como límite superior, 180 a 210 metros de altitud ²¹. No pasan del cabo Howe.

Llegamos ahora a la región de la gran cordillera, que, con efecto, no es sino continuación más extensa y desarrollada del sistema de cordilleras paralelas que acabamos de mencionar; constituyen su núcleo gra-

nitos, pórfidos, terrenos cristalinos, silurianos y devonianos muy plegados y, generalmente, levantados hasta la vertical; su dirección nunca se aparta demasiado de la del meridiano, excepto en la parte septentrional, donde es NNO. El carbonífero es casi horizontal y desde luego bastante menos plegado que los terrenos de las montañas, y todos los sedimentos más modernos se pueden considerar horizontales.

Sobre las formaciones marinas carboníferas, en toda la región de la cordillera, se observa, en la serie de los sedimentos marinos, un extenso y notable vacío, que se extiende hasta el cretáceo. En lugar de los depósitos marinos se presenta una serie variada de capas con vegetales, entre las que se encuentran areniscas que se creen de origen eólico. Tenison Woods ha evidenciado la diversidad de las floras, que ya se deducía de los estudios de Feistmantel, y es tan grande que con el progreso de esos estudios se llegará probablemente a distinguir en la región de la cordillera australiana la mayoría de las divisiones reconocidas en la serie india del Gondwana ²². Pero debe tenerse en cuenta que en Australia preceden a la serie del Gondwana floras que tienen el carácter de las paleozoicas de Europa. Las principales que hoy se distinguen en aquella comarca son las siguientes:

1. Una flora devoniana con *Lepidodendron nothum*, especie que en Thuringia se encuentra en las capas superiores del piso de las pizarras con cipridinas, por lo tanto, en la parte más alta del devoniano alemán, y que también se conoce en el del Canadá; correspondencia que Carruthers ha sido el primero en advertir ²³. En ese mismo horizonte se encuentran especies de los géneros *Cordaites*, *Sigillaria*, *Archaeopteris*, etc.

2. Una flora que corresponde al culm europeo. Crepin encontró hace mucho tiempo en Australia *Lepidodendron Veltheimianum* y con ese fósil aparecen *Calamites radiatus*, *Cyclostigma australe*, Feistmantel (que este autor declara apenas distinta de la *Cyclostigma Kiltorkense* de Irlanda), *Rhacopteris inaequilatera*, etc. ²⁴.

3. Después de la flora del culm se interrumpe durante mucho tiempo la evidente correspondencia que veníamos observando hasta ahora en el hemisferio norte, y sobre la caliza carbonífera inferior se hallan hiladas con *Glossopteris Browniana* que muestran señales de un período glacial. En los depósitos morénicos de esa época se hallan en algunos sitios yacimientos auríferos. Esas capas corresponden al piso de Talchir en la India.

4. Sobre algunas capas marinas que yacen sobre esas formaciones glaciales, y que corresponden a los últimos sedimentos marinos de la cordillera hasta el cretáceo, se encuentran diversas capas con vegetales que todavía encierran en su parte inferior *Glossopteris*, y que comprenden los equivalentes del triás y del retico. ¿Debe verse también en ellos el equivalente del permiano? Este problema aun está en pie.

5. Una serie importante de capas caracterizadas por los géneros *Ghinjfeldia* y *Gaenopteris* comprende las *Jerusalén beds* de Tasmania y

las *Clarence beds* de Nueva Gales del Sur; está muy desarrollada en la costa del Queensland.

Luego tendremos ocasión de volver a ocuparnos de esta serie continental. Los depósitos que la siguen inmediatamente (bastante más modernos) son marinos y, según los estudios de Neumayr, corresponden próximamente al piso aptense de la serie cretácea.

El inhospitalario macizo de Tasmania es un fragmento de la gran cordillera. Extensa superficie de este elevado país se compone de una meseta de unos 1.200 metros de alto tallada por los valles. Hacia el este la altiplanicie se halla cortada a pico a lo largo del mar.

Debemos a Strzelecki la base de nuestros conocimientos sobre Tasmania, completados por trabajos posteriores ²⁵. Las rocas son las mismas que constituyen la gran cordillera en el continente australiano, pero las diabasas eruptivas pertenecientes a la última parte de la era mesozoica adquieren allí mayor desarrollo. Aparecen también levantados casi perpendicularmente el granito, pizarras eruptivas y siluriano que sigue en dirección nortesur; el carbonífero, tanto en sus facies marinas como en la continental, cubre en discordancia esos antiguos terrenos; luego hay capas más modernas con vegetales; aún se encuentra el horizonte con *Thinnfeldia*, y todas estas formaciones soportan mantos de diabasa que constituye gran parte de la superficie de la meseta. Las capas marinas de la era mesozoica faltan en absoluto; los depósitos marinos terciarios correspondientes a los de la Gran Bahía, existen en la costa norte, a escasa altura sobre el mar; hay basaltos terciarios lo mismo en el norte que en el sur de la isla.

Las rocas de la cordillera, cubiertas a trechos de sedimentos marinos terciarios, forman las islas del estrecho de Bass, y siguiendo su dirección por el continente hállese los *Alpes australianos*, parte más alta de la cordillera. Lendenfeld ha descrito la estructura de esas montañas. Aunque en el SE de Australia la arista principal se encorva tomando la dirección esteoeste, ya se ha visto antes que las líneas estructurales no sufren inflexión análoga. Vese con toda claridad en el bosquejo de Lendenfeld de qué modo se descompone la curva en varias cadenas transversales arrumbadas de norte a sur, y algo convergentes al mediodía y cuya disposición revela la verdadera dirección de las fajas más o menos verticales de granito, de neis y de siluriano que integran aquella región montañosa. En los Montes Bogong se observa, además, un gran macizo de rocas eruptivas básicas de edad probablemente devoniana.

Las líneas directrices de la estructura son algo convexas hacia el este e indican un plegamiento que procede del oeste, anterior al carbonífero ²⁶.

Las montañas siguen con la misma estructura que en Victoria Oriental por Nueva Gales del Sur, casi paralelamente a la costa, tallada a más de 2.000 brazas. Como lo indica muy bien el mapa geológico de esta última colonia, levantado por Clarke y Wilkinson, algunas fajas dirigidas, próxi-

mamente, de norte a sur, de granito y de siluriano plegado, con otras semejantes de devoniano y de pórfido antiguo, constituyen la costa oriental hasta cerca de la bahía de Bateman, a los $2^{\circ} 35' 40''$ de latitud sur; al norte de este punto su margen oriental, que sigue el meridiano 150° de longitud este, se aleja cada vez más de la costa; por fin al norte de Mudgen, en la línea divisoria entre el Hunter y el Macquarie, a los $32^{\circ} 10'$ de latitud sur, próximamente, toda la cordillera, que tiene entonces dirección norte-sur, desaparece bajo el carbonífero dispuesto en capas horizontales ²⁷.

Pero mientras que esa faja se halla cubierta por el carbonífero transgresivo, emerge más al este una nueva zona importante de granito y de siluriano, también arrumbada de norte a sur, casi en la misma latitud, a lo largo del río Manning, en el borde norte del antecarbonífero; esa zona coincide casi con la New England Range y prosigue al norte hacia el Queensland. De modo que la cordillera se compone allí de dos haces de pliegues de dirección meridiana, que se suceden. La cordillera meridional se halla entre los 148 y 150° de longitud este y desaparece antes de alcanzar el 32° de latitud sur; la septentrional comienza en el 32° y su eje se prolonga entre los 151 y 152° de longitud este. El terreno carbonífero rodea el extremo de una y el comienzo de la otra; se extiende por la costa desde el $35^{\circ} 40'$ hasta Port Macquarie, o sea hasta más allá del $31^{\circ} 30'$. En el sur tiene encima capas muy modernas con vegetales.

En esa región intermedia, de capas horizontales, se encuentra Sydney y se hallan los más potentes yacimientos de hulla de la colonia, que forman parte de la serie de los lechos con *Glossopteris*. La zona fluvial del Hunter pertenece también a esa región.

Volvamos a la cordillera plegada, que comienza en el 32° con la New England Range. La excelente descripción hecha por Daintree del Queensland revela todas sus propiedades ²⁸. En la parte norte de la Nueva Gales del Sur integran esa cordillera capas paleozoicas inferiores plegadas y atravesadas en su centro por altas montañas graníticas. Al norte parece faltar el granito; capas devonianas ocupan la mayor parte del territorio y una larga serie de plegamientos devonianos forma la continuación de la zona montañosa, con una ligera inflexión que reproduce la de la línea de costa hasta la Shoalwater Bay, es decir, hasta más allá de los $22^{\circ} 30'$. Según los datos actuales, esta cordillera se extiende por el norte desde el 32° paralelo, en más de 9 grados y medio de latitud. Sus dos vertientes están ceñidas por sedimentos de edades distintas. En la oriental, por el lado del mar, impera una zona casi continua de capas mesozoicas con vegetales ²⁹, que comienza a los 30° en Nueva Gales del Sur y pasa de los 25° ; es el área principal de las capas con *Thinnfeldia*, y, como se ve, esta cuenca tan interesante se halla fuera de la región de los yacimientos carboníferos. En cambio, en la vertiente occidental se extiende una larga zona de depósitos carboníferos, donde se han hallado plantas del culm y

fósiles marinos de la caliza carbonífera; las capas dibujan largas ondulaciones. Esta zona continúa a lo largo de la vertiente occidental de la New England Range, desde la región de las fuentes del Hunter; Daintree ha seguido hasta los 21 y 20° de latitud sur, próximamente, los jirones importantes que, siempre paralelos a la costa, forman su prolongación; estos jirones del extremo norte se hallan en una región granítica de que en seguida volveremos a hablar.

La cordillera desciende al oeste bajo la «arenisca del Desierto» y los depósitos marinos cretáceos que forman el suelo de los desiertos del interior hasta el golfo de Carpentaria y hasta el lejano oeste; a veces atraviesan ese manto fajas de granito o de sedimentos paleozoicos. Solo en un punto de la vertiente oriental de las montañas, en Maryborough, a los 25° 30' S., asoma un fragmento de cretáceo marino superpuesto a las capas mesozoicas con vegetales.

En la Shoalwater Bay termina, como ya hemos dicho, la cordillera que comienza en la New England Range que integra el devoniano plegado; forma la parte media de la costa australiana, que es la que avanza más hacia el este, y en algunos puntos de su parte septentrional se observa la dirección norte, 30° oeste que corresponde a la forma de la costa. En la costa occidental del Broad Sound aparece al oeste de la cordillera devoniana una gran faja granítica; lo mismo que en una región plegada los anticlinales se reemplazan y suceden, así parecen relacionarse mutuamente estas diversas zonas. En la parte meridional de esa faja asoman los últimos y más septentrionales restos carboníferos yacentes sobre el granito; la acompañan algunos restos devonianos y silurianos hacia el oeste por el lado de la llanura, pero toda la costa al norte de los 22° S. está formada en su parte conocida por rocas graníticas. En esta región la cordillera es bastante más baja; la arenisca desértica del oeste la invade por el oeste.

Rattray ha descrito la región desolada que rodea al cabo York. Los terrenos graníticos se dirigen hacia el norte a lo largo de la costa oriental; el cabo Melville (14° 15' S.), el cabo Direction (12° 50' S.), el Weymouth, Fair Cape y otros promontorios se componen de granitos; el extremo de la península de pórfido. La arenisca desértica constituye a lo lejos el subsuelo y llega al mar en la isla Albany. En grandes extensiones yace sobre ella un depósito de color rojo semejante a la laterita. Las islas y arrecifes del estrecho de Torres están compuestos en parte de granito y son la continuación de la gran cordillera hacia Nueva Guinea ³⁰.

Según los datos que hoy se poseen, las cordilleras plegadas del continente australiano pertenecen a un sistema de montañas que caracterizan rasgos comunes y dirigidas, más o menos exactamente de norte a sur, o bien están dispuestas de tal manera que se separan algo de la orientación meridiana, como ocurre en el norte de Queensland, dibujando en conjunto un arco algo convexo hacia el este. Son anteriores al carbonífero y, en

el Queensland, sobre todo, anteriores al culm. Las ramas occidentales se alzan al oeste, y aún más al este de la línea de bajos fondos señalada por el lago Eyre, el Torrens y el golfo Spencer. El primero es la Flinders Range, el segundo la Adelaide Range, el tercero las Barrier y Grey Range, en cuya dirección, bastante más al norte, se halla la Mac Kinlay Range, que, según Daintree, se compone también de rocas antiguas. Hállanse luego al este los trozos sucesivos de la gran cordillera: un primer ramal, desde Tasmania al río Hunter, a los 32° de latitud sur, que cruza los Alpes Australianos; un segundo reemplaza y sucede al anterior, comienza al este del Hunter, a los 32° de latitud sur, y corre paralelo a la costa hasta los 22° 30', próximamente, y por fin, un tercero sucede al segundo al oeste de su extremidad septentrional y va disminuyendo de altura doblándose al NNO., y se dirige hacia Nueva Guinea por el cabo York y las islas del estrecho de Torres.

Aun no hemos hablado de las formaciones volcánicas que tanto interviene en la constitución de la cordillera. No se trata de las rocas eruptivas antiguas que, asociadas a la serie paleozoica plegada, asoman en relación evidente con los yacimientos auríferos y que adquieren por esto tanta importancia para la comarca; se trata de las lavas mucho más modernas que datan de la mitad de la era terciaria o aun de otra más próxima. Dichas lavas son exclusivamente básicas. En las partes altas de la cordillera y en sus laderas, en Tasmania, Victoria, Nueva Gales del Sur y en Queensland se observan muchas coladas y mantos basálticos que yacen, a veces, sobre capas con vegetales que no deben ser anteriores al terciario medio. Daintree ha demostrado que en el Queensland la arenisca desértica se superpone a esas mismas lavas. Además, no debe olvidarse que esa formación eólica tan extendida es anterior a la fauna de los grandes marsupiales como el *Diprotodon* y sus contemporáneos que se encuentran en brechas más recientes todavía y en los valles de erosión que recortan la arenisca desértica.

Al norte del 21° S., en el Queensland, existen hoy algunos centros de erupción, cuya edad más moderna atestigua la perfecta conservación de sus conos de ceniza; las lavas emitidas han corrido en muchos sitios sobre la arenisca desértica. En el sur, en aquella parte de Victoria, donde el rumbo de las montañas es perpendicular a su dirección estructural y donde las alturas, pero no los plegamientos, se desvían hacia el oeste, se encuentran también formaciones volcánicas que conservan sus cúpulas de ceniza. Poseen todos los caracteres exteriores propios de una edad reciente y forman una corrida dirigida de este a oeste por la parte meridional de Victoria. El cráter del monte Gambier se halla sobre capas terciarias marinas horizontales, y Woods lo ha descrito detalladamente ³¹. En las cenizas de estos volcanes o en su superficie se han encontrado no sólo restos de grandes marsupiales, sino también los del dingo.

De modo que ha habido en esa cordillera después de la época miocena erupciones volcánicas básicas, que han durado hasta época muy moderna en el norte y en Victoria.

Poco hay que decir de los desiertos del interior; lo que han visto o recogido en aquellas comarcas inhospitalarias algunos audaces viajeros son sólo granitos descompuestos en grandes superficies, pizarras antiguas, algunas señales de depósitos marinos mesozoicos y un manto muy extenso de arenisca desértica. Ya hemos advertido que no es segura la existencia de sedimentos marinos jurásicos en el este de Australia; estas dudas se extienden a todos los yacimientos citados hasta ahora en el interior. Sólo el terreno cretáceo puede considerarse identificado con certeza. Este terreno, además, domina desde las vertientes occidentales de la cordillera o, más exactamente, desde el jirón citado en su flanco oriental en Maryborough, en el Queensland, hasta el monte Stuart en la Grey Range y hasta el lago Eyre; al NO. se puede reconocer hasta cerca del golfo de Carpentaria y, sin duda, mucho más lejos en el interior.

Los exploradores que partieron de la costa NO. tampoco encontraron más que granito y arenisca, y acaso también basalto, en las orillas del río Victoria. Fósiles indiscutiblemente jurásicos sólo se han encontrado desde el Glenelg River, entre los 15 y 16° de latitud sur; los que llegaron a Europa y describió Neumayr tienen esa procedencia, y presentan grandísima semejanza con las especies que recogieron Gregory y sus sucesores en las regiones meridionales de la costa occidental ⁵². Hasta ahora no se han encontrado análogos yacimientos en el centro ni en el este de Australia, y debemos considerar provisionalmente estos interesantes sedimentos jurásicos, que tanto recuerdan los de Europa, limitados a la parte occidental de la meseta.

Trasladémonos ahora a la otra orilla del Océano Pacífico, en la misma latitud y sin perder de vista los resultados del examen que acabamos de hacer en Australia y Nueva Zelanda.

En la margen occidental del Gran Chaco se alzan muchas cordilleras altas y estrechas, arrumbadas de norte a sur y formadas de rocas antiguas. Sus capas son casi verticales. Las más orientales se componen de granito, neis y pizarras arcaicas cerca de la ciudad de Córdoba, tales como la sierra Ischilin, la de Córdoba y la de Cerezuela. Más al norte se alza la sierra de Aconquija, formada de granito y neises, y muchas otras ramas paralelas muy estrechas, compuestas de rocas cambrianas y silurianas, que forman hasta Bolivia la continuación de ese sistema de sierras meridionales (I, pág. 521). Más al oeste se completa la serie de las formaciones marinas, con la unión de capas mesozoicas muy espesas. Recientemente ha demostrado Mojsisovics que el triás marino existe en la parte septentrional de los Andes, según muestras que recogieron Reiss y Strubel en el Perú y Lindig en Chaparal ⁵³.

Al mismo tiempo que se completa la serie mesozoica comienzan las altas montañas. Mas el oeste se encuentra el profundo surco de Chile, luego la cordillera costera de tan extraña constitución y, por último, el Océano.

Atravesemos ahora Australia, pero en vez de examinarla de este a oeste, estudiémosla en sentido opuesto.

En lugar del Gran Chaco o de las Pampas, encontramos los desiertos del oeste de Australia; en lugar de las lagunas del borde occidental, las extensiones líquidas que van desde el golfo Spencer al lago Eyre; en vez de las sierras meridianas de Córdoba, con sus rocas antiguas, la Flinders, la Adelaide y las Barrier y Grey Range, y en lugar de las largas cordilleras paralelas, los trozos alternados de la cordillera australiana. El mar nos oculta la continuación de este régimen en grandes espacios, pero más allá, en Nueva Zelanda, se completa la serie mesozoica y se halla el triás marino y varios pisos del jurásico; también aquí se alcanzan al mismo tiempo las altas montañas y una región de plegamientos mucho más recientes ³⁴.

Así como las sierras argentinas en el borde de la gran llanura no deben separarse de la cordillera principal de los Andes, sino que constituyen con ella miembros de un sistema montañoso único construido con arreglo a un plan general...., lo mismo debe considerarse como partes de un sistema montañoso único, cuyos trozos poseen caracteres homogéneos, todas las cordilleras comprendidas entre la Flinders Range y la Gran Cordillera australiana además del más largo de los trozos montañosos que se reúnen en Nueva Zelanda.

A propósito de esto debemos insistir en que los depósitos marinos terciarios rodean la costa sur de Australia, penetran en el hundimiento transversal que constituye el estrecho de Bass y llegan hasta la parte sur del North Gippsland, pero faltan por completo en toda la costa oriental del continente, así como en la de Tasmania que presenta abruptos acantilados. Apoyado en esta circunstancia emitió ya Clarke la hipótesis de que la prolongación del continente australiano hacia el este se hallaba cortada por un hundimiento reciente ³⁵.

Como confirmación de esta hipótesis puede invocarse el hecho de que en la isla de Lord Howe, entre Australia y Nueva Zelanda se han hallado osamentas de grandes animales terrestres, que se han atribuido a los géneros gigantescos de lacértidos *Megalania* y *Notiosaurus*. En el continente australiano estos géneros fueron contemporáneos del Diprotodon y de otros grandes marsupiales, de modo que vivieron después del depósito de la arenisca desértica, en época muy moderna. La isla de Lord Howe, con su pequeñísima extensión actual, no habría podido nutrir tan grandes animales ³⁶.

NUEVA CALEDONIA.—Eminentes observadores como Dana y Clarke consideraron hace varios años a Nueva Caledonia prolongación de Nueva

Zelanda, por su península del NO. y la isla de Norfolk. Sábase ahora que esta península no coincide con una inflexión de la cordillera principal de Nueva Zelanda, pero Nueva Caledonia presenta ciertos rasgos que denotan particular semejanza con aquellas islas.

Garnier y Heurteau han publicado memorias detalladas sobre la constitución de Nueva Caledonia. Deslongchamps y P. Fischer han descrito sus fósiles ⁵⁷. La estructura es la siguiente:

A lo largo de la costa SO. hay en varios puntos y, sobre todo, en la mitad sur de la isla, melafiros y tobos melafíricos, y las siguen más al este rocas metamórficas en las que se han encontrado la *Spirigera Wreyi* del triás neozelandés. Encima hay pizarras triásicas con *Pseudomonotis*, *Richmondiana* y *Mytilus problematicus* que corresponden, por lo tanto, al triás medio de Nueva Zelanda. Esos depósitos se encuentran en las islas Ducos y Hugon. Sigue a la zona triásica otra estrecha, bastante más larga que se dirige paralelamente a la costa, y que comprende una serie de capas hulleras que se observan hasta mucha distancia al NO. y están formadas principalmente de areniscas y conglomerado; algunos de sus fósiles se han identificado con especies del liás europeo; la hulla se atribuye al rético o al liás. La zona que sucede a la hullera es la más importante y ocupa la mayor parte de la isla; es una poderosa corrida de serpentina y pizarras verdes con filones de eufótida notable por su riqueza en hierro cromado y en níquel. Esta corrida de serpentina forma la isla de los Pinos y el sur de Nueva Caledonia, la costa de la vertiente NE. hasta Uailu y, por lo tanto, la mitad de longitud de la isla, y en la vertiente SO. hasta el Monte Dorado. En esta ladera cede su puesto a las zonas sedimentarias ya citadas y gana de nuevo más al norte la costa NO.; continúa por el centro de la isla, llega a la punta norte de Nueva Caledonia y prosigue aún más allá por la isla de Paaba. Esta corrida de serpentina que se dirige desde la isla de los Pinos a la de Paaba, con sus abundantes cúpulas rocosas aisladas, negras y peladas, está a menudo cubierta por una arcilla de color rojo oscuro, producto de la descomposición de la roca; ocupa a menudo toda la anchura de la isla y es característica de Nueva Caledonia.

Todas las rocas hasta ahora mencionadas se arrumban al NO., lo mismo que la isla, de modo que por eso es tanto más sorprendente encontrar en la parte septentrional de Nueva Caledonia otras rocas más antiguas con dirección completamente distinta. Heurteau las considera como una zona de micacitas que en ambos flancos llevan pizarras muy laminadas. Las micacitas forman la importante arista montañosa que separa el Diahot de la costa oriental, y que se dirige al NO., como la corrida de serpentina y toda la isla; pero, según las precisas indicaciones de Heurteau, las micacitas se dirigen, perpendicularmente a esa arista, hacia el NE. Las pizarras laminares dominan hasta cerca de Uailu, donde las serpentinan forman la

costa hasta el extremo sur de Nueva Caledonia. En las dos zonas de pizarras laminares hay interestratificadas calizas cristalinas.

La descripción del valle del Diahot, debida a Heurteau, demuestra que en esas pizarras antiguas la verdadera dirección es norte 20° este, a norte 55° este; sólo en el extremo norte de la isla las pizarras laminares de la zona septentrional se doblan paralelamente a la dirección general NO.-SE.

Conocemos, pues, en Nueva Caledonia dos grupos de rocas que afectan distintas direcciones. El primero, más extenso, se dirige al NO., lo mismo que la isla, y comprende una zona de melafiros y de tobas, el triásico, las capas hulleras y la gran corrida de serpentinas. El segundo grupo se dirige al NE., sólo se conoce en el norte de la isla y se compone de micacitas y pizarras laminares. El primer grupo corresponde a un trozo de cordillera dispuesta en zonas paralelas; aun no es posible determinar su relación con el segundo.

Ignórase la edad de la gran formación serpentínica. Hasta ahora no se ha encontrado en toda la costa oeste del Pacífico otro macizo de serpentina de tanta extensión, y por su situación parece pertenecer a la zona externa de una gran cordillera, como las que se encuentran en tantos puntos en el flysch; Heurteau la ha comparado, fundado en la existencia del níquel y del cinabrio, con la serpentina de Nuevo Almadén, en la cordillera litoral de California ³⁸. Por este concepto interesa saber que recientemente ha mencionado Ratte fósiles procedentes del interior de Nueva Caledonia, y que considera del cretáceo superior ³⁹.

En Nueva Caledonia no se han visto aún rocas volcánicas modernas.

No hablaré en este capítulo de las formaciones coralinas que rodean la isla, y también trataré más adelante de los potentes depósitos calizos que constituyen el pliegue paralelo de las islas Loyalty. Sin embargo, importa advertir para las descripciones posteriores que Tenison-Woods ha citado en Viti Levu fósiles marinos terciarios de especies extinguidas, pero de carácter tropical ⁴⁰.

Son muy escasos los datos de que disponemos sobre las islas que siguen al NO., aparte de las que se componen de construcciones coralinas o de formaciones volcánicas recientes, y únicamente su dirección general nos permite emitir alguna hipótesis acerca de sus relaciones estructurales.

La constitución de *Nueva Bretaña* y *Nueva Irlanda* sólo se conoce parcialmente.

A propósito del puerto de Carteret y la bahía del Azufre, en Nueva Irlanda, observa Schleinitz que las montañas se componen allí de caliza, pero que los cantos rodados que provienen del interior son de granito, pórfido hornablenda y arenisca, lo que confirma los datos de Liversidge; además de los pórfidos y dioritas, menciona este geólogo una caliza gris, probablemente antigua, y que procede de una montaña de 750 metros de altura; además cenizas volcánicas, jaspe rojo, arenisca, epidoto y lavas amigda-

loides. En Nueva Bretaña sólo se mencionan varias rocas volcánicas y calizas blancas ⁴¹.

MAR DE BANDA, BORNEO.—Desde *Nueva Guinea* se nota la importancia de las formaciones terciarias que tan gran desarrollo alcanzan en el archipiélago de la Sonda. Antes vimos que los depósitos marinos terciarios tienen mucha extensión a lo largo de la gran bahía australiana y que penetran en el estrecho de Baas; pero no se han hallado señales en toda la costa oriental de Australia y de Tasmania hasta el estrecho de Torres. En el Hall Sound de Nueva Guinea ha recogido Maclay conchas marinas terciarias, pero Tenison-Woods explica que estos moluscos son por completo diferentes de los de las capas terciarias de la Australia meridional ⁴². Por las indicaciones de Martín, estas deben ser las calizas terciarias que constituyen gran parte de la costa NO. de Nueva Guinea, caracterizadas, principalmente, por orbitoides y lithothamnios, y parecen pertenecer al mioceno antiguo; dichas calizas forman allí acantilados de 200 a 300 metros de altura y constituyen también la isleta de *Koor*, al SO. y varias de las grandes islas adyacentes, así como la de *Sowek* al norte del golfo del Geelvink. En la isla de *Lakahia*, frente al Merkus-Ort, parece que hay arenisca con capas de carbón ⁴³.

Las nevadas montañas del interior de Guinea se desconocen en absoluto.

El arco malayo que desde Birmania se dirige por Malaca, las Andaman y las Nicobar, Sumatra y Java hasta Flores (I, pág. 459), es difícil de seguir porque no conocemos bien la parte oriental de esa larga fila de islas, pero salta a la vista que Sanvelhourt y Timor están fuera de esta curva.

Nada preciso sabemos acerca de la *Isla del Sándalo*; *Timor*, a juzgar por los datos que poseemos, difiere mucho de las islas del interior del arco. Desde que Beyrich citó la existencia de la caliza carbonífera en Timor, han dado a conocer la constitución de esta isla varios geólogos, sobre todo, Martín y Wichmann. Encuéntrase allí pizarras antiguas, y además tonalita, diorita y serpentina; la caliza carbonífera alcanza gran extensión y no es segura la existencia de sedimentos triásicos; los depósitos terciarios también tienen gran desarrollo superficial, y lo mismo que en Java, parece que alcanzan en el interior varios miles de pies de altura ⁴⁴.

Timor no sigue la dirección del arco malayo, con el que se relaciona de modo aun desconocido. Pasemos al examen del extremo oriental de la curva.

Creo interesante la comprobación debida a Verbeek de la existencia de pliegues muy pronunciados en las capas terciarias al pie de los grandes volcanes de la residencia de Cheribón en Java ⁴⁵. En Madura se ha descubierto la prolongación de las micacitas de Java que coronan, lo mismo que en esta isla, sedimentos marinos terciarios. Solamente la línea de volcanes indica la continuación del arco por Bali, Sumbawa y Flores. Lo

mismo que en Java y Madura tienen gran importancia los sedimentos terciarios en la estructura de esas islas. Riedel ha descrito las orillas del *mar de Banda*. De estas descripciones debe retenerse, sobre todo, la circunstancia de que las islas de Romang, Damer, Teun, Nila y Serna forman una larga cordillera continua de volcanes activos y a esta misma serie pertenece, sin duda, la isla volcánica de Tiur, la más meridional del grupo de Watubela (al sur del archipiélago de Gorong), y cuya última erupción ocurrió en 1659. Esas seis islas volcánicas están en la prolongación exacta de la gran zona de volcanes que parte de Java, y se encorva en arco que llega hasta cerca de Nueva Guinea; su alineación es tanto más notable cuanto que en el exterior sólo se observan fenómenos volcánicos en un punto de la costa oriental de la isla Moa.

Una serie de capas del terciario medio compuestas de arenisca, margas y calizas, forman gran parte de las islas situadas delante de la cordillera volcánica y constituyen las de Leti y Moa, mientras que la inmediata isla de Lakor es de construcción coralina reciente. El grupo de Luang-Sermata pertenece también al terciario medio, así como el grupo de Babber, donde, sin embargo, se citan también calizas mesozoicas tal vez jurásicas. El grupo de Taninbar o Timorlao se compone casi exclusivamente de caliza coralina que sobresale poco del mar; sin embargo, en el SE. de Jamdena, la isla mayor del grupo, se debe igualmente al terciario moderno. También es de esta formación la gran isla de Nuhuyuut en el grupo de Kei, que se alza hacia el norte a 400 ó 500 metros. El grupo principal de Aaru es una meseta caliza moderna recortada por canales de agua salada de 25 a 800 metros de anchura y que atraviesan la isla de parte a parte; en el SE. el terciario moderno llega a los 50 metros de altitud ⁴⁶. De los datos publicados por Martín, se desprende que esos depósitos terciarios son continuación de los de Nueva Guinea.

Al NE. de Timor, las dos islas de Eetar (o Wettar) y de Kissar (de 1.200 metros de altura) se componen de rocas antiguas y acaso también mesozoicas. Las rocas antiguas asociadas a veces con calizas paleozoicas o mesozoicas forman la alta cordillera que, desde Buru (2.500 metros), por Serang (o Ceram, 2.500 metros igualmente), se extiende hasta el archipiélago de Seranglas y de Gorang; la rodean algunos depósitos terciarios medios que forman la isla de Amboine. En la costa oriental de Serang hay manantiales de petróleo, lo mismo que en el valle del Irauddi, en las Nicobar, en Sumatra y en Java ⁴⁷.

Verbeek atribuye al eoceno parte de la serie terciaria media, algunos de cuyos pisos caracterizan capas de carbón o con numulitos, orbitoides, lithotamias especiales y el género *Cycloclypeus*, mientras que Martín la considera miocena. Este autor ha hecho conocer la caliza terciaria de Amboine, Buton y Madura, y demostrado que presenta mucha extensión en Borneo ⁴⁸.

No puede negarse que la alineación volcánica que va desde Romang a Tuur tiene mucha semejanza con el arco volcánico de la vertiente interna de las pequeñas Antillas; las islas terciarias y las mesetas calizas modernas corresponden al arco exterior de la región caribe; el mar de Banda al de las Antillas y el de los Alfurus, que ocupa el antepaís, al golfo de México o a la parte adyacente del Atlántico.

Aunque en aquella región se han citado a menudo terrenos mesozoicos y paleozoicos, no sé que hasta ahora se hayan encontrado fósiles anteriores al terciario más que en la isla de *Borneo*.

Poseemos un mapa geológico de esta isla, dibujado por Schwaner y Gaffron durante los años 1843-48, y que comprende los distritos meridionales hasta más allá del ecuador y, también, una serie de trabajos de detalle de ingenieros de minas holandeses y un estudio de conjunto de Martín ⁴⁹. Los primeros exploradores, Horner y Schwaner, habían reconocido en el interior de Borneo montañas de granito, de serpentina, de pizarras cristalinas y otras rocas antiguas, dispuestas de igual manera que las cordilleras de las Célebes y de Halmahera, pero cuyos intervalos rellenan los sedimentos terciarios. Martín demuestra de qué modo llegaron Pechel y Wallace, cada cual por su lado, a reconocer la homología de las tres islas inmediatas, homología que tan mal evidencian los contornos de Borneo ⁵⁰.

Aparte de esta transgresión terciaria, Verbeek ha citado hace poco en Borneo depósitos marinos fosilíferos pertenecientes al cretáceo, en el Seterocang, afluente del Kapoea, que desemboca en la costa occidental. Geinitz ha identificado tales depósitos con el senonense superior, porque entre los fósiles que recogió van Schelle ha reconocido algunos muy próximos a la *Vola quadricostata*, a la *Trigonia limbata*, a la *Goniomya designata*, así como al *Hemiaster sublacunosus* y al *H. plebeius*, lo mismo que a otras especies del cretáceo superior ⁵¹.

Tenison-Woods considera las cuencas carboníferas del oeste, en parte al menos, de igual edad que las capas de Newcastle en Australia; pero Labuan lo admite sólo como hipótesis; en los yacimientos de carbón de Sarawak se halla el *Phyllothea australis* y la *Veterbraria*, o sea formas características de estos depósitos australianos ⁵².

Finalmente, parece que existen fósiles marinos del devoniano o del carbonífero; van Schelle menciona sus señales en la residencia del oeste y Tenison-Woods cita la *Fenestella* y la *Stenopora* como procedentes de una caliza del norte ⁵³.

COCHINCHINA, TONKÍN.—Los trabajos de los exploradores franceses han aumentado mucho en estos últimos años nuestros conocimientos sobre la geología de la Indo-China. A la audaz expedición de Francisco Garnier siguieron los trabajos de Ratte y Petiton en la baja Cochinchina y el Camboye y los de Edmundo Fuchs en la misma región, en la costa de Annam y en el Tonkín, y, por fin, las noticias de Jourdy sobre la parte oriental de

este país ⁵⁴. Aunque quedan en pie muchos problemas, puede deducirse ya de todas estas investigaciones lo que sigue:

Lo mismo que en Borneo, donde las rocas eruptivas modernas tienen muy poca extensión, sólo se han citado dichas rocas en el continente en un punto muy próximo a la costa sur, aunque las orientales y meridionales de Indo-China estén rodeadas de algunos afloramientos de ese género. Se trata de un mogote basáltico al sur de Bien-Hoa. La isleta del Tigre, situada en la costa oriental (al norte del 17° de latitud norte), se compone de traquita; esta misma roca existe también en Pulo-Condore y en Pulo-Uai, al este y al oeste del extremo meridional de Cochinchina.

Parte de Pulo-Condore se compone de granulita, que es un residuo de los muchos yacimientos de esta roca que se alzan en el cabo Santiago y cerca de Baria, y que se presentan unidos a la diorita y hacia el norte se unen con macizos muy extensos de rocas pizarrosas antiguas. Estos yacimientos esporádicos de rocas antiguas que avanzan hasta el cabo Santiago deben considerarse lo mismo que Pulo-Condore, como el extremo sur de la larga línea de alturas que desde la meseta granítica de Laos desciende a lo largo de la costa oriental de Annam.

Hablemos por lo pronto del delta del Mekong.

Las cimas granulíticas de Baria continúan al NO. hasta Bien-Hoa. Más al NO. emerge de los aluviones una cresta de arenisca blanda, que es el primer jirón de un manto arenoso, los restos del cual reaparecen al norte sobre las capas de carbón del rético; al oeste de la cresta de arenisca se alza en Tay-Ninh una nueva montaña granulítica. Al oeste del gran río, entre Chaudoc y Rach Gia, vense de nuevo alturas granulíticas y graníticas con la misma arenisca, y al NO. de ese grupo, el Camboye occidental se compone en gran extensión de arenisca blanda que reposa sobre capas levantadas de caliza, atribuidas a la caliza carbonífera. La gran isla de Fukok se compone también de la misma arenisca que forma, al norte de la isla, la montaña del Elefante.

Estas alturas y, sobre todo, las crestas y montañas granulíticas comprendidas entre Baria y Bien-Hoa, las de Tay-Ninh, y las de Chaudoc en la otra orilla del Mekong rodean como un cinturón incompleto la extensa zona de los aluviones, o más bien se las puede considerar como antiguas islas o penínsulas unidas por esos depósitos de aterramiento que constituyen el resto del país hasta la punta extrema del sur. Es muy singular la actuación de los grandes lagos interiores del Camboye en este progreso de la tierra firme; Fuchs ha descrito muy bien el fenómeno: el mar cubría en otro tiempo la región que hoy ocupan los aluviones del Mekong, cuya desembocadura se encontraba entonces muy al oeste de los grandes lagos, cerca de la región actual de Pnom Baché; las alturas de la provincia de Compong-Soai, formadas de rocas graníticas y de pórfidos cuarcíferos, separan de la desembocadura los grandes lagos que eran entonces la parte

septentrional de un golfo que penetraba profundamente en las tierras. Después, avanzando mar adentro, los aluviones del río aislaron aquella parte del golfo de la alta mar. El río Tonlé-Sap, que hoy desemboca en Pnom Penh, en el Mekong, y establece la comunicación con los lagos, tiene tan poca pendiente que parte del año lleva las altas aguas del Mekong al norte hacia los lagos, y el resto del año lleva al sur el sobrante de los lagos hacia el Mekong. El sentido del desagüe se invierte tan pronto como el Mekong pasa en Pnom Penh de 7 u 8 metros sobre el nivel medio del estiaje; el río supera cada año en 12 ó 14 metros dicho nivel.

Muy escasos son los datos que poseemos sobre Annam. Sabemos que sigue la costa una cresta de alturas graníticas; que en su margen oriental, a orillas del Turane, cerca de Hue, afloran pizarras antiguas y que en el mismo punto hay depósitos de carbón, tal vez de igual edad que los del Tonkín.

La llanura del Tonkín se conoce mejor. Algunas pizarras blandas poco fosilíferas se atribuyen al devoniano, pero esto no es muy seguro. La formación más notable consiste en una caliza dura marmórea que sobresale en peñones abruptos en muchos puntos del delta y en alta mar forma innumerables arrecifes o islotes. Jourdy ha encontrado en ellas fósiles de la caliza carbonífera. Encima hay pizarras calíferas intercaladas en la arenisca y que contienen moluscos que, según Douville, se asemejan a la *Myophoria Goldfussi* del Keuper; pronto hablaré de las mioforias análogas que recogió Lóczi en Chung-Tien en el Yun-Nan. Después vense areniscas y pizarras que forman la serie de las capas hulleras del Tonkín, cuya flora ha examinado Zeiller llegando al resultado de que 10 ó 12 especies de plantas corresponden a las del piso rético de Europa, mientras que se conoce en la India un número de especies casi equivalente, ya sea en las capas más altas del Gondwana, inferior ya en la base del Gondwana superior. El número de especies nuevas es relativamente pequeño ⁵⁵.

Este conjunto de capas forma una serie de pliegues arrumbados al SO., que llegan al mar y continúan por Hai-Nan, según ha revelado Jourdy, pero sobre ello no tengo datos directos. Además, según el mismo observador, atraviesan a este sistema de pliegues NE. algunas fracturas, que lo recortan en ángulo recto y se arrumban al NO.

En esas regiones no se conocen depósitos más recientes que las capas réticas.

FILIPINAS. -- Los datos que conozco acerca de las Célebes y Halmahera no bastan para emitir una hipótesis sobre su constitución. Sólo se sabe que existen allí rocas antiguas, tales como el granito y las pizarras, y muchos volcanes modernos, varios de ellos en actividad.

Los datos sobre Filipinas son más completos, pero no podría dar, desde luego, un juicio definitivo sobre los rasgos principales de su estructura. Tampoco se ha hallado en Filipinas ningún resto fósil de edad

paleozoica o mesozoica. Sobre un conjunto de neises, pizarras talcosas, serpentinas, gabros y diabasas muy desarrolladas se halla una serie sedimentaria que comprende un horizonte calizo y capas de carbón concordantes de edad desconocida; luego calizas numulíticas, una caliza coralina más moderna, que llega hasta 1.200 ó 1.300 metros de altitud y que asimilo a la caliza coralina del terciario medio de las islas Banda y de Borneo, y, por fin, formaciones marinas recientes. A estos sedimentos se asocia una serie variada de productos volcánicos, que se remontan, por lo menos, hasta la época numulítica.

Todos los observadores afirman que debe considerarse que los terrenos antiguos forman, no una meseta, sino una serie de cordilleras distintas, cuyos fragmentos son lo único que ha quedado visible; el mar oculta gran parte de ellos y otra parte está cubierta de ceniza y toba, procedentes de los volcanes modernos y en muchos sitios aún activos. Los contornos de las islas no corresponden siempre a la dirección de los terrenos antiguos y han sido muy modificados por la adición de las masas volcánicas, lo que ocurre sobre todo en la parte meridional de Luzón.

R. von Drasche, en 1878, en una descripción muy interesante de Luzón, imaginó las Filipinas formadas por cierto número de cordilleras hacinadas en la parte septentrional de aquella isla y arrumbadas casi de norte a sur, mientras que divergían en el sur y el SO. «En la parte septentrional y central de Luzón domina la dirección sur-norte; en la meridional las islas irradian como las varillas de un abanico y se observa una torsión gradual de NO.-SE. a NE.-SO., de modo que las direcciones observadas en Paragua y en el sur de Luzón, o sea en los dos extremos opuestos del abanico, son perpendiculares entre sí.» Los radios orientales están más encorvados hacia el este, y Drasche advierte su tendencia a orientarse paralelamente a los contornos de la costa de Annam, de igual modo que Nueva Zelanda y Nueva Caledonia se amoldan al dibujo de la costa oriental de Australia ⁵⁶.

Los últimos datos obtenidos parecen confirmar esa hipótesis. Para apreciar mejor la situación de las diversas cordilleras, conviene no perder de vista dos líneas de depresión muy importantes, mencionadas por Spencer en 1869, que las hacía resaltar en su mapa de conjunto de dichas islas ⁵⁷. La primera de esas depresiones longitudinales, que se extiende al oeste de Luzón, va desde el golfo de Lingayen al de Manila y aísla una cordillera distinta, la sierra de Zambales. La segunda línea de depresión se encuentra en la parte oriental de Mindanao, corre casi sin interrupción, por una línea divisoria de escasa altura, desde el golfo de Butuan, al norte, al de Davao, al sur, y limita también una cordillera independiente, dirigida casi de norte a sur del cabo Surigao al San Agustín.

Von Drasche atravesó por dos caminos diferentes la sierra de Zambales, en la parte occidental de Luzón, que se compone sobre todo de gabros y pizarras talcosas con serpentinas; cubren su vertiente oriental grandes

masas de toba traquítica. El extremo meridional, que se destaca en el golfo de Manila, es de origen volcánico reciente y no hay para qué tenerlo en cuenta al estudiar la dirección de la cordillera. La depresión divisoria es ancha, y en ella encontró Centeno depósitos marinos muy modernos; en medio de la llanura sólo se alza el volcán Arayat ⁵⁸. Parece que esta rama, hasta cierto punto independiente de la sierra de Zambales, es la que se dirige luego hacia Paragua, doblándose por Lubang y las Calamianes, donde Tenison-Woods ha encontrado caliza antigua. Según Centeno, la isla Paragua está formada por una sierra larga y continua ⁵⁹. El arco Zambales-Paragua, el más occidental de la virgación, tiene un trazado que corresponde, con notable limpieza, al de la costa de Annam.

En la parte septentrional de Luzón hay dos cordilleras separadas por el Río Grande de Cagayan, que se extienden hasta la latitud del golfo de Lingayen, y luego se reúnen y siguen a cierta distancia la costa oriental. Más al sur las montañas están muy fracturadas y cubiertas de extensas masas volcánicas; sin embargo, la dirección SSE. se halla bien indicada por una larga fila de caliza numulítica intercalada en las tobas traquíticas, hilada que puede seguirse desde la provincia de Bulacan transversalmente a la laguna hasta el Majajay. Richthofen fué el primero que indicó su existencia ⁶⁰.

Drasche supuso que los contornos de Masbate obedecían a una bifurcación, lo que correspondería a la estructura de Puerto Rico en las Antillas, pero no se conoce la estructura de Masbate.

Abella ha descrito con detalle la isla de Cebú. Sus rocas más antiguas son dioritas y tobas dioríticas que forman grandes macizos oblongos en el centro y otro menor en el sur, y están rodeadas de capas con numulitos. Una caliza más moderna compone el resto de la isla, o sea la parte más extensa; en algunos sitios es horizontal y en otros se halla erguida como las capas numulíticas. Los lignitos de Cebú pertenecen también a este grupo que abarca depósitos de edad muy distinta. La dirección de las rocas corresponde, próximamente, al perímetro de la isla y, por lo tanto, a la dirección de una de las ramas medias de la virgación ⁶¹.

Las capas de carbón reaparecen, según los datos publicados por Centeno, en la inmediata isla de Negros, y también hay señales en la parte oeste de Mindanao, al norte del golfo de Sibuguey. Es posible que parte de la región occidental de Mindanao sea prolongación de Cebú y de la isla de Negros.

La cordillera aurífera de Pigolugan en la isla de Mindanao, que cierra el golfo de Macajalar, y, por tanto, casi en el centro de la costa norte, se compone, según Abella, de cuarcitas antiguas y pizarras arcillosas que se dirigen del NNE. al SSO. ⁶².

Montano visitó la sierra oriental de Mindanao, situada más allá de los dos golfos de Butuan y de Davao (o Tagloc), que se dirige en su parte

septentrional al SSE. y luego se dobla al sur; se compone de grauwacas y pizarras antiguas, caliza primitiva, serpentina, pórfido cuarcífero y melafiro. Esta cordillera puede considerarse continuación de la isla de Leyte ⁶³.

Aún más al exterior existe una segunda zona de capas con combustible arrumbadas al SE. y que Centeno siguió desde la región de Caramuan por la isla Baten y por Sugud, en el sur de Luzón, hasta la isla de Zamar.

Trasladadas estas observaciones a un mapa advertiremos una virgación desde Paragua en el SO. hasta la zona de los yacimientos de carbón del sur de Luzón y de la isla de Zamar, al SE. Es posible que el arco más occidental, Zambales-Paragua, prosiga hacia Borneo. Menos seguro es que la cordillera del oeste de Mindanao se prolongue por Basilan; Joló se compone, según Itier, de construcciones coralinas que yacen sobre basalto ⁶⁴. Sólo por los volcanes puede seguirse la prolongación de la cordillera oriental de Mindanao hacia el sur; en la costa occidental del golfo de Davao alcanza el cono del Apo, según Montano, 3.143 metros de altitud y forma la más alta cumbre de Filipinas. La zona volcánica debe prolongarse por el Butulan y la isla Sangir hasta los volcanes del norte de las Célebes.

Se admitía generalmente en otro tiempo que una línea arqueada de volcanes se dirigía desde la Molucas hacia el norte por las Filipinas, pero la disposición no es tan sencilla en realidad. Centeno admite dos cadenas de volcanes que se reúnan al sur de Mindanao; la occidental que comienza en Buguías al norte del golfo de Lingayen y pasa por los volcanes Arayat y Taal, el Canlaón (o de Malaspina), en la isla de Negros, la isla de Fuego, el volcán de Macaturin en Mindanao y el de Cotabato (alineación que se llama sistema del Taal), y la cadena oriental que forma el «sistema del Mayon» (Albay) que pasa por el Isaro en el sur de Luzón, el Albay, el Bulusan, las solfataras de Leyte, el volcán de Camiguin (formado en 1871 al norte de Mindanao) el Apo y el Butulan. A esta última zona hay que añadir la solfataras de las montañas traquíticas de la isla Bitisan que describió después Abella, quien piensa que la prolongación de esta línea no debe pasar por el Camiguin, sino más al este, según la dirección de la isla de Leyte, continuada hacia Mindanao ⁶⁵. El mapa geológico del sur de Luzón de von Drasche demuestra asomos volcánicos tan abundantes y diversos, que es difícil encontrar en aquella región líneas principales bien determinadas. Una de las direcciones más claras es la del SE. de Luzón entre el Isaro y el Bulusan con continuación hacia Biliran; está por completo en el eje de esta rama de la virgación ⁶⁶.

En el extremo norte de Luzón, hacia los 18° 10' de latitud norte, allí donde comienza a destacarse el cabo del Engaño, se encuentra el volcán de Cagua. Al NO. siguen las islas Babuyan, que son volcánicas, luego las Batanes, y por fin, la gran Isla de Formosa.

FORMOSA Y LAS ISLAS LIU-KIU.—Formosa es, por desgracia, poco conocida; los estudios de Swinhoe, Richthofen y Tyzack se limitan a algunos

puntos de la parte septentrional ⁶⁷. Guppy ha descrito la montaña de los Monos en el Takuchan ⁶⁸, en la costa oeste; Kleinwächter ha visitado el sur de Formosa, cuya parte oriental atraviesa una cordillera importante ⁶⁹ que se eleva, según unos, hasta 3.000 metros, y, según otros, hasta 3.600, en dirección norte o NNE. La costa oriental es en algunos sitios muy abrupta, y cerca de Choqueday, según Richthofen (24° 10' de altitud norte), cae a pico sobre el mar profundo desde una altura de 2.000 metros, próximamente. En cambio, toda la costa oeste de la isla es baja, y las llanuras sólo quedan interrumpidas por algunas cimas aisladas de caliza coralina.

Kleinwächter, que llegó hasta las laderas de la Kueili Chan, la cumbre más alta (2.740 metros) de la mitad meridional de la cordillera, comprobó que estas montañas se componen de pizarras anfibólicas y pizarras arcillosas plegadas y pórvido feldespático. Los guijarros del río Tamsui anuncian que más al norte interviene también el granito en la constitución de la cordillera, y en la parte sur de ésta se apoyan areniscas cuarzosas y caliza coralina que integran los dos promontorios meridionales de Formosa. La caliza coralina forma, como ya hemos visto, las colinas aisladas de la llanura occidental; se la atribuye generalmente al terciario y forma también la isla de Lanbay situada delante de la costa, hacia el oeste. En la aislada montaña de los Monos hállase una caliza cavernosa con escutellas balanús y corales que llega hasta los 335 metros de altitud en capas inclinadas de 35 a 40° hacia el este. Al norte de la isla próxima al río de Kilung se explotan capas de carbón del terciario medio que pertenecen a un sinclinal de ramas muy inclinadas; esas capas, lo mismo que las de la montaña de los Monos, demuestran que Formosa debe incluirse entre las regiones que han sufrido plegamientos tardíos.

En la desembocadura del río Tamsui encontró Richthofen traquitas y tobas traquíticas horizontales. Las potentes solfataras del NO. de Kilung surgen también acaso de rocas traquíticas ⁷⁰. Estas traquitas son las únicas rocas volcánicas modernas conocidas en Formosa; hasta ahora no se han confirmado los datos antiguos sobre la existencia de volcanes activos en esta isla. Dice Kleinwächter que en la costa llana de Langchiao surgen a menudo llamas del suelo, que parece haber sufrido una especie de cocción, pero cree que se deben a los gases que acompañan al petróleo. Acaso puede darse la misma interpretación a la noticia de origen chino de que en 1722 se vieron salir llamas y barro de la tierra en el Chih-Xan o colina de las Ananas, cerca de Takow. En el norte se conoce efectivamente petróleo en Tangshui por debajo de Tamsui. Todos estos puntos pertenecen a la costa occidental.

Según las noticias que debo a Edmundo Naumann, las islas de los *Pescadores* se componen de capas alternantes de tobas basálticas y de caliza coralina.

A juzgar por la dirección norte-sur que presenta Formosa, esta isla es

prolongación de la parte septentrional de Luzón; en cambio, el gran arco de las islas *Liu-Kiu* desde su extremo meridional se aparta mucho de esta dirección. Döderlein ha reconocido que en toda la parte septentrional de este arco, desde los 25° 30' de latitud norte, próximamente, hasta Kiu-Siu puede distinguirse una fila insular exterior, vuelta hacia el gran Océano, y otra interior. La exterior comprende las grandes islas no volcánicas de Okinawa-shima, Tukonoshima, Amami-o-shima, Yakun-o-shima y Tanegashima; mientras que la cordillera interior se compone de pliegues menores de origen volcánico, tales como (acaso) Kumeshima, el volcán Torishima (Sulphur-Island), probablemente las Linschoten, Erabu, Kose, Yuo y Tageshima, y uniéndose directamente a este arco la Satsuma-Fujiyama, en Kiu-Siu; el volcán Sakurashima, que forma una isla del golfo de Kagoshima; el Kiri-hima-Yama y, por fin, el célebre Asoyama, en Kiu-Siu ⁷¹.

De modo que en el arco de las islas Liu-Kiu se repite la disposición que ya habíamos observado en las Antillas, en las islas Nicobar y Andaman y en las de Banda, y que tienen sus análogas en los Cárpatos y en los Apeninos; los fragmentos de las cordilleras están en el exterior; los volcanes en el interior. Al mismo tiempo la extensión del arco en las Kiushiu es inconfundible y la parte SE. de Kiu-Siu parece continuación de la zona exterior de las islas Liu-Kiu.

Perry y Jones encontraron en *Okinawa*. al norte de Nafa, neises y pizarras arcillosas, y acaso también capas con combustible; el rasgo más saliente en el paisaje es una faja de caliza fosilífera de 120 a 150 metros de altura, que recortada por la erosión al modo de los lenares (Karrenfelder), forma crestas dentadas y se dirige del norte 50 al N. 60° este, por gran parte de la isla. El neis está muy plegado ⁷².

Según Döderlaine, *Amami-o-shima* es montañosa y se compone de neises, granulita y pizarras cristalinas. En la costa oriental vense pizarras arcillosas muy levantadas.

JAPÓN.—El Japón es, como Nueva Zelanda, un archipiélago que puede instruirnos sobre la estructura de los notables arcos insulares que rodean el Océano Pacífico, pues ambas regiones están formadas por los trozos de una cordillera sencilla y los fenómenos no se complican con una virgación, como en Filipinas, ni el fracturamiento se halla tan avanzado como en las islas Banda o en el arco de las Liu-Kiu. Por fortuna, poseemos una descripción muy reciente de la estructura del Japón, redactada por Neumann luego de un trabajo asiduo, proseguido durante varios años con el concurso de indígenas hábiles y utilizando para ellas muchos nuevos datos ⁷³. Además el autor me ha facilitado por carta y verbalmente gran copia de datos inéditos, de modo que sus publicaciones e informes, unidos a la descripción de los volcanes del Japón debida a Milne ⁷⁴ y al mapa ya antiguo de Yeso, de Lyman ⁷⁵, me proporcionan los elementos confirmatorios de lo que sigue.

Es fácil reconocer en la configuración del Japón cierta simetría. Tanto al este como al oeste de la Gran Isla de Hondo, algo encorvada, hay otra isla extensa: por una parte Yezo, por la otra Kiu-Siu, y cada una de estas islas avanza algo más en el Océano que el extremo inmediato de Hondo.

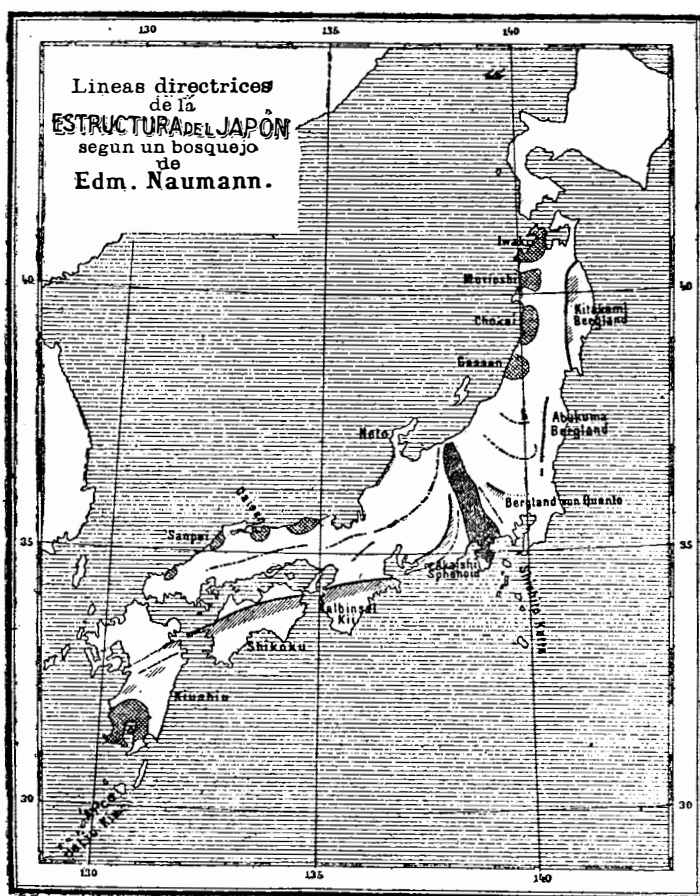


FIG. 17.—El Japón.

La zona menudamente rayada en cruz, que atraviesa el centro de Honshú, indica la «gran fosa»; la rayada comprendida entre Shikoku y Kii muestra la corrida de las pizarras cristalinas. Las partes de rayado claro en cruz indican los circos de hundimiento de la costa occidental (Iwaki, Moriushi, etc.).

Como acabamos de ver, el arco de las Liu-Kiu penetra por el SSO. en la isla de Kiu-Siu, de modo que algunos volcanes de esta última se deben considerar pertenecientes al arco de las Liu-Kiu. Al mismo tiempo la parte SE. de Liu-Kiu forma la prolongación de la zona exterior de este mismo arco insular, compuesto de rocas antiguas, es decir, de *Okinawa-Shima*, *Amami-o-shima*, etc., y, en efecto, esta zona avanza por la isla Tanegashima hasta cerca de la costa sur de Kiu-Siu.

De igual modo el arco volcánico de las Kuriles penetra desde el NE. en la isla de Yeso. La unión se verifica en Nemuro por medio de la península que se destaca de la costa NE. de la isla de Yeso, en cuya parte oriental existen, según Milne, cuatro volcanes, dos de ellos activos, que pertenecen a la zona de las Kuriles ⁷⁶.

Son muy profundos los mares que rodean el Japón y, sobre todo, la parte situada en la cenefa; las profundidades medidas son de las mayores que se conocen, mientras que en el golfo sembrado de islas que penetra en el interior de Hondo no pasan de 30 brazas. Este brazo de mar, alineado en la dirección del arco, es, pues, resultado de una sumersión muy superficial.

El mar interior se halla separado al sur del Océano por la gran isla de Sikoku, a la que sigue hacia el este la península de Kii, de análoga estructura. En medio de la costa de Hondo que da frente al Pacífico se enclava la cordillera volcánica perteneciente a la isla Oshima y que llamaremos cordillera de las Shichito. Desde la bahía de Tokio la costa se dirige cada vez más hacia el norte, y resaltan del dibujo general del arco dos anchos macizos que separa el golfo de Sendai; llamaremos, como Naumann, al más meridional montañas de Abukuma y al que está al norte del golfo de Sendai montañas de Kitakami.

La Montaña Santa, la Fujiyama, con su cono de ceniza que se yergue a 12.400 pies, señala la región en que la cordillera volcánica de las Shichito alcanza el centro de Hondo. En ese punto atraviesa Hondo de parte a parte una notable línea de demarcación, jalonada por potentes asomos de productos volcánicos y que presenta interés capital para la comprensión de la estructura de las cordilleras. Naumann denomina a esta región de fractura «fosa grande», *fossa magna*, que separa el archiélago en dos mitades, que llamaremos Japón del Norte y Japón del Sur.

Sikoku y Kii, colocadas en la costa SO. de Hondo, se componen de zonas de terrenos plegados dirigidas al ENE. y en las que se encuentran pizarras paleozoicas con radiolarios, caliza carbonífera superior, trias, jurásico, cretáceo y depósitos terciarios poco desarrollados; todas estas capas forman pliegues normales o tendidos hacia el Océano y constituyen, indudablemente, la zona externa de una cordillera plegada hacia el Pacífico, o sea al SE. Los depósitos mesozoicos afloran en fajas estrechas enclavadas en los paleozoicos. Detrás de estas capas plegadas, y, por tanto, del lado de tierra, atraviesa Sikoku y Kii una zona de pizarras cristalinas muy levantadas, caracterizada por su gran resistencia que las hace resaltar y que formen penínsulas entrelargas que aparecen en los dos extremos de Sikoku y Kii estrechando el paso entre el Océano y el mar interior. En la parte occidental de Sikoku se destaca un largo espolón hacia el este de Kiu Siu, y basta ver el mapa para comprobar que, apesar de la penetración del arco de las Liu-Kiu en Kiu-Siu, la dirección general de los plegamientos del sur de Hondo prosigue por parte de esta isla.

Este desarrollo de la zona pizarrosa más resistente da a Sikoku su figura de doble rombo, y a Kii la de rombo sencillo e irregular. Menciono esta circunstancia porque a las mismas causas (resalto de los bancos resistentes) se debe la forma romboidal de la isla de Wight, y porque comprobaremos el mismo fenómeno en mayor escala en los contornos de Yezo.

Las rocas de la zona externa de Sikoku y de Kii prosiguen hasta más allá de Shima, que corresponde al espolón oriental de Kii; pero cerca del gran corte del centro de Hondo la dirección pasa a la de ENE., a la NE., y, por fin, a la NNE., y así se completa el arco habitual en pliegues que se unen por un segundo haz de montañas. Como ese trozo se dobla en arco y está cortado por la región de fracturas arrumbadas norte 25° oeste, resulta una cuña que llama Naumann *esfenoide* de *Akaishi*.

En el interior de la larga faja de pizarras de Sikoku y de Kii hay rocas más antiguas, sobre todo granito, cuya desagregación ha originado colinas bajas y redondeadas que emergen como innumerables islotes en el mar interior. Las líneas de altura que se hallan a lo largo del mar del Japón se componen también de granito, pizarras antiguas, pórfidos cuarcíferos y diversas rocas compactas antiguas. Caracterizan la costa norte algunos hundimientos circulares entre los que deben mencionarse los del volcán Daisen y del Sampei. La dirección de estas zonas internas corresponde a la de Sikoku y de Kii con la misma inflexión hacia la zona de fractura. En Kiu-Siu una aglomeración de volcanes recientes corresponde en el centro de la isla a la prolongación del mar interior. Naumann ha creído ver en el NO. de Kiu-Siu un gran lacolito granítico; en general la erupción de gran parte de los granitos japoneses sólo data, seguramente, del fin de la era paleozoica.

Naumann piensa que las cordilleras chinas que llegan al mar en las islas Chu-San se prolongan por Kiu-Siu en la cordillera del sur de Hondo. Estudios posteriores ejecutados en Kiu-Siu darán a conocer de qué manera convergen y se unen los pliegues del arco de las Liu-Kiu.

Llegamos ahora a la región de fractura. La ~~alivianación~~ ^{activación} volcánica de las Shichito alcanza la península de Idzu por la isla de Oshima, que sufrió su última gran erupción en enero de 1877; en esta península se alzan el Amagui-San (1.430 metros), el Hakone-Yama (1.363 metros), el Ashidaka-yama y el potente Fuji-San. A estos cráteres siguen otros muchos volcanes gigantescos, en líneas cerradas, entre los que se cuentan el Yatsuga-taka de doble cima (2.777 metros), el Aama (2.680 metros), cuya última erupción ocurrió en 1870; el Rengsam, con dos orificios de salida (2.980 metros); el Tate-yama (2.865 metros), de basamento granítico, y algunos otros ¹⁷.

Más allá de la región hundida se repite a grandes rasgos la estructura del Japón meridional. Las montañas de Abukuma y las de Kitacami se componen de una serie de terrenos fosilíferos semejantes a los de Sikoku y

Kii, análogamente plegados y orientados en igual dirección que la general de esta parte de la isla, o sea casi de norte a sur. Al sur, en las montañas de Quanto, estos plegamientos se encorvan hacia atrás, hacia la región de fractura, lo mismo que en el esfenoide de Akaishi, al otro lado de la arista transversal. Pero aquí este fruncimiento pasa de norte-sur a SO. y, por último, a NO., y la dirección NO. sigue dominando en las zonas internas casi hasta el centro del Japón septentrional. La región media que correspondería por su situación al mar del Japón, está señalada en el norte de este país por una larga fila de volcanes que puede llamarse cordillera meridiana del Japón septentrional. Un grupo de cinco volcanes se alza al sur, cerca de la región de fractura, hacia el nacimiento de esta cordillera. La montaña más alta del grupo, la Shipane-San (2.590 metros), tuvo una erupción en 1872; Milne menciona 21 volcanes en la cordillera meridional, a los que hay que añadir la parte occidental de Yeso con 13 volcanes, muchos de ellos activos.

Por fin, la costa oeste del Japón septentrional se caracteriza por cuatro grandes fosas de hundimiento, cada una de las cuales contiene un gran volcán; son, de sur a norte, el Gwassan, el Shokai (2.160 metros), el Morio-shi (1.760) y el Gunju-San (7.130 metros), cuya última erupción fué en 1824 y que aun humea algo. Esos hundimientos en óvalo, recortados en los terrenos antiguos del borde interno de la cordillera, recuerdan punto por punto los golfos de Nápoles, de Salerno y de Santa Eufemia, la bahía de Argel y las demás fracturas circulares que rodean al Mediterráneo occidental en la vertiente interna de los Apeninos y de la cordillera del norte de Africa.

En resumen, el Japón del Sur se compone de una cordillera disimétrica, plegada hacia el Océano; los hundimientos de su borde interno se manifiestan en las rocas del Sampei y del Daisen; marcan su zona media el Chugoku y los peñones graníticos del mar interior; las zonas externas ocupan la parte oriental de Kiu-Siu, las montañas de Sikoku y de Kii y se doblan hacia el interior en el este, en el esfenoide de Akaishi, uniéndose luego con una segunda cordillera: la del Japón del Norte, que está atravesado a su vez por otra, cuyos hundimientos situados al oeste, en el borde interno, se marcan en grandes fosas del Gwassan a el Iwaki, mientras sus zonas externas describen un arco desde el frunce de los montes de Quanto y luego se prolongan por las montañas de Abukuma y Kitakami.

Ese frunce de los pliegues indica que la inflexión hacia el interior que presenta en sentido inverso la región de Akaishi y la de Quanto difiere de los otros casos similares conocidos en que gran parte del terreno se hundió más tarde y surgieron en la fosa grandes volcanes en prolongación de la cordillera de las Shichito.

Hay divergencias, no sobre el fenómeno en sí mismo, sino sobre la interpretación que debe dársele. Naumann prefiere considerar la fosa

grande como grieta antigua, aunque más moderna que la gran fractura longitudinal de toda la cordillera, y no como descenso reciente; este geólogo supone que antes del plegamiento existía un obstáculo, que coincidía casi con el emplazamiento de la cordillera de las Shichito, mientras que Harada comparte la opinión adoptada en este libro ⁷⁸.

Milne habló incidentalmente de una relación entre la cordillera de las Shichito y la de los Ladrones. Esto supondría que un nuevo arco insular se uniese al del Japón septentrional al mismo tiempo que el arco del Japón meridional. Pero tal hipótesis parece en contradicción con la existencia de fragmentos descendidos que se encuentran en el interior del campo de fractura; todavía se ajusta menos que cualquiera otra al aspecto normal de las regiones de frunce.

Nuestro conocimiento de *Yeso* es, por desgracia, menos completo que el de Hondo. Pumpelly, que visitó hace algunos años la parte meridional de la isla, halla en la península del Sur, entre Hakodate y la bahía de los Volcanes, una cordillera de pizarras antiguas con pórfidos cuarcíferos y diabasas, arrumbada al NO., y que, sin duda, es prolongación del arco septentrional de Hondo. Rodean a esta faja de volcanes modernos sedimentos marinos recientes dispuestos en terrazas ⁷⁹. Puede deducirse del mapa de Lyman, que transversalmente a la isla, según su mayor anchura, de NNO. a SSE. se extiende hacia Sajalín una larga cadena de terrenos plegados a la que debe la isla su figura romboidal que recuerda las de Sikoku, Kii y la isla Wight; acaso se la deba considerar prolongación de Sajalín. También se la ha supuesto prolongación en el mar del arco septentrional de Hondo, pero el trozo orientado al NO., que descubrió Pumpelly cerca de Akodate, no confirma esta hipótesis. Naumann nos enseña que en el centro de *Yeso* el cretáceo medio ocupa gran extensión y que reposa, probablemente sin ningún terreno intermedio, sobre rocas antiguas. Según los estudios de F. Schmidt y T. von Glehn, el cretáceo adquiere también mucha extensión en la parte sur de Sajalín; Naumann acogió la hipótesis de que la forma cretácea de Sajalín después de atravesar *Yeso* continuara por la isla mayor. Pero mientras no se tengan nuevos datos no se debe unir directamente Sajalín y la cordillera principal de *Yeso* con la de Hondo, que es preferible considerar cordillera independiente caracterizada por un gran desarrollo del cretáceo y situada algo más al este que la anterior ⁸⁰.

También sabemos que el extremo oriental de *Yeso* pertenece al arco volcánico de las Kuriles.

LAS KURILES Y KAMCHATKA.—Milne visitó tres veces las Kuriles, donde se cuentan 23 conos bien formados alineados en una gran curva, y de los que 16 aun echan humo. No se han encontrado terrenos sedimentarios o rocas antiguas; las islas muy alargadas, como Iturup, que tiene 216 kilómetros de longitud, parece que deben su configuración a la

influencia de corrientes marinas paralelas a la dirección del arco y que acumulan las cenizas en los intervalos de los conos reuniendo así unos con otros ⁸¹.

La isla de Paramuchir, de más de 90 kilómetros de longitud, se compone de una serie de volcanes extinguidos, arrumbados al SO. y de un cráter aun humeante rodeado de una masa de cenizas y lavas. Un estrecho brazo de mar separa esta isla de la baja de Shumochu que le sigue al NE. y se compone también de cenizas y lavas, y sólo está separada del Cabo Zopatka, punta sur de *Kamchatka*, por un surco de erosión marina poco profundo. Al NO. de Paramuchir se alza aislado en medio del mar el erguido cono del Alaid, cuya última erupción fué en 1793. Estas son las más septentrionales de las Kuriles; luego la gran zona de volcanes que vamos siguiendo desde el este de Yeso penetra en la península de Kamchatka y se prolonga por su parte oriental donde existen, según Dittmar, treinta y tres volcanes, doce de ellos activos ⁸²; los más septentrionales son el Kliuchenskaia Sopka (56° 8' de latitud norte, 4.804 metros) y el Cheueluch (56° 40' de latitud norte, 3.215 metros), montañas gigantescas estudiadas especialmente por Erman ⁸³.

En el eje de la península hay un ancho valle longitudinal que se dirige al NE. y corresponde al valle superior del río Kamchatka, que después de seguir este valle en gran longitud se dobla casi en ángulo recto, corre hacia el este por la vertiente norte del Kliuchenskaia Sopka y llega al mar en Nixne Kamchatka. La zona de los volcanes activos está al oriente de este valle hasta el Kliuchenskaia Sopka, y sólo el Cheueluch se alza al norte del valle inferior del río.

Dittmar ha publicado un mapa geológico de conjunto de la península para el que utilizó también los datos de Erman ⁸⁴. Con arreglo a la estructura de las Kiu-Liu, las Antillas y los arcos insulares de la misma especie podría suponerse que la cordillera hundida de las Kuriles debe hallarse en el Kamchatka al este de la línea de volcanes. En efecto, en todas las penínsulas de la costa oriental, excepto el ancho cabo Kronogkii, que cubren las lavas y las cenizas, hasta los 58° de latitud norte, menciona Dittmar pizarras cristalizadas antiguas y otras rocas análogas, y hasta se ve a trechos al pie de los volcanes el granito y el neis. Estos afloramientos orientales y los que existen al pie de los volcanes se deben considerar por analogía como los últimos restos visibles de la cordillera de las Kuriles. Pero al oeste de los grandes volcanes vense fajas bastante mayores de granito, neis y pizarras antiguas, sobre todo en una línea de alturas situadas al oeste de la cuenca superior del río Kamchatka, que tiene unos 2° y medio de latitud y está rodeada de pizarras arcillosas; al norte hay montañas porfíricas a las que corresponden otros asomos volcánicos recientes; más al oeste, entre los 56° 10' y 57° 30' existe un grupo de cinco volcanes extinguidos que forman una zona occidental distinta.

Con arreglo a lo que precede, parece que hay en Kamchatka dos segmentos de arco: uno oriental, con los grandes volcanes activos y las rocas antiguas de los promontorios orientales (es la continuación de las Kuriles), y un segmento occidental, que comprende la línea de alturas al oeste del valle del Kamchatka, con sus prolongaciones, y los volcanes extinguidos del NO.; también estudiamos en Yeso tres segmentos sucesivos de arco.

La costa occidental es llana en la región de Bolxerez y aún más al norte. Al oeste, y en el valle del Kamchatka, asoman capas de carbón terciarias con impresiones de hojas, y también se las encuentra mucho más al norte en el cabo Tayganos y hasta Ixiga, formando fragmentos superpuestos al granito y a las pizarras antiguas de la península.

RESUMEN DE LOS ARCOS INSULARES.—Por lo que precede, vemos que pueden distinguirse en el NE. de Asia los siguientes sistemas de arcos:

a) *El arco de las Liu-Kiu.*—Se compone de los restos de la cordillera, que forman una zona externa, y de una zona volcánica en el borde interno; penetra en el sur de Kiu-Siu.

b) *El arco del Japón meridional.*—Su zona externa se dirige desde Kiu-Siu por Sikoku y Kii, y el esfenoide de Akaishi se dobla hacia atrás, denotando un frunce de los pliegues contra la gran región de fracturas que caracteriza el centro de Hondo. Naumann supone que este arco continúa por los plegamientos del sur de China, que llegan a la costa en las islas Chusan.

c) *El arco del Japón septentrional*, cuyas zonas externas, desde la región de fractura y después de doblarse en el macizo de Quanto, afloran en los montes de Abukuma y de Kitakami. Las zonas internas soportan la cordillera volcánica meridiana, y la costa occidental se halla jalonada por hundimientos circulares. En la parte sur de Yeso hay un trozo de la prolongación de este arco, desviado al NO.

d) *El arco central de Yeso y de Sajalin*, situado algo delante de la costa del Océano, se caracteriza por el desarrollo del cretáceo.

e) *El arco de las Kuriles*; la parte oriental de Yeso le pertenece y desciende por la parte meridional y oriental de Kamchatka hasta el volcán Cheueluch. Hasta Kamchatka sólo está indicado por volcanes, pero debe considerarse la zona de rocas antiguas, situada al este del río Kamchatka y de los volcanes, como parte de la cordillera correspondiente.

f) *El fragmento del centro y occidente de Kamchatka.*

CHINA SEPTENTRIONAL.—¿Cuáles son las relaciones de estos arcos insulares con las cordilleras del continente asiático? Hemos podido seguir el arco malayo desde el Yun-Nan hasta la costa occidental de Nueva Guinea. Respecto de las cordilleras de Filipinas, que se separan divergiendo hacia el sur, no hemos podido descubrir señal en el continente. Las líneas directrices de los Alpes septentrionales y de las cordilleras adyacentes, las de China, se han representado a menudo de un modo esquemático, pero

las hipótesis de los sabios, aun los más autorizados, como Pumpelly y Lóczy, difieren en absoluto unas de otras ⁸⁵.

Después de un viaje muy interesante, desde el Yang-tse-Kiang medio en Mongolia, pasando por Pekín, confirmó Pumpelly la idea de los viajes precedentes de que las cordilleras de China tienen como dirección dominante la SO. (más exactamente oeste, 30° sur) y dió el nombre de *Sistema Chino* a las montañas que siguen dicha dirección ⁸⁶. Pero un resumen de la estructura de este vasto imperio sólo puede llegar hasta donde lo permitan los trabajos sintéticos ya publicados de Richthofen ⁸⁷. Este autor en la gran obra con que enriqueció la ciencia, no describió sólo lo que vió en sus largos viajes, sino que trató de analizar los elementos que intervienen en la constitución de China y esclarecer sus relaciones mutuas. En el sur dominan largas cordilleras plegadas, algunas de las cuales corren hacia el mar o en la dirección del sistema siniano, o sea al NE., y otras se dirigen al SSO. desde Ya-chon-fu y aun más allá por el Yun-Nan, y forman, como vimos, el comienzo del arco malayo. La estructura del país es mucho más difícil de interpretar en el norte, sobre todo al sur de Hanchung-fu, cerca del 33° paralelo, donde las cordilleras sinianas finalizan en la ladera sur de la cordillera rectilínea del Tsin-ling-Xan arrumbada al ESE. y entre este punto y mediodía de Mongolia; existen allí, a la vez, fragmentos de mesetas antiguas, de cordilleras plegadas de fechas y direcciones distintas, y hundimientos también de edad diferente. Richthofen ha descrito y delimitado estas regiones. Como dominaba el asunto lo bastante para abarcar en su conjunto los nuevos datos, llegó a conclusiones generales que se ajustaban por completo con las hipótesis que al mismo tiempo en otros lugares se abrían camino sobre la génesis de las montañas. Por ejemplo, lo que llama en China «cordillera diagonal», es decir, una cordillera cuya dirección de plegamiento no corresponde a los contornos orográficos, no es sino *un pilar*, un testigo de antigua cordillera plegada que permanece visible. La exploración de China ha confirmado en muchos puntos y muy importantes, lo que se había reconocido como cierto en Europa. Debe aplicarse sobre todo esta observación a lo que afirma Richthofen de que en un país ya plegado pueden producirse nuevos plegamientos o fracturas que siguen la dirección antigua ⁸⁸.

En todo el norte de China y en el sur, hasta Yun-Nan, no se conoce depósito marino secundario ni terciario. Los sedimentos del jurásico inferior y medio que allí se encuentran contienen sólo plantas terrestres y capas de hulla, y sobre ellos yacen directamente formaciones lacustres muy modernas y luego el loes y los aluviones de la gran llanura del Hoang Ho. Tampoco se han encontrado los terrenos silurianos y devonianos entre el Wei-Ho y Mongolia, o sea en toda la parte de China situada al norte de Tsin-Ling-Xan. En esta región el carbonífero yace sobre capas que encierran la fauna «primordial»; luego están las capas mesozoicas.

Los diversos elementos de la estructura no resaltan con mucha claridad porque parte de las regiones intermedias se halla ocupada por el golfo de Pe Chi-Li, ramificación poco profunda del mar Amarillo; otra parte está oculta por la llanura de aluviones del Hoang-Ho. Imaginémonos estos aterramientos sumergidos hasta el borde de las montañas, es decir, hasta Pekín, Hoai-king fu y Nankín, y el macizo del Chan-Tung se alzaría sobre las aguas como una isla.

Este macizo montañoso está cortado de parte a parte en el Wei-Ho por una gran falla. La mitad occidental del Xan-Tung muestra el substratum arcaico, cubierto de capas cambrianas y carboníferas horizontales, y descende hacia el norte según una serie de fallas del mismo sentido, pero no paralelas. En el Xan-Tung oriental queda al descubierto ese substratum arcaico; allí existió una cordillera plegada arrumbada al NE. que quedó arrasada antes del cambriano, y sobre cuyas cumbres denudadas permanece un macizo primordial casi horizontal ⁸⁹. El plegamiento citado pertenece, pues, a edades antiquísimas, y la dirección de esos pliegues tan antiguos no difiere mucho de la de los modernos del Japón meridional. En esa región no se ha producido plegamiento desde la época cambriana, sino sólo fractura. El Xan-Tung occidental parece formar la contrafigura hundida del pilar porque el manto sedimentario se ha conservado allí más completo. Las fracturas del Xan-Tung occidental son ante-carboníferas (al menos en parte), como demuestra la disposición discordante de las capas.

El Liao-Tung tiene igual estructura que el Xan-Tung oriental y puede considerarse su prolongación. También allí las rocas primitivas están plegadas, y sobre ellas yacen horizontalmente algunos jirones cambrianos; en los límites de Corea existen trilobites ⁹⁰. Los viajes que emprendió luego Gottsche por Corea nos enseñan que aquellos depósitos penetran hasta el norte de la comarca; la parte mayor de esta península se compone de pizarras cristalinas, y los escasos jirones de terrenos más modernos (excepto algunas capas terciarias con lignito) no comprenden sedimentos posteriores a los que se hallan en el NE. de China ⁹¹.

Corea con el Liao-Tung a un lado del mar Amarillo y Chan Tung al otro son dos macizos antiquísimos caracterizados porque los sedimentos cambrianos recubren allí en mantos horizontales a las rocas azoicas. Su constitución es por completo distinta de la del Japón, a pesar de su proximidad.

Los datos actuales no permiten hablar del Liao-Si con precisión, y ahora no dudo en referir su mayor parte a los trozos montañosos que siguen.

Richthofen compara acertadamente una región formada de cordilleras paralelas con una parrilla (Rost), por lo que puede hablarse de la *Parrilla de Pekín*. Sus crestas se dirigen al norte 60° este. No se sabe hoy hasta dónde sigue, más allá de Chong-tu-fu, por la Mongolia oriental, conservando

la misma dirección. Al norte las cordilleras se hallan cubiertas en gran parte por lavas recientes, que forman extensas mesetas fuera de la Gran Muralla; pero más allá de estas mesetas y, a veces, en su superficie se elevan fragmentos de la Parrilla aun reconocibles. Por el oeste termina de pronto transversalmente a la dirección de las crestas sobre las llanuras de Tatung fu y de Sin-Chu. La dirección característica de esos reticulados se remonta a muy antigua época, porque en tanto que las bóvedas rebajadas del neis en la alta cordillera del U-Tai-Xan, por ejemplo, poseen esa dirección, los depósitos cambrianos son casi siempre horizontales. Más importante aún que estos plegamientos antiguos, por la configuración actual de la parrilla, parecen ser las fracturas longitudinales con labios doblados y monoclinales que adoptan la dirección primitiva; gracias a estos accidentes toda la región descende por una serie de escalones sucesivos desde Mongolia hasta los grandes llanos de China. Estos descensos pueden corresponder a épocas distintas, y en todo caso son bastantes más modernos que los plegamientos antecambrianos.

La cordillera más importante y continua de esta parrilla comienza al SO., como la bóveda de neises del U-Tai-Xan, de más de 3.000 metros de altitud, al norte de Sin-Chu; prosigue al NE. por el Sian-U-tai-Xan, la cordillera del Nanku, que descende por su ladera SE. a lo largo de un gran monoclinal sobre la llanura de Pekín. A la cordillera del U-tai Xan sigue por el sur la de Si-chu Xan, que acaso continúe al NE. por la cordillera granítica del Hung Xan. Esta última en lugar de prolongarse, como las otras, hacia el NE. se abisma en profundidad y sólo reaparece más allá de los llanos de Pekín, en el Pang Xan, en la misma alineación. El hundimiento de Pekín se halla, pues, abierto al SE. hacia la gran llanura y limitado por el monoclinal del Nanku al NO.; corresponde, en suma, a una interrupción entre el Hung Xan y el Pang Xan.

A unos seis grados de latitud al sur de Pekín se halla Sin-gan-fu, y al sur de esta gran ciudad álzanse las cumbres nevadas del grandioso Tsin-ling Xan, que se dirige en línea recta al oeste 12° norte y marca el límite entre la China del Norte y la del Sur. Es una cordillera grandiosa, de estructura disimétrica; en su ladera septentrional el neis llega a la altura de 3.350 metros; los terrenos más modernos están al sur. Hacia el este, a lo largo del camino del Kai-fung fu a Siang-yang-fu, la cordillera se ha hundido por completo transversalmente a su dirección; más allá de esta línea reaparece en los montes Huai, donde llega a 6.200 metros de altitud. Sus últimas ramificaciones vense cerca de Nankín, en la región de las bocas del Yang-tse Kiang.

La dirección rectilínea ESE. del Tsin-ling-Xan y de sus prolongaciones se separa, pues, notablemente de la ENE. a NE. de la región de Pekín. Pero antes de hablar de esta alta cordillera hay que mencionar algunas regiones situadas más al norte.

El Wei Ho sigue en su curso superior la dirección ESE. del Tsin-ling Xan y jalona el pie norte de estas montañas. Algo más arriba de Sin-gan-fu se aparta de esta dirección al mismo tiempo que el pie de la cordillera y se dobla al ENE., y así orientado llega en Tung-Huan-ting al río Amarillo, que forma allí un recodo brusco, prolongando en seguida la dirección del Wei Ho hasta su salida definitiva de las montañas por el este. En el triángulo comprendido entre el valle del río que corre al ENE. y el Tsin-ling-Xan, arrumbado al ESE., se alzan otras cadenas, que forman, desde el punto de vista orográfico, contrafuertes avanzados hacia el norte del Tsin-ling-Xan. De estas cadenas hay que separar por lo pronto el Hoa Xan, de dirección distinta y situado cerca de la confluencia del Wei Ho y del Hoang Ho, y del que trataremos más adelante. Los otros ramales, entre los que hay que mencionar el Fu-niu Xan, cerca de la base del triángulo, y el Sung Xan, cerca de su vértice septentrional, llevan también dirección ESE., pero su estructura no resulta de un plegamiento como en el Tsin-ling-Xan, sino que está determinada por fracturas paralelas. Es una antigua meseta tajada por fallas, donde las capas cambrianas sostienen directamente al terreno hullero sin el intermedio de la caliza carbonífera, cuya extensión en otras partes es tan general. Estas capas de hulla transgresivas se hallan, pues, detrás del Tsin-ling-Xan, plegado de norte a sur, próximamente, como las cuencas hulleras de Bohemia detrás de las cordilleras variscas plegadas de sur a norte.

David ⁹², Richthofen y Széchényi y Lóczi han atravesado en distintas direcciones el Tsin-ling-Xan. El corte transversal mejor conocido es el correspondiente al «camino del Tsing-ling», que conduce desde el norte a la cuenca de Han-chung fu, y que ha descrito detalladamente Richthofen. La vertiente septentrional es abrupta, y la meridional también cual si la cordillera fuese una viga de madera escuadrada; sin embargo, casi por el centro de esta región que parece orográficamente tan homogénea pasa un importante límite tectónico. Procediendo del norte Richthofen encontró primero una gran faja de neises con granito rojo, luego pizarras azoicas y rocas compactas, las capa de Wutai y rocas con clorita y hornablenda. Sobre esta zona yacen transgresivamente núcleos de capas carboníferas con antracita, como ocurre a menudo en las antiguas cordilleras plegadas de Europa. A la zona de las capas de Wutai siguen al sur sedimentos plegados, con fósiles pertenecientes al siluriano medio y superior, al devoniano y a la caliza carbonífera. Los tres primeros pisos de esta serie se desconocen en todo el espacio que se extiende al norte del Tsing-ling-Xan hasta Mongolia. Allí la caliza carbonífera yace siempre sin intermediario sobre las capas cambrianas y es muy significativo que, como en los Alpes, los Andes y otras tantas regiones montañosas se complete la serie de los depósitos marinos desde la meseta a las altas cordilleras plegadas.

Al sur de esta zona plegada asoma en Liu-pa-ting un macizo de granito

más moderno. En este punto se halla al sur del eje de la cordillera. Luego sigue una faja de micacitas arcillosas y pizarras sericíticas con dirección anormal (acaso se trata del carbonífero metamorfozido); por fin se llega a una zona de 163 kilómetros de anchura que ocupa, próximamente, la tercera parte de la de toda la cordillera, y de dirección muy distinta: mientras que desde la margen norte de la cordillera hasta el granito de Liu-pa-ting domina la dirección este, 12° sur, que es la normal del Tsing-ling Xan, esta ancha zona se arrumba al ENE. Así llegamos a la región de los plegamientos pertenecientes al «sistema siniano»; su dirección pasa a la NE. en el Se-Chuen y predomina en toda la China meridional.

La roca que con dirección siniana forma la ancha zona al sur del Tsing-ling-Xan es un neis micáceo, casi vertical y muy plegado, con frecuentes intercalaciones de caliza cristalina y que acaso sea, como supone Richthofen, una facies metamórfica de los sedimentos silurianos transformados por influencias posteriores.

Pero antes de hablar de las cordilleras plegadas del sur de China que siguen a la anterior, volvamos de nuevo al norte.

Ya hemos visto de qué modo descende la Parrilla hacia el oeste sobre las llanuras de Ta-tung fu y de Sin-Chu. El Tsin-Chu Xan forma su extremo SO. Desde el borde de esta cordillera hasta el Hoang Ho prosigue por Pao-ting-fu y Chin-tin-fu, una escarpa abrupta que constituye el límite occidental de la gran llanura. Desde Pao-ting-fu su dirección es SSO., y más al sur se va doblando gradualmente del SSO. al SO. y al OSO. antes de llegar al Hoang Ho. Esta escarpa, que tiene unos 600 metros de altura, lleva en toda su longitud el nombre de *Tai-han-~~X~~an*. Al norte, en Chin-ting-fu, aflora un núcleo de terrenos antiguos; salvo esta excepción el Tai-han-Xan forma el borde de una extensa meseta de capas carboníferas, que desde el norte se extiende horizontalmente por toda la parte meridional del Xan-Si y el norte de Xen-Si hasta el pie septentrional del Tsing-ling Xan. Un primer escalón comprende la caliza carbonífera y sedimentos con capas de combustible; un segundo escalón se compone de areniscas supra-hulleras; la meseta llega así a los 1.500 metros de altura. Al este y al SE. descende por grados sucesivos hacia la gran llanura; el mismo Tai-hang-Xan corresponde en parte a un monoclinal y en parte a fracturas escalonadas.

Es muy notable el modo con que la parte meridional del Tai-hang-Xan se dobla hacia atrás, al OSO., lo que se repite manifiestamente en una cordillera larga y estrecha que emerge de la meseta carbonífera y se compone de neises y otras rocas antiguas. Esta cordillera lleva los nombres de Hoa Xan, al sur de Hoang Ho, y luego Fung tiao-Xan, Siao-mieu Xan y Ho-Xan. Hasta más amplio informe no estoy muy lejos de considerar toda esta cordillera como un pilar que sobresale de la gran meseta hundida. Más allá se suceden monoclinales y fracturas del mismo sentido hasta la

llanura de Ta-tung fu. Luego se halla hacia el oeste una meseta de terrenos mesozoicos, que contiene capas de hulla, de estructura semejante.

Así rodean por el norte la gran llanura algunas dovelas, que descienden en escalones. El monoclinal del Nanku sobre Pekín y el Tai-hang-Xan, acantilado marginal de una meseta, son los rasgos más característicos de esta estructura.

Lo que se observa al sur es muy distinto. Ya hemos reconocido en el Tsing-ling-Xan una cordillera disimétrica plegada de norte a sur, como todas las grandes cordilleras de Asia, y ahora acabamos de ver de qué modo se suceden en su ladera meridional otros plegamientos arrumbados al ENE. y más al sur al NE. Al neis micáceo con caliza cristalina, que hemos citado en la vertiente sur del Tsing-ling-Xan, sigue al sur de la depresión de Han-chung-fu una zona de pliegues tendidos hacia el sur, y que comprende siluriano, devoniano y caliza carbonífera; y estos pliegues están cubiertos al sur por una nueva serie de sedimentos de estratificación discordante, que comienza por una caliza de edad desconocida, sobre la que yacen capas de carbón del jurásico inferior, que soportan a su vez sedimentos rojos, arcillosos y arenosos, acaso del jurásico inferior, que rellenan la «cuenca roja» del Sge-Chuen. Esta serie más moderna ha sufrido también movimientos laterales y fracturas longitudinales.

Tales plegamientos enclavados en la ladera sur del Tsing-ling-Xan, prosiguen por toda la China meridional, como antes dijimos. Afirma Richthofen que por espacio de unos 10 grados de latitud, estos ramales, muy abundantes, arrumbados al OSO. y paralelos entre sí, pero muy hacinados, se hallan cortados diagonal o transversalmente por la costa arqueada ⁹³. Ya hemos visto que en el Tonkín domina la misma dirección de plegamiento.

Respecto a las relaciones entre China y los arcos insulares, conviene recordar lo siguiente:

En la región de Nankín se prolonga hasta el mar el Tsin-ling-Xan. Al norte todo está ocupado por una meseta antigua, bajo la que se observan a trechos señales de un plegamiento precambiano de las rocas arcaicas y azoicas con dirección NE. No existen más sedimentos marinos que los cambrianos y de la caliza carbonífera. El Tsin-ling-Xan no corresponde por su disposición a los arcos insulares, y a su mediodía vense cordilleras plegadas hacia el sur, en las que se halla el siluriano medio y el superior, así como el devoniano, pero se desconocen los depósitos marinos más modernos hasta el Yung-Nan. La dirección de las cordilleras coincide con la del sur del Japón, y allí deberían buscarse, según Naumann, los restos del arco del Japón meridional ⁹⁴.

EL NORDESTE DE ASIA.—La recurrencia de los plegamientos tendidos hacia el norte que hemos observado en Europa, desde las cobijaduras ante-devonianas del norte de Escocia hasta los más modernos movimientos de

los Alpes, nos han enseñado cuán persistente puede ser la dirección del movimiento tangencial en una dilatada región. China ofrece un ejemplo análogo. Los pliegues antecambrianos, que en la China del Norte han sido arrasados y luego cubiertos de sedimentos cambrianos horizontales, tienen la misma dirección NE. que domina al sur del Tsin-ling-Xan, en la dilatada región, plegada en época muy posterior, que llega hasta el Tonkin.

Esta dirección NE., del «sistema siniano» de Pumpelly, domina también, con algunas desviaciones al NNE., en toda la parte NE. de Asia, desde la Gran Muralla al mar Glacial. El estudio de la unión de estas crestas del Asia oriental, dirigidas al NE. y al NNE., con el Altay y las cordilleras del Tian-Xan, exigiría una discusión previa de los grandes y penosos trabajos que ejecutaron los sabios rusos en la región del Baikal; pero tal discusión nos apartaría demasiado del objeto de este capítulo, dedicado a los contornos del Pacífico, y debe reservarse para más adelante. Bastará por ahora señalar algunos rasgos esenciales.

En el Liao-Si, por ejemplo, en el I-vu-lu-Xan vense ya ciertos indicios que indican la dirección NNE.; sin embargo, las observaciones son allí incompletas. Es muy interesante que Richthofen haya podido seguir una zona de asomos volcánicos dirigida de SSO. a NNE., desde Weisien en el Xan-Tung hasta Teng-chu-fu, y las islas Miao-tao por el valle del Liao; dicho autor supone que esta alineación se extiende hasta cerca de Mergen⁹⁵ y declara que el Gran Jingam no es cordillera, sino borde de meseta, y que coincide casi con la prolongación del de la meseta carbonífera del Chan-Si, el Tai-Hang-Xan⁹⁶.

Si se sigue el camino que describió Muschketov desde Pekín hacia el NNO., por el Gobi oriental, se encuentra más allá del desierto, en la orilla derecha del Selenga, un haz de cordilleras paralelas dirigidas de SSO. a NNE.⁹⁷ Wenjukow enumera además de la larga cordillera de los «montes de los Manzanos» o Iablonovy, otras diez paralelas⁹⁸. Precisamente la arista de las Iablonovy es lo mismo que el Jingam, el labio de un monoclin al hundido hacia el este o de una fractura; así lo indican todas las descripciones del camino del Baikal a China y la afirmación expresa de Kropotkin. De allí parte la gran divisoria de las *Estanovoï*, que exploró Middendorf; es una meseta de anchura variable sobre la que se alzan algunas aristas de segundo orden, cuyo borde oriental avanza al NE. y al NNE.; transversalmente al valle del Amur hasta el mar de Ojotsk; luego forma su orilla occidental y continúa más al norte hacia el Océano Glacial. Siguen a esta cordillera por el este otras varias arrumbadas, todas al NE. o al NNE., sobre todo, la Dousse Alin (cordillera de la Bureja de Middendorf) y la Sijota Alin, la cordillera costera de la Mandchuria. Kropotkin ha publicado un esquema muy instructivo de las líneas directrices de estas cordilleras, que muestran toda cierta tendencia a converger hacia la mitad meridional del mar de Ojotsk y que desaparecen en su orilla sur⁹⁹. De

aquí proceden las muchas islas y bahías en esa extensión de costa, que es una verdadera costa de *rías*, como la del SE. de China. En una de estas bahías, la de Tugur, en el puerto de Mamga, al oeste de la isla de la pequeña Chantar, en el cabo Karaulnoi, ha encontrado Middendorf, en las pizarras arcillosas, muy redondeadas, los primeros ejemplares de la *Pseudomonotis Ochotica* que demuestran que el terreno triásico ha sufrido el levantamiento de aquellas cordilleras; más tarde veremos que ese fósil adquirió singular importancia en la historia de todo el Pacífico ¹⁰⁰.

El surco del lago Jamka, del Ussuri y del Amur inferior indica, próximamente, en los mapas el borde occidental de la cordillera litoral del Sijota Alin; Reclús en su *Geografía Universal* ha podido afirmar con razón, apoyándose en lo dicho por Kropotkin, que una sumersión de poca amplitud transformaría el Sijota Alin en un nuevo arco insular ¹⁰¹.

La comparación de los trabajos de Richthofen en el norte de China con los de los rusos en la Siberia oriental nos muestra que Tau-Han-Xan, en el Xan-Si, el Gran Jingam en Mongolia, los Montes de los Manzanos, en la Transbaikalia, y la parte oriental de la divisoria de los Estanovoi, desde los Montes de los Manzanos, más allá de Ojotsk, representan el borde de otras tantas mesetas que han descendido hacia el Pacífico. «Ciertos hechos indican—dice Richthofen—que la cuenca del Pacífico está rodeada de fallas escalonadas de muy gran amplitud» ¹⁰².

Delante de estas líneas se encuentran los fragmentos de antiguas mesetas que rodean al mar Amarillo, y delante de las mesetas los arcos insulares. Esto demostrado, podemos precisar las relaciones de dichos arcos con el continente.

Nada puede decirse sobre el origen del arco de las Liu-Kiu mientras no se conozca mejor la estructura de Formosa.

Naumann refiere el arco del Japón meridional a la parte septentrional de la costa de rías y del sur de China. Este arco envuelve los fragmentos de mesetas cercanos al mar Amarillo, y el arco del Japón septentrional converge con él en condiciones muy excepcionales.

Luego se halla exteriormente al arco del Japón septentrional el arco central de Yeso, que parece parte del de Sajalín; el del Japón septentrional se inserta así, en cierto modo, entre la cordillera litoral y el arco que la precede. Aún más allá se encuentra en el lado externo el arco de las Kuriles con la parte oriental de Kamchatka, y en el lado interno el fragmento del oeste de esta península.

No puede decirse que estos arcos converjan dibujando un ángulo entrante, como las grandes cordilleras asiáticas en el Jehlam, o como las cordilleras armoricanas y varisca entre Douai y Valenciennes, o como las Urales y el arco de Nueva Zembla en Konstantinov Kamen. La única excepción es el brusco fruncimiento de los pliegues en la parte central de Hondo, donde la desviación es en realidad del mismo género que en los

casos anteriores, aunque con alguna particularidad, debida a la adición de la cordillera de las Shichito; el arco norte del Japón se prolonga exactamente por el del sur, de un modo que recuerda lo que ocurre en el estrecho de Ormuz, donde parece que existe una escotadura análoga de segundo orden (I, pág. 431).

Así los arcos insulares se unen unos con otros o se reemplazan lateralmente en ángulo obtuso; en cambio, desde las Aleutianas hacia América estos arcos adquieren mayor individualidad y en lo sucesivo se dan frente y unen de un modo que se aparta bastante menos del fruncimiento normal.

Excepto las Filipinas, cuyas relaciones no se conocen aún bien, se comprueba que el resto de los arcos están íntimamente relacionados con la estructura del continente asiático. Asia se compone de un fragmento de la Indo-Africa, el Indostán, que ha actuado como obstáculo y del que no tenemos ahora que tratar, y de un gran compartimiento de la superficie terrestre que avanza hacia el sur. Los pliegues están interrumpidos y separados por mesetas, que se intercalan entre ellos como macizos rígidos, pero en éstas pueden reconocerse señales de un plegamiento en el mismo sentido, aunque mucho más antiguo.

Luego demostraremos que el Himalaya termina realmente en el Brahmaputra. Las cordilleras que se unen a las meridianas del Yunnan y se prolongan por el arco malayo frente al extremo del Himalaya, están detrás de esta última. Hemos seguido dicho arco por las islas Banda hasta la costa de Nueva Guinea. Aunque al sur pase bastante más allá del ecuador, podemos decir que desde el punto de vista tectónico este arco está todo *detrás* del Himalaya; numerando las grandes zonas de plegamiento de fuera a dentro, el Himalaya llevaría el núm. 1 y el arco malayo el 2. El encuentro de ambas cordilleras sobre la dovela triangular correspondiente a la meseta de Xillong difiere por eso de lo que se observa en el Jehlam.

Ya se ha visto que la ignorancia en que nos hallamos sobre la geología de Formosa nos impide aventurar juicio sobre el arco de las Liu-Kiu, pero lo más probable es que el del Japón se derive de los plegamientos del sur de China, de idéntico modo que el arco malayo de las cordilleras del Yunnan, y está situado *detrás* del arco malayo, lo mismo que éste se halla *detrás* o *dentro* del Himalaya.

Asimismo las cordilleras de la Siberia oriental están detrás o en el interior de las del sur de China, y a pesar de la disposición singular del extremo norte del arco del Japón septentrional que penetra, como hemos dicho, en la isla de Yeso, podemos considerar todos los arcos relacionados con las cordilleras de la Siberia oriental situados aun más en el interior. Por este concepto es muy lamentable la carencia de datos precisos sobre Sajalín y la parte media de Yeso porque el mapa indica una correspondencia de dibujo mucho más exacta entre la cordillera litoral del

Sijota Alin y el arco lejano de las Kuriles, que con la isla de Sajalín situada en el intermedio.

La costa oriental de Asia no es una serie de cordilleras independientes que avance en el mar, sino más bien una *gigantesca virgación de Eurasia en toda su anchura*; hay separación progresiva de los sistemas de pliegues que estrecha y mutuamente apretados en el interior del continente constituyen macizos montañosos tan poderosos y elevados. Al mismo tiempo cada uno de los grandes ramales que divergen en su extremidad, o sea del lado del Océano, manifiesta tendencia a encorvarse hacia el norte y así se forman las guirnalda insulares del Asia oriental.

EL ARCO DE LAS ALEUTIANAS—No hay parte de los contornos del Pacífico en que con más claridad se señale la disposición en arco que en la zona de volcanes y de fragmentos de cordilleras que se extienden desde las islas del Comendador, por las Aleutianas, hasta la península de Alaska, Kadiak y Kenai, y separan el mar de Bering del Océano. En 1850 dió Grewingk, fundándose en los datos que entonces poseía, una descripción geológica y un mapa de aquella región que aun pueden consultarse con provecho; él la comparaba con una cuerda de nudos tendida entre los pilares rocosos de América y de Asia, y que al ceder a su propio peso atrajese a sus soportes ¹⁰³. También representó Grewingk el contraste de las direcciones aleutiana y americana en un esquema de las líneas directrices; los estudios posteriores de Dall indican que las cordilleras de las Aleutianas y de la América occidental se encuentran en ángulo muy agudo entre el Mackenzie y el alto Yukon hacia los 64° latitud norte ¹⁰⁴.

Grewingk denomina Tschigmit-Gebirge a la cordillera arrumbada al NE. que forma esta parte del haz, y Dai la llama *Alaskan Range*. Está en el interior de la cordillera principal, que desde la costa norte del Cook Inlet prosigue por la península de Alaska y el arco insular. La misma depresión del Cook Inlet y el estrecho de Schelikof se dirigen, lo mismo que la cordillera, casi como el golfo de Ancud y el Canal Moraleda en el sur de Chile. El golfo Chagatska y la desembocadura del Río del Cobre señalan el punto en que el fruncimiento se nota en el dibujo de la costa por un ángulo entrante. No puede decidirse actualmente si los Montes Rumiantsev, situados al norte entre el Fort Yukon y el Océano Glacial, o las capas paleozoicas levantadas, que Beechey encontró cerca del cabo Lisburn, deben considerarse ramales septentrionales paralelos al arco del haz aleutiano.

El fruncimiento de la cordillera, que se traduce por el avance de la península de Alaska, completamente aislada, y por la separación de los grupos insulares que siguen, constituyen un nuevo ejemplo de un fenómeno que aprendimos a conocer desde Kamchatka a las Kuriles, del Arrakan a las Nicobar y en otras costas de estructura pacífica. Pero aquí interviene, además, en la configuración orográfica de la península una forma de

erosión propia de las regiones del norte: los valles transversales profundísimos, que llaman en Noruega *Gyde*, en Alaska *Perenossi* o «portages», como se dice en el Canadá, aplicando desde luego esta palabra a las líneas divisorias muy bajas del escudo arrasado. Son los mismos valles profundos que describió Boas en la península de Cumberland, donde ponen en comunicación los fiordos correspondientes de las dos costas (II, pág. 37). Lo mismo que la península de Cumberland, está Alaska muy fracturada por surcos de esa especie. El primero de éstos cruza la parte septentrional de la península por el Gran Lago Iriamna, y Grewingk cuenta otros cinco perenossi, donde encuentran a menudo lagos; han asegurado a Dall que algunos de estos pasos son tan bajos que en toda la travesía apenas hay necesidad de sacar el bote del agua.

Se conocen rocas antiguas en la costa SE. de Kenai y de Kadiak, así como en muchos puntos de la península de Alaska; en Unalaska y en algunas de las islas occidentales, hasta Attu, se citan rocas metamórficas y pórfidos antiguos como *subtractum*. En las islas del Comendador ese *subtractum* es arcaico. En el cabo Nunajalkak, en la costa NE. de Alaska (hacia los 58° 20'), encontró Pinart fósiles triásicos ¹⁰⁵; en la costa oriental se conocen depósitos jurásicos que parecen pertenecer a diversos pisos del jura medio y superior, y las capas con aucellas vense lo mismo en muchos puntos de la costa este que en Port-Möller, en la costa NO. de la península.

Las formaciones terciarias de esta comarca merecen atención especial y podrían ser objeto de útiles investigaciones nuevas. En muchos puntos, y sobre todo en el Cook Inlet, se encuentran los depósitos terciarios con impresiones vegetales, que contienen capas de lignito, tan característicos y abundantes en las regiones árticas y cuya flora ha descrito Heer ¹⁰⁶. Llegan hasta el cabo Tolstoi, en el Morton Sound. Sobre estas capas con plantas encontró Dall cerca de Nulato, en el bajo Yukon, una arenisca oscura, que alcanza mucha extensión, con *Crepidula*, ostras y otras conchas marinas de especies extinguidas. En las islas Shumagin, situadas delante de la costa SE. de la península de Alaska, encontró Dall, sobre una sienita o un granito, primero cuarcitas muy metamorfizadas, luego pizarras sabulosas azuladas con capas de lignito, madera silicificada, conglomerado y hojas de *Platanus*; encima conglomerados y arenas con *Sequoia* y más arriba arenisca parda marina con *Crepidula*, vértebras de ballena, ostras y madera perforada. Algunos asomos de basalto atraviesan las capas terciarias ¹⁰⁷.

Estos depósitos, que, según parece, pertenecen al terciario medio, son, hasta ahora, la única señal de comunicación con las capas marinas terciarias citadas en el Spitzberg y en la Groenlandia oriental (II, páginas 67 a 72). Hay que tener cuidado de no confundirlas con otras capas marinas que encierran conchas de especies vivientes o, por lo menos, una fauna muy afín a la actual, y que muchos observadores han considerado también

terciarias. Estas últimas capas se hallan en muchos puntos del arco de las Aleutianas, así como en Kamchatka, Sajalín y las islas Pribilof, adosadas horizontalmente a las rocas antiguas de la orilla, y con razón ha observado Grewingk su semejanza evidente con las capas conchíferas de Beauport, cerca de Quebec, en el Canadá.

Finalmente, interviene en la constitución del arco de las Aleutianas una zona de importantes volcanes, que es superfluo enumerar, y que penetra en el continente americano con el poderoso Iliamna y el Ujakuschatsch (o Monte Quemado) en la costa oeste del Cook Inlet. Es muy activo; muchas grandes erupciones se han producido en el último siglo, sobre todo la formación en 1796 del nuevo volcán de San Juan Bogoslov, que emerge del Océano al oeste de la punta norte de Unalaska; en último lugar, la entrada del Cook Inlet experimentó en diciembre de 1863 violentos fenómenos volcánicos.

COSTA OCCIDENTAL DE AMÉRICA.—Ya hemos descrito las altas cordilleras que bordean la costa del Pacífico, en América, y es manifiesto el contraste entre su dirección y la de las Aleutianas. En el estrecho de Chatham, al este de Sitka, vió Blake las micacitas casi verticales que se dirigían paralelamente a la costa ¹¹⁸, y, además sabemos por los trabajos de los geólogos canadienses, que Vancouver y las islas de la Reina Carlota no deben considerarse cordilleras exteriores de las que atraviesan la parte NO. de América. Más al sur se llega al gran asomo de lavas de Washington y del Oregón, bajo el que sólo se ven algunos restos aislados de la cordillera hundida. En la Cascada Range alcanzan su mayor altura dichos productos eruptivos, y las selvas sepultadas bajo las lavas recuerdan los yacimientos semejantes de edad terciaria tan extendidos en las altas latitudes. Esta región volcánica llega al monte Shasta y algunos observadores consideran que forma también parte de ella la zona del Lassen's Peak que se une a Sierra Nevada.

Así nos acercamos a la región de las Basin Ranges, de estructura especial: cordilleras de dirección más o menos meridiana se han formado por plegamiento, pues la región plegada al ascender quedó recortada por fracturas que tienen casi la misma dirección que estos haces de pliegues. Biller ha demostrado que la estructura de las Basin Ranges se extiende a la parte septentrional de Sierra Nevada. Entre el Sacramento y el Honey Lake también cortan la cadena fallas casi longitudinales que forman el American Valley y el Indian Valley con descenso del labio oriental y buzamiento general de las capas al oeste. La orilla occidental del Honey Lake está jalonada por una tercera línea de fracturas que corresponde a la margen oriental de la Sierra. El borde externo de la cordillera hacia el oeste parece invertido ¹⁰⁹.

Las diferencias de estructura entre las Coast Ranges y Sierra Nevada, que se deducen de los trabajos anteriores, son, en realidad, con arreglo a

los nuevos estudios, bastante menos profundas. Biller encontró en el norte, y a poniente de Shasta Valley, en la región de las Coast Ranges, fósiles de la caliza carbonífera, y más al sur ha evidenciado White la identidad de las capas de aucellas de las Coast Ranges con las de la Sierra. Becker considera ambas parte del sistema de las cordilleras occidentales. Desde el cretáceo inferior, y acaso desde antes, toda la región comprendida entre los montes Wasatch y la costa del Pacífico ha sufrido, según Becker, la «tendencia recurrente, o tal vez no continua, a una comprensión lateral actuante en una sola y misma dirección» ¹¹⁰.

De este movimiento de plegamiento se distinguen con creciente claridad las grandes fracturas causantes del fraccionamiento de la región. Según Whitney, en el norte, entre los montes Siskiyou y la cordillera de las Cascadas (sur del Oregón), el terreno cretáceo se halla levantado; en el pie occidental de Sierra Nevada, en las Foothills, el cretáceo superior está horizontal. En las Coast Ranges han participado del plegamiento algunas capas del terciario medio. La edad de los plegamientos difiere, pues, según los lugares, dentro de lo que puede atestiguar la disposición de las capas. Es cierto que las fracturas y los descensos son también de edad diferente, pero la manera con que estas fallas cortan a los haces de pliegues no permite dudar de que sean posteriores; la mayoría de los observadores piensan que son muy modernas y que los movimientos que continúan hasta la fecha pertenecen a esos grandes fenómenos. Ya hemos mencionado (I, pág. 583) las observaciones de Gilbert sobre la dislocación reciente que señala la falla de los Wasatch. Se ha supuesto que el terremoto de 26 de marzo de 1872 en el borde oriental de Sierra Nevada (I, pág. 78) se presentó también con una dislocación, y Reyer cita en las orillas del lago Fordyce paredes graníticas, pulimentadas por los hielos y recortadas por fallas post-glaciales ¹¹¹. En la región de descenso de las Basin Ranges y, sobre todo, en el norte, al sur de Oregón, Russell ha reconocido en grandes espacios, a lo largo de antiguas líneas de fracturas, señales de movimientos tan frescos que aun no ha tenido tiempo de hacerlas desaparecer la vegetación. Estos accidentes recortan terrazas modernas y conos torrenciales; alcanza allí el desnivel 15 metros, y Russell cree que algunos se han producido en los últimos años; por ejemplo en el Surprise Valley (120° de longitud oeste, 41 a 42° de latitud norte), que sufre a menudo terremotos ¹¹².

En la América Central la cordillera de las Antillas queda cortada bruscamente cerca del Pacífico (I, pág. 551).

En toda la América del Sur, hasta el cabo de Hornos, sigue determinando la disposición de las costas el trazado de las cordilleras, como ya vimos antes; no trataremos más de este punto.

Notas del capítulo III: Los contornos del Océano Pacífico.

¹ F. von Hochstetter, *Geologie von Neu-Seeland; Resie der österreichischen Fregatte Novara um die Erde; Geologischer Theil*, I, in-4.º, Viena, 1864, pág. XLVI, 2 y *passim*. La primera impresión de Hochstetter fué creer no solamente en una ruptura del estrecho de Cook, sino también en un derrumbamiento horizontal de las islas, bajo la acción de un poderoso empuje lateral (*Lecture on the Geology of the Province of Nelson; New-Zealand Government Gazette*, Nelson, Oct. 22, 1859, pág. 101).

² Lo indiqué en el mapa esquemático de la isla del Sur, en F. W. Hutton, *Sketch of the Geology of New-Zealand* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLI, 1885, pág. 195).

³ S. Herb. Cox, *Report on Westland District* (Geol. Survey of New-Zealand. Rep. 1874-76, Wellington, 1877, páginas 63-93 y mapa).

⁴ R. v. Lendenfeld, *Der Tasman-Gletscher und seine Umgebung* (Petermanns Mitteil., Ergänzungsheft, n.º 75, 1884, 80 pág. y 2 mapas).

⁵ Jul. von Haast, *Geology of the Provinces of Canterbury and Westland*, in-8.º, Christchurch, 1879, páginas 324-360.

⁶ Hutton, *Sketch of the Geology of New-Zealand*, pág. 197.

⁷ Hochstetter, *Geologie von Neu-Seeland*, páginas 92 y siguientes.

⁸ S. H. Cox, *Report on the Geology of the Hokanui Ranges, Southland* (Colonial Mus. and Geol. Survey of N. Z., Rep. Geol. Explor., 1877-78, páginas 25-48 y mapa); A. Mc Kay, *Notes on the Sections and Collections of fossils obtained in the Hokanui District* (Ibid., páginas 49-90); Al. Mc Kay, *Mataura Plant-Beds, Southland County* (Ibid., 1879-80, páginas 39-48). Se encuentran en este último trabajo datos interesantes sobre la existencia del tallo de *Macrotaeniopteris* a través de muchas capas de arena, lo que hace suponer que acaso se formen allí arenas de origen eólico. En el interior de la cadena la convergencia de los pliegues no parece tampoco producirse bajo un ángulo agudo, porque en la mitad septentrional acodada y encorvada del lago Wakatipu, Mc Kay ha comprobado que la dirección de los pliegues es todavía norte-sur (*District West and North of Lake Wakatipu*, Ibid., páginas 118 y siguientes y mapa), y solamente en el lago Te-Anau, situado en el límite de las pizarras antiguas y de los neises, se marca primeramente la dirección SSE. (Cox, *Report on the Geology of the Te-Anau District*, Ibid., 1877-78, páginas 110 y siguientes).

⁹ C. E. Meinicke, *Die kleinen Inseln im Süden und Südosten von Neu-Seeland* (Petermanns Mitteil., XVII, 1872, páginas 222-226); F. W. Hutton, *On the Origin of the Fauna and Flora of New-Zealand* (Ann. Mag. Nat. Hist., 5.ª ser., XIII, 1884, páginas 425-448 y 5.ª ser., XV, 1885, páginas 77-107; particularmente la última parte, páginas 80 y siguientes).

¹⁰ Las indicaciones de Filhol, sobre la edad de la caliza de Campbell son desgraciadamente tan contradictorias, que he tenido que renunciar a servirme de ellas. H. Filhol, *Mission de l'île Campbell: Constitution géologique de l'île* (C. R. Acad. Soc., LXXXIV, 1876, páginas 202-205); y *Rapports géologiques et zoologiques de l'île Campbell avec les terres australes avoisinantes* (Ibid., XCIV, 1882, páginas 563-566).

¹¹ Hutton reconocía en los depósitos terciarios de Chatham el sistema de Pareora en la Nueva Zelanda (Quart. Journ. Geol. Soc., XLI, 1885, pág. 209).

¹² R. von Lendenfeld indica el monte Townshend (7.256 pies ingl = 2.241 metros) como el punto más elevado, mientras que es una cumbre vecina, el monte Kosciusko o Mueller's Peak (7.176 pies, según Neumayr, = 2.187 metros) la que pasa de ordinario por

tal; Lendenfeld, *The Glacial Period in Australia* (Proc. Linn. Soc. New-South. Wales, Sydney, X, 1885, pág. 47).

¹³ A. R. C. Selwyn, *Geologie of the Colonie of Victoria*, in: *Die Colonie Victoria in Australien ihr Fortschritt ihre Hilfsquellen*, etc., publicada por la Exposición Internacional de Londres, 1862, in-8.º, Melbourne, 1861, pág. 185.

¹⁴ F. T. Gregory, *On the Geology of a Part of Western Australia* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVII, 1861, páginas 475-483).

¹⁵ W. H. Huddleston, *Notes on a Collection of Fossils and of Rock-specimens from West-Australia, North of the Gascoyne River* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIX, 1883, páginas 582-595, pl. XXIII y mapa); C. Moore, *Australian Mesozoic Geology and Paleontology* (Ibid., XXVI, 1870, páginas 226-261, pl. X-XVIII y mapa); M. Neumayr, *Die geographische Verbreitung der Jura-formation* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, L, 1885, páginas 61-66).

¹⁶ Rev. W. B. Clarke, *Remarks on the Sedimentary Formations of New South Wales. Illustrated by References to other Provinces of Australasia*, 4.ª edición, Sydney, 1878, pág. 7 y *passim*.

¹⁷ Un resumen se encuentra en J. E. Tenison-Woods, *Physical Structure and Geology of Australia* (Proc. Linn. Soc. New-South Wales, VII, 1883, páginas 380 y siguientes).

¹⁸ R. Tate, *The Natural History of the Country around the Head of the Great Australian Bight* (Trans. and Proc. and Report of the Phil. Soc. of Adelaide, S. Austr., for 1878-79, in-8.º, Adelaide, 1879, páginas 94-128, pl. IV).

¹⁹ El mejor resumen ha sido hecho por Tate, *Leading physical Features of South Australia* (The Anniversary Address of the President to the Philos. Soc. of Adelaide for 1878-79, Trans. and Proc., páginas xli-lxxi).

²⁰ Gavin Scouler, *Sketch of the Geology of the S. and W. Parts of the Lake Eyre Basin* (Trans. Proc. Royal Soc. South Australia, Adelaide, IX, 1887, páginas 39-54 y mapa).

²¹ A. W. Howitt, *Notes on the Physical Geography and Geology of North Gippsland, Victoria* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXV, 1879, pág. 40).

²² Otto Feistmantel, *Die paläozoische und mesozoische Flora des östlichen Australien* (Palaeontographica, Suppl. III, Lief. 3, 1878-79), y J. E. Tenison-Woods, *On the Fossil Flora of the Coal Deposits of Australia* (Proc. Linn. Soc. New-South Wales for 1883, VIII, 1884, páginas 37-167, pl. 1-10 a).

²³ W. Carruthers, *Notes on Fossil Plants from Queensland, Australia* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVIII, 1872, páginas 350-356, pl. XXVI, XXVII).

²⁴ J. E. Tenison-Woods, *A Fossil Plants Formation in Central Queensland* (Journ. Proc. Roy. Soc. New-South Wales for 1882, XVI, 1883, páginas 179-192, pl. XI, XII).

²⁵ P. E. de Strzelecki, *Physical Description of New-South Wales and Van Diemen's Land*, in-8.º, Londres, 1845; Tenison-Woods, *A Physical Description of the Island of Tasmania* (Trans. and Proc. Roy. Soc. Victoria, Melbourne, XIX, 1883, páginas 144-166). Sobre la línea divisoria entre el río Tamar y el de Port-Sorell, la dirección de las capas se desvía aún notablemente del meridiano (N. 20-30º); Norman Taylor, *Notes on the Geology of the West Tamar District, Tasmania* (Ibid., XVI, 1880, pág. 156). Muchos observadores mencionaron fallas en Tasmania. Harrison escribe, a propósito de la región entre el Derwent y el Monte Wellington: «Imaginemos un cierto número de cubos de madera colocados sobre un apoyo flexible, por ejemplo, sobre un colchón, y de manera que toda la superficie sea plana. Que una fuerza cualquiera desordene la posición horizontal de cada uno de los cubos, inclinándolos ligeramente, y forme en cada punto de contacto un escaloncillo. Si ahora imaginamos que una masa en fusión, como la cera, se introduce debajo llenando cada intervalo y colmando, en parte, los pequeños valles, tendremos una imagen de los contornos de Hobart-Town, con sus areniscas, sus dislocaciones y sus rocas eruptivas». T. Harrison, *Notes on the Geology of Hobart-Town* (Trans. Proc. Roy. Soc. Victoria, VI, 1865, pág. 133).

²⁶ R. v. Lendenfeld, *Forschungsreisen in den Australischen Alpen* (Petermanns Mittheil., *Ergänzungsheft*, n.º 87, 37 pág., 2 mapas, 1887).

²⁷ *Geological Sketch Map of New-South Wales compiled from the Original Map of the late*, Rev. W. B. Clarke by C. S. Wilkinson (Annual Report on the Department of Mines, New-South Wales, for 1880, in-4.º, Sydney, 1881). Según Clarke (*Remarks*, etc., página 18), el granito estañífero del Queensland y de la Nueva Gales del Sur, es de edad devoniana, mucho más reciente, por lo tanto, que los otros granitos.

²⁸ R. Daintree, *Notes on the Geology of the Colony of Queensland* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVIII, 1872, páginas 271-317, mapa, pl. IX-XII); R. Etheridge, *Description of the Palaeozoic and Mesozoic Fossils of Queensland* (Ibid., páginas 317-350, pl. XIII-XXVII).

²⁹ La parte sur del Clarence River está descrita por Stephens, *Notes on the Geology of the Southern Portion of the Clarence River Basin* (Proc. Linn. Soc. New-South Wales for 1883, VIII, 1884, páginas 519-531).

³⁰ Al. Rattray, *Notes on the Geology the Cape-York Peninsula, Australia* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXV, 1869, páginas 297-305).

³¹ Jul. Edm. Woods, *Geological Observations in South Australia*, in-8.º, Londres, 1862, páginas 224 y siguientes.

³² Neumary, Memoria citada, páginas 140 y siguientes.—Depuch Island (long. 117º 44', lat. 20º 37') parece ser un montón de bloques de diorita, que se eleva 514 pies por encima de formaciones coralinas horizontales; Wickham, *Note on Depuch Island* (Journ. R. Geogr. Soc., XII, 1842, páginas 79-83).

³³ Edm. Mojsisovics von Mojsvár, *Arktische Triasfaunen*, Mem. Acad. Imp. Sc. Petersburgo, 7.ª ser., XXXIII, n.º 6, 1886, pág. 151).

³⁴ Para la representación más completa de la serie sedimentaria en Nueva Zelanda, véase particularmente J. Hector, *The Geological Formations of New-Zealand compared with those of Australia* (Journ. and Proc. Roy. Soc. New-South Wales for 1879, XIII, 1880, páginas 66-67).

³⁵ W. B. Clarke, *Remarks on the Sedimentary Formations of New South Wales*, página 7.

³⁶ R. D. Fitzgerald, Proc. Linn. Soc. New-South Wales for 1884, IX, 1885, pág. 1206.

³⁷ Garnier, *Essai sur la géologie et les ressources minérales de la Nouvelle-Calédonie* (Anales de Minas, 6.ª ser., XII, 1867, páginas 1-92, pl. I-II, mapa); Em. Heurteau, *Rapport à M. le Ministre de la Marine et des Colonies sur la constitution géologique et les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie* (Ibid., 7.ª ser., IX, 1876, páginas 232-454, mapa, pl. VII-X); para los fósiles, Eug. Deslongchamps, *Documents sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie* (Bull. Soc. Linn. de Normandie, VIII, 1864, páginas 332-378); P. Fischer, *Note sur les roches fossilifères de l'Archipel Calédonien* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2.ª ser., XXIV, 1866-67, páginas 457-458), y F. Teller en E. Mojsisovics, *Arktische Triasfaunen* (Mem. Acad. Imp. Sc. Petersburg, 7.ª ser., XXXIII, 1886, n.º 6, páginas 111 y siguientes).

³⁸ Heurteau, Op. cit., pág. 399.

³⁹ Ratte, Proc. Linn. Soc. New-South Wales, IX, 1884, pág. 681. Los géneros citados son: *Rostellaria*, *Fusus*, *Pleurotomaria*? *Belemnites*, *Venus*, *Nautilus* *Inoceramus*.

⁴⁰ J. E. Tenison-Woods, *On some Fossils from Levuka, Viti* (Proc. Linn. Soc. New-South Wales for 1879, IV, 1880, páginas 358-359).

⁴¹ V. Schleinitz, Anual de Hidrografía, IV, 1876, pág. 365; A. Liversidge, *Rocks from New-Britain and New-Ireland* (Journ. and Proc. Roy. Soc. New-South Wales for 1882, XVI, 1883, páginas 47-51).

⁴² C. S. Wilkinson, *Notes on a Collection of Geological Specimens collected by W. Maclay Esq. from the Coasts of New-Guinea, Cape York and neighbouring Islands* (in: Clarke, *Remarks on the Sedimentary Formations of New-South Wales*, 4.ª ed., páginas 97-99); véase, además, J. E. Tenison-Woods, *On a tertiary Formation at New-Guinea* Proc.

Linn. Soc. New-South Wales for. 1877, II, 1878, páginas 125-128 y 267-268); del mismo, *Physical Structure and Geology of Australia* (Ibid. for 1882, VII, 1883, pág. 381).

⁴³ K. Martin, *Eine Tertiärformation von Neu-Guinea und benachbarten Insel nach Sammlungen von Macklot und v. Rosenberg's* (Sammlungen des Geol. Reichsmuseums in Leiden, herausg. von K. Martin und A. Wichmann; Beiträge z. Geol. Ost-Asiens und Australiens, I, Ser., 1881-83, páginas 66-83, pl. III).

⁴⁴ E. Beyrich, *Ueber eine Kohlenkalk-Fauna auf Timor* (Abhandl. Akad. Berlin, 1864, pág. 61); K. Martin, *Die versteinierungsführenden Sedimente Timor nach Sammlungen von Reinwardt, Macklot und Schneider* (Samml. Geol. Reichsmus. Leiden, I, 1881-83, páginas 1-64, pl. I-III); A. Wichmann, *Gesteine von Timor* (Ibid., II, 1882, páginas 1-172, 4 pl.).

⁴⁵ R. D. M. Verbeek, *Over de dikte der tertiaire Afzettingen op Java* (Verh. k. Akad. Wet. Amsterdam, XXIII, 1883, D, 11 pág., 3 pl.).

⁴⁶ J. G. F. Ridel, *De Sluik-en Kroesharige Rassen tusschen Selebes en Papua*, gr. in-8.º, s'Gravenhage, 1886, mapa. Se encuentra un mapa Aaru en los Verh. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XII, 1885, Taf. 1.

⁴⁷ Riedel, obra citada, pág. 86. Sobre el petróleo de la costa oriental de Sumatra, véase Everwijn, Jaarb. Mijnwez., V, pág. 186; del Norte de Sumatra, ibid., IV, a, páginas 15-33 y 188; de Soerabaja, ibid., IV, b, pág. 188 y *passim*.

⁴⁸ K. Martin, *Die wichtigsten Daten unsern geologischen Kenntniss vom niederländisch-ostindischen Archipel* (Bijdrag tot de Taal-Land-en Volkenkunde van Nederl.-Indië; uitgeg. vanw. het kon. Inst., etc. ter Gelegen. van het VI. internat. Congress d. Orientalist. te Leiden, in-8.º, s'Gravenhage, 1883, págs. 17-34. Véase también Dr. Schneider, *Geologische Uebersicht über den holländisch-ostindischen Archipel* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVI, 1876, páginas 113-134 y mapas). Para los terrenos terciarios véase, sobre todo, K. Martin, *Neue Fundpunkte von Tertiäre-Gesteinen im indischen Archipel, nach Sammlungen von Horner, Korthals, Macklot, Müller, und Reinwardt* (Samml. Geol. Reichsmus. in Leiden, I, 1881-83, páginas 131-179). Véase también Aug. Böhm, *Ueber einige Tertiäre Fossilien von der Insel Madura*. Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien. XLV, 1882, págs. 359-372, 4 pl.). Para la cuestión de la edad de estos depósitos indicaré a Verbeek, Böttger, Geyler, und C. v. Fritsch, *Die Eocänformation von Borneo und ihre Versteinerungen* (Palaeontographica, Suppl. III, Heft 1, 1875); R. D. M. Verbeek, O. Boettger und K. von Fritsch, *Die Tertiärformation von Sumatra und ihre Thierreste* (Ibid., Suppl. III, Hefte 8-11, 1880).

⁴⁹ K. Martin, *von Gaffrons' geologische Karte von Sud-Borneo* (Samml. Geol. Reichsmus. Leiden, I, 1881-83, páginas 179-193 y mapa; véase también mismo vol., páginas 132 y siguientes).

⁵⁰ Este estado de cosas está indicado quizá de una manera demasiado poco extensa por T. Posewitz, *Unsere geologischen Kenntnisse von Borneo* (Jahrb. K. Ung. Geol. Anst., VI, 1882, páginas 135-162 y mapa).

⁵¹ R. D. M. Verbeek, *Over het voorkomen van gesteenten der krijtformatie in de residentie Westerafdeeling van Borneo* (Versl. en Meded. K. Akad. Wet. Amsterdam. Afd. Natuurk., 2. R., XIX, 1884, Med., páginas 39-43). Martin considera esos depósitos como facies tropical de la serie terciaria; pero no se conocía hasta aquí, en los depósitos terciarios de Sumatra y de Java, ninguna formación que sea tan rica en tipos habitualmente considerados como cretáceos.

⁵² J. E. Tenison-Woods, *The Borneo Coal-Fields* (Nature, XXXI, 1885, páginas 583-584). Véase también J. Motley, *On the Geology of Labuan* (Quart. Journ. Geol. Soc., IX, 1853, páginas 54-57).

⁵³ Schelle, *Bericht in Peterm. Mitth*, 1885, pág. 320; Tenison-Woods, *The Geology of Malaysia, Southern China*, etc. (Nature, XXXIII, 1885-86, pág. 232); Hart Everett menciona una caliza de crinoides al NE. y al NO. de Borneo, pero sin indicar exactamente la edad (*Report on the Exploration of the Caves of Borneo*, Proc. Royal. Soc., XXX, 1880, páginas 310-321).

⁵⁴ F. Ratte, *Note sur l'Indo-Chine* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3.^a ser., IV, 1875-76, páginas 509-522); Petiton, *Esquisse géologique de la Conchinchine française, du Cambodge (province de Poursat) et de Siam (province de Battambang)*, Ibid., 3.^a ser., XI, 1882-83, páginas 384-399, mapa, pl. VIII; Edm. Fuchs y E. Saladin, *Mémoire sur l'exploration des gîtes de combustible et de quelques-uns des gîtes métallifères de l'Indo-Chine* (Anales de Minas, 8.^a ser., II, 1882, páginas 185-298, mapa, pl. VI); E. Jourdy, *Sur la Géologie de l'Est du Tonkin* (C. R. Acad. Sc., CII, 1886, páginas 937-939, y Bull. Soc. Géol. de Fr., 3.^a ser., XIV, 1885-86, páginas 14-20, pl. I-II); *Note complémentaire* (Ibid., páginas 445-453).

⁵⁵ R. Zeiller, *Examen de la flore fossile des couches de charbon du Tong-King* (Anales de Minas, 8.^a ser., II, 1882, páginas 299-352, pl. X-XII); véase también Bull. Soc. Géol. de Fr., 3.^a ser., XI, 1882-83, páginas 456-461, y XIV, 1885-86, páginas 454-463, y láminas.

⁵⁶ R. von Drasche, *Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon (Philippinen)*, in-4.^o, Wien, 1878, pág. 3. El resumen más antiguo de la geología de Filipinas que conozco es el del ingeniero de Minas Isid. Sáinz de Baranda, *Islas Filipinas*, in-8.^o, Manila, 1840. En 1873 Roth ha tratado de dar una nota abreviada, según las colecciones de Jagor; pero este cuadro tan útil contiene pocos datos sobre los fenómenos tectónicos; J. Roth, *Ueber die geologische Beschaffenheit der Philippinen* (in F. Jagor, *Reisen in den Philippinen*, in-8.^o, Berlin, 1873, páginas 333-354).

⁵⁷ C. Semper, *Die Philippinen und ihre Bewohner; sechs Skizzen*, in-8.^o, Würzburg, 1869.

⁵⁸ J. Centeno, *Memoria geológico-minera de las Islas Filipinas* (Bol. Comis. del Mapa Geol. de España, III, 1876, páginas 181-234, mapa, particularmente pág. 184).

⁵⁹ J. E. Tenison-Woods, *Nature*, XXXIII, 1885-86, pág. 232.

⁶⁰ F. von Richthofen, *Ueber das Vorkommen von Nummulitenformen auf Japan und den Philippinen* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XIV, 1862, páginas 357-360).

⁶¹ E. Abella y Casariego, *Rápida descripción física, geológica y minera de la Isla de Cebú* (Bol. Com. Mapa Geol. de España, XIII, 1886, páginas 1-187 y mapa).

⁶² E. Abella y Casariego, *Memoria acerca los criaderos auríferos del segundo Distrito del Departamento de Mindanao* (Bol. Com. Mapa Geol. de España, VI, 1879, páginas 33-79, mapas, particularmente pág. 60).

⁶³ J. Montano, *Rapport à M. le Ministre de l'Instruction Publique sur une Mission aux Iles Philippines et Malaisie* (Archivo de las Misiones Científicas, 3.^a ser., XI, 1885, páginas 271-479, mapas, particularmente páginas 271-277).

⁶⁴ J. Itier, *Extrait d'une description de l'archipel des îles Solo* (Bull. Soc. Geogr. Paris, 3.^a ser., V, 1846, páginas 311-319).

⁶⁵ La última descripción de Montano podría además hacer dudar que el lago de Mainit, en la península de Surigao (norte de Mindanao), sea verdaderamente un cráter.

⁶⁶ R. von Drasche coloca sobre esta línea la serie de volcanes de Labo, Isaro, Mazaraga, Albay y Bulusan (Obra citada, pág. 72).

⁶⁷ Rob. Swinhoe, *Notes on the Island of Formosa* (Journ. R. Geogr. Soc., XXXIV, 1864, páginas 6-18 y mapa); F. von Richthofen, *Ueber den Gebirgsbau an der Nordküste von Formosa* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XII, 1860, páginas 532-545); D. Tyzack, *Notes on the Coal-Fields and Coal Mining operations in North Formosa* (Trans. North of Engl. Institute of Mining and Mechan. Engin., Newcastle, XXXIV, 1884-85, páginas 67-79, mapa, pl. XII); G. A. Lebour, *Notes on some fossils from North Formosa, collected by Mr. D. Tyzack* (Ibid., páginas 81-82).—Art. Corner menciona un fósil paleozoico, *Monotis Hawni*, cerca de la montaña de los Monos; pero este dato no está confirmado. (*A. Journey in the Interior of Formosa*, Proc. R. Geogr. Soc., XIX, 1874-75, pág. 515).

⁶⁸ H. B. Guppy, *Some Notes on the Geology of Takow, Formosa* (Journ. of the N. China Branch R. Asiat. Soc., Shanghai, new ser., XVI, 1881, páginas 13-17).

⁶⁹ G. Kleinwächter, *Researches into the Geology of Formosa* (Journ. of the N. China Branch R. Asiat. Soc., new ser., XVIII, 1884, páginas 37-53 y mapa).

⁷⁰ La roca está indicada por muchos viajeros como un pórfido.

⁷¹ L. Döderlein, *Die Liu-Kiu Insel Amami-Oshima* (Mittheil d. Deutsch. Ges. f. Natur- und Volkerkunde Ost-Asiens. Yokohama, XXIV, Heft, 1881, páginas 103-117, 142-153 y mapa, véase particularmente pág. 2).

⁷² M. C. Perry, *Narrative of the Expedition of an American Squadron to the China Seas and Japan*: comp. by F. L. Hawks, in-4.º, Washington, 1856, I, páginas 184, 311, y G. Jones, *Report on a Geological Exploration of Lew-Chaw* (Ibid., II, páginas 53-56); Döderlein, Mem. citada, pág. 27. Élie de Beaumont menciona fósiles recogidos por un misionero, el P. Funet, en Nafa, en la isla de Okinawa, pero no puede considerarse su edad como seguramente determinada (C. R. Acad. Sc., XLVIII, 1859, pág. 287, y J. Marcou, *Lettres sur les roches du Jura*, in-8.º, Paris, 1857-60, pág. 269). La caliza coralina, a 200 pies por encima del nivel del mar y lejos de la orilla, está mencionado por R. H. Brunton, *Notes taken on a Visit to Okinawa Shima, Loochoo* (Trans. Asiat. Soc. Japans Yokohama, IV, 1876, páginas 66-77, particularmente pág. 72).

⁷³ Edm. Naumann, *Ueber den Bau und die Entstehung der Japanischen Insel*, in-8.º, Berlin, 1885, 91 páginas; *Die Erscheinungen des Erdmagnetismus in ihrer Abhängigkeit von der Erdrinde*, in-8.º, Stuttgart, 1887, particularmente páginas 15 y siguientes. *Geological Survey of Japan, Reconnaissance Map, Geology, División I*, 1886, by Edm. Naumann, assisted by Takao Fujitani, Akira, Yamada, Ichitaro Ban and Shogo Nishiyama. Un primer trazado de mapa geológico en pequeña escala se encuentra en J. G. H. Godfrey, *Notes on the Geology of Japan* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, páginas 542-554).

⁷⁴ J. Milne, *The Volcanoes of Japan* (Trans. Seismol. Soc. Japan, Yokohama, IX, pt. 2, 1886, 184 páginas, mapa y pl.).

⁷⁵ B. Smith Lyman, *Geological Survey of Hokkaido. A geological Sketch Map of the Island of Yesso, Japan*, Tokei, 1876.

⁷⁶ Estos son: el Iwo-san, activo, con un cráter de légamo hirviendo y de azufre; el Kusi, el Oakan, de forma regularmente cónica, y el Meakan, cráter activo.

⁷⁷ A. von Drasche ha descrito varios volcanes de la gran región de fracturas en sus *Bemerkungen über die japanischen Vulkane Asama-Yama, Jaki-Iama, Iwawasi-Yama und Fusi-Yama* (Tschermak's Min. Mittheil., 1877, páginas 49-60, pl. III-IX).

⁷⁸ Naumann, *Erdmagnetismus*, pág. 18. Harada Toyokitsi, una carta en Anzeiger Akad. Wien, 7 julio 1887.

⁷⁹ Raph. Pumpelly, *Geological Researches in China, Mongolia, and Japan* (Smithson. Contributions to Knowledge, vol. XV, n.º 202, 1866, páginas 79 y siguientes, particularmente pág. 106, pl. 8).

⁸⁰ Para Sajalin, Fr. Schmidt, *Sachalin* (Baer und Heltersen, Beitr. z. Kenntn. d. russ. Reiches, XXV, 1868, páginas 177 y siguientes); P. v. Glehn, *Reisebericht von der Insel Sachalin*. Ibid., páginas 189 y siguientes, particularmente páginas 203-277; véase también el mapa de Sajalin, por G. W. Schebunin (Ibid.); véase, además, Fr. Schinith, *Ueber die Petrefakten der Kreideformation von der Insel Sachalin* (Mem. Acad. Imp. de Sc. de Petersburgo, 7.ª ser., XIX, 1873, n.º 3, 37 páginas, 8 pl.). Para Yezo, Edm. Naumann, *Ueber das Vorkommen der Kreideformation auf der Insel Yezo (Hokkaido)* Mittheil. deutsch. Gesellsch. f. Nat. und. Völkerkunde Ostasiens, Yokohama, Heft 21, 1880, páginas 28-33. *Bau und Entstehung der japanischen Insel*, pág. 21.

⁸¹ Milne, *A Cruise among the Volcanoes of the Kurile Islands* (Geol. Mag., Dec. 2, VI, 1879, páginas 337-348 y mapa), y *Volcanoes of Japan*, páginas 125-169 y mapa.

⁸² K. v. Dittmar, *Die Vulkane und heissen Quellen Kamtschatka's* (Petermann's Mittheil, VI, 1860, páginas 66-67); A. Postels, *Bemerkungen über die Vulkane der Halbinsel Kamtschatka* (Mem. Acad. Imp. Sc. St.-Petersbourg, Savants étrangers, 1835, II, páginas 11-28, pl. I-VII); Perrey, *Documents sur les tremblements de terre et les phénomènes volcaniques dans l'archipel des Kouriles et au Kamtschatka*, in-8.º, 166 páginas, 1863 (Extr. de los Anales de la Soc. Imp. de Agricultura de Lyon).

⁸³ A. Erman ha publicado ya un mapa geológico que comprende a Kamchatka, en *Erman's Archiv f. wiss. Kunde v. Russl.*, II, 1842; en el volumen siguiente se halla la descripción de algunos fósiles del Kamchatka, por Girard.

⁸⁴ C. von Dittmar, *Ein paar erläuternde Worte zur geognostischen Karte Kamtschatka's* (Bull. Clase físico-matemática. Acad. Imp. Sc. Petersburgo, 2.^a ser., XIV, 1855, páginas 241-250 y mapa). El profesor Kreutz, de Cracovia, ha tenido la bondad de enviarme una lista de las rocas recogidas en Kamchatka y en las islas del Comendador por el prof. Dybowski; ellas demuestran existir en Tigil (Kamchatka) calizas llenas de restos de *Trochammina*, *Haplophragmium*, *Lagena* y otros rizópodos.

⁸⁵ Pumpelly, *Geological Researches*, etc., pl. 7; L. Lóczi, *A. Khinaí, birodalom természeti Vizsnyainak és Országainak Leirása*, in-8.º, Budapest, 1886, pág. 19.

⁸⁶ Pumpelly, *Geological Researches*, páginas 67-69.

⁸⁷ F. von Richthofen, *China, Ergebnisse eigener Reisen und darauf gegründeter Studien*, gr., in-8.º, Berlin, I, 1877; II. *Das nördliche China*, 1882; IV. *Palaeontologischer Theil*, 1883; Atlas, in-folio, I, 1885.

⁸⁸ Richthofen, *China*, pág. 637.

⁸⁹ Richthofen menciona en varios puntos una dirección todavía más antigua, que debe ser fácilmente reconocida en el gneis más antiguo; la dirección de las pizarras plegadas, calizas primitivas, etc., est NE.-SO.

⁹⁰ Dos yacimientos incluye Dames en la división superior del *Potsdam Sandstone* americano; un tercero, según la presencia del género *Doropyge*, se aproxima más bien al *Quebec group* de l'Utah. Dames deja sin solución la cuestión de saber si este horizonte corresponde al Siluriano inferior o a la «Fauna primordial» de Barrande; W. Dames, *Cambrische Trilobiten von Liautung* (en Richthofen, *China*, IV, pág. 33).

⁹¹ C. Gottsche, *Geologische Skizze von Korea* (Sitzungsber. Akad. Berlin, 1886, XXXVI, Sitzg. v. 15 julio, 17 páginas y mapa). Guppy ha visitado la isla Mackau, en el archipiélago situado al SO. de Corea; se compone de gneis, de un granito de mica blanca (*Greisen*) y de cuarcitas (*Notes on the Geology of the Korean Archipelago*, Nature, XXIII, 1880-81, páginas 417-418).

⁹² A. David, *Journal de mon troisième voyage d'exploration dans l'empire Chinois*, 2 vol., in-8.º, 3 mapas, Paris, 1875.

⁹³ F. von Richthofen, *Führe für Forschungsreisende*, in-8.º, Berlin, 1886, páginas 309-310.

⁹⁴ El Lché-Kiang y el Fu-Kiang son desgraciadamente todavía poco menos que desconocidos. P. W. Basset-Smith ha encontrado en las islas costeras rocas graníticas y felsíticas, y pizarras verticales (*Notes on the Geology of Part of the Eastern Coast of China*, Nature, XXXVI, 1887, páginas 163-164).

⁹⁵ Richthofen, *China*, II, pág. 50 y *passim*.—El volcán Pei Chan, en los orígenes del Sungari, parece estar un poco al este de esta línea (véase Proc. R. Geogr. Soc. Londres, VIII, 1886, pág. 779). Richthofen agrupa con estas señales la erupción volcánica del Uyun-Choldongi en 1721-22, mencionada por Venjukov; esta región se halla a 25 verstas SE. de Mergen, a orillas del Nemer, no lejos de la cadena Dusse-Alin, a la cual haremos pronto referencia.

⁹⁶ Richthofen, *China*, II, pág. 520 y *passim*.

⁹⁷ J. Muchkétov, *Geologische Notizen über die Ost Mongolei* (Gornoi Journal, 1881, II, páginas 80-98, mapa geol. del camino del Dolon-nor al lago Tarei).

⁹⁸ Wenjukow, *Die russische-asiatischen Grenzlande*, versión alemana de Krahmer, in-8.º, Leipzig, 1874, pág. 187.

⁹⁹ P. Kropotkin en E. Reclus, *Nouvelle Géographie universelle*, VI, gr., in-8.º, Paris, 1881, pág. 813.

¹⁰⁰ G. v. Helmersen en A. T. v. Middendorf, *Reise in den äussersten Norden und Osten Sibiriens*, I, in-4.º, Petersburgo, 1848, pág. 219, Atlas, pl. XVII.

- ¹⁰¹ E. Reclus, obra citada, pág. 860.
- ¹⁰² J. von Richthofen, *Führer für Forschungsreisende*, pág. 605.
- ¹⁰³ C. Grewingk, *Beiträge zur Kenntniss der orographischen Beschaffenheit der Nord-west Küste Amerikas mit den anliegenden Insel* (Verhandl. der Russisch-K. Min. Ges. zu Petersburgo für 1848-49, pág. 215, 1850); Ed. von Eichwald, *Geognostisch-palaeontologische Bemerkungen über die Halbinsel Mangischlak und die Aleutischen Inseln*, in-8.º, Petersburgo, 1871.
- ¹⁰⁴ W. H. Dall, *Alaska and its Resources*, in-8.º, Boston, 1870, pág. 286. Véase también W. H. Dall, *Explorations in Russian America* (Amer. Journ. Sc., 2.ª ser., XLV, 1868, páginas 96-99, y 3.ª ser., XI, 1876, pág. 242); C. A. White, *On a small Collection of mesozoic fossils collected in Alaska by Mr. W. H. Dall* (U. S. Geol. Survey, Bull. n.º 4, 1884, páginas 98-103). Para el Yukon, véase Krause, *Zeitschr. Ges. f. Erdkundler*, Berlin, XVIII, 1883, pág. 348; Schwatka, *Journ. Amer. Geogr. Soc.*, XVI, 1884, pág. 374 y *passim*.
- ¹⁰⁵ P. Fischer, *Sur quelques Fossiles de l'Alaska* en A. L. Pinart, *Voyages à la Côte nord-ouest de l'Amérique*, in-4.º, 1875, I, páginas 32-36, 1 pl.
- ¹⁰⁶ O. Heer, *Flora Fossila Alaskana*, in-4.º, 41 pág., 10 pl., Estocolmo, 1869 (K. Svenska Akad. Handl., VIII, n.º 4).
- ¹⁰⁷ W. H. Dall, *Note on Alaska Tertiary Deposits* (Amer. Journ. Sc., 3.ª ser., XXIV, 1882, páginas 67-68).
- ¹⁰⁸ T. A. Blake, *Topographical and Geological Features of the Northwest Coast of America* (Amer. Journ. Sc., 2.ª ser., XLV, 1868, páginas 242-247).
- ¹⁰⁹ J. S. Diller, *Notes on the Geology of Northern California* (U. S. Geol. Survey, Bull., n.º 33, 1886, páginas 373-387).
- ¹¹⁰ G. F. Becker, *Notes on the Stratigraphy of California* (U. S. Geol. Survey, Bull., n.º 19, 1885, pág. 212); y *Cretaceous Metamorphic Rocks of California* (Amer. Journ. Sc., 3.ª ser., XXXI, 1886, páginas 348-357. Para los indicios paleontológicos sobre las capas de Aucellas, véase C. A. White, *On the Mesozoic and Cainozoic Palaeontology of California* (U. S. Geol. Survey, Bull., n.º 15, 1885, pág. 7-32).
- ¹¹¹ E. Reyer, *Zwei Profile durch die Sierra Nevada* (Neues. Jahrb. f. Min., suplemento, IV, 1886, páginas 291-326 y mapa).
- ¹¹² I. C. Russell, *A Geological Reconnaissance in Southern Oregon* (4.ª Ann. Report U. S. Geol. Survey, 1882-83, páginas 431-464, 1884, particularmente páginas 442 y siguientes). Los ensayos hechos para sacar conclusiones definitivas como la persistencia de movimientos tectónicos, de la disposición de los ríos, no me parecen haber conducido hasta aquí a resultados satisfactorios, porque es preciso tener en cuenta cambios de lugar de la línea de la costa, que debe ser considerada como independiente de estos movimientos; comp. Jos. Le Conte, *A Post-Tertiary Elevation of the S. Nevada shown by the River beds* (Amer. Journ. Sc., 3.ª ser., XXXII, 1886, páginas 167-181).

CAPÍTULO IV

COMPARACIÓN ENTRE LOS CONTORNOS DEL ATLÁNTICO Y LOS DEL PACÍFICO

La estructura atlántica.—La estructura pacífica.—Su contraste.—Distribución de las islas y de los volcanes.—Cobijadura de las depresiones.—En la región pacífica se completa la serie de las capas mesozoicas desde las orillas hacia el centro.

Con arreglo a lo expuesto en los dos capítulos anteriores, podemos ahora determinar las diferencias que existen entre las costas atlánticas y las pacíficas.

Recordemos, por lo pronto, la singular tendencia a una disposición simétrica que se revela en la *región atlántica*.

Al norte avanza como una cuña la dovela de Groenlandia, ceñida al este y al oeste por dos brazos de mar. Al oeste comienza el continente con una grande cordillera de neises, probablemente muy antigua, que jalona la costa occidental de la bahía de Baffin y el estrecho de Davis y prosigue hasta cerca del estrecho de Belle-Isle. Una cordillera neísica análoga forma al este la mayor parte de las islas del litoral del norte de Noruega; parece prolongarse por la cordillera de neis de las Hébridas exteriores.

Dentro de las Hébridas vense los pliegues cobijados de la cordillera caledoniana de edad antedevoniana; nada análogo conozco en América.

Encontramos al oeste el Escudo Canadiense con depósitos no trastornados y la depresión, poco profunda, de la bahía de Hudson, rodeada por una faja de lagos de glint. Al este se encuentra el Escudo Báltico, donde

las capas paleozoicas que yacen sobre la cabeza de los pliegues arcaicos están también horizontales y donde existe asimismo una depresión poco profunda, ocupada por el mar Báltico y una faja de lagos de glint. La cenefa del Escudo Canadiense sólo alcanza al Océano en corta extensión, a lo largo del estrecho de Belle-Isle si acaso; los pocos restos horizontales que allí se observan se pueden considerar pertenecientes a dicha cenefa. El Escudo Báltico no llega en ningún punto al Océano Atlántico propiamente dicho. En cambio, llegan uno y otro al mar Glacial, y el Coronation Gulf al oeste, lo mismo que el Varangerfjord y, hasta cierto punto, el golfo de Onega, poseen los caracteres propios de las bahías de glint.

Más allá del estrecho de Belle-Isle están las costas de Terranova, del Nuevo Brunswick y de la Nueva Escocia, recortadas por profundas *rías*, y donde descienden bajo el mar los pliegues de las cordilleras formadas hacia el fin del período carbonífero, y que se hallan plegadas hacia el NO. y el norte, coincidiendo su borde externo con la orilla derecha del bajo San Lorenzo y la costa oriental del estrecho de Belle-Isle. La isla de Anticosti pertenece a la cenefa del escudo y no a estas cordilleras plegadas que limita el golfo de San Lorenzo. A las costas caracterizadas por las *rías* corresponden en Europa las de la cordillera armoricana, cuyos rasgos principales datan también del fin de la época carbonífera, y son a lo sumo antepermianas; esas costas, donde existen los mismos cortes transversales, ocupan todo el espacio entre el Shannon y las cercanías de La Rochela. La cordillera misma está cortada en fragmentos por el canal de San Jorge y el de la Mancha; se halla plegada al NE., al norte y, por fin, al NNO.

Los últimos contrafuertes de los Pirineos ocupan en Europa la parte de las costas del Atlántico situada más al sur. Hemos visto que la formación de esta cordillera, como la de los Alpes, debe considerarse, en general, fenómeno posterior al hundimiento de las cordilleras antepermianas, y su trazado depende en gran parte de la disposición de estas montañas antiguas y de la de las fallas que las limitan. La inversión de la cenefa septentrional parece menos marcada que en las otras cordilleras europeas; hacia el oeste, en el norte de España, llega al mar dicha cenefa, pero se halla hundida en las Provincias Vascongadas (I, pág. 298; II, pág. 114). A lo largo de la costa NO. de España vese jalonando una fractura el singular sistema de cuencas sucesivamente apiladas que constituye la cuenca de Asturias, y cuyos elementos están dispuestos de tal modo que cortan la línea de costa en ángulo más o menos agudo. También esta cuenca es antepermiana, y parece como si quisiera repetirse en la brusca desviación de la cordillera Bética en el estrecho de Gibraltar.

El fraccionamiento y reconstrucción de las cordilleras plegadas es lo que ha dado a las costas de la Europa occidental su variadísimo aspecto. En la América del Norte no se han producido tales fenómenos y sólo en latitud mucho más baja aparece un Mediterráneo separado del Océano

por el arco convexo de las Antillas. En Europa es precisamente el arco de la cordillera Bética el que actúa de este modo.

Los Alleghanis y todas las otras cordilleras plegadas de la parte oriental de la América del Norte hasta Terranova, vuelven en cierto modo la espalda al Atlántico y, efectivamente, por este lado afloran los terrenos más antiguos; el plegamiento se dirige en sentido inverso. Según se conoce mejor la constitución de las montañas del Brasil, compruébase con mayor claridad que las cordilleras de este país están también plegadas en sentido contrario del Océano, en la dirección de los Andes, de modo que las zonas internas rodean el Atlántico. Además, los segmentos de arcos terminan al llegar a la costa en el cabo Corrientes y la isla de los Estados.

En el Africa occidental no conocemos el extremo del Gran Atlas; el sur muestra fallas tabulares.

Excepto la cordillera de las Antillas y el fragmento montañoso de Gibraltar que circunscriben a los dos Mediterráneos, el borde externo de una cordillera plegada no determina en ningún sitio los contornos del Atlántico. Es cierto que los haces de pliegues antiguos que se extienden desde el Maine a Terranova vuelven su borde externo hacia el bajo San Lorenzo y el estrecho de Belle-Isle, pero cuando llegan al mar libre desaparecen bajo las olas. *El borde interno de haces y de pliegues, costas cortadas por rías que indican un descenso de las cordilleras, fracturas marginales de pilares y fallas tabulares..... tales son los elementos variados que determinan el dibujo de las orillas del Atlántico.*

Igual disposición caracteriza las costas del Océano Indico hacia el este hasta las bocas del Ganges, donde llega al mar el borde externo de las cordilleras de Eurasia. La fosa eritrea, la fractura de las Quathlamba en el Natal, como la de los Sahyadri en la India y las fallas de Madagascar que reconoció hace poco Cortese, son otros tantos indicios de la preponderancia de las fracturas tabulares en aquella región ¹. Sólo en el Golfo Pérsico llegan al mar parte de las zonas iránias externas.

La costa occidental de Australia tiene también estructura atlántica. De la disposición de los haces de pliegues resulta que éstos vuelven su concavidad hacia el Pacífico, y su comparación con América del Sur nos enseña que existen desde el continente australiano hasta Nueva Zelanda y, sin duda, Nueva Caledonia, un sistema de plegamientos más o menos concéntricos que dan frente al Océano. La situación que ocupa la costa occidental de Australia es, pues, análoga a la de la oriental del Brasil.

Para mayor comodidad en la exposición pueden dividirse los contornos del *Pacífico* en cinco segmentos.

El primero corresponde al *arco de las Aleutianas*. Mientras que el macizo arcaico de Groenlandia caracteriza la parte norte del Atlántico, encontramos en el Pacífico una guirnalda insular que forma completo contraste desde el punto de vista de la estructura, por sus terrenos mesozoicos

plegados y su zona de volcanes activos. Los frunces que resultan del encuentro de los arcos sucesivos al norte del Pacífico recuerdan al punto la disposición de las cordilleras de la India (I, pág. 462).

El segundo segmento corresponde a la *costa occidental de América del Norte* desde la bahía de Kenai a la costa mejicana. Los geólogos canadienses consideran las islas de la Reina Carlota como una rama externa de las Cordilleras.

El tercer segmento que corresponde a *América del Sur* comienza en Guatemala, donde la cordillera de las Antillas cruza la América Central; está dividido en dos partes por un frunce de la bahía de Arica, y el arco meridional se prolonga hasta más allá del cabo de Hornos. Caracteriza a este segmento la cordillera litoral, en la que parece que no existen terrenos fosilíferos anteriores al neocomiense y que recuerda por tantos rasgos las cordilleras costeras de California, así como las islas Nicobar y Andaman, de constitución análoga.

El cuarto segmento se compone de los *arcos del Asia oriental*, en los que hemos reconocido, al menos en sus fragmentos principales, los extremos doblados de las grandes cordilleras del centro de Asia; no existe allí una serie de arcos autónomos en contacto, sino una serie de cordilleras pertenecientes a un mismo sistema, plegadas en igual sentido, y que finalizan unas detrás de otras. El gran arco malayo corresponde a la cenefa meridional de este conjunto. Timor y Soemba quedan fuera; no es posible decidir de modo positivo si estas islas pertenecen o no a la región australiana.

El quinto segmento comprende las *cordilleras australianas*, con Nueva Zelanda y Nueva Caledonia. Ya tuvimos ocasión de comparar las cordilleras orientales de Australia, de las Flinders y Adelaida Ranges, hasta la costa, con las sierras meridionales americanas situadas al oeste de Córdoba. La falta de depósitos terciarios medios en toda la costa oriental de Australia y de la Tierra de Van Diemen, que contrasta de un modo tan vivo con el gran desarrollo de los mismos terrenos en la costa meridional y en el estrecho de Bass, induce a pensar que el continente al este del litoral actual descendió en época muy tardía, y, sin embargo, ya se sabe cuán profundo es el mar en aquellos parajes.

Acaso se debiera añadir un sexto y último segmento antártico, que acabase de circunscribir el Océano Pacífico, pero los datos de que hoy se dispone sobre las regiones antárticas son muy incompletos para permitirme formular cualquier conclusión. El resto de un trozo desviado en sentido opuesto de Australia, en el sur de Nueva Zelanda (II, pág. 149, fig. 16), tal vez sea un indicio en este sentido. Respecto a latitudes más australes, H. Reiter se ha atrevido a deducir de las observaciones de los viajeros que las partes que corresponden al Pacífico y las que las siguen algo más al este desde las islas Balleny y la Tierra Victoria a las Orcadas meridio-

nales están construídas con arreglo al tipo pacífico, mientras que en el resto predomina el tipo atlántico. Es posible que esta hipótesis se vea confirmada un día por nuevos descubrimientos ¹.

Excepto un fragmento de la costa de América Central en Guatemala donde ha descendido la cordillera vorticiforme de las Antillas, todas las partes de las orillas del Océano Pacífico cuya geología se conoce, constan de cordilleras plegadas hacia el Océano, de tal modo, que sus pliegues externos sirven de límite al continente o le forman un cinturón de penínsulas e islas adyacentes.

Ninguna cordillera plegada presenta su borde interno hacia el Pacífico; ninguna meseta llega a este Océano.

En la *región atlántica* a la cubeta de la bahía de Hudson corresponde en el escudo canadiense la del Mar Báltico y del golfo de Botnia. Los brazos de mar de contornos accidentados que rodean el golfo de San Lorenzo entre las costas recortadas por las rías de las antiguas cordilleras del Nuevo Brunswick, de la isla del Cabo Bretón y de Terranova se hallan en situación análoga a la Mancha que cruza los pliegues armoricanos. Delante de las Antillas el gran hundimiento que ocupa el golfo de México carece de semejante en el continente europeo, donde los movimientos orogénicos no se han repetido tanto. El mar de las Antillas corresponde al Mediterráneo, a menos que no se lo quiera comparar con la cuenca de Asturias.

Las islas volcánicas se agrupan, como las Azores, las Canarias y las islas de Cabo Verde o en líneas rectas como en el golfo de Guinea, o en la prolongación de los montes de Camarones. Los arrecifes coralinos de las Maldivas y Laquedivas afectan también disposición rectilínea hasta las Chagos. No se ven volcanes dispuestos en líneas curvas más que en uno de los dos segmentos en que el tipo pacífico irrumpe en la región atlántica, es decir, en las Antillas.

La isla *Kerleguen*, según los estudios de T. Studer, Moseley y Renard, consiste en asomos múltiples de lavas donde dominan las rocas básicas ². Esos mantos se alzan en escalones sucesivos; las traquitas y fonolitas parecen anteriores a los basaltos: en algunos puntos vense en medio de las coladas básicas intercalaciones de lignito, a veces con troncos de coníferas de grandes dimensiones, que son, sin duda, vestigios de antiguos bosques; tales hechos demuestran, además, que Kerguelen es resto de una tierra más extensa en otro tiempo y que los asomos volcánicos no son de origen submarino. Su analogía con las Feroe e Islandia es muy notable.

En cambio, es característica de la *región pacífica* y, sobre todo, de la parte perteneciente a Eurasia, la disposición arqueada, con un brazo de mar detrás de cada segmento. La parte del Mediterráneo situada al norte de Chipre y de Creta se puede considerar equivalente a aquellos mares zagueros del Asia oriental; el golfo de Pegú es un nuevo ejemplo de la misma disposición, que se repite luego, con ligeras variantes, hasta el mar

de Bering. El fenómeno se manifiesta menos a lo largo de la costa occidental de América; el estrecho que separa las islas de la Reina Carlota del continente tampoco está por completo circunscrito. El golfo de California, en la prolongación del valle del San Joaquín y del Sacramento, así como el golfo del Corcovado, en la prolongación del valle longitudinal de Chile, aun hallándose uno y otro en relación manifiesta con la dirección de las cordilleras adyacentes, difieren de los «trasmares» del Asia oriental; no ocupan el dorso de las cordilleras, sino que se intercalan entre la cordillera litoral y la principal o en la propia cordillera litoral, como ocurre en el sur; estas circunstancias se reproducen, sin gran modificación, en el estrecho de Schelikof y en el Kenai Sound.

Las cordilleras arqueadas que imprimen sus especiales caracteres a la cenefa de Eurasia, sobre todo en el Asia oriental, producen, conservando siempre disposición curvilínea, todas las combinaciones posibles: desde una cordillera continua, con volcanes alineados en el borde interno, como en Italia, o en el borde interno y en el eje mismo de la cordillera, como en el Japón septentrional y meridional, pasamos a una cordillera que corta el mar y prolongan una serie de islas, mientras que los volcanes del borde interno emergen aislados, como en la cordillera de Pegú (costa de Arrakan, islas Nicobar y Andaman), con los volcanes de Pupa-dung, Chuk-talón, Barren Island y Narcondan en el lado interno, y luego a una guirnalda sin unión visible con el continente y restos de cordilleras que forman una fila de islas internas, y montañas volcánicas que pertenecen a una cadena interior, como en las Liu-Kiu; luego a un arco volcánico donde los restos de la cordillera han desaparecido casi por completo como en Java, y, en fin, a un arco exclusivamente volcánico como las Kuriles, salvo que la Kamchatka oriental corresponde a un trozo de la cordillera de las Kuriles.

Muy análogo es lo que ocurre con los arcos externos de Australia. Si se adopta el criterio de Dana sobre el agrupamiento de las cordilleras insulares de Polinesia, no se debe considerar sólo Nueva Caledonia con el grupo de la Luisiada como correspondientes a la cenefa de la región australiana, sino también las islas Loyalty y toda la zona de las Nuevas Hébridas, las islas Salomón, Nueva Irlanda y las islas del Almirantazgo.

Cualquiera que sean las relaciones reales de estas filas de islas con las cordilleras de Australia, no es menos cierto que avanzando hacia el Océano, las islas se apartan cada vez más de los arcos de la cenefa. Al este en América Central se presenta el único caso en que una cordillera de plegamiento quede cortada transversalmente por la costa del Pacífico; es la cordillera de las Antillas de la que ya conocemos su semejanza con las de América del Sur. Pero en el punto preciso en que esta cordillera (suponiendo que continuase con disposición curvilínea) llegase a encontrar la prolongación de los Andes, se hallan las islas de los Galápagos, que son

volcánicas, y cuya agrupación es del tipo tan a menudo observado en el Atlántico (I, pág. 141).

Hemos recordado el dicho de Richtchofen: «ciertos hechos indican que la cuenca del Pacífico está orlada por fracturas escalonadas de gran amplitud» ⁴. Drasche estimaba que sería justo desde el punto de vista geológico colocar el límite occidental del Océano Pacífico en el exterior de las guirnaldas insulares antes descritas, desde Kamchatka al Japón, etc., luego de Nueva Zelanda a las islas Auckland y Macquarie, y, en fin, a la Tierra de Victoria en las regiones antárticas ⁵. En todo caso vemos de qué modo se descompone en una serie de arcos distintos el círculo de volcanes del Pacífico. Muchos segmentos se encuentran en el interior de los restos de una cordillera; otros, como los volcanes gigantes de América del Sur, ocupan la arista de las propias cordilleras. Además, podemos desde luego deducir que la hipótesis de la formación de las cordilleras plegadas por descenso de un geosinclinal, cuyos bordes ejerciesen empuje sobre el continente inmediato, no está de modo alguno de acuerdo con los hechos. No existe en el Globo geosinclinal más importante que la cuenca del Pacífico, y, sin embargo, las cordilleras marginales, lejos de volverle la espalda, le dan frente; ejemplo grandioso de la tendencia general a la cobijadura de las depresiones (I, pág. 141).

Al mismo tiempo que los pliegues se hacían en las orillas del Pacífico, puede verse que, así en la América del Norte como en la del Sur, presenta el suelo pendiente general en sentido inverso hacia el Atlántico, de donde resulta que en ambos continentes la casi totalidad de las aguas de lluvia corre en esta dirección. El mismo hecho se repite, aunque con menos claridad, en las demás partes del Mundo. A. de Tillo llama «divisoria principal del Globo» ⁶ a la línea que va desde el cabo de Hornos al estrecho de Bering a lo largo de la costa occidental de América, y luego por toda Asia, hasta más allá del desierto de Siria, y llega al cabo de Buena Esperanza, pasando por el este de la cuenca del Nilo. Si atribuimos Arabia y la India a la región de las costas construídas según el tipo atlántico, se verá cuán preponderante es la parte que les corresponde desde el punto de vista del volumen de agua dulce que vierten al mar.

Aun debemos señalar otro carácter, anticipando algo de los capítulos que siguen, y es que *según nos acercamos a las costas pacíficas vemos cómo se completa la serie de las capas mesozoicas marinas*; rasgo que no se repite en las costas atlánticas. Esta conclusión, muy importante para la historia de los mares, resaltará claramente en lo que sigue de esta obra.

Notas del capítulo IV: Comparación de los contornos del Atlántico y del Pacífico.

¹ E. Cortese, *Una escursione al Madagascar* (Boll. R. Com. Geol. de Italia, XVIII, 1887, páginas 129-134); y *Osservazioni geognostiche sul Madagascar* (Ibid., páginas 181-191).

² H. Reiter, *Die Südpolarfrage und ihre Bedeutung für die genetische Gliederung der Erdoberfläche*, in-8.º, 34 páginas y mapa, Weimar, 1886.

³ T. Studer *Geologische Beobachtungen auf Kerguelenland* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. XXX, 1878, páginas 327-350, mapa y lámina XV); H. N. Moseley, *Notes of a Naturalist on the Challenger*, páginas 184-215; A. F. Renard, *Notice sur la géologie de l'île de Kerguelen* (Bull. Museo R. de Hist. Nat. de Bruselas, IV, 1886, páginas 223-272, lámina V).

⁴ F. von Richthofen, *Führer für Forschungsreisende*, in-8.º, Berlín, 1886, pág. 605. Podemos citar aquí de paso el acuerdo en los resultados obtenidos por los investigadores al describir los bordes continentales; C. Vélain (*Les Volcans*, in-8.º, París, 1884, pág. 126, figuras 42 y 43), y J. Walther (*Über den Bau der Flexuren an den Grenzen der Kontinente*, Zeitschr. f. Naturwiss., neue Folge, XIII, Jena, 1886, Taf. XII, figura 3); éste último, en particular, insiste sobre la preponderancia de las erupciones en las partes cuya convexidad está hacia abajo, hecho que Scrope ya había dejado en claro.

⁵ R. von Drasche, *Ueber paläozoische Schichten auf Kamtschatka und Luzon* (N. Jahrb. f. Min., 1879, páginas 265-269).

⁶ A. v. Tillo, *Ein Wort über die Hauptwasserscheide der Erde* (Petermanns Mitteil., XXXIII, 1888, pág. 101).

CAPITULO V

MARES PALEOZOICOS

Introducción.—La región abisal; ciclos; espesor de los depósitos.—El continente atlántico-septentrional.—Límite superior del terreno siluriano.—El terreno devoniano; generalidad de la transgresión del devoniano medio.—El terreno carbonífero.—Venas parálicas.—Alternancias de capas de hulla y de bancos marinos.—Transgresión de la caliza carbonífera.—El terreno permiano.—El continente de Gondwana.—Resumen de los mares paleozoicos.

El objeto de los tres capítulos que ahora siguen no es ofrecer una exposición completa de los resultados de la geología estratigráfica. Desde la antigüedad se ha tomado un hecho notable como punto de partida de las variadísimas teorías que han tratado de las modificaciones de los continentes y de los mares: la existencia de conchas y peces marinos en el interior de los primeros. Este era el enigma que se esforzaba el hombre en resolver; se trata ahora de discutir otro problema teniendo presentes los datos que nos suministra la estratigrafía: saber si las circunstancias en que en otro tiempo se produjeron las sumersiones y emersiones fueron tales que haya que recurrir para explicarlas a la teoría de las oscilaciones seculares de los continentes, o si, por el contrario, no es posible explicarlas de modo satisfactorio con ayuda de tal hipótesis. A dicho efecto debere-
mos estudiar los cambios de extensión de los mares sucesivos y al mismo tiempo la naturaleza de los depósitos que en ellos se acumularon.

Para lo primero tendremos que volver a tratar con mayor detalle un hecho citado al final del capítulo anterior, es decir: que la serie mesozoica se completa conforme se avanza hacia el Océano Pacífico desde los continentes inmediatos. Para lo segundo habrá que analizar con cuidado, al tratar del terreno carbonífero, la formación de las capas de hulla, pues los que han querido explicarla no han dudado en suponer que el suelo se hubiese levantado y hundido alternativamente una docena de veces, y aun

más a menudo. En el examen de las edades mesozoicas y de los períodos posteriores debemos ocuparnos especialmente de la naturaleza de los terrenos calizos.

El desarrollo que deba darse a estas distintas partes del objeto será, pues, muy desigual, y sólo escogeremos aquellos hechos que tengan real importancia respecto del problema que se trata.

Toda investigación sobre la historia de los mares debería, desde luego, partir del conocimiento de su estado actual, pero éste es muy imperfecto. Los nuevos e inesperados datos, debidos a las últimas exploraciones de las regiones profundas de los océanos, demuestran que apenas se acaban de franquear los umbrales de los grandes descubrimientos en esa materia. Tales trabajos, llenos de dificultades, se reducen a echar la sonda en puntos aislados separados por grandes distancias; en cambio, las laderas de nuestras montañas nos muestran muchos afloramientos de los depósitos, acumulados en forma de capas espesas, a las diversas profundidades de los antiguos mares, con los restos de los animales que los poblaban.

Entre estas formaciones de los antiguos mares se distinguen generalmente: 1.º, los productos formados por evaporación de las aguas que contenían materias disueltas, tales como el yeso y la sal gema; 2.º, los materiales de origen clástico, es decir, los transportados mecánicamente y que se depositaron en el fondo, como la arena y el fango; 3.º, las formaciones orgánicas construídas, como los arrecifes de coral, por seres vivientes. Además de estos tres grupos, citaremos otras dos clases de depósitos que se presentan a la manera de las formaciones clásticas, pero con la diferencia de que sus elementos constitutivos no provienen de tierra firme, como se admite para los depósitos clásticos, sino de las mismas profundidades del mar; tales son las cenizas y las deyecciones volcánicas que suben del seno de la Tierra y se extienden por el fondo del mar; los depósitos de las partes duras de los organismos calizos o silíceos como los radiolarios, las globigerinas, los fragmentos de conchas, etc., que forman una especie de arena de origen orgánico y constituyen gran parte de los terrenos que los mares antiguos dejaron en la superficie de los continentes.

La composición de las capas de sal y de los productos que las acompañan demuestra que las sustancias minerales disueltas en el agua de los antiguos mares eran las mismas que hoy. Pero se hace mucho más difícil la comparación cuando se dejan estas formaciones de lagunas que se iban evaporando o las de brazos de mar más o menos abiertos para dirigirse a las profundidades oceánicas.

En los mares actuales la temperatura permanece constante desde el fondo hasta una cierta profundidad que disminuye cuanto más cerca se está de los polos. El sol no penetra en esa región abisal y nada recuerda allí la variedad infinita de condiciones que resulta de la influencia de los días, de las estaciones y de la latitud. Un solo clima reina en las profun-

didades de todos los océanos donde se extiende un mundo animal uniforme que no se halla expuesto a más diferencia que a las de la presión que varía con la profundidad. Así refiere Wyville Thomson que por debajo de 500 ó 600 brazas las dragas del «Challenger» sacaban siempre una fauna que poseía los mismos caracteres esenciales en el Océano Indico y en el Océano Austral hasta el círculo polar antártico, en el Océano Pacífico tanto meridional como septentrional y en las diversas partes del Atlántico ¹.

Solamente en las zonas más próximas a la superficie aparecen diferencias debidas a la luz y al calor; se nota la distinción de los climas y se delimitan las provincias zoológicas. La variedad de las condiciones exteriores de existencia aumenta con la proximidad a la costa y al mismo tiempo la variedad de formas vivientes; más allá del intervalo de balance de las mareas, en el suelo emergido, allí donde los rayos solares sólo atraviesan la atmósfera y donde los pulmones reemplazan a las branquias, alcanzan mayor amplitud, no sólo la diversidad, sino también la variabilidad de las condiciones exteriores de existencia. Ahora comprendemos con mayor facilidad que antes la extensión realmente extraordinaria de ciertas faunas marinas antiguas, y de igual modo nos explicamos que algunos cambios en las condiciones de existencia en el suelo sumergido y en las zonas marinas más próximas a la superficie hayan determinado un desplazamiento de las faunas y hasta su destrucción. De todos modos, es muy difícil explicar que ese mundo animal cosmopolita de los mares profundos, que no experimenta variación de temperatura ni sufre trastornos locales, esté sometido a transformaciones.

Puede, pues, dividirse el conjunto del mundo animado que forma la biosfera en dos grandes grupos, según su habitación: uno que sufre la influencia del Sol y el otro que se halla privado de ella. El primero comprende los habitantes de tierra firme, los de agua dulce y los de las zonas soleadas del mar; el segundo corresponde a los seres que pueblan las regiones abisales.

Cualquiera que sea la causa de carencia de luz solar en una región habitada por seres vivos, ya se trate de una gruta o de las profundidades de un lago, del agua de un pozo o, en fin, de los abismos del mar, implica de manera evidente, en las más diversas clases del reino animal, la transformación o la atrofia de los ojos. Muchos animales de las regiones abisales son ciegos, lo mismo que muchos tribolites del siluriano inferior y, sobre todo, del cambriano; ya se ha citado a menudo esa coincidencia; el fenómeno es tan especial que merece ser esclarecido con algunos ejemplos.

Un pequeño artrópodo ciego, la *Cecidotaea stygia*, que vive en las grutas de América del Norte, es muy afín al *Asellus communis*, que ve y vive fuera de las cavernas; se parece a un *Asellus* alargado, mal armado y que hubiera quedado ciego. Acaso este animal no habitase aún en las caver-

nas en la época en que en los valles de los Estados Unidos se formaron las terrazas fluviales. Packard ha demostrado que el nervio óptico y el ganglio faltan por completo en todos los individuos del género *Cecidotaea*, que ha estudiado, pero que en algunos se encuentra en la parte exterior una mancha oscura, que vista al microscopio parece un resto rudimentario de ojo. Este vestigio falta en la mayoría de los individuos ².

El género ciego de gammaridos *Niphargus* se encuentra en las grutas de la Carniola, así como en el agua de muchos pozos, y Forel lo ha encontrado

en las profundidades de los lagos de Ginebra y de Neuchatel. Humbert ha expresado la opinión de que las especies que viven en los lagos de Suiza no provienen de la transformación de una especie como el *Gammarus pulex* que ve, sino que deben su existencia a la inmigración en los lagos de formas que habitan las aguas subterráneas ³.

Otros muchos descubrimientos muy importantes que explican la existencia de las faunas aisladas de los lagos interiores son testimonios de esa inmigración de los animales pequeños en las aguas subterráneas y hay que preguntar si la *Cecidotaea stygia* de América habitaría ya en aguas subterráneas antes de habitar las grutas y aun antes de la época de las terrazas fluviales.

Ledenfeld describió como pez de mares profundos el *pez sable* de Nueva Zelanda

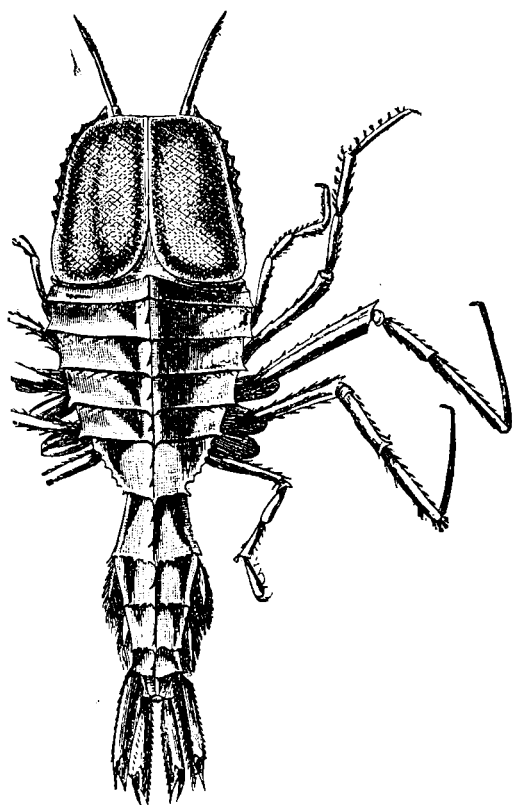


FIG. 18.—*Cystisoma Neptunus*, Guér-Ménev (según Willemoes-Suhm).

Tamaño natural. Océano Atlántico, frente al cabo de San Vicente, latitud, 35° 47' N.; longitud, 8° 23' O.; en 1.090 brazas.

(*Lepidopus caudatus*), que posee ojos muy grandes, y opinaba que la inmigración de un habitante de las zonas superiores a los parajes oscuros de las grandes profundidades se efectúa lentamente y al cabo de muchas generaciones. Si los ojos primitivos están bien desarrollados acaban a la larga por aumentar de tamaño, pero si son ojos débiles o si el cambio de

habitación se hace con demasiada rapidez para que sea posible la adaptación, se produce la atrofia y la desaparición de dichos órganos ⁴.

No sólo en el límite superior de la región abisal, sino también a grandes profundidades, encuéntrase al lado de muchos animales completamente ciegos, algunas especies con ojos bien desarrollados y aun en ocasiones formas que muestran claramente que los ojos han aumentado de tamaño. El *Cystisoma Neptunus* (fig. 18) provisto de ojos que se tocan en la línea media vive en las grandes profundidades del Atlántico; pero se ha pescado muchas veces de noche en la superficie; parece pertenecer al numeroso grupo

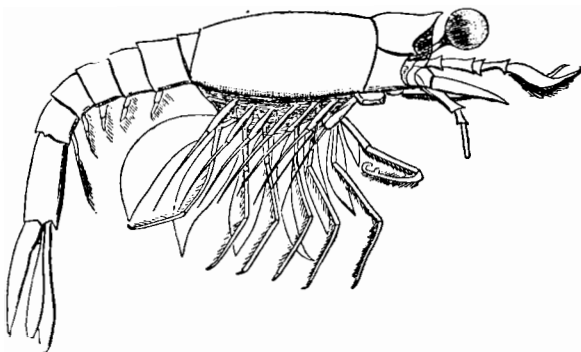


FIG. 19.—*Petalophthalmus armiger*, Will. Suhm (según Willemoes-Suhm).

Doble del natural; entre el cabo Palmas y San Pablo, en 2.500 brazas; 170 millas marinas al este de San Pablo; en 1.500 brazas; también en los 35° 41' de latitud S. y 20° 55' de longitud O.; próximamente a 400 millas marinas al O. del grupo de Tristán de Acuña, en 100 brazas.

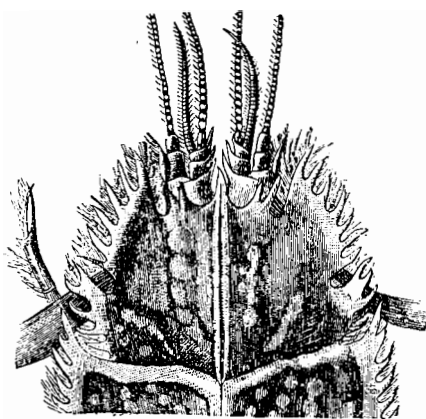


FIG. 20.—*Polycheles crucifera*, Will. Suhm (según Willemoes-Suhm).

Cuádruplo del natural; a 450 brazas; isla Sombrero, Antillas.

de animales pelágicos que acuden a la superficie durante la noche y vuelven de día a las profundidades. El *Petalophthalmus armiger* (fig. 19), descrito por Willemoes-Suhm, es aún más característico; este schizópodo lleva en sus pedúnculos oculares unos ensanchamientos vesiculosos, formados de quitina, que no tienen señal

de estructura de ojo, que debe su desaparición a su propio aumento ⁵.

El *Polycheles* y la *Willemoesia* son afines al género jurásico *Eryon*, ambos habitan las grandes profundidades y el segundo género se ha encontrado a 1.900 brazas, tanto en el Atlántico como en el Pacífico. Estos dos géneros tienen los ojos tan pequeños y tan bien disimulados que se tardó mucho tiempo en reconocerlos; pero Spencé Bate nos enseña que en los últimos estados de desarrollo el embrión de *Willemoesia* posee órganos visuales, cuya estructura es la del tipo ordinario de los crustáceos ⁶ (fig. 20).

Tratemos ahora de las observaciones de Barrande acerca de los ojos de los tribolites, mucho antes de los recientes descubrimientos sobre la fauna de mares profundos, y cuya importancia es evidente.

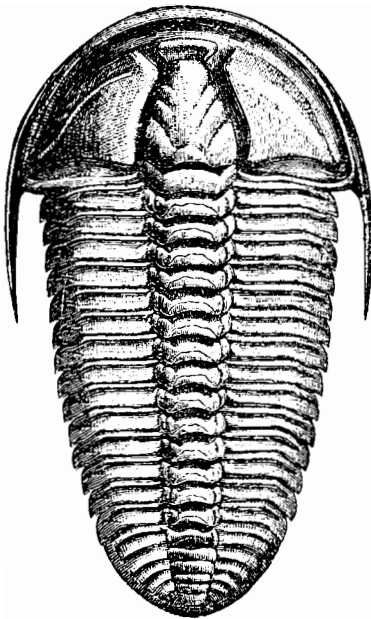


FIG. 21.—*Conocephalites Sulzeri*, Schloth (según Barrande).

Cambriano; Ginetz, Bohemia; especie ciega.

Fué en 1872 cuando Barrande reunió todo lo que entonces se conocía acerca de los ojos de los tribolites; he aquí los resultados que obtuvo ⁷:

Entre los tribolites de Bohemia hay seis géneros ciegos y otros seis que contienen, a la vez, especies ciegas y especies provistas de ojos. De las 27 especies de la fauna primera o «primordial», siete carecen de ojos; en la fauna segunda 25, de 127, y en la tercera sólo una de 205. Las especies ciegas se hallan en los sedimentos fangosos, es decir, en las pizarras cambrianas y en los depósitos arcillosos d_1 , d_2 y d_3 del siluriano inferior D , pero no en los horizontes en que predominan las cuarcitas, y la única especie del siluriano inferior se encuentra también en caliza arcillosa. Pero hay formas cuyos ojos adquieren dimensiones anormales, por ejemplo, la *Aeglina* y *Remopleurides*, y precisamente estas especies de ojos grandes se asocian con

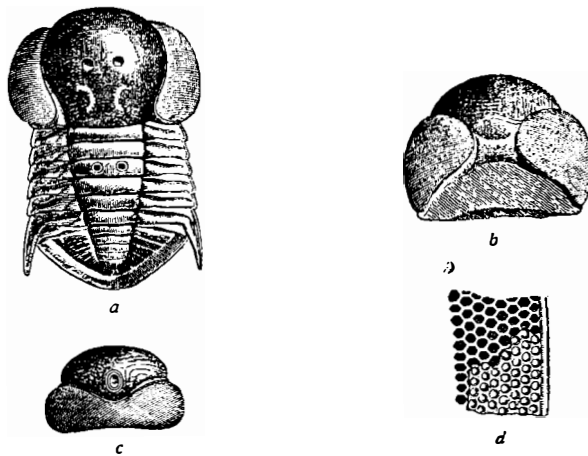


FIG. 22.—Ojos ciclópeos (según Barrande).

a, *Aeglina prisca*, Barr, siluriano inferior D_1 ; Santa Benigna, Bohemia; *b*, la misma; *d_1*, Vosek; *d*, *Aeglina armata*; d_5 , cerca de Leiskow.

otras completamente ciegas, con las que vivieron ⁸. Tanto en la *Aeglina armata* como en la *Aeglina mirabilis* de Inglaterra el crecimiento de los ojos llega a tal punto que ambos se confunden; a esto es a lo que llama Barrande forma *ciclópea* (fig. 22).

Vese claramente que los ojos de los tribolites se hallaron expuestos en la época siluriana, y por falta de actuación, a una atrofia análoga a la que sufrieron más tarde otra clase de animales, y que entonces la pérdida de la vista se producía, ya por atrofia inmediata, ya por un crecimiento, que supone, a la vez, un esfuerzo de los ojos para defenderse. El *Acidaspis mira* (fig. 23), de la caliza siluriana superior, presenta los ojos pedunculados de los crustáceos actuales bien provistos de órganos visuales; los ojos de la *Aeglina* (fig. 22) pueden compararse con los del *Cystisoma Nepetunus* (fig. 18), que merece en ab-

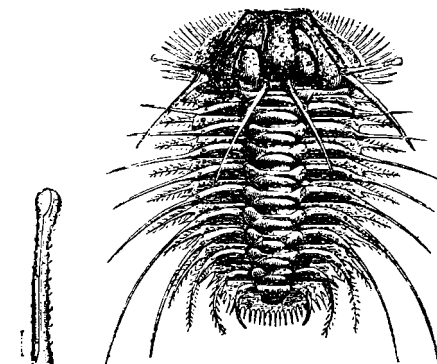


FIG. 23.—*Acidaspis mira*, Barr (según Barrande).

Siluriano superior, E, Lodnitz, Bohemia. Ojos pedunculados.

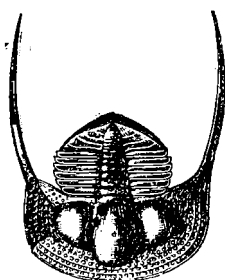


FIG. 24.—*Trinucleus ornatus*, Stern (según Barrande).

Siluriano inferior, d₃, Trubin, Bohemia; especie ciega.

soluto la calificación de ciclópeo que usaba Barrande; demuestra bien el proceso de crecimiento ya citado en el pez sable de Nueva Zelanda, y que puede conducir, cuando los ojos son pedunculados, a los enormes y ciegos del *Petalophthalmus armiger*. Por fin, el *Conocephalites Sulzeri* (fig. 21), que es completamente ciego, coincide en las pizarras cambrianas de Bohemia con el *Conocephalites striatus* provisto de ojos, y corresponde a uno de los muchos casos conocidos de carencia completa de todo vestigio exterior de estos órganos en los mares profundos, las partes profundas de los lagos interiores, las aguas subterráneas y las cavernas. Estas especies que han quedado ciegas vivían también entre las que tenían órganos de visión, como aun ocurre en ciertos niveles de los mares profundos y como ha comprobado Forel en el fondo del lago de Ginebra ⁹. También Barrande encontró en medio de las mejillas de algunos individuos jóvenes del *Trinúcleos Bucklandi*, especie ciega del siluriano inferior, en lugar de ojo un pequeño tubérculo, que desaparecía completamente con la edad; esto nos recuerda la *Willemoesia*, los lerneidos y otros animales, que, poseen en su juventud un esbozo de ojos, que desaparece con la edad en todo o en parte. Aun no se ha encontrado forma

joven análoga, para otra especie ciega, el *Trinucleus ornatus* (fig. 24).

Es muy posible que nuevos descubrimientos modifiquen las cifras de Barrande para la repartición de los tribolites ciegos en los diferentes pisos, y el mismo Barrande observa que el predominio de especies ciegas en los depósitos cambrianos de Bohemia se debe esencialmente al género *Agnostus*, que presenta caracteres especialísimos; pero no hay que olvidar tampoco que si los otros géneros de la fauna «primordial», tales como el *Hydrocephalus*, *Paradoxides* y el *Anopolenus* ¹⁰ en Inglaterra, poseen, sin duda, una sutura facial y grandes tubérculos oculares oblongos, sólo en muy pocas especies se ha comprobado, que yo sepa, la existencia de facetas en esos tubérculos, si es que se llegan a encontrar; en el siluriano inferior las desmesuradas dimensiones de los ojos del género *Remopleurides*, que son también oblongos y están provistos de facetas, indican tendencia a la ceguera. Parece que, hasta ahora, el *Conocephalites striatus* es la única especie del piso «primordial» de Bohemia en que se ha llegado realmente a ver las facetas. Cualquiera que sea la solución que los estudios reserven a estos problemas, no es menos cierto que hoy día se conocen en los animales silurianos los dos caminos que conducen a la ceguera.

Deduciremos de aquí que la causa de la ceguera fué la misma que para los actuales habitantes de los mares profundos, o sea la carencia de luz solar; vemos al mismo tiempo que hay que considerar la fauna más antigua conocida del terreno siluriano de Bohemia como fauna *transformada*, lo que supone, por lo tanto, la existencia de otra anterior que desconocemos.

De igual modo que los depósitos de sal de las épocas pasadas atestiguan la identidad de las sustancias disueltas y la concordancia en el orden de las cristalizaciones, así la estructura de los ojos de los organismos más antiguos conocidos nos dan motivos para suponer que la penetración de la luz solar en los mares de otras épocas se efectuaba en condiciones semejantes y ejercía la misma influencia que hoy sobre el órgano de la visión.

Hasta aquí podemos seguir con alguna certeza la comparación entre el pasado y el presente, pero surgen dificultades desde el momento en que se intenta trazar un límite exacto de la región abisal y valorarla en cifras. Las experiencias efectuadas, sumergiendo en el agua un disco blanco, no son admisibles como decisivas para fijar el límite de penetración de la luz, porque no conocemos la capacidad de percepción de ciertos ojos extrañamente modificados, y muchos de los animales vueltos ciegos, tales como el *Petalophtalmus armiger*, de que ya hemos tratado, acostumbran a acudir de noche a la superficie del mar. De aquí resulta que se atribuyen sentidos muy diversos a la frase «mares profundos». T. Fuchs, que se ha ocupado especialmente de este asunto y parece el más indicado para dar su opinión por su gran conocimiento de los depósitos terciarios, ha insistido sobre la capital importancia de la luz, pero ha fijado el límite entre la zona litoral y la de mares profundos a 40 ó 50 brazas. Otros autores han llegado a

conclusiones completamente distintas; así Günther no hace comenzar la fauna de mar profunda hasta las 500 ó 600 brazas ¹¹.

Para todos los estudios generales a que hay que aplicar dicha expresión creo conveniente colocar el límite allí donde se manifiesta la mayor diferencia de conjunto y hacerlo coincidir con la profundidad en que, pese a la diferencia de climas, aparece la fauna cosmopolita que no está sometida a las leyes de repartición preponderantes en las zonas más altas y sobre la que los cambios de las condiciones externas deben ejercer otra influencia.

Las regiones superiores se dividen en varias zonas y se distinguen por la mayor variedad de los sedimentos. Pero es exactísimo que los vegetales terrestres y los sedimentos detríticos pueden llegar a grandes profundidades ¹². Prueba evidente de esto es la existencia de capas de guijarrillos rodados de cuarzo abigarrado en las pizarras cambrianas de Jinz que encierran los trilobites ciegos de que acabamos de hablar y hay que admitir, pues, que en muchos casos la cenefa de materiales clásticos que rodea en gran parte a los continentes, penetra hasta la región de la fauna abisal y que lo mismo ocurría en los antiguos mares.

Esa franja detrítica no tiene en todas partes la misma anchura y espesor, y cuando se acuña o desaparece, los sedimentos marinos presentan facies cada vez más blancas. En general se trata de la caliza, pero el carbonato de calcio puede también en ciertas circunstancias depositarse a pequeñas profundidades y hasta al nivel del mar, porque las condiciones de formación de la caliza marina son muy variadas: existe, por ejemplo, el edificio coralino compacto en el que los organismos vivientes no sólo segregan el carbonato de calcio, sino que determinan la forma de la construcción, pero este caso sólo corresponde a una pequeña parte de los depósitos calizos que casi siempre se presentan regularmente estratificados. Estas calizas pueden proceder de la arena orgánica, mediante el fraccionamiento producido por las olas en las partes duras de las conchas, corales y otros animales marinos de naturaleza caliza, y esa subdivisión puede acentuarse tanto que—como ha descrito Alejandro Agassiz respecto los Cayos de la Florida—después de las tempestades véanse los arrecifes de corales rodeados de una ancha franja de agua turbia y lechosa. También puede formarse la caliza por la caída al fondo del mar de conchas calizas delicadas como las de las globigerinas; sin embargo, sabemos que existe a grandes profundidades tal cantidad de ácido carbónico que esas delgadas conchas se disuelven y no se forma caliza. Ciertas circunstancias revelan la acción de la atmósfera y una emersión pasajera de los bancos calizos. Por ejemplo, la existencia de pedazos de arcilla de color rojo vivo o de caliza arcillosa en la caliza blanca, como se ha comprobado en las Bermudas; estas masas corresponden a los residuos de tierra roja, producto de la disolución de la caliza, que se encuentra en tantas islas coralinas, y a la «terra rossa» de las torcas del Karst. Otro indicio consiste en la exis-

tencia frecuente de fosfatos, cuyo origen puede ser análogo al de las actuales capas de guano. Estos sólo son ejemplos destinados a mostrar la diversidad de circunstancias posibles, pero cuando se las estudia en la misma naturaleza se plantea otro problema: algunas capas de carbonato de calcio encierran pequeña cantidad de carbonato de magnesio; otras mucha, de modo que los bancos de dolomía pueden alternar con los de caliza.

Por eso hay que estudiar con cuidado las calizas estratificadas.

Hace mucho tiempo opinaba Murchison que cada formación geológica comprendía en el medio un piso calizo, y Hull en 1862 desarrolló la misma idea aplicándola a varios terrenos, sobre todo al carbonífero. El predominio de los elementos detríticos procedentes de tierra firme supone, según Hull, fases correlativas de oscilación de la parte del continente, y así se ha llegado a distinguir tres pisos:

Piso superior	movimiento	formación detrítica.
Piso medio	reposo	formación caliza.
Piso inferior	movimiento	formación detrítica.

Hull demostró, además, que en Inglaterra la repartición de los elementos clásticos indica la existencia de tierra firme al oeste y al NO. durante una serie de períodos geológicos ¹³.

La estratigrafía de los Estados Unidos, que es más sencilla, condujo a los geólogos americanos a resultados análogos. En 1860 Newberry, apoyándose en el fenómeno de la transgresión cretácea del oeste, admitió «*Cycles of deposition*», es decir, una vuelta periódica de condiciones análogas de depósito o, de otro modo, una alternancia de fases caracterizadas por aguas profundas y por la alta mar. En 1874 esta interpretación se aplicó con detalle a los terrenos paleozoicos (I, pág. 12).

Newberry distingue en uno de esos ciclos los siguientes pisos: 1, costa; 2, más allá de la costa; 3, alta mar; 4, mar en retirada; o bien, ateniéndose a la clase de sedimentos: 1, transportados mecánicamente; 2, mixto; 3, orgánico; 4, mixto. En el seno de un gran ciclo se producirían por causa de las oscilaciones ciclos más pequeños, y así sucede en el carbonífero, por ejemplo, y hablando con entera propiedad, sólo se debían distinguir tres elementos en un ciclo: dos formaciones de agua poco profunda, separadas por un depósito de alta mar. La era paleozoica comprendería cuatro grandes ciclos ¹⁴.

Otros investigadores han seguido el mismo camino en América, sobre todo Dawson en 1868 ¹⁵.

El estudio de la serie terciaria de Bélgica indujo a Andrés Dumont a reconocer que la intercalación de las principales capas de arenas bastas denotaban un cambio cualquiera en las condiciones físicas; procuró, desde

luego, hacer coincidir con esos lechos de cascajo los límites de los tipos terciarios.

Rutot y Van den Broeck renovaron esta tentativa e intentaron demostrar que en el descenso lento de un continente (movimiento positivo) la ola que avanza hacia el interior cubre el país con una capa de arenas litorales (*gravier d'immersion*); cubre a esta capa una arena fina, y luego, conforme se acentúa el movimiento, la arcilla de las zonas marinas más profundas; si la oscilación cambia de sentido, es decir, si se produce un movimiento negativo, la arcilla quedará cubierta de nuevo por la arena, y ésta a su vez por una capa superior de cantos rodados (*gravier d'émersion*) que a menudo no se deposita o bien la arrastra la erosión. Esta serie: guijos de inmersión, arena, arcilla, arena y guijos de emersión representa un «ciclo sedimentario» completo y se considera equivalente a una oscilación secular completa. La arcilla toma entonces forma de lenteja que se acuña hacia tierra. No hay formación caliza; no hay más que materiales detriticos. Por supuesto que los ciclos pueden ser incompletos o bien haber desaparecido en parte los depósitos correspondientes. Los autores citan como ejemplo el piso Tongriense inferior marino que comprende Tg, 1, a (guijos), Tg, 1, b (arena), Tg, 1, c (arcilla), Tg, 1, d (arena): este conjunto forma la zona con *Ostrea ventilabrum*; luego se tiene Tg, 2, a (arena con *Cytherea semistriata*), Tg, 2, b (arcilla con *Cytherea incrassata*), Tg, 2, c (arena con *Cerithium plicatum*) ¹⁶.

Consideraciones de este género inducen a admitir reiteradas y regulares modificaciones de las líneas de costa difícilmente conciliables con los principios de la teoría del levantamiento, y Newberry adopta expresiones tales como: avance del mar, retroceso de la tierra, es decir, las expresiones generales que usaban antes que dominase la teoría del levantamiento, Brongniart, Omalius d'Halloy, etc. (II, pág. 15).

Con este criterio los límites de los terrenos, y a veces también los de los pisos, coincidirán con las fases negativas, mientras que las positivas corresponderán casi al centro de los períodos equivalentes. Sábese que la nomenclatura creada en Europa, y con ella los principales límites de los terrenos, se han podido aplicar a todas las latitudes y en las comarcas más apartadas. Sin embargo, es imposible que un ciclo de esta especie afecte de igual modo a toda la superficie de nuestro planeta; debe suponerse que las áreas positivas tienen su compensación en áreas negativas en otras regiones del Globo. La teoría del levantamiento en particular no nos resuelve nada para imaginarnos un movimiento positivo o negativo que haya afectado simultáneamente a toda la Tierra o siquiera a una parte importante de su superficie, porque lo propio de estos movimientos es su diversidad.

El espesor de los terrenos sedimentarios llega, a veces, a miles de metros. En cada caso particular la acumulación creciente de tales depósitos

en el sitio donde se estudia el corte ha debido motivar una disminución constante de la profundidad del mar. Si la altura de la orilla permaneció invariable, los depósitos debieron llegar a alcanzar el nivel de la superficie, produciendo entonces en el observador la ilusión de un movimiento negativo, a causa de esa profundidad menor y a las condiciones de existencia características de la zona litoral. Todo movimiento negativo se acentúa en sus efectos por el progreso de la sedimentación, y todo movimiento positivo aumenta la profundidad del mar sólo en tanto que su amplitud sobrepuja al espesor de los depósitos que se acumulan a la vez en el punto considerado. Lo mismo ocurre en el caso de un movimiento oscilatorio; puede suceder entonces que el espesor del depósito (caliza, por ejemplo) sea igual al excedente positivo, y que se tenga: sedimentación = positivo — negativo. La superficie superior del depósito corresponderá, pues, al máximo de la fase positiva y, por lo tanto, al punto de referencia *e* ó *m* del cuadro de la página 25. Hay muchas probabilidades de que esta superficie se halle sobre el nivel del mar, induciendo al observador a suponer un movimiento de elevación del continente. Encontraremos este caso en las formaciones calizas recientes y en las islas coralinas.

Puede darse mayor precisión al análisis del fenómeno. El espesor es a menudo tan grande que, gracias al aumento de la atracción local, se eleva la superficie del agua una cantidad apreciable α . Al mismo tiempo, en el conjunto del Globo llegan continuamente al mar sedimentos, que tienden de continuo a hacerlo desbordar por todas partes, al cabo de cierto tiempo, una cantidad σ . La fórmula que representa un aumento de profundidad del mar será pues:

$$(\text{positivo} + \alpha + \sigma) > (\text{negativo} + \text{sedimentación}),$$

y para una disminución de profundidad del mar:

$$(\text{positivo} + \alpha + \sigma) < (\text{negativo} + \text{sedimentación})$$

Acerca de esto manifestaré que se han exagerado algo las cifras para ciertos casos de los citados con más frecuencia referentes al espesor de los depósitos detríticos y, sobre todo, en lo que concierne al terreno hullero. Y, en efecto, no siempre se puede hacer la suma de los espesores de los bancos sucesivos como si se tratase de un terreno calizo, por que tal método supone que los sedimentos se han depositado unos sobre otros en la misma vertical, cuando lo ocurrido es que se han acumulado, en parte al menos, en taludes submarinos que avanzan progresivamente mar adentro apoyados, por lo tanto, unos en otros o adosados lateralmente. Así han podido obtenerse para el espesor de los sedimentos detríticos cifras muy superiores a la realidad: aparte de esto, esos espesores, aun reducidos a sus proporciones verdaderas, alcanzan varios miles de metros.

EL CONTINENTE ATLÁNTICO SEPTENTRIONAL.—Una cenefa de sedimen-

tos detríticos permite hacer hipótesis sobre la situación del continente a cuyas expensas se ha formado. En la América del Norte se encuentran los mayores espesores de pizarras y de areniscas cambrianas y silurianas cerca de las costas del Atlántico, o sea en el este y el SE. del Canadá, en una región muy próxima al NE. de los Estados Unidos, y en los Apalaches. Desde allí el espesor decrece hacia el Misisipí; las pizarras y areniscas disminuyen mientras que predominan las calizas.

Obsérvase algo análogo, aunque con menos claridad, en el norte de Europa. En la Gran Bretaña hay enormes espesores de areniscas y pizarras, así como en las montañas de Noruega; pero en Suecia y en las regiones bálticas el espesor disminuye rápidamente y la caliza no tarda en predominar en el siluriano.

Esto indujo a los geólogos americanos a suponer que el continente que suministró los elementos de tales terrenos se hallaba donde hoy se halla la parte norte del Océano Atlántico. Igualmente Godwin-Austen y luego Geikie en Inglaterra consideraron las rocas cristalinas de Escandinavia prolongadas por las Hébridas, como restos del continente siluriano, y Hull defendió enérgicamente la existencia de una Atlántida paleozoica desaparecida ¹⁷. Luego veremos que ese continente se conservó como tal hasta época muy moderna de la historia del Globo.

Si se trata de estudiar con detalle los depósitos marinos en sus múltiples divisiones al este y al oeste de este continente primitivo, por fuerza han de sorprender las ventajas que se ofrecen al observador en América, mucho más favorecida que Europa por este concepto. Mientras que al oeste se acumulaban estos depósitos, sólo se producían movimientos orogénicos en las Green Mountains, y los sedimentos paleozoicos se extienden aún hoy en capas horizontales, por grandes extensiones, hasta Kansas y Nebraska. Aun allí donde se han sentido más tarde los plegamientos, como en el Canadá oriental y en los Alleghanies, puede, en general, equipararse sin dificultad la serie de sus capas con la de las regiones más lejanas de América del Norte. En cambio, en Europa, una vez pasada la estrecha zona de las Hébridas, se encuentran los pliegues caledonianos y las cobijaduras gigantescas que en ellos se presentan, y sobre las ruinas de estas montañas silurianas, hoy arrasadas, yace horizontalmente la arenisca roja. Si se penetra más hacia el centro de este continente, se encuentran, en general, los depósitos marinos más antiguos, aun plegados y cortados por fracturas; se necesita una dosis muy grande de paciencia, de energía y de sagacidad para fijar la concordancia respectiva de los pisos cuando se trata de cortes algo alejados uno de otro. Tan sólo en Suecia y en algunas llanuras de Rusia se encuentran las mismas condiciones favorables de los Estados Unidos.

Pero volvamos a la América del Norte.

El espesor de los sedimentos paleozoicos disminuye del Atlántico al

Misisipí. En las Montañas Rocosas es muy pequeño, pero aumenta mucho más allá de esta cordillera, hacia los montes Wahsatch y Uinta, y, según Clarence King, lo mismo ocurre en la parte oriental de las Basin Ranges hasta el meridiano $117^{\circ} 15'$, donde desaparecen tales depósitos. En California no se conoce la caliza carbonífera. Más allá del $117^{\circ} 15'$ debía haber, pues, otro continente que limitaba el mar por el oeste ¹⁸.

James Hall expuso en 1859, en una reseña magistral, la división y repartición de las capas paleozoicas del este y del centro de los Estados Unidos. Desde entonces se han confirmado con nuevos datos todos los rasgos principales de aquella reseña, que es el punto de partida de nuestras comparaciones ¹⁹. Los trabajos de los geólogos canadienses y los referentes a las altas montañas del oeste completan el cuadro.

En Terranova, el Nuevo Brunswick y Braintree (Massachusetts) hay capas pizarreñas predominantes, en las que se hallan especies del género *Conocephalites*, tanto ciegas como provistas de ojos, y una serie de otros trilobites, cuyo sello general recuerda con exactitud la fauna «primordial» de Jinetz y de Skrey en Bohemia ²⁰. Estos son también en América los más antiguos animales conocidos. Esas capas, que se llaman *St. John's Group*, no existen en todo el centro de los Estados Unidos, y sólo se las vuelve a hallar en los montes Wasatch y en Eureka (Nevada) ²¹.

Al este del Labrador y de Terranova, hasta el Estado de Nueva York y el Vermont, así como al oeste, en el Utah y Nevada, y en la Columbia Británica, en el borde oriental de las Montañas Rocosas, suceden a estas capas, según Walcott, el piso medio de la serie primordial o cambriana, el *Georgia Group*, con una fauna especial. La caliza interviene mucho en su constitución; este piso no se conoce aún tampoco en el centro de los Estados Unidos ²².

Mucho mayor es la extensión del último piso, la *Potsdam Sandstone*, que se ha reconocido desde el estrecho de Bering por el Canadá, en el norte de los Estados Unidos, en Pennsylvania y en Virginia, y más al SO. en el Tennesseé, donde es más espeso y alterna con calizas dolomíticas; más lejos aún, en Texas, aflora en capas horizontales, y más al norte forma una zona oblonga, sin trastornos en el borde meridional del escudo canadiense, desde el lago Hurón hasta el Wisconsin y el Iowa ²³. Desde aquí (donde, según D. Owen, es posible distinguir en ella varias subdivisiones) la zona de arenisca prosigue hacia el oeste. En las Black Hills asoma bajo los llanos de Dakota, después rodea como margen casi continua, a veces casi horizontal y otras muy levantada o invertida, las ramas arcaicas de las Montañas Rocosas. Más al oeste, en Nevada, los fósiles del Potsdam Group ocupan nivel mucho más alto que los dos pisos anteriores.

Según Hague y Walcott, la serie de las capas empieza en Eureka por unos 450 metros de cuarcita blanco-pardusca que en la parte más alta se vuelve pizarrosa y caliza; allí se notan los primeros vestigios de la fauna

«geórgica» o del cambriano medio. Siguen luego unos 900 metros de caliza gris donde continúa la misma fauna; en el límite superior se añaden especies de la fauna de Potsdam del cambriano superior. Todavía hay encima 480 metros de pizarras arcillosas, 360 de caliza y otros 100 de pizarras arcillosas. Estos diversos niveles deben todos pertenecer al piso de Potsdam.

Así adquirimos idea muy especial de aquel mar primitivo. Formaciones litorales con hendiduras producidas por la acción desecante del sol y llenas de millones de valvas de *Lingula* ocupan aún en capas horizontales llamadas «*Potsdam Sandstone*» el borde meridional del macizo arcaico del Canadá, y más al oeste, en Nevada, esos mismos depósitos adquieren gran espesor y las calizas y las pizarras reemplazan a las areniscas.

Refirámonos ahora a la descripción de las Black Hills, debida a Newton y Jenney. La arenisca de Potsdam, de 60 a 90 metros de espesor, se compone en su base de una capa de cantos rodados, que es un depósito basto de costa que contiene oro y encierra arenisca verde y algo de caliza, y yace en discordancia sobre las cabezas de las capas de pizarras arcaicas levantadas. Nos hallamos frente a un arrecife del mar cambriano, que al fin cubrió por completo la arena. Pero sobre la arenisca de Potsdam no se observa la continuación de los pisos del siluriano inferior, del superior y del devoniano; inmediatamente encima se hallan formaciones marinas de la época carbonífera en perfecta concordancia ²⁴.

En las Montañas Rocosas también cubren a la arenisca de Potsdam los depósitos carboníferos.

Al oeste, y ocho grados de latitud más al sur, vese el Gran Cañón del Colorado, tallado en las capas horizontales de la caliza carbonífera. Pero Powell y Dutton han comprobado que la serie carbonífera, que tiene 1.200 a 1.400 metros de espesor, yace sobre las cabezas de capas inclinadas (probablemente cambrianas), cortadas por el plano de la transgresión. Es caso manifiesto de una superficie de erosión, causada en enormes extensiones por el avance de la línea de costa ²⁵.

En todo el Arizona el carbonífero yace directamente sobre rocas arcaicas o, tal vez, cambrianas, y respecto al oeste de los Estados Unidos, sólo en Nevada se conocen, hasta ahora, capas del siluriano inferior.

Así la transgresión carbonífera circunscribe la región donde pueden estudiarse los depósitos posteriores a la fauna «primordial».

Los más antiguos sedimentos fosilíferos de América del Norte permiten, pues, comprobar lo siguiente:

El Saint John's Group y el Georgia Group, los dos pisos inferiores sólo se conocen en el este y el oeste. Un gran intervalo separa esas dos provincias. El tercer piso, el Potsdam Group, que sigue luego a ambos lados, se extiende por toda la región intermedia. En Nevada aumenta de espesor y se carga de caliza; pero en Dakota y en todo el borde septen-

trional, donde se apoya sobre las rocas arcaicas del Canadá, es indudablemente formación costera en estratificación transgresiva. Este caso demuestra que una formación litoral, claramente caracterizada y discordante, sobre terrenos anteriores, no debe considerarse señal de una fase negativa, sino, al contrario, prueba del avance progresivo del mar en el continente.

A pesar de todo el cuidado que se dedica al análisis de las capas que constituyen la serie cambriana de Inglaterra, y aunque en Escandinavia, donde son tan delgados estos depósitos, han dado Brogger y Linnarsson ejemplo de la precisión más minuciosa para distinguir las menores capas, no oso aventurar la comparación con los depósitos de América, más allá de la del Saint John's Group, con las capas de Jinetz en Bohemia. En Europa no se ha encontrado grupo litoral discordante comparable a la arenisca de Potsdam. El cambio de fauna señala el límite superior de este grupo, es decir, la base del siluriano inferior con igual claridad a ambos lados del Océano.

EL LÍMITE SUPERIOR DEL TERRENO SILURIANO.—En la parte oriental de la América del Norte la serie siluriana superior comienza por el grupo de Clinton y la arenisca de Medina; estos dos pisos presentan ambos evidentes señales de condiciones variables correspondientes a pequeña profundidad de agua. Sobre estas capas yace la caliza de Niágara que encierra riquísima fauna marina y tiene gran extensión; se la suele considerar equivalente de las capas de Wenlock y de Ludlow en Inglaterra y de la caliza *G* del siluriano superior de Bohemia. Tal sería la fase media del ciclo siluriano. Siguen luego formaciones que parecen haberse depositado en un mar de tan escasa profundidad, a pesar de su extensión, que contienen bancos de yeso y de manantiales salados. Se trata del «Onondaga Salt Group», formación sabulosa con todos los rasgos de un mar que se evapora y que, sin embargo, alcanza 1.000 pies de espesor. Bajo este aspecto aparece ese piso en el estado de Nueva York, sobre todo en su parte occidental, y se prolonga disminuyendo de espesor por un lado en el SO. de Virginia, y por otro hasta Wisconsin, dividido a menudo en jirones por la erosión. Pero en el centro del país, hacia el Misisipí, parece faltar ese piso (circunstancia característica), y encima de la caliza siluriana superior del Niágara se halla inmediatamente la devoniana.

Allí debió extenderse la alta mar, pero más cerca de la antigua costa se ve al grupo salífero transformarse hacia arriba por medio de múltiples alternancias en una caliza dolomítica de color amarillo pardo (Waterlime). Esta caliza, que desborda los límites del grupo salífero, se extiende hasta el Illinois y el Iowa, y contiene en algunos sitios restos de grandes crustáceos pertenecientes a los géneros *Eurypterus* y *Pterygotus*. También es una formación de agua muy somera.

Estudiemos ahora el límite superior del siluriano en el norte de Europa. En la parte más alta de las capas de Ludlow (siluriano superior) vese a trechos una capa de osamentas con muchos restos de peces; obsérvanse

allí bancos de diverso aspecto, pero de facies siempre litoral, que Murchison llama «Passage Beds»; son areniscas con *Lingula* o pizarras margosas con peces y grandes crustáceos, sobre todo el gigantesco *Pterygotus anglicus*, en medio de las que reaparecen las pizarras con *Lingula* y delgados lechos de arenisca. Allí donde puede verse a las capas más antiguas de arenisca roja yacentes sobre estas capas de tránsito, se observa que restos de los mismos peces y crustáceos se encuentran en la arenisca, por lo que las hiladas inferiores de ésta se han atribuido frecuentemente al siluriano ²⁶.

El siluriano termina, lo mismo en Inglaterra que en América del Norte, con una grande e indudable disminución de la profundidad del mar.

En la región báltica, en la isla de Ösel, se comprueba en absoluto el mismo fenómeno. Según Fr. Schmidt, en los bancos más altos del siluriano aparece una dolomía amarilla en tabletas, pobre en fósiles, o una arenisca gris, que encierra muchos corales y otros fósiles del siluriano superior. En la dolomía tableada abundan también los *Gurypterus*, juntamente con los *Pterygotus*; pero aquí, como en Gothland, vense aún sobre capas con *Gurypterus* bancos con fósiles del siluriano superior ²⁷.

Lo mismo ocurre en los valles de la Galizia oriental y en las partes inmediatas de Rusia. F. Schmidt visitó estas regiones y comprobó su semejanza con los depósitos silurianos de las orillas del Báltico, que también conocía. El siluriano superior se presenta allí lo mismo que en Inglaterra y en las provincias bálticas, y se halla el *Gurypterus* en el equivalente de las capas de Ludlow y encima de las que contienen dicho fósil. También parece que hay allí fósiles silurianos ²⁸.

Podemos, pues, reconocer bancos con *Gurypterus* desde el centro de los Estados Unidos hasta el Dniester. En el Estado de Nueva York el grupo salífero está debajo de la dolomía tableada con *Gurypterus*, como si éstas últimas capas no correspondiesen a la fase de descenso máximo de las líneas de costa.

En Inglaterra las capas con *Gurypterus* degeneran hacia arriba en las más inferiores de la arenisca roja antigua. En la isla de Gotland, en Ösel y el sur del Dniester todavía hay encima algunos bancos con fósiles marinos silurianos. Hacia el límite superior de este terreno, desde el Iowa hasta Podolia, aparece siempre una zona de formaciones de agua poco profunda que caracterizan grandes crustáceos de tipo especialísimo.

Hemos visto que en América esa zona de agua poco profunda se acuña hacia el SO. y que a la caliza siluriana superior sigue inmediatamente la devoniana; lo mismo ocurre en Europa a cierta distancia de la antigua costa. En la región del centro mejor conocida, o sea en Bohemia, la caliza siluriana superior soporta otra que referimos al devoniano inferior de acuerdo con recientes estudios.

EL TERRENO DEVONIANO.—En la Gran Bretaña y en las provincias bál-

ticas la mayor parte del terreno devoniano se compone de la arenisca roja antigua con muchos peces (entre otros, extraños ganoides cubiertos de gruesa coraza) y en varios puntos plantas terrestres, pero nada de corales ni de conchas marinas. La arenisca roja comprende varias subdivisiones del devoniano, y, como acabamos de ver, pueden atribuirse estas capas inferiores al siluriano en Inglaterra.

Es muy diferente lo que se observa en el centro de Europa, donde falta la arenisca roja, y en su lugar se ven pizarras y cuarcitas, y a veces calizas con ricas faunas marinas. El conocimiento de esta parte de los terrenos estratificados ha progresado mucho por los estudios de Beyrich y de Kayser en el Harz. Kayser demostró que la fauna de las calizas intercaladas en las Wieder Schiefer del devoniano inferior del Harz corresponde a la de los pisos superiores de la serie de las capas de Bohemia consideradas hasta ahora como silurianas. Esas localidades fosilíferas del Harz y de Bohemia suministran el tipo del *piso herciniano* de Kayser ²⁹.

Este autor compara acertadamente ese nuevo piso marino con las diversas faunas marinas, que como las del triás alpino, del piso rético y del titónico no se encuentran en el norte de Europa. Son equivalentes pelágicos de aquellos períodos, y los que aparecen en el norte son depósitos sublitorales, o faltan en absoluto. Se observa el piso herciniano (o sea las formaciones de alta mar del devoniano inferior) en los Pirineos como bancos arcillosos ³⁰, en el Harz como calizas enclavadas en pizarras, en Bohemia y en los Alpes orientales como calizas puras; lo mismo ocurre en el sur de los Urales, pero no se encuentran en la Europa septentrional.

Después de estas observaciones generales volvamos a tratar de las capas con *Gurypteris* del norte de Europa.

Es cierto que en Inglaterra el género *Gurypteris* llega hasta las capas inferiores de la arenisca roja antigua, y que sus primeros bancos están tan íntimamente relacionados con el siluriano, que se los considera como de este terreno todavía. En cuanto a los pisos más altos de la «Old Red Sandstone», se los ha dividido de varios modos, según su disposición y su fauna; el principal resultado que se deduce de estos intentos de clasificación es que dicha arenisca corresponde a gran parte del devoniano, aunque más al sur, en el Devonshire, el devoniano se halle en estado margoso y, en parte, calizo, y encierre una fauna marina bastante rica ³¹.

La arenisca roja se extiende, formando muchos jirones con las capas horizontales, sobre las silurianas plegadas de la cordillera caledoniana, hasta el extremo septentrional de Escocia; forma las islas Orcadas y también asoma en las Shetland (fig. 10, pág. 77).

En las provincias bálticas la arenisca roja se superpone a las capas silurianas más altas; pero, según opinión unánime de los autores ingleses y rusos, los peces de las areniscas del Báltico corresponden, no a los de las capas inferiores, sino a los de las capas medias y superiores de la arenisca

de Inglaterra y, sobre todo, de la arenisca de Escocia ⁵². Existe allí un vacío entre el siluriano más alto con *Eurypterus* de Ösel y la arenisca roja que sigue luego; el devoniano inferior no aparece en ese corte.

Ya se ha visto que la arenisca roja rebasa hacia el norte varios pisos del siluriano, de tal modo, que entre Petersburgo y Gatschina cubre todo el siluriano superior y deja asomar únicamente una estrecha franja del inferior; en la desembocadura del Sjas, en el lago Ladoga, sólo se ve el cambriano; más al norte aún, hasta el mar Blanco, la arenisca yace directamente sobre el terreno arcaico (II, pág. 49). En una serie de instructivos bosquejos que representan el área de las transgresiones sucesivas experimentadas por la Rusia europea, Karpinsky ha admitido como probable que pertenezcan al devoniano los jirones de cuarcita situados en Onetz y en Povienetz, al norte del lago Onega, lo mismo que las areniscas sin fósiles de la isla Kildin, cerca de la costa murmana y de la península de Ribach ⁵³. Más dudosa es la edad de los trozos de arenisca citados en el extremo norte de Noruega, pero en Spitzberg existen en las capas de la Liefde Bay los peces característicos de la arenisca roja antigua, sin que hasta ahora se haya encontrado un substractum de capas marinas silurianas (II, pág. 70). También en Groenlandia, en la península que separa los fiordos de Sermilik, de Tunugdliarfik y de Igalliko, encontramos sobre el terreno arcaico jirones de arenisca roja sin fósiles (II, pág. 72). Pero en la península de Gaspé, y en el nuevo Brunswick, se han hallado peces devonianos de la arenisca roja que se presentan con plantas terrestres, y, según Dawson, es indudable la identidad de esa fauna y de esa flora con las de los yacimientos de Europa ⁵⁴.

No puede negarse que existe allí una cierta analogía con el Océano Índico y que corresponde la arenisca roja a las capas de Gondwana del hemisferio austral.

En Spitzberg lo mismo que en Gaspé, y acaso hasta Groenlandia, no hubo, pues, alta mar hasta la época devoniana. En cambio, la invasión de la arenisca devoniana media sobre los diversos pisos del siluriano en el norte de Rusia, nos enseña que en aquella región algunas partes del siluriano estaban ya arrasadas antes de la citada transgresión, como también lo comprueban los pliegues caledonianos.

Consideremos ahora con más detenimiento la transgresión rusa.

Según Grewingk, existe en Livonia y en Curlandia una ancha zona de arenisca roja con peces y que tiene unos 100 metros de espesor; encima hacia el sur hay una serie de capas de dolomías y de calizas con fósiles marinos, con yeso y capas margosas que contienen las pseudomofosis de sal gema; Grewingk estima el espesor de este piso medio en 70 metros. Por fin sigue a esta formación una capa superior de arenisca roja que constituye una estrecha zona de unos 20 metros de espesor ⁵⁵.

En Jolm a orillas del Lovat, en el gobierno de Pskov, a 300 kilómetros

del límite meridional de la zona siluriana Karpinsky vió aflorar de nuevo bajo esta serie de capas transgresivas, las silurianas que al parecer quedaron también allí parcialmente desnudas antes de la transgresión (y, por lo tanto, en el devoniano inferior) ⁵⁶.

Chernyschew y Venukov han estudiado los fósiles de las capas de caliza y de dolomía que pertenecen al devoniano medio y demuestran que después del depósito de las areniscas inferiores, atribuidas también a este piso, hubo un período en el que se depositó en las lagunas yeso y algo de sal, mientras que en otros sitios el agua era profunda y encerraba una fauna francamente marina; después se reanudó la formación de arenisca ⁵⁷.

Hacia el este y el SE. va desapareciendo la arenisca, cuyos últimos afloramientos asoman en el gobierno de Orel bajo capas calizas del devoniano medio; esto es lo que se deduce del resumen debido a Chernyschew. El devoniano superior y el medio existen con una rica fauna marina en los gobiernos de Orel y de Voronej, y más al norte se los ha vuelto a encontrar por medio de sondeos bajo la llanura. Karpinsky ha presentado tales fenómenos en una figura donde se ve cómo se acuñan hacia el norte los estratos de caliza entre los de arenisca. En el Voljov la caliza termina en bisel ⁵⁸.

Al NE., a orillas del Uxta, afluente superior del Pechora se encuentran de nuevo depósitos del devoniano medio y encima las pizarras llamadas *domanik*.

Keyseeling, que ha descrito estas pizarras, dice que deben su nombre a la palabra rusa *dym* (humo), porque su contenido de materias bituminosas es tan grande que arden con facilidad dando una llama espesa. El suelo rezuma petróleo. Encuéntrense allí concreciones calizas en forma de bollos, intercalados en una capa de arcilla margosa de color verdoso, y que corresponde a las capas con goniatites del devoniano superior de la región renana ⁵⁹.

Sólo en los Urales se ven el devoniano inferior y la caliza herciniana, cuyo depósito corresponde al vacío que existe bajo la transgresión báltica.

También en Inglaterra y en Escocia hay muchas regiones ocupadas por la arenisca roja; luego, más al sur, en los restos de las cordilleras armoricana y varisca, el terreno devoniano se presenta con gran espesor y facies muy variadas, que en el Devonshire, las Ardenas, a orillas del Rin y en el Harz, en el Thuringerwald y en los Sudetes comprenden cuarcitas, pizarras y calizas, en las que se han hecho muchas divisiones. Graz, en el borde de los Alpes orientales, vuelve a aparecer con caracteres casi idénticos. En Bohemia faltan las cuarcitas y los espesores son, además, mucho menores; la caliza herciniana yace sobre la siluriana. En el interior de los Alpes orientales, en Stiria, en Carintia y en Carniola, se desconoce la caliza herciniana ⁴⁰.

En estas regiones no es posible asegurar, como en Rusia, la existencia

de la transgresión del devoniano medio; pero, a pesar de todas las dislocaciones posteriores, también puede comprobarse por la repartición de los sedimentos que en el norte dominan las formaciones litorales y al sur las pelágicas ⁴¹.

Conservaremos, pues, como conclusión que, según los fósiles marinos hallados en las capas dolomíticas y calizas de Livonia y Curlandia, debe colocarse el máximo de la transgresión para esa zona en el devoniano medio (horizonte de los *Stringocephalus*). En aquella época fué cuando el mar devoniano alcanzó su mayor extensión en Rusia. Inmediatamente después siguen, lo mismo por edad que por extensión, las pizarras «domanik» del devoniano superior de la cuenca del Pechora (pizarras con goniatites); luego cesan las formaciones marinas hasta el comienzo del período carbonífero.

Obtenido este resultado, veamos lo que ocurre en América del Norte. Kayser ha demostrado que el «*Lover Helderberg Group*» del Estado de Nueva York es el equivalente del piso herciniano. No podemos insistir ahora sobre su escasa extensión ni describir al detalle la serie de capas que siguen o indican las complicaciones que introducen ciertas discordancias locales en la estratigrafía de aquel Estado ⁴². Me ocuparé sólo de uno de los grupos de capas devonianas de América del Norte.

El devoniano medio se compone en el Estado de Nueva York de las pizarras de Marcellus, el grupo de Hamilton y las pizarras de Genessee. El piso inferior, «*Marcellus Shale*», y el superior, «*Genessee Shale*», poseen tantas analogías por los fósiles que encierran, que Williams considera la fauna de Genessee como recurrencia de la de las pizarras de Marcellus. El grupo intermedio de Hamilton contiene capas calizas con muchos animales marinos, y en algunos sitios de la parte superior un banco calizo especial, el Tully limestone, que encierra *Rhynchonella cuboides*, especie muy conocida del devoniano medio de Inglaterra, de Rusia y de las orillas del Rin ⁴³.

En las pizarras de Genessee se encuentran en el Estado de Nueva York, hacia el lago Ontario, grandes cantidades de materias bituminosas, y Clarke describe allí una capa especial, formada por millones de conchas de la *Styliola fissurella*, pequeño pterópodo que tiene apenas 1 $\frac{1}{4}$, ó 2 milímetros de largo; con estas conchas se encuentran trozos de *Lepidodendron*, de *Dadoxylon*, etc., que fueron arrastrados al mismo tiempo. Existen ya bancos con *Styliola* en las pizarras de Marcellus ⁴⁴.

Todos los autores reconocen estos tres pisos como constituyentes del devoniano medio en América del Norte, y corresponden a las capas dolomíticas y calizas de Livonia y Curlandia. Encima hay las pizarras de Nápoles, que contienen también, en algunos sitios, capas bituminosas con conchas marinas, peces y vegetales terrestres. Clarke han encontrado allí una intercalación de caliza nodulosa con goniatites, que permite asimilar este ho-

rizonte a la base del devoniano superior de Europa; corresponde exactamente también a las pizarras petrolíferas «domanik» del Pechora ⁴⁵.

Así los equivalentes cronológicos de la transgresión rusa son muy claros al otro lado del Atlántico.

Pero precisamente estos equivalentes del máximo de dicha transgresión o sea las rocas del grupo de Hamilton, se hallan en el borde occidental del escudo canadiense y en el valle del Mackenzie, bastante más allá del área que ocupan las formaciones silurianas de los Estados Unidos, hasta las orillas del Mar Glacial (II, pág. 43). Ya hemos visto que Meek sólo encontró fósiles del grupo de Hamilton en los ejemplares recogidos entre el Clearwater a los 56° 30' de latitud norte y el Océano Ártico. Sobre las capas de Hamilton propiamente dichas, yacen pizarras petrolíferas con lechos de *Styliola fissurella*, continuación de las pizarras de Genessee del sur; y los fósiles de estas capas son los mismos desde Rock Island en el Illinois hasta el Océano Glacial en más de treinta grados de latitud ⁴⁶.

Aun no se conocen yacimientos silurianos en todo el país comprendido entre el Clearwater y el Mar Glacial y acaso quede reservado a los futuros exploradores descubrirlo, aunque sea difícil comprender cómo unos terrenos que poseían en otro tiempo tan gran extensión podrían pasar inadvertidos en una región en que las capas son horizontales y cerca del substratum arcaico; resultaría verdaderamente muy extraño que fuese el mismo horizonte devoniano, con exclusión de otro cualquiera, el que hubiera atraído siempre la atención de los observadores.

Podemos suponer hoy que las capas de Hamilton, con las pizarras de Genessee que las siguen, avancen por la parte occidental del escudo canadiense indicando una gran transgresión; forman el glint occidental y, por último, se intercalan al norte en la región siluriana, devoniana y carbonífera que constituye el archipiélago ártico. No se sabe aún de qué modo se prolongan esas capas dentro de la zona de arenisca sobre las que yace en aquellas regiones la caliza carbonífera.

Estos depósitos transgresivos del oeste del Canadá son, como hemos dicho, equivalentes cronológicos de los del devoniano ruso. Deducimos, pues, *que en la misma época el mar devoniano experimentó un gran aumento de extensión desde los Urales por la llanura rusa, hacia el oeste y el NO., y desde las Montañas Rocosas, por el valle de Mackenzie, hacia el este.* La concordancia llega a tal punto, que las pizarras domanik del alto Pechora y las pizarras de Genessee de las orillas del Athabasca, que son contemporáneas, se señalan por su riqueza en petróleo.

La fase positiva de la mitad del período devoniano se observa, pues, a la vez a ambos lados del Atlántico.

EL TERRENO CARBONÍFERO.—Al hablar de los fenómenos que coinciden con la formación de las grandes masas de hulla me ceñiré de nuevo al estudio de la región atlántica septentrional en su acepción más amplia, o

sea a la parte de la zona templada del norte, comprendida entre los Urales por el este y las Montañas Rocosas por el oeste, y que abarca así cerca de la mitad de la circunferencia terrestre en esas latitudes. En toda esta región predominó, durante el período carbonífero, una concordancia tan manifiesta entre los principales pisos de la serie, que pueden examinarse simultáneamente y comparar paso a paso la región europea con la americana.

a) Los sedimentos de este período comienzan casi en todas partes por un depósito de arenisca de espesor variable. En Escocia se le llama *Calciferos sandstone*; en Irlanda, *Coomhola grit*; en el este del Canadá, *Lower Coal Measures*; en Pensilvania, según la nomenclatura fundada por Rogers, *Vespertine and Umbral Series*; al oeste estas capas pierden su importancia, y se las llama en Ohio *Waverley sandstone*. Pero en el Illinois disminuyen los elementos clásticos procedentes de tierra firme, y los reemplaza la caliza dolomítica con fósiles marinos; le llaman entonces *Kinderhook Group*.

Así como esta división pierde importancia del Canadá oriental y Virginia hacia el oeste, también en Europa disminuye de espesor hacia el este, desde la Gran Bretaña, y en el sur de Rusia reaparecen en las capas marinas más bajas del carbonífero algunas especies características del grupo de Kinderhook del Illinois.

En la Gran Bretaña vense en estas hiladas inferiores restos de vegetales terrestres, asociados con otros escasos restos de animales marinos. Kirkby ha publicado notas detalladas acerca de la serie de capas en la calciferous sandstone de Fife (Escocia). No se ve en ese corte la parte más baja de la serie, pero se observa un espesor de más de 1.200 metros. En los 1.000 metros superiores, y, por lo tanto, en todo el conjunto, excepto la base, existen unas 50 venillas de hulla cuyo espesor llega o pasa de 7 u 8 centímetros, y muchas de ellas yacen sobre los lechos de arcilla con *Stigmara*, que la mayoría de los observadores consideran como el suelo primitivo de la selva que las produjo y prueba del crecimiento *in situ* de esa vegetación. Obsérvanse también restos vegetales dispersos en la arenisca. Además esta misma serie de capas no encierra menos de 18 bancos delgados de pizarra o caliza intercalados en varios niveles que contienen conchas marinas. Así a 684 metros por debajo del límite superior de la *Calciferos Sandstone* hay un banco de encrinos con 30 ó 40 especies de conchas marinas y crinoides, y también troncos de *Lepidodendron* y de *Dadoxylon*⁴⁷. Si se consideran los bancos de arcilla con *Stigmara* que forman el muro de las capas de hulla en un suelo primitivo donde han permanecido en su sitio las raíces, es evidente que las condiciones favorables para el crecimiento de los vegetales terrestres o palustres debieron alternar muchas veces en el mismo punto con otras fases de invasión del mar.

En la costa atlántica de Irlanda el espesor de ese piso es, según Rull, de unos 450 metros⁴⁸.

En el nuevo Brunswick y Nueva Escocia, donde esa serie adquiere enorme espesor, se conocen muchas capas de hulla explotables, pero no se encuentran bancos marinos intercalados. Por el contrario, al oeste en el Illinois, el grupo de Kinderhook está compuesto principalmente de capas frágiles, a veces dolomíticas, que contienen fósiles marinos ⁴⁹.

Según Barrois, en los Pirineos y en Asturias debe considerarse la «caliza amigdaloides», característica por su riqueza en goniatites, correspondiente de la parte más baja del terreno carbonífero ⁵⁰.

b) Sobre este primer piso de las capas carboníferas sigue, lo mismo en Europa que en América del Norte la *caliza carbonífera* que, por la rica y abundante fauna marina que encierra y gran espesor que alcanza, indica la existencia prolongada de la alta mar en la mayoría de las regiones de que vamos a ocuparnos. De esto se deduce, al parecer, que el régimen pelágico se generalizó mucho después de las singulares oscilaciones producidas en Escocia durante el depósito de la arenisca calcífera, oscilaciones que acabamos de evidenciar con un ejemplo.

En Inglaterra, según Hull, la caliza carbonífera aumentó en potencia hacia el SE.; en Bélgica llega a los 800 metros de espesor; se extiende por gran parte de Alemania, sin alcanzar gran desarrollo, y luego adquiere mayor extensión en Rusia hasta bastante más allá de los Urales, así como en las regiones árticas; forma gran parte de la superficie de Irlanda, donde mide 760 ó 900 metros de espesor, y asoma también en Francia y en España.

Allende el Océano aflora en el Canadá oriental, asociada con pizarras rojizas, y encierra yeso, lo que denota una parada en la acumulación de los sedimentos y la existencia temporal de lagunas de evaporación ⁵¹. Falta en Virginia, donde la reemplaza un potente depósito de arenisca. En cambio, más al oeste vuelve a aumentar gradualmente, y llega a un espesor de 360 a 450 metros en el SO. del Illinois. Resulta, pues, que la caliza carbonífera del centro de los Estados Unidos está separada de la región atlántica por un depósito arenoso (o sea una zona de depósitos terrígenos), que ocupaba, próximamente, el emplazamiento de las actuales cordilleras del este y que, por tanto, sólo mediante un rodeo se comunicaba con el mar carbonífero de Europa. La semejanza de la fauna es también grande entre ambas regiones, y los nuevos estudios aumentan de día en día el número de especies idénticas ⁵².

En la caliza carbonífera apreciaron muchos núcleos Hall y Worthen en América, Gosselet y Dupont en Francia y en Bélgica. De Koninck intentó comparar esos cortes entre sí y con los de Rusia ⁵³.

c) y d) En Europa se observa luego un piso desconocido en América, y que en las localidades típicas presenta caracteres de formación litoral con mezcla de vegetales terrestres y conchas marinas. Es el *culm* o los *Yoredale beds*. La flora de este piso tiene gran extensión fuera de Europa.

El culm aparece en Irlanda e Inglaterra, en Bélgica, en las orillas del Rin, en los Vosgos y en el macizo del Harz, y siguiendo a los pliegues variscos continúa con algunas interrupciones, pero con los mismos caracteres hasta Moravia. Se conoce el culm en Francia; F. Roemer ha demostrado que existía en España y en Portugal, y Toulou lo descubrió en el oeste de los Balkanes ⁵⁴.

Algunos observadores piensan que hay íntimas relaciones entre el culm y la «arenisca estéril» o *Millstone grit*, depósito arenoso que en ciertos países adquiere gran espesor y falta en otros. Allí donde no existe el culm, la arenisca estéril yace directamente sobre la caliza carbonífera. Del valioso estudio debido a Hull, resulta que la *Millstone grit* y, por encima, los *Yoredale beds* poseen su máximo de espesor en el sur del Lancashire: el primer piso posee de 1.000 a 1.500 metros, y la potencia del segundo se calcula en 600 ó 1.200 metros. El espesor es aún grande en el Yorkshire, el Derbyshire y el norte del Staffordshire; luego disminuye muy rápidamente en todas direcciones, y en Bristol llega por excepción a unos 290 metros ⁵⁵.

La arenisca estéril reaparece en Westphalia, donde se apoya en el culm; von Dechen confirma que es difícil separar estos dos depósitos, y en la arenisca estéril se ven algunas especies de plantas del culm ⁵⁶.

Más allá del Océano vuelve a verse la *Millstone grit* en Pensylvania, con 300 ó 450 metros de espesor, a lo largo de los Appalaches hacia Virginia y Tennessee, y al mismo tiempo que disminuye rápidamente de espesor hacia el oeste. Dana citaba como prueba de la simultaneidad de las transformaciones del Globo en los dos hemisferios, el llamativo fenómeno de la existencia en Europa y América de la caliza carbonífera seguida en las dos partes del mundo por el horizonte de la *Millstone grit* ⁵⁷.

e) Henos ya en la serie de depósitos en que se acumulan la mayoría de los yacimientos de combustibles fósiles. Muchos problemas aun no resueltos se relacionan con el del origen de la hulla, por lo que necesitamos ocuparnos de algunos detalles.

El régimen marino se hizo menos general, aunque sin cesar por completo. En los depósitos potentes, formados en gran parte de areniscas y pizarras, o sea en los sedimentos detríticos terrígenos, las capas de hulla se repiten, por lo general, muchas veces unas sobre otras. La cuenca hullera de Ostrau y de Karwin, en Moravia y en Silesia, comprende dos series de capas productivas de distinta edad; si no se tienen en cuenta las venas menores de 15 centímetros, la parte inferior cuenta, en un espesor de 3.793 metros, 179 capas de hulla, y la superior, que tiene 415 metros encierra 39, ó sea, en suma 218 capas en un terreno hullero de 4.208 metros de espesor, lo que corresponde a un término medio de un metro de hulla por cada 28 de arenisca o de pizarra ⁵⁸.

En cambio, en el centro de Bohemia se comprueba que el hullero pro-

ductivo únicamente contiene carbón en la parte inferior y sólo hay 8 ó 10 capas de más de 15 centímetros, las más profundas de las cuales alcanzan gran potencia. Sobre estas capas hay un gran espesor de arenisca estéril y arcilla pizarreña, y encima una nueva formación productiva, tal vez permiana ⁵⁹.

El terreno hullero de Moravia y de Silesia yace en concordancia sobre el culm, parte de cuya flora se vuelve a encontrar en sus capas inferiores; en cambio, el hullero del centro de Bohemia yace en discordancia sobre rocas arcaicas y silurianas. La primera cuenca encierra capas marinas intercaladas; la segunda no. Este es ya un ejemplo de la variedad de condiciones en que se formó la hulla.

No es raro que entre las capas de hulla se intercalen niveles marinos. Se ha dicho a menudo que esta formación de capas sucesivas estaba en relación con otras tantas oscilaciones de la tierra firme. En Inglaterra, sobre todo, se ha insistido sobre el hecho de que en el muro de la mayoría de los lechos de hulla hay un banco de arcilla, el «underclay», lleno de troncos aún provistos de sus raíces, que son los mismos de los vegetales que formaron la capa, como ya dijimos a propósito de la arenisca calcífera de Fife; la hulla debió, pues, nacer donde ahora se encuentra, y cada capa en particular indicará la existencia de una nueva superficie de terreno firme o de marjal en el que se desarrollaría un nuevo bosque. Sin preguntarnos cuántas veces hubiera sido necesario que subiera y bajase la corteza sólida del Globo para originar tales series de capas, trataremos de dar primero un resumen de las facies múltiples con que puede presentarse el terreno hullero. Comenzando por el oeste veremos que sobre la fauna marina de la caliza carbonífera de que hemos tratado hasta ahora existe en el culm y en los niveles asociados con la hulla otra fauna marina, que en rigor no está claramente definida, a la que sigue otra distinta; la fauna marina del carbonífero superior, o sea la de la caliza de fusulinas.

En la parte más occidental de la región, que consideramos en el Utah y Nevada, todo el carbonífero está representado sólo por depósitos marinos que alcanzan enormes espesores; Clarence King atribuye a la caliza de los Wahsatch con fósiles del carbonífero inferior (cuya base acaso sea devoniana) 2.100 metros de espesor en los montes Wahsatch; 1.800 metros, próximamente, a la cuarcita de Weber superpuesta, y 600 metros a la caliza del carbonífero superior. Las cifras son algo menores en Nevada, pero es notable que allí en medio de las masas calizas marinas, y entre corales y braquiópodos, ha reconocido Walcott dos conchas de moluscos pulmonados procedentes, sin duda, de muy lejos ⁶⁰.

Al este, en el borde externo de las Montañas Rocosas, y hasta las Black Hills (Dakota) disminuye mucho el espesor, pero sigue habiendo sólo depósitos marinos.

Aún más al este, pasada la comarca de las Praderas, comienzan las

venas de hulla; primero en la parte oriental de Nebraska, donde, según Meek, son escasas, delgadas y apenas explotables; capas de caliza marina con fusulinas del carbonífero superior alternan con otras de arcilla pizarrea que contienen restos de vegetales medio descompuestos y algunos troncos ⁶¹.

Más allá del Missouri, en Iowa, hay ya muchas venas explotables, pero siempre asociadas con bancos calizos de origen marino. La serie de las capas hulleras productivas yace sobre la caliza carbonífera que forma la parte inferior del sistema. Al SE., donde existió el mar abierto, esa caliza carbonífera aflora también siempre bajo el terreno hullero, pero al norte, en el Iowa y en el Illinois, el terreno hullero rebasa mucho a la caliza carbonífera y cubre a menudo directamente a las capas devonianas o silurianas. Ya

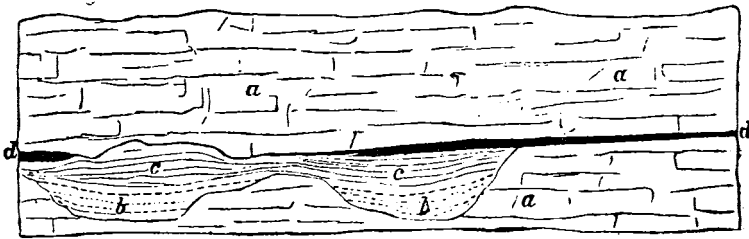


FIG. 25.—Corte próximo a la ciudad de Iowa, según J. Hall.

a, caliza devoniana; b, arenisca de grano grueso en lechos ondulados; c, arcillas grises y verdosas; d, lechos delgados de carbón; la parte inferior pizarrea y con restos de peces.

hemos visto que hacia los Appalaches sustituyen a la caliza carbonífera areniscas, conglomerados y pizarras. Después de esta transgresión los sedimentos discordantes penetraron de arriba abajo en las cavidades de la caliza devoniana, y en su interior formaron pequeños depósitos estratificados, que encierran también restos de peces, y en un punto una capita de hulla. Estos hechos, que reveló J. Hall, son importantes para las explicaciones que siguen ⁶² (fig. 25).

Los depósitos hulleros de esta región se caracterizan por la citada frecuente intercalación de niveles marinos fosilíferos entre las capas de hulla; así describe Worthen un corte en New-Haven, en el bajo Wabash (Illinois), en el que 20 bancos marinos fosilíferos alternan con 16 capas de hulla. Ciertos niveles marinos llegan a los 10 metros de espesor ⁶³.

Estas intercalaciones marinas continúan hasta Ohio y Virginia occidental y cesan en Pensilvania; faltan también en el este del Canadá. En el corte de los South Joggins, en el brazo septentrional de la bahía de Foundy, que estudiaron Logan, Lyell y Dawson, el terreno carbonífero aflora a lo largo de la costa, y contiene 81 capas de hulla, la mayoría de las cuales yace sobre un lecho de arcilla. Se encuentran troncos verticales, reptiles

en los troncos huecos, moluscos pulmonados y hasta restos de peces, pero nada de intercalaciones marinas ⁶⁴.

Para continuar este breve resumen en Europa, consideraremos dos grupos de cuencas hulleras: el primero corresponde a las situadas en el borde externo de la cordillera armoricana y varisca o al norte de dicha cenefa; comprende todas las cuencas hulleras de Gran Bretaña, del norte de Francia, de Bélgica, de Westfalia, y más allá las hullas de la Alta Silesia y de Moravia. El segundo grupo se halla al sur del primero, y comprende la cuenca del Saar, las del centro de Bohemia y la de Schatzlar-Waldenburg. En el primer grupo hay intercalaciones marinas, pero no en el segundo, o, por lo menos, sólo contiene escasas señales. En el primer grupo el terreno hullero sigue concordante a los depósitos inmediatamente anteriores cuando pertenece a la cenefa de las cordilleras plegadas; en el segundo yace en discordancia sobre cualquier terreno. Esta es al menos la regla que parece regir desde Moravia hasta el Rin.

Los abundantes fragmentos aislados que encierran los ricos yacimientos hulleros de las Islas Británicas, acaso sean sólo restos de una formación continua en otro tiempo y salvados de la denudación merced a circunstancias tectónicas favorables; sobre esto no existen dudas en lo que se refiere a las importantes cuencas del SO. de Inglaterra, a las del sur del País de Gales, de Dean Forest y de Bristol. Las de Coalbrookdale, del Staffordshire meridional y del Warwickshire acaso estén aún unidas subterráneamente. Los restos de Irlanda y los de la gran «fosa» de Escocia no deben considerarse sino como partes de un solo manto original. El espesor de la arenisca estéril subyacente es muy variable, lo mismo que la clase de las capas que la cubren. El terreno hullero del Staffordshire meridional se apoya transgresivamente sobre el siluriano superior ⁶⁵.

Sólo en la parte inferior de este terreno hullero hay intercalaciones marinas; en la más alta van siendo cada vez menos frecuentes e importantes y tienen carácter litoral; más arriba desaparecen por completo. En su estudio de estos yacimientos llamó Hull a esos pisos inferiores *Gannisterbeds* ⁶⁶.

En todas las cuencas hulleras de Irlanda, menos en la de Bally Castle (Antrim), que pertenece a un horizonte más antiguo, hallanse esos Gannisterbeds caracterizados por los fósiles marinos; se los encuentra también en Escocia y en los varios jirones carboníferos de Inglaterra, y luego en el continente. Estas mismas intercalaciones marinas aparecen en el hullero del norte de Francia, por ejemplo, en Auchy au Bois y en varios puntos de Bélgica. En la cuenca de Charleroi hallanse en uno de esos bancos marinos muchos *Mytilus*, con sus dos valvas abiertas y dispuestos por parejas unos al lado de otros. Algo análogo puede observarse en las playas actuales, cuando los moluscos se descomponen *in situ*; los músculos ocluidores se separan primero y luego se abre la concha. Tales bancos proceden de un depósito tranquilo ⁶⁷.

En la cuenca hullera de Westfalia hay muchas intercalaciones de bancos de conchas; los inferiores son de origen puramente marino, pero los superiores sólo contienen el género *Anthracosia*, de origen marino dudoso. Von Dechen ha descrito la serie completa de estas capas ⁶⁸.

En 1863 habló E. Roemer de capas marinas en la cuenca hullera de la Alta Silesia, y en 1870 comparó estas notables hiladas con los Gannister beds a la «pennystone» de las cuencas hulleras de Coalbrookdale y de Carluke en Escocia. Kosman demostró que pertenecían a horizontes determinados, y pueden servir como puntos de referencia estratigráfica de las venas. Los bancos conchíferos son en parte de origen marino, y, sin duda, litoral, y contienen géneros tales, como *Phillipsia*, *Bellerophon* y *Productus*; otros, con caracteres de depósito de agua salobre, contienen *Anthracosia* y *Modiola* ⁶⁹.

Los estudios que D. Stur prosiguió con gran perseverancia durante muchos años sobre las prolongaciones de la cuenca de la Alta Silesia en Austria, en Ostrau y en Karwin, han demostrado lo siguiente: los depósitos hulleros yacen en concordancia sobre el culm que encierra a la vez vegetales terrestres y animales marinos, como en Nassau. Parte de la flora del culm se encuentra de nuevo en el piso inferior de los depósitos hulleros y forma, juntamente con otras nuevas especies, la flora superior del culm, la zona con *Sphenophylum tenerrimum*, que corresponde a las capas de Ostrau. Dicha zona comprende cinco haces de venas de hulla. En los tres haces inferiores se intercalan capas marinas semejantes a las que C. Roemer halló en la Alta Silesia. La de mayor espesor existe entre el tercero y cuarto haz, y Stur supone que también corresponde al Gannister inglés. En los haces cuarto y quinto sólo se ve el género *Modiola*, el *Anthracosia* representado por muchas especies, y, además, *Eurypteris*, *Cypris* y *Planorbis*. Las facies marinas han desaparecido.

Vese luego un segundo piso del terreno hullero con una flora nueva: las capas de Schatzlar, en las que no se conocen intercalaciones análogas ⁷⁰.

Esto demuestra que en toda la parte oriental de los Estados Unidos, desde Indiana y el Iowa a la Pensilvania occidental, ocurren frecuentes intercalaciones de bancos marinos en los de hulla, y que aquellas no cesan sino en las regiones orientales, donde, como ocurre en los Alleghannies, la caliza carbonífera subyacente es también sustituida por areniscas y pizarras, o bien por la aparición de margas yesíferas cuando se anuncia la proximidad de la costa, como en el Nuevo Brunswick. Las intercalaciones son más potentes en la parte inferior del terreno hullero y su facies más marina, mientras que hacia arriba se acentúan los caracteres litorales y las intercalaciones pierden mucha importancia.

Existen intercalaciones de niveles marinos análogos en el terreno hullero productivo de Escocia, de Irlanda, de Inglaterra, del norte de Francia, de Bélgica, de Westfalia, de la Alta Silesia y del norte de Moravia.

También en él las capas más antiguas encierran una fauna indiscutiblemente marina; encima hay especies litorales o de dudosa habitación, y que acaso fuesen lacustres, como la *Antracosia*; a veces alternan primero con la fauna marina y, al fin, imperan solas; en los pisos más altos faltan en absoluto tales intercalaciones.

A pesar de esta concordancia aparente, las intercalaciones citadas en Europa y en América no son de la misma edad. Las de Europa o *Gannister beds* corresponden, sin duda, a la fauna del carbonífero inferior; se le suman algunas especies nuevas y faltan los principales grupos de formas pelágicas. En cambio, los bancos americanos encierran la fauna del carbonífero superior, o sea la de fusulinas.

No ocurre lo mismo en el mediodía de Europa.

Según Barrois, vese en Asturias sobre la caliza carbonífera la flora del culm, a la que sigue una serie de capas, alternantes con vegetales y conchas marinas, que suben hasta el nivel de las intercalaciones de América, o sea hasta el horizonte de la caliza de fusulinas, como lo prueba la identidad de muchas especies ⁷¹.

Aun más notable es lo que ocurre en los Alpes meridionales. En Carintia, en el Auernig y en Kronalp, cerca de Pontafel, pueden verse repetidas alternancias de areniscas amarillas con restos de plantas de la fauna hullera más alta y calizas negras llenas de fusulinas y con una fauna marina que hay que asimilar a la de las intercalaciones del carbonífero superior americano. Con estas areniscas se asocian bancos de conglomerado cuarzo; a veces se encuentran, además de las impresiones vegetales, algunas conchas marinas ⁷².

Así, pues, es completa la semejanza entre estos yacimientos y los de las cuencas hulleras del Illinois y el Iowa. En Carintia sustituyen a las capas de hulla areniscas con impresiones vegetales, pero en ambos parajes hay alternancia de las dos facies.

En el sur de Rusia, a orillas del Donetz, hay capas de hulla explotables. Aun subsisten ciertas divergencias de opiniones en cuanto a la sucesión de los pisos en el área principal de afloramiento del carbonífero, y sólo en el borde septentrional de la cuenca, hacia Kaluga, Tula y al sur de Rjasan han dilucidado la cuestión los estudios de A. Struve ⁷³.

Conviene, no obstante, recordar, antes de tratar este punto, que efectos muy distintos pueden provenir de la misma causa, según se trate de las cercanías de la costa o de un lugar situado a gran distancia de ella. Si cerca de tierra firme suelen adquirir bastante espesor los depósitos detríticos para elevarse hasta la superficie del agua, mar adentro no debe esperarse encontrar tan grande acumulación de sedimentos, sino sólo un depósito calizo muy delgado. En cambio, puede ocurrir que un desplazamiento positivo tan ligero que alcance a compensarlo el aumento de los depósitos detríticos, origine la formación de un territorio pantanoso

que avanza al mismo tiempo por tierra y hacia el mar, mientras que simultáneamente aumenta la profundidad en alta mar bajo la acción del movimiento positivo.

Al sur de Moscú hallamos de nuevo la caliza de fusulinas, pero sin intercalaciones de venas de hulla o de capas con impresiones vegetales. Debajo aparece una caliza marina con *Productus giganteus* que corresponde al nivel más alto de la caliza carbonífera. En dos ocasiones presenta este piso marino hacia su base bancos de caliza con *Stigmaria*, que pasa en algunos sitios a arena y a arcillas con lechitos de hulla. Debajo de estas hiladas se encuentran las capas explotables, y aun más abajo reaparecen bancos marinos calizos que contienen en la parte inferior algunos fósiles del grupo de Kinderhook en el Illinois.

De modo que en Rusia no falta esa alternancia de bancos marinos y capas de hulla, pero allí no se repite a menudo y sólo se produce en los horizontes inferiores muy por debajo de la caliza de fusulinas.

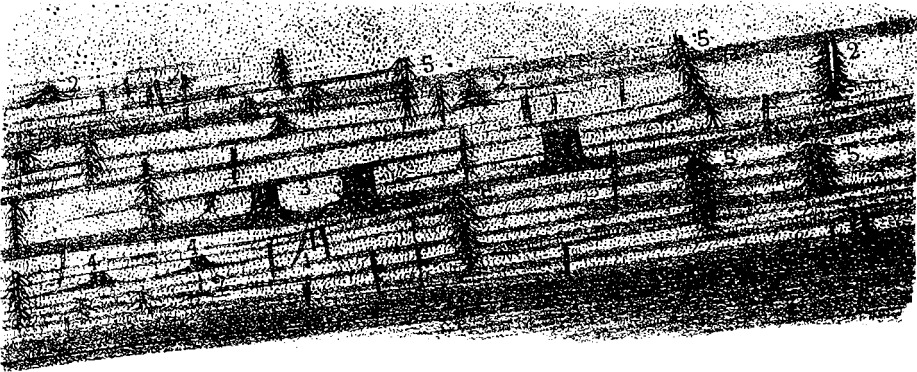


FIG. 26.—Bosques fósiles del período carbonífero. En Trève, cerca de Saint-Etienne, según Grand'Eury. Altura vertical de unos 12 metros.

1, *Calamites*; 2, *Psaronius*; 3, *Sigillaria*; 4, *Cordaite*; 5, *Calamodendron*.

De estos datos resulta que esa clase de alternancia caracteriza las capas de hulla del terreno carbonífero y, efectivamente, se la observa en la *calcareous sandstone* de Fife debajo de la caliza carbonífera; en los Gannister sobre la caliza carbonífera de Inglaterra y Moravia y, por fin, en el horizonte carbonífero superior de la caliza de fusulinas en los Estados Unidos, tal vez en España, y con toda seguridad en Carintia, donde las capas de hulla son reemplazadas por areniscas con impresiones vegetales.

A gran distancia de las regiones de que nos ocupamos, en las cuencas hulleras del norte de China, encontró Richthofen las mismas intercalaciones de bancos marinos, y también allí la arcilla detrítica de la serie hullera cubre transgresivamente a la caliza carbonífera, que en su superficie presenta cavidades donde penetra la arcilla, como ocurre en el Iowa; en cam-

bio, en el sur de China las capas marinas del carbonífero superior siguen inmediatamente al hullero ⁷⁴.

Aunque miles de hombres trabajan día y noche en las minas de carbón, y aunque muchos y hábiles observadores se ven obligados por su profesión a ocuparse de estos depósitos toda la vida, la formación de las capas de hulla no se ha dilucidado por completo.

Algunos geólogos ingleses consideran los lechos arcillosos con *Stigmarmaria* como el suelo de selvas pantanosas que acaso crecían hacia el mar, cual nuestros actuales bosques palustres; consideran las *Stigmarmarias* como raíces, e insisten sobre la existencia de los troncos verticales de 3, 4 ó más metros de altura, que se ven a trechos en los bancos de arenisca yacentes sobre las capas de hulla, y afirman que estas capas debieron formarse *in situ* y se extienden al pie de los troncos y entre las redes de las raíces próximamente lo mismo que se acumulan hoy en un bosque las ramas y las hojas caídas.

Los troncos verticales prueban que la arenisca no pudo depositarse lentamente. Luego comprobaremos que en las orillas del mar del Norte hay turberas, a algunos pies bajo el nivel del mar, de las que sobresalen tocones de árboles; además, luego veremos que los médanos que penetran tierra adentro motivan que el peso de la arena empuje a la turba bajo el nivel del mar, y en las arenas de estos médanos que reposan sobre las turbas pueden verse troncos verticales u oblicuos de los bosques enterrados. Los naturalistas del *Challenger* vieron en las Bermudas bosques que el viento había sepultado bajo una arena caliza fina que, endurecida como roca frágil, envolvía los troncos que quedaban en pie. Las oscilaciones lentas de la línea de costa no producirían nada análogo, pues los troncos se pudrirían y desaparecerían ⁷⁵. Aunque en ciertos casos se ha intentado explicar el fenómeno suponiendo que los troncos emitían lateralmente nuevas raíces a medida que se acumulaban los sedimentos, hay que advertir que, aun admitiendo esta hipótesis, todo el espesor del depósito debería haberse acumulado durante la vida de los árboles. Los cortes a cielo abierto de las canteras de Saint-Etienne, publicados por Grand' Eury, dan exacta idea del modo con que la vegetación siguió a la sedimentación y demuestran cómo aparecen sin cesar nuevos individuos en los bancos sucesivos. No obstante, Grand' Eury insiste sobre que cada grupo importante de árboles o de raíces queda cortado hacia arriba por una «dessolarde», o sea una superficie rapada, sobre la que comienza la capa siguiente. A pesar de la aparente claridad que ofrece en la cuenca del Loire la serie de bosques, teniendo en cuenta dichos cortes y sobre todo merced a un profundo estudio del proceso de descomposición de los vegetales, llegó Grand' Eury a la conclusión de que las capas de hulla no se formaron *in situ*, sino que son restos de vegetales muertos arrastrados por las aguas y amontonados luego ⁷⁶.

Volvamos ahora a la figura 25, pág. 239, que representa la penetración de los sedimentos carboníferos en una cavidad de la caliza devoniana, donde se ha depositado arcilla con dientes de peces, y encima una capita de hulla, que evidentemente sólo pudo formarse en el caso de que toda la cavidad estuviese llena de agua cargada de fango en la que flotasen restos de vegetales descompuestos que fueron a reunirse en lo más alto de la cavidad.

Se ha comprobado también que en las capas de hulla del Illinois falta a menudo el muro de arcilla y que la hulla se superpone inmediatamente a las pizarras o a la caliza; debe entonces admitirse que ha habido transporte de materias vegetales que procedían de otro lugar, y sabemos que estas capas de hulla degeneran hacia Nebraska, en capas de arcilla pizarrosa, donde sólo se ven algunos restos vegetales aislados y dispersos en la roca ⁷⁷.

Parece indiscutible que las capas gruesas pueden ^{des}doblarse y entonces se intercalan cuñas de roca estéril que van tomando incremento entre los lechos distintos que las reemplazan.

En Inglaterra se observan muchos de estos casos. Jukes ha demostrado que en el sur de Staffordshire la gran capa de 7 a 8 metros se divide al norte en nueve venas, de tal modo que la suma de los espesores de las venas y de los bancos intermedios llega a unos 120 metros. Una capa de arcilla intermedia, muy delgada al principio, se ensancha a la distancia de una milla inglesa en forma de cuña estéril de 40 metros, próxima-mente ⁷⁸.

La gran capa de Commentry (Allier) se desdobra, según Fallol, en seis venas menores que se van separando cada vez más ⁷⁹.

Este tema ha originado largas discusiones en los Estados Unidos. Después que Andrews abogó por la constancia y uniformidad de extensión de las venas de hulla, Newberry y Stevenson demostraron que, en realidad, algunas potentes capas quedan, a causa del incremento de las intermedias, divididas hacia el centro de la cuenca en varias venas que separan a veces grandes espesores. En la época de las «Upper Coal Measures», o sea después de la formación de las principales capas de hulla, la región oriental de América del Norte debía estar ya dividida por el anticlinal de Cincinnati (I, pág. 564) en dos cuencas que se reunían al SO., de modo que Ohio, Pensylvania y la Virginia occidental gozan de cierta independencia respecto a Iowa, Illinois y los Estados del Oeste, a pesar de los caracteres siempre concordantes de las intercalaciones marinas. En las partes profundas de ambas cuencas es donde parece verificarse el desdoblamiento de algunas de las grandes capas. «Me veo obligado a creer—dice Stevenson—que todas las venas del grupo superior son sólo apófisis (*off-shoots*) de una sola formación pantanosa, proseguida sin interrupción desde el principio hasta el fin de aquel período, y que en su completo desarrollo

representa la gran capa llamada de Pittsburg. Durante todo el tiempo de formación del grupo hullero superior se producía un descenso regular (movimiento positivo), interrumpido por períodos de reposo más o menos largos. Cuando había descenso, avanzaba el marjal, elevándose en las orillas de la cuenca dentro de lo que consentían las condiciones determinantes de su existencia. Durante las fases de reposo se formaban deltas y el pantano se extendía sobre la tierra nuevamente formada»⁸⁰.

Así se diferencian poco a poco los tres elementos que integran el terreno hullero: 1.º, las capas marinas, que son, por lo general, bancos calizos y, a veces, pizarras; tienen las primeras mediano espesor y mucha continuidad; su formación denota depósito progresivo y lento; 2.º, las capas de arenisca o de arcilla pizarreña, que desde el estado de simples juntas de estratificación del grueso de una hoja de papel, crecen hasta ser potentes masas cuneiformes; llevan, a veces, señales de acumulación rápida: estratificación oblicua, existencia de cavidades rellenas de arena, etc., y 3.º, las capas de hulla, a menudo gruesas cerca de la orilla y que se desdobl原因 hacia el mar a causa de las intercalaciones estériles citadas.

Hace ya tiempo distinguió acertadamente Naumann las venas *límnicas* de las *parálicas*, es decir, las que indican un medio palustre, de las que revelan la existencia del mar. Naumann había también advertido ya que en las regiones parálicas las capas son, por lo general, abundantes, pero delgadas⁸¹. De igual modo Gumbel distingue las venas *autóctonas*, o sea formadas *in situ* de las *alóctonas*, procedentes de la flotación de detritus vegetales⁸².

En vista de lo que indican estas observaciones sobre el desdoblamiento de las venas, admitiremos que una capa límnicade bastante espesor puede desdoblarse en cierto número de venas parálicas, que por supuesto serán alóctonas. Las capas, tan notables por su continuidad, que en el centro de los Estados Unidos alternan muchas veces con depósitos marinos, entran en la categoría de formaciones parálicas alóctonas. A los futuros estudios corresponde decidir si también resultan las venas límnicas (como opina Grand' Eury, y con él De Saporta⁸³) de la acumulación de restos vegetales en lagunas poco profundas y mal delimitadas, bajo la influencia de las abundantísimas precipitaciones atmosféricas que debieron caracterizar aquella época, o si, por el contrario, existen, además, capas autóctonas, formadas a expensas de los vegetales cuyas raíces permanecieron en su sitio.

En la época hullera los continentes muy «húmedos» estaban cubiertos de vegetación espesa y exuberante. Los flotantes mantos de plantas del Nilo y de los lagos mejicanos dan idea del desarrollo que pudo alcanzar la vegetación en el agua dulce bajo un clima cálido. Cuando Camerón en 1874 creyó encontrar en el Lukuga el desagüe del lago Tangánica, descendió el río por espacio de muchas millas hasta que las plantas flotantes

hicieron imposible su avance. El lago crecía, y en 1876 pudo Stanley recoger en todas partes testimonios concluyentes a este respecto. En Uiyi se encontraban a 30 metros de la orilla del lago algunas palmeras que se hallaban en dicha orilla en 1871. «Todo el país se sumergirá y sólo quedarán las cumbres de las montañas», decía uno de los jefes indígenas. Stanley embarcó en el *Lualaba* y pudo observar el estrechamiento progresivo del río por un bosque de plantas flotantes, que, colocadas a lo largo de las dos orillas, tendían a aproximarse y acababan por unirse circunscribiendo un agua tranquila y estancada. La profundidad del agua era de 2 a 3 metros junto a aquella especie de presa ceñida de juncos; Stanley avanzó 20 metros entre los juncos y encontró un fango intransitable, negro como la pez y pletórico de vida animal. Predijo así la inundación: «entonces las aguas acumuladas de más de cien ríos, precipitándose en la antigua brecha con la violencia de un cataclismo, arrastrarán todos los restos orgánicos que encierra hoy el Lukuga». La prevista inundación comenzó en 1878. Poco después el misionero Hore descendía la corriente rapidísima del Nukuga ya libre. Cuando Lenz en 1886 visitó el Tangañica, este lago había bajado 4 metros y medio. Entre Uiyi y el lago y en otros varios puntos se veían en seco las terrazas de la antigua orilla ⁸⁴.

En el mar de las Antillas encontró Agassiz, a 10 ó 15 millas de la costa, y hasta más de 1.000 brazas de profundidad, hojas, pedazos de caña de azúcar y fragmentos de plantas descompuestas, y en la costa de algunas islas de la Polinesia las dragas del *Challenger* sacaron a veces hojas o ramas sueltas de fondos de más de 1.400 brazas. Sin embargo, es fenómeno muy extraño la dispersión de los vegetales descompuestos en extensas superficies y bastante cantidad para poder formar capas de hulla.

En suma, por lo que se refiere a los asuntos que se tratan en esta obra, es evidente, según lo que llevamos dicho, que no podría admitirse que a cada intercalación marina que se presenta entre las capas parálicas correspondiera una oscilación en la costa; se opone a tal hipótesis el desdoblamiento de las capas límnicas. Sólo puede considerarse demostrada la oscilación cuando capas indudablemente autóctonas alternan con bancos marinos, o bien cuando hay una sumersión litoral en gran extensión.

En las regiones como el Illinois, donde las venas parálicas alternan a menudo con capas marinas y se transforman poco a poco en capas de detritus vegetales no explotables, se asemejan cada vez más, por sus caracteres, a las juntas arcillosas de origen detrítico que a menudo superpuestas por centenares dividen en capas distintas los terrenos calizos. Como se conocen formaciones parálicas de esta especie lo mismo debajo que encima de la gran masa de caliza carbonífera estratificada, cabe preguntar si tendrán análogo origen las capitas arcillosas que determinan la estratificación de la caliza carbonífera.

Los fenómenos cuyas señales estudiamos fueron muy tranquilos y duraron larguísimo tiempo. Sin embargo, es indiscutible que con la parte media de la época hullera coincidió no sólo el levantamiento de algunas grandes cordilleras plegadas, sino también su arrasamiento y la transgresión de nuevas capas de hulla sobre las cabezas de aquellas en cuyos pliegues quedaron incluídas las venas más antiguas. Esto ocurre no sólo en Europa, sino acaso en Nueva Escocia ⁸⁵. En China los pliegues del Tsin-ling Xan afectan a la caliza carbonífera, pero sobre sus capas niveladas vió Richthofen, en discordancia y a gran altura, lechos de carbón del terreno hullero.

EL TERRENO PERMIANO.—Es difícil formar idea del muchísimo tiempo que fué necesario para que se efectuasen los plegamientos y erosiones del período carbonífero. La importancia de esas transformaciones se verá más clara si se incluye el permiano, durante cuyo depósito volvió a ocupar el mar regiones que había abandonado.

Fijémonos en Bohemia.

Afirma Schultze que en la cuenca de la Baja Silesia y de Bohemia está completa la serie de las capas desde el culm al permiano. Se han distinguido allí cinco floras sucesivas, con pocas especies comunes. En el haz inferior de Waldenburg, que corresponde próximamente al horizonte de las intercalaciones marinas de la Alta Silesia, hay peces, *Estheria* y tal vez una *Modiola*; apenas puede considerarse este molusco como señal de los Gannister beds, cuya extensión es tan general. En estos bancos se intercalan muchos conglomerados ⁸⁶.

En el centro de Bohemia, hasta más allá de Pilsen y de Mierschan, el carbonífero yace en capas horizontales discordantes sobre las cabezas de las silurianas. Este terreno había descendido ya con los pilares del devoniano que lo acompañan y probablemente se había separado de los otros territorios silurianos y devonianos cuando las capas de hulla carboníferas se formaron en su superficie. Allí hay, como hemos visto, algunas capas inferiores que se adaptan muy exactamente a las pequeñas desigualdades de los terrenos antiguos, a los que están superpuestas; luego hay un gran espesor de depósitos detríticos estériles y, por fin, en la parte más alta, las capas del techo, que pertenecen quizás al permiano inferior o a la arenisca del Rothliegende.

El revestimiento hullero del centro de Bohemia desaparece al NE. bajo el Rothliegende y no se ve su extremidad; pero al SE. queda cortado por la erosión en trozos más o menos extensos y destruído en grandes espacios.

Esta transgresión límnic del carbonífero se dilata por Bohemia, llenando primero las cavidades y nivelando luego, poco a poco, el país en el intervalo. Así se ven restos aislados del hullero superior conservados a lo largo de las fracturas marginales por el lado de Moravia y de Baviera, pero que barrió completamente la denudación de la parte alta

del macizo bohemio. La misma transgresión continuó durante el depósito de las últimas capas de hulla y del Rothliegende. Existe aún una pequeña cuenca aislada de hulla permiana en Budweis, en plena región arcaica, y los restos del manto denudado del Rothliegende afloran a lo largo de las fracturas marginales: por el SO. hasta Ratisbona y por el SE. hasta Zobing, cerca de Krems.

Pero el mar no siguió esas transgresiones que recuerdan vivamente el fenómeno que cita Stevenson en Pensilvania: el levantamiento de los bordes del pantano de Pittsburg durante las fases marinas positivas. También me parece muy difícil comprender el progreso de esas transformaciones limnias sin un levantamiento concomitante de la orilla. En todo el centro de Europa se manifiestan primero por la formación de las capas superiores del terreno hullero (haz de Radowenz o haz superior de Ottweil), y por la de los haces permianos, y, finalmente, por el depósito de arenisca del Rothliegende, que tienen tan gran extensión, y de los conglomerados que los acompañan. Estas areniscas se extienden también mucho por la llanura rusa, a trechos con yeso y sal gema. En fin, la influencia positiva se acentúa tanto, que en gran parte del centro de Europa reaparece el mar. Es la época del *Zechstein* con su pobrísima fauna marina. Desde Rusia se extiende por todo el norte de Alemania, y algunas prolongaciones dolomíticas, que corresponden al borde del lentejón, llegan hasta Inglaterra. Por todas partes el Zechstein sigue al Rothliegende, sin rebasar sus límites, deteniéndose, a lo sumo, allí donde desaparece el último piso. Así se lo conoce en Silesia, pero no en el macizo de Bohemia.

El Zechstein forma también una recurrencia especial en el centro y parte del norte de Europa; no penetra en los Alpes y, en cambio, se encuentran muy lejos de allí, en Kansas, sobre las calizas de fusulinas, capas comparables por su fauna al Zechstein de Europa.

Llegamos ahora a una de las fases más curiosas de la historia de la Tierra; conviene prescindir de detalles y, saliéndonos de los límites de Europa y de los Estados Unidos, formar idea de conjunto.

Volvamos de nuevo a la base del carbonífero, a la *calcaiferous sandstone* de Escocia, de la que ya conocemos sus equivalentes al otro lado del Atlántico. La serie de las capas de Fife, con sus *Stigmara* agrupadas en los bancos comprendidos entre las intercalaciones marinas, es de todos los cortes descritos hasta ahora el que más claramente muestra la repetición de oscilaciones con tendencia positiva preponderante, que no hay que confundir con las alternancias de capas parállicas. En el Illinois y el SE. de Rusia formáronse por la misma época depósitos puramente marinos. Acaso habrá que referir también a ellos toda la serie de las areniscas y de las capas de hulla que se extienden por las costas septentrionales del estrecho de Melville, desde la Tierra de Banks hasta la bahía de Baffin.

El movimiento positivo nos conduce luego al piso pelágico más impor-

tante del período: la caliza carbonífera, que revela la magnitud de los cambios en el trazado de las costas, no sólo por su constitución litológica y riqueza de su fauna marina, sino, sobre todo, por la generalidad de la transgresión correspondiente. Cubre en concordancia los pisos paleozoicos anteriores desde el extremo norte hasta el Brasil y Australia; pero también rebasa sus límites. En Irlanda, Inglaterra, Escocia y Spitzberg sus bancos marinos yacen sobre la arenisca roja antigua devoniana, que caracterizan sólo ganoides y vegetales terrestres. La caliza carbonífera se extiende también por las islas Parry hasta las más altas latitudes conocidas. No se la ha visto en el centro y mediodía de Groenlandia. Atraviesa gran parte de las cordilleras asiáticas, y en China, en el Tsinling Xan yace sobre el devoniano y el siluriano, que rebasa al norte del Wei-Ho, se extiende hasta la orilla del mar desde el norte del Xan-Si hasta el Xan-tug y el Liao-Tung, presentándose siempre en esa antigua meseta en concordancia sobre las capas cambrianas. Del mismo modo, en la parte oriental de los Estados Unidos, sigue al devoniano y lo desborda hacia el oeste y el SO. En Dakota y las Montañas Rocosas del Colorado yace en concordancia sobre las capas cambrianas, como en el norte de China; en el fondo del Gran Cañón una gran superficie de erosión la separa de las capas cambrianas o, tal vez, más antiguas; y en la meseta de Texas reaparece el cambriano cubierto directamente, en concordancia, por la caliza carbonífera, única representante en California de toda la serie paleozoica.

A esta gran transgresión sigue una fase negativa muy general y acentuada. La flora de los primeros horizontes de la serie hullera, que entonces aparece, la flora del culm, se conoce en las regiones árticas, en Europa y en muchos puntos de Siberia y, por algunas especies características, en Australia. Sobre la caliza carbonífera se acumulan espesos depósitos detríticos en los Estados Unidos, en el este del Canadá, en el centro de Europa y en China; los «Gannister beds», de origen marino, se intercalan en el centro de Europa en medio de los haces inferiores de las capas de hulla y después de un descenso marcadísimo de la costa, indican un nuevo levantamiento el espesor que alcanzan los sedimentos y la persistencia de las transgresiones límnicas.

Este levantamiento finaliza al cabo con una regresión marina: el mar carbonífero superior o de la caliza de fusulinas. El estudio que hizo Stur de las impresiones vegetales halladas en los bancos de caliza de fusulinas de Kronalp, en Carintia, no dejan duda alguna sobre el sincronismo de estos bancos marinos con los haces superiores de Radowenz o las capas superiores de Ottweiler, es decir, con la flora más alta de la cuenca de la Baja Silesia y de Bohemia. Pero este nuevo depósito marino no se extiende tan lejos hacia el norte como la caliza carbonífera. Alterna con capas de hulla en el Illinois, se adelgaza en Ohio y la Virginia occidental y no llega ni a Pensilvania ni al Canadá. En Europa se encuentra en el norte

de España; Saint-Meunier lo ha hallado en el Morvan; en los Alpes meridionales alterna con capas que encierran restos de plantas, luego vuelve a asomar en el sur de Rusia; Neumayr lo ha encontrado en el NO. del Asia Menor, y Teller en la isla de Chíos. Parece que en todas partes el mar procedía del sur. Igualmente todos los yacimientos de caliza de fusulinas descritos hasta ahora por Schwager, según las colecciones de Richthofen, y la rica fauna del carbonífero superior de Lo-Ping en el Kiang-Si (a los 27° 52' de latitud norte) que ha hecho conocer Kayser, pertenecen a comarcas situadas al sur del Tsin-ling Xan.

Luego se extendió el Rothliegende por Rusia y el centro de Europa y aun hasta algunos puntos de los Alpes meridionales; después, continuando el movimiento positivo, apareció el Zechstein desde Rusia a Inglaterra, por el norte de Alemania. En el mar, entonces poco profundo, cristalizaron la sal gema y el yeso. Al mismo tiempo que esa transgresión procedente del norte, llegó del sur, acaso en la época del Rothliegende, una nueva fauna que aún no ha recibido nombre especial y que se compone de tipos carboníferos, permianos y otros nuevos, mezclados; se encuentra desde la Cordillera de la Sal, en la India, hasta Sicilia, pasando por las altas montañas de Asia, el Afganistán, Yulfa, en el valle del Araxos, y por Artinsk, en los Urales. Su representante más septentrional es, acaso, la fauna de las capas con Bellerophon del SE. de los Alpes, que también reposan sobre el Rothliegende como el Zechstein ⁸⁷.

Mientras que alternaban de este modo en enormes espacios esos fenómenos de sumersión y emersión, se dibujaban los contornos de un extenso continente que hacia el fin del período carbonífero y aun más tarde, durante largas edades, constituyó uno de los rasgos típicos de la fisonomía de la Tierra. Ya lo hemos citado con el nombre de antiguo continente indio o *de Gondwana* (I, pág. 393). Hoy está dividido por el Océano Índico y comprende la península de la India, Australia y gran parte de África.

Los estudios de los últimos años y los recientes descubrimientos de Warth en la Cordillera de la Sal han completado las ideas que se poseían sobre este punto. En un nivel que, según los estudios de Waagen, hay que referir a los horizontes más altos del carbonífero, existen en la Salt-Range bloques transportados por los hielos ⁸⁸. Son las mismas acumulaciones que constituyen el conglomerado de Talchir, o sea el piso inferior de la serie de las capas con plantas llamadas de Gondwana, en las que Blanford, Oldham y Fedden han reconocido la influencia del hielo (I, pág. 407); también son éstas las que en el Africa Austral aparecen en la base de la formación del Karoo con el nombre de conglomerado de Dwyka o de Eccá, y que citaba hacía ya tiempo Sutherland como de origen glacial (I, pág. 394).

Los mismos depósitos erráticos aparecen, además, en el este de Aus-

tralia, donde forman las capas de Bacchus Marsh o de Stony Creek. Estos bancos glaciales alternan allí con capas marinas que aún se atribuyen al carbonífero.

Luego se ven en la India, en Africa y en Australia largas series de capas con vegetales que se prolongan hasta muy entrada la era mesozoica. Toda esta región quedó mucho tiempo emergida. Luego, durante dicha era, se hundió por trozos acaso en época posterior y aun hay grandes porciones de su superficie adonde no ha llegado el mar.

Según Waagen, ésta región glacial se extendía desde el 40° de latitud sur al 35° de latitud norte y del 18° al 153° de longitud este. Se conocen en Australia algunas plantas características de la flora del culm, pero no las más recientes del terreno hullero de Europa y de América del Norte. En el continente de Gondwana se desarrolló, bajo la influencia de un clima riguroso, una serie de floras especiales.

Se han encontrado, además, en Europa, en los horizontes inferiores del terreno hullero, por ejemplo, cerca de una intercalación marina, en Ostrau, bloques extraños de enigmático origen. Según Ramsay y Geikie, existen en el Rothliegende de Inglaterra señales de una extensión glacial.

Aún no existe completo acuerdo sobre el nivel exacto a que corresponden en la serie estratigráfica de Europa los conglomerados glaciales de la India. Según Waagen, corresponderían, como hemos visto, a los pisos más altos del terreno hullero; en Australia los fenómenos glaciales debieron reproducirse en la época permiana.

La caliza carbonífera de las regiones árticas encierra algunas especies del Zechstein; sus relaciones con este piso no me parecen aún bien claras.

RESUMEN DE LOS MARES PALEOZOICOS.—¿Debemos explicarnos los cambios de posición de los mares por medio de levantamientos y descensos seculares de los continentes? Para la solución de este problema nos proporciona importantes datos la historia de los mares paleozoicos.

Hemos comprobado la existencia de dos continentes, de que sólo quedan algunos fragmentos. El primero ocupaba el lugar que hoy ocupa el Atlántico septentrional, como lo indica la naturaleza y la disposición de los terrenos paleozoicos en América y en Europa; Groenlandia es un resto de aquel continente, que era la antigua *Atlántida*.

El segundo, que no apareció claramente constituido hasta el fin del período carbonífero, está hoy dividido en tres fragmentos: Africa, la India y Australia. Como Groenlandia en el Atlántico, se alza la península india en medio del mar que cubre mesetas hundidas; es el *continente de Gondwana*.

La ruina de estos continentes se efectuó más tarde trozo a trozo, y podemos examinar algunas de sus fases, en las que debieron producirse movimientos generales que hicieron salir del mar otros territorios. Además,

los trabajos estratigráficos están lo bastante adelantados para que se puedan reconocer algunos cambios positivos y negativos que han afectado de modo uniforme áreas vastísimas.

Al fin del período siluriano la profundidad del mar se hizo muy escasa desde el Illinois y el Iowa hasta el Wisconsin y el Estado de Nueva York y además en Inglaterra, en las provincias bálticas y hasta el Dniéster. Luego avanzó la arenisca roja antigua por gran parte del Atlántico, y puede comprobarse esta invasión en Escocia, en Inglaterra, alrededor del golfo de Finlandia, hasta la bahía de Onega y el Spitzberg, y acaso hasta el sur de Groenlandia. Sus equivalentes se encuentran con los mismos caracteres en el Nuevo Brunswick. Hacia la mitad del período devoniano la transgresión marina alcanzó su máximo sobre estas formaciones continentales o, a lo sumo, sublitorales. Los depósitos calizos y dolomíticos avanzaron hacia Livonia y Curlandia, pasando por los gobiernos de Orel y Voronej; al mismo tiempo el devoniano medio, transgresivo, se cree que formó el glint occidental del escudo canadiense desde el Clearwater al Océano Glacial. En las capas petrolíferas de las orillas del Uxta, en la cuenca del Pechora, se reconocen las pizarras petrolíferas de las orillas del Athabasca, que pueden seguirse en América del Norte por el este hasta Gaspé.

Luego retrocedió de nuevo mucho la orilla y comenzó el período carbonífero.

Después del depósito de formaciones límnicas o litorales (que en ciertos puntos parecen señales de una serie de oscilaciones secundarias con predominio de movimientos positivos), llegamos a la caliza carbonífera. A la vez que comenzaron los caracteres pelágicos, los mares rebasaron los límites de los depósitos anteriores; esta transgresión se produjo en las más apartadas comarcas, como China oriental y Texas.

De nuevo retrocedió la orilla en grandes superficies y luego recomendó su avance muy lento desde el sur, pero sin llegar tan lejos como durante la época de la caliza carbonífera. Es el mar del carbonífero superior o de la caliza de fusulinas.

Todavía se presentó una nueva fauna marina, procedente de Asia, que pasa por el Araxos y Artinsk y penetra hasta Sicilia; su existencia en los Alpes surorientales no es muy segura y no adquirió tan gran extensión como el piso anterior; se desconoce en los Estados Unidos.

Al mismo tiempo llegó del norte el mar que depositó el Zechstein en la Europa central y septentrional.

Sin embargo, aún quedan muchos puntos dudosos. Los depósitos paleozoicos del Sahara, del Brasil y otras extensas regiones no entran en estas comparaciones y, dentro de lo que hoy se sabe, no podemos parangonar en el período paleozoico una región negativa complementaria a otra positiva determinada. Se conocen tres faunas extrañas a las del norte de

Europa, a saber: el piso herciniano, la caliza con fusulinas y el piso de Yulfa. En cambio, el Zechstein típico se desconoce en los países meridionales.

Los fenómenos positivos y negativos alternaban en la misma época en superficies de tan enorme extensión, que sólo se puede explicar el fenómeno por el abollamiento o formación de cuencas extensísimas en la litosfera. Durante el período carbonífero y también en otras épocas, la corteza terrestre sufrió enérgicos plegamientos, pero estos fenómenos nada tienen de común con las submersiones y emersiones generales. Los pliegues armoricanos y variscos son, en su origen, por completo independientes de las transgresiones, cuyo progreso dió por resultado nivelar y cubrir esos mismos plegamientos.

Notas del capítulo V: Mares paleozoicos.

¹ C. Wyville-Thomson, *Report on the Scientific Results of the Voyage of H. M. S.; Challenger, during the years 1873-1876 under the command of Capt.; G. S. Nares, And Capt.; F. T. Thomson*, in-4.º, *Zoology*, vol. I, Londres, 1880, páginas 43-50.

² A. S. Packard, *On the structure of the Brain of the Sessile-eyed Crustacea* (Mem. Nat. Acad. Sciences, Wáshington, III, 1885, páginas 99-110, 5 láms.).

³ A. Humbert, *Description du Niphargus puteanus*, var. *Forelii* (Bull. Soc. Vand. Sc. Nat., XIV, 1876, páginas 278-398, y láms. VI y VII; y Archivos de la Soc. fis. y nat., Ginebra, LVIII, 1877, páginas 58-75).

⁴ R. v. Lendenfeld, *Note on the Eyes of Deep Sea Fishes* (Proc. Linn. Soc. New-South Wales, Sidney, IX, 1885, páginas 699-700).

⁵ R. v. Villemoes-Suhm, *On some Atlantic Crustacea from the «Challenger» Expedition* (Trans. Linn. Soc., Londres, 2.ª ser., I, 1875, páginas 23-59 y lámina).

⁶ G. Spence Bate, in *Challenger, Narrative*, I, parte 2.ª, 1885, pág. 524.

⁷ J. Barrande, *Système Silurien du Centre de la Bohême*; suplemento al vol. I, in-4.º, Praga, 1872, páginas 155-164 y 115-197.

⁸ «¿Se podría pensar que los ojos de estos Trilobites estaban destinados, por sus extraordinarias dimensiones, a atravesar las aguas turbias, a una media luz débil?» (Barrande, obra citada, pág. 162).

⁹ Forel, *Faune profonde du lac Léman* (Verhandl. Schweiz. naturf. Ges. zu Chur., 1874, pág. 136).

¹⁰ H. Hicks, *Note on the Genus Anoplenus* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXI, 1865, páginas 477-482 y figura). Animales ciegos, sin señal exterior de ojos, pero con rudimento interno, se ha venido observando desde hace mucho tiempo en muchos pozos; Bell, *Crustacea*, in-8.º, Londres, 1853, Introd., página xxxi, y en otras partes).

¹¹ Th. Fuchs, abundantes trabajos; véase, en particular, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1882, páginas 55-68; Sitzungsber. Zoot.-bot. Gesellsch., Viena, 5 abril 1882, y su Memoria: *Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten?* (Neues Jahrb. f. Min., etc., Beilage-Bd., II, 1883, páginas 487-584).

¹² Ejemplos en Fuchs, *Welche Ablagerungen*, etc., páginas 498 y siguientes.

¹³ Ed. Hull, *On Iso-diametric Lines, as means of representing the Distribution of Sedimentary Clay and Sandy Strata, as distinguished from Calcareous Strata*, etc. (Quart. Journ. Geol. Soc., XVIII, 1862, páginas 127-146 y lám. VII).

¹⁴ J. S. Newberry, *Circles of Deposition in American Sedimentary Rocks* (Proc. Amer. Assoc. for the Advancement of Science, Portland, Maine, XXII, pt. 2, 1873, in-8.º, Salem, 1874, páginas 185-196).

¹⁵ J. W. Dawson, *Acadian Geology*, 2.ª ed., 1868, páginas 135-138.

¹⁶ A. Rutot, *Les phénomènes de la sédimentation marine étudiés dans leurs rapports avec la stratigraphie régionale* (Bull. Mus. Real de Hist. Nat. de Bélgica, II, 1883, páginas 41-83); E. Van den Broeck, *Note sur un nouvel mode de classification et de notation graphique des dépôts géologiques basé sur l'étude des phénomènes de la sédimentation marine* (Ibid., páginas 341-369).

¹⁷ Ed. Hull, *On the Geological Age of the North Atlantic Ocean* (Scientif. Trans. Roy. Dublin Soc., New-Ser. III, 1885, páginas 305-320).

¹⁸ Clarence King, *U. S. Geological Exploration of the Fortieth Parallel*, I, páginas 127-248 y mapas I y II).

¹⁹ J. Hall, *Geol. Survey of New York; Palæontology*, III, in-4.°, Albany, 1859, páginas 1-96.

²⁰ G. F. Matthew, *Illustrations of the fauna of the St. John's Group* (Trans. Royal, Soc. Canadá, Montreal, t. I, II y III, 1884-1886); C. D. Walcott, *On the Cambrian Faunas of North America* (U. S. Geol. Survey, Bulletin n.º 10, 1884, 55 páginas y 10 láminas).

²¹ Arn. Hague, *Abstract of Report on the Geology of the Eureka District* (U. S. Geol. Survey, Third Ann. Report, 1881, Washington, 1883, páginas 248 y siguientes); C. D. Walcott ha descrito esta fauna, insistiendo en el desarrollo anormal del *Olenellus Howelli* que la caracteriza. (*Palæontology of the Eureka District*, U. S. Geol. Survey, Monogr., VIII, 1884, páginas 32-39).

²² C. D. Walcott, *Second Contribution to the Studies on the Cambrian Faunas of North America* (Bull. U. S. Geol. Survey, n.º 30, 1886, 369 páginas y 33 láminas).

²³ J. Hall, Note in Proc. Amer. Assoc. for the Advancement of Science, XXXI. Meeting held at Montreal, in-8.°, Salem, 1882, páginas 63-65.

²⁴ H. Newton and W. P. Jenney, *Report on the Geology and Resources of the Black Hill of Dakota* (U. S. Geol. Survey of the Rocky Mountain Region, in-4.°, Washington, 1880, páginas 80-107 y 109).

²⁵ Cl. E. Dutton, *Tertiary History of the Grand Cañon District*, 1882, páginas 178-181 y lám. XXXV).

²⁶ R. I. Murchison, *Siluria*, 4.ª ed., 1867, pág. 136; por el mismo: *On the Discovery, by Mr. R. Slimon, of Fossils in the Vppermost Silurian Rocks near Lesmahago in Scotland* (Quart. Journ. Geol. Soc., XII, 1856, páginas 15-25); para la ascensión de los fósiles en la arenisca roja antigua, R. Etheridge, *Anniversary Address of the President* (Ibid., XXXVII, 1881, pág. 178). El estudio del hábitáculo de los braquiópodos córneos me suministró hace mucho tiempo la ocasión de reunir un gran número de hechos indicados aquí. Desde entonces se han vuelto a encontrar braquiópodos córneos en las aguas profundas; ha hecho conocer la fauna de mar profunda; y el resultado de estos estudios determinó una modificación completa en las ideas que se tenían en otro tiempo sobre la naturaleza de la fauna «primordial» de Bohemia. Se hablaba entonces de levantamientos y descensos del suelo; pero justamente la continuación de estos estudios condujo, primero, a dudar de la exactitud de la opinión corriente; después, a reconocer la extensión de la transgresión cenomanense, y, por fin, a formular resultados inconciliables con las explicaciones tradicionales (Ed. Suess, *Über die Wohnsitze der Brachiopoden*, Sitzungsber. k. Akad. Wiss., Viena, XXXVII, 1859, páginas 185-248, y XXXIX, 1860, páginas 151-206). Se trata en la segunda parte, páginas 189-191, del Passage Beds y de sus caracteres litorales. En esta Memoria también se trata (páginas 182 y siguientes) de las *recurrencias* del Siluriano inferior de los Estados Unidos, en detalles que no podemos entrar aquí; las comparaciones que allí se hacen de las pizarras de Utica coinciden plenamente con los resultados del notable trabajo de C. D. Walcott, *The Utica Slates and related formations* (Trans. Albany Institute, X, 1879, pág. 38 y 2 láminas).

²⁷ Fr. Schmidt, *Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Uebersicht des ostbaltischen Silurgebietes* (Mem. Acad. Imp. Sc., Petersbourg, XXX, n.º 1, 1881, páginas 49 y siguientes).

²⁸ Fr. Schmidt, *Einige Bemerkungen über die podolisch-galizische Silurformation und deren Petrefakten* (Verhandl. Russ. K. Mineralog. Ges., St.-Petersbourg, 2 ser., X, 1876, páginas 1-21, lám. 1).

²⁹ Em. Kayser, *Die Fauna der ältesten Devon-Ablagerungen des Harzes* (Abhandl. z. geol. Spezialkarte v. Preussen, II, cuaderno 4, 1878, páginas 1-295 y 36 láminas); y *Ueber die Grenze zwischen Silur und Devon (Hercyn) in Böhmen, Thüringen und einigen anderen Gegenden* (Neues Jahrb. f. Min., 1884, II, páginas 81-86). Límite aquí el herciniano al piso F, fundándose en los trabajos de Ott. Novák, *Zur Kenntnis der Fauna der Stage Ff₁* (Sitzungsber böhm. Ges. Wiss., 1886), y de Frech, *Zeitsche. Deutsch. Geol.*

Ges., XXXVIII, 1886, páginas 917-921. La posición de g_1 queda provisionalmente dudosa.

³⁰ C. Barrois, *Sur la faune de Hont-de-Ver, Haute-Garonne* (Anales Soc. Geol. del Norte, XIII, 1885-86, páginas 124-144 y láminas I, II).

³¹ Geikie, *On the Old Red Sandstone of Western Europe* (Trans. Royal Soc., Edimburgo, XXXVIII, 1878, páginas 345-452 y lám. XXII); E. Hull, *On a proposed Devonian-Silurian Formation* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXVIII, 1882, páginas 200-209), etc.

³² A. Geikie, Memoria citada, pág. 362; Lahusen in Schmidt, *Revision*, pág. 80, etc.

³³ A. Karpinski, *Übersicht der physiko-geographischen Verhältnisse des europäischen Russlands während der verflossenen geologischen Perioden; vorgetragen in der öffentlichen Sitzung der Akademie am 29 Dec. 1886* (Beitz. z. Kenntn. des Russischen Reiches, III Folge, St.-Petersburgo, 1887, pág. 14, nota).

³⁴ W. Dawson, *Canadian and Scottish Geology* (Trans. Edimburgo Geol. Soc., V, 1885, páginas 112-122) y en otras publicaciones.

³⁵ C. Grewingk, *Geologie von Liv- und Kurland*, in-8.º, Dorpart, 1861, páginas 9-61; por el mismo: *Erläuterung zur zweiten Ausgabe der geognostischen Karte Liv. Est- und Kurlands* (Archiv. f. Naturk., ser. I, VIII, Dorpart, 1879, páginas 15 y siguientes).

³⁶ A. Karpinski, *Zur Geologie des Gouvernements Pskow* (Mélanges phys. Acad. Imp. Soc., St.-Petersburgo, XII, 1886, pág. 622).

³⁷ T. Tschernyschew, *Materialien zur Kenntniss der devonischen Ablagerungen in Russland* (Mem. del Comité Geol., St.-Petersburgo, I, n.º 3, 1884, páginas 77-81); P. Wenukov, *La fauna del sistema devoniano de la Rusia del Noroeste y la Central* (en ruso), in-8.º, Petersburgo, 1886).

³⁸ Karpinski, *Übersicht*, páginas 17-18, nota 1.

³⁹ Graf t. Keyserling und P. v. Krusenstern, *Wissenschaftliche Beobachtungen einer Reise in das Petschora-Land im Jahre 1843*, in-4.º, Petersburgo, 1846, páginas 396 y siguientes.

⁴⁰ G. Stache, *Ueber die Silurbildungen der Ostalpen mit Bemerkungen über die Devon-Carbon und Perm-Schichten dieses Gebietes* (Zeits. chr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVI, 1884, páginas 277-378 y cuadro).

⁴¹ «Las espesas formaciones de pizarras y de grauwacas del Devoniano inferior de la región renano-francesa-española, no representa, a pesar de su considerable extensión en la Europa occidental, más que una formación local, como las formaciones triásicas de Alemania; en efecto, de una parte sus caracteres petrográficos, y de otra su fauna pobre, uniforme, casi enteramente desprovista de Cefalópodos, indican que se las debe considerar como una formación de mar poco profunda. Se podía esperar, pues, a que con el tiempo se descubriera alguna parte de dos equivalentes, depositados en una mar profunda, de estos depósitos de agua poco profunda. Y es preciso considerar como tales las formaciones hercinianas del Harz y de la Bohemia.» (Kayser, *Die Fauna der ältesten Devon Ablagerungen*, pág. 28.) Es preciso, sin embargo, hacer notar, para decirlo todo, que Tietze halló en el Elburz arenisca roja intercalada en terreno devoniano marino; está, por supuesto, sin fósiles (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVII, 1877, pág. 389). Las ideas sobre la formación litoral o lacustre de la arenisca roja son discutidas por R. A. C. Godwin-Austen, Rep. Brit. Assoc., XXXIX, 1869, Trans., páginas 88-90; A. C. Ramsay, *On the Red Rocks of older date than the Trias* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, páginas 241-256); T. R. Jones, *A Monograph of the Fossil Estheriae* (Paleontologr. Soc., 1872); Ed. Hull, *On the Geological Relations of the Rocks of the South of Ireland to those of North Devon*, etc. (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXVI, 1880, páginas 255-276); Gosselet, *Études relatives au Bassin houiller du Nord de la France* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 8.ª ser., I, 1872-73, páginas 409-417).

⁴² Para estos detalles de estructura bastante complicados, véase particularmente J. Hall, *Contributions to the Geological History of the American Continent* (Proc. Amer. Assoc., Adv. Sc., XXXI, 1882, pág. 66), y W. M. Davis, *The folded Helderberg limestones*

East of the Catskills (Bull. Mus. Comp. Zool., Cambridge, Geol. Ser., I, 1883, páginas 311-329, y 2 láminas). Una dislocación local modifica ya las relaciones del grupo de Niágara (Siluriano superior) con el Siluriano inferior.

⁴³ H. S. Williams, *The Recurrence of Faunas in the Devonian Rocks of New York* (Proc. Amer. Assoc., XXX, páginas 186-191); y también se cita una *recurrencia* reiterada de la misma fauna en la Ithaca Slàte: H. S. Williams, *On the fossil Faunas of the Upper Devonian along the Meridian of 76° 30' from Tompkins County, N. Y., To Bradford County, Pa* (Bull. U. S. Geol. Survey, n.º 3, 1884, páginas 55-86).

⁴⁴ J. M. Clark, *On the higher Devonian Faunas of Ontario County, New York* (U. S. Geol. Survey, Bull., n.º 16, 1885, páginas 41-120, 3 láminas).

⁴⁵ Las pizarras de Nápoles ocupan la parte inferior del *Portage Group*; J. Roemer coloca precisamente al mismo nivel las cuencas de Goniátites, de Büdesheim y de Torbay en el Devonshire (*Lethaea palaeozoica*, 1880, I, páginas 50-53); Clarke, Memoria citada, páginas 38, 39 y 49. *Cardiola retrostriata* Buch se halla en todo el grupo de Hamilton, y alcanza su máximo en las capas de Goniátites.

⁴⁶ F. B. Meek, Trans. Chicago, Acad. Sc., I, 1868, pág. 77.

⁴⁷ J. W. Kirkby, *On the Zones of Marine Fossils in the Calcareous Sandstone Series of Fife* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXVI, 1880, páginas 559-590); véase también R. Etheridge, Jun., *On our present Knowledge of the Invertebrate Fauna of the Lower Carboniferous or Calcareous Sandstone Series of the Edinburgh Neighbourhood* (Ibid., XXXIV, 1878, páginas 1-26, láminas I-II).

⁴⁸ Ed. Hull, *Physical Geology and Geography of Ireland*, in-8.º, Londres, 1878, página 31.

⁴⁹ A. H. Worthen, *Geology of Illinois*, III, 1868, pág. 115 y en otras publicaciones.

⁵⁰ C. Barrois, *Recherches sur les Terrains anciens des Asturies et de la Galice* (Mem. Soc. Geol. del Norte, Lila, II, n.º 1, 1882, páginas 570, 576 y 583); *El mármol amigdaloidé de los Pirineos* (Bol. Com. Mapa Geol., Madrid, VIII, 1881, páginas 131-155); y en otras publicaciones.

⁵¹ Dawson, *Acadian Geology*, especialmente páginas 278 y siguientes.

⁵² Tal es la *Palaeacis cuneata* (S. G. Perceval, Geol. Mag., Dec. 2, III, 1876, pág. 267); Etheridge and Nicholson, *On Palaeacis* (Ann. Mag. Nat. Hist., 5.ª ser., I, 1878, páginas 206 y siguientes); G. A. Lebour, *Note sur deux fossiles de Calcaire carbonifère du Northumberland* (Ann. Soc. Geol. de Bélgica, III, 1876, páginas 21 y siguientes).

⁵³ L. G. de Koninck, *Sur le Spirifer Mosquensis* (Bull. Mus. Royal de Hist. Nat. de Bélgica, II, 1883, páginas 371-379).

⁵⁴ J. Roemer, *Ueber das Vorkommen von Culm-Schichten mit Posidonomya Becheri auf dem Südrhange der Sierra Morena in der Provinz Huelva* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XXIV, 1872, páginas 589-592); por el mismo: *Ueber das Vorkommen von Culm-Schichten mit Posidonomya Becheri in Portugal* (Ibid., XXVIII, 1876, páginas 354-360); F. Toulou, *Geologische Untersuchungen im westlichen Theile des Balkan* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, LXXVII, 1878, páginas 249-317, particularmente páginas 253-307).

⁵⁵ E. Hull, *On the Upper Limit of the essentially Marine Beds of the Carboniferous Group of the British Isles and adjoining Continental Districts* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIII, 1877, páginas 613-651).

⁵⁶ H. von Dechen, *Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen*, II, 1884, páginas 220-221; D. Stue, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1816, pág. 266. Hull, Memoria citada, pág. 639, indica también estas relaciones entre el Culm y el Millstone grit.

⁵⁷ J. D. Dana, *Manual of Geology*, 2.ª, 1875, pág. 394; véase también H. Martyn Chance, *The Millstone Grit in England and Pennsylvania* (Amer. Journ. Sc., 3.ª ser., XXI, 1881, páginas 134-135).

⁵⁸ *Monographie der Ostrau-Karwiner Steinkohlen-Revieres bearbeitet und herausge-*

geben von Berg- und Hüttenmännischen Vereine in Mährisch-Ostrau, in-4.º, Teschen, 1885; *Geognostischer Theil von W. Jicinsky*, pág. 18.

⁵⁹ M. V. Lipold, *Das Steinkohlenggebiet im nordwestlichen Theile des Prager Kreises in Böhmen* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XII, 1881-1882, páginas 431-525, láminas VII-X).

⁶⁰ C. D. Walcott, *Paleontology of the Eureka Distric* (U. S. Geol. Survey, Monogr. VIII), in-4.º, 1884, páginas 262-263, *Plysa prisca*, *Zaptychius carbonaria*.

⁶¹ J. B. Meek, *Report on the Paleontology of Eastern Nebraska* (extr. de Hayden, *Report U. S. Geol. Survey of Nebraska*), in-4.º, Wáshington, 1872, pág. 134, etc.

⁶² S. Hall in Hall and Whitney, *Report on the Geological Survey of the State of Iowa*, in-8.º, 1858, I, part. 1, páginas 117, 130 y 131. Richthofen vió lo mismo en el Chan-Tung y en el Chan-Si (*China*, II, páginas 203, 411, 437 y 718); y en Terra-Nova se encuentran fósiles carboníferos en cavidades de caliza siluriana (A. Munay and J. P. Howley, *Geological Survey of Newfoundland*, in-8.º, Londres, 1881, pág. 333, nota).

⁶³ A. H. Worthen, *Geological Survey of Illinois*, in-8.º, Boston, VI, 1875, páginas 2-5.

⁶⁴ Dawson, *Acadian Geology*, páginas 150-218. El espesor total está valuado, según Logan, en 14.570 pies (pero nos preguntamos si las cuencas más elevadas de este sistema no pertenecen a la época pérmica) (Dawson, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XXX, 1874, páginas 209).

⁶⁵ A. C. Ramsay, *The Physical Geology and Geography of Great Britain*, 5.ª ed., in-8.º, Londres, 1878, páginas 119-128.

⁶⁶ Hull, *Upper Limit*, etc., páginas 616 y siguientes.

⁶⁷ C. Barrois, *Notice sur la faune marine du terrain houiller du bassin septentrional de la France* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª ser., II, 1873-74, páginas 223-226); Gosselet, *Esquisse géologique du Nord de la France*, I, in-8.º, Lila, 1888, páginas 199 y siguientes; Briart y Cornet, *Notice sur la position stratigraphique des lits coquilliers dans le terrain houiller du Hainaut* (Bull. Acad. Real de Bélgica, 2.ª ser., XXXIII, 1872, páginas 21-31); R. Malherbe, *Des horizons coquilliers du système houiller de Liège* (Anales Soc. Geol. de Bélgica, III, 1876, páginas LXVII y siguientes, se han tenido en cuenta, en esta Memoria, bancos cuyo origen marino es dudoso, según la naturaleza de las conchas); C. Blanchard y J. Smysters describen los *Mytilus* abiertos, *Note sur quelques fossiles rencontrés dans le système houiller de Charleroi* (Ibid., VII, 1879-80, Mem., pág. 15).

⁶⁸ H. von Dechen, *Erläuterungen zur Geologische Karte Rhein provinz*, II, páginas 247 y siguientes.

⁶⁹ J. Roemer, *Ueber eine marine Conclylien-Fauna im produktiven Steinkohlengebirge Oberschlesiens* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XV, 1863, páginas 567-606, y láminas XIV-XVI); por el mismo, *Geologie von Oeberschlesiens*, in-8.º, 1870, sobre todo páginas 94-95; Weiss, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XXXI, 1879, pág. 219, etc.; Kosmann, *Die neueren geognostischen und palaeontologischen Aufschlüsse auf der Königsgrube bei Königsgütte, Ober-Schlesien* (Zeitschr. f. d. Berg-Hütten-und Salinenwes. im preuss. Staate, Berlin, XXVIII, 1880, páginas 305-340, y mapas).

⁷⁰ D. Stur, *Die Culm-Flora der Ostrauer und Waldenburgen Schichten* (Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., VIII, 1887, páginas 423 y siguientes). Según Stur, las intercalaciones marinas forman aquí parte de un grupo de hiladas inferior al de Westfalia y Bélgica, que refiere al grupo de Schatzbar.

⁷¹ Barrois, *Recherches sur les terrains anciens des Asturies*, páginas 582, 593, etc.

⁷² Varias veces he permanecido una larga temporada en los refugios de Kühweg y de Watschig y en la cabaña del Ofen para estudiar estos yacimientos. En 1879 estudié la sucesión de cuencas de La Cronalp; se ve que la venita de hulla con *Productus*, que Stache cita también, está separada de esta serie de cuencas por una dislocación. Ésta se ve está a un nivel más alto que los bancos de arenisca amarilla caracterizados por grandes muestras de *Spirophyton*, y presenta la arenisca con conglomerados cuarzosos, alternando lo

menos cuatro o cinco veces con caliza de Fusulinas negra azulada. La arenisca contiene restos vegetales; D. Stur los ha determinado; pertenecen todos a especies de los niveles más altos del Carbonífero; por ejemplo, *Annularia spheophylloides* y *Pecopteris longifolia*. Existe también en la arenisca, aunque es poco frecuente, un braquiopodo. En la caliza de Fusulinas, al contrario, se encuentra *Phillipsia*, *Conocardium*, etc. El fósil más notable es un gasterópodo ornamentado, *Naticopsis nodosa*, Meek y Worthen o la variedad *Wortheni*, Barrois.—Stache reconoce hace mucho tiempo el tipo americano en ciertos yacimientos de los Alpes meridionales; es natural que él los tenga por permianos en la época donde se había colocado demasiado bajo el límite del Permiano para los mismos yacimientos americanos.

⁷³ A. Struve, *Ueber die Schichtenfolge in den Carbonablegerungen im südlichen Theil des Moskauer Kohlenbeckens* (Mem. Acad. Imp. Sc. Petersbourg, 7.^a ser., XXXIV, n.º 6, 1886, 107 páginas y mapa). La separación extremadamente importante de las capas de *Spirifer mosquensis* (caliza de Fusulinas) de la de *Productus giganteus* (caliza carbonífera superior) fué también indicada por Koninck (Bull. Mus. Real de Hist. Nat. de Bélgica, II, 1883, páginas 371 y siguientes). Struve cita en las capas más profundas de la caliza carbonífera de Rusia muchas especies del grupo americano de Kinderhook. Sobre la flora hullera de Rusia, véase D. Stur, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1878, páginas 219-224.

⁷⁴ J. von Richthofen, *China*, II, páginas 204, 717, 182, etc.; pág. 203, figura que muestra la penetración de la arcilla carbonífera en las cavidades de la caliza subyacente. Véase pág. 390, nota 3.

⁷⁵ Thomson and Murray, *Challenger, Narrative*, I, pág. 141, fig. 56. Se suponía que los troncos flotaban verticalmente y que después se hundieron en los sedimentos, también verticalmente; pero esto no es admisible cuando se trata de bosques enteros. H. Fayol, *Sur l'origine des troncs d'arbres fossiles perpendiculaires aux strates du terrain houiller* (C. R. Acad. Sc., XCIII, 1881, páginas 610-163).

⁷⁶ F. C. Grand'Eury, *Flore carbonifère des departement de la Loire et du centre de la France*, in-4.º, París, 1877, atlas y lám. XXXIV (Memoria presentada por diversos sabios a la Acad. de Sc., extr. del tomo XXIV); *Mémoire sur la formation de la houille* (Anales de Minas, 8.^a ser., I, 1882, Mem., páginas 99-292 y lámina: Dessolarde, lám. III, fig. 6).

⁷⁷ A. H. Worthen, *Geological Survey of Illinois*, I, 1866, pág. 70.

⁷⁸ J. Beete Jukes, *The South Staffordshire Coalfield*, 2.^a ed., in-8.º, Londres, 1859, página 87.

⁷⁹ A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 2.^a ed., in 8.º, París, 1885, pág. 841.

⁸⁰ E. B. Andrews, *Some Conclusions, Theoretical and Practical* (Report of the Geol. Survey of Ohio, I, in-8.º, Columbus, 1873, páginas 345-364), y *On the Parallelism of Coal-Seams* (Amer.-Journ. Sc., 3.^a ser., VIII, 1874, páginas 56-59); J. S. Newberry, *On the Parallelism of Coal-Seams* (Ibid., 3.^a ser., VII, 1874, páginas 367-369); J. J. Stevenson, *The Upper Coal Measures West of the Alleghany Mountains* (Ann. Syc. Nat. Hist., New York, X, 1873, páginas 226-252), y *Notes on the Coals of the Kanawha Valley, West Wirginia* (Ibid., páginas 271-277 y lám. XII); por el mismo: *On the alleged Parallelism of Coal Beds* (Proc. Amer. Phil. Soc., Filadelfia, XIV, 1874, páginas 289-295). En América, la cuestión preocupó vivamente en otro tiempo a eminentes geólogos; Rogers sostenía el desdoblamiento de las capas; Lesquereux su formación *in situ*, lo que, dicho sea de paso, hacía el desdoblamiento completamente inverosímil.

⁸¹ C. F. Naumann, *Lehrbuch der Geognosie*, 2 Aufl., in-8.º, Leipzig, 1862, II, pág. 584.

⁸² C. W. von Gümbel, *Beiträge zur Kenntniss der Texturverhältnisse der Mineral-kohlen* (Sitzungsber. Akad. Wiss. München, 1883, páginas 111-206 y lámina).

⁸³ G. de Saporta, Bull. Soc. Geol. de Francia, 3.^a ser., V, 1876-77, pág. 383.

⁸⁴ H. M. Stanley, *Through the dark Continent*, Londres, 1878, O. Lenz, Brief (Mittheil. k. k. Geogr. Ges., Viena, XXX, 1887, página 98).

⁸⁵ J. W. Dawson, *On the Upper Coal-Formation of Eastern, Nova-Scotia and Prince*

Edward Island in its Relation to the Permian (Quart. Journ. Geol. Soc., XXX, 1874, páginas 209-219).

⁸⁶ A. Schütze, *Geognostische Darstellung des Niederschlesisch-Böhmischen Steinkohlenbeckens* (Abhandl. z. Geol. Spezialkarte v. Preussen, III, Helf. 4, 1882, pág. 19).

⁸⁷ E. v. Mojsisovics, *Ueber das Vorkommen einer muthmasslich vortriadischen Cephalopoden-Fauna in Sicilien* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1882, pág. 31); G. Stache, *Zur Fauna der Bellorophonkalke Südtirols* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVII, 1877, páginas 271-318 y láminas V-VII; XXVIII, 1878, páginas 93-168 y láminas I-IV).

⁸⁸ W. Waagen, *Die carbone Eiszeit* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXVII, 1887, páginas 143-192).

CAPÍTULO VI

MARES MESOZOICOS

Mares del triás.—Movimientos positivos de la época rética.—Continuación de los movimientos positivos durante las épocas liásica y jurásica.—Fase negativa en el centro de Europa y principio de los tiempos cretáceos.—Nuevas transgresiones y mezcla de las faunas cretáceas.—La transgresión cenomanense.—Resumen de los mares mesozoicos.

MARES DEL TRIÁS.—En el este de los Estados Unidos faltan completamente los depósitos marinos que corresponden a la serie mesozoica hasta el cretáceo medio. La existencia de lignitos réticos y liásicos, bien desarrollados en los Apalaches permite también afirmar que el mar no cubrió estas regiones en los primeros tiempos de la era secundaria. Hacia el oeste se encuentra el jurásico superior marino en las Black Hills (Dakota), luego asoma el triás de igual carácter en la parte occidental de las Basin Ranges y el neocomiense en California.

En el Brasil se comprueba la misma falta de sedimentos marinos de las épocas comprendidas entre el comienzo del mesozoico y el cretáceo medio. Las capas réticas con vegetales se extienden muy lejos, por el oeste, hasta Jujuy y Salta, o sea hasta las provincias septentrionales de la Argentina. Pero aún más al oeste, en los Andes de Chile y del Perú, se conocen varios pisos marinos del triás, del jurásico y del cretáceo inferior.

En el este de Australia se nota también la misma falta de toda formación marina desde el comienzo del triás, pero allí ese vacío llega sólo hasta el cretáceo inferior; de todo aquel período únicamente se conocen algunas capas con vegetales, como los «Jerusalén beds» en Tasmania y los «Clarence beds» en Nueva Gales del Sur y Queensland. En cambio, en Nueva Zelanda existe el triás marino y los pisos marinos del jurásico, pero la serie de dichas capas está completa y con ellas alternan los horizontes de lechos con vegetales.

En el NE. de China no existen depósitos marinos superiores al carbonífero, y no se han visto allí las capas del cretáceo medio, que en otros sitios tienen tanta extensión. En cambio, en las cordilleras del Japón se ha comprobado la existencia del triás y de algunos pisos jurásicos, todos de carácter marino. En Yezo y Sajalín aún no se ha encontrado el cretáceo medio.

En el arco de las islas Aleutianas representan al triás, al jurásico y al cretáceo algunos depósitos marinos.

Podemos deducir de lo dicho que conforme nos acercamos al Pacífico se completa la serie de las capas mesozoicas anteriores al cretáceo medio.

La cenefa del Atlántico es muy distinta. Excepto dos regiones que pertenecen por su estructura al tipo pacífico: las Antillas y el extremo occidental del Mediterráneo cerca de Gibraltar (comprendiendo tal vez el extremo de las cordilleras plegadas hasta el Guad Draa y algunas partes de Europa) puede decirse que las costas del Atlántico no tienen en parte alguna depósitos mesozoicos marinos anteriores al cretáceo medio. Así ocurre desde el cabo de Hornos hasta más allá de la desembocadura del Orinoco, desde La Florida hasta el mar Glacial y al cabo Farewell y del Guad Draa hasta el cabo de Buena Esperanza.

El Océano Indico ofrece a este respecto dos tipos diferentes: en la costa de Arrakán, donde domina la estructura pacífica, aflora el triás marino que falta en el resto del litoral. También allí, en el perímetro del Océano Indico, hay un gran vacío en los depósitos que corresponde a la parte inferior de la serie mesozoica, pero no llega hasta el cretáceo medio, sino que cesa en la mitad del jurásico.

Se deduce de lo que antecede que los actuales océanos son de distintas edades.

Es interesante la distribución de la *Pseudomonotis ochotica*, una de las especies más características del triás, que Middendorf, como antes dijimos, encontró en la bahía de Mamga (mar de Ojotsk). En efecto, esa concha (abundante y muy extendida, según demuestran los cuadros de Teller) existe en muchos sitios del Japón y sobre todo en el golfo de Sendai, en la isla de Hugon, en Nueva Caledonia, en varios sitios de los Alpes de Nueva Zelanda; una variedad muy afín se ha hallado en el Perú, en las orillas del río Utucubamba, entre Chachapoyas y Cuelap; en el condado de Plumas, en California; en los montes Humboldt (Nevada) y en otros varios yacimientos de las mismas cordilleras. Este fósil aparece también cerca de Fort Rupert (norte de Vancouver); en la isla Moresby, en el archipiélago de la Reina Carlota; en el río de la Paz, en la vertiente oriental de las Montañas Rocosas (55° de latitud norte); en el cabo Nunakaljak, a la entrada de la bahía de Polavuk (Alsacia), y, por fin, cerca de Verjiansk, a orillas del Yama, en el este de Siberia (63° de latitud norte) ¹.

De este modo rodean al océano Pacífico los depósitos marinos del

trías, que continúan por Siberia y la desembocadura del Olenek hasta el Spitzberg, pero no llegan por ese lado a la cuenca del Atlántico.

Hemos citado el triás marino de Arrakan (I, pág. 455). Los potentes sedimentos de aquel período intervienen en la constitución de las altas cordilleras asiáticas, pero aún se conoce poco su unión con el triás de los Alpes. Las extensas exploraciones de Griesbach en el Afganistán han demostrado que la *Halobia Lommeli*, especie del triás superior, se encuentra en Chahil, al NO. de Saighan, en el Turquestán afgano². Pero esta concha se asocia allí con vegetales que corresponden a una parte del grupo de Gondwana de la India, y ya hemos visto que algunos de estos pisos inferiores, de esa serie de Gondwana, intervienen también cerca de Darjiling en la constitución de las altas montañas (I, pág. 452).

Carecemos de datos sobre los países más occidentales. Sabemos que el triás falta en el Turquestán ruso. En el Cáucaso sólo se conocen bajo el triás capas con vegetales, atribuidas todavía al jurásico. Mojsisovics, a quien se deben tan bellos trabajos sobre la repartición del triás, cree reconocer señales del triás alpino inferior sobre los depósitos permocarboníferos de Yulfa, en Armenia, pero sólo en el monte Bogdo, en el bajo Volga, ha podido reconocer con certeza dicho geólogo la existencia del triás alpino gracias a las investigaciones de los geólogos rusos. Análogos afloramientos se hallan, cada vez con mayor frecuencia, en el NO. del Asia Menor, en el bajo Danubio, en los Balkanes, en los Cárpatos y en las montañas del centro de Hungría hasta la región de los Alpes orientales. Desde allí seguimos esos depósitos por los Grisonos; desde los Alpes meridionales y Bohemia se prolongan por los Apeninos hasta Sicilia; sólo en la vertiente septentrional de los Alpes suizos aparecen, con distintos caracteres, pero continúan por las Baleares hasta el Ebro.

Tales hechos nos revelan la existencia de un mar, que debía extenderse desde el interior de Asia al medio día de Europa; que reveló Neumayr al estudiar la repartición de los depósitos jurásicos, y al que denominó *Mediterráneo central*³.

El piso herciniano en el devoniano inferior, la caliza de fusulinas en el carbonífero superior y los depósitos permocarboníferos de Yulfa, son tres ejemplos que nos demuestran que se formaban sedimentos marinos calizos en el sur y SE. de Europa, en épocas en que en el centro y el NO. predominaban sedimentos detríticos y formaciones de mar poco profunda. Fenómeno análogo se presentó en la época triásica. Las propias regiones que han suministrado el tipo de este sistema: Alemania central y septentrional, Inglaterra y gran parte de Francia, los montes del Jura, inclusive, y el departamento del Var, debe considerarse que ofrecen desarrollo completamente anormal y local del triás. Los depósitos detríticos y sublitorales, lacustres y salíferos, son en esta comarca mucho más importantes que en cualquiera otra; y la serie de los tres pisos: arenisca abigarrada, Muschel-

kalk y Keuper, constituye un notable ejemplo de «ciclo sedimentario», cuya parte media se compone de una masa lenticular de caliza: el Muschelkalk. En efecto, este piso falta en el NO., o sea en la parte occidental de París y en Inglaterra, regiones donde el Keuper cubre directamente a la arenisca abigarrada, de la que, a veces, se distingue con dificultad.

No era posible formar idea exacta de los hechos en las principales de esas regiones mientras que se persistiese en considerar los pilares renanos, la Selva Negra y los Vosgos como trozos de antiguas costas. En 1877 Benecke abandonó este criterio, lo que le condujo a formular conclusiones generales sobre el triás del oeste de la Europa central ⁴. Siguiendo atentamente las descripciones de este autor y las de Sandsberger y otros geólogos, se nota pronto el peligro que existe en simplificar y abocetar demasiado la hipótesis según la cual los depósitos triásicos constituyen un ciclo sedimentario regular. Sin duda la arenisca abigarrada es un depósito transgresivo y denota una fase positiva; se apoya en terrenos de edad muy diferente, pero deben tenerse en cuenta las anomalías o verdaderas recurrencias que interrumpen el ciclo teórico, como son: las capas de variada naturaleza que se intercalan en su masa y contienen tan pronto conchas marinas como vegetales; sus bancos dolomíticos, las arcillas abigarradas yesíferas del Muschelkalk medio, las abundantes zonas salíferas y las intercalaciones repetidas de bancos dolomíticos del Keuper, que encierran a trechos conchas marinas aisladas hasta en el norte de Alemania, y cerca de Wurtzdourg una de las especies más extendidas en los Alpes orientales, la *Myophoria Raibliana* (con otros ejemplos que no citamos). Al mismo tiempo los sedimentos se hacen siempre más potentes, hasta que, por fin, los depósitos litorales del siguiente piso (rético), rebasando los límites alcanzados por las formaciones triásicas, desbordan los terrenos más antiguos y atestiguan así un levantamiento de las costas muy por encima del nivel que ocupaban durante el triás.

Los pisos calizos del triás extraalpino se presentan siempre, cuando existen, intercalados entre dos pisos detríticos: la arenisca abigarrada y el Keuper. Su extensión coincide de modo sorprendente con la del Zechstein, pero es más limitada. Se trata, pues, de un ciclo hecho a fuerza de oscilaciones.

Entretanto, se depositaban en los Alpes orientales sedimentos por completo distintos de lo que acabamos de citar. Son casi exclusivamente pelágicos, y los caracteriza una rica fauna; las calizas y las dolomías alcanzan mucho espesor.

El desarrollo de estas formaciones es notable, sobre todo en el Tirol meridional.

F. von Richthofen ha reconocido en aquella comarca potentes macizos calizos y dolomíticos, que forman grandes escarpas en ciertos niveles del triás; entre estos macizos y en sus laderas se han depositado sedimentos

detríticos y tobas volcánicas. Richthofen los consideraba antiguos arrecifes coralinos. Gumbel objetó la escasez de políperos en esas calizas, que, además, se presentan estratificadas en su mayoría. Las descripciones de Mojsisovics y de sus colaboradores, R. Hornes y C. Doelter, han aclarado este asunto ⁵. Los arrecifes calizos y dolomíticos están, por decirlo así, enterrados en los depósitos detríticos del triás. La forma de estos arrecifes no corresponde a la de los relieves actuales, sino en el raro caso en que la erosión dejó al descubierto las laderas exteriores del arrecife, que quedaron entonces convertidas en laderas de la montaña. La mayoría de esas masas están estratificadas. Mojsisovits considera los arrecifes no estratificados como construcciones coralinas. Sus laderas presentan a veces un revestimiento de fragmentos angulosos, disposición que se llama «Ueberguss-Schichtung» o estratificación desbordante.

Es indiscutible que el nombre de *arrecife* puede aplicarse con propiedad a esas masas calizas. En los horizontes inferiores se distinguen dos comarcas en que aquéllos se desarrollan, entre el valle del Adigio y el de Sexten: una al oeste y la otra al este; faltan por completo en el territorio intermedio. Luego que terminó el depósito de las capas de San Cassiano y esos dos grupos se reunieron en una sola faja, que pasaba por Caprile, Pieve di Cadore y Auronzo, se redujo la región de los sedimentos detríticos. Añadamos que en una fase aún más moderna, correspondiente al horizonte del «Plattenkalk», los bancos estratificados se extendieron por toda la región.

En los Alpes septentrionales se formaron calizas y dolomías compactas o estratificadas en capas más o menos continuas. Sólo examinaremos los bancos superiores, que están íntimamente asociados al piso rético.

MOVIMIENTOS POSITIVOS DE LA ÉPOCA RÉTICA.— Desde Königsee, cerca de Berchtesgaden, es fácil distinguir a simple vista dos pisos diferentes en las paredes blanquecinas que dominan San Bartolomé. En la base, la roca es gris, no estratificada, astillosa y toma, a causa de la desagregación, apariencia de una serie de conos puntiagudos. El piso superior se distingue por las muchas juntas regulares de estratificación, y corona la mayoría de las cimas peñascosas. Desde lo alto del Steinernes Meer, situado al sur del lago, abarca la mirada un panorama de montañas que presentan las mismas juntas regulares, cruzando las mismas masas calizas hasta la punta del Watzmamm. Este piso de las calizas alpinas, inmediatamente inferior al rético, ha recibido el gráfico nombre de *Plattenkalk*, y se conoce desde el Voralberg hasta el extremo oriental de los Alpes, cerca de Viena y también existe en toda la parte caliza de los Alpes meridionales, lo mismo que en la estrecha faja de terrenos calizos cogidos entre fallas que atraviesa la Carintia y donde presenta un desarrollo típico. Incluye también en ese conjunto las calizas estratificadas de las

Montañas del Dachstein, y considero sinónimas las denominaciones de «Dachsteinkalk» y de «Plattenkalk». Los bancos de calizas de tonos claros que cubren las capas fosilíferas del rético y que se suelen designar en el oeste de los Alpes septentrionales con el nombre de Dachsteinkalk (o Dachsteinkalk superior), por oposición al Plattenkalk, no son, en efecto, sino recurrencia de los bancos del Plattenkalk a un nivel algo más alto.

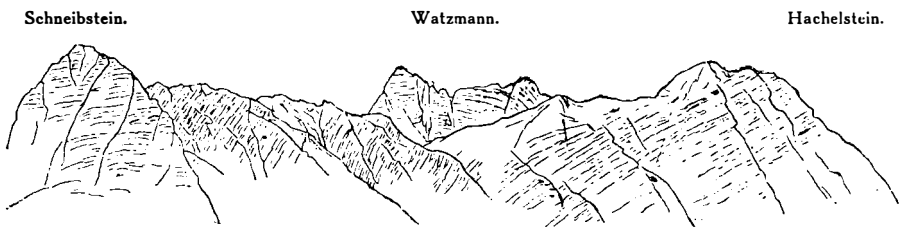


FIG. 27.—Vista desde el Oberlahner, subida al Funteusce Alp. Steinernes Meer.

Hace ya muchos años habían advertido Schafhauhl y Gumbel que los caparazones de foraminíferos contribuían mucho a la constitución de esas capas, y en 1863 comprobó Peters, por medio del examen de láminas delgadas la abundancia de microorganismos en las calizas del Dachstein, lo mismo que en las del Terglou⁶. Esas capas presentan otras muchas circunstancias interesantes; hay allí un vastísimo e instructivo campo de estudio apenas explorado, por lo que sólo citaré algunas observaciones que podemos llamar preliminares.

Acerquémonos a una de esas inmensas paredes verticales de que acabamos de hablar.

Desde luego se observan *fragmentos de color rojo vivo* diseminados en el espesor de los bancos. Estos fragmentos son a veces angulosos por proceder de la ruptura de una capa roja dura y en ocasiones hojosas y fajeadas de rojo y amarillo. Otras veces vemos grandes conchas de *Megalodus* contenidas en la caliza, cuyo relleno consiste en una materia roja que se extiende sólo hasta una línea recta, más allá de la cual la caliza o la calcita han conservado su tinte normal. Esa materia roja recuerda la *terra rossa* del Karst y los arrecifes coralinos emergidos de Oceanía; es el residuo de una descalcificación que no ha podido verificarse bajo el mar.

También merece examen el modo con que se presentan los *políperos*. A veces se reconocen por dibujarse en blanco sobre el fondo gris claro de la roca sus ramificaciones espatizadas, cuya determinación presenta muchas dificultades, y se los llama habitualmente *Lithodendron*. Las ramas radiales forman rosetas o nudosidades fijas a veces en las conchas de grandes *Megalodus*. Los *Lithodendron* no se encuentran sólo como ejemplares aislados en la caliza, pues ciertos bancos están formados por ellos

en su totalidad, y entonces sus ramas se levantan más o menos verticalmente, con los intervalos rellenos de caliza; se trata de verdaderas calizas corralinas. Estos bancos se hallan separados del substrátum por un lecho de junta y, además, se comprueba una cosa singular: que por la parte superior los limita otro análogo lecho, a menudo muy visible y que se distingue de muy lejos en las paredes rocosas. Las ramas y nudosidades de los políperos no penetran nunca en el banco calizo inmediatamente superior, como podría suponerse a causa de las irregularidades del crecimiento. Recuerdo haber visto hace años en las paredes rocosas del Schladminger Loch, en el macizo del Dachstein, dos de estos bancos corralinos separan capas que suman poco espesor y que conservaban su potencia en grandes extensiones. ¿Debe considerarse la superficie superior como una superficie de erosión semejante a las que producen las olas al romper en la orilla de los arrecifes actuales? Nada me atrevo a afirmar sobre este punto.

La *naturaleza de los bancos* es también muy variada. Tan pronto son grises, astillosos y sin la menor señal de fósiles como de un blanco amarillento o grisáceo; en este último caso su fractura es plana y contienen a veces muchos restos orgánicos. Bancos así constituídos alternan indefinidamente. Algunos contienen más del 40 por 100 de carbonato de magnesia; no es dudoso que la dolomía se haya formado directamente por precipitación en el seno del mar ¹. En medio de este conjunto se observan bancos con muchos restos de microorganismos que no tienen el aspecto corriente de las dolomías.

Su estructura interna es también muy variada. Algunos bancos son de textura pizarrosa que asimismo se halla en las superficies alteradas de las calizas con Gyroporellas de la Rax-Alp, en la Baja Austria, que pertenecen a un nivel más antiguo. Otros bancos contienen trozos grandes y pequeños de calizas de diversos orígenes que a menudo sólo se hacen visibles por medio del pulimento. En la orilla izquierda del Karls-Eisfeld, bajo el Schoberl, en el macizo de Dachstein, hay conchas muy abundantes de *Rhynchonella ancilla*. Por medio de minas se han extraído bloques que, después de pulimentados, han permitido comprobar que las Rynconelas están encerradas en trozos de caliza gris clara arrastrados e intercalados en los citados bancos. En las superficies pulimentadas se han observado también trozos de caliza blancoamarillenta que contiene otros restos orgánicos, restos de caliza gris sin fósiles y, por fin, partes en las que la tierra roja dibuja fajas de coloración más o menos fuerte.

Obsérvese, además, que estos diversos fragmentos presentan una especie de *corteza concrecionada*. No es raro ver (sobre todo en el Karls-Eisfeld) cada uno de los elementos heterogéneos de que acabamos de hablar rodeado por una corteza de cal carbonatada que parece anterior a la formación del cemento y presenta en las secciones estructura radial. A veces muchos fragmentos están contenidos en la misma envoltura de toba. No

hay que confundir estas cortezas concrecionadas con las secreciones de calcita que rellenan, en las capas de Vils, por ejemplo, las conchas de braquiópodos y que en ciertos casos reemplazan a la roca y constituyen la ganga misma de los fósiles, como ha descrito Rothpletz⁸; se trata de la concreción y aglutinación de restos de rocas extrañas por la calcita concrecionada. No se concibe cómo ha podido efectuarse bajo el mar este fenómeno, indudablemente anterior a la cimentación de la roca.

Aún debemos tener en cuenta el *modo de separación de los bancos*. Algunos lo están por juntas muy marcadas, sin que presenten la menor diferencia de constitución petrográfica y, en cambio, en otros vense a menudo dos y aun tres lechos de color muy distintos, que no separa ninguna junta⁹.

No es raro observar dos o tres lechos reunidos en un mismo banco, limitado entonces cada uno, no por una junta, sino por una línea oscura claramente dentada, que recuerda algo una sutura craneana, y que han descrito Gümbel y Pichler; Rothpletz las cita con el nombre de «suturas». No deben su origen, como se ha supuesto, a fenómenos de presión; en efecto, cuando se llega a descubrir la superficie de separación de las capas, gracias al ligero enlucido arcilloso cuyo borde de líneas dentadas se dibuja en las paredes rocosas, se advierte una verdadera formación stylolítica. Es decir, que muchas partículas del depósito superior se hallan empotradas como una cuña en la capa subyacente¹⁰.

Llegamos ahora a la característica más notable que presenta el Plattenkalk: me refiero a las separaciones llamadas *Zwischenmittel*. En los lechos de juntas de estas calizas obsérvanse, por lo general, sustancias extrañas arcillosas, y suele ser muy difícil el acceso a estos *contralechos* para estudiarlos de cerca, por lo que no me atrevo a afirmar que se presenten con constancia. En Osterhorn, al sur del lago de San Wolfgang, reaparecen también, a largos intervalos, en las capas superiores del Plattenkalk y cerca de las capas réticas más bajas, fajitas carbonosas procedentes de troncos a la deriva; los *contralechos* se componen de una pizarra negra bituminosa con restos de ganoides, muchas escamas de peces y ramas de *Araucarites alpinus*. A pesar de las fajas carbonosas que contiene la caliza, contrasta marcadamente, por su tono claro, sus Megalodontes y Políperos, con las pizarras negras con peces y plantas terrestres. Las intercalaciones continúan hacia el Este, y von Ammon las ha descrito con detalle en las cercanías de Partenkirchen, en Baviera¹¹. Hace mucho tiempo se extrae petróleo de esos *contralechos* tan ricos en restos de peces, cerca de Seefeld, en el Tirol, y del mismo nivel provienen las gotas de «aceite de San Huberto», que se ven surgir en algunos puntos sobrenadando en el agua de los manantiales. En Osterhorn, los *contralechos* negros de pizarras con peces se repiten, en ocasiones, dentro del espesor de las calizas blancas, y encima es donde comienzan a alternar con los bancos de estas mismas

calizas unas capas margosas con bilvalvas que caracterizan en Suabia la facies litoral del piso rético.

Las primeras de estas capas recuerdan aún, en mayor o menor grado, los *contralechos* que acabamos de describir, y luego aumentan de espesor, pero alternando siempre con bancos de calizas claras; el conjunto tiene aspecto más oscuro; los elementos detríticos se hacen más abundantes. Conforme se asciende en la serie de las capas, los moluscos de mares más profundos predominan sobre los tipos litorales hasta que se llega a la plena facies marina del piso rético; después de una última intercalación de los dos bancos de caliza blanca con *Lithodendron*, que no suman más de 60 pies de espesor, reaparecen las curvas oscuras del rético.

De lo que precede debemos deducir que las *primeras intercalaciones réticas que cortan las calizas blancas y las dolomías de los Alpes tirolese*s no son depósitos de mares profundos, sino que encierran una fauna litoral.

Zugmayr ha citado en la Baja Austria una serie tan elocuente como la de Osterhorn ¹².

Cerca del molino de Waldegg, en el valle de Piesting, donde el Plattenkalk alcanza una potencia que se estima en más de 100 metros, aparecen en las juntas de las capas superiores *contralechos* de margas rojas que moldean las menores irregularidades de la superficie de los bancos y se reúnen, en ocasiones, en una capa continua y delgada, encierran muchas escamas y dientes de *Gyrolepis*, *Sargodon*, *Saurichthys*, *Acrodus* y de otros peces y corresponden al «bonebed» que se presenta con las capas réticas en las regiones en que este piso tiene facies litoral. Análogas intercalaciones se repiten, por lo menos, cuatro o cinco veces entre los bancos más o menos compactos de la caliza. Sigue una caliza dura con *Megalodus* y después una primera capa (0,50 metros) llena de conchas del rético litoral; nuevas capas calizas las coronan, luego una intercalación rojiza con «bonebed», y, finalmente, la variada serie de los depósitos acumulados en las zonas cada vez más profundas del mar rético.

Es inútil reiterar los ejemplos. La existencia de las margas y fragmentos rojos antes descritos; el apilamiento de los trozos calizos angulosos y acaso también el «encostramiento» de estos últimos, son otros tantos indicios de la emersión temporal que debieron experimentar algunos bancos del Plattenkalk, recubiertos en seguida por las olas. Con la aparición de las conchas réticas coincide una proporción creciente de elementos detríticos.

El corte de Osterhorn nos ofrece la superposición de muchas facies, que representan otras tantas zonas batimétricas distintas del mar rético. La primera es la facies suaba: un «bonebed» de las capas con *Mytilus* y *Gaeniodon* con *Avicula contorta*, pero sin braquiópodos. A esta formación sigue la facies carpática que caracterizan la *Avicula contorta*, *Tere-*

bratula gregaria, *Ostrea Haidingeri*. La facies de Kossen sigue luego con muchos braquiópodos, tales como la *Spirigera oxycolpos*, etc., y, por fin, la facies de Salzburg con *Choristoceras Marschi* y *Avicula speciosa*.

Los tres primeros pisos de este corte existen en muchos puntos de los Alpes del NE. Schloenbach los ha encontrado en Kössen; Escher me dió cuenta en otro tiempo de algunos ejemplares recogidos en las laderas de Scesa plana, en el Voralberg, que indican la existencia de estas capas, mientras que en otros sitios del Voralberg es la facies carpática la que parece terminar la serie. Stoppani ha seguido estos depósitos con mucha atención por toda la zona caliza de los Alpes italianos y distingue allí, en la base, una subdivisión que comprende pizarras y lumaquelas, de facies es idéntica a la de Suabia, mientras que las capas superiores (capas de Azzarola) corresponden por completo a la de los Cárpatos ¹³.

La facies suaba, la litoral por excelencia, se extiende mucho más allá de la región de los Alpes. Su yacimiento más septentrional en Europa, en Linsfield, en el Sutherland, sólo se conoce por bloques diseminados. Desde Escocia penetra en el NE. de Irlanda y continúa por los condados de Nottingham, Warwick, Worcester, Gloucester y Somerset hasta el Dorset. El rético suabo reaparece en Scania mejor determinado, con sus caracteres litorales y abarca también gran parte de Francia y todo el centro de Alemania. La extensión de la facies carpática es mucho menor y pasa apenas de la región de las grandes cordilleras plegadas; pero se ve en el Jura y en toda la longitud de los Alpes y los Cárpatos, los Apeninos y Córcega. Presenta desarrollo típico en Meillerie, a orillas del lago de Ginebra (Favre), en la cascada de Neunenen, en la cordillera del Stockhorn (Brunner) y al sur de Hindelang, entre el Iller y el Lech (Escher y Merian). Aún más limitada es la región de la facies de Kossen; se observa en los Alpes septentrionales, en muchos puntos de los Cárpatos y llega hasta Bucovina ¹⁴. Los braquiópodos de esa zona están a veces acumulados en una caliza rosada (capas de Starhemberg) que sólo existe en los Alpes del NE.; lo mismo ocurre en la facies de Salzburg, la que, además, se ha estudiado menos que las anteriores.

Vese, pues, que en la serie rética de los Alpes las capas litorales ocupan el nivel inferior y precisamente estas capas son las que alcanzan mayor extensión en el resto de Europa.

Podemos suponer el orden de los fenómenos del siguiente modo: mientras que se formaban en el Osterhorn los bancos superiores del Plattenkalk se producían oscilaciones que terminaron por un movimiento positivo. Pero este exceso positivo fué tan pequeño, que la superficie de las calizas no tardó en emerger. Dicha emersión perduró durante toda la recurrencia negativa y durante la porción correspondiente de la fase positiva siguiente (de $-ef$ a $+kl$, véase la pág. 25). La tendencia a la sumersión fué acentuándose, y se depositaron, primero, sedimentos terrígenos, pero

compuestos, no de arena, sino de arcilla y con una fauna de moluscos litorales; luego, continuando la transgresión, la facies carpática reemplazó a la suaba y, por fin, se presentó la facies de braquiópodos de Kossen. Al mismo tiempo el mar avanzaba por el centro de Europa, rebasando sus límites anteriores. Mientras que en los Alpes y en un agua más profunda se depositaban capas de la facies de Kossen, encima del Plattenkalk, completamente enterrado bajo los sedimentos, se formaban muy lejos, en la costa, hasta Inglaterra y Escocia, capas costeras que contenían el mismo «bonebed» y las mismas conchas que los lechos de junta del Plattenkalk o los bancos directamente superpuestos a este piso, y estas formaciones alcanzan, a expensas del continente, progresivo desarrollo.

Elevándose unos 200 metros sobre las primeras intercalaciones de facies suaba del pie del Osterhorn, no se encuentran más que depósitos de mares profundos con braquiópodos, de lo que debe deducirse que el exceso positivo de las oscilaciones que acabamos de citar debió pasar de los 200 metros, pues de otro modo no se habrían depositado en el Osterhorn más que formaciones litorales. Puede, pues, escribirse: (positivo $+ \alpha + \sigma$ — negativo) > 200 metros, II, pág. 224. Este movimiento positivo se manifiesta en las regiones litorales por una transgresión cuya generalidad han demostrado Hébert y Martín en todo el sur de la Meseta Central de Francia, desde el valle del Ródano, por los departamentos del Ardèche, Gard, Lozère, Corrèze y Dordoña, y al norte, en el Nièvre, la Côte d'Or y Saona y Loire. Hébert dedujo de estas observaciones que debió existir un descenso progresivo de la Meseta Central en la época rética ¹⁵. Tampoco faltan en Inglaterra pruebas de dicha transgresión, y este movimiento positivo dejó también probablemente su huella en las series estratigráficas de países más lejanos.

Así, según los datos de Favre, en las orillas del lago de Ginebra ocupa la facies carpática un nivel superior al de la suaba ¹⁶. El rético inglés tiene análoga composición, y en las comarcas donde mejor se conoce, en el Somersetshire y en las orillas del Severn, y más al norte, en el condado de Nottingham, presenta en la base areniscas con una o varias capas de «bonebed»; la fauna suaba asoma, por lo general, algo más arriba, juntamente con pizarras y delgadas capas calizas ¹⁷.

De este modo, agrupando las múltiples observaciones relativas a la extensión del piso rético y a la serie de sus capas, se llega a tener idea bastante clara de los fenómenos que acompañaron a la aparición de esa nueva fauna marina y a conocer cuáles son los indicios del movimiento positivo, lo mismo del centro de las cuencas marítimas que en las zonas de litorales. A la vez se comprueba que esos movimientos positivos no fueron locales, sino que su influencia se advierte tan lejos como alcanzan nuestros estudios. Tampoco fueron bruscos, sino lentos y basculares.

Las inclusiones rojas denotan la influencia atmosférica, y los lechos de

junta con restos de peces y vegetales terrestres, sólo se han observado, hasta ahora, en algunos puntos del Plattenkalk. No se conocen hechos análogos respecto de todos los bancos que constituyen el sistema y que son varios centenares. Es posible que cada uno de estos bancos corresponda a una emersión seguida de una recurrencia marina; pero no está probado de ningún modo. Algunas circunstancias apoyan este criterio: me refiero a las observaciones relativas al desdoblamiento de las capas de hulla (II, pág. 245). En efecto, los bancos de la caliza carbonífera representan, indiscutiblemente, formaciones análogas a las de la época rética; las fusulinas del carbonífero superior de los Alpes meridionales se presentan acumuladas en bancos exactamente en las mismas condiciones que las Gyroporellas triásicas del Rax-Alp. Las venas «parálicas», intercaladas en los Estados Unidos con las capas de la caliza de fusulinas, corresponden a los lechos de junta del rético, y también se reúnen al aproximarse a tierra, constituyendo capas más gruesas, en menor número y probablemente formadas *in situ*. Estas observaciones revelan más bien un aflujo periódico de sedimentos terrígenos que modificaciones importantes en las líneas de costa. El tranquilo depósito de los Gannister, la tenuidad y gran extensión de los bancos calizos, en que se ven a trechos conchas abiertas, pero con las valvas adheridas (II, pág. 240), parecen indicios de una fase positiva transitoria.

Se trata, pues, de muchos problemas no resueltos y que quisiéramos reservar para nuestros sucesores entre los descubrimientos que les aguardan.

De lo que precede se deduce la importancia que tendría, en general, el estudio detallado de lechos análogos a los citados. De este modo llegó Walcott a considerar las calizas, ricas en galena, del Wisconsin y del Illinois como correspondientes a las pizarras de Utica desarrolladas en el siluriano del norte y el este de los Estados Unidos; la transición entre las dos facies se realiza por la multiplicación en la caliza de esos lechos de junta arcillosos o «partings»¹⁸. Además, la caliza devoniana *Gg*₁ de las cercanías de Praga está dividida, en muchos bancos regulares, por tales lechos arcillosos. Klvaňa considera las pizarras con Tentaculites *Gg*₁ superpuestas como simple continuación de la facies, propia de esos contra-lechos, intercalados en *Gg*₁¹⁹. De este modo, y dadas las ideas generalmente admitidas sobre las formaciones coralinas, se comprende el asombro que experimentó von Drasche al ver en la isla de Luzón potentes masas de caliza coralina que se alzaban a grandes alturas divididas en bancos regulares, y es lógico que se preguntase si esa estratificación que se encuentra también en los arrecifes, que sólo sobresalen algunos pies del nivel del mar, procedería de una detención periódica en el crecimiento de los organismos constructores²⁰.

La caliza con *Megalodus* y el piso rético sólo se hallan, fuera de las regiones de Europa donde las hemos mencionado, en el Himalaya y en

las cordilleras externas del Hindu-Kux, sobre todo en el monte Sirban, cerca de Abbotabad. También se cita un fósil rético aislado entre los ejemplares que trajo Payer de la Groenlandia oriental. Prescindiendo de esta última observación, puede afirmarse que los depósitos francamente marinos del rético no se extendieron fuera de la región que llamaremos, como Neumayr, «Mediterráneo Central», y no pasaron del área que este mar ocupó, en gran parte, en el NO. de Europa durante la época triásica.

En cambio, se han citado depósitos con vegetales de la época rética en muchos puntos: Siberia, el Turquestán, el Tonkín, Australia, en las series de Gondwana y del Karoo, la Argentina y el este de los Estados Unidos.

Ignoro si el rético marino se ha citado en algún punto de los contornos del Pacífico. Tampoco conocemos fauna marina bastante rica de aquella época, pues todas las estudiadas tienen carácter muy especial; no encontramos, como ocurría en el triás y veremos luego en el liás, tipos variados de cefalópodos, ni sabemos dónde buscarlos. Sólo en las capas superiores del piso se desarrolla un género de extraños caracteres: el género *Choristiceras*.

CONTINUACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS POSITIVOS DURANTE LAS ÉPOCAS LIÁSICA Y JURÁSICA.—El estudio de los bancos sucesivos del Plattenkalk nos ha enseñado cómo gradualmente, y pasando por las oscilaciones del período rético, llegó el momento en que la alta mar ocupaba el emplazamiento actual de los Alpes orientales y la región costera se había desplazado progresivamente, por lo que el litoral se hallaba en Scania y al NE. de Escocia.

Ahora examinaremos las oscilaciones de los mares liásicos y jurásicos. Neumayr intentó seguir por toda la superficie de la Tierra las modificaciones geográficas correspondientes a aquellos períodos, sirviéndose de las observaciones anteriores. El resultado inesperado de sus laboriosos estudios ha sido el asignar a las formaciones liásicas una extensión menor de la que hasta entonces se suponía y demostrar que hacia el medio de la época jurásica se produjo una de las transgresiones mayores y más notables conocidas ²¹.

Se evidenció, por lo pronto, que las oscilaciones persistieron en la época liásica. También para esto nos suministran importantes datos las regiones cercanas a las costas, como Escocia y Scania.

Cuanto más se avanza hacia el norte de Inglaterra más frecuentes son las intercalaciones de depósitos detríticos y de capas con vegetales en el liás; las otras partes del jurásico alcanzan su mayor desarrollo en los testigos aislados que se han podido ver en Escocia, gracias a las fallas y a los mantos basálticos. Para formar idea exacta de estos restos descendidos es necesario admitir que tales afloramientos, hoy separados, formaron en otra época, como los del valle del Rin, un manto sedimentario continuo que cubría toda la Escocia actual con sus pilares de terrenos antiguos. Este

criterio fué el de Judd en 1873 y que permitió a este observador hacer un resumen de los hechos; se recordará que es también el mismo método adoptado por Benecke en sus trabajos sobre Alsacia ²².

En el oeste de Escocia, en la isla Skye, por ejemplo, la serie liásica está aún completa, aunque los contraelechos arcillosos comprendidos entre los bancos calizos hayan alcanzado mayor importancia. Al NE., en el Sutherland, ya no lo está, y reemplazan a las capas inferiores sedimentos de tríticos con impresiones vegetales. Sólo la parte alta del liás inferior y la baja del medio están representadas por depósitos marinos. Así, es probable que estos dos últimos niveles sean los que alcanzaron en Europa la mayor extensión.

En Scania ocurre cosa análoga: sobre el rético litoral hay depósitos con fósiles litorales poco característicos, que son los únicos que corresponden a la parte más baja del liás; los bancos, indiscutiblemente marinos, comienzan en el mismo nivel que en Sutherland ²³.

Lleguemos al jurásico medio. En Franconia y en Suabia la serie marina es continua; esas comarcas no experimentaron recurrencias negativas. Las señales de estas últimas son más claras en el norte de Francia, y desde 1859 trataba de precisarlas y seguirlas Hebert, quien reconoció entonces que el liás presentaba vacíos en el Sarthe y que en muchos niveles del jurásico se encuentran bancos duros de superficie lavada y pulimentada por las olas y perforada por los folados, y mostró que el mar jurásico extendió poco a poco su dominio hasta la época calloviense por movimientos basculares sucesivos ²⁴.

Eugenio Deslongchamps describió este fenómeno en Normandía, región que visité en 1856 amablemente guiado por los señores Deslongchamps. La serie liásica es incompleta y parece que sus capas inferiores, en general, sólo se han depositado en la parte norte de aquella provincia. En el jurásico medio se observa, a diferentes niveles, superficies perforadas y desgastadas que denotan emersiones temporales y conocidas en el país con el nombre de «Chiens». En 1864 afirmó Eugenio Deslongchamps que en la época liásica experimentó el mar en Normandía un progresivo crecimiento, al que siguió, hacia el fin del mismo período, marcado retroceso; según el mismo autor, sobrevino entonces un régimen de aguas profundas y luego una segunda regresión (*Trigonia navis*), a la que debió suceder una nueva transgresión (*Harpoceras Murchisonae*); el mismo geólogo demostró que la oolita inferior termina en una superficie corroída y perforada por los litodomas, punto de partida de un nuevo movimiento positivo que condujo por fin a la gran transgresión calloviense (*Strophomena macrocephalum*) ²⁵.

Los depósitos jurásicos continúan más allá de la Mancha, en el Dorsetshire. La serie marina inglesa es al principio muy completa, pero hacia el norte aparecen intercalaciones detríticas, cada vez más potentes, que in-

dican las cercanías de un estuario. En el Lincolnshire, una de esas intercalaciones rellena surcos abiertos por la erosión en los bancos subyacentes de análogo origen. En el Yorkshire, donde el espesor de los bancos detríticos ha llegado a ser muy grande y reemplazan ya a gran parte de las capas marinas del Dogger, describió Ramsay ocho capas de carbón intercaladas en las capas con vegetales del nivel de la oolita inferior. A cada una de estas capas de carbón precede *un muro de arcilla*, que es el suelo en que probablemente arraigarían las raíces de las plantas del lecho carbonífero. Por fin, en el oeste de Escocia, todo el conjunto del Dogger inferior se resuelve en una alternancia repetida de bancos fluviales y litorales sobre los que no reaparecen otras formaciones marinas hasta el oxfordiense. En el Sutherland comienza la serie marina en el calloviense ²⁶.

Dirijámonos al sur.

Los profundos sondeos practicados en los alrededores de Londres en busca de la prolongación de las capas hulleras de los Mendips y del Boulonnais, desaparecida en profundidad, han evidenciado que en aquella región no existen encima de los terrenos paleozoicos el lías y la oolita inferior; los paleozoicos quedan cubiertos directamente por el batoniense, al que siguen el calloviense y otros pisos marinos del jurásico superior. Exactamente lo mismo se observa en el arrecife devoniano de Marquise, cerca de Boulogne, sobre el que yace directamente el batoniense (II, pág. 88).

Nada podemos aprender a este respecto en Scania, donde la erosión barrió las capas superiores al lías medio y sólo se han encontrado bloques aislados del calloviense.

Los pocos afloramientos jurásicos que hay a lo largo de la costa del norte de Alemania, bajo los terrenos de transportes recientes, han mostrado la existencia del lías medio, al que también se llegó en los sondeos de Cammin; al este sólo se hallan capas más altas. El sondeo de Purmallen, cerca de Memel, ha encontrado a noventa y cinco metros de profundidad capas callovienses sobre arenisca roja, probablemente triásica ²⁷. Desde allí los depósitos callovienses se extienden hacia Popilany, en el Windau, en Lituania.

Así se revela un movimiento positivo que ha dejado sus huellas en el norte de Escocia, debajo de Londres, cerca de Boulogne y en las regiones bálticas. Esta transgresión comienza por el batoniense, el calloviense o el oxfordiense, pero en todos aquellos puntos hay un vacío en lugar del lías y de la oolita inferior.

Volvamos a Franconia.

Siguiendo hacia el sur los depósitos triásicos se los ve desaparecer en el borde occidental del macizo de Bohemia; el lías sigue hasta Ratisbona. Una vez pasado el punto en que la falla del Danubio toca al borde del macizo antiguo, cerca de la fractura marginal que se extiende desde Ratis-

bona a Passau, aparece la serie jurásica, que comienza por las hiladas inferiores del jurásico medio. Más allá de Passau desaparece todo vestigio del jurásico, y sólo más lejos, en Olmütz, al norte de Brünn, yace sobre el devoniano un trozo de aquel terreno cuya base corresponde, según Neumayr y Uhlig, al batoniense superior o al calloviense ²⁸.

Existe luego a lo largo del macizo antiguo una nueva interrupción de afloramientos jurásicos, y se llega así a los alrededores de Cracovia. En esta comarca y en las partes inmediatas de Polonia es muy notable la serie de las capas. Existe el triás; el rético asoma en un punto constituido por capas con vegetales; falta el lías, y algunas areniscas y bancos arcillosos contienen fósiles marinos que pertenecen a los pisos inferiores del jurásico medio. En Balin, al oeste de Cracovia, muéstranse las fauna batoniense y calloviense muy ricas en fósiles, pero el calloviense es el único que sigue más al este con la serie de los niveles superiores del jurásico.

Estudiemos ahora Rusia apoyándonos en los trabajos de Nikitin ²⁹.

La transgresión comienza en Polonia con el calloviense inferior, que aparece en el gobierno de Kiev; en Ekaterinoslav, Kursk y Orel no se han advertido esas subdivisiones; el calloviense inferior existe también en Elatma, en el gobierno de Tambov, en Riazan, en el NO. del gobierno de Simbirsk, en ciertas partes del de Nijni-Novgorod; llega al mar Glacial, al este del gobierno de Kosproma, las cuencas del Vychegda y de Pecho-ra. Además, este piso se extiende por el este desde Samara a Oremburg.

Examinando la zona oblonga y relativamente estrecha que ocupan los depósitos del calloviense inferior se presiente que debió penetrar un mar en la zona de erosión de un gran río. Estos fenómenos no señalan, sin embargo, el fin del período de expansión de los mares jurásicos; el calloviense medio se extiende aún más y penetra en los gobiernos de Moscú, Twer y de Yaroslav. Al oeste de Kostroma comienza la serie con el calloviense superior o el oxfordiense inferior ³⁰. En Jarkov, los primeros depósitos marinos superpuestos a las capas con vegetales son del oxfordiense inferior.

Dejamos ahora a Europa y ocupémonos de los restos jurásicos aislados esparcidos por la superficie de las mesetas indoafricanas.

Al pie meridional del Gran Hermon, en Meyel ex-Xems, en Siria, se encuentran depósitos jurásicos poco extensos. El piso más antiguo que allí se ve corresponde, según Noetling, al oxfordiense ³¹.

El punto más cercano en que reaparecen los pisos jurásicos bajo el inmenso manto de las calizas cretáceas es Antalo, en el NE. de Abisinia (I, pág. 375). Aubry ha explorado recientemente la región de las fuentes del Nilo Azul y ha dado una descripción bastante completa. El terreno cretáceo que cubre la parte oriental del Sahara no existe en Abisinia y probablemente se detiene cerca de Jartum; el substratum arcaico queda al descubierto en el Sudán y, según los datos de Schweinfurth, también en el país de los Niam-Niam y a orillas del mar Rojo, aflora a lo largo de

las costas hasta Massauah. Sobre estas formaciones arcaicas yacen las capas de la altiplanicie de Abisinia, que, como las del Sahara, son horizontales, pero de serie diferente. El piso inferior de esta serie es la potente *arenisca de Adrigat*, que entre este punto y las fuentes del Nilo Azul, al pie de las mesetas, ocupa probablemente una zona arqueada. Esa arenisca es blanca o azulada y la cubren calizas cristalinas amarillentas con capas de yeso y de dolomía que contienen pequeñas bivalvas; sigue luego la *caliza de Antalo*, con fósiles marinos, estudiada por Blanford en Antalo y que reaparece en el valle alto del Nilo Azul y probablemente también en el valle del Guibie (Kaffa); sobre esa caliza yacen nuevas capas menos potentes de arenisca y yeso. La superficie de la meseta se compone de extensas coladas de lava y llega a los 2.500 ó 2.800 metros de altitud ⁵².

Parece que a este manto de rocas volcánicas se debe la conservación de los restos jurásicos de Abisinia, lo mismo que ocurre en otros tantos casos; los abisinios no corresponden sino a restos de depósitos más extensos en otro tiempo, y se cree que continúan bastante hacia el sur. De los estudios comparativos de Douville se deduce que la serie marina comienza también en el batoniense y se alza acaso hasta el horizonte del kimeridgiense (jurásico superior).

A la prolongación meridional de estos depósitos deben tal vez referirse los asomos jurásicos citados por Fraas y Beyrich en Mombasa, en la costa de Suaheli (I, pág. 403).

Otro jirón de capas jurásicas marinas horizontales existe en Kach (Indostán) protegido también, en parte, por un manto de lavas más recientes; sus prolongaciones se extienden al NNE. y forman una serie de montículos en la llanura del Rajputana (I, pág. 415). De los estudios de Waagen resulta que también allí el piso inferior de la serie marina, el grupo de Puchum, corresponde al batoniense; Douville advirtió la analogía de las calizas de Antalo en Abisinia con esta subdivisión del corte de Kach. Sigue luego el calloviense con *Stephanoceras macrocephalum*; luego una serie de pisos marinos que presentan notable semejanza con el jurásico superior de Europa. Es probable que estos depósitos continúen hasta la cordillera de la Sal ⁵³.

No repetiré lo que ya dije de los poco conocidos depósitos (probablemente del jurásico medio) de Madagascar y de la costa oriental de la India. Me limitaré a recordar, también, que en el oeste de Australia las formaciones mesozoicas marinas más antiguas que se conocen pertenecen al Dogger (II, pág. 153).

Todas estas observaciones conducen a las conclusiones siguientes:

En la parte de la Tierra que acabamos de considerar las aguas marinas ocuparon, al principio de la época rética, un espacio limitado a una parte de los Alpes y de las grandes cordilleras asiáticas. Su nivel se elevó entonces en Europa por oscilaciones y las olas llegaron a cubrir gran ex-

tensión del centro de Europa. Los movimientos oscilatorios continuaron durante los tiempos liásicos; en el liás inferior se redujo relativamente la zona marítima, luego se ensanchó y de nuevo volvió a reducirse. No aumentó su extensión en la primera mitad del jurásico medio, pero después del depósito del batoniense (que no es siempre fácil separar paleontológicamente del calloviense) la línea de las costas se elevó y avanzó a lo lejos. Los pisos batonienses cubrieron, bajo el emplazamiento de Londres, el arco armórico, hoy descendido; se extendieron sobre el devoniano del Boulonnais; también comienza por ellos la gran transgresión de Abisinia y del NO. de la India. La zona marítima se amplió más con el calloviense, que cubrió las capas fluviátiles con lechos carbonosos del Sutherland y desbordó los pisos jurásicos inferiores de Pomerania hacia Memel y hasta Lituania. Cuando el liás de Franconia terminó en Ratisbona y los otros pi-

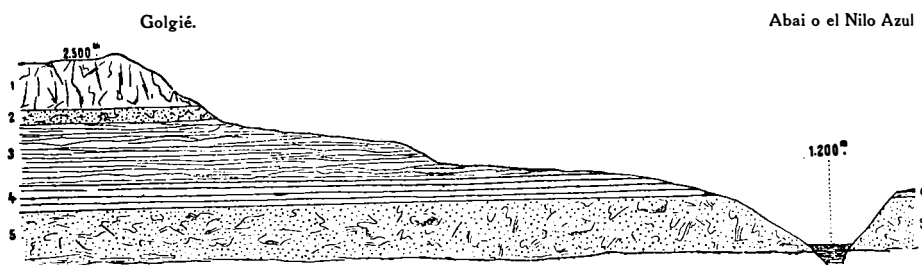


FIG. 28.—*El valle del Nilo Azul* (según Aubry).¹

1, Rocas volcánicas, en espesor de 300 metros; 2, Caliza cristalina amarillenta con *Trigonia*, 100 metros; 3, Caliza gris margosa con *Modiola aspera*, terebrátulas y ceromyas, 400 metros; 4, Calizas cristalinas amarillentas con lechos de dolomía, yeso y pequeñas bivalvas, 200 metros; 5, Arenisca blanca y azul, a veces micácea, con intercalaciones de arcilla verde y abigarrada, 500 metros.

sos del jurásico desaparecieron a su vez, el mar calloviense inferior avanzó por Polonia y Kiev a lo largo de la vertiente occidental de los Urales hasta el mar Glacial y, al mismo tiempo, bañó en Orenburg la vertiente oriental de esa cordillera. En aquel momento, el mar jurásico se extendió desde el Pechora y Sutherland hasta Abisinia y Kach y aún más allá por el sur y el SE. Los depósitos transgresivos conservaron, lo mismo en las orillas del Pechora que en las del Nilo Azul, su disposición tranquila, y el *Sthephanoceras macrocephalum* del calloviense ocupa un horizonte constante al que caracteriza desde Brora, en Escocia, hasta Kach, en la India.

Este enorme incremento de la zona marítima no señala aún el apogeo del movimiento positivo, aunque el alejamiento de las costas haga cada vez más difícil seguir las señales de nuevas transgresiones. Hoy sabemos que los siguientes depósitos alcanzan en Europa una extensión, no ya comparable a la de las capas batonienses y callovienses, sino mayor.

El calloviense y el oxfordiense inferior llegan en Olmütz a la zona devoniana de los Sudetes; en la época del oxfordiense superior y del kimeridgiense las olas invadieron el macizo de Bohemia y llegaron hasta Sa-

jonía. Restos de esos depósitos transgresivos vense hoy prendidos en la falla inversa que rodea por el sur los macizos del Riesengebirge y el Isergebirge (I, pág. 215).

También en la época kimeridgiense cubría el mar la parte de la plataforma rusa que ciñe el Dniester en la Galizia oriental, extendiéndose sobre la arenisca roja devoniana. Llegó también a la Dobruya y depositó las calizas kimeridgienses, en discordancia angular, sobre las pizarras verdes empinadas del fragmento montañoso de Machin de Hirchova y Chernavoda hasta el mar Negro; es probable que los bancos calizos se prolonguen luego bajo la llanura búlgara (I, pág. 478).

Los trabajos de los geólogos rusos inducen a pensar que en Rusia el levantamiento máximo del nivel marino tampoco coincidió con la transgresión del calloviense inferior. Ya hemos hablado de las transgresiones que debieron producirse más tarde, en las épocas calloviense superior y oxfordiense, pero no se sabe si el piso kimeridgiense cubrió grandes superficies en Rusia como en Galizia y en el bajo Danubio y si sobrepujó en extensión al oxfordiense. Pronto veremos que a este piso corresponde, en aquella parte de Europa, el último período de inmersión ocurrido antes del gran cambio general; acaso por esto mismo estuvo más expuesto a la erosión; Pavlow, a quien se debe el descubrimiento del kimeridgiense en Rusia, lo describe en muchos puntos del gobierno de Simbirsk, y cerca de Orenbourg lo cita, según Gourow, en las orillas del Donetz, y según Loewinson-Lessing, en Nijni-Novgorod. El tipo de la fauna es exactamente el mismo que en las capas sincrónicas del oeste de Europa. La *Gxogyra virgula*, esa pequeña ostra cuya abundancia en el Jura ha motivado la creación de un «subgrupo virguliano», y que se encuentra en el kimeridgiense de España e Inglaterra, de todo el norte de Francia y de Hanóver, así como en las calizas litográficas de Ulm, se presenta también en Polonia y en el SE. de Rusia con una serie de otras especies típicas de la fauna kimeridgiense del oeste de Europa ⁵⁴.

Por fin, el piso kimeridgiense señala en toda Europa el principio de un cambio completo. Las olas retroceden por todas partes; en Rusia aparece una fauna procedente del norte y desconocida en el resto de Europa: la fauna volgiana. Lo mismo ocurre en la India: sobre la arenisca de Katrol, que corresponde al kimeridgiense de Europa, se ven capas con vegetales; luego aparecen, procedentes del sur, indicios de una fauna marina extraña a Europa: la fauna de la *serie de Uitenhage*, en el África austral.

Con los datos, aún incompletos, que tenemos vamos a estudiar rápidamente, desde varios puntos de vista, la emersión de una parte del centro de Europa, la nueva transgresión boreal y, por fin, el acceso de un nuevo mar procedente de las regiones meridionales.

FASE NEGATIVA EN EL CENTRO DE EUROPA; COMIENZO DE LOS TIEMPOS CRETÁCEOS.—La extensión y potencia de los depósitos lacustres que apa-

recieron en parte de Europa, entre los terrenos jurásico y cretáceo, fueron lo bastante grandes para haber motivado ya varios intentos de generalización. Así, en 1872, R. Godwin-Austen presentó un bosquejo de estas capas y una serie de observaciones que tienen bastante analogía con la clasificación en *ciclos* de los terrenos sedimentarios a que hemos aludido varias veces en esta obra. Según dicho autor es posible reconocer en el hemisferio norte señales de recurrencia de las mismas condiciones físicas, con larguísimos intervalos. La serie de los depósitos marinos se interrumpe periódicamente y en grandes extensiones por formaciones de origen continental, como la arenisca roja antigua, el terreno hullero y las capas lacustres del wealdense.

Godwin-Austen citaba, en apoyo de estas ideas, varias cuencas wealdenses: la cuenca lacustre del SE. de Inglaterra (Kant, Sussex, Hants), que se prolonga al otro lado de la Mancha, por el Boulonnais, y también ha dejado señales en Oxford y la isla de Wight. Austen daba como dimensiones mínimas del lago así reconstituído 190 kilómetros, desde Portland al Boulonnais. Teniendo en cuenta los testigos de esta misma formación hallados en el anticlinal del país de Bray, se obtendría una línea de 400 kilómetros, desde Wiltshire hasta más allá de Beauvais, toda jalonada por depósitos lacustres. En los departamentos del Aube y del Jura se hallaron otras señales de estos depósitos; en las Charentes debió existir otro lago casi tan extenso como el Ladoga. En el norte de Alemania se conoce una cuenca de igual índole y de 190 kilómetros de longitud que se extiende con su forma alargada desde Ibbenbüren, por Osnabrück, hasta más allá de Hannóver. Finalmente, Austen suponía que había que atribuir también al wealdense una serie de restos de capas con vegetales halladas en la región de las cuencas hulleras de Bélgica ³⁵.

Las observaciones hechas desde la época en que escribía Godwin-Austen han suministrado nuevos datos, de los que intentaré deducir un resumen de la marcha de los fenómenos en Europa occidental al fin del jurásico y principio del cretáceo.

El mar ocupaba entonces toda la región de los Alpes y de los Cárpatos ³⁶. Se conocían representantes del wealdense en España y en Portugal, lo que debemos tener presente; pero hemos de ocuparnos primero de las regiones mejor conocidas, que son las que se extienden desde el SE. de Inglaterra a la cordillera del Jura y desde las costas occidentales de Francia hasta el Harz. Tomamos los principales datos para este estudio de los trabajos de Judd, Meyer y Topley, en lo que se refiere a Inglaterra; de las Memorias de H. Credner y Struckmann, respecto a Alemania; para el este de Francia y el Jura utilizaré las publicaciones de Pellat, de Loriol, Cotteau, Jaccard y Maillard, y, por fin, para el SE. de Francia, la obra de Coquand ³⁷.

a) El piso *kimeridgiense* se extiende por todo el país que acabamos de determinar y se encuentra desde Portugal hasta Orenburg.

b) Sobre el kimeridgiense existe, en el oeste de Europa, otro piso marino, el *portlandés*, cuyas capas yacen, siempre regularmente, sobre las últimas kimeridgienses; pero en Hannóver, donde contienen muy diversos fósiles, el 74 por 100 de las especies de la fauna portlandiense inferior son comunes a la kimeridgiense. El límite entre ambos pisos es difícil de trazar y para algunos observadores no existe; hay, pues, una marcadísima continuidad. Las capas superiores del portlandiense tienen mucha menor afinidad con el kimeridgiense, y así en Inglaterra como en Alemania y el Jura predominan en ellas, hasta cierto punto, las especies de agua salobre o, al menos, moluscos conocidos por su facilidad para adaptarse a los cambios de salsedumbre de las aguas. En la Charente, como en Inglaterra y Hannóver, en el este de Francia y en el Jura, las valvas de *Corbula inflexa* y de *Cyrena rugosa* cubren por millones el fondo llano de un mar poco profundo, cuyas aguas apenas han llegado al grado normal de salsedumbre.

En la cuenca superior del Dniester hay una serie de esos fósiles portlandienses, por ejemplo, el *Corbula inflexa*, que abunda mucho; y los estudios de Alth sobre esta fauna hacen suponer que el oeste y el este de Europa se hallaban entonces sometidos a iguales influencias ³⁸.

Así llegamos al límite superior del portlandiense, al nivel de las calizas tableadas de Einbeckhäuser, en Hannóver.

Entonces ocurrieron grandes cambios de régimen.

c) La zona marítima, que en la época kimeridgiense llegaba más allá del Volga y se extendía, cuando menos, hasta el Dniester, en los tiempos portlandienses se redujo tanto que el mar no pasaba de la región de los Alpes y de los Cárpatos ni aun conseguía perdurar en el Jura. En las lagunas, separadas desde entonces de las aguas marinas, se depositaban arcilla y yeso y, a veces, sal gema.

Estas capas yesosas, siempre escasas de restos orgánicos, no afloran en Inglaterra, pero un sondeo practicado en 1874 en el centro de la región del Weald las atravesó en un espesor de más de 100 pies. Forman tal vez un lentejón en medio de una especie de cubeta y están ocultas por depósitos más modernos que las desbordan por todas partes.

En el norte de Alemania se llama a esas formaciones *margas de Mün-de*; los plegamientos que afectaron a esta región las pusieron al descubierto en muchos puntos. A ellas se deben referir las capas de sal halladas bajo la misma ciudad de Hannóver por medio de un sondeo, con un espesor de más de 3.000 metros. Struckmann ha advertido su analogía con el Keuper.

El mapa del Jura en la época purbeckiense, tal como lo ha reconstituido Maillard, demuestra claramente que en esa región ocurrieron fenómenos idénticos a los que hemos descrito en Inglaterra. Margas yesosas de sólo tres o cuatro metros de potencia se formaron sobre el portlandiense, en parte del territorio que ocupa hoy la cordillera del Jura, sobre todo entre el Doubes y el lago de Neuchâtel, y más al NE y al SO.; pero los

depósitos siguientes tienen mucha mayor extensión, y si la región no se hubiese plegado luego, las capas yesíferas formarían, lo mismo que en Inglaterra, un lentejón oculto completamente bajo los sedimentos más modernos ⁵⁹.

En la Charente también se depositaron los yesos sobre el portlandiense. Allí vemos un trozo de cuenca; el resto se halla oculto, en parte por el Océano y en parte por las capas transgresivas del cretáceo medio. Corresponde esa región al borde meridional del pilar armoricano, seguido hacia el sur y el SO. por diferentes pisos de la serie mesozoica en orden inverso de antigüedad. Sobre el portlandiense yace una caliza celular (de 1,60 metros próximamente), luego 35 a 40 metros de yesos con arcillas, escamas de peces y restos de madera fósil. Vense los yesos a lo largo de una faja arrumbada al ONO., desde Chateaufort, al oeste de Angulema, y en una longitud de 40 kilómetros; algunos afloramientos aislados permiten reconocer su prolongación por Rochefort hasta la punta de Chassiron, promontorio extremo de la isla de Olerón, en el Océano, lo que da una longitud total de más de 100 kilómetros. La Gironda y el Atlántico ocultan en gran parte esa cuenca, cuya configuración general se desconoce.

El movimiento negativo de gran amplitud que originó este régimen, tan distinto del anterior, separó, al mismo tiempo, la Europa oriental de la occidental; así, cesa de ser uniforme la historia de ambas regiones en lo sucesivo. Esta época coincide con el purbeckiense inferior, y a su principio corresponde en Europa la distinción de las dos diversas regiones.

d) Las cuencas en que se depositó el yeso comenzaron a llenarse de nuevo.

Los sedimentos de esa nueva capa, formados de margas y de calizas, se extienden desde Biel, hacia el SO., por toda la región jurásica y aún más allá por el departamento del Iser. Algunas veces los separan de su substratum las carniolas, y no alcanzan más que 4 ó 5 metros de espesor. Generalmente, se observa en su base un piso en que se mezclan conchas fluviátiles y de agua salobre, luego capas de agua dulce y encima de éstas otro horizonte de agua salobre. Esta última capa posee una extensión mucho menor que las anteriores y parece rebasar poco el área que ocupan las arcillas yesíferas de muy inferior nivel. Los bancos de caliza lacustre reaparecen fuera de la cordillera del Jura, en el Doubs, cerca de Baume, aguas arriba de Besanzón, y en el Saona, cerca de Gray, lo que indica una comunicación con la cenefa oriental de la cuenca de París. Pero ya en el Yonne faltan las capas inmediatamente superiores al portlandiense; no se encuentra el menor vestigio de formaciones lacustres y el cretáceo inferior marino yace directamente sobre capas jurásicas también marinas.

Durante esa época se formó en el norte de Alemania, sobre las margas de Munde, una serie bastante potente de bancos calizos, con conchas marinas, de agua salobre y lacustres, que se llaman «serpulita» por la abun-

dancia de *Serpula coacervata*. La serpulita existe también en el Boulonnais y corresponde en Inglaterra a la parte del purbeckiense, superior al yeso. Las señales de oscilaciones son allí tan abundantes, que Bristow ha reconocido en aquel horizonte, en la isla de Purbeck, en el suelo de cuatro antiguos bosques, once bancos de caliza lacustre, cuatro capas de agua salobre y tres marinas, que se suceden y alternan varias veces.

En la Charente se halla también un banco calizo con fósiles lacustres: la «capa de dos pies».

Las conchas marinas o de agua salobre contenidas en todas estas formaciones tienen aún el mismo tipo que las de las capas más antiguas, y en ambas se hallan muchas especies comunes. *Es una fauna jurásica depauperada.*

Las siguientes transgresiones permiten apreciar que toda la parte occidental de la cuenca de París, más allá del país de Bray, estaba entonces emergida, mientras que al este, desde los Alpes hasta Inglaterra, se extendía una región en que los restos de la fauna marina jurásica alternaban de diversos modos, con las formas lacustres.

e) La marcha de los fenómenos, tan regular hasta ahora, en grandes espacios, se modificó localmente.

La costa retrocedió aún. Las regiones más inmediatas al mar alpino quedaron sumergidas, y la nueva fauna marina del valanginiense (neocomiense inferior), procedente del sur, invadió el Jura; el mar penetró en Francia, pero hacia el oeste no pasó más allá de Vailly y hacia el NO. de Santerre, en el Cher. *En el norte de Francia y en toda Inglaterra no se conocen depósitos marinos del neocomiense inferior* ⁴⁰.

Claro es que, al principio, el mar no había adquirido su extensión definitiva; se encuentran a trechos en el Jura alternancias de bancos marinos y lacustres, que cesaron cuando el mar tomó posesión absoluta de su dominio.

Algo más al norte, en el alto Marne, aparece un depósito de agua dulce, a un nivel mucho más alto, en el piso urgoniense; en Hannóver e Inglaterra las aguas dulces persistieron más tiempo que cerca de los Alpes; entonces fué cuando se formaron los depósitos wealdenses típicos.

En el norte de Alemania yacen sobre la serpulita capas de arenisca y pizarras con osamentas de reptiles y conchas lacustres, tales como *Unio* y *Cyrena*, y repetidos lechos de carbón lo mismo que en el terreno hulle-ro. Este conjunto llega a los 200 metros de espesor. Algunas señales de pasos en las placas de areniscas indican que el nivel del lago se fué elevando progresivamente y luego permaneció estacionario.

Análogas areniscas existen en restos aislados en el Boulonnais y en Inglaterra, ocultan al purbeckiense, como en Hannóver y contienen muchos restos de grandes *Iguanodon* y de vegetales terrestres. Llámase allí esa formación *Hastings sand* y conservan también señales de pasos en muchos niveles.

f) En Hannóver, como en Inglaterra, la *arcilla wealdense superior* sigue a las capas anteriores. La influencia del mar vuelve a manifestarse hasta cierto punto. Este nuevo piso tiene de 60 a 70 metros de espesor en el norte de Alemania; al lado de muchas conchas fluviales se encuentran en él especies de agua salobre de la serpulita y, sobre todo, *Corbula inflexa*; es la fauna jurásica depauperada que debió conservarse en alguna laguna durante el depósito de las arenas de Hastings y reaparecer más degenerada aún. En Inglaterra cortan a las arcillosas lacustres algunas intercalaciones de agua salobre, y hacia la parte alta del wealdense hállase un banco con *Ostrea distorta*. En condiciones tan favorables se conservan los últimos supervivientes de la fauna jurásica, que es una verdadera fauna remanente.

En Inglaterra aumenta tanto hacia el oeste el espesor de los depósitos, que llega a más de 600 metros en las capas superiores al purbeckiense. En Bélgica vense a trechos, bajo las capas transgresivas del cretáceo medio, arenas y arcillas con restos de vegetales que yacen sobre el hullero: son restos de los depósitos acumulados en las depresiones de la antigua superficie continental; en 1878 se encontró, a 322 metros de profundidad, en medio del hullero, en el pozo de Santa Bárbara, cerca de Bernissart y no lejos de la frontera francesa, un núcleo de arcilla hundido con muchos esqueletos de *Iguanodon*, peces y plantas del wealdense inglés ⁴¹.

En la misma época, el banco calizo de la Charente se cubrió también de arcillas pardas con impresiones vegetales.

g) El mar avanzó más hacia el norte y fué limitando progresivamente los grandes lagos continentales. Sus capas transgresivas no contienen ya la fauna marina del valanginiense (o neocomiense inferior), como en el Jura, sino que en el norte de Alemania pertenecen al neocomiense medio: es el Hils o hauteriviense. Las olas llegaron al mismo tiempo al norte de Francia y al sur de Inglaterra, porque la primera intercalación marina del wealdense inglés parece pertenecer, poco más o menos, a ese horizonte. Sin embargo en esta última comarca las aguas dulces predominaron de nuevo y sólo en el siguiente piso ocurrió la invasión definitiva de la antigua región lacustre por las aguas del mar. Ese piso comienza con las capas de Punfield, que corresponden al urgoniano de los geólogos franceses ⁴².

Notemos que el movimiento positivo de que acabamos de hablar se realizó por oscilaciones. En su primera fase hizo progresar el neocomiense inferior de los Alpes por la región jurásica hasta Francia. En la época del neocomiense medio o, lo que es lo mismo, del Hils, las aguas invadieron, después de una nueva transgresión, el norte de Francia, el de Alemania, la zona wealdense de Alemania y gran parte de Inglaterra. En este país cesó definitivamente la serie de las formaciones lacustres en el piso siguiente: el urgoniano.

Cuando el mar infracretáceo cubría ya el purbeckiense del Jura, algunas especies aisladas de agua salobre, último resto de la fauna jurásica,

subsistían aún en el wealdense inglés y alemán, sobreviviendo así, algún tiempo, al avance del mar cretáceo hacia el norte ⁴³. Estos moluscos jurásicos, que las múltiples oscilaciones de las aguas habían aclimatado ya al régimen salobre, eran mucho más aptos para subsistir en los lagos y estuarios que las nuevas especies marinas que trajo la transgresión cretácea.

En posesión de estos resultados dirijamos una rápida mirada a la Península Ibérica. Podemos reconstituir la marcha de los fenómenos ocurridos en aquel país examinando la serie de las capas que se presentan de SE. a NO., o sea de las Baleares al Atlántico, lo mismo que hemos hecho dirigiéndonos desde los Alpes, por el Jura, a la región de Weald.

En las Baleares, que consideramos como probable prolongación de la cordillera Bética, la serie es, en gran parte, pelágica como en la dicha cordillera y en los Alpes; representan allí al jurásico superior capas exclusivamente marinas; encima se halla el neocomiense inferior. En el continente se encuentra de nuevo el neocomiense inferior cerca de Valencia, pero no se conoce en el interior de la Península como tampoco existe en las partes de la cuenca de París más alejadas de los Alpes. En cambio, vese en la pequeña cordillera de las Atalayas de Alcalá, cerca de Castellón y al nivel del kimeridgiense, una caliza litográfica con *Gxogyra virgula*, análoga a las capas de igual naturaleza que ocupan la parte alta del sistema jurásico en el SE. de Francia y en Baviera, desde Ulma a Solenhofen, y que corresponden, probablemente, al portlandiense y purbeckiense. Gumbel ha demostrado que estas capas presentan en el sur de Alemania señales de repetidas oscilaciones de poca amplitud que recuerdan las que hemos reconocido, aunque en otras condiciones, en el purbeckiense de Inglaterra. Las capas que cubren directamente a la caliza litográfica de las Atalayas no pertenecen, como podría esperarse, al neocomiense inferior, sino al urgoniano ⁴⁴.

En el interior, en la provincia de Teruel, existen capas de lignito, que en Utrillas alternan con bancos marinos, cuya fauna corresponde exactamente a la de las capas de Punfield, que en Inglaterra se intercalan en lo alto del wealdense, donde terminan la serie ⁴⁵.

Las capas lacustres del wealdense se extienden, aún más al NO., por parte de las provincias de Logroño y Burgos hasta el valle de Saja, cerca de Santander, y en la costa del Atlántico. Palacios y Sánchez Lozano han descrito la parte meridional de estos depósitos, que, según Calderón llegaron a los 1.000 metros de espesor, cubren más de 1.200 kilómetros cuadrados y pueden dividirse, como en Inglaterra, en arenas de Hastings y arcilla wealdense ⁴⁶.

La serie cretácea marina comienza siempre, en aquella parte de España, por el urgoniano; Cárez ha demostrado que ese piso prosigue por Cataluña; el norte de Aragón, Navarra y Vizcaya ⁴⁷.

Los fenómenos son los mismos que en el centro de Europa; las Balea-

res, por su situación, son, respecto de Santander, lo que los Alpes respecto al sur de Inglaterra.

Fijémonos ahora en Portugal.

Sharpe describió allí hace mucho tiempo una serie «infracretácea» lacustre; Delgado reconoció que dicha serie corresponde al wealdense; luego la estudió Ribeiro. El mapa geológico de Portugal señala una faja de estos depósitos que se extienden desde Setúbal al cabo Espichel, y otros afloramientos grandes y pequeños, al norte del Tajo, hasta el cabo Mondego. En cuanto al jurásico portugués, Saemann ha evidenciado la identidad de sus pisos superiores con el portlandés de Boulogne ⁴⁸.

En la sierra de Cintra cubre al kimeridgiense, según Choffat, una potente serie de bancos calizos con especies de la fauna anterior, formas nuevas y Cyrenas. Luego siguen el valanginiense y el hauteriviense, o sea los equivalentes marinos del neocomiense inferior y medio. Pero a 20 kilómetros, al este, en Bellas, al ONO. de Lisboa, reemplazan al valanginiense, en esta serie, una arenisca con vegetales terrestres que corresponde al wealdense ⁴⁹.

La serie de los fenómenos ha sido, pues, la misma desde el Harz hasta la costa occidental de Portugal; después del portlandés aparecieron aguas poco profundas o lagos, que luego se siguieron desde Hannóver a la costa occidental de Portugal. El mar, que se había retirado primero hacia el sur, cubrió, durante el neocomiense inferior, el norte de Francia hasta el Cher, España hasta Valencia, y sólo una parte pequeña al oeste de Portugal. En la época del Hils (hauteriviense) y del urgoniano, las olas siguieron avanzando con movimiento bascular hasta que cubrieron toda la región de los lagos wealdenses. En muchos puntos, las fajas de afloramientos lacustres o de depósitos yesosos (Charente) quedaron cortadas por las orillas del Atlántico, lo que demuestra que en aquella época la región continental rebasaba la de las costas actuales.

NUEVAS TRANSGRESIONES; MEZCLA DE LAS FAUNAS CRETÁCEAS.—De los datos anteriores se deduce que el máximum de regresión marina (o fase negativa) se manifestó en la base de las margas yesíferas y salíferas entre los pisos portlandés y purbeckiense; luego, y a pesar de las múltiples oscilaciones, preponderaron los fenómenos de transgresión (positivos) hasta la urgoniana, que acabó por cubrir toda la región de los depósitos wealdenses.

El mayor cambio de las condiciones físicas no coincidió, pues, con el de la fauna, sino que lo precedió; se sabe, en efecto, que el purbeckiense superior contiene un conjunto de especies de tipo completamente jurásico.

Se plantea el problema de si en otras partes del Globo habrá una transgresión que corresponda a la purbeckiana; es fácil hallar indicios de ella. Hemos visto que el kimeridgiense de las regiones occidentales se extiende

por Polonia hasta más allá del Volga. Pero Mijalski ha comprobado en la misma Polonia, cerca de Tomaszow, a orillas del Pilica, vestigios de un mar que no penetró en el oeste de Europa y que depositó el piso volgiense inferior de los geólogos rusos (zona del *Perisphinctes virgatus*). Mijalski considera, y sin duda con mucha razón, que tales depósitos son los primeros síntomas de una gran transgresión boreal infracretácea ⁵⁰. Nikitin sincroniza el piso volgiense con el wealdense inglés.

Todavía en la Galizia oriental se encuentran muchas especies portlandenses, por lo que debe suponerse que al final de ese piso cesó Rusia de sufrir iguales vicisitudes que la Europa occidental; pero este momento es precisamente aquel en que comenzó el depósito de las margas con yeso, y coincide con el máximo de la fase negativa que acabamos de describir en el oeste de Europa. Mientras que las costas retrocedían al oeste y al norte, sin dejar subsistir más que lagunas yesosas, otro mar avanzaba desde el NE. por Kostroma, Pver, Moscú y Riazal y, al mismo tiempo, por Orenburg Sámara y Simbirsk.

Los estudios de nuestros colegas rusos, que hace mucho tiempo nos han revelado tantos fenómenos nuevos en este asunto, no permiten aún reconocer en el mapa la extensión de los diferentes pisos del volgiense; es indudable, sin embargo, que en el norte de Asia debe corresponderle una gran transgresión, sobre todo a los pisos superiores. Según Nikitin, el área de esta transgresión abarca la región situada al oeste del valle inferior del Obi y se extiende al sur hasta el sesenta y tres grados de latitud norte, abarcando parte de la Siberia del norte, sobre todo la península de Taimyr, hasta Dudinskoie, en el valle inferior del Yenisei y los valles inferiores de todos los ríos más orientales hasta el Yana, pero sin llegar al círculo polar. Allí los depósitos volgienses yacen directamente sobre el triás marino. Es dudoso el jurásico citado en el sur de Siberia, pero las capas volgienses superiores parece que se encuentran a lo largo del río Amur y del Bureia.

Con arreglo a los trabajos conocidos, hemos colocado en el jurásico las capas mesozoicas que yacen sobre el triás en el Spitzberg y las de la Groenlandia oriental (II, pág. 67); pero advertiremos que Lahusen ha puesto de manifiesto muchas analogías entre el volgiense superior de las orillas del Yenisei y del Lena, por una parte, y las capas del Spitzberg y del este de Groenlandia, por otra ⁵¹.

Aún hay algunas dudas sobre el piso a que deben atribuirse ciertas capas con aucellas; los paleontólogos diferían mucho acerca de este asunto; no extenderé mis comparaciones ni a las islas Aleutianas ni a las de la Reina Carlota, donde seguramente existe el piso volgiense. Es probable, según los trabajos de White, que las capas con aucellas de California correspondan a las del norte; se extienden, a caso, hasta Nuevo México ⁵², pero en la parte ártica del norte de América y hasta el cabo Farewell no se cono-

ce nada análogo; en el oeste de Groenlandia sólo representan al cretáceo inferior algunas capas con impresiones vegetales.

El género *aucella* penetra desde el norte hasta las islas Lofoten, pero no avanza más en el Atlántico.

Fenómenos análogos a los que acabamos de bosquejar dejaron algunos vestigios en el hemisferio austral.

En el este de Australia hay una transgresión cretácea que Neumayr refiere al aptense (II, pág. 158). En el SE. de la Colonia del Cabo se observa una serie de capas con vegetales que contienen bancos marinos adosada a los terrenos anteriores: es la serie de Uitenhage (I, pág. 507); en Sripermatør (costa oriental de la India) se citan areniscas que pertenecen a ese mismo horizonte de Uitenhage (I, pág. 411). Así llegamos a la región jurásica de Cach, donde vuelven a encontrarse todos los pisos del jurásico medio hasta el portlandés. El grupo de Umia, que contiene especies del portlandiense de Europa, es una masa de arenisca de unos 900 metros de espesor; la mayoría de los fósiles marinos y, sobre todo, las especies portlandienses se encuentran en un conglomerado calizo hacia la base de esas areniscas; en la parte superior hay muchos vegetales terrestres, y algunas especies del piso de Uitenhage aparecen a un nivel más alto. Así, el piso de Uitenhage, desconocido en Europa, se superpone en la India a un jurásico de tipo europeo, lo mismo que en Rusia el volgiense inferior, con su fauna exótica, cubre a un jurásico también europeo. La fauna de Uitenhage procede del sur, la volgiense del norte. Dicha analogía se acentúa más porque en Cach se ven, sobre tipos de Uitenhage, formas del piso aptense de Europa (*Hoplites Deshayesii*), mientras que en Rusia, según Nikitin, es el mismo piso de tipo marcadamente occidental, y también con *Hoplites Deshayesii*, el que cubre en Simbirsk el piso volgiense. En Cach se presenta con estos fósiles una especie del aptense de Australia.

De modo que en Simbirsk tenemos un jurásico europeo, al que sigue el volgiense boreal y luego el aptense europeo, y en Cach lo mismo: un jurásico europeo, luego señales del piso austral de Uitenhage e indicios del aptense de Europa.

Tras esta larga digresión, volvamos al centro de Europa y examinemos allí los fenómenos que señalan el límite del jurásico y cretáceo y mencionemos ciertas circunstancias que ofrecen la sucesión y composición de las faunas cretáceas marinas.

Observemos, primeramente, que aquella porción de la fauna jurásica marina de Europa, cuya historia hemos bosquejado, no puede considerarse progenitora de la que la sucedió. Esto ha podido ocurrir con un cierto número de formas pelágicas de la región alpina, pero la fauna jurásica subltoral quedó eliminada, al pronto, por la gran regresión de que hemos hablado y luego por el régimen lacustre. De estas especies marinas han podido derivarse algunas formas de agua salobre y persistir algún tiempo,

pero los elementos de las nuevas formas proceden en su mayoría del exterior.

El valenginiense (neocomiense inferior) supera poco en extensión a la región pelágica de los Alpes; su fauna es muy pobre y no tiene afinidades exóticas.

Hállase luego el *Hils* o hauteriviense, mucho más extenso. Al describir los amonitos de Hils en 1881, Neumayr y Uhlig demuestran cumplidamente, por primera vez, la existencia de elementos septentrionales en la fauna de ese piso. Los trabajos publicados después, como son los de Weerth y de María Pavlow, han comprobado que esa fauna del Hils presenta todavía más afinidades con Rusia y, efectivamente, se encuentran en ella algunos elementos de la volgiense. Neumayr y Uhlig demuestran, además, que algunas especies del Hils tienen estrecha relación con la fauna de Uitenhage. Ese período de transgresión fué también una época de mezcla de las faunas; formas boreales y australes aparecieron en Europa. Los movimientos negativos aislaron las regiones del NE. que provocaron; durante ellos se había desarrollado la fauna boreal volgiana que entonces tuvo fin ⁵³.

Hasta ahora hemos hablado poco del cretáceo inferior de los Alpes, cuyos bancos presentan una serie continua de depósitos pelágicos, pues es muy difícil en las regiones plegadas revelar con alguna claridad las transgresiones o las regresiones; esto sólo se consigue, por excepción, como lo quiso hacer Maillard con el purbeckiense del Jura. Sin embargo, es interesante analizar las faunas que se han sucedido en aquella comarca. Si nos referimos a los representantes pelágicos de los depósitos litorales, hallamos directamente encima de los equivalentes de Hils o hauteriviense, el piso *barremiense* en la cuenca inferior del Ródano y las pizarras de *Wernsdorf*, en los Cárpatos, donde existen nuevos elementos animales. La riquísima fauna infracretácea de Santa Fe de Bogotá, en Colombia, descrita por Karsten, ha proporcionado al barremiense de Europa muchos representantes; Coquand y D'Orbigny han reconocido estos elementos en el barremiense francés; Hohenegger los ha encontrado en los Cárpatos, y Uhlig ha llamado la atención sobre la notable analogía que existe entre estas faunas de los Cárpatos, de Provenza y de Bogotá, a pesar de la distancia que separa dichas regiones. El género *Pulchellia* caracteriza en Europa esta inmigración, lo mismo que el género *Holcostephanus* distinguía la anterior transgresión ⁵⁴.

Durante el *aptense* una fauna uniforme se extendió por Europa hasta Rusia, y las pocas especies citadas en la India demuestran que aquella fauna debió alcanzar hasta esa parte de Asia.

Vemos, pues, que hacia el fin de los tiempos jurásicos quedó al descubierto Europa y que luego la invadieron de nuevo varias transgresiones sucesivas y crecientes. La región alpina permaneció de continuo sumergida.

El máximo de modificación física, que se produjo en el límite intermedio del portlandiense y purbeckiense, no coincidió en el centro de Europa con el máximo de modificación en la fauna; sólo actuó, contribuyendo al establecimiento de las cuencas aisladas y preparando la extinción de los elementos litorales de esta fauna. En cambio, las siguientes transgresiones tuvieron tanta mayor influencia sobre las faunas cuanto que cada una de ellas estableció otras varias comunicaciones marinas, permitiendo la inmigración de formas nuevas o haciendo más fáciles los cambios.

Nikitin ha evidenciado la autonomía completa de la región rusa en la época volgiense y cuando más tarde, «con la época del gault, se manifestó hasta en las regiones más apartadas el carácter universal de la fauna». Neumayr llegó a análogos resultados ⁵⁵; fenómenos de tal amplitud no pueden explicarse por simples oscilaciones de los continentes.

Así se acentúa el contraste entre las regiones atlántica y pacífica. Los depósitos infracretáceos se citan en muchos puntos de las costas occidentales de América, desde las islas Aleutianas al cabo de Hornos; lo mismo ocurre en Australia y en Nueva Zelanda. En la cenefa pacífica están plegados estos sedimentos y horizontales en el traspais australiano. Pero en vano se buscaría en las costas atlánticas, fuera de Europa, representantes de todos estos pisos, y, aun en Europa, el wealdense y sus depósitos lacustres quedan cortados bruscamente por la costa. Sin embargo, la fauna revela que debió existir comunicación en la primera mitad del período cretáceo entre los mares europeos y los que bañan la vertiente occidental de América del Sur. Pero esta comunicación sólo pudo producirse cerca de las partes de la costa del Atlántico de tipo pacífico, o sea entre el Mediterráneo actual de Europa y las Antillas.

LA TRANSGRESIÓN CENOMANENSE.—Hemos visto al principio de este capítulo que la larga serie de movimientos intermitentes que ocurrió desde los tiempos réticos, durante el liásico y los períodos sucesivos, no fué sino una especie de prelude de la gran transgresión del batoniense superior y del calloviense. Asimismo, todas las oscilaciones de los mares infracretáceos de Europa que acabamos de citar son anuncios de una transgresión mucho más importante y notable, porque *afecta también a las costas del Atlántico*.

Esta transgresión abarca el cenomanense, el turonense y el senonense y hay indicios de que la mayor extensión de los mares coincidió con la época senonense. Habiendo tratado ya este asunto, me limitaré a reproducir los resultados generales de aquella investigación ⁵⁶.

La transgresión cenomanense se manifiesta en lo alto de la meseta española, desde donde pueden seguirse las señales hacia el norte, en muchos puntos; cruza Francia y llega a la parte septentrional de Escocia. Los dragados han permitido comprobar la existencia del senonense a lo largo de las costas de Noruega, hasta las latitudes más elevadas (II, pági-

na 67). Vuelve a hallarse el cretáceo transgresivo formando el macizo de Bohemia hasta el Jura bávaro, y más al norte, en restos esparcidos en Dinamarca y hasta Scania. Los vestigios de esa misma transgresión siguen alrededor del Báltico y se extienden por Polonia; Karpinsky, que ha reconocido perfectamente las diferencias de extensión del cretáceo inferior y del medio, le asigna como límite septentrional una línea que pasa algo al norte de Vylna y de Mohilev y se dirige hacia Moscú por Kaluga; luego llega a Orenberg, manteniéndose algo al norte de Simbirsk y de Samara ⁵⁷. Así, pues, la mitad septentrional de Rusia quedó emergida y, en cambio, cubiertos los contrafuertes meridionales de los Urales. Sin embargo, Karpinsky me ha hecho observar el notable descubrimiento de Fedorov de que las capas cretáceas con baculites existen en el norte de la cuenca del Sossva, más allá de los Urales, a los 62° 30' de latitud norte; reposan sobre capas fosilíferas, tal vez del volgiense superior, y están horizontales como estas últimas.

El mar cenomanense se extendió luego por toda la región cáspica y la cuenca del Aral, y, según Romanovsky y Muxketov, cubrió el Kyzyl Kum, así como todos los llanos del Turán hasta el pie de las grandes cordilleras, invadiendo de este modo una región que habían respetado las aguas marinas desde los tiempos paleozoicos y donde los pisos inferiores de la serie mesozoica, o no existían, o sólo se hallaban representados por capas lignitíferas ⁵⁸. Entonces las olas llegaron a la cuenca del Tarín, en cuyo borde meridional comprobó Stoliczka, con gran asombro, la existencia de la transgresión cretácea.

La creta media y superior ocupa, además, toda la región del «Mediterráneo central» y aun rebasa sus límites. Sus depósitos, que son en general calizas duras, pasan del sur de Europa a Siria, cubren la mitad oriental del Sahara y Arabia, penetran en el valle de Narbad y llegan a la península del Indostán.

Algunos bancos del senónense marino se intercalan en las capas con vegetales de Disko a los 70° de latitud norte. En la costa oriental de los Estados Unidos, en Nueva Jersey por ejemplo, hállanse también restos del cretáceo medio. Desde el golfo de Méjico se propagó la transgresión hasta la vertiente occidental de la sierra Madre; llegó a Chihuahua, Presidio del Norte y el Llano Estacado de Texas; por fin penetró en las Praderas, por Kansas, Nebraska y Dakota, y ocupó las cuencas del Saskatchewan y del Mackenzie hasta los 65° de latitud norte, y avanzó, acaso, hasta el mar Glacial.

Al mismo tiempo, los sedimentos del piso cenomanense penetraron en la cuenca del Amazonas, cubrieron toda la anchura de América del Sur hasta los Andes y, quizá, hasta el Pacífico. Se los encuentra en Piahy, en Ceara y hasta Bahía (I, pág. 517). En el sur forma el cretáceo el subsuelo de las Pampas, y se ha comprobado la existencia de fósiles del cretáceo

medio en la Patagonia, hacia los 53° 30' de latitud sur (I, pág. 530).

En la costa occidental de Africa aparecen capas cenomanenses inferiores (que algunos atribuyen a la parte alta del gault) cerca del ecuador y Mossamedes (II, pág. 124); pero en la costa oriental, sus equivalentes contienen una fauna distinta de tipo «índico», que caracteriza al cretáceo transgresivo de las costas del Natal, al de Trichinópolis y de la meseta de Xillong (I, páginas 412 y 413). El oeste de Australia no se libró de la transgresión del cretáceo medio, pero sólo se poseen noticias muy incompletas de aquel país.

La región pacífica fué tan dislocada y disminuía por los fenómenos de plegamiento, que en ella es mucho más difícil seguir la señal de las transgresiones. En Yeso y en Sajalín, el cretáceo del tipo «índico» reaparece probablemente transgresivo (II, pág. 180); el cretáceo medio existe en capas horizontales, discordantes sobre los terrenos anteriores, en las Foothills de California (I, pág. 586).

Así, el mar de la segunda mitad del período cretáceo se extendió por el Turán y el Irán, Arabia y el Sahara, las praderas de América del Norte y las extensas depresiones del Amazonas y el Paraná. Además, se puede limitar una gran comarca, a la que acaso no llegó dicha transgresión, y que comprende el este de Groenlandia, el Spitzberg, tal vez el norte de Escandinavia, el norte de Rusia, Siberia y todo el norte de China. Podría suponerse que los depósitos cretáceos fueron barridos por la erosión glacial, tan enérgica en el territorio que acabamos de demarcar; pero esta objeción no puede subsistir ante la existencia, tan general en aquellas regiones, de depósitos terciarios con impresiones de hojas, que en el Spitzberg y en el este de Groenlandia se superponen directamente a las capas jurásicas o al piso volgiense, sin que aparezcan por ninguna parte el cretáceo medio ni el superior. En esa región se colocan los afloramientos de capas con baculites de las orillas del Sossva. Gran parte del continente de Gondwana, ya dividido en aquella época, debió permanecer también emergido, porque en el este y en el oeste de Africa los bancos cretáceos se apoyan en el borde de las mesetas; penetran algo tierra adentro en el valle del Narbada, pero sin llegar nunca a la parte alta de los macizos antiguos. En cambio, las aguas invadieron el oeste de Australia.

Sea como fuere, puede admitirse que debieron existir entonces grandes superficies de tierra firme alrededor del Polo Norte, y sobre todo por la parte de Asia y especialmente en el norte de China. En el cretáceo inferior las aguas del volgiense y de la serie de Uitenhage partieron de las regiones polares, ártica y antártica. La transgresión del cretáceo medio superior afectó, en cambio, a las zonas ecuatoriales y templadas; es probable que fuesen simples ramificaciones de esos mares las que penetraron en el valle del Mackenzie, en Disko (donde alternan algunas capas marinas y bancos con vegetales), y hasta el fondo actual del mar de Noruega. Los

nuevos estudios demostrarán si conviene extender la misma explicación a las capas con baculites del Sossva.

A la gran extensión de la región marítima que acabamos de describir durante el cretáceo medio y superior, siguió, después del senonense (lo mismo que ocurrió después del portlandés), una extraordinaria disminución de los océanos. En el capítulo siguiente estudiaremos esta fase negativa al tratar del eoceno.

RESUMEN DE LOS MARES MESOZOICOS.—Ninguna de las transgresiones de la era mesozoica, ya procediese de los polos o de las regiones ecuatoriales, dejó en los actuales continentes depósitos que indicasen mucha profundidad; el calloviense, las capas transgresivas del cretáceo inferior y el cenomanense se componen de materiales detríticos, con muchos fósiles por lo general; únicamente para el senonense se podría admitir que hubiese existido en el norte de Europa un mar algo profundo. Citaremos, como ejemplos, el calloviense de Rusia y el manto cretáceo del alto Elba; se trata de sumersiones temporales de una parte de la región continental, que no hay que confundir con las grandes profundidades oceánicas de rasgos constantes.

Nuestros mapas geográficos representan los perímetros de los mares contemporáneos, pero entre estas depresiones las hay muy profundas, y otras, en cambio, someras, como ocurre en los mares árticos. Así, pues, no basta conocer el dibujo de las costas para determinar la situación de las grandes profundidades.

Puede apreciarse que todo alrededor del Pacífico aparecen en las cordilleras plegadas los depósitos triásicos; en el Indico sólo existen, desde el jurásico medio, testigos de una cenefa sedimentaria transgresiva, y en las regiones atlánticas desde el cretáceo medio. Compruébase, además, que esta cenefa no está plegada ni en el Indico ni en el Atlántico.

La parte de los mares árticos que bañan las costas de Asia presenta en la constitución de sus orillas muchos caracteres iguales a los de la cuenca del Pacífico, hasta la costa oriental de Groenlandia y las Lofoten, pero sin pasar de estas islas. El triás existe hasta Spitzberg, pero no está plegado allí; compruébase en aquellas regiones la existencia de algunos pisos de la serie jurásica y del volgiense, pero faltan las series media y superior del sistema cretáceo. En cambio, la bahía de Baffin participa de las condiciones del Atlántico; los únicos depósitos marinos conocidos en el oeste de Groenlandia pertenecen al cretáceo superior.

Dejemos ahora la orilla de los océanos y fijémonos en la serie sedimentaria tal como se nos muestra en el Silakank, en el Himalaya (I, página 441). Allí se suceden sin interrupción las capas mesozoicas en espesores de varios miles de metros y con facies constante y claramente pelágica; yacen sobre una serie análoga de capas paleozoicas, probando así, de modo indiscutible, que en medio de lo que hoy es región continental existió, du-

rante mucho tiempo, un mar profundo, desaparecido bajo la influencia de causas distintas: cegamiento causado por la acumulación de sus propios depósitos, movimientos negativos de las costas y plegamientos orogénicos. Los Alpes orientales nos ofrecen ejemplos no menos patentes. Debemos admitir, de acuerdo con Neumayr, que desde la época triásica se extendía un «Mediterráneo central» desde Asia hasta más allá de Gibraltar, que cruzaba el mediodía de Europa y rebasaba mucho los límites del Mediterráneo actual. Además, hay abundantes indicios que suministran los depósitos jurásicos, y los caracteres aún más claros de la fauna marina barremiense de Bogotá, que inducen a pensar que aquel mar se extendía por el Atlántico antes de que en las costas de este último océano se hubiese depositado el cenomanense.

Es posible que el ensanchamiento progresivo de ese «Mediterráneo central», alargado entonces paralelamente al ecuador, originase más tarde el océano Atlántico. Los depósitos de agua dulce del Weald quedan aún cortados por el litoral en Portugal y en el norte de España. La existencia de algunos políperos del turonense de Europa en las Antillas sugiere la idea de que atravesase el emplazamiento actual del Atlántico una línea de costas o, al menos, un cordón de grandes islas que hubiese permitido propagarse a las especies (I, pág. 291).

Así, es probable que desde antes del cenomanense se hubiesen unido a la antigua cuenca marítima, que se extendía desde Europa a las Indias occidentales, nuevas depresiones que la habrían aumentado mucho; este océano sería el punto de partida de la transgresión cenomanense. Sin embargo, también es admisible que desde entonces se hayan formado otros abismos que, sumándose a los anteriores, acabasen de individualizar el Atlántico.

El fenómeno se ha complicado muchísimo a causa del perpetuo encadenamiento de los orogénicos y de las transgresiones; así, no es posible emitir cualquier opinión sin cierta reserva. Steinmann encontró en Bolivia areniscas cretáceas horizontales a 4.000 metros de altitud, de donde dedujo que, después de la época de su formación, «el nivel del mar se había aproximado igual cantidad al centro de la Tierra» ³⁹.

Limitémonos, por ahora, a comprobar la diferente edad de los océanos actuales, y pasemos a otro asunto.

Dijimos en las primeras páginas de este libro que uno de los rasgos más característicos que nos ofrece el mapamundi es el estrechamiento progresivo de los continentes hacia el sur, y, añadíamos (I, pág. 5), que toda tentativa para explicar los movimientos y cambios de forma de la corteza terrestre debía hacerse teniendo en cuenta esta notable circunstancia de la superficie del Globo.

La forma puntiaguda de los continentes se manifiesta en cuatro casos principales: América del Sur, África Austral, la India y Groenlandia, y, por

tanto, en las más diversas latitudes. Deben citarse aún otros de menos importancia, como la península del Sinaí, Crimea, etc.; por fin, en el interior de los continentes se encuentra, a veces, análoga disposición; así ocurre, por ejemplo, con el macizo de Bohemia.

América del Sur, constituida a poniente y mediodía por el borde de una cordillera sinuosa y al este por llanuras de acarreo terciarias, posee estructura en absoluto distinta de la de las otras regiones citadas, por lo que no la tendremos en cuenta. Los restantes casos se observan en mesetas. Groenlandia es un sector recortado de la Atlántida: el continente de la arenisca roja antigua; la India, un sector análogo, cortado de la antigua meseta de Gondwana; el Africa Austral, un trozo de esta misma meseta.

Groenlandia tiene adosadas a su costa oriental capas de sello asiático y ártico; en cambio, los restos de la costa occidental son de tipo atlántico. Las orillas de mares distintos se cortan así en el cabo Farewell. La teoría del levantamiento no basta para explicar estos hechos; hay que considerar Groenlandia como un pilar de primer orden, que sobresale entre dos o varias cuencas de descenso de distinta edad.

Igualmente, la península del Indostán se alza entre el golfo de Bengala y el mar de Arabia, y también el Africa Austral se yergue entre dos océanos. En uno y otro caso confirman el descenso la extensión de la serie de Gondwana y la disposición de esas potentes capas con plantas, cuyas cabezas se vuelven hacia el mar; los depósitos que se apoyan al pie de estas masas indican la edad de las sucesivas líneas de costa (I, página 418). La teoría del levantamiento tampoco basta, en ese caso, para explicar cómo pudo ascender desde el fondo de los mares hasta su actual altura esa plataforma de capas con vegetales que nunca cubrieron depósitos marinos.

De igual modo, Crimea y el macizo de Bohemia quedan limitados al sur por los bordes convergentes de varias cuencas de descenso.

Así, cuanto más nos aproximamos al conocimiento exacto de los fenómenos, más nos alejamos de las hipótesis con que se acostumbraba explicar las sucesivas sumersiones y emersiones de los continentes.

Notas del capítulo VI: Mares mesozoicos.

¹ F. Teller, *Die-Pelecypoden-Fauna von Werchojansk in Ostsibirien*; in Edm. Mojsisovics v. Mojsvár, *Arktische Triasfaunen* (Mem. Acad. Imp. Sc. S.-Petersburgo, 7.^a ser., XXXIII, n.º 6, 1886, páginas 103-137).

² C. L. Griesbach, *Field Notes: N.º 5-to accompany a Geological Sketch Map of Afghanistan and Northeastern Khorassan* (Records Geol. Survey of India, XX, 1887, páginas 97 y siguientes).

³ M. Neumayr, *Die Geographische Verbreitung der Juraformation* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Viene, Mathem.-Naturw. Cl., L, 1885, páginas 57-142 y 2 mapas).

⁴ E. W. Benecke, *Ueber die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg* (Abhandl. z. Geol. Specialkarte v. Els.-Loth., I, Hefl 4, 1877).

⁵ F. von Richthofen, *Geognostische Beschreibung von Predazzo, St. Cassian und der Seisser Alpe*, in-4.º, Gotha, 1860; C. W. Gümbel, *Das Mendel- und Schlerngebirge* (Sitzunsber. Akad. München, 1873, páginas 71 y siguientes); Edm. Mojsisovics von Mojsvár, *Die Dolomitriffe von Sudtiroi und Venetien*, in-8.º, Viena, 1879.

⁶ K. F. Peters, *Ueber Foraminiferen im Dachsteinkalk* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XIII, 1863, páginas 293-298).

⁷ Gümbel lo ha afirmado siempre. Las intercalaciones *dolomíticas* de la arenisca de Potsdam, el *Waterlinie* del Siluriano superior de la América del Norte, los bancos dolomíticos del Devoniano superior de Rusia, las dolomías que representan el Zechstein en Inglaterra, las del Keuper alemán, todas formaciones más o menos litorales, son otros tantos ejemplos del depósito directo de la dolomía.

⁸ A. Rothpletz, *Geologisch-palaeontologische Monographie der Vilser Alpen* (Palaeontographica, XXXIII, 1886, pág. 66, y lám. XV, fig. 17). Bischof demostró por qué importantes razones se ha de admitir que el carbonato de cal no puede precipitarse en las aguas marinas sin la intervención de organismos. Loretz observó, en placas delgadas, *Foraminíferos* rodeados de zonas de estructura radiada análogas a las incrustaciones de que se acaba de tratar (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXX, 1878, pág. 412 y lám. XVIII, fig. 11).

⁹ E. Suess u. Edm. von Mojsisovics, *Studien ueber die Gliederung der Trias- und Juraabildungen in den östlichen Alpen*; II, *Die Gebirgsgruppe des Osterhornes* (Jahrb. k. k. Reichsanst., XVIII, 1868, páginas 167-200 y láminas VI-VIII).

¹⁰ *Suturas* de este género aparecen claramente sobre las caras pulidas de las calizas del jurásico superior o del cretáceo, empleadas para las construcciones en la Alta Italia, pero no parecen, en este caso, limitar bancos de naturaleza diferente.—En el Osterhorn existe un banco (el núm. 22 de la lista dada, pág. 172 del Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. en 1868) formado en su parte inferior por un lecho de color pardo gamuza y en su parte superior por una zona gris. El primero (*a*) contiene muchos restos orgánicos, particularmente Políperos; la zona gris (*b*) penetra bastante profundamente de alto a bajo en las cavidades cilíndricas de estos Políperos. Un análisis que debo al Dr. C. Natterer ha dado:

	(a)	(b)
Agua	0,04	0,05
Materias insolubles en el ácido clorhídrico...	0,26	1,64
Hierro, indicios de ácido fosfórico	0,13	0,30
Ca CO ³	55,76	55,10
Mg CO ³	44,13	42,76
	<hr/> 100,32	<hr/> 99,85

Los dos lechos, cuyo aspecto es tan diferente, son, según se ve, verdaderas dolomías y no se distinguen más que por variaciones mínimas de sus contenidos de arcilla y de hierro.

¹¹ L. von Ammon, *Die Gastropoden des Hauptdolomites und des Plattenkalkes der Alpen* (Abhandl. Zool.-Min. Ver. Regensburg, XI, 1878, páginas 46-55).

¹² H. Zugmayer, *Ueber bonebedartige Vorkommnisse in Dachsteinkalke des Piestingthales* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXV, 1875, páginas 79-88).

¹³ U. Scheloenbach, *Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst.*, 1867, páginas 211-212; A. Stoppani, *Essai sur les conditions générales des couches à Avicula contorta et sur la constitution géologique et paléontologique spéciale de ces mêmes couches en Lombardie*, in-4.º, 49 páginas, Milán, 1861, y *Supplément*, 1863, 39 páginas y cuadro. Lepsius describió una *Cyrena del Rético*, de facies suaba, de los Alpes Meridionales, lo que parece indicar la existencia de aguas dulces o salobres (Lepsius, *Das westliche Süd-Tyrol*, in-4.º, Berlín, 1878, pág. 360; la sucesión indicada, pág. 102).

¹⁴ Su existencia en Taormina, en Sicilia, dió lugar recientemente a discusiones.

¹⁵ Ed. Hébert, *Les mers anciennes et leurs rivages dans le bassin de Paris*, in-8.º, París, 1857; J. Martin, *Zone à Avicula contorta ou étage Rhétien*, in-8.º, París, 1865, en particular pág. 175.

¹⁶ A. Favre, *Mémoire sur les terrains liasique et keupérien de la Savoie* (Mem. de la Soc. de Fis. y de Hist. Nat. de Ginebra, XV, 1858, páginas 103-192 y láminas I-III, 1860).

¹⁷ T. Wright, *Monograph of the Lias Ammonites* (Palaeontographical Society, 1878, páginas 5 y siguientes); E. Wilson, *The Rhætics of Nottinghamshire* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXVIII, 1882, páginas 451-456). Desde 1860, M. C. Moore, de Ilminster, tuvo la atención de comunicarme toda la serie de tipos réticos de su colección, y los Sres. T. Davidson, de Brighton, y T. Wright, de Cheltenham, me dieron sobre este asunto muchos detalles instructivos. Completé estas nociones con un viaje a Inglaterra. Mi objeto entonces era obtener una visión de conjunto sobre el mar rético. Las profundas investigaciones a que me dedicaba no hicieron más que aumentar mi tarea. Desde entonces, la muerte ha arrebatado a la ciencia a Davidson, Moore y Wright, como ha hecho igualmente desaparecer a Escher y Oppel, y es mucho tiempo después de la pérdida de estos excelentes amigos cuando, al fin, llego a exponer aquí los resultados de la investigación cuyos primeros elementos me fueron suministrados por ellos.—*Discina cellensis*, de la Bürger-Alp, cerca de Mariazell, en el Tirol, y *Discina Townshendi* Forbes, de Frome, próximo a Bristol, no son más que una sola y misma especie; Oppel me comunicó lo mismo de Reit-im-Winkel.

¹⁸ C. D. Walcott, *The Utica Slates and related formations* (Trans. Albany Institute, X, 1879, 38 páginas y lám.).

¹⁹ J. Klvaňa, *Ueber die Silur-Schichten der beiden Moldau-Ufer südlich von Prag* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1883, páginas 37-43). F. Katzer estudió después estas hiladas de piedras, y se basó en la falta de *Tentaculites* en esos lechos intermedios para combatir esta opinión; las observaciones de estos autores coinciden, no obstante, sobre la *recurrencia* de las capas arcillosas. (F. Katzer, *Ueber schiefrige Einlagen in den Kalken der Barrandé'schen Etage* Gg₁, Sitzungsberg. boehm. Ges. Wiss., 1886, páginas 466-472.)

²⁰ R. von Drasche, *Luzon*, páginas 39 y 43; se observa la misma cosa en la isla de Cebú (Abella y Casariego, *Isla de Cebú*, pág. 127).

²¹ Neumayr, *Die geographische Verbreitung der Juraformation* (Denkschr. k. Akad. Wiss., Viena, Mathem.-naturw., Cl., L, 1885, páginas 57-142 y 2 mapas).

²² J. W. Sudd, *The Secondary Rocks of Scotland* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIX, 1873, páginas 97-197, y XXXIV, 1878, páginas 660-741 y mapas); para el Oeste, véase J. Bryce, *On the Jurassic Rocks of Skye and Raasay* (Ibid., XXIX, 1873, páginas 317-351 y láminas XI, XII).

²³ B. Lundgren, *Undersökningar öfver Molluskfauna i Sveriges Mesozoiska Bildnin-*

gar (Lund's Univ. Årsskr., XVII, in-4.º, Lund, 1881). (Parece ser que en Escocia y en Scania poseen la más grande extensión de horizonte que se encuentra en los Alpes, formando el relleno hendiduras abiertas en el Plattenkalk.) *Oxynticeres oxynotus*, por ejemplo, es común en el Norte de Escocia; G. Geyer, *Ueber die liasischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallslatt* (Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., XII, n.º 4, 1886, páginas 213-286 y láminas I-IV); G. Geyer, *Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatz-Schichten* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXVI, 1886, páginas 216-294); Fr. Wähner, *Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1886, páginas 168-176, 190-206, etc.). Las hendiduras descritas por Wright en el SE. de Inglaterra son de edad diferente; son lo mismo las hendiduras terciarias *m*, *m* de la fig. 58, t. I, pág. 338.

²⁴ Se ha encontrado recientemente en el *Lias de la Sarthe* las calizas grises de Venecia; G. Boehm, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XXXIX, 1887, páginas 204-211).

²⁵ Eug. Eudes-Deslongchamps, *Étude sur les Étages jurassiques inférieurs de la Normandie* (Mem. Soc. Linn. de Normandie, XIV, 1865, páginas 1-296 y 3 láminas, particularmente páginas 279 y siguientes).

²⁶ J. W. Judd, *The Geology of Ruthland* (Mem. Geol. Survey, England and Wales, in-8.º, 1875, páginas 33 y siguientes); A. C. Ramsay, *The Physical Geology and Geography of Great Britain*, 5.ª ed., in-8.º, 1878, pág. 194.

²⁷ Greewing, *Das Bohrloch von Pirmallen bei Memel*; Vortrag, gehalten in der 105. Sitzung der Naturf. Ges. zu Dorpat, in-8.º, 1878.

²⁸ V. Uhlig, *Die Jurabildungen in der Umgebung von Brünn* (Beitr. z. Palaeontol. Oesterr.-Ungarns und des Orients, herausg. von E. v. Mojsisovics und N. Neumayr, I, 1882, pág. 130). Se trata de las «capas de Zeitlarn» de los alrededores de Ortenburg, que son al mismo tiempo el equivalente de las capas de Balin, cerca de Cracovia.

²⁹ S. Nikitin, *Ueber die Beziehungen zwischen der russischen und der westeuropäischen Juraformation* (Neues Jahrb. für Min., 1886, II, páginas 205-245); Neumayr, *Ibid.*, 1887, I, páginas 70-88.

³⁰ S. Nikitin, *Die Cephalopodenfauna der Jurabildungen des Gouv. Kostroma* (Verhandl. Min. Ges. S.-Petersburgo, 1884, pág. 74), y *Allgemeine Geologische Karte von Russland, Blatt 71, Kostroma* (Mem. del Comité Geol., II, n.º 1, 1885, pág. 200).

³¹ C. Diener, *Libanon*, 1886, pág. 25; F. Nortling, *Der Jura am Hermon*, in-4.º, 46 páginas y lám. 7, Stuttgart, 1887.

³² Aubry, *Observations géologiques sur les pays Danakils, Somalis, le Royaume du Choa et les Pays Gallas* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª ser., XIV, 188-86, páginas 201-222, lám. XI y mapa geol.); H. Douville, *Examen des fossiles rapportés du Choa par M. Aubry* (*Ibid.*, páginas 223-241 y lám. XII).

³³ W. Waagen, *Jurassic Fauna of Kutch. I. The Cephalopoda* (Palaeontologia Indica, ser. IX, I, 1873, pág. 225).

³⁴ A. Pavlow, *Note sur l'histoire de la faune Kimmeridgienne de la Russie*, Univ. de Moscú, in-8.º, 16 páginas, 1886; *Les Ammonites de la zone à Aspidoceras acanthicum de l'Est de la Russie* (Mem. Comité Geol. S.-Petersburgo, II, n.º 3, 1886 y lám. 10).

³⁵ R. Godwin-Austen, *Address to the geological Section* (Rep. Brit. Assoc., Brighton, 1872, páginas 90-96).

³⁶ Había aquí, todo lo más, una excepción, el Monte Salvens, contrafuerte de los Alpes friburgueses, donde se cita como indicios de una interrupción de la sedimentación de los cantos arrastrados en el Néocomiense inferior y las superficies corroidas de las calizas del Jurásico superior; V. Gilliéran, *Aperçu Géologique sur les Alpes de Fribourg* (Materiales para el Mapa Geol. de Suiza, XLI, 1873, páginas 108 y siguientes).

³⁷ J. W. Sudd, *On the Punfield Formation* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, páginas 207-227); C. J. A. Meyer, *On the Wealden as a Fluvio-lacustrine Formation* (*Ibid.*, XXVIII, 1872, páginas 243-255, y XXIX, 1873, páginas 70-76); W. Topley, *The Geology of the Weald* (Mem. Geol. Survey, in-8.º, 1875); H. Credner, *Ueber die Gliederung der*

oberen Juraformation und der Wealdenbindung in N. W. Deutschland, in-8.º, Prag, 1863, y en otras publicaciones; C. Struckmann, *Die Wealdenbildungen der Umgegend von Hannover*, Hannóver, 1880; por el mismo, *Ueber den Parallelismus der hannover'schen und der englischen oberen Jurabildungen* (Neues Jahrb. f. Min., 1881, II, páginas 77-102); *Die Portland-Bildungen der Umgegend von Hannover* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXIX, 1887, páginas 32-67 y láminas IV-VII), y en otras publicaciones; P. de Lorient y E. Pellat, *Monographie paléontologique et géologique de l'Étage Portlandien des Environs de Boulogne-sur-Mer* (Mem. Soc. de Fis. e Hist. Nat. de Ginebra, XIX, 1866, especialmente páginas 136 y siguientes); P. de Lorient y G. Cotteau, *Monographie paléontologique et géologique de l'Étage Portlandien du Département de l'Orne* (Bull. Soc. Sc. hist. y nat. del Orne, 2.ª ser., I, 1868, particularmente páginas 241 y siguientes); Edm. Pellat, *Émersion du Sud et de l'Est du bassin parisien à la fin de la période jurassique*, etc. (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª ser., IV, 1875-76, páginas 364-379); por el mismo, *Le terrain jurassique moyen et supérieur du Bas-Boulonnais* (Ibid., 3.ª ser., VIII, 1879-80, páginas 647-698); De Lorient y A. Jaccard, *Étude géologique et paléontologique de la formation d'eau douce infracrétacée du Jura et en particulier de Villiers-le-Lac* (Mem. Soc. de Fis. y de His. Nat. de Ginebra, XVIII, 1865); G. Maillard, *Invertébrés du Purbeckien du Jura* (Mem. Soc. Paléon. Suiza, XI, 1884, 156 páginas y un mapa; *Suplemento*, Ibid., XII, 1885); H. Coquand, *Description physique, géologique, etc., du département de la Charente*, in-8.º, I, Besançon, 1858.

³⁸ A. v. Alth, *Die Versteirungen des Nizniower Kalksteins* (Beitr. z. Palaeont. Oest.-Ungarns und d. Orients, herausg. v. Mojsisovics und Neumayr, I, 1882, pág. 330).

³⁹ Sin duda que una atenta observación permite reconocer, de tiempo en tiempo, el borde de la cuenca yesosa; se descubre, ya por la apariencia corroída de las capas *portlandieses*, ya en la forma de delgado lecho arcilloso, ya por otros indicios; véase, por ejemplo, J. F. Blake, Quart. Journ. Geol. Soc., XXXVI, 1880, pág. 221; W. R. Andrews, Ibid., XXXVII, 1881, pág. 249, y A. Girardot, Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.ª ser., XIII, 1884-85, pág. 755. Quizá el llamado Portlandien medio de Bolonia deba estar colocado a este nivel.

⁴⁰ Hébert consagró una parte de sus trabajos a esta cuestión; se debe a él haber probado claramente la falta de depósitos marinos del *Infracretáceo* más inferior en la cuenca anglo-parisiana. M. de Lapparent dió un buen sumario del sincronismo de esas hiladas en Francia. (*Traité de Géologie*, 2.ª ed., páginas 1034 y siguientes).—La mar del Gault ha dejado igualmente en Inglaterra sedimentos que indicaban un aumento progresivo de profundidad. (Price, Proc. Geologists' Assoc., IV, 1875, páginas 269-278; J. S. Gardner, Geol. Mag., Dec. 2, IV, 1877, pág. 377, etc.)

⁴¹ Dupont, Bull. Acad. R. de Bélgica, 2.ª ser., XLVI, 1878, pág. 387.

⁴² Se han señalado igualmente en Alemania conchas lacustres en depósitos marinos bastante elevados del Cretáceo inferior; G. Boehm, *Beiträge zur geognostischen Kenntniss der Hilsmulde* (Inaugural-Disertation, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXIX, 1877, página 225).

⁴³ Esta importante conclusión es también la de Beyrich (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXII, 1880, pág. 663) y de Neumayr (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1880, pág. 990).

⁴⁴ H. Hermite, *Études géologique sur les tles Baleáres*, in-8.º, París, 1879, pág. 138; Coquand, *Sur l'existence des étages corallien kimméridgien et portlandien dans la province de Castellón de la Plana* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 2.ª ser., XXIV, 1866-67, páginas 462-471); C. W. Gümbel, *Die geognostischen Verhältnisse des Ulmer Cementmergels* (Sitzungsber. Akad. Munich, I, 1871, páginas 38-72).

⁴⁵ E. de Verneuil y G. de Lorière, *Description des fossiles du Néocomien supérieur d'Utrillas*, in-4.º, París, 1869; Judd (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, pág. 224) insiste sobre esta correspondencia.

⁴⁶ P. Palacios y R. Sánchez Lozano, *La Formación Wealdense en las provincias de Soria y Logroño* (Bol. Com. Mapa Geol., XII, 1885, páginas 109-140); S. Calderón, *Nota*

acerca del terreno wealdense del Norte de España (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.^a ser., XIV, 1885-86, páginas 405-407).

⁴⁷ L. Carez, *Étude des Terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne*, in-8.º, París, 1881, páginas 147 y siguientes.

⁴⁸ D. Sharpe, *On the Secondary District of Portugal, which lies on the North of the Tagus* (Quart. Journ. Geol. Soc., VI, 1850, páginas 135-201: *Subcretaceous Series*); Ribeiro y Delgado, *Carta geológica de Portugal: 1 : 500.000*, in-folio, 1876; Saemann in de Lorio y Pellat, *Étage portlandien de Boulogne*, pág. 184; C. Ribeiro, *Breve noticia acerca da constituição physica e geologica da parte de Portugal compresa entre os valles do Tejo e do Douro* (Jorn. de C. Mat., Fis. y Nat., Lisboa, II, 1870, páginas 243-252 y 353-369, particularmente pág. 249).

⁴⁹ Choffat, in *Actes Soc. Helv. reunida al Locle*, 1885, in-8.º, Neuchâtel, 1886, página 63.

⁵⁰ A. Mikhalski, *Note sur les couches à Perisphinctes virgatus de la Pologne* (Bull. Comité Geol. Sn.-Petersburgo, V, 1886, páginas 363-456).

⁵¹ J. Lahusen, *Die Inoceramen-Schichten am dem Olenek und der Sena* (Mem., Acad. Imp. S. Petersburgo, 7.^a ser., XXXIII, n.º 7, 13 páginas, 2 láminas, 1886). Parece que *Amaltheus Nathorsti* Lundgr., del Spitzberg, se encuentra también en el Volgien superior de las orillas del Bureia.

⁵² C. A. White, *On the Mesozoic and Cenozoic Palaeontology of California* (Bull. U. S. Geol. Survey, n.º 15, 1885, páginas 22 y siguientes).

⁵³ M. Neumayr und V. Uhlig, *Ueber Ammonitiden aus den Hilsbildungen Nord-Deutschlands* (Palaeontographica, XXVII, 1881, pág. 74); O. Weerth, *Die Fauna des Neocomsandsteins im Teutoburger Walde* (Paleont. Abhandl. herausgeg. v. Dames u. Kayser, II, 1884); Marie Pavlow, *Les Ammonites du Groupe Olcastophanus versicolor* (Bull. Soc. Imp. Nat. de Mosen, LXII, 1886, páginas 27-43). Desde mucho tiempo atrás Neumayr había deducido la existencia de una transgresión boreal, apoyándose, no solamente en los caracteres de la fauna marina, si no en el hecho, señalado por Sandberger, de que, en el wealdense superior la fauna lacustre tropical está reemplazada por una fauna con sello norteamericano (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1873, pág. 290).

⁵⁴ V. Uhlig, *Die Cephalopoden-Fauna der Wernsdorfer Schichten* (Denkschr. k. Akad. Wiss., Viena, XLVI, 1883, pág. 158).

⁵⁵ Nikitin, *Neues Jahrb. f. Min.*, 1886, II, pág. 239; Neumayr, en muchas publicaciones, en particular *Erdgeschichte*, II, 1887, y *Neues Jahrb. f. Min.*, 1887, II, pág. 279.

⁵⁶ *Die Entstehung der Alpen*, páginas 104-117.

⁵⁷ A. Karpinski, *Übersicht der physiko-geographischen Verhältnisse*, etc., fig. 9.

⁵⁸ G. Romanowski, *Materialen zur Geologie von Turkestan*, edición alemana, in-4.º, Petersburgo, 1880, pág. 43.

⁵⁹ Steinmann, *Sur la structure géologique des Cordillères de la Amérique du Sud* (*Compte Rendu* de la 69.º Sess. de la Soc. Helvét. des Sc. Nat., Arch. des Sc. Phys. y Nat., Ginebra, 3.º período, XVI, 1886, pág. 265).

CAPÍTULO VII

MARES TERCIARIOS Y FORMACIONES CALIZAS RECIENTES

Fase negativa al final del período cretáceo.—El Mediterráneo central en la época terciaria.—La costa oriental de América del Norte.—La región terciaria de Patagonia.—Formaciones calizas recientes.—Resumen.

FASE NEGATIVA AL FINAL DEL PERÍODO CRETÁCEO.—Hacia el final del período cretáceo ocurrieron fenómenos muy semejantes a los de los últimos tiempos del período jurásico. El mar perdía extensión. Emergió la región de las praderas de América del Norte desde el Canadá hasta Texas y Alabama, y el piso del Laramie, formado por bancos salobres y de agua dulce alternantes, corresponde a aquel período de regresión de las orillas. La fauna de mamíferos de la época terciaria no apareció aún en aquel piso; en cambio, grandes reptiles constituían el elemento más notable de la fauna terrestre, lo mismo que durante el cretáceo. A la vez, el mar abandonó la cuenca del Amazonas; las únicas señales conocidas hasta ahora de una invasión post-cretácea del mar en aquella región son las capas salobres de Pebas, que pertenecen al eoceno o al oligoceno (I, pág. 518). Simultáneamente en Inglaterra se trasladaba la orilla de norte a sur; el mar abandonó los pilares de la Europa central; en Rusia también retrocedió la costa hacia el sur. Por todas partes apareció en grandes extensiones un nuevo continente.

Hacia el fin del jurásico, en el momento en que había llegado a su máximum la fase negativa, se concentraba el mar en el Mediterráneo central, o sea en la región de las zonas de plegamiento más recientes de la Eurasia occidental; pero hasta en las cercanías de esta región, en las montañas del Jura, por ejemplo, se depositaron primero las capas yesosas, y

luego una alternancia de capas marinas y de agua dulce que aún conservan carácter jurásico.

Las mismas circunstancias se reprodujeron al final del cretáceo.

Desde España, por el Mediodía de Francia y especialmente en Provenza, obsérvanse, sobre depósitos cretáceos marinos, capas de agua dulce y luego, en ciertos puntos, una nueva serie de capas con moluscos marinos de tipo cretáceo; es el *piso garumnense* de Leymérie, que es, respecto del cretáceo, lo mismo que el purbeckiense respecto del jurásico.

El piso garumnense lo estudiaron D. Luis Mariano Vidal en Cataluña, D. Lucas Mallada en la provincia de Huesca y Leymérie, Matheron y otros geólogos en el Mediodía de Francia ¹.

En las montañas del Jura puede reconocerse, a pesar del plegamiento de las capas, el contorno de las diversas ollas lacustres que se habían formado en aquel país en el límite del jurásico y el cretáceo. Para el garumnense existen, a pesar de los plegamientos y otras dislocaciones subsiguientes, y gracias a la actividad de los observadores, una serie de datos que permiten reconstituir los hechos relativos a esa fase, también negativa, acaecida entre el cretáceo y el terciario.

El piso inferior es lo mismo que en el Jura, el de menor extensión. Son las capas de agua dulce con lignitos de *Juveau*. Recubren el cretáceo superior, que presenta ya muchas tendencias a la facies salobre. Sólo se las observa cerca de Marsella; se extienden por el oeste de esta ciudad hasta Martigues, en el Etang de Berre, y otro tanto, poco más o menos, hacia el norte y el este. Acaso se depositaron en un estuario.

Encima hállanse las calizas de agua dulce de *Rognac*, caracterizadas por conchas de *Lychnus* y otros géneros de agua dulce que no alcanzan a los horizontes superiores. La fauna es de agua dulce y claramente cretácea. Encuéntranse allí todavía reptiles terrestres cretáceos. En grandes espacios, comienza este piso por un lecho de bauxita (hidrato de aluminio). Se extiende desde el Var, por las bocas del Ródano, el Vaucluse, el Gard, el Hérault y el Aude, hasta el Ariège, siempre en íntima relación con la parte más alta del cretáceo marino; en el alto Garona pierde éste poco a poco sus intercalaciones de agua dulce ². Vuelven a hallarse las capas de Rognac en el norte de España.

El tercer piso se compone hacia el este de capas de arcilla roja, de arenas y de conglomerados; hacia el oeste aumenta desde el Ródano la potencia de las arcillas rojas, reconocibles por sus vivas y brillantes coloraciones, y que se extienden, con el nombre de *arcillas rutilantes*, por el Hérault y el Aude; luego reaparecen con los mismos caracteres y aún con mayor espesor al otro lado de los Pirineos. En Provenza contienen las partes superiores algunas especies de *Physa*, *Limnaea*, *Planorbis*; es decir, conchas terrestres o palustres, pertenecientes a géneros actuales y que aún se hallan en las capas que siguen a esas arcillas. Todos los

tipos cretáceos han desaparecido; entre otros el del género *Pyrgulifera*, que se ha perpetuado, sin embargo, hasta la época actual en el Tangañica. Sobre las arcillas hay calizas de agua dulce con *Physa* y luego el eoceno marino.

Las arcillas rojas señalan la separación de las faunas. Desde su base desaparece la rica fauna cretácea de Rognac; más arriba predominan los géneros recientes. Matheron ha evidenciado estos hechos en una docta descripción de los cortes geológicos de Provenza; colocó en la base de estas arcillas el límite entre el cretáceo y el terciario ³.

Esta interrupción de la serie marina entre el cretáceo y el eoceno se reproduce al norte y al este del Adriático. Los estudios de Stache han demostrado que desde Carniola, por Istria, las islas Quarnero y gran parte de Dalmacia se observa a ese nivel un notable grupo de capas tan pronto de origen salobre como de agua dulce. En Sebenico la superficie de la caliza cretácea está abarrancada en contacto con la caliza de agua dulce que la cubre. Una tierra roja preterciaria interviene también en la constitución de estas capas. Stache llamó a este grupo *piso liburniense*, y su parte inferior corresponde al garumnense ⁴.

Así, hacia el final de la época cretácea el mar se había contraído de nuevo extraordinariamente. Llegamos al primero de los grandes pisos de las formaciones terciarias marinas. Conforme nos aproximamos al estado actual se extiende y precisa la suma de nuestros conocimientos; pero al mismo tiempo se sufre la desbordante variedad de los hechos y tórnase muy difícil la exposición, porque es necesario condensar cada vez más. Sin embargo, para dar en algunas páginas nociones algo exactas sobre el objeto, me veo obligado a renunciar casi en absoluto a indicar las fuentes de los datos que poseo; sólo trataré de los depósitos terciarios y modernos de tres regiones.

La primera de estas regiones es la llamada hasta ahora Mediterráneo central; la segunda corresponde a las costas occidentales del Atlántico, desde el 43° de latitud norte hasta el valle del Orinoco; componen la tercera las llanuras de la Patagonia y del Paraná hasta la Tierra de Fuego.

Respecto a Australia, especialmente a la meseta de Bunda y a la falta de sedimentos terciarios en la costa oriental, me limitaré a recordar lo que ya he dicho acerca de este asunto (II, páginas 155-163). Los depósitos terciarios de la costa del Pacífico se conocen aún poco, por desgracia. El grupo de Tejón de California, que recientemente se ha referido al eoceno, contiene amonitos, y se aparta tanto de las facies europeas como de las de la América oriental. Lo mismo ocurre en Chile respecto de los depósitos de la isla Quiriquina, que algunos autores atribuyen al cretáceo y otros al terciario ⁵. En las cordilleras litorales de California vense capas terciarias plegadas, pero aún no se conoce su edad exacta.

EL MEDITERRÁNEO CENTRAL DE LA ÉPOCA TERCIARIA.—Entendemos

por Mediterráneo central, según la definición de Neumayr, una ancha zona que abarca la cordillera Bética, todo el sistema alpino y gran parte de las altas cordilleras asiáticas; esta zona se caracteriza desde la época triásica por la continuidad de la sedimentación marina. Mientras que hacia el fin del jurásico experimentaba gran parte de Europa una fase negativa, que ocasionaba el depósito de las capas de Purbeck y del Weald, en esta región, en cambio, no se retiraron las aguas marinas. Lo mismo ocurrió en la fase negativa acaecida entre el cretáceo y el terciario; las formaciones marinas cretáceas quedaron cubiertas por las terciarias y unas y otras se plegaron más tarde. Esta disposición no se limitó a las grandes cordilleras de plegamiento; Zittel ha demostrado que en el desierto líbico yacían directamente sobre el cretáceo marino capas marinas eocenas⁶. El piso garumnense de España y del Mediodía de Francia y el liburniense de la región adriática sólo son accidentes de las orillas de aquel mar, que sin duda se había reducido muchísimo.

A partir del nivel más bajo que alcanzó entonces aquella costa vese cómo se fué levantando poco a poco, a través de muchas oscilaciones, el mar *eoceno* se extendió por la cuenca de París, parte de Bélgica y hasta el SE. de Inglaterra. Aparecían y desaparecían faunas insólitas, tales como las de las Arenas de Bracheux y de la caliza de Mons hasta el depósito final de las capas típicas del eoceno francés, las arenas inferiores y la caliza basta de los alrededores de París. Puede comprobarse también que el mar eoceno procedente de las orillas del Atlántico, invadió el valle del Loire. Al mismo tiempo sus sedimentos se extendieron desde los Cárpatos y Crimea por gran parte del sur de Rusia.

El mar eoceno abarcó la cordillera Bética, el norte de Africa y gran parte del Sahara oriental, Siria, Arabia y el Irán. Desde las altas cordilleras indias llegó hasta Cach y Guzerat y, finalmente, a la meseta de Xillong.

Sus sedimentos aparecen también por doquiera en las cordilleras plegadas desde el Oeste, pasando por los Alpes y los Cárpatos, los Apeninos y Crimea hasta el Himalaya; en las cordilleras interiores de este macizo se conoce por espacio de 300 kilómetros una faja de capas marinas del territorio antiguo, que se alzan aguas arriba de Leh hasta la altitud de 6.400 metros (I, pág. 442). No se conoce la prolongación de esta faja en las altas montañas del Tibet, pero se hallan de nuevo las capas eocenas en Luzón. Desde la meseta de Xillong se extienden por los pliegues de Birmania. Las capas terciarias antiguas del arco malayo, desde Sumatra a Borneo, son también de origen marino; en cuanto a su edad exacta, hay divergencia en las opiniones. En Madagascar también se han hallado señales del eoceno, pero aún no se han confirmado definitivamente.

A pesar de todos los vacíos en las observaciones, puede afirmarse que los depósitos del mar eoceno forman en el sur de Eurasia una serie de fa-

jas plegadas; exteriormente a ellas existen testigos avanzados de estos depósitos en capas horizontales que alcanzan por el norte hasta Inglaterra y el sur de Rusia y por mediodía desde el Sahara, Arabia, Cach y el Guzerat hasta el Brahmaputra. En anchura se extiende esta zona (aunque interrumpida por islas) desde Londres a Jartum y desde Kiev hasta el mar de las Indias.

A pesar de tan grande extensión, en ninguna parte desbordan los depósitos de este mar a los sedimentos cretáceos. En Europa su extensión es menor que la del cretáceo. En todo el sur, desde el Sahara hasta Guzerat, sus capas terminan ya en un *glint* o en acantilados abruptos (como ocurre en Arabia), o por un monoclinal (como en *Xillong*) y siempre superpuestas en concordancia al cretáceo; no se conoce la orilla meridional. Allí donde lo consienten precisas observaciones, es decir, en el oeste de Europa, se comprueba al punto una nueva fase negativa. La parte SE. de Inglaterra emergió y la serie de Hampstead se acumuló en aguas dulces. El valle del Sena quedó también abandonado y se depositó allí el *yeso de Montmartre*. Las formaciones yesosas de aquella época se extienden hasta Provenza y las cercanías de Mulhouse en Alsacia. En la parte norte de Alemania, que no había invadido el mar, existe una extensa formación de lignito. Esta fase negativa señala el límite entre el eoceno y el oligoceno.

Pero de nuevo intervino en Europa un movimiento positivo de la línea de costa: la invasión del mar *oligoceno*. Los depósitos de Castel Gomberto, al sur de los Alpes, con su rica fauna marina, tan notable por sus abundantes políperos, se conocen en muchos puntos hasta Suez y Armenia. Se extienden por el Mediodía de Francia, cubren las capas de agua dulce y los yesos del período negativo precedente asoman en Burdeos, luego en Rennes y con el nombre de *arenas de Fontainebleau* penetran en la cuenca de París, rebasando algo hacia el sur los límites del eoceno marino. En Inglaterra sólo están representados por capas salobres y, finalmente, aparecen en forma de *arenas marinas de Weinheim* en el valle del Rin, cerca de Maguncia y aguas arriba de esta ciudad. Estas arenas marinas tienen encima una arcilla azul: la arcilla septaria o *arcilla rupeliana* de Dumont. Existen distintas opiniones acerca de si estas arenas marinas penetraron en el valle del Rin por el norte o por el sur; pero no hay duda acerca del carácter septentrional del depósito superior: la arcilla septaria⁷. Los políperos de Castel Gomberto son escasos en la cuenca de Burdeos (Gaas); en la de París y en Maguncia han desaparecido casi en absoluto, pero la fauna de moluscos indica todavía un clima templado cálido.

En cambio, reaparecen en la arcilla especies de tipo boreal y estas arcillas marinas se extienden al norte de Alemania, por Berlín, hasta Stettin y Königsberg. Este mismo depósito es aquel cuya extensión por la

llanura rusa y por la vertiente oriental de los Urales hasta el 58° de latitud norte citó ya Karpinsky (I, pág. 324). El mar avanzó, pues, en aquella época desde el norte por la región del oeste, llegando al sur de los Urales, y en Europa se extendió por Alemania hasta Bélgica.

Así se comprueba como resultado de conjunto que en la plataforma rusa las trngresiones marinas procedían del sur en la época calloviense, del norte en la época del piso volgiense, del sur en el cenomanense y del norte en el oligoceno.

Las costas retrocedieron de nuevo. Las capas ligníferas *aquitanienses* y la molasa de *agua dulce inferior* de Suiza se depositaron en el centro de Europa. La fase positiva siguiente corresponde a los hechos citados al tratar de reconstituir la historia del Mediterráneo.

Las capas del *primer piso mediterráneo* se extendían desde las Azores y Madera por el sur de Europa, Asia Menor y Armenia hasta Persia. Los últimos viajes de Griesbach demuestran que también en el Jorassan aparecen capas terciarias con conchas marinas, que dicho autor considera miocenas y deben ser prolongación de esa vasta zona; constituyen un estrecho margen en el borde sur de la gran región aralo-cáspica, por Badghis, Maimenil y aún más allá de Tachkurgan. Aun a través del Oxus, en Kelif, al norte de Bak, este infatigable explorador vió capas inclinadas de calizas, que resaltan de la estepa turcomana y encierran ostreas, pectenes y briozoarios; las atribuye a la *formación salífera* de Abich⁸.

Estos datos demuestran la enorme extensión que poseía aún a mediados de la época terciaria aquel antiguo Mediterráneo central, cuando la fauna marina era ya muy análoga a la de nuestros días. Las conchas recogidas en Persia demuestran, sin embargo, que en aquel momento había cesado la comunicación con la India, que subsistía durante el eoceno.

En Europa la costa septentrional remonta el valle del Ródano, abarca una parte del Jura; luego, desde el borde sur de la Selva Negra, alcanza el sur del macizo de Bohemia y desde allí, a lo largo del borde oriental del Manhart y de los Sudetes, llega a Silesia.

Allí se presenta en todo el Oriente y en enorme extensión, un período de evaporación.

Es la época del *Schlier*, que corresponde a un mar que está desapareciendo. Entonces se depositaron las capas de sal de los Cárpatos y acaso también las potentes masas salinas de Persia y el Turquestán. Estaba cerrada la comunicación con el valle del Ródano por encima del actual asiento del Jura.

Sobre las margas azules del Schlier se observan a trechos formaciones de agua dulce. En el centro de Europa se produjeron modificaciones tectónicas; después se presentó el *segundo piso mediterráneo*. En aquel momento el Mediterráneo parecía haber abandonado la mayor parte de las regiones del este; al menos las indicaciones relativas a Persia necesitan

confirmación. Al norte de Crimea, lo mismo que en el valle del Manych, ese mar dejó señales dispersas. En la Baja Austria y en Hungría penetró en los hundimientos que acababan de producirse en el seno del macizo montañoso, mientras que Baviera emergió juntamente con la Alta Austria.

Una nueva fase negativa se presentó entonces y aisló la *región sarmática*; el mar abandonó todo el valle del Danubio, Galizia, el sur de Rusia y los últimos restos de la región aralo-cáspica. El Mediterráneo quedó reducido a mucha menor extensión que la que tiene actualmente; su orilla oriental debía hallarse en las cercanías de Córcega y Cerdeña. Se produjo primero en el valle del Ródano, en algunos puntos del oeste de Hungría, y seguramente también en otros parajes, una *erosión* de los valles; en seguida se formaron en grandes lagos interiores las capas con *Cardium* del *piso pónico*; pero la invasión de peces marinos que debían remontar hasta aquellos lagos para desovar, permite creer que el máximo del período negativo había pasado; probablemente coincidiría con el período de erosión de los valles prepónicos. No se conoce aún con certeza en el Mediterráneo ninguna formación marina de aquella época; esto es lo que indujo a Neumayr a formular la hipótesis de que las *líneas de costa de aquel tiempo eran probablemente más bajas que las actuales* (I, pág 337).

Aquí existe un vacío en la serie mediterránea y este período, que caracteriza la excepcional amplitud del movimiento negativo, suele considerarse, por razones paleontológicas, como límite entre el mioceno y el plioceno.

En seguida se presenta una nueva fase positiva; pero el mar en la época del *tercer piso mediterráneo* estaba mucho de alcanzar su antigua extensión; sus contornos llegaron a reducirse más que los actuales, a pesar de la mayor altura de las líneas de costa, porque los hundimientos del Adriático, de la costa de Siria y del mar Egeo no habían ocurrido aún. Entonces comenzó el *cuarto piso mediterráneo* con la inmigración temporal de sus huéspedes nortños, que esta vez no procedían ya de Siberia, hacia el centro de Europa, como en la época oligocena, sino del Océano Atlántico. Se produjeron hundimientos locales; el mar Negro quedó unido al Mediterráneo y constituido el actual estado de cosas.

Si se hace abstracción de los incidentes tectónicos, se comprueba en conjunto una alternancia de fases positivas y negativas de amplitud variable, pero en la que la importancia de cada fase positiva es cada vez menor en lo que se refiere a la extensión de los mares; es decir, que cada vez se experimenta pérdida de territorio con relación a la fase precedente hasta el máximo negativo de la época de erosión que precedió al establecimiento de los lagos pónicos. Interrumpió esta merma progresiva una transgresión temporal del mar ártico en la época oligocena. La ganancia resultante de la elevación algo mayor de las líneas de costa en la época actual y de la anexión de las cuencas de hundimiento no compensa, ni

con mucho, las pérdidas que resultaron de la disminución de amplitud de los cambios de naturaleza positiva. De modo que el Mediterráneo actual se presenta como resto de un océano que al principio de los tiempos terciarios aún se extendía hasta el Asia Central.

El mapa del gobierno de Stavropol, debido a Ivanov, muestra el modo con que se sucedieron esas diversas fases. Al norte de Piatigovsk se alza un asomo de pórvido cuarcífero rodeado de arenisca de algún antiguo piso terciario; hacia el norte se prolonga en capas horizontales y en gran extensión el segundo piso mediterráneo desde Giorgiensk hasta Stavropol; el piso sarmático, también horizontal, lo sigue hacia el norte, o sea hacia el Manych; sigue luego en el interior de la olla sarmática otra pónica, en la que se aloja, a su vez, la aralo-cáspica, por cuyo fondo corre hoy el Manych ⁹.

LA COSTA ORIENTAL DE AMÉRICA DEL NORTE.—Ya hemos expuesto algunos hechos generales relativos a esta región (I, páginas 290 y siguientes); los detalles que también dimos acerca de la serie de las capas en Antigua (II, pág. 125), nos permiten ser breves en la comparación de los terrenos terciarios de la costa occidental del Atlántico con los de Europa. Para sentar este paralelismo nos basaremos sobre todo en los últimos estudios de Heilprin ¹⁰.

La regresión progresiva de las orillas en la costa atlántica de Europa es mucho menos marcada que en el Mediterráneo, porque sus contornos, muy recortados, se componen en parte de costas de rías; no obstante, puede reconocerse el fenómeno en el valle del Guadalquivir, en Portugal y en el Girona. La costa americana del Atlántico tiene, en cambio, muy sencilla estructura. Desde la isla Martha's Vineyard (41° 20' de latitud norte) comienza una zona apoyada con regularidad en el continente y compuesta de capas terciarias marinas que prosigue por la península de Florida y las Antillas hasta el Orinoco, bordeando el Océano por espacio de más de treinta y tres grados de latitud. Estas capas cubren en concordancia, en grandes extensiones, al cretáceo superior del que, sin embargo, se hallan separadas hacia el sur por un piso «eolignitífero»; su disposición es tal que los pisos sucesivos ocupan una situación tanto más próxima al mar cuanto más recientes son. De aquí pueden deducirse dos conclusiones: la primera que este territorio es una región litoral desde la época cretácea; la segunda, que la costa ha retrocedido sin cesar.

Sin embargo, ambas conclusiones exigen algunos salvedades.

Aunque la cenefa de capas marinas prosiga durante treinta y tres grados de latitud desde la mitad de la época cretácea, se comprueba (prescindiendo de la fauna del cretáceo antiguo de Bogotá y de los políperos cretáceos de Jamaica) tal semejanza entre los políperos oligocenos de Castel Gomberto, cerca de Vicenza (o del primer piso mediterráneo de Turín) y los de las capas correspondientes de las Antillas, que para explicar la

dispersión de estos políperos es indispensable admitir que hasta la época del primer piso mediterráneo existió a lo largo de los trópicos una cadena de islas o una línea continua de costas.

Sin duda, la orilla fué retrocediendo; pero allí, como en Europa, el nivel actual tal vez no sea el más bajo a que se ha llegado. Los hechos esenciales son los siguientes:

La cenefa terciaria sigue paralelamente la costa desde Nueva Jersey por las Carolinas y Georgia, donde esta zona tiene casi 260 kilómetros de anchura y luego su límite se encorva poco a poco hacia el norte en el sur de Alabama; pasa más allá de la confluencia del Ohío con el Misisipí, vuelve al SO. y cruza el Río Grande por encima de Laredo. Todos los pisos antiguos, incluso la caliza con orbitoides, siguen el contorno septentrional del golfo de México; allí se observa por encima una potente formación salobre: la «serie del Grand Gulf», que falta en el litoral atlántico (I, fig. 37, pág. 293). Pero el oligoceno y el mioceno, o sean los terrenos más recientes de la zona terciaria, se apartan por Florida hacia las Antillas. Así ciñen a la Florida por un solo lado, a lo largo del Atlántico, las capas que tal vez equivalen al mioceno de Europa.

Heilprin demuestra que (como ya había advertido Conrad) ¹⁴ en todo el litoral, desde el norte, se observa esta formación equivalente del mioceno, pero que soporta directamente capas con una fauna mucho más moderna, muy análoga a la actual y que se ha referido al postplioceno. Hasta la Florida ha sido imposible descubrir todavía el que corresponda al plioceno de Europa. En el golfo de México obsérvanse hacia la desembocadura del Misisipí las capas muy recientes (en todo caso postpliocenas) del *grupo de Port Hudson*, que yacen directamente sobre la serie límica del Grand Gulf (29° 31' de latitud norte); en cambio, en el sur de la Florida se encuentran nuevas formaciones; allí se ve, en el río Calcosahatchie (26° 30'-26° 40' de latitud norte), el piso *floridano*, muy rico en moluscos, piso que Heilprin cree poder equiparar al plioceno de Europa. Los sedimentos actuales aparecen como prolongación inmediata de los depósitos horizontales de los períodos anteriores, y el retroceso progresivo de las costas se advierte en que las capas antiguas se han formado en aguas profundas y las modernas, en aguas que lo eran menos; sin embargo, también allí creyó ver Dall señales de oscilación.

Las zonas recientes de la Florida se prolongan por la exterior de las Antillas.

Aunque aún tengamos mucho que esperar de los nuevos estudios sobre esta importante región de la América del Norte y aunque se hallen en suspenso muchos problemas, podemos desde ahora notar un hecho interesante: que en Europa, en la cuenca del Mediterráneo, se produjo un máximo negativo entre el mioceno y el plioceno, lo que induce a suponer que en aquella época y región las líneas de costas estaban

más bajas que hoy; al otro lado del Océano se observa, próximamente a la misma latitud y también algo más al sur, un vacío entre las capas que corresponden casi con seguridad al mioceno superior y los depósitos post-pliocenos superpuestos a ellas; pero este vacío no se observa más al sur en la Florida.

LA REGIÓN TERCIARIA DE PATAGONIA.—Las capas terciarias que al sur del Paraná ocupan en veinte grados de latitud el litoral atlántico difieren de las de América del Norte en que comprenden una serie de formaciones terrestres que separan algunas intercalaciones marinas. La existencia de estas formaciones terrestres hasta en la misma orilla del mar demuestra que el continente se extendió en otro tiempo mucho más hacia el este; estas capas se prolongan hacia el norte por el lado de Paraná y por el oeste hasta cerca del pie oriental de los Andes. Es notabilísima la homología de la depresión del Paraná con la del Misisipí.

Dichas formaciones constituyen la más dilatada región terciaria del mundo. Su extensión de norte a sur hace muy interesante su estudio en lo que se refiere a los asuntos de que tenemos que ocuparnos en esta obra; con efecto, la latitud del estrecho de Magallanes es casi la misma que la de Cambridge y de Birmingham; la del Paraná difiere poco de la de Alejandría, de modo que podemos preguntarnos lo que ocurrió en latitudes australes que corresponden, poco más o menos, a la de nuestros países europeos.

D'Orbigny y Darwin, Burmeister, Améghino y especialmente Doering, han aportado muchos datos sobre este asunto; resumiré las conclusiones de este último geólogo ¹².

Las capas terciarias patagónicas no están dislocadas en ningún punto. Sin embargo, si se observa a lo largo de la costa el nivel de la intercalación marina, probablemente oligocena, se comprueba que describe desde la desembocadura del Paraná hasta el sur de la Patagonia una curva algo ondulada que forma una cuenca horizontal bajo las Pampas y una segunda bajo la Patagonia del sur, y que en ciertos puntos las capas oligocenas se ocultan bajo el mar. Pero la curvatura es tan poco marcada, a causa de la distancia, que queda la duda de si esa ligera falta de horizontalidad se deberá únicamente a una desigualdad original del fondo del mar.

Los terrenos terciarios de Patagonia siguen al cretáceo. También allí las capas marinas más recientes son a la vez las más próximas a la costa actual; ha habido importantes oscilaciones, muy uniformes, determinantes de la alternancia de formaciones terrestres y marinas; la disminución de amplitud de las fases positivas ha conducido a un estado, cada vez más próximo, al actual; pero asimismo se comprueba en esos movimientos una desigualdad muy interesante.

Sobre el cretáceo yace primero el *piso guaranítico*, desprovisto de fósiles y sin clara delimitación con el cretáceo. Encima vese un grupo poten-

te de areniscas rojas y de sedimentos arcillo-sabulosos con yeso, que ocupa extensas superficies hacia el oeste, al pie de las cordilleras (piso *pehuelche* con *Mesotherium Marshii*); a este nivel pertenecen tal vez los lignitos de Punta Arenas. Entonces se presentó, por primera vez desde el cretáceo, una fase positiva. Las capas de ese piso marino aparecen en muchos puntos de la costa y del interior; contienen los mismos moluscos desde el Paraná hasta Punta Arenas, en donde cubren a los lignitos (piso *paranense* con *Ostrea Ferraresi*); se las ha referido al eoceno superior de Europa. Después retrocedió de nuevo la orilla y se formaron bancos de arenisca con restos de plantas y de conchas de agua dulce y mamíferos; entre estos últimos se encuentran géneros afines a los *Palaeotherium* y *Anoplotherium* del yeso de Montmartre (piso *mesopotámico* con *Megamys patagoniensis*).

Por segunda vez se elevó la orilla, pero las nuevas formaciones marinas no penetraron tanto tierra adentro como las precedentes; al parecer pertenecen al oligoceno (piso *patagónico* con *Ostrea patagonica*). El afloramiento más occidental del primer piso marino se halla a orillas del lago San Martín, cerca de la cordillera (latitud 49-50°, al oeste del 72° de longitud oeste), mientras que este segundo piso marino llega sólo, por lo general, a la mitad o al tercio de la distancia que separa el Océano de las Montañas. En seguida el mar retrocedió durante largo período y se sucedieron muchos pisos de origen continental sin interrupción de capas marinas. Grandes cantidades de restos traquíticos que hacia el sur aparecen desde la parte superior del segundo piso marino, se intercalan también en la parte inferior de las formaciones terrestres sucesivas; éstas comenzaron por arenas y margas que contienen el género *Anchitherium*, característico de las capas inferiores del mioceno de Europa (piso *araucano*). Después se hallan las arenas de las Pampas occidentales, que son verdaderos aluviones antiguos (piso *pehuelche*); *al fin de este piso coloca Doering el límite entre el mioceno y el plioceno, límite que coincide con la máxima retirada de la orilla*. El continente se extendía entonces bastante más al este que en la actualidad. Por fin llegamos al *terreno pampero* propiamente dicho; consiste en arcillas con muchos restos de mamíferos terrestres y se divide en tres pisos (el pampero inferior con *Typotherium*, *Protopithecus*; el *eolítico* y el *lacustre*); se lo considera correspondiente al plioceno.

Entonces se extendió sobre la meseta patagónica un espeso manto de lavas y conglomerados, que procedían, sin duda, de la cordillera y tal vez en relación con la época glacial. Luego la erosión surcó los valles y sólo entonces volvió el mar por tercera vez (piso *querandiano*); pero se apartó poco de la costa actual, sobre todo en el norte; la fauna es muy afín a la de ahora. Esta reciente transgresión postglacial se halla, pues, separada de las dos anteriores, que caracterizan moluscos de especies exclusivamente

extinguidas, por un vacío que comprende, sin duda, todo el mioceno y el plioceno. «Sería necesario—dice Doering—hacer sondeos en el Océano, frente al cabo Corrientes, para volver a encontrar los pisos intermedios entre la segunda transgresión y la tercera.»

Así se ve que, a pesar de cierta duda en la determinación exacta de la edad de las capas, se confirma una concordancia notable entre las conclusiones a que llegaron, por distintos caminos y en tres regiones muy apartadas, tres observadores hábiles. Neumayr, en Viena, observó que al comenzar el pónico (que es el límite generalmente admitido entre el mioceno y el plioceno), las líneas de la costa de la región mediterránea estaban más bajas que en la actualidad y que en la época pónica, o sea en el comienzo del plioceno, existe una discontinuidad en la serie de las formaciones marinas. Heilprin declaró en Filadelfia que el plioceno faltaba en el litoral atlántico de los Estados Unidos y que las capas miocenas están allí separadas por un intervalo de bancos conchíferos, bastante más recientes, que las siguen. Doering, en Córdoba, dedujo que en la costa de Patagonia sufrió la orilla una fuerte regresión respecto al estado actual; que el continente alcanzó su extensión máxima entre el mioceno y el plioceno y que las capas terciarias marinas, de edad al parecer oligocena, están separadas por un gran vacío de los bancos conchíferos postglaciales.

Volvamos a tratar de estos bancos conchíferos querandianos. Son aquellas formaciones recientes tan bien descritas por Darwin. Doering, que siguió en veinte grados de latitud las regulares señales de estas oscilaciones, no duda en afirmar que es imposible atribuir semejantes movimientos a cambios de la tierra firme. Este movimiento ofrece, además, otra interesante circunstancia: *su amplitud aumenta hacia el sur*. En la desembocadura del río de la Plata los bancos conchíferos querandienses están en la altitud de 20 a 30 metros; se alzan hacia el sur y en el extremo meridional se los observa a 100 metros, rodeados de terrazas cuyo nivel llega a 300 ó 400 metros. En un capítulo posterior volveremos a tratar de estos hechos.

FORMACIONES CALIZAS RECIENTES.—Graves dificultades van unidas al problema del depósito de las calizas actuales y con especialidad al del origen de las islas coralígenas, a menudo anulares, que emergen de las grandes profundidades marinas. Darwin consideró tres clases de construcciones coralinas: los *arrecifes marginales*, directamente aplicados a un continente o a un peñón aislado; los *arrecifes barreras*, que separa de la tierra firme un canal profundo y, por último, los *atolls* anulares, cuyo punto de unión es un simple arrecife que surge en medio de la laguna y a veces invisible. Darwin trató de explicar el paso de uno de estos pisos al siguiente por medio de un descenso lento del fondo de los mares en la zona tórrida. Dana adoptó tal hipótesis, apoyándola en múltiples observaciones. Es la *teoría del descenso* de Darwin; pero casi no es preciso observar,

admitida esa teoría, que una elevación de los mares en las regiones equinocciales llevaría exactamente al mismo resultado que el descenso del lecho del Océano. Por supuesto que ambos naturalistas no ignoraban que al mismo tiempo que estas islas que se suponía descendentes, existían otras muchas que parecían elevarse y ambos trataron de demostrar que existen zonas o regiones de descenso y de elevación ¹⁵.

Wilkes, jefe de la expedición americana de que formaba parte Dana, se alzó contra la opinión de Darwin, impresionado, según parece, por la vista de algunos arrecifes levantados, esto es, que dejó en seco un movimiento negativo. En 1855, J. C. Ross combatió aún más rudamente la opinión de Darwin, después de una estancia de varios años en la isla de los Cocos (Keelingatoll), que sirvió de punto de partida para las observaciones de aquel sabio. Ross evidencia la inexactitud de sus indicaciones sobre el descenso reciente de la isla de los Cocos, y más tarde demostró H. Forbes que en aquel caso Darwin fué víctima de una ilusión. La nota de Ross sobre este asunto adolece, por desgracia, de oscuridad en las opiniones que allí enuncia respecto a la actividad volcánica y de algunos otros defectos que se explican y excusan por la larga permanencia del autor en aquellas islas desprovistas de todo recurso; pero contiene valiosos datos. Ross observa que las islas coralinas levantadas del Pacífico tienen la misma altitud y que parece como si toda la superficie del Gran Océano hubiese descendido de pronto a causa del hundimiento de una o varias regiones del fondo de los mares hacia el centro de la Tierra. Añade Ross que Darwin admitía levantamientos y descensos en zonas muy distantes, cuando lo que se observa en realidad son islas levantadas (arrecifes emergidos) e islas que, según la opinión de Darwin, habrían descendido (atolls), colocadas en la misma línea, unas al lado de otras o alternando. La repartición de los arrecifes coralinos sufriría la influencia de las corrientes que conducen el alimento ¹⁴.

En estos últimos años, Semper, Rein y Murray han vuelto a considerar seriamente la exactitud de la teoría de Darwin y demostrado que el incremento de los bancos de coral se efectúa siempre por el borde externo de los arrecifes, donde abunda el alimento, y que la muerte de las partes internas determina formaciones anulares, sin que sea necesario el menor descenso del fondo ¹⁵.

Debemos ahora examinar esta cuestión tan importante en lo que se refiere a la estática de los mares, porque las formaciones calizas modernas se hallan soldadas en muchos puntos a los depósitos calizos del terciario reciente y su límite recíproco es a menudo difícil de precisar. Los ejemplos de esta continuidad aparente no son raros. En *Antigua* existen bancos miocenos que llegan hasta el mar, pero no hay dificultad para separarlos de los bancos recientes (II, pág. 126, fig. 15). Esta distribución es mucho más delicada para las calizas estudiadas por Lorie ¹⁶ en *Curaçao*, en

Aruba y en *Venezuela*. Acaso sea aún más difícil en la *Florida*. Las especies se modifican y reemplazan poco a poco; el número de las formas idénticas a las de la fauna actual aumenta y la fauna marina de las Antillas aparece hoy, lo mismo que la del Mediterráneo europeo, como resultado de la yuxtaposición de elementos que difieren por su edad y origen.

Para llegar a un resumen de conjunto presentaré primero algunos hechos relativos a la zona atlántica y especialmente a la Florida, a las Antillas y a las Bermudas; luego daré a conocer someramente los principales rasgos de la estructura de los arrecifes coralinos esparcidos en tan grandes extensiones del Pacífico.

La península de la Florida se compone hacia el norte y el NE., como ya he dicho varias veces, de caliza con orbitoides del terciario medio, sobre la que se apoya por el lado del Océano una cenefa miocena procedente del norte; hacia el sur aparecen, además, bancos calizos más modernos, hasta que la meseta alcanza en los Everglades casi el nivel actual del mar. Más al sur todavía esta meseta forma las costas caprichosamente recortadas de la bahía de la Florida, que consiste en una meseta horizontal de fango calizo a pocas brazas de profundidad, en la que se acumulan los materiales destinados a la edificación de una nueva meseta caliza semejante a aquella de que forma parte la península.

La bahía de Florida y su prolongación septentrional (la de Cayo Vizcaino) están separadas del Océano por una larga fila de islas bajas: *los cayos*, que, ordenados según una curva regular, se extienden desde el espolón que forma el Cayo Virginia al norte, primero hacia el sur y luego encorvándose hacia el oeste hasta el banco situado fuera de las Marquesas y aún más allá hasta las islas Tortugas. En 1863 demostró E. B. Hunt que esa curva obedecía a la contracorriente que procede del norte y pasa entre el continente y el Gulf Stream; esta contracorriente marca la zona de crecimiento de los arrecifes por acarreo de norte a sur de las partículas detríticas y conduce el alimento de los corales. A su vez, Alejandro Agassiz expuso de modo muy instructivo los fenómenos que en la actualidad experimenta esta región y demostró de qué modo la resaca y las tempestades, atacando a las construcciones orgánicas, las reducen a un barro blanco, impalpable y de cómo este barro es arrastrado durante las tempestades a lo largo de los cayos y en sus intervalos hasta la grande y tranquila bahía de Florida, donde lo arrastran las mareas y se deposita en forma de fango calizo. En la costa occidental de Florida esta acumulación de calizas prosigue también muy al norte con un simple revestimiento de corales que forman como una corteza superficial; a menudo estos corales mueren ahogados por el fango calizo que penetra en sus cálices. No es el fondo del mar el que se ha levantado hasta la altura en que los políperos pueden establecerse—dice Agassiz—, sino que los sedimentos se han acumulado hasta esa altura. En cuanto al archipiélago

de los cayos, lo mismo que las Marquesas y, sobre todo, las Tortugas, se ha producido, bajo la única influencia de las corrientes que llevan el alimento a los políperos, una disposición más o menos anular que permite colocar estos arrecifes en el grupo de los atolls ¹⁷.

Tenemos así bien a la vista un primer ejemplo de formación de una meseta caliza en la época actual, que nos hace comprender al mismo tiempo las objeciones que se han opuesto a la teoría de la formación de los atolls por descenso del fondo del mar.

Análogas acumulaciones de fango calizo y restos de organismos se encuentran en grandes superficies en otros puntos de la región de las Indias occidentales, cerca de Cuba, por ejemplo y, sobre todo, a lo largo de la meseta terciaria que constituye la península del Yucatán: allí el *arrecife del Alacrán* se presenta como un atoll en forma de herradura, superpuesto a los sedimentos calizos recientes, que se ha formado, sin duda, como las Tortugas y las Marquesas, sin desplazamiento apreciable de las costas. Obsérvanse en muchos puntos de las Antillas señales del movimiento negativo. No me refiero a los bancos calizos situados a gran altura, cuya edad exacta se desconoce y los más altos de los cuales en Cuba y Jamaica, aunque asimilados a estas formaciones coralígenas, son, en realidad, mucho más antiguos y pertenecen tal vez al cretáceo ¹⁸; pero se conocen también análogas señales cerca de las actuales orillas. En toda la costa oriental de la Florida, casi hasta el punto donde comienzan los cayos, existe una brecha conchífera, la *Coquina of St.-Augustine*, que ciñe el litoral y que se considera como indicio de un movimiento negativo de 3 a 6 metros de amplitud. Encuéntrase ese punto de referencia en varias islas de las Antillas; un ejemplo conocido es la tierra baja de Guadalupe, que rodea por un arrecife coralino muy reciente. Pero no hay que olvidar que la altura sobre el mar de la última señal o del último tramo horizontal no constituye un criterio decisivo para apreciar la importancia de los desplazamientos ocurridos durante la fase actual (II, pág. 25).

Entre los fragmentos hoy emergidos a causa de movimientos análogos, hay que citar la isla *Sombrero*, situada a los 18° 36' de latitud norte, entre las islas Vírgenes y las pequeñas Antillas, hacia el Océano.

Según Sawkins, Sombrero no tiene más de una milla marina de largo, y su mayor anchura llega apenas al tercio de su longitud. En todo su perímetro rodea la isla un acantilado, cortado a pico o en desplome, de 7 a 12 metros, con profundidades de 20 a 25 metros en la base. La mayor diferencia de nivel en el interior de la isla es sólo de 3 metros; toda su superficie está recortada por barrancos. Difícilmente podría contemplarse o concebirse paisaje más triste y desolado.

Toda la isla se compone de caliza. Las conchas que encierra pertenecen a la fauna actual, excepto una *Bulla* muy abundante, que parece idéntica a la *Bulla granosa* del terciario medio de las Antillas. Obsérvanse en la

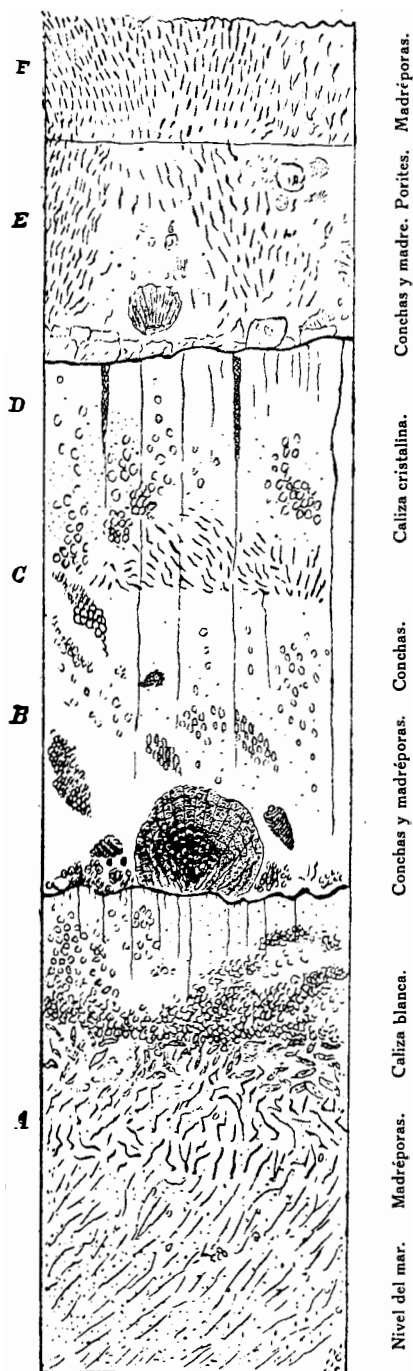


FIG. 29.—*Capas de caliza en la isla Sombrero (según A. Julien).*

caliza de Sombrero hendiduras rellenas de fosfato, que corresponden evidentemente a los restos de capas de guano hoy desaparecidas. Estos depósitos han atraído desde 1856 la atención sobre esa isla desierta y Alejandro Julien ha dado una descripción de estos yacimientos¹⁹.

Pueden distinguirse allí seis bancos calizos horizontales y superpuestos, designados, a partir del nivel del mar, por las letras de *A* a *F* (figura 29). En las paredes de los acantilados se observa, por lo general, juntas de estratificación que se distinguen gracias a la diferente naturaleza del relleno; estas juntas están entre *A* y *B* y entre *B* y *C*. Otra distinción se debe al color gris de la capa *D*, que se destaca sobre el tono blanco de las otras. Según Julien, se han formado lechos de guano al menos en tres épocas diferentes. Cada vez el manto de guano quedó destruido por el mar, que dejó allí vestigios en las hendiduras de las rocas. De estos hechos y también de la naturaleza de los bancos calizos dedujo Julien que la isla emergió y se sumergió varias veces; este autor trató, además, de representar tales oscilaciones, y admite, para el solo período correspondiente al depósito de los pocos bancos visibles, ocho levantamientos y nueve descensos del suelo de la isla.

Es indudable la analogía de estos bancos con los de los Alpes orientales. Considérese o no cada uno como equivalente de una oscilación, no es menos cierto que se han formado en Sombrero capas que se parecen en extremo a los terrenos calizos estratificados de las épocas antiguas.

Los bancos calizos que en las Anti-

llas se alzan en el interior del cinturón de arrecifes coralinos están perforados de abundantes y extensas grutas. En las Bahamas, donde se reconoce con facilidad una serie de antiguas líneas de costa, se observan en muchos puntos grutas análogas. Así, Sharples ha descrito las de las *islas Caicos*, cerca de las Turcos; su suelo está cubierto de tierra roja, de yeso y de guano ²⁰. No es posible dudar de que estas calizas, cortadas en terrazas y perforadas por grutas, sean más antiguas que el arrecife viviente que las rodea. Confirma, desde luego, esta anterioridad la circunstancia de haber descubierto Pomel y Cope, en grutas análogas en la islita *Anguilla*, restos de animales terrestres de especies extinguidas; esto permite también deducir que el movimiento negativo fué muy antiguo.

En resumen, pequeños atolls anulares sin laguna profunda, como las Tortugas y el islote del Alacrán, pueden formarse sin desplazamiento positivo apreciable de las líneas de costa. Los cayos actuales de la Florida debieron formarse después del último movimiento negativo. Si ahora se produce un movimiento positivo, su amplitud es tan débil que simultáneamente se acumulan los sedimentos. Los movimientos negativos y la formación de las grutas con restos de animales terrestres extinguidos se remontan a época muy anterior. No es improbable que algunas pequeñas oscilaciones hayan determinado la separación de la caliza en bancos; lo observado en Sombrero induce a que se admita esta hipótesis, aunque en la bahía de la Florida pueden explicarse fácilmente los cambios acaecidos en la naturaleza de los sedimentos sin necesidad de recurrir a las oscilaciones de la línea de costa, sea por simple clausura o aumento de los estrechos que separan los cayos, sea por una evaporación más activa o de otros varios modos.

En las *Bermudas* se ha tenido la rara oportunidad de poder estudiar la estructura de un grupo de islas de esa naturaleza bajo el nivel del mar. Han descrito este archipiélago Nelson, Jones, Rein, los naturalistas del *Challenger* y Rice ²¹. Un arrecife exterior moderno ciñe por el SE. el flanco de las islas altas y luego se aparta de ellas hacia el SO. y hacia el norte, de modo que constituye a larga distancia un ancho anillo ovalado que encierra así todas las islas altas y una extensa laguna. Estas islas alcanzan 75 metros de altitud y se componen sobre el nivel del mar de una roca especial (*drift-rock*), formada por restos orgánicos que las tempestades condujeron a estas alturas y luego consolidados en caliza más o menos dura y cavernosa bajo la influencia de las aguas pluviales. Recubre estas islas una tierra roja que penetra en las hendiduras de la caliza blanca y constituye así el suelo sobre el que crecen las raíces. En esta caliza hay grutas con estalactitas pendientes del techo. En algunos puntos hay señales de oscilaciones; Rice describe en Stocks Point un conglomerado de costas formado por bloques de *drift-rock*, que contiene a la vez conchas marinas de grandes dimensiones y masas compactas de tierra roja;

este conglomerado se intercala en la drift-rock con conchas terrestres.

A la entrada de la Hamilton Harbour se comenzaron en 1870 trabajos mineros submarinos y, según Jones, se descubrió a seis brazas de profundidad una gruta con estalactitas y tierra roja. Los trabajos continuaron más tarde en gran escala para la fundación de los muelles. A 7 u 8 metros existía fango calizo con 1,50 metros de espesor; debajo había una arena coralina suelta con restos de diploporia y conchas; hallábase luego hacia los 13 metros una capa turbosa, o más bien un antiguo suelo vegetal con troncos de árboles en pie, conchas terrestres y huesos de pájaros. Esta capa yacía sobre caliza dura.

De modo que en las Bermudas está demostrada la existencia de un movimiento positivo. Sin embargo, Rice asevera, apoyándose en datos antiguos, que desde 1609 no ocurrió allí cambio importante; si continúa produciéndose algún movimiento, debe ser lentísimo.

Respecto a la *zona pacífica*, tenemos que mencionar la circunstancia de que, al menos en las regiones cercanas al Pacífico por el lado del oeste, no son raros los casos de continuidad entre las formaciones calizas recientes y las de los períodos anteriores.

Los depósitos terciarios contribuyen en gran escala a la constitución del archipiélago situado al oeste de Nueva Guinea, donde algunas calizas recientes se apoyan en los restos terciarios. El archipiélago de *Naru* se compone, según la descripción de Riedel, de 12 grandes islas y 83 pequeñas; todas ellas son fragmentos de una misma plataforma caliza. Cinco estrechos brazos de mar, cuya anchura no excede de la de un río, separan las seis islas principales, que forman en su conjunto una meseta de 180 kilómetros de larga, de superficie levemente ondulada y cubierta de marismas en que viven moluscos de agua salobre. La parte SE. de estas islas, que es la más alta y se alza hasta 80 metros, está ocupada por capas terciarias recientes (II, pág. 167).

La meseta de *Bunda*, en el sur de Australia, nos muestra la extensión que puede alcanzar una meseta de caliza emergida de la época terciaria.

En *Viti Levu* también se han recogido fósiles terciarios (II, página 165).

En la zona de los arrecifes coralinos del Pacífico existen, lo mismo que en las Antillas, abundantes señales de movimientos negativos. Algunas mesetas calizas, de superficie horizontal, sobresalen de la cornisa de arrecifes vivientes; a veces se escalonan o muestran a lo largo de los acantilados una serie de terrazas horizontales. Inmensas grutas con estalactitas los cruzan y en la cima se encuentra tierra roja. Masas calizas de esta especie asoman a trechos mucho más al este, hasta la isla Henderson (Elizabeth), allende las Pomotú; esta isla, según Beechey, tiene 25 metros de altura, con acantilados escarpados y se compone de una caliza de fractura

concoidal, que recuerda el aspecto de las mesozoicas ²². Parece que en ningún sitio excede de 100 metros la altitud de estas mesetas y se ignora la parte que toma en su constitución la *drift-rock*.

En el sur de las *Palaos* son tan evidentes las señales de movimiento negativo, que Semper estaba dispuesto a atribuir la formación de ese grupo de islas, no a un descenso, como Darwin, sino a un levantamiento del fondo del mar. Los acantilados calizos alcanzan allí 75 metros, con una arista superior completamente horizontal; hacia el este sólo tienen 25 metros de altura y su cima siempre se conserva achatada ²³.

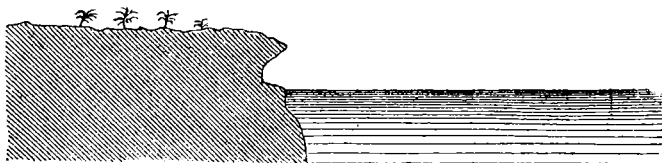


FIG. 30.—*Uvea* (grupo de las *Loyalty*), según Chambeyron.

En las laderas de las islas del estrecho de *Bougainville*, en el grupo de las *Salomón*, se alzan escalones regulares, que Guppy considera como otros tantos arrecifes-barreras levantados ²⁴.

Uno de los casos más notables puede observarse en el archipiélago de las *Loyalty*, que constituye una especie de cenefa exterior a la Nueva Caledonia. Estas islas forman larga hilera. La primera es el arrecife del *Astrolabio*, situado, poco más o menos, al nivel del mar. La segunda es *Uvea* (fig. 30), de forma circular, compuesta de caliza coralina y que alcanza, con un solo escalón, la altitud de 15 a 18 metros. En medio existe una laguna de fondo plano y de hasta 18 metros de profundidad; la isla es completamente llana y la rodea una cornisa en trompa.

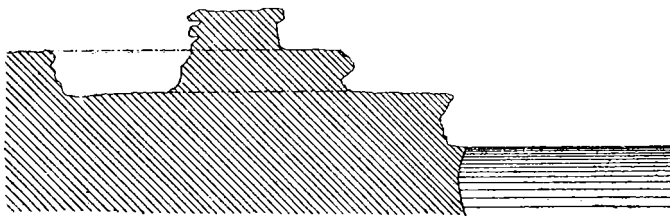


FIG. 31.—*Lifú* (grupo de las *Loyalty*), según Chambeyron.

La tercera isla es *Lifú* (fig. 31); ésta no tiene laguna interior; es una meseta formada por tres escalones sucesivos que llegan a los 90 metros. Por espacio de 30 millas marinas (55 kilómetros) que hay de un extremo

a otro de la isla, cada escalón conserva exactamente la misma altitud. Obsérvanse allí grandes grutas. Los bordes de la meseta descienden hasta profundidades desconocidas, lo mismo que en las otras islas. Tal es la descripción de Chambeyron; Clarke, que describió Lifú en 1847, cita dos elevaciones, una a 25 y la otra a 50 metros, o sea un total de 75 metros. Balansa menciona la existencia de tierra roja, sin la cual no sería posible en Lifú la vegetación y distingue cuatro escalones, de los cuales el tercero rodea toda la isla. Existen pozos que profundizan hasta 41 metros en la caliza y no se observa estratificación.

La cuarta isla es *Maré*; según Chambeyron, contiene cinco escalones, todos horizontales y todavía más marcados que en Lifú; la meseta culminante llega a 90 ó 100 metros. Entre la segunda terraza y la tercera hay un ancho mogote. Al NO. de la isla se encuentra la meseta que corresponde al escalón superior donde se ve un asomo de rocas volcánicas.

Hacia el NE. el grupo de las Loyalty se prolonga por el arrecife petrificado y hacia el SE. por el *peñón Durand* y la isla *Walpole*; esta última es una roca de 95 metros de altura.

Podría suponerse que cada una de estas islas se levantó a diversas alturas por sucesivas sacudidas, conservando siempre su horizontalidad: *Maré* hasta 90 ó 100 metros, Lifú hasta 90, Uvea a 15 ó 18, mientras que el arrecife del Astrolabio permaneció al nivel del mar. De ningún modo opino así. Me parece mucho mejor admitir que una meseta caliza continua se formó primero hacia los 90 ó 100 metros de altitud en una época en que la costa se hallaba, por lo menos, a los mismos 90 ó 100 metros más alta que hoy. De esta meseta superior se conservó un resto en las cercanías del asomo volcánico de *Maré*; en Lifú hay otro resto. Las terrazas inferiores corresponderían entonces a una detención momentánea del movimiento negativo, a una fase de recurrencia positiva o sencillamente a la intercalación de un banco menos resistente. La cornisa en desplome de Uvea demuestra cómo se efectúa hoy el ataque de los acantilados y cómo se ha efectuado en todos los tiempos ²⁵.

Por último, se debe mencionar la isla *Metia*, al norte de Tahití. Según Dana, tiene 75 metros de altitud y se compone de caliza coralina, que encierra grandes grutas con estalactitas. En la cumbre hay una superficie plana, parecida a la plataforma litoral de los arrecifes coralinos actuales; existen algunos testigos que demuestran que parte de la masa caliza ha sido destruida por la erosión marina. Vense en el frontón de la roca dos líneas horizontales, en nivel donde abundan las grutas; el acantilado toma así aspecto estratificado, con tres fajas de espesor casi igual. Del análisis que hizo Dana de dos muestras de la roca de Metia se deduce un hecho muy instructivo: que una contiene 38,07 de carbonato de magnesio y la otra sólo 5,29; la caliza y la dolomía se han formado, pues, en pleno Océano, como en el Plattenkalk de los Alpes. Dana considera Metia

la parte central rellena de una antigua laguna, y cree que el carbonato de magnesita se precipitó en dicha laguna por evaporación ²⁶.

Pero junto a estos casos de islas muy elevadas se observan, con más frecuencia, otras de altitud menor y muchísimas que sólo presentan sobre el mar una cornisa en desplome de pocos metros de altura.

Se ha intentado interpretar la desigualdad de altitud de estas islas por desigualdades, sea en el levantamiento, sea en el descenso, de algunas regiones de Oceanía. No puedo aceptar este criterio. Se opone a él la circunstancia de que estas diferencias de altura están comprendidas entre límites que no distan más de un centenar de metros y también la existencia de terrazas y de sucesivas líneas de costa. Prefiero admitir que todas estas mesetas calizas son restos de antiguas formaciones anteriores a los arrecifes actuales lo mismo que las mesetas calizas análogas de las Bahamas, acribilladas de grutas y cubiertas de tierra roja; todos los movimientos negativos cuya prueba tenemos así han afectado, probablemente, de modo uniforme, al conjunto de la región de islas coralinas y se remontan a muy lejana fecha. Ignoramos la edad de esas mesetas calizas. Dana ha emitido varias veces la idea de que el período de construcción de los arrecifes del Pacífico abarca todo el cuaternario y acaso también parte del terciario. Así, este fenómeno no puede considerarse característico del estado actual; si se quiere apreciar la importancia real de los movimientos modernos, será necesario apoyarse en el simple examen de los arrecifes vivos.

Darwin no dejó de reconocer que la actividad vital se concentra en el exterior de los arrecifes, y también Dana afirmó que un arrecife coralino es una meseta caliza de borde viviente. Las nuevas observaciones muestran asimismo que la importancia de las corrientes que conducen el alimento es aún mayor de lo que supusieron Darwin y Dana. Estas corrientes pueden motivar, en realidad, la formación de arrecifes anulares, como demuestran los pequeños atolls de la Florida, que acaso constituyen a su vez, por yuxtaposición, anillos de mayores dimensiones, tales como los que describió Darwin en *Mahlos Mahdu* (Maldivas). Así, deben comprenderse en esta clase los pequeños arrecifes en forma de cúpula de caliza con serpulita de las Bermudas. Pero el propio Alejandro Agassiz admitió que es muy difícil explicar la formación de lagunas profundas sin recurrir a cambios de nivel ²⁷. Semper valuó en unos 100 metros la profundidad de la laguna central de *Babelthaub*, la mayor de las Palaos, y muchos sondeos de lagunas alcanzan esta cifra. Pero todos los datos que poseemos sobre los políperos constructores de arrecifes demuestran que no pueden vivir a tales profundidades.

Esta dificultad que se opone a las hipótesis formuladas después de Darwin y Dana, es uno de los argumentos más sólidos a favor de la teoría llamada de descenso. Podría objetarse a esta teoría la imposibilidad de con-

cebir un descenso tan lento y uniforme de tan extensa porción de la superficie terrestre y también que, como ha demostrado Ross, se observe entre las islas que se consideran descendidas fragmentos de mesetas calizas que parecen haber sido, por el contrario, levantadas. Pero esta hipótesis no extrañará tanto si se considera que el elemento móvil es el mar y no la tierra.

Sería prematuro expresar, aproximadamente, el valor actual del exceso positivo de ese movimiento oscilatorio. La profundidad de las lagunas implica un movimiento positivo; pero hay gran distancia entre la profundidad de 40 a 60 brazas de una laguna (acaso rellena además en espesor desconocido) y las profundidades de tan distinta importancia que se han comprobado al lado de los arrecifes coralinos, no en todas partes, pero sí en muchas y que denotan fortísimas pendientes submarinas.

Nunca se ha discutido que los atolls reposan en un substráctum rocoso. Pruébalo el estudio de Darwin de las relaciones que unen los arrecifes-barreras con los atolls, y también la frecuente emergencia de las cimas de montañas volcánicas.

Murray ha demostrado cuán extraordinaria es la abundancia de los organismos pelágicos de concha caliza en determinadas regiones del mar; demostró también que estas conchas, luego de muerto el animal, caen al fondo como lluvia y se disuelven en las grandes profundidades a causa del ácido carbónico que el mar contiene, mientras que se acumulan en las pequeñas y medianas profundidades. Creo, sin embargo, que tales sedimentos sólo por rareza pueden tener gran importancia en la infraestructura de los atolls. Este revestimiento de los relieves submarinos por la caliza no parece a propósito para explicar la existencia de atolls aislados en medio del Océano, y sería preciso suponer condiciones especialísimas para que algunos conos volcánicos se elevasen de ese modo hasta la zona en que pueden vivir los políperos constructores. El ejemplo de la isla *Graham* (isla Julia o Ferdinanda), invocado a este propósito no me parece escogido con acierto.

Esta isla apareció en 1831 al SO. de Sicilia, en un fondo de 100 brazas, en forma de cono de cenizas; al cabo de algunos meses las olas que atacaban sin descanso aquella masa de materiales blandos hicieron destacarse un gran trozo de la isla y se podía ver en el interior la chimenea llena de escorias y de cenizas. El mar continuó su obra y en breve sólo quedó un bajo fondo que, sustraído a la acción destructora de la resaca, se conservó durante mucho tiempo. Así se formó una plataforma submarina donde los políperos podían vivir en las condiciones de pequeña profundidad que necesitan. De este modo se reunían las condiciones indicadas por Rein y Murray, sobre todo la preponderancia adquirida por los individuos colocados al borde externo de la colonia circular.

Puede hacerse tal hipótesis para explicar la formación de algunas pe-

queñas *islas de guano* perdidas en el Pacífico; pero se ha creído comprobar movimientos negativos en algunas, por ejemplo, en Gervis, Mc Kean y Hero; es cierto que para establecerlas se han apoyado únicamente en la existencia de yeso en la laguna debajo del guano.

Hague estudió la isla *Gervis* ($0^{\circ} 22'$ de latitud Sur, $159^{\circ} 58'$ de longitud oeste), que se alza sobre un arrecife marginal hasta la altura de 5 a 8 metros en forma de muralla; el llano, situado en el interior de este círculo, está a 2,50 metros, próximamente, de altitud; se compone de un banco de yeso sobre el que yace el guano. En las depresiones se encuentra yeso y sal marina ²⁸.

En cambio, Dixon demuestra que en la *isla Malden* ($4^{\circ} 2'$ de latitud sur, $154^{\circ} 58'$ de longitud oeste) el agua de mar penetra a través del arrecife hasta la laguna, donde se evapora; sólo se retira en la época de las más bajas mareas; algunas lluvias escasas, pero torrenciales, arrastran la sal fuera de la laguna, pero el yeso permanece allí. La muralla alcanza 6 metros. Vense allí antiguos «restos de cocina», así como varias filas concéntricas de bloques que se suceden paralelamente a la costa por el norte y el sur y que han arrastrado hasta aquella altura tempestades excepcionalmente violentas ²⁹.

Además de las tempestades, han podido dejar señales de su paso los movimientos sísmicos que de tiempo en tiempo se propagan a través del Océano. En esas islas solitarias no es posible aún decir con certeza si ha habido desplazamiento positivo o negativo.

Resulta de lo que precede que la constitución y edad del substratum de las islas coralinas puede ser muy variado. Los volcanes son siempre activos y siguen edificando nuevos zócalos de apoyo; pero la hipótesis del establecimiento de los políperos en la cima de otros tantos conos de ceniza sólo puede ser exacta para algunos arrecifes coralinos. Otros muchos parecen adheridos a antiguas masas continentales; además surgen en medio de estas islas asomos de rocas volcánicas compactas, que demuestran que las masas de cenizas esparcidas y sin consistencia no son las únicas que se formaron al principio. El abarrancamiento profundo de estas cimas volcánicas puede considerarse, de acuerdo con Dana, como indicio de movimientos positivos. El hecho de que estas islas estén dispuestas en línea recta en la zona atlántica y en líneas curvas en la pacífica obedece a la estructura íntima de la corteza terrestre (II, pág. 209); se aplica lo mismo a los fragmentos de cordilleras plegadas que a las alineaciones volcánicas y a la distribución de los arrecifes coralinos. El eje volcánico de Fernando Po es una línea recta, y lo mismo ocurre con las líneas de arrecifes en las Laquedivas y Maldivas. En el Pacífico occidental las islas son todas curvas, sea cual sea su constitución; esto demuestra que los arrecifes evidencian el plan con que están dispuestas las alturas submarinas o, en otras palabras, que *gracias a estos arrecifes de corales la su-*

perficie del mar sirve de plano de proyección a una línea de nivel del relieve sumergido. Pero ésta es una importante confirmación de la idea de que tales arrecifes se han edificado bajo la influencia de movimientos positivos, porque nada indica que las cumbres y crestas de esas cordilleras submarinas tengan la misma altura. Por débiles que puedan ser los indicios en que se basaron Darwin y Dana para valuar el espesor de estos arrecifes, no debe olvidarse que los de 350, 540 y 600 metros obtenidos por esos naturalistas quedan aún muy por debajo de la potencia de las masas de caliza y de dolomía que se han acumulado en gran parte de los Alpes solamente en la época del Plattenkalk, es decir, durante una de las divisiones superiores del Keuper. Pero, al menos en lo que concierne al final del Plattenkalk, no me parece indiscutible la existencia de una oscilación con preponderancia de los movimientos positivos.

Rink, en las islas Nicobar; Junghuhn y Richthofen, en el arrecife de Uyong-Yi-Laut-urun en la costa sur de Java, y von Drasche, en Paracali, en la costa este de Luzón, describieron con exactitud muchas oscilaciones. En los dos últimos casos citados se trata de un arrecife muerto, separado de tierra firme por una llanura de arena coralina; en el exterior del arrecife muerto está el arrecife actual, donde los corales vivientes reciben el choque directo de las olas ³⁰. Considero también como señales de oscilaciones más antiguas todos los fragmentos de meseta formados de roca coralina muerta, cuya altitud llegue al centenar de metros y que se extienden hasta la lejana isla Henderson. Por desgracia, faltan datos exactos sobre los restos orgánicos de esos trozos de mesetas de Oceanía. En el Atlántico, fuera de la zona de los arrecifes, y más al norte, en Madera y las Azores, afloran en semejantes condiciones sedimentos atribuidos al primer piso mediterráneo, o sea a un piso antiguo del mioceno. En Madera (32° 43' de latitud norte) se ven hasta 410 metros de altitud, o sea algo mayor que la de los fragmentos de mesetas del Pacífico (I, pág. 297).

Darwin se aventuró demasiado al tratar de diferenciar las regiones de levantamiento de las de descenso en medio de la distribución general de los arrecifes marginales, de los arrecifes-barreras y de los atolls; Dana hizo ya esta observación; pero su tentativa de determinar las áreas de descenso máximo según la dimensión y número de los atolls no se basa en sólido fundamento. A pesar de la luz que suministran las nuevas observaciones, creo, como F. von Richthofen, que debe aceptarse todavía como exacta la idea esencial de la teoría del descenso, o sea que las grandes construcciones coralinas se edificaron bajo la influencia de una oscilación muy general de las líneas de costa, con tendencia positiva dominante ³¹.

Si aún dura este movimiento, debe producirse con tal lentitud que no se puede medir, hasta el punto de que arrecifes pequeños, como las Tortugas, las islas anulares de Mahlos Mahdu y otros islotes, han podido formarse sin que se advierta la menor señal de su acción.

Así puede deducirse con fundamento que los *arrecifes se han formado bajo la influencia de un movimiento positivo en su conjunto*. Además, los que opinan que en la *época actual no se produce ningún movimiento* no se apartan mucho de la verdad, si advertimos que no se puede demostrar directamente la realidad de dicho movimiento.

En varias ocasiones se ha afirmado que la hipótesis de Darwin no estaba de acuerdo con los conocimientos adquiridos sobre las formaciones coralinas de los antiguos mares. He tenido ocasión de estudiar los más célebres e importantes depósitos de políperos de las capas de Gosau, del eoceno de Cormons, del oligoceno de Crosara y de Castel Gomberto y, a pesar de la riqueza y variedad de los corales, que forman a veces grandes masas, no he visto en ninguno nada que pueda llamarse un verdadero arrecife construido. Los corales se ven, amontonados con moluscos, en el seno de tobas o de margas, esto es, sedimentos detriticos. A causa de la poca consistencia de estos sedimentos pueden recogerse allí con facilidad los políperos; por eso abundan mucho en las colecciones y a esta circunstancia se debe el renombre de esos yacimientos. Los arrecifes construidos deben buscarse en las calizas compactas, pero no conozco en estas formaciones recientes ningún macizo calizo que deba considerarse como tal arrecife, en el verdadero sentido de la palabra. Lo único que puede deducirse de aquí es que en Europa, en la época de ese depósito, no se daban las condiciones necesarias para la edificación de esos arrecifes.

En el piso rético existen bancos margosos con políperos: la zona rética del sur de los Alpes contiene especies tales como *Convexastraea Azzarolae*, *Chamnastraea Meriani* y *Astraeomorpha Bastiani*, que se encuentran al norte de los Alpes ³². Pero estos políperos incluidos en las margas no forman verdaderos arrecifes. Para observar macizos construidos que presenten cierta continuidad hay que estudiar las calizas blancas con *Lithodendron*, que sirven de substráctum a esas capas o alternan con ellas. Pueden verse allí masas de 15,20 o más metros de espesor, indudablemente formadas por tallos de *Lithodendron*, y apretadas unas contra otras. Sin embargo, por lo que he examinado de estas formaciones, me parece que tienen más bien aspecto de bancos gruesos que de masas compactas. Domina la división en bancos y no se puede ocultar su analogía con los de Sombrero o con el revestimiento coralino de los fangos calizos de la bahía de la Florida. Estos antiguos sedimentos demuestran, sin embargo, con certeza que la dolomía se depositó directamente en el mar en el seno de estas capas. Agassiz dice que el fango calizo ahoga y mata a los políperos. En una dolomía blanca de Osterhorn se observan políperos cuyos cálices se han relleno por arriba de una dolomía más oscura ³³.

De manera que las formaciones actuales que mejor recuerdan los arrecifes del Tirol meridional parecen ser las antiguas mesetas calizas que

emergen del círculo de los arrecifes más recientes; pero no hay observación que permita asegurar que los arrecifes del Tirol meridional estuviesen también rodeados por un anillo análogo. Estas mesetas debieron formar islas, excepto en aquellos puntos donde se observa una alternancia con las tobas que los acompañan y donde parece que el depósito de calizas fué intermitente.

RESUMEN.—Hasta ahora sólo hemos mencionado unos cuantos rasgos notables de la historia de los tiempos terciarios; hacia el fin del cretáceo, pero antes de terminar esta época, los mares sufrieron marcadísima disminución. No se observa señal alguna de ello ni en el medio del Mediterráneo central, ni en el Sahara, donde los sedimentos marinos se suceden sin interrupción; pero alrededor de estas regiones aparecen grandes superficies emergidas: las capas de agua dulce del garumnense, que se extienden por ambos lados de los Pirineos y hasta el valle inferior del Ródano, así como las formaciones contemporáneas del liburniense, en la región norte del Adriático, demuestran la extensión de este movimiento negativo y recuerdan las condiciones que señalaron el fin de la época jurásica. El mar terciario avanzó entonces por oscilaciones repetidas; durante el oligoceno se estableció una comunicación temporal entre Europa y el extremo norte por la vertiente oriental de los Urales; luego y gradualmente, el antiguo Mediterráneo Central se contrajo y subdividió; cesó la comunicación con la India; después el Mediterráneo perdió el Irán, el Turquestán, Asia Menor y la cenefa NO. de los Alpes; la fauna subltoral no pudo ya ponerse en contacto con la de las Antillas; la región sarmática se separó pronto; más tarde el Mediterráneo perdió, no sólo la región aralo-cáspica con el sur de Rusia, sino también el valle del Danubio. Luego sobrevino un período de erosión de los valles, y los *Cardiums* pónticos se propagaron hasta el valle del Ródano. Esta fué la época de mayor contracción del mar; la orilla estaba más baja que actualmente. Luego se elevó de nuevo, y en la época de la introducción de las especies del norte se hallaba más alta que hoy. Algunos hundimientos aumentaron la extensión del mar y así se llegó al actual estado. El Mediterráneo de hoy es el resto de un Océano que antes de la formación del Atlántico abarcaba la mitad de la circunferencia terrestre paralelamente al ecuador.

Sin embargo, perduraban algunos brazos de mar; se ignora con qué parte del Océano comunicaban las regiones que rodean por el sur el mar del Norte, sobre todo en el norte de Alemania y el SE. de Inglaterra (I, pág. 295); pero, sin duda, en toda la parte septentrional de las regiones bañadas por el Atlántico, y también en América del Norte, hacia el 40° paralelo, faltan por completo los depósitos terciarios marinos. La repartición de los mares mesozoicos nos demuestra que al norte de las Lofoten comienza una región que presenta mucha mayor analogía con la zona pacífica que con la atlántica; la fauna de moluscos terciarios de esta región,

que atestigua la penetración del mar más allá de Spitzberg hasta la costa oriental de Groenlandia, donde se presenta a la vez que capas con plantas, acaso se encontró en comunicación con el Pacífico por Nulato, en el valle inferior del Yukon. Acerca de este punto faltan datos exactos.

El litoral de América del Norte, al sur del 40° de latitud, está rodeado en gran espacio hacia el sur por una serie regular de capas marinas, que yacen sobre el cretáceo; pero también allí se encuentra un vacío, pues faltan algunos de los pisos superiores de la serie terciaria; en cambio, se observa en transgresión una formación marina muy reciente. También allí debió encontrarse más baja que hoy la costa durante una de las últimas fases de los tiempos terciarios, mientras que en una época inmediatamente posterior se hallaba más alta que la actual.

La existencia de elementos europeos en el seno de las diversas faunas marinas del mar de las Antillas hasta la época del primer piso mediterráneo inclusive, nos muestra dicho mar como un dilatado océano, que se extendía paralelamente al ecuador en el emplazamiento actual del Atlántico. Así se comprueba que *las dos partes del perímetro del Atlántico que presentan por excepción la estructura de las costas pacíficas*, esto es, la cordillera de las Antillas y el trozo de cordillera encorvada inmediato a Gibraltar, *dibujan precisamente los límites entre los que se extendía el antiguo Océano, el «Mediterráneo central» de Neumayr.*

En el interior de los Estados Unidos la fase negativa con que termina la transgresión cretácea está representada por el piso de Laramie. Grandes mantos de agua dulce subsistieron en esta región durante las diversas épocas de los tiempos terciarios.

La cenefa patagónica del Atlántico muestra cerca del Océano extensos depósitos de origen continental que presentan dos intercalaciones de sedimentos marinos; la orilla estuvo en algunas ocasiones mucho más próxima a la cordillera, y en cambio, en otras épocas más hacia el este que la orilla actual. La segunda transgresión no avanzó tanto como la primera, pero luego apareció una tercera formación marina: el piso querandiense, muy reciente, y que va elevándose hacia el sur. Entre este piso querandiense y la última formación marina terciaria existe un gran vacío, que parece más importante que en América del Norte y mucho más que en Europa. Pero, en general, también allí se llega a la conclusión de que en época muy moderna de los tiempos terciarios la costa se encontraba más baja, y en una época aun posterior, más alta que la costa actual.

No me determino a analizar los depósitos terciarios de Chile, a pesar de las valiosas notas que sobre ellos ha publicado Philippi. Más adelante trataremos de lo que se refiere al levantamiento progresivo de los depósitos querandienses hacia el sur, fenómeno que se reproduce en Chile. Sobre todo, he tenido que renunciar, a causa de los vacíos en nuestros conocimientos, a pasar revista a los depósitos terciarios de la zona pacífi-

ca y de las prolongaciones en el borde meridional de Eurasia, en Java y en Sumatra, a lo largo del Indo y en el golfo Pérsico.

En el interior de la zona atlántica e índica y en el este del Brasil, el cretáceo llega a la costa sin acompañamiento de cenefa terciaria; el mar baña una faja cretácea (por supuesto, discontinua), desde Piauhý hasta Bahía, y quizás hasta las Abrolhos. Lo mismo ocurre en la costa occidental de África, desde las islas Elobey hasta Mossamedes. Las formaciones cretáceas marinas asoman también en el Natal sin la menor cenefa terciaria. Otro tanto ocurre en el NO. de la India, a orillas del Narvada, delante de cuya desembocadura está la isleta de Perim, constituida por arenas y gravas terciarias con restos de *Dinotherios*, de mastodontes y de jirafas, que evidencian una formación fluvial. También en Pondichery el cretáceo emerge sin cenefa terciaria. Pero al lado de estos distritos litorales obsérvanse por todas partes otros aún más extensos, en los que no existe a lo largo de la orilla ni cretáceo ni terciario, sino sólo rocas antiguas: así ocurre en el sur del Brasil hasta más allá de Río Grande do Sul; en África, en espacios que aún no pueden precisarse; en la India, desde el Narvada hasta el cabo Comorin y desde Pondichery hasta la desembocadura del Ganges. La arenisca de Cuddalore, en el SO. de la India, parece de fecha muy reciente.

Por los datos que conozco, estos distritos litorales, que caracteriza la falta de cenefa terciaria, se ven sobre todo en las bajas latitudes y dibujan una ancha zona en las regiones atlánticas e índica.

Las islas coralinas del mundo actual muestran en distintos puntos líneas de costas abandonadas y fragmentos remanentes de antiguas mesetas. Su zona se caracteriza por oscilaciones de las líneas de costa, muy extensas y sumamente uniformes; las construcciones oceánicas han alcanzado allí hasta el nivel del mar, gracias a la preponderancia de los movimientos positivos. En la Florida el zócalo de los cayos se ha edificado por acumulación de materiales, bajo la influencia de una corriente. La continuación de la fase positiva no se nota en los arrecifes actuales ni se puede medir.

La extensión del piso querandiense nos ha dado a conocer la más moderna de las transgresiones; las construcciones coralinas son resultado de fenómenos que comenzaron en época muy anterior (aunque poco) a la actual, y que siguen produciéndose.

Tengo ahora que interrumpir el orden histórico de mi relato para examinar algunos hechos particulares, tales como las terrazas de los mares del Norte y las supuestas oscilaciones del templo de Serapis, cerca de Puzol, de que tanto se ha hablado. Después procederá estudiar el carácter de los mares incompletamente cerrados, como el Báltico y el Mediterráneo, donde son distintos los fenómenos; sólo entonces convendrá volver al estudio de las transgresiones recientes.

Notas del capítulo VII: Mares terciarios y formaciones calizas recientes.

¹ Me bastará citar el resumen debido a Ph. Matheron, *Note sur les dépôts crétacés lacustres et d'eau saumâtre du Midi de la France* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.^a ser., IV, 1875-76, páginas 415-428).

² Croisiers de Lacvivier, *Études Géologiques sur le département de l'Ariege* (Anales de C. Geol., XV, 1884, páginas 1-304, particularmente pág. 250).

³ L. Roule, *Recherches sur le terrain fluvio-lacustre inférieur de Provence* (Anales de C. Geol., XVIII, art. 2, 1885, páginas 1-138, 4 láminas, en particular pág. 129).

⁴ G. Stache, *Die liburnische Stufe* (Verhandl. k. k. Geol., Reichsanst., 1880, páginas 195-209); *Ueber das Alter von bohnerzführenden Ablagerungen am Monte Promina in Dalmatien* (Ibid., 1886, páginas 385-387, y en otras publicaciones).

⁵ C. A. White, *The Chico-Téjon Series* (U. S. Geol. Survey, Bull. n.º 15, 1885, páginas 11-17). R. A. Philippi, *Ueber die Versteinerungen der Tertiärformation Chiles* (Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss., 3, Folge, III, 1878, páginas 674-684); en Quiriquina se encuentran en estas capas *Plesiosaurus*, *Baculites*, *Trigonia*.

⁶ K. Zittel, *Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Libyschen Wüste*, in-4.º, Cassel, 1883, pág. XC.

⁷ A. Andreae und W. Kilian, *Briefwechsel über das Alter des Melanienkalkes und die Herkunft des Tertiärmeeres im Rheinthale* (Mittheil. Commiss. f. d. geol. Landes-Untersuch. v. Elsass-Lothringen, I, 1885, páginas 72-82).

⁸ C. L. Griesbach, *Field-Notes from Afghanistan: N.º 3, Turkistan* (Records Geol. Survey of India, XIX, 1886, pág. 257); *Field-notes: N.º 5, to accompany a Geological Sketch Map. of Afghanistan and North-Eastern Khorassan* (Ibid., XX, 1887, pág. 199).

⁹ Ivanov, *Mapa geológico del Gobierno de Stavropol* (Gornyi Journal, 1887, n.º 7).

¹⁰ Ag. Heilprin, *Contributions to the Tertiary Geology and Paleontology of the United States*, in-4.º, 118 páginas y mapa, Filadelfia, 1884; para los yacimientos terciarios medianos de New Jersey, véase un artículo del mismo autor, *Proc. Acad. Nat. Sc., Filadelfia*, 1886, pág. 351. Véase también su Memoria *Explorations on the West Coast of Florida and in the Okeechobee Wilderness* (Trans. Wagner Free Institute of Science, I, páginas 1-134, 19 láminas, in-8.º, Filadelfia, 1887); W. H. Dall, *Notes on the Geology of Florida* (Amer. Journ. Sc., 3.^a ser., XXXIV, 1887, páginas 161-170).

¹¹ T. A. Conrad, *Catalogue of the Miocene Shells of the Atlantic Slope* (Proc. Acad. Nat. Sc., Filadelfia, 1862, pág. 559).

¹² *Informe oficial de la Comisión científica agregada a la expedición al Río Negro, bajo las órdenes del general D. J. A. Roca*; III, *Geología*, por el Dr. Doering, in-4.º, Buenos Aires, 1883, páginas 401-530.

¹³ C. Darwin, *The Structure and Distribution of Coral Reefs*, 2.^a ed., in-8.º, Londres, 1874; J. D. Dana, *Coral and Coral Islands*, in-8.º, Londres, 1872, y *Origin of Coral Reefs and Islands* (Amer. Journ. Sc., 3.^a ser., XXX, 1885, páginas 89-105 y 169-191 y lám. II).

¹⁴ J. C. Ross, *Review of the Theory of Coral Formations set forth by C. Darwin* (Na-tuurk. Tijdschr. voor Nederl. Indië, Batavia, VIII, 1855, páginas 1-43); H. O. Forbes, *Notes on Keeling Island* (Proc. R. Geogr. Soc. Nev. ser., I, 1879, páginas 777-784 y mapa).

¹⁵ C. Semper, *Die Riffe und das Leben im Meere* (Zeitschr. f. wiss. Zool., XIII, 1863, páginas 563-569; reimpr. en su obra: *Die Philippinen und ihre Bewohner*, in-8.º, Würzburg,

1869, páginas 100-109), y *Die natürlichen Existenzbedingungen der Thiere*, in-8.º, Leipzig, II, 1880, páginas 39-93 y 261; J. J. Rein, *Beiträge zur physischen Geographie der Bermuda Inseln* (Bericht üb. d. Senckenbergische Naturf. Ges., Frankfurt a. M., 1869-70, páginas 140-158), y *Die Bermudas Inseln und ihre Korallenriffe, nebst einem Nachtrage gegen die Darwin'sche Senkungstheorie* (Verhandl. I. deutsch. Geographentages, Berlín, 1882, in-8.º, páginas 29-46); J. Murray, *On the Structure and Origin of Coral Reefs and Islands* (Proc. Royal Soc. Edimburgo, X, 1879-80, páginas 505-518).

¹⁶ J. Lorié, *Fossile Mollusken von Curaçao, Aruba und der Küste von Venezuela* (Sammlungen d. Geol. Reichsmuseums in Leiden, 2 ser., I, 1887, páginas 111-149 y 2 láminas).

¹⁷ Alex. Agassiz, *The Tortugas and Florida Reefs* (Mem. Amer. Acad. Arts and Sc., Cambridge, Centennial Volumen, XI, 1882 (1885), páginas 107-133, 12 mapas y lám.).

¹⁸ W. A. Crosby, *On the elevated Coral Reefs of Cuba* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXII, 1882-83, páginas 124-130); los escalones de caliza están a 30 pies, 200-250 pies, y 500 pies de altitud. Aunque la caliza del Yunque, a 1.800 pies, es diferente, Crosby la consideró como perteneciente al mismo grupo.

¹⁹ Sawkins, *Report on the Geology of Jamaica*, I, pág. 261; Cleve, *Geology of the West Indian Isles* (K. Sv. Vetensk.-Akad. Handl., IX, n.º 12, 1871, pág. 21); A. A. Julien, *On the Geology of the Key of Sombrero* (Annals Lyceum Nat. Hist. New York, VIII, 1867, páginas 251-278 y lám.).

²⁰ S. P. Sharples, *Turks Island and the Guano Caves of the Caicos Islands* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXII, 1884, páginas 242-252).

²¹ R. J. Nelson, *On the Geology of the Bermudas* (Trans. Geol. Soc., Londres, 2.ª Ser., V, 1840, pág. 103; leído en 1834); Rein, Mem. citada; J. M. Jones, *Recent Observations in the Bermudas* (Nature, Aug. I, 1872, pág. 262); C. Wyville Thomson, *The Atlantic*, in-8.º, Londres, 1877, I, páginas 290-357; W. N. Rice, *The Geology of Bermudas* (in Jones and Goode, *Contributions to the Natural History of the Bermudas*, I (Bull. U. S. Nat. Mus., n.º 25, in-8.º, Wáshington, 1884, páginas 1-32).

²² Capt. F. W. Beechey, *Narration of a Voyage to the Pacific and Beerings Straits*, in-4.º, Londres, 1831, I, páginas 55-58 y 187.

²³ Semper, *Die natürlichen Existenzbedingungen der Thiere*, II, pág. 76.

²⁴ H. B. Guppy, *Suggestions as to the Mode of Formation of Barrier Reefs in Bougainville Straits, Solomon Group* (Proc. Linnean Soc. New South Wales for 1884, IX, 1885, páginas 949-959 y lám.).

²⁵ Capitán L. Chambeyron, *Note relative à la Nouvelle-Calédonie* (Bull. Soc. Geogr. Paris, 6.ª ser., IX, 1875, páginas 566-586); W. B. Clarke, *On the Geology of the Isle of Lafu* (Quart. Journ. Geol. Soc., III, 1847; páginas 61-64); B. Balansa, *Nouvelle-Calédonie: les îles Loyalty* (Bull. Soc. Geogr. Paris, 6.ª ser., V, 1873, páginas 521-534); R. Grunemann, *Die östliche Hälfte von Melanesien* (Petermann's Mittheil., XVI, 1870, páginas 364-369). Chambeyron atribuye a Lifu, en el texto, 90 metros de altitud, y en la figura que la acompaña 60 metros solamente. La primera valuación está de acuerdo con la de los otros observadores.

²⁶ Dana, *Corals and Coral Islands*, páginas 193, 357; Ribourt, *Observations géologiques sur Tahiti et les Îles Basses de l'Archipel des Paumotu* (Bull. Soc. Geogr. Paris, 6.ª ser., XVI, 1878, pág. 35).

²⁷ Alex. Agassiz, *The Tortugas and Florida Reefs*, pág. 121.

²⁸ J. D. Hague, *On the Guano Islands of the Pacific Ocean* (Amer. Journ. Sc., 2.ª Ser., XXXIV, 1862, páginas 224-243, particularmente pág. 230).

²⁹ W. A. Dixon, *Notes on the Meteorology and Natural History of a Guano Island* (Journ. and Proc. Royal Soc. New-South Wales, XI, 1878, páginas 165-175).

³⁰ H. Rink, *Die Nikobarischen Inseln*, pet. in-8.º, Kopenhagen, 1847, páginas 82 y siguientes; Junghuhn, *Java*, III, pág. 1442; Richthofen, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XXVI,

1874, pág. 240; R. von Drasche, *Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon*, pág. 62 y fig. 14.

³¹ F. von Richthofen, *Führer für Forschungsreisende*, páginas 406 y siguientes.

³² Reuss, *Ueber einige Anthozoen der Kössener Schichten und der alpinen Trias*, Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, L, 1864, páginas 153-168).

³³ Sobre la manera como mueren los corales, bajo la influencia de los aportes detríticos, véase la nota 1 de la pág. 437.

•

CAPÍTULO VIII

LAS LINEAS DE COSTA DE NORUEGA



Del Tjoalma Vagge al mar.—Del lago de Tornea al mar.—Movimiento de los hielos a contrapendiente de los valles.—Origen de los «lagos de glint» de Laponia.—Antiguas líneas de costa de los fiordos.—Origen de los Sätar.—Comparación con Groenlandia.—Vestigios de hielo en retroceso.

DEL TJOALMA VAGGE AL MAR.—Las costas del norte de Noruega se hallan a menudo ceñidas por largas terrazas o tallados litorales practicados en la roca. Todo espectador del paisaje se pregunta cómo se habrán formado esos escalones y surcos. Desde el memorable viaje de Leopoldo de Buch a principios de este siglo y después de los estudios de Bravais sobre el levantamiento de las líneas de costa en el Altenfjord, se han dedicado a estos accidentes gran número de trabajos. Las líneas de costa, en sus distintos aspectos no son el único problema que atrae la atención; hay otro, no menos debatido, que es el origen de los fiordos. Sólo con mirar el mapa se comprende que existen evidentes relaciones entre los «lagos de glint» de Laponia y ciertos valles que desembocan al oeste, en los fiordos; desde luego algunos de estos lagos mandan un emisario hacia el Atlántico. Tales circunstancias demuestran que no es posible llegar a una conclusión exacta sobre la naturaleza de los fenómenos que se observan en la boca de un fiordo si no se conoce el conjunto de sus tres valles desde la divisoria actual hasta el mar.

Con objeto de abarcar de una mirada la relación mutua de estos fenómenos me he fijado en los valles cuyos emisarios se reúnen en el Maals Elv y que desembocan en un largo estuario, en el Malangenfjord, al norte del 69° de latitud norte (II, pág. 86). Tras una mirada al mapa (lámina I), voy a describir los rasgos que caracterizan el litoral y la configuración de los valles que descienden de los dos puntos antes alcanzados en la divisoria ¹.

Tres valles principales unen sus aguas y forman el Maals Elv: el valle del Ruosta, el del Divi y el del Bardo Elv.

El *Ruosta*, el más oriental, forma el emisario del lago de glint Ruosta Jaure; su curso describe primero una ligera curva hacia el NO. y el ONO.; atraviesa luego al pie de Ruostafjeld (II, fig. 6, páginas 60 y 61), el Lille Ruosta Vand y, aguas abajo de este lago el curso del Maals Elv, mientras conserva su dirección al oeste; se debe considerar continuación del Ruosta. Más allá del recodo del Maals Elv, la prolongación manifiesta del Ruosta hacia el Solbergfjord es la alargada superficie del lago Alds Vand (153,7 metros). Hoy las aguas del Ruosta están desviadas y corren por el Maals Elv hacia el Malangenfjord.

La corriente media, el *Divi*, se halla en comunicación por el Skakterdal (valle secundario situado a su derecha) con la meseta del Tjoalma Vagge; no parece muy clara por ese lado la divisoria con el lago de glint Tjoalma Jaure. En la orilla izquierda del Divi obsérvanse dos valles con pendiente al SE., o sea en sentido inverso y que se unen al Divi por medio de un brusco recodo: son los valles del Anavada y del Höjskar Elv. En Overgaard, más abajo del Ruosta Vand, alcanza el Divi al Maals Elv superior, que es allí continuación del Ruosta y sus aguas se vuelven casi en ángulo recto hacia el oeste. Pero el curso del Divi, de dirección NNO., se prolonga por una serie de grandes y pequeños lagos, que comprenden el Fjeld Frösk, el Tag Vand (220 metros) y el Sagel Vand (90 metros) y que concurren al Sörkjösen, en el Balsfjord y al Nordfjord, en el de Malangen. El Divi lo mismo que el Ruosta, se desvía de su primitivo curso y se prolonga por una cadena de lagos más elevados.

El tercer río, el *Bardo*, comprende dos partes. La superior corre al NO., y su sección aguas arriba forma el lago de glint, de unos 48 kilómetros de longitud, que nace en la confluencia del Lönnes Jaure (Lejna Vand) y del Alte Vand (516 metros); esta gran extensión de agua que sin duda no es sino el lecho de un río muy ensanchado, corre al NO. hacia el Atlántico; pero muy cerca se encuentra el Gievne Jaure, de unos 16 kilómetros de largo y de dirección paralela, que corre hacia el SE., como la mayoría de los lagos de glint que son tributarios del Báltico; lo recibe el Lönnes Jaure, de donde resulta un recodo brusco, exactamente lo mismo que ocurre en los valles laterales de la vertiente izquierda del Divi. Esta parte superior del Bardo recibe al Sördal, que corre hacia el norte por profundo lecho que parte de la línea divisoria y casi toca al lago de Torneå. En la parroquia del Bardo termina la parte superior del Bardo Elv y el valle deja la dirección NO. y adopta la NNE. En este punto existe un collado muy deprimido, que pasa al oeste del Bardo al Salangen Elv, al lago superior de Salangen y al Salangenfjord. Pero el río actual, aguas abajo del Bardo, se dirige al NNE. y corta la dirección del Ruosta, mientras que el Maals Elv inferior y su estuario tienen dirección norte.

Este primer examen del mapa nos revela una circunstancia de gran interés para todo lo que sigue: *en este país el suelo conserva señal de varios sistemas de valles sucesivos*. Los valles fluviales se prolongan en largas depresiones que ocupan lagos y algunos cientos de pies más altas que aquéllos; así el Ruosta continúa hasta el Solbergjord, el Divi se prolonga con igual claridad por la serie de lagos del Tag Vand hasta el Balsfjord y tal vez también el Bardo superior lo efectúa hacia el oeste por el lado de Salangen. Debo añadir que estas depresiones elevadas (al menos en lo que he examinado) no son sino trozos de lechos glaciales, como lo demuestran las estrias y las pulimentadas superficies de sus paredes. El hielo ha llenado todas las gargantas de las montañas y ha continuado allí su movimiento; pero *después de su desaparición las aguas corrientes sólo adoptaron en parte la red de los valles glaciales y sólo profundizaron algunos de sus elementos*. Los otros quedaron a mayor altura, en forma de serie de lagos fragmentarios y aislados.

Así llegamos a un conocimiento más o menos completo de esos sistemas de valles de edad y altitud distintas. El más antiguo y menos conocido es el sistema de los valles preglaciales. El Anavandene, el Högs-kar Elv y el Gievne Jaure, son fragmentos del sistema y conservan su pendiente primitiva hacia el SE. Estas primeras depresiones quedaron rellenas por los hielos, y entonces su estructura no estaba determinada más que por la dirección y el empuje de aquéllos, pero no por la disposición de las pendientes preexistentes. Así se formó un segundo sistema de valles: el sistema glacial. En el tercero trabajan aún los actuales ríos y arroyos.

Casi toda la zona de los valles mencionados se encierra en los límites de la meseta antigua, formada de capas horizontales y cuya estructura ya hemos estudiado. La corrida de gabro y de eclogita, que desde Lyngen se prolonga oblicuamente cruzando el valle del Maals Elv por el lago del Istind en el Bardo, no parece que haya ejercido influencia en la formación de los valles. La meseta termina del lado de Suecia en una escarpa abrupta, que hemos denominado glint de Laponia, y los grandes lagos se encuentran dispuestos como verdaderos lagos de glint, perpendicularmente a dicho acantilado, de modo que éste corta por la mitad el lago de Torneå, el Gievne Jaure y el Alto Vand. Según las observaciones de Pettersen, en el Divi superior el substráctum antiguo penetra algo más hacia el norte; en el Tjoalma Vagge el glint se descompone en grandes montañas tubulares con aspecto de baluartes (II, fig. 7, pág. 62), y luego se prolonga hacia el Ruosta Jaure. Es, pues, regla general para estos lagos ser oblicuos respecto del glint, ya se oriente su canal de desagüe hacia el Báltico o hacia el Atlántico.

Pero el movimiento de los hielos se dirige hacia el Atlántico en todos los sitios donde lo he podido examinar. Hörbye y sus sucesores llegaron a

comprobar, después de penosas investigaciones, que más al sur la arista del manto glacial se hallaba al este de la actual divisoria; allí, en el norte, se comprende esto a primera vista, y si alguno pudiese dudarlo se convencería en seguida por los hermosos bloques de granito rojo de Suecia transportados en inmenso número más allá del glint y que rebasando las cortaduras que lo interrumpen encallaron en la meseta de Noruega.

Examinemos ahora la comarca más detenidamente.

El primer camino conduce del Tjoalma Vagge al Balsfjord, por el Skakterdal y el Divi, y la serie de lagos del Tag Vand y del Sagel Vand. Es la línea de la que describimos su parte culminante (II, pág. 60).

Desde la alta y árida superficie del Tjoalma Vagge hasta donde alcanza la vista, nos rodea un laberinto de pequeños diques de piedra con turberas e innumerables balsas de agua en sus intervalos.

Sobre masas de escombros se alzan asomos de granito rojo, de contornos aborregados, que atestiguan que nos hallamos en el zócalo de la meseta. Es un paisaje morénico. Nadie podría decir con exactitud por dónde pasa la divisoria del Báltico y el Atlántico, que sólo dista de 77 a 80 kilómetros en línea recta. En la época del deshielo debe sumergirse todo el terreno y sólo algunos diques de piedra, algo más altos, emergen a trechos; el viento determina la dirección del desagüe.

Hacia el norte, el oeste y el SO. se alzan, como fantasmas, las altas masas cúbicas recortadas en la prolongación del glint; y cuando la bruma oculta los contornos de las montañas tabulares más lejanas, vense brillar a través de aquélla los campos de nieve. Rodea al pie de la montaña más próxima, el Store Jerta, un escalón de 15 a 20 metros de altura. No puedo ahora dilucidar si esta pequeña escarpa que da frente al laberinto de diques peñascosos representa la orilla de un antiguo lago continuo o es sólo indicio de una inundación pasajera. (Altitud de la arista superior, 723,4 metros.)

Una serie de charcas, reunidas por un hilo de agua, se prolonga hacia el desagüe que se abre entre las montañas tabulares Store Jerta y Namna. En la altitud (pequeña con relación al fondo del corte en que nos encontramos para franquearla), su anchura no pasa de 800 metros. Trátase de una de las brechas por las que irrumpió el hielo en Noruega. Hoy ofrece aspecto de lecho de glaciar, apenas modificado. Algunos de los fragmentos de los diques del Tjoalma Vagge parecen penetrar en el interior de ese desagüe; se resuelven en colinas de arena desnudas y aisladas, con pendientes muy ásperas y que se elevan a trechos sobre el suelo. Más arriba, en las laderas de ambos montes y, sobre todo en las del Namna, vense largas corridas de arena, que más se parecen a médanos que a morenas y que se inclinan manifiestamente hacia abajo, es decir, en el sentido del desagüe. En un punto del Namna vense cinco o seis de estos terraplenes, dispuestos transversalmente unos sobre otros. Esta masa presenta señales

del último movimiento glacial en la cortadura. Pettersen franqueó el Store Jerta y encontró en su cima bloques de granito rojo procedentes de Suecia; hubo, pues, un tiempo en que los pilares pétreos que guardan la entrada de la brecha se hallaban también sumergidos por los hielos.

En el ensanchamiento situado aguas abajo del desagüe ocupan el suelo centenares de espacios circulares de un diámetro de 2 a 4 metros; es una región encantada, lugares donde danzan los elfos. Por lo menos, la tradición popular así los califica; en realidad, han formado esos círculos algunas colonias de céspedes, que crecen hacia el exterior y mueren por el centro: atolls verdegueantes de nueva especie ².

Ya hemos dado la vuelta al Store Jerta. Los restos más finos, y con ellos los círculos verdes, han desaparecido, y nos encontramos en un extenso lecho glacial. En una reducida depresión aparecen los primeros álamos achaparrados (599,6 metros); más lejos se extienden las superficies pulimentadas: son lomos aborregados de pizarra y de cuarcita y aunque en conjunto sea horizontal la disposición de las capas, se comprueban a menudo, en las paredes talladas por los hielos, violentos plegamientos locales. En estas rocas aborregadas hay bloques erráticos, sembrados con uniformidad extraña y casi podría decirse que a distancias iguales. La mayoría de estos bloques son de granito rojo; a veces miden poco menos de un metro cúbico; algunos son mayores; yacen en la superficie de las partes aborregadas o en los intervalos, en igual disposición que los dejaron los hielos y a veces la presión de la mano basta para precipitar una pesada masa desde lo alto de uno de esos lomos redondeados. En la vertiente situada a nuestra derecha pueden reconocerse las formas aborregadas hasta 100 metros o más sobre nosotros. En esta parte del lecho glacial escasean la arena y los cantos. La diseminación equidistante de los bloques sobre las rocas aborregadas no corresponde a la idea que generalmente se tiene de una morena de fondo. Pero allí todo ha permanecido intacto y a nuestra derecha, en el mismo suelo roquizo, el arroyuelo que sale del desagüe y que se ha convertido en el sonoro Skakter ha perforado una garganta profunda de más de 100 pies.

Siguiendo por el lecho del antiguo glaciar, de inclinación casi insensible, observamos que termina de repente y lo sustituye un resalto de cuarcita en bancos horizontales; debajo hay una fuente, luego una ladera abrupta y llena de árboles, que domina hasta el fondo del valle del Divi. Allí abajo, en el fondo, adivinamos el cono que edificó el Skakter al salir de su desfiladero y, por fin, el curso torrencial del Divi.

El Dividal es un valle estrecho y rectilíneo y su longitud total de unos 60 kilómetros, 36 de los cuales corresponden a la parte situada aguas arriba de la confluencia del Skakter. La choza de Frihedsli, perdida en los bosques vírgenes del fondo del valle (187 metros), nos sirvió de punto de partida en nuestras excursiones. Allí encontramos en agosto prados flo-

ridos, un magnífico bosque de álamos, mariposas y hasta murciélagos durante el crepúsculo. Sólo la escasa altura que alcanzan los árboles en la ladera de las montañas nos recordaba que estábamos en la latitud de la Groenlandia central. Las montañas que comprenden al Dividal medio son de 4.000 a 5.000 pies de altura (la Njunnes Vane, enfrente de Frihedsli, tiene 1.668,6 metros); todo el año están cubiertas por campos de nieve más o menos dilatados.

Franqueando las laderas del Anaskole, sobre Frihedsli, se comprende que las dos vertientes del valle están compuestas, hasta altitud bastante uniforme, por un manto continuo de escombros; creo que llega a 200 ó 250 metros la altura que alcanza sobre el fondo del valle. En esta masa de restos aún se encuentran trozos de granito rojo de Suecia; podría considerarse como una morena lateral, pero en ninguna parte se presenta en forma de cordón a lo largo de las paredes roquizas.

Por el estrecho fondo del valle se desliza el Divi Elv. No creo exagerado decir que su volumen es seis u ocho veces mayor que el de un torrente de los Alpes en iguales condiciones. Las grandes lluvias, el espesor de las nieves acumuladas durante los largos meses de invierno y la gran duración del día producen enormes cantidades de agua y explican la extraordinaria potencia de la erosión.

Algunas leguas más abajo de Frihedsli el fondo del valle se ensancha y aparecen los primeros establecimientos humanos. En el río se ven a veces dos y tres terrazas regulares escalonadas, que formó, sin duda, el mismo río; así se desprende del hecho de que algunas terrazas de divagación, o sea islotes de aluvión que han permanecido en su sitio, aparezcan sobre terrazas más antiguas. Algunos restos aislados en forma de espolones de terrazas de esta especie sólo pueden haberse formado por la acción de las aguas corrientes y a causa de los desplazamientos del canal. Dominan la parte inmediata del fondo del valle; de modo que la mayoría de las granjas están construídas en el espolón terminal de tales terrazas.

Hacia el extremo del valle entra el Divi en un desfiladero; a la izquierda franqueamos una cresta peñascosa que muestra en su parte inferior lomos aborregados de pizarra y cuarcita que recubre una masa de bloques; se trata, sin duda, de un trozo de morena situado más alto que el fondo del valle del Divi. El camino desciende en seguida hacia Overgaard (58,6 metros) donde el Divi se une con el Maals Elv; también hay allí terrazas fluviales.

Atravesamos oblicuamente el valle fluvial, encajonado y ceñido por terrazas y penetramos en la antigua prolongación del Dividal hacia el Balsfjord, jalonada por lagos, y donde ya dijimos que hay un lecho de glaciar. Pettersen reconoció que la masa de hielo que descendía por el Dividal pasaba del valle actual del Maals Elv y continuaba hacia el Balsfjord, de modo que el valle del Maals Elv se profundizó más tarde a causa de la

erosión. El mismo geólogo demostró, además, que los bloques de granito rojo aparecían a la derecha del antiguo lecho glacial hasta cerca de la arista del Omasvarre y que cubren en la izquierda las laderas del grande Mauktind (que es bastante más alto), al menos hasta 780 metros sobre el mar, altitud que aún no se ha superado intentando escalar su cima ³. Así, pues, el espesor de los hielos era bastante grande en aquella depresión. Las terrazas del valle fluvial han desaparecido; estamos rodeados de rocas aborregadas, que con sus lomos lisos y desnudos perforan el suelo pantanoso que rodea las verdes orillas del Lompol Vand y nos acompañan hasta el lago Tag Vand (175,3 metros), sembrado de islas bajas, que baña el pie NE. del Mauktind; véase que las paredes rocosas siguen pulimentadas de igual modo hasta bastante altura. Más allá del Tag Vand son muy característicos los rasgos del paisaje. En la ladera del Omasvarre marchamos entre altos helechos; algunas hayas nos recuerdan nuestro país; pero a la izquierda se extiende la denudada depresión glacial, en forma de U, con sus paredes pulimentadas, sus lomos rocosos y en los intervalos muchos lagunatos, que desaguan unos hacia el Tag Vand y otros hacia el norte, en el Sajel Vand; son los últimos refugios de los salmones. No hay arroyo de desagüe bien marcado; por todas partes vense bloques diseminados. Es absolutamente imposible admitir que ese lecho glacial estuviera cubierto por el mar después de la retirada de los hielos y que se haya conservado inalterable su aspecto general y tan frescas las estrías glaciales sin que las pequeñas depresiones comprendidas entre las lomas rocosas se hayan rellenado y sin que los bloques sufrieran el menor desplazamiento por la influencia de las mareas. Sin embargo, este territorio glacial está a 130 ó 150 metros de altitud y su nivel descende de continuo conforme avanzamos.

Sobre la granja de Myre, a unos 125 metros sobre el mar, vemos aún en las pizarras duras estrías glaciales muy frescas, dirigidas aguas abajo; debajo de esta misma granja se vuelve a encontrar, resaltando de los turbales que se entienden hasta el Sajel Vand, lomas rocosas, coronadas por bloques erráticos, algunos de granito rojo. El lecho del glaciario ha descendido poco a poco hasta el nivel del lago de Sajel Vand (90 metros).

El Sajel Vand es el último lago que descubrimos a lo largo de esa línea; se dice que su profundidad es de 220 metros, lo que supone que el fondo no está exactamente al nivel actual del mar. En su derecha créese ver un trozo de morena lateral y en su extremo inferior fragmentos de una morena frontal; pero esto no es cierto. En este lago termina la depresión en forma de U. En su extremo de aguas abajo se nota que tienen mucha importancia los aterramientos recientes, aunque afloran algunos asomos rocosos. Estos aluviones, formados de arena y de cantos, constituyen bajo el lago un espacio achatado que se va ensanchando aguas abajo; por espacio de cuatro kilómetros y medio avanzamos por esa llanura y vemos, al fin, a nuestros pies el Balsfjord. Nos encontramos en la arista superior

de un talud que se divide por el lado del mar en dos terrazas bien dibujadas:

De todo esto se deduce una importante conclusión: las corrientes glaciales que, procedentes de Suecia, penetraron por las cortaduras del glint y desbordaron por encima, se extendieron sobre un lecho situado a más alto nivel que gran parte del Dividal actual y que el valle actual del Maals Elv. Hemos seguido este lecho por el alto Skakterdal hasta el rápido descenso que conduce al Dividal. Su continuación está en la hoya en forma de U del Tag Vand, bastante más baja que cerca de la brecha, pero todavía algunos cientos de pies sobre el valle actual. La pendiente de este glaciar conduce al Balsfjord. *Su lecho, de paredes pulimentadas, se oculta aguas abajo en las aguas del Sagel Vand, después de haber descendido hasta 90 metros; acaso lo represa por el lado del mar una morena frontal, y también los aluviones en que están talladas las terrazas del Balsfjord.*

En la época en que crucé estas terrazas podía estudiarse su corte gracias a los trabajos que se ejecutaban para la construcción de un nuevo camino. Se componen de arena de granos angulosos en la que están encajados como en bolsas grandes cantidades de guijarros. Estas intercalaciones tienen pendiente oblicua mayor que la del talud exterior de la terraza. En medio de las gravas se encuentran también pequeños fragmentos desgastados de granito rojo. En la terraza se descubren a trechos bloques rojos más voluminosos. Pettersen opina que pudieran muy bien haber caído de las alturas inmediatas. Lo que más me sorprendió fué la existencia de pedacitos redondeados de madera carbonizada dentro de la masa de arenas, que atestiguan que cuando se amontonaron estas arenas existían allí algunos árboles. No se ve señal de animales marinos.

Continuando el descenso llegamos al mar.

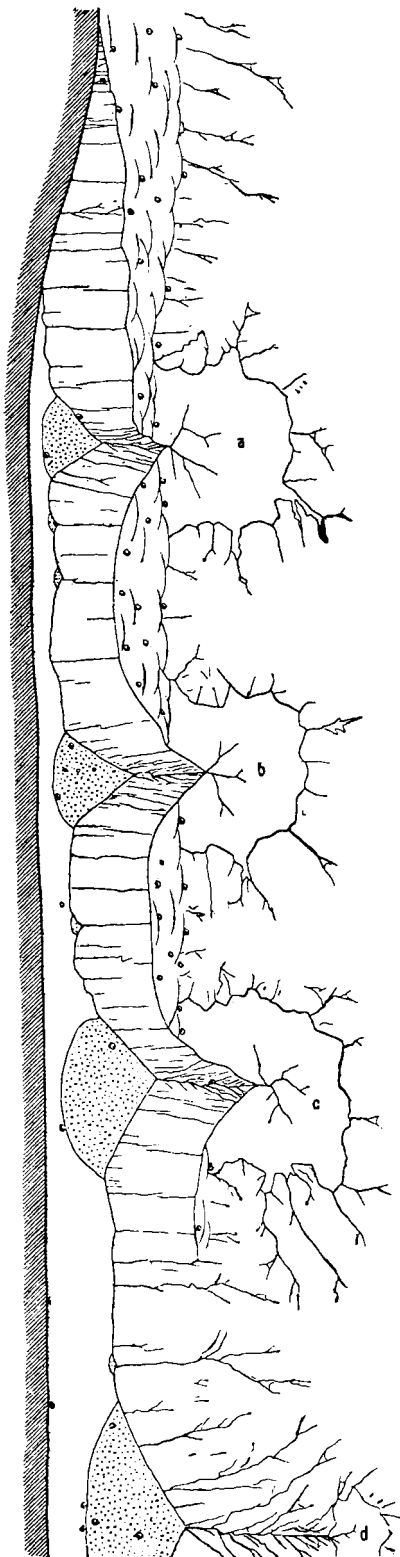
DEL LAGO TORNEÅ AL MAR.—En el extremo septentrional del gran lago de Tornea (319,2 metros) el único abrigo que existe en dos leguas a la redonda es una cabaña de pescadores, rara vez habitada, excepto por los lapones nómadas que establecen allí sus campamentos temporales. Rodea a la choza una masa de gruesos bloques. Vense allí neises, pizarras antiguas y aun granito rojo, pero esta última roca no predomina como en la región del Divi. Esta masa de bloques recuerda una morena que hubiese sido empujada fuera del lago, mientras que en el resto las morenas se presentan conteniendo los lagos por el lado de aguas abajo; allí la acumulación de materiales citados se halla en el extremo de aguas arriba. El cabo que avanza en el lago desde el borde septentrional al SO. de la cabaña se compone de una cuarcita perteneciente a la serie de terrenos en capas horizontales que constituyen la meseta que rodea esa sección del lago. Seguimos aún la morena en corto espacio hasta llegar a la cresta de cuarcita. En el punto en que se une a la tierra es más baja; un viejo cercado de reños, sólidamente cerrado, ocupa la depresión y corta el camino. Más allá

de este cercado se alza una colina aislada de cuarcita, completamente rodeada por el paso de los hielos, llamada Polno Roset o Ros, y que corresponde al mojón núm. 272 de la frontera sueco-noruega⁴. Al pie del Ros, en una depresión cubierta de estrías, la superficie aborregada está cubierta de lagunas sin desagüe; por allí pasa la divisoria (300,5 metros) solamente a 71,3 sobre el lago. A la derecha de esta divisoria desciende el suelo directamente hacia el lago. A la izquierda se sumerge la mirada en la profunda garganta, tallada por el Sör Elv en el antiguo lecho glacial y por la que se precipita, espumando, hacia el Sördal. Si algún día llegase este torrente a cortar en dos partes el collado situado por debajo del Polno-Röset (tarea que le facilitarían las grandes masas de nieve que se acumulan todos los años en aquella depresión del suelo) el lago de Torneå se uniría a la zona atlántica, lo mismo que sus vecinos del NE., de mayor altitud.

La garganta del Sör Elv es infranqueable; nosotros escalamos por su derecha la ladera que rodea al extremo norte del lago. Algunas columnas detríticas redondeadas yacen, con bastante irregularidad, sobre esta ladera y guarnecidas de escasos bojés. Pronto desaparecen los árboles y se llega a lo alto del collado de Stagenuni (782 metros), bastante más arriba de la divisoria. De nuevo nos encontramos en una depresión en forma de U; por todas partes nos cercan rocas aborregadas y se ofrecen a nuestra vista todos los rasgos característicos del lecho de un glaciar. Hasta 100 metros, lo menos, por encima de nosotros se ven las laderas, formadas de cuarcitas y pizarras horizontales, todavía redondeadas por los hielos; en el fondo se encaja el Sör Elv. No puede dudarse que la masa glacial, en el encuentro del desagüe actual del Torneå, haya avanzado hacia el norte, y que, marchando en sentido inverso de la pendiente actual, la franquease, subiendo todo el espacio que se extiende desde el fondo del lago hasta la hoya de Stagenuni. El Polno-Röset y la arista divisoria coinciden en un punto que ha sufrido fuerte socavación; pero el puerto que domina al lago, o sea la parte inferior de la U, está a 200 metros, al menos, sobre su nivel actual. El hielo forzosamente tuvo que remontar esa altura, a la que hay que añadir la profundidad del lago.

A su vez, el Stagenuni corresponde a una brecha, si bien esta cortadura difiere de la del Tjoalma Vagge, no sólo por la gran altitud del puerto, sino por su superior anchura. La separación es bastante mayor entre las montañas tabulares que se alzan a ambos lados del alto Sördal, el Risso-varre y el Duoddarats, a la derecha; el Nunnis, el Spikalomi y otros más, a la izquierda, pero lo mismo que más abajo el Skakter, el Sör Elv se excava una garganta. Allí se comprende bien la destrucción por las aguas corrientes del antiguo lecho glacial, situado a mayor altitud. Miremos hacia la orilla izquierda. Por debajo de las altas cimas rocosas, bien estratificadas, corre un respaldo a manera de ancha cornisa. Este respaldo es el reborde

FIG. 32.—*Bosquejo de la margen izquierda del Alto Sördal.*
a, b, c, d, campos de nieve que alimentan los torrentes y así destruyen el lecho glaciario y se destruyen a sí mismas.



superior de la zona pulimentada por el glaciar, y se destaca de las escarpas que lo dominan. Se lo ve muy bien rodear la cima del Nunnis desde el borde NO. del lago Torneå y prolongarse bastante más arriba de la actual divisoria hasta el Sördal superior. Representa lo que queda de la U del lecho glacial. Además, entre las diversas cumbres sucesivas hay pequeños circos que ocupan neveras (*a, b, c, d*, fig. 32) y que rebasan el respaldo. De cada uno de estos campos de nieve sale un torrente que descende con estruendo hasta el nivel del canal principal del Sör Elv, royendo poco a poco, por erosión regresiva, la parte del respaldo que corresponde a su cuenca y pisando al mismo tiempo, cada vez más, los límites del círculo de nieve de que se alimenta. Uno de estos arroyos salvajes, que la altura de la caída convierte en polvo líquido, llena de nubes de espuma gran parte del estrecho valle. De este modo rodea a la primera cumbre un ancho respaldo, que prosigue hasta la cortadura del Sör Elv y que luego retrocede hasta el punto en que se encuentra la cascada; rodea a la segunda cumbre un contrafuerte más estrecho; aún más lo es el fragmento que se extiende al pie de la tercera cumbre y bajo la cuarta desaparece casi por completo ese cinturón. No se ve el lecho glacial: sólo quedan, como vestigios, las

masas detríticas pegadas a las laderas del valle y los escasos bloques de granito rojo diseminados. Desde allí el valle actual sólo ha sufrido el molde de las aguas corrientes y los agentes atmosféricos. De igual modo nacieron, sin duda, las grandes costras de restos en el Dividal. Así, el valle

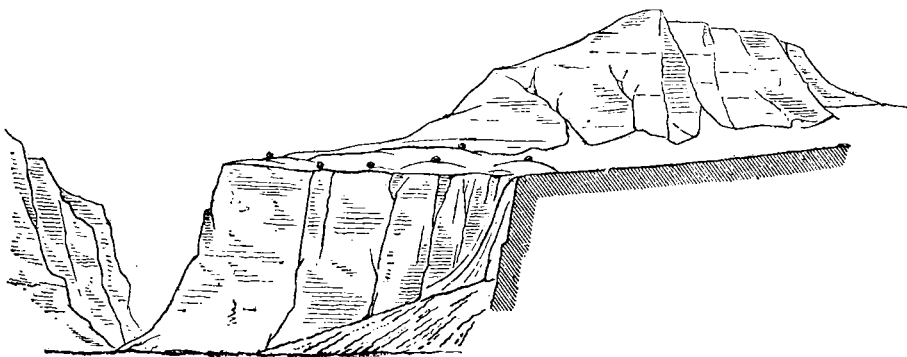


FIG. 33.—Corte esquemático por la izquierda del alto Sördal.

en forma de U quedó reemplazado por uno en forma de V, cuyo fondo ocupa nivel bastante inferior; al mismo tiempo la erosión recortó una meseta en una serie de montañas aisladas.

El Sördal se ahonda rápidamente. La primera granja, Sörgaard, a 17 ki-

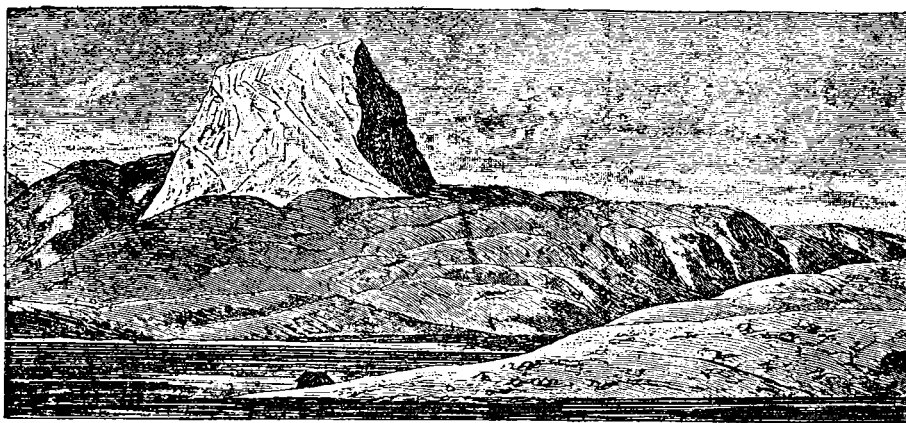


FIG. 34.—*Las Siete Hermanas.*

Peñón (nunatac) que atraviesa el manto de hielo; visto desde el mar.

lómetros aguas abajo de Polno-Röset y a 13 kilómetros, próximamente del punto en que Stagenunni midió la costa, sólo se encuentra a 103,3 metros de altitud. El lecho glacial, cuyas señales han desaparecido en absoluto muy aguas arriba de Sörgaard, debía, en realidad, encontrarse en aquel

punto a más de 300 metros sobre el fondo actual del valle; ¡tal ha sido la potencia del trabajo del agua corriente desde la retirada de los hielos! ⁵

A unos 25 kilómetros por debajo de Polno-Röset se ensancha el valle, y se halla pronto el Bardo Elv, donde existen terrazas y se encuentra la segunda granja, Strömsmoen, que sólo está a 61,5 metros sobre el mar ⁶.

En Strömsmoen se llega al Bardo Elv, que desciende del Alte Vand; las terrazas se presentan en gran número; cerca de la confluencia cubre una extensa superficie un ancho escalón formado de arena fina.

En este valle fluvial, rodeado de terrazas, nos encontramos, en cierto modo, por debajo del antiguo lecho glacial; en efecto, el infatigable Petersen reconoció rocas aborregadas a gran altura sobre Graahogden, cumbre situada a la derecha del valle más abajo de la parroquia de Bardo; en cuanto a los bloques de granito rojo, los encontró allí hasta los 690 metros y en la ladera izquierda del valle, en el Store Ala ⁷, hasta los 940 metros de altitud.

También el Maals Elv está rodeado de terrazas, pero en sus partes interiores, aguas arriba de Bakkehaug, se observa a trechos en las terrazas, además de arenas y gravas, una arcilla azul compacta; así ocurre, sobre todo, en la depresión próxima al río, por debajo de Moen Maalselven. Aguas abajo de la parroquia de Maalselven aún presentan las terrazas esas ansas arqueadas, tan características en los meandros de los ríos que en América llaman «ox-bends». En el resto domina la arcilla azul. Hacia Guldhåv, en el nacimiento del estuario, reaparecen las formas aborregadas; el lecho del glaciar llega al nivel del mar y la arcilla azul del estuario reposa sobre sus lomas. Hasta Maalselven avanza en el mar, hacia el norte, un largo espolón peñascoso, cuyas laderas están cubiertas por una masa tal de bloques que parece una formación morénica que llega hasta el mar; se encuentran, además, bloques de granito rojo de Suecia.

MOVIMIENTO DE LOS HIELOS A CONTRAPENDIENTE DE LOS VALLES.— Gracias a los esfuerzos combinados de los sabios noruegos y sobre todo a los trabajos de conjunto de Kjerulf, se sabe que en el sur de Noruega, al oeste de la bahía de Cristianía, hay señales de antiguos mantos glaciales, que denotan movimientos en abanico dirigidos hacia el mar; al este de dicha bahía se repite la misma disposición radial, pero desde otro centro de dispersión ⁸. En toda aquella región hay que reconocer cierta concordancia entre las direcciones y la forma actual de la superficie, cuando menos de un modo general. Más al norte varían las condiciones: en dilatados espacios el movimiento del hielo se dirigió contra la pendiente actual de los valles. Es tan manifiesto el fenómeno, que los antiguos geólogos creyeron necesario invocar para explicarlos un levantamiento posterior y desigual de Escandinavia.

Durocher sabía ya que la dirección de las estrías corresponde a un solo sistema, que se orienta en gran extensión de abajo arriba hacia la

actual línea divisoria; pero creía poder explicar el conjunto del fenómeno por la acción de los hielos flotantes ⁹. En 1857 dió Hörbye una excelente exposición de los hechos ¹⁰; en aquella época se sabía ya que desde el 62° de latitud norte, próximamente, y en las laderas meridionales del Dovrefjeld, la cara de las rocas expuesta al choque directo de los hielos y pulimentada por su paso, era la orientada al mediodía ¹¹, y que el movimiento debió dirigirse, por lo tanto, de sur a norte; más allá del Stor Sjön, del 62 al 63° 30', reconoció Durocher igual oposición entre el sentido actual del desagüe y la disposición de las antiguas superficies estriadas; Suhrlund había demostrado que entre el 65 y el 66° las estrías desbordaban la divisoria hacia el oeste y el NO., y penetraban en el Vefsandal, valle que llega al mar cerca de las Siete Hermanas (66° N.; fig. 34); en fin, el mismo observador había comprobado hasta más allá del grupo de lagos del Valta Jaure, que marca la separación entre la zona del Lulea-Träsk y la del Tysfjord, que las estrías se orientan de este a oeste y de NO. a SE.

En aquella época, cuando aún se dudaba que el hielo fuese, en realidad, el agente pulimentador, se sabía que dicho agente se había movido en grandes distancias de *abajo arriba*. Hoy, forzosamente, deducimos de lo expresado que la arista del casquete de hielo se hallaba al este de la divisoria actual y a mayor altitud.

Pero Hansen ha demostrado ¹² que también hay que atribuir a esta circunstancia la formación de terrazas y de líneas de costa en dichas laderas. En la meridional del Dovrefjeld y, sobre todo, en la cuenca superior del Glommen, se reconocen escalones horizontales muy extensos, formados por aluviones, situados entre 657 y 1.090 metros sobre el mar y que a veces se presentan en relación con entalladuras de la roca *in situ*. Estas entalladuras no determinan surcos propiamente dichos, sino tramos horizontales, muy parecidos a escalones tallados en la roca; se los llama *Seter* o *Sätar*, es decir, «banquetas» y como no conozco otra expresión para caracterizar propiamente este fenómeno, emplearé dicha palabra.

A tales alturas no se han encontrado nunca restos de animales marinos de época reciente. Los altos valles donde se hallan estos escalones están hoy ampliamente abiertos por todas partes aguas abajo, pero sus escalones y terrazas son horizontales. Es, pues, necesario que haya existido durante algún tiempo un represamiento. El límite meridional entre el pulimento, dirigido de sur a norte (o sea, remontando los valles) y el acarreo de bloques correlativo, se encuentra muy al sur y al SO. de la actual divisoria en lo que se refiere al Gudbrandsdal y el Oesterdal. Cuando comenzó la retirada de los hielos, las partes más altas de los valles, las más próximas a la divisoria, debieron quedar primero libres, porque la arista del manto glacial no coincidía con la divisoria (fig. 105). Aguas abajo aún las obstruían los hielos y así se originaron lagos a gran altitud, en cuyo borde se formaron los escalones y las altas terrazas. La oscilación diurna

de temperatura en la superficie del agua ha motivado las entalladuras de los escalones en las paredes de las rocas.

Lo mismo que se observa en el Dovrefjeld se repite en el Jemtland.

Törnebhom ha confirmado los datos de Durocher sobre la dirección de las estrías. Högbom ha estudiado la disposición de estas estrías aún con mayor cuidado; en el Ångermanland y el Jemtland septentrional el «inlandsis» se movía de norte a sur; en el Jemtland meridional el movimiento se dirigía hacia el norte. Estas dos corrientes opuestas, al llegar a la región que corresponde, próximamente, a la parte oriental del Stor Sjön actual, hasta cerca de Ström, se encontraban y desviaban hacia el oeste y el SE. Resulta, lo mismo de la dirección de las estrías que de la naturaleza de los bloques, que se produjo un movimiento potente hacia el oeste, o sea hacia Noruega, oblicuamente a la depresión que ocupa hoy el Kall Sjön. Los bloques demuestran que muchas de las más altas cumbres estaban cubiertas de hielo; pero en las profundidades del helero las paredes abruptas que ciñen la orilla occidental del Stor Sjön han determinado una desviación bastante brusca de la corriente glacial meridional del NNO. al oeste; el movimiento principal se produjo así como por una ancha abertura, en las regiones encajonadas inmediatas al Åreskután y franqueando la actual divisoria ¹³.

Según Höjbom, también al oeste del Stor Sjon se comprueba la existencia de líneas horizontales; algunos restos de terrazas parece que rodean el Åreskután; en el Kall Sjön se ven asimismo. También allí, después de la retirada del casquete glacial, debió quedar descubierta la divisoria cuando aguas abajo el hielo aún interceptaba los valles. Hansen atribuye a estos escalones el mismo origen que a los de Dovrefjeld.

Mucho más al norte encontró Svenonius, en el extremo NO. de Sitas Jaur, en el Lule Lappmark, una terraza situada a unos 712 metros de altitud, que domina una comarca despejada; Fredholm descubrió en el Puollamt-Jákko, cerca del Stor Sjöfall, dos líneas de costa horizontales, a unos 530-565 metros sobre el mar. Svenonius explica su génesis de igual modo ¹⁴.

Huelga decir que los fenómenos observados en el extremo superior del lago de Torneå concuerdan en absoluto con todas estas observaciones; también allí vimos que el hielo remontó hacia el Atlántico y franqueó, luego de salir del fondo del lago, el puerto de Stagenuni; las corridas de arena confusamente alineadas sobre la presa que sostiene el lago corresponden a la terraza del Sitas Jaur.

Estas altas terrazas, estas líneas de costa, situadas en la ladera de las montañas opuesta al Atlántico, son, pues, en absoluto independientes de los niveles que el mar ocupó. No puede deducirse de ellas ni levantamiento ni descenso del suelo. Dichos escalones sólo tienen este origen: *el hielo al retirarse dejó libres a ambos lados de los valles collados cada vez más*

bajos, por encima de los cuales los lagos se vaciaban parcialmente en los valles inmediatos. Así se formaron en Escocia los célebres «Parallel Roads» de Lochaber, bajo la influencia de un represamiento glacial, como hace mucho tiempo advirtió Agassiz; sus altitudes corresponden a las de cada uno de los collados que rodean la región.

No conviene obstinarse en encontrar las mismas altitudes para este conjunto de líneas en los distintos valles.

ORIGEN DE LOS «LAGOS DE GLINT» DE LAPONIA.—Acabamos de ver que el movimiento del manto de hielo a contrapendiente de los valles caracteriza toda la parte del glint noruego que examinamos y sobre todo la región de los lagos de glint de Laponia. El movimiento del hielo obedece allí a circunstancias que puede afirmarse que nunca se presentan en los Alpes. Las lenguas glaciales actuales de los Alpes se mueven siguiendo la pendiente de los valles y casi siempre está libre su extremo. Cuando existen en el extremo de un glaciar estrangulamientos son, en general, gargantas excavadas por las aguas de desagüe. Tal es la garganta de la Möll, delante del extremo del Pasterze, o la garganta de la Massa, al pie del gran glaciar de Aletsch. En estas gargantas falta en absoluto el hielo (como ocurre en el Pasterze) o no ejerce influencia capital en el movimiento del glaciar. Los estrangulamientos y represamientos que interrumpen en el mismo seno de su curso los glaciares de los Alpes no pueden, pues, compararse con las cortaduras del glint.

Por esta causa, será inútil querer sacar consecuencias, para la acción del hielo continental de Noruega, de los de las corrientes de hielo libres que hoy se ven en los Alpes. Creo que el mejor método es apoyarse en lo que nos muestra la experiencia de que el hielo se mueve como una sustancia viscosa, y observar de qué modo lo hacen, en general, las masas líquidas desviadas o contrariadas por un obstáculo en su movimiento de progresión. Ya se sabe que los glaciares se mueven más rápidamente en el centro que en los bordes; que en las partes donde el trazado no es rectilíneo es mayor la velocidad en el lado convexo que en el cóncavo y que, cuando se estrecha la sección, toda la masa se mueve con mayor velocidad que cuando se ensancha. Todos los ríos presentan iguales fenómenos: tienden a fijar su perfil transversal y al mismo tiempo a regularizar el longitudinal, dándole una pendiente continua comparable en conjunto a una parábola achatada. Sólo por excepción y en puntos limitados, se nota la acción de la corriente por debajo de la línea que determina el perfil longitudinal y produce allí una olla, una depresión cerrada: a esto se llama un «kolk».

Consideraremos dos clases de estas depresiones: las que están en relación con la formación de un *remolino* y las que resultan de la existencia de un *represamiento* ¹⁵.

Las ollas de remolino se producen cuando, con motivo del encuentro

de dos corrientes, adquiere el agua movimiento giratorio, y describe espirales, cuyo eje va profundizando en el suelo. Dichas cavidades se deben, en general, a causas transitorias y se rellenan cuando estas desaparecen. La operación de sondaje en el centro de un remolino es difícil e insegura y no se puede dar cifras exactas sobre las ollas vorticiformes que existen en los ríos. Rara vez ocurre tal fenómeno en los glaciares de los Alpes, y siempre en pequeña escala; pero sí en los emisarios del casquete glacial de Groenlandia. Las Grydedales que describió Kornerup en el Sermilikfjord y su tributario el Alangordlia ($63^{\circ} 30'$ a $63^{\circ} 40'$) son grandes ollas pulimentadas excavadas en la roca; sólo a causa de sus extraordinarias dimensiones no se atrevió a considerarlas marmitas de gigantes de paredes alisadas por los hielos. Están al abrigo de las montañas, completamente cubiertas bajo los hielos y parecen siempre abiertas hacia el fiordo o el valle que sirvió de lecho a una gran corriente glacial. Tienen forma de paraboloide de revolución de eje vertical ¹⁶. Estos caracteres corresponden, sin duda, a la perforación giratoria de las hoyas fluviales. *Las Grydedal son ollas de remolino.*

Las ollas de represamiento se forman cuando la sección de un río se estrecha de repente. Los esfuerzos efectuados en estos últimos años con objeto de regularizar varios trozos del Danubio y del Rin han exigido la clausura de algunos brazos de ambos ríos o del lecho principal, para obligar así a las aguas a que entren en un nuevo canal. Las presas que exige tal operación son de construcción difícilísima. El río profundiza su lecho conforme se reduce el perímetro mojado y si no se acude pronto a consolidar el fondo en la parte estrechada por medio de la inmersión de grandes bloques o en otra forma y a constituir una sólida obra de defensa, la olla se agranda y a menudo ha ocurrido que el poder humano no alcanza al del río. Aguas arriba de la presa la corriente está como detenida; se precipita por la abertura, aún incompletamente cerrada, con irresistible violencia, profundizando sin cesar el surco por donde desagua. Su movimiento se dirige aguas abajo del obstáculo como cuando se rebasa un dique, y aguas abajo de la obra se forma la parte más profunda de la depresión alargada que excava en su lecho; esta depresión es el «kolk». Cuando se llega a cerrar por completo el dique, esa parte más profunda del kolk se encuentra por debajo de la presa en el brazo fluvial entonces abandonado. Si el río llega a excavar la parte del lecho artificialmente consolidada, puede llegar a arrancar pesados bloques de piedra, conducirlos al fondo de la depresión, hacerlos subir por la ladera situada aguas abajo y, finalmente, depositarlos por debajo del agujero, en la margen, en un extenso semicírculo, a veces a un nivel más alto que el fondo en que estaban sumergidos dichos bloques.

Los ingenieros Fänner y Taussig han tenido la amabilidad de comunicarme una serie de casos observados en el Danubio. Conviene advertir

que en ellos se prosiguieron los trabajos sin interrupción, utilizando todas las fuerzas disponibles, de modo que el río no tuvo tiempo de acabar por completo su obra de socavación. Citaré alguno de estos casos.

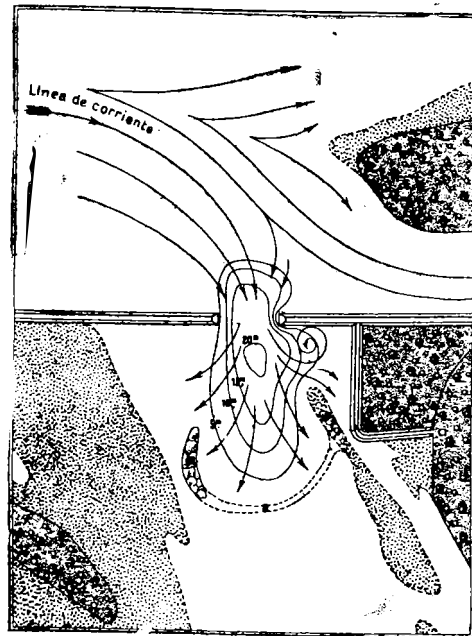
Cuando en Weidenhaufen, aguas abajo de Viena, se cerró el antiguo lecho del Danubio, fué preciso trabajar sin proteger el fondo, y cuando el estrechamiento alcanzó 45 metros, el nivel del agua se levantó 0,95; para esta altura de la presa el río había practicado ya en su lecho (cuya profundidad normal era de 3 metros) un agujero de 18; de modo que había excavado 15 metros.

En Fischamend, en 1869 se cerró un dique en espina, a través del cual había corrido un brazo del Danubio, sin obstáculo, por una abertura de 162 metros. Se comprobó que la depresión profundizó de 3 a 14 y penetró por debajo de los aluviones hasta las arcillas terciarias.

El dique de Elend se halla en la orilla derecha de la parte regularizada del Danubio y corta oblicuamente un antiguo brazo que se dirige a la derecha. Cuando, tras grandes esfuerzos, se pudo cerrar la espina, la diferencia de nivel de los dos niveles líquidos, a una y otra parte del dique, era de 1,10 y el agujero situado aguas abajo tenía 11,3 metros, para una profundidad normal de agua de 2,50; muchos gruesos bloques, que ya se habían sumergido para cerrar el dique, yacían a 60 y 80 metros aguas abajo del cierre y, por lo tanto, más allá de la depresión, dispuestos en semicírculos en puntos poco profundos del lecho fluvial.

La figura 35 muestra otro ejemplo, tomado del dique en espina de Neu-Haufen, por debajo de Viena.

Debemos a Honsell una interesante exposición de los trabajos ejecutados para cerrar el Alt-Rhein, en Mannheim. Próximamente, el tercio de la masa total de las aguas corría



Escala 1 : 5760 (1" = 80')



FIG. 35.—Clausura del dique de Neu-Haufen, Schüttbau.

Regularización del Danubio aguas abajo de Viena, 1882-83.

De un croquis de Herz Baurath Tausig.

a, a, a escolleras en forma de herradura, compuestas de grandes bloques de piedra arrancados de los cimientos del dique y arrastrados por los remolinos. Son más bajos en el medio a causa de la actividad de la corriente.

por el Alt-Rhein, y este brazo era el que había que cerrar. Una vez terminados todos los preparativos, comenzó el trabajo el 1.º de marzo de 1866 con la consolidación del fondo. El 13 de abril, gracias a esfuerzos enérgicos, estaba terminada la presa y la diferencia de nivel aguas arriba y aguas abajo era de 1,16 metros; dos días después de terminada la obra se observó que descendía el coronamiento del dique; el río atacaba la obra por debajo y en pocas horas practicó una abertura de 16 metros de ancho y 4,50 metros de profundidad, por la que se precipitó con el ruido del trueno. Cuando después de nuevos esfuerzos se consiguió rellenar la brecha, se reconoció (dentro de lo que podía apreciarse por lo pronto) que la profundidad extrema de la socavación en la depresión era, al menos, de unos 20 metros.

Además, durante la corrección del Rin en el Gran Ducado de Baden se observaron socavaciones que llegaron a 30 metros¹⁷.

Débase observar que todas las hoyas mencionadas estaban en aluviones sin consistencia o en arcilla; pero esto no indica que las aguas corrientes sean incapaces de excavar y profundizar el suelo con gran potencia si la sección del canal se estrecha lo bastante: no se puede dudar que el efecto producido en algunas semanas o en algunos días en un suelo poco resistente se produciría igualmente en roca dura, siempre que se dejase al río el tiempo necesario. Todo indica que el «inlandsis» de Groenlandia posee también dicha fuerza.

A Jensen y a Kornerup debemos el conocer con precisión las puntas rocosas que con el nombre de nunataks de Jensen y nunataks de Dalager se alzan sobre el hielo aguas abajo del «Isblink» de Frederikshaab¹⁸. Los primeros corresponden a las cumbres de una cresta montañosa que, a manera de presa, detiene el movimiento de los hielos y se arrumba al SO. Debajo de estas rocas la altitud del hielo es de 1.327 metros y a alguna distancia más arriba de 1.500. El levantamiento local que determinan en el nivel del glaciar alcanza, pues, varios centenares de pies. Una parte pequeña del hielo se desliza entre los nunataks, y es fácil comprender, por el cambio de aspecto de la superficie, la rapidez de su movimiento; el resto (la mayor parte) los rodea por el NO. y el SE.; pero al SO., o sea en el lado protegido por esta línea de alturas, reaparecen justamente en el centro del manto de hielos morenas dispuestas en grandes segmentos circulares, que vuelven su convexidad en el sentido del movimiento de la masa glacial superior, definiendo sus bordes; se componen de diabasa rica en peridoto, roca desconocida *in situ* en todas las cercanías y que, por consiguiente, pertenecen a la morena de fondo. Así, pues, en aquel punto en que el hielo debe alcanzar enorme espesor, *la influencia del represamiento es tan grande que la morena de fondo llega desde las profundidades hasta la superficie y se extiende en un semicírculo, a semejanza de los bloques aguas abajo de las presas del Danubio*. Pero, al mismo tiempo, detrás del

nunataks central, en la orilla abrigada, allí donde está, en cierto modo, el punto muerto del movimiento, hay un lago circular de 250 metros de diámetro a 1.500 sobre el mar, pero a 200 aproximadamente al pie de la superficie del glaciar; Kornerup lo ha asimilado a un grydedal, es decir, a una olla excavada por un remolino.

Los nunatacs de Dalager presentan una elevación análoga del hielo que penetra en las masas peñascosas; delante de cada una de estas rocas del glaciar se ve la morena de fondo, que dibuja una serie de curvas en herradura que saltan de uno a otro peñón (fig. 36).

La aceleración de la corriente en los pasos que separan los nunataks, la elevación de la morena de fondo desde gran profundidad y la formación de un remolino en el lado protegido de la línea de alturas son circunstancias que corresponden tan por completo a lo observado en las aguas corrientes, que denotan que condiciones semejantes han producido semejantes efectos. El agua corriente originaría en la orilla protegida un remolino, con su socava correspondiente; podemos suponer también que en el fondo, debajo del lago, se cumplen las condiciones necesarias para la formación de un gran grydedal. El acarreo hacia arriba de la morena de fondo corresponde al transporte de abajo arriba, de los bloques de piedra arrancados del suelo artificial de la abertura de una presa hacia el extremo inferior de una olla de represamiento y así llegamos a suponer que el hielo había excavado ollas análogas en los puntos correspondientes de su lecho.

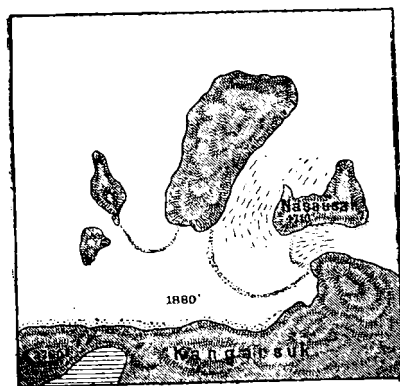


FIG. 36.—El nunatak de Dalager (según Jensen y Kornerup). Compárese con la fig. 37, pág. 365.

Helland, que después de sus observaciones en Groenlandia se pronunció decididamente en favor del origen glacial de los lagos y fiordos de Escandinavia, no hizo intervenir los estrechamientos persistentes del lecho para explicar esas socavas locales; parece que le llamó más la atención el aumento de velocidad producido en un valle principal por la afluencia de glaciares secundarios. Esta circunstancia puede ejercer, en efecto, preponderante influencia, pero en el caso de los lagos de Laponia no me consta que se presente y si se produce es por excepción ¹⁹.

Volvamos a tratar del glint de Laponia. Forma, como vimos, una alta muralla en la que afloran las cabezas de las capas del macizo tabular paleozoico; lo atraviesan muchos desfiladeros, en cuyo fondo están los lagos lapones de glint en ángulo recto con la dirección de la muralla, de modo que su alineación corta por el medio la mayor parte de dichos lagos; por

esos desfiladeros entró el hielo en Noruega; y muchas de las pilastras que lo franquean estuvieron también sumergidas al tiempo, como lo prueba el granito rojo que cubre la cumbre del Store Jerta. Pero así como en el Sermilik, donde las estrías siguen por la parte inferior la dirección del fiordo, mientras que en la cumbre de las montañas de alrededor irradian en abanico ²⁰, en Laponia en la época de la gran extensión de los hielos los desfiladeros inferiores ejercieron una influencia directriz en la disposición de las partes inferiores de la corriente. Antes de la época glacial existían valles que partían de Noruega, aprovechaban estas depresiones y se extendían hacia el golfo de Botnia. El Högskar Elv, el Anavandene y el Gievne Jaure han conservado hasta ahora la pendiente que los caracterizaba en los fragmentos del antiguo sistema de valles que ocupan. En todos ellos el esfuerzo del hielo se dirigió hacia arriba. A la entrada de cada desfiladero se produjo un brusco estrechamiento; en muchos se reunieron las condiciones necesarias para la formación de un «kolk» de represamiento. Aguas abajo del obstáculo, allí donde habría debido formarse una depresión, se encuentra hoy un lago. El empuje de los hielos ha hecho retroceder al glint y los ha destruido en parte; pero también es cierto que la resistencia opuesta fué tan grande que los antiguos valles fluviales, socavados, se transformaron en largas y profundas cuencas lacustres. No fué el puerto de Stagenuni, en el extremo de aguas arriba del lago de Torneå, el que produjo la formación de este lago, sino el glint que lo cruza por en medio. Y, en realidad, admitiendo otra hipótesis cualquiera, ¿qué hubiese sido de toda la masa de terrenos horizontales correspondiente a la anchura del lago? ¿Cuántos descensos lineales paralelos habría que imaginar para explicar la configuración de estas ollas y por qué estas fosas habrían de hallarse precisamente en ángulo recto con la dirección del glint? Los desfiladeros secundarios de más sencilla estructura, como el Tjoalma Vagge, demuestran evidentemente que se trata sólo de un trabajo de erosión.

Los lagos de glint de Laponia son ollas de represamiento.

ANTIGUAS LÍNEAS DE COSTA DE LOS FIORDOS.—En los fiordos de Noruega hay tantas terrazas como verdaderos escalones. Su horizontalidad es patente. A veces son tan claras estas líneas y se presentan con tantos escalones regulares, que su rigor geométrico molesta y turba la vista, que anhela disfrutar de la infinita variedad del paisaje.

Por las descripciones de nuestros manuales se adquiere idea muy sencilla de tales accidentes: se los considera efectos de una oscilación de la tierra firme, fenómeno difícilmente conciliable con semejante regularidad. Se suelen considerar las actuales oscilaciones del Báltico, de que tanto se ha hablado, continuación de las anteriores de Noruega. Una primera visita a un fiordo del norte quebranta ya esta opinión, porque se observa en Bodo, en Tromsø y en otros sitios, en la misma orilla del mar, una cenefa

de arenas marinas de color amarillo claro que se alzan a 10 ó 12 metros sobre la orilla y llenas de millares de conchas de la fauna actual; estos depósitos, por su coloración y estructura, así como por los moluscos que contienen, difieren en absoluto de los sedimentos de las terrazas; son, sin duda, más recientes; son las arenas «post-glaciales» de los geólogos escandinavos; sus caracteres nos enseñan que hoy en los fiordos donde se encuentran, imperan condiciones muy distintas que en la época en que se formaron las terrazas.

En estos fiordos del norte, que he visitado, pueden apreciarse tres grupos de depósitos modernos.

El primer grupo se compone de capas conchíferas que llegan a los 50 metros de altitud; Pettersen las considera tal vez interglaciales. No he tenido ocasión de observarlas.

El segundo grupo corresponde a los sedimentos de las terrazas. Sólo hacia la parte inferior contienen capas de arcilla azul (como puede verse en el lecho del Maals Elv); todo el resto se compone de arenas, gravas y cantos, en los que aparecen a trechos bloques más voluminosos; no se observa señal de conchas, al menos en los escalones superiores; el color es gris o pardo y la estratificación parece oblicua; evoca más bien la acción de un torrente que la del mar. Ya mencionamos la existencia de pedacitos de madera y restos de granito rojo de Suecia en una de las terrazas del Balsfjord (II, pág. 342). Tales son los rasgos que caracterizan a los terrenos de aluvión en los valles de los países montañosos. El origen glacial o fluvio-glacial de estas acumulaciones se desprenderá del examen de muchas circunstancias que aún nos falta exponer.

Por último, el tercer grupo y más reciente, comprende las ya citadas arenas conchíferas postglaciales del litoral.

Kjerulf distingue en el fiordo de Cristianía bancos conchíferos antiguos, de fauna ártica, que se alzan hasta 170 metros y bancos conchíferos más recientes, de edad postglacial, que no pasan de 62 metros; parecía, pues, que aquí fué la sumersión mayor que en el norte. De la existencia de conchas árticas se deduce un nivel marino de 190 metros de altura, lo que correspondería a la altitud de las terrazas más altas del fiordo de Cristianía ²¹. Aquí se excluye a Suecia; como observó primero Otto Torell y han confirmado muchas observaciones posteriores, ese país, con el golfo de Botnia y Finlandia, constituía el centro de irradiación de un casquete glacial compacto, que no sólo afectaba a los valles de Noruega, sino que se extendía por Dinamarca y gran parte de Alemania y Rusia ²².

No hay que olvidar que en Noruega se han encontrado terrazas y escalones en el centro mismo del país y a bastante altura en las montañas; sus caracteres son idénticos a los observados en los fiordos y se ha demostrado que dichas formaciones se originaron durante la retirada de los hielos. Recordemos, además, que las terrazas de los fiordos y las líneas

talladas en la roca que los acompañan son anteriores a las arenas marinas postglaciales.

Se ha discutido la horizontalidad de las líneas. Bravais, durante su estancia en Bossekop, en el extremo superior del Altenfjord, en 1838-39, creyó ver que dos de estas líneas, especialmente limpias, eran continuas entre esta estación y Hammerfest; estas observaciones, en seis puntos distintos, le proporcionaron, por su altitud respectiva, los siguientes resultados en metros:

	I	II	III	IV	V	IV
Línea superior	67,4	56,5	51,8	49,8	42,5	28,6
— inferior.....	27,7	24,5	20,5	18,3	16,6	14,1
<i>Diferencia de nivel.....</i>	<u>39,7</u>	<u>32,0</u>	<u>31,3</u>	<u>31,3</u>	<u>26,5</u>	<u>14,5</u>

De aquí dedujo Bravais que la línea superior había sido horizontal y que luego había sufrido una elevación igual a las diferencias de nivel anotadas; en cuanto a la línea inferior, que también era horizontal originariamente, se deformó en seguida, y por fin ambas adquirieron su inclinación actual ²³.

En Francia, en Alemania y en Inglaterra se ha considerado que estas afirmaciones confirman la teoría del levantamiento; pero no han encontrado la misma favorable acogida por parte de los sabios escandinavos. La distancia del Kaafjord, en el extremo sur del Altenfjord (punto I) hasta Hammerfest (punto VI), es de unos 90 kilómetros. En este intervalo, por ejemplo, Talvig (punto II), está situado en la orilla oeste del Altenfjord, mientras que Lerisfjord (punto III), a 35 kilómetros, próximamente, al NNE., se encuentra en la orilla oriental del Varg Sund, continuación del Altenfjord; pero como en este brazo de mar muchos horizontes se revelan únicamente por terrazas o talladuras en la roca, y como Sexe ha reconocido sólo en el Kaafjord (punto I) nueve horizontes distintos entre 0 y 200 pies de altitud, no es exacto que los puntos que midió Bravais pertenezcan, en realidad, a los dos mismos horizontes ²⁴.

Así se comprende también que Mohn, fundado en muchas medidas tomadas en el mismo fiordo, apreciase, en lugar de las dos líneas divergentes y no horizontales de Bravais, cinco grupos de líneas horizontales, situadas, respectivamente, a 58,3, 47,7, 40,3, 28 y 23 metros ²⁵.

Aún con mayor claridad expuso Carlos Pettersen, tras largos años de observación, los fenómenos comprobados en fiordos muy próximos a los del distrito de Tromsø. Este geólogo dedujo que marchando hacia el fondo de los fiordos, o sea alejándose del mar, se encuentran restos de satar en alturas crecientes, pero no se produce, desde el mar hacia el interior un alzamiento que afectase a un único sistema; son fragmentos de líneas

horizontales distintos y en absoluto aislados los que asoman alternativamente, sucediéndose en *escalera*, cada vez a mayor altitud. En general, parece que en los canales interiores concurren las condiciones necesarias para la formación de estas líneas más bien que en el litoral del Océano ²⁶.

Dondequiera se comprueba que las líneas más altas se presentan en el fondo de los fiordos; una de las pocas excepciones a esta regla es la de Trondhjem, de que pronto hablaremos. Además, se comprueba en las islas que la costa que da frente al mar libre posee pocas formaciones de esa especie, y también parece que, en general, no existen altas líneas de costa que den frente a la alta mar. Estas líneas son características casi exclusivamente de los canales interiores y de los brazos de mar muy ramificados que protegen las islas que sirven de cenefa al continente: por lo regular, se encuentran en las ensenadas abrigadas; y esto, unido al encajamiento escalonado de líneas cuya altitud aumenta hacia el interior, nos induce a preguntar si las terrazas y escalones de la orilla del mar se habrán formado de igual modo que los de las montañas.

A estas circunstancias acompañan otras decisivas.

En opinión de Kjerulf, que en sus magistrales estudios abarcó siete grados de latitud y cuya opinión merece preferencia, no pueden haberse producido unas líneas tan bien dibujadas como son las de la costa de Noruega sino por movimientos del suelo intermitentes y relativamente bruscos; análoga opinión había expresado ya Keilhau. Según Kjerulf, la situación de la mayoría de las grandes terrazas indica que corresponden a antiguos deltas; sin embargo, la disposición de los escalones demuestra que *el levantamiento no fué continuo, sino que se produjo por sacudidas* ²⁷.

Contra esta hipótesis de levantamientos del suelo por sacudidas adujo Sexe las siguientes razones: *la altura y el número de las líneas en los distintos fiordos y distintas ramificaciones de cada uno no son invariables*; por lo general, no se han observado en las costas del mar libre terrazas situadas a mucha distancia de las actuales desembocaduras de los ríos, aunque estas regiones también han sufrido levantamientos. Sabemos por Sexe que en los diversos valles laterales del Hardangerfjord es muy variable el número de escalones: en el valle del Odda hay cinco; en el Tyssedal, dos; en el Kinsarvik, cinco; en el Oyfjord, dos y en el Graven, cuatro. En el Odda opina que se produjeron cinco movimientos bruscos, causantes de escalones situados a 91,30, 25,13 y 3 metros; cerca de allí, en el Tyssedan, cree que sólo se produjeron dos, que formaron escalones a 79 y 36 metros, y así los demás. Tal irregularidad es inadmisibles ²⁸.

Aún más cumplidamente evidenció Gumaelius la desigualdad de los escalones en valles cercanos. Este observador reunió todas las medidas conocidas de líneas de costa y de terrazas levantadas en el litoral noruego; hasta 1880 las agrupó de 10 en 10 pies. El cuadro que así obtuvo demuestra que entre 3 y 190 metros no hay una sola decena en la que no

se halle comprendida alguna de esas medidas. En cuanto a las diferencias locales, he aquí lo que se puede comprobar: desde la punta sur de Noruega hasta Jaederen no se ve ninguna terraza por debajo de 28 metros. Desde allí hasta Trondhjem todas las decenas, desde 6 a 160 metros, están representadas; las más altas se hallan de 178 a 180 metros. En el Hardangerfjord no pasan de 122 a 125 metros. En el Sognefjord, con solas dos excepciones, todas las cifras registradas están comprendidas entre 40 y 150 metros ²⁹.

A estos datos, tomados en la Noruega meridional y media, hay que añadir que en los fiordos del norte, en el distrito de Tromsø, y el Altenfjord sólo se ven los horizontes inferiores y la altitud no pasa en ninguna parte de 70 metros. El único resultado general que se desprende de estos hechos es que en el sur parece que faltan las terrazas y las líneas por debajo de 30 metros y en el norte por encima de 70.

Esta gran diversidad de altitudes no se revela sólo en el conjunto, sino que también se comprueba en el interior de los distintos fiordos. Gumaelius cita, entre otros, el hecho siguiente: entre el Eidfjord y el Eidfjord Vand, en el Hardanger, se ve en una de las laderas del valle una gran terraza a 112 metros, mientras que en la opuesta se ven cinco terrazas entre 3 y 94. De tan profundas divergencias locales surgieron, naturalmente, dudas acerca del origen marino de estas antiguas costas; dudas que Gumaelius expresó muy gráficamente.

Cerca de Trondhjem llegó *Hugh Miller* a resultados algo distintos de los publicados por los sabios noruegos. Dicho observador distinguió de 33 a 34 terrazas entre el nivel del mar y la altitud de 106 metros, la mayoría en arcilla y casi sin excepción en ansas abrigadas; de 106 a 176 metros existen aún nueve o diez escalones. Las líneas más altas son dos escalones tallados en la roca viva por encima de Ilsviken, cerca de Trondhjem; más adelante trataremos nuevamente de esto.

Miller considera post-glaciales todas estas terrazas, porque los dos escalones culminantes parecen tallados en rocas y redondeados por el hielo; sin embargo, como la fauna marina encontrada hasta los 380 pies posee carácter ártico, infiérese que los niveles más elevados deben datar de la época glacial. Así, pues, si se produjeron levantamientos sucesivos debieron ser más frecuentes y de menor amplitud de lo que suele suponerse, y, además, dado el gran número de escalones que se observa, es imposible decir si se habrán conservado todos o si habrán borrado algunos las tempestades u otras circunstancias. Los escalones menores recuerdan la línea cuya existencia se comprueba después de las grandes mareas, o aun allí donde no puede descubrirse la menor periodicidad en el descenso del nivel de las aguas ³⁰. Conviene observar que Miller sólo aplica esta última observación a los escalones menores y más bajos. Yo mismo he examinado con atención las dos grandes líneas de Ilsviken, que describió primero

Kjerulf; son dos líneas superpuestas de un kilómetro de largo, próximamente, y talladas parte en la pizarra y parte en el granito verde; su altura llega, según Sejersted, a 161,1 metros y 177,8 ³¹ metros, respectivamente. La línea inferior se marca más que la otra y es un escalón típico.

Pisamos en seguida una ladera de poca pendiente cubierta de malezas y escasos árboles. A su pie hay una pequeña llanura aluvial, donde está la ciudad de Trondhjem; a la izquierda se ve parte del fiordo y a la derecha, o sea hacia el interior, espesos depósitos aluviales que forman terrazas regulares.

Cortan esta ladera varios barrancos poco profundos que sirven de lecho a algunos arroyos y a los que separan lomas anchas y achatadas. Como el retroceso de la roca es mayor en las lomas que en el paso de los barrancos citados, donde a veces casi se anula, resulta una verdadera calzada horizontal, de anchura variable, cuya parte más ancha en las lomas llega a 30 metros, y que está rodeada del lado de la montaña por un acantilado de escasa altura. La escarpa no tiene señal de pulimento, sino más bien aspecto de superficie desmoronada y ruiforme. Esta cornisa, tallada en la roca, no se hubiera formado si la costa hubiese subido o bajado; evidentemente, sólo pudo formarse por haberse mantenido mucho tiempo a la misma altitud. El agente excavador debió detenerse de pronto en su obra, pues si no, el tramo horizontal, que es tan ancho, no sería tan claro y definido. Sólo de este modo puede admitirse la opinión de Kjerulf; pero sin que deba suponerse que sea la causa del cambio ocurrido un brusco levantamiento del suelo. Conviene decir que estas observaciones no se aplican a las terrazas más bajas, desprovistas de escalones y talladas en arcillas sin consistencia.

Codrington describió, hace ya mucho tiempo, una especial asociación de las terrazas con las formaciones glaciales y más modernamente la describieron con grandes detalles Helland y Homström ³². He aquí en qué consiste: Conforme nos elevamos desde el mar, atravesamos primero una serie de escalones; el superior, que ocupa a veces mayor superficie, se junta por el lado de tierra a una morena frontal que intercepta transversalmente todo el valle y sirve al mismo tiempo de coronamiento a las terrazas, que llamaremos, por lo tanto, *terrazas coronadas*. Más allá de la morena hay un lago; puede demostrarse que con frecuencia ocupa una depresión excavada en la roca *in situ*; su superficie está más alta que el nivel del mar, pero su fondo es, a menudo, muy inferior. Sucede a veces que hacia tierra, aguas arriba del lago, existen aún algunas terrazas que se deben considerar como terrazas interiores lacustres.

De manera que el lago está contenido por la morena frontal que corona las terrazas talladas en una masa de materiales detríticos que se halla en íntima relación con la formación morénica. Sexe observó hace tiempo que estos aluviones debieron llegar allí cuando aún existía el glaciar, por-

que de otro modo no se explicaría cómo pudieron llegar por encima de la morena y del lago.

Helland advierte que esa asociación de una morena frontal con las terrazas se repite delante de cerca de cincuenta de los principales lagos de Noruega, y que en los casos más típicos (que toma de la parte occidental del país, sobre todo en el Hardanger, el Sogne y el Nordfjord) la altura de estas terrazas, relacionadas con lagos, no pasa de 100 metros. Uno de estos lagos así represados, el Horningdalsvand (Nordfjord), se distingue por su gran profundidad; la superficie líquida está a 54 metros y su profundidad es de 486, de modo que el fondo llega a la cota de 432 metros.

Cuando no se marca con tanta claridad la morena, parece que el lago se apoya directamente en la terraza superior; así ocurre en el Balsfjord, del que hemos tratado a propósito del Sagel Vand (II, pág. 342). Pettersen describió un curioso caso en el Kvaenangen, donde dos laguitos, situados uno tras otro, están separados del mar por un cordón parecido. Kornerup publicó un bosquejo de Kangerdluarsuk meridional, en Groenlandia, donde vió cinco escalones superpuestos, que corona una morena frontal de 125 metros de altura.

Muy dignos de estudio son los casos del Hardangerfjord, que no he visitado. Helland nos enseña que allí está el Gravens Vand separado del mar por depósitos de aluviones, que forman escalones a 9, 16,5 y 41 metros. En los pedregales de la terraza media se encuentran troncos de árboles y piñas y también cáscaras de nueces. Los bancos conchíferos postglaciales suben hasta el nivel de la terraza superior, o sea 41 metros; esto nos recuerda los fragmentos de madera carbonizada que antes citamos en la terraza del Balsfjord. Futuras observaciones nos enseñarán si esos restos de plantas y la época en que se acumularon tales masas detríticas corresponden a una fase interglacial o cuál será su origen. En cuanto al escalón mismo, si hemos de juzgar por la altitud que alcanzan las conchas marinas, sólo pudo formarse en las edades post-glaciales⁵⁵. En todos estos casos el extremo del glaciar estaba en la depresión que hoy ocupa el lago cuando se acumulan los depósitos del delta; la superficie superior de éste (a veces muy ancha) ofrece las mismas relaciones con el lago que la llanura de Gschlöss, por ejemplo, con el Schlattenkees, en el macizo del Venediger; se compone esta llanura de aluviones recientes, cuya superficie levanta y nivela el arroyo que sale del glaciar divagando; sería fácil citar muchos casos análogos sin salir de los Alpes.

Pero esta acumulación de los materiales que conduce el glaciar se debe diferenciar con cuidado de la formación de las terrazas, porque éstas sólo se originaron más tarde, por excavación que se ejerce a expensas de esa acumulación, lo mismo que las líneas talladas en las rocas *in situ* resultan del ataque de la roca dura.

Sexe y Gumaelius, tomando por punto de partida las diferencias loca-

les de altitud, propusieron dos explicaciones distintas; ambos consideraban las terrazas resultado del depósito en escalones, producido por la alternancia de fases de relleno y de denudación; pero esto no explica la existencia de las líneas talladas en la roca. No creo que las terrazas de relleno presenten contornos tan claros; en el Sagel Vand se ha comprobado que la estratificación irregular del interior de la terraza está más inclinada que su perfil exterior.

No menos notable es otra clase de relación que advirtió Pettersen en algunos fiordos (situados del 68° 50' al 70° de latitud norte) entre las terrazas y los fenómenos que señalaron el fin de la época glacial. En aquellas regiones el hielo procedente de Suecia conducía y diseminaba por el país millares de bloques de granito rojo muy fácil de reconocer. Ya hemos dicho que el mismo observador encontró esos bloques en las laderas del Store Åla, en el valle del Bardo, hasta 1.000 metros, y en las del Mauken, cerca del Tag Vand, hasta los 785. Junto al mar estos bloques de granito rojo cambian bruscamente de altitud. Tal vez durante alguna calma en el retroceso de los hielos avanzaron algunos glaciares cargados de bloques de esa especie hasta las morenas que en el interior del Salangenfjord servían de presa a los lagos de agua dulce; también avanzaron hacia el Balsfjord en análogas condiciones más allá del Sagel Vand; pero en esos mantos sólo tiene el nivel de los bloques algunos cientos de pies. En las orillas de los mismos fiordos ya no se los ve por encima de un límite horizontal y, según las observaciones actuales, no se los encuentra en el Salangen más que hasta los 1,60 metros, en el Malangen hasta los 50 y en el Balsfjord hasta los 40. Pettersen opina que estos bloques fueron arrastrados por los hielos flotantes después de la fusión del casquete glacial, y su límite superior en los fiordos coincide con el de las terrazas ³⁴.

A este propósito, conviene advertir que las grandes y elevadas islas que rodean al continente, así como las partes más occidentales del último, que aún hoy (en el Lyngenfjord, por ejemplo) sostiene a veces glaciares, no estaban desprovistas de hielo durante el período glacial, sino que formaban los focos de glaciaciones independientes, que eran, respecto del «inlandsis» originario de Suecia, como las glaciaciones locales de la parte occidental del sur de Groenlandia con relación al casquete de hielo del este. Holm ha demostrado que desde el cabo Farewell hasta los 60° 30' se alzan grandes montañas en la costa occidental: en todas estas direcciones irradian glaciares como en los macizos alpinos; en cambio, las altitudes no pasan de 950 metros. Ocupa toda la comarca una capa de hielo cubierta de nieve sobre la que se destacan los picos; pero en la actualidad crecen los glaciares, y parece que se prepara su unión en un casquete continuo. También en Noruega ha reconocido Pettersen que Troms-tind, de 1.245 metros, y situado no lejos de la costa occidental, envió en otro tiempo, por el canal actual, una gran lengua glacial hasta la isla de

Tromsö, a la que envolvió bajo los restos de las rocas procedentes de aquella cumbre ³⁵.

De modo que ya se puede saber, hasta cierto punto, el origen de los fenómenos respecto de los fiordos del distrito de Tromsö. Por lo pronto, vemos que una espesa masa de hielo, procedente de Suecia, avanzó hacia el Atlántico por los desfiladeros y por encima de las pilastras del glint; los bloques de granito rojo se alzaron hasta más de 3.000 pies sobre el nivel marino actual. Esta masa de hielo parece que chocó, en la región que hoy ocupan los fiordos, con masas debidas a una glaciación local, cuyos focos eran las islas y alturas que dominan la costa occidental. Los depósitos marinos que encontró Pettersen en Lavangen (150 pies) y en Tromsö (170 pies), y que le parecieron interglaciales, corresponden a esta determinación de edad, porque son por fuerza más recientes que la primera glaciación (la grande) y más antiguos que las terrazas situadas a menor altura.

Después de esta invasión del hielo, los glaciares avanzaron de nuevo, aunque con menor espesor, conduciendo sus morenas frontales al fondo del Salangenfjord, del Balsfjord y de otros muchos golfos, donde depositaron sus materiales de acarreo. A esta época corresponden las terrazas, contemporáneas de este segundo período glacial o, al menos, de sus últimas fases. Por fin, desaparecieron los hielos; en la costa, a unos 30-40 pies de altitud, se depositaron las arenas conchíferas postglaciales; las aguas corrientes comenzaron el ahondamiento de los valles y continuó hasta ahora al mismo tiempo que la formación de las nuevas terrazas fluviales.

También hay que advertir la frecuente existencia de lechos continuos de piedra pómez en esos fiordos septentrionales. Vargas Bedemar los cita en Jupbik y en el litoral de Kwalö; Keilhau conocía estos yacimientos; Roberts menciona pómez en Hammerfest, entre 60 y 80 pies sobre el mar; Pettersen los recogió a menudo en Tromsö, entre los 30 y 40 pies; en Bodo se descubrieron, construyendo una casa a unos 150 pies de altura, muchos trozos de piedra pómez, juntos con conchas de *Cardium edule* y de *Littorina littorea*. Sin embargo, en las partes interiores de los fiordos no sé que haya lechos de pómez a cierta altura. Estos depósitos sólo pueden proceder de alta mar ³⁶.

De tal conjunto de hechos resulta que deben considerarse como especialmente características de estas formaciones: la asociación de terrazas y de escalones claramente tallados en la roca; la horizontalidad y serie escalonada de todas las líneas, cuya altitud aumenta sin cesar hacia el interior de los fiordos; la localización casi absoluta de las más altas en el fondo de los fiordos o en sus principales valles laterales; la falta de concordancia entre sus altitudes en los fiordos próximos o en las distintas partes de uno mismo; la existencia frecuentísima de un lago en un lecho glacial interceptado aguas abajo por una morena que corona del lado del mar terrazas escalonadas de aluviones; en algunos fiordos del norte, la coincidencia de las

líneas más altas con el límite superior de los bloques acarreados por los hielos flotantes. En suma, parece confirmarse esta ley: que en el extremo sur de Noruega faltan los horizontes más bajos, mientras que los más altos sólo se hallan en la parte septentrional.

Varios de estos caracteres (tales como la serie de fragmentos de líneas a altitudes crecientes hacia el interior de los fiordos y la falta de líneas elevadas hacia el exterior, regla que puede decirse que no tiene excepción; la anchura de los escalones que indica un cambio brusco en el nivel relativo de la tierra y del mar y la desigualdad de las altitudes) son irreconciliables con lo que sabemos sobre la acción del mar cerca de su superficie. En cambio, hay muchas circunstancias que indican que el fenómeno se relaciona con la existencia del hielo.

Hay que buscar en estos fenómenos la explicación para los parajes sometidos hoy a un régimen análogo. El revestimiento glacial actual de Groenlandia aparece a lo largo de la costa occidental como resto de un manto bastante más extenso que avanzaba en otro tiempo hacia la bahía de Baffin, llenando todos los canales que preceden a los fiordos y cubriendo gran parte de las islas adyacentes. Los mayores glaciares actuales son sólo residuos de las corrientes de hielo mucho mayores de antaño. Según los estudios de Steenstrup, el glaciar de Jakobshavn llenaba en otro tiempo la bahía de Disco y el Torsukatak ocupaba en el estrecho de Vaigat; los glaciares de los fiordos de Umanak y de Karlat acarreaban una masa enorme de hielo más allá de Ubekjendt Eiland; los bloques de neises del continente se transportaban así hasta las mesetas de basalto, que constituyen las penínsulas e islas de la costa. Cerca de Nugsuak, en el extremo de la península de igual nombre que avanza al oeste en el mar, la dirección de las estrías es de norte a sur, lo que unido a la enorme cantidad de bloques que presentan enfrente la isla Hare y la ladera oeste de Disco, casi indican, según dice Steenstrup, que la bahía de Baffin estuvo en otro tiempo ocupada por los hielos³⁷. Existen análogos datos sobre la gran extensión antigua de los glaciares en muchos puntos de esa costa.

En Groenlandia hay terrazas y arenas conchíferas.

Es cierto que Holm no menciona ni terrazas ni depósitos de conchas en la región corroída por los hielos que se extiende desde el cabo Farewell hasta el 60° 30'; en cambio, de los 60° 45' a los 61° 15' encontró Steenstrup terrazas hasta los 47 metros y conchas sólo en dos puntos, situados a tres y cinco metros sobre la marea alta³⁸. De los 62° 15' a los 64° 15' encontraron Jensen y Kornerup terrazas hasta los 191 metros y y conchas marinas hasta los 10 metros; esta última observación sólo se refiere a un punto de la costa. Además, se encontraron conchas de *Mytilus edulis* y de *Mya truncata*, a 10 metros de altitud, a orillas de un lago interior, cerca del Bjerne Sund. Kornerup añade que las terrazas del Ameragdra (106) y de Iivertalik (102 metros) son, sin duda, de origen ma-

rino, porque se hallan en un espacio abierto a todos los rumbos; pero no cree sería verosímil que el mar hubiese llegado alguna vez al nivel de la terraza única, tan elevada (191 metros), del Bjerne Sund; a menudo una morena puede atascar un valle y en la cuenca así circunscrita originarse formaciones análogas a una terraza marina. El mayor interés del relato de Kornerup estriba en la descripción que contiene de los efectos del flujo y del reflujo sobre la gran masa de arena y arcilla que el gran glaciar de Frederikshaab arrastra hacia el mar; el achatamiento se opera diariamente en los límites de la zona de acción de las mareas. De los 66° 55' a los 68° 30' esos mismos observadores encontraron terrazas hasta 120 metros, pero sólo en un sitio hallaron conchas a 6 metros. Finalmente, desde los 69 a los 72° 30' Hammer y Steenstrup encontraron terrazas hasta 150 metros y conchas hasta 60 ⁵⁹. Este yacimiento de conchas tan elevado se limita a la localidad de Pagtorfik (Umanak), en las arenas basálticas estratificadas y, según las distintas descripciones que de ellas se tienen, sobre todo las de Nordenskjöld, parece que, sin duda, se remontan a época algo más antigua ⁴⁰. Steenstrup menciona en Kugsuak, a orillas del fiordo de Disco, conchas de *Mya truncata* en una terraza de 53 metros de altura; en el Nordfjord se observan conchas a ambos lados del fiordo, entre 22 y 25 metros. Los demás yacimientos que se conocen no están a más de 6 metros sobre el mar, y como última formación, inmediatamente encima de la línea de marea, aparecen en el fiordo de Disco bancos con *Mytilus edulis*. Steenstrup se pregunta si el desplazamiento de la línea de costa se verificó gradualmente o por sacudidas; esto último parece más probable, a causa de la claridad del dibujo que ofrecen tan a menudo las terrazas; pero, sin embargo, comprueba—añade—que una misma terraza se presenta en un punto con pendiente continua y en otro se divide en varios escalones; indudablemente, actúan allí influencias locales.

De todo esto se deduce que el litoral presenta en ciertos puntos, hasta Disco, a 20 ó 30 pies sobre las altas mareas, arenas-conchíferas, análogas por su yacimiento a las postglaciales de la costa occidental de Noruega; las conchas marinas halladas a mayores altitudes se limitan hasta ahora al extremo septentrional de esa región. En cuanto a las terrazas, se elevan a mucha mayor altura. A este propósito conviene, no obstante, advertir que los moluscos y los equínidos, en la época actual, evitan siempre el agua dulce y cargada de barro cercana a los glaciares; su presencia es indicio de la falta de hielo en las cercanías.

Comparemos ahora los dos grandes glaciares de Frederikshaab y de Jakobshavn.

Para el primero nos atendremos también a la descripción de Jensen y de Kornerup ⁴¹. El frente del «Isblink» de Frederikshaab avanza hacia el mar con gran anchura por una red de grietas dispuestas en abanico ⁴²; la faja de terreno llano que la precede tiene ocho kilómetros y medio

de anchura. El mismo glaciar no es sino el extremo dilatado de una rama del hielo continental, cuyo empuje se efectúa desde los Nunataks de Gensen hacia el SO. En este movimiento el glaciar sirve de presa por su lado meridional a un lago de agua dulce, el Tasersuak, de 294 metros de altitud; la superficie está cubierta de témpanos surgidos de ambos lados del glaciar. Los groenlandeses conservan la tradición de que el Tasersuak fué un fiordo atascado hoy por el hielo y que hubo un tiempo en que podían navegar en él embarcaciones conducidas por mujeres. En efecto, parece que ha sido así, aunque en 1751 el viajero Dalager atravesó ya, según se dice, este mismo lago. El lago está en comunicación por un

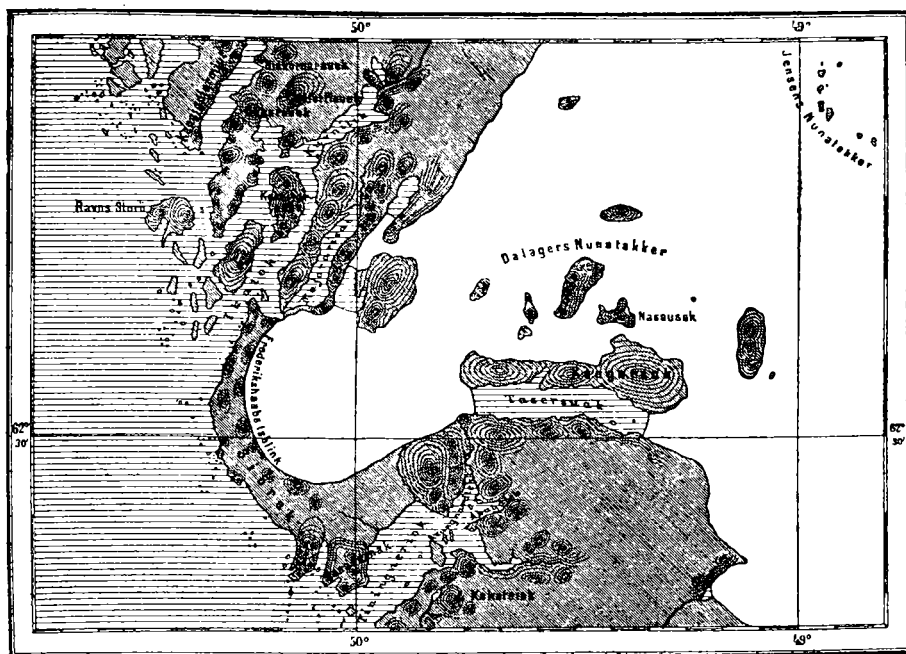


FIG. 37.—*Isblink de Frederikshaab* (según Hammer).

canal formado en el interior del hielo con un lago minúsculo situado a 200 metros de altitud, desde el que vierte un río dentro del Tiningnertok, fiordo profundo, pero lleno de agua dulce, hoy completamente aislado del mar por los aterramientos procedentes del Isblink.

Algo análogo ocurre en la ladera norte de la corriente glacial. Dos extensos lagos de agua dulce están constituídos por una punta avanzada del hielo en forma de T; no se conoce su altitud; están cubiertas de témpanos, lo mismo que el Tasersuak. Debajo de ellos se halla el fiordo de Majorarisat, que en 1878 sólo podía hallarse en íntima comunicación con el mar (interrumpida por el hielo continental) gracias a la corriente violenta de su

desembocadura. Al Majorarisat al norte corresponde el sur del Tiningnerpork.

El Tasersuak tiene 33,8 kilómetros de largo y 5,6 kilómetros de ancho; podría conjeturarse de aquí la deriva continua de los témpanos y las variaciones de temperatura, que permiten la formación de una línea o excavación. Si el lago se vaciase de pronto quedaría un escalón horizontal que seguramente se interpretaría como indicio de un movimiento espasmódico. Así vemos que existe en el Tasersuak un manto de agua situado a 940 pies; debajo de este lago hay otro menos extenso, de 640; en la ladera norte se ve también un manto superior al nivel del mar, pero cuya altura no se conoce aún, y acaso haya dos a distintas altitudes: los dos

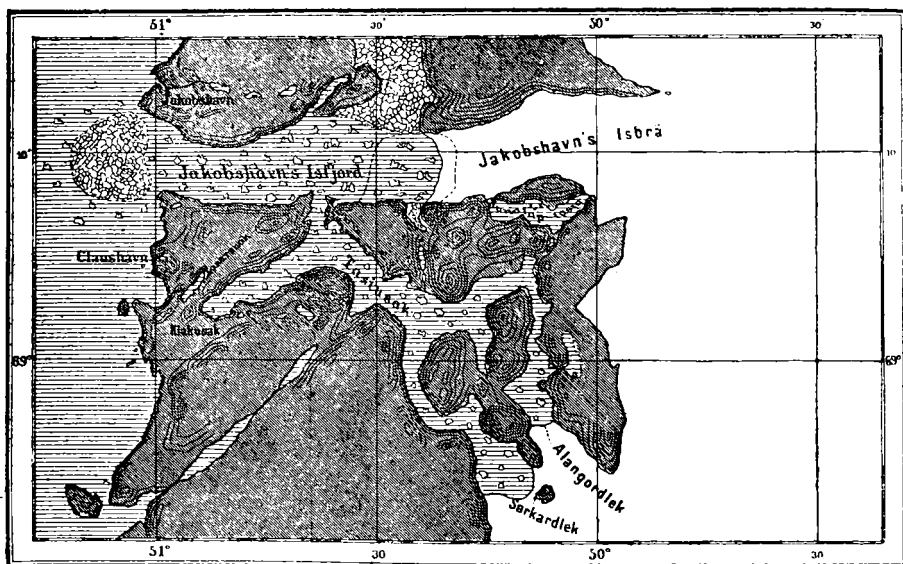


FIG. 38.—Isfjord de Jakobshavn (según Hammer). En igual escala que la fig. 37.

lagos por encima del Majorarisat. Luego se ven los fiordos cerrados por los aterramientos, y, por fin, la alta mar. Sin duda, el hielo conduce también arena y fango a los lagos interiores; si un día se vaciasen, aunque sólo fuese parcialmente, se realizarían todas las condiciones necesarias para originar la excavación de terrazas. *Así, pues, desde los 940 pies hasta el nivel del mar se realizan, a distintas alturas, las circunstancias que pueden determinar la formación de trozos de líneas horizontales y de escalones, sin que sea necesario, para explicarlo, acudir a ninguna oscilación de la tierra firme o del Océano.*

La gran diversidad de combinaciones posibles en este fenómeno se evidencia aún más si nos fijamos en un nuevo caso: el fiordo glacial de Jakodahavn (fig. 38).

Rink fué el primero que describió este fiordo y como glaciar extenso que llega al mar citó por primera vez Helland en 1875 el rapidísimo movimiento de este emisario del hielo continental; la descripción más detallada se debe a Hammer ⁴⁵.

El frente del glaciar sufre continuos derrumbamientos, que originan icebergs; la altura de este acantilado vertical de hielo llega a unos 60 metros, pero hacia tierra se eleva rápidamente la superficie por encima de 300 metros. Su velocidad media se puede calcular, según Hammer, en 15 metros diarios. En la adjunta figura, la parte punteada trazada en el mar demuestra en qué posición vió Rink el acantilado en 1851; en 1875 encontró Helland el frente del glaciar a la altura de la pequeña bahía situada en la orilla meridional; la línea trazada en el hielo indica, según Hammer, la situación correspondiente al otoño de 1879; nuestro mapa representa la de marzo de 1880. El retroceso desde 1850 fué de unos 4,2 kilómetros. Por el sur, el glaciar sirve actualmente de presa al gran lago de agua dulce de Nunataptasia. El nivel del agua de este lago está a 50 metros; hacia el oeste su fondo va haciéndose más profundo, hasta unos 30 metros sobre el nivel del mar, como ha reconocido Hammer perforando la corteza superficial de hielo, de $1\frac{1}{2}$ metros de espesor. Si el glaciar continuase su retroceso durante algún tiempo, el Nunataptasia se vaciaría y se convertiría en una parte del fiordo. En cambio, si el glaciar pasase de su posición en 1850, llegaría pronto a la estrecha desembocadura del grande y ramificado fiordo de Tasiusak, hoy casi completamente obstruido por los témpanos; tampoco es navegable durante la mayor parte del año la exterior del fiordo glacial de Jakobshavn a causa de los icebergs, de modo que se llega generalmente al Tasiusak por un paso situado al sur de Clausshavn. Suponiendo que se cerrase el Tasiusak y que, por tanto, quedasen aislados del mar los dos brazos glaciales poco activos del Alangordlek (que por excepción arrastra morenas) y del Sarkardlek (que contiene 387 gramos de materias sólidas por metro cúbico de agua), se cumplirían condiciones muy análogas a las que motivaron la formación de la mayoría de las terrazas de la costa noruega. Aguas abajo del frente del Alangordlek podrían formarse terrazas coronadas. La altura del nivel del agua de la cuenca del Tasiusak descendería entonces del collado más deprimido del contorno que no estuviese invadido por los hielos. El citado paso, inmediato a Clausshavn, contiene, en una depresión a 32 metros de altitud, el lago de agua dulce de Tasersuak. A levante de este lago el camino, que franquea una elevación de unos 65 metros, conduce al fiordo de Kiakusak, que no es sino un brazo del Tasiusak. *Luego, completamente en el fondo del Kiakusak y, por lo tanto, en la comarca del Tasiusak, existen ya, indudablemente, terrazas hasta la altitud de 62 metros.* De modo que si el glaciar de Jakobshavn sufriese un empuje hacia adelante, se producirían de nuevo las condiciones necesarias para la formación de análogas terrazas,

a la misma altitud y sin el menor cambio en la situación de las orillas del mar ⁴⁴.

Algo más diré acerca del Nunatap-tasia; hoy funciona como depósito del agua procedente de la fusión de hielo. Hammer ha demostrado por medio de estudios efectuados en el rigor del invierno que en toda estación el agua dulce corre desde el glaciar de tal modo, que en algunos momentos se estaciona en la corteza helada del lago. En otoño el nivel del agua se eleva más; en marzo tiene 3 pies menos; el 1.º de abril de 1880 se observó que la temperatura del aire era 20°,3 y la del hielo, a 6 pulgadas bajo la superficie, 19°,6; así se comprueban pequeñas oscilaciones en el nivel del agua y grandes en la temperatura que sufre la roca; es de creer que estas circunstancias son muy propicias para la producción de una entalladura en la roca.

Parece que el avance del glaciar de Jakobshavn produciría también en el fiordo de Sikui-Juitsok, situado al este, fenómenos idénticos a causa de su cerramiento, porque, según las observaciones de Hammer, este fiordo está hoy ya tan obstruido por los témpanos, que es lo más probable que se llene completamente de hielo.

Si ahora continuaran su avance los emisarios del Inlandsis, como en otro tiempo, a través de los fiordos de Karrat, de Umanak, de Vaigat y de Disco, es probable que se formaran en muchas mayores proporciones detrás de Disco, de Ubekjendt Eiland y en otros muchos sitios talladuras horizontales y escalones a altitudes y en situaciones variadísimas.

Deben, pues, considerarse todos los escalones y la mayoría de las terrazas que se ven en los fiordos de la parte occidental de Noruega como testigos del retroceso del hielo y no de oscilaciones del nivel del mar y menos aún de la tierra firme.

No se puede dudar que durante la gran extensión de los hielos en Noruega y después de ella se produjo un movimiento negativo en la línea de costa; pruébalo la frecuente existencia de conchas marinas sobre el nivel actual del mar. No es menos cierto que todavía hoy los ríos noruegos bajan en la rectificación de sus márgenes y están en situación de producir nuevos escalones; pero los escalones y las terrazas que se observan en los fiordos presentan casi por todas partes caracteres particulares que no se observan ni en las formaciones marinas ni en las fluviales y que, en cambio, se ajustan a las condiciones que sugiere el examen del movimiento de las lenguas glaciales en Groenlandia.

Las terrazas y los escalones de las laderas del Dovrefgeld y de Laponia, más allá de la divisoria de aguas de Suecia, no son, a pesar de su gran altitud, sino fases de una serie de fenómenos a la que corresponden también los escalones y las terrazas del interior de los fiordos. La serie escalonada de trozos de líneas horizontales que ocupan hacia el interior de un fiordo horizontes cada vez más altos, demuestra, sencillamente,

que ese fiordo estuvo todo él atascado por el hielo; al principio habría un laguito a gran altitud; luego, cuando se retiró el hielo, apareció, a causa de la demolición de *eidés* muy deprimidos, o gracias a la disposición del mismo hielo, un lago mayor, situado a menor altitud, y así sucesivamente.

Pueden, desde luego, distinguirse varios tipos, tales como la obstrucción de un valle por la retirada de un glaciar, dirigido en otro tiempo subiendo una pendiente (Dovrefjeld, Sitas-Jaur), o bien la obstrucción de la desembocadura del valle por una corriente de hielo que puede también yacer sobre el fondo del mar, que es lo que ocurre en la mayoría de los fiordos; el mismo fenómeno reaparece en menor escala en los valles transversales con una sola presa (Lochaber, Rofn, Marjälén, Arandu en el Basha) o doble (el Tasersuak o glaciar de Frederikshaab, el Nunataptasia o glaciar de Jakobshavn); o bien pueden formarse lagos gemelos separados por una apófisis glacial en forma de T (los dos lagos encima del Majorarissat); pero siempre en los valles de los Alpes, del Himalaya, de Escocia y de Noruega, así como en los fiordos de Noruega y de Groenlandia, los movimientos alternativos del hielo dejan los mismos testigos esenciales. Todos estos tipos de represamiento y las terrazas coronadas son formas secundarias de un fenómeno que se reproduce tan a menudo en las regiones sometidas a fuerte glaciación y que en 1870 señalaba ya Nordenskjöld como uno de sus rasgos más característicos: la existencia de un lago de agua dulce en el límite del hielo y de la roca ⁴⁵.

Durante el período glacial y parte de las edades siguientes el litoral de Noruega estaba a más alto nivel que hoy; las terrazas que se ven en golfos muy abiertos, tales como el fiordo de Cristianía, que ya se sabe que es esencialmente distinto de los estrechos fiordos del norte, pueden muy bien representar auténticos vestigios de orillas del mar, como las terrazas que en la Patagonia occidental dan frente a alta mar. Pero los escalones no son tales vestigios, y tampoco lo son muchas terrazas de la costa oeste de Noruega, sobre todo las que alcanzan grandes altitudes. Las terrazas coronadas están recortadas en los conos de deyección de valles, donde los glaciares avanzaron, aunque sólo fuese transitoriamente. El nivel del agua que esculpió esos escalones lo mismo pudo ser del mar libre que de un lago completamente cerrado.

Los fiordos del norte que yo he visto parecen valles sumergidos. Los grandes lagos de la alta Italia, el lago Mayor y los de Como y Garda, dan la misma impresión; están represados por terrazas de aluviones, lo mismo que tantos laguitos del fondo de los fiordos; y como a la salida contienen morenas, la llanura de la alta Italia nos recuerda a veces, en cierto modo, las terrazas de aluviones coronadas que preceden a los lagos noruegos. Strapff compara los restos de terrazas que se ven a gran altura, en el valle del Tessino, con los de Trondhjen, y es muy posible, en efecto, que

tengan el mismo origen. La descripción que ha dado Omboni del glaciar del Adigio, del estrangulamiento que sufría en el desfiladero, por debajo de Trento, y el modo con que se desviaba en el valle del Sarca para lanzarse, unido al glaciar del Sarca, en el fiordo correspondiente al lago de Garda....., todos estos caracteres pueden aplicarse en muchas regiones de Noruega ⁴⁶. Ciertamente que en Noruega el hielo subió por los valles: primero, en masas extendidas, y luego chocando contra el muro del glint; después, gracias a su acelerada velocidad de desagüe, profundizó los valles más allá de las primitivas cortaduras del glint, hasta que llegó al Océano, allende la antigua línea divisoria de aguas. Además, son peculiares de las regiones del norte los collados muy deprimidos de los *eide*.

Notas del capítulo VIII: Las líneas de costas de Noruega.

¹ Las altitudes señaladas con un asterisco han sido determinadas con un excelente aneroide, utilizando las observaciones de la estación meteorológica de Tromsø. El director, M. Hann, tuvo la atención de hacer los cálculos. Otros datos de altitud se han tomado del mapa administrativo publicado por el Gobierno noruego. A causa de la frecuencia de las evaluaciones en números redondos dadas por los observadores, me he visto obligado a introducir varias veces en este capítulo el pie noruego (un pie noruego = 0^m,3137; una milla = 11.295 ^m,8).

² El profesor von Kerner me dijo que la *Sessleria cærulæa* es, generalmente, la planta que forma esos «círculos de los Elfos»; la muerte de la vegetación dentro de la faja verde se operaba de dos modos: para las plantas con rizomas que irradian rampando hacia el exterior las partes viejas de los rizomas mueren y se pudren en el centro, sin que en seguida la reemplacen nuevas plantas; en segundo lugar, las gramíneas de una pradera son destruidas por el micelio de un hongo que caracteriza este modo de aumento radial.

³ K. Pettersen, *Det nordlige Norge under den glaciële og post glaciële Tid*; III. *Granitisk flytblokkestrøm udefter Balsfjorden* (Tromsø Mus. Aarsh., VII, 1884, páginas 1-12).

⁴ Mesas de piedra, donde están grabadas las cifras reales y los datos de 1763 y de 1827, están en este lugar encajadas en una pirámide de piedras secas; a derecha y a izquierda, los bosques, en todo lo que se divisa, han sido destruidos en una cierta longitud a lo largo de la frontera; el aspecto de este corte, que asemeja una larga carretera, es muy extraño en esta soledad.

⁵ En 1875, cerca de Sörgaard, un enorme bloque, mayor que una casa, se desprendió de la pared de cuarcita que domina el valle y cayó de la altura con estruendo; con gran sorpresa de los habitantes rebotó sobre la pradera del fondo hasta el medio del valle; allí yace hoy enteramente aislado.

⁶ Esta cifra difiere notablemente de la que indica el mapa administrativo noruego (341 pies = 106 ^m,9); representa la media de tres medidas tomadas en días diferentes. Dejo a los observadores del porvenir el cuidado de decidir. El mismo Sörgaard debería, por supuesto (si la altitud de Strömsmoen era 106 ^m,9), encontrarse más arriba de los 103 ^m,3; aquí también mi cifra es la media de dos medidas casi concordantes.

⁷ K. Pettersen, *Det nordlige Norge*, etc.; VIII, *Bardodalen*, y XI, *Granitisk flytblokkestrøm udefter Maalselv, Bardo og Salangsdal* (Tromsø Mus. Aarsh., VIII, 1885, páginas 1-4 y 23-38).

⁸ T. Kjerulf, *Om Skuringsmærker, Glacialformationen, Terrasser og Strandlinier* (Univers. Progr. f. and Halvaar, 1872, in-4.º, Cristianía, 1873, y en otras partes).

⁹ J. Durocher, *Études sur les phénomènes erratiques de la Scandinavie* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2.ª ser., IV, 1846-47, páginas 29-89, y en otras partes).

¹⁰ I. C. Hörbye, *Forsætte lagtagelser over de erratiske Phænomenen* (Nyt Magaz. Naturvid., X, 1859, página 25 y mapa); y sobre todo sus *Observations sur les phénomènes d'érosion en Norvège*, publicados por B. M. Keilhau (Progr. de la Univ. de Cristianía para el primer sem., 1857, in-4.º, 56 páginas y mapas, en particular páginas 23-24).

¹¹ Andr. M. Hansen, *Om seter eller strandlinjer i store høider over Havet* (Arch. f. Math. og Naturv., X, 1885, páginas 329-352 y mapas).

¹² A. G. Högbom, *Glaciala och petrografiska iakttagelser i Jemtlands län* (Sver. Geol. Unders., Ser. C, n.º 70, in-4.º, 1885, 38 páginas y mapas).

¹³ J. Svenonius, Geol. Jorhandl. Stokolmo, VII, sesión del 10 de abril de 1885, página 608 y nota; *ibid.*, VIII, 1886, páginas 56-57.

¹⁴ A. Kornerup, *Geologiske iagttagelser fra Vestkysten af Grönland (62° 15'-64° 15' N. B.)*; Meddelelser om Grönland, I, 1879, páginas 106 y siguientes.

¹⁵ M. Honsell, *Die Correction der Mündung des Neckars in den Rhein* (Allg. Bauzeitung, XXXVI, 1871, páginas 383-422 y mapas; sobre todo, pág. 401, lám. 67 y figuras I y IV), y *Die Correction des Ober-Rhein* (Beiträge zur Hydrographie des Grossh. Baden, III, Heft, in-4.º, Carlsruhe, 1885, pág. 46).

¹⁶ J. A. D. Jensen, *Expeditionen til Syd-Grönland i 1878* (Meddelelser om Grönland, I, 1879, páginas 17-76); Kornerup, el mismo vol., páginas 115, 128 y en otras partes.

¹⁷ A. Helland, *Om Dannelsen af Fjordene, Fjorddalen, Indsøerne og Havbankerne* (Öfvers. K. Sv. Vet.-Akad. Förhandl., Estokolmo, XXXII, 1875, n.º 4, pág. 25).

¹⁸ Kornerup, Mem. citada, pág. 109.

¹⁹ T. Kjerulf, *Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen*; versión alemana de A. Gurlt, in-8.º, Bonn, 1880, páginas 2-23.

²⁰ Otto Torell, *Undersökningar öfver istiden* (Öfvers. K. Vet.-Akad. Förhandl., XXIX, n.º 10, 1872, páginas 25-66 y XXX, 1873, n.º 1, pág. 47-64).

²¹ *Rapport sur un Mémoire*, de M. A. Bravais, *relatif aux lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finmark* (C. R. Acad. C., XV, 1842, pág. 838); véase también C. Martins, *Du Spitzberg au Sahara*, in-8.º, París, 1866, páginas 127-136. En la nota que dedica a las observaciones de Bravais (pág. 840, nota) Élie de Beaumont se pronuncia contra la hipótesis de una barrera temporal para el hielo, porque, sin nombrar otras muchas imposibilidades, la superficie de un glaciar estaría demasiado sujeta a cambios para dar nacimiento a sábanas de agua de altura fija. Por el contrario, deduce de las observaciones de Bravais una fractura o flexión del suelo en los alrededores de Rastabynaes, donde la inclinación respectiva de las líneas sufre un cambio notable. En el mismo volumen de *Comptes rendus* (pág. 846) Biot atrae la atención sobre la posibilidad de variaciones locales de la gravedad.

²² S. A. Sexe, *Om nogle gamle Strandlinier* (Archiv. f. Mathem. og Naturvid., Cristianía, I, 1876, páginas 17 y mapa).

²³ H. Mohn, *Bidrag til Kundskaben om gamle Strandlinier i Norge* (Nyt Magaz. f. Naturvid., Cristianía, XXII, 1877, páginas 41 y siguientes).

²⁴ K. Pettersen, *Terrasser og gamle Strandlinier* (Tromsø Mus. Aarsh., III, 1880, páginas 34, 36, 52 y mapa; traducido al alemán por R. Lehmann, Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss., Halle, LIII, 1880, páginas 820, 821 y 837). Los trozos particularmente continuos de Viken, de Sandviken y de Grepstad, en la costa sur de la isla de Kvalö, en el Malangenfjord, han sido descritos por Pettersen como ejemplos de esta sucesión en escalera de nuevos fragmentos de líneas. La brusca interrupción de todos los trozos de líneas en el Altenfjord es discutida también por Saxe, Mem. citada, páginas 13 y siguientes.

²⁵ Kjerulf, *Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen*, deutsche Ausgabe, pág. 12 y en otras muchas publicaciones. También Bravais admite levantamientos por sacudidas, cuya amplitud, además, sería mayor en el interior que en la costa; pero Kjerulf opina también que la disposición de los terraplenes «no permite construir ningún plano inclinado».

²⁶ S. A. Saxe, *On the Rise of Land in Scandinavia* (Univ.-Progr. Cristianía, primer sem., 1872).

²⁷ O. Gumaelius, *Några reseanteekningar från Norge. II. Rullstensgrus, terrasser och nutida bildningar af bergartsspillor* (Geol. Fören. i Estokolmo Förhandl., V, 1880-1881, páginas 175-207).

²⁸ Hugh Miller, *Some Results of a detailed Survey of the old Coast-Lines near Trondhjem, Norway* (British Assoc., 1885, Nature, October 8, XXXII, 1885, pág. 555).

²⁹ J. Sejersted, en R. Lehmann, *Neue Beiträge zur Kenntniss der ehemaligen Strandlinien im anstehenden Gestein in Norwegen* (Zeitschr. f. d. ges. Naturw., Halle, LIV, 1881, páginas 60 y 68). Kjerulf fué el primero que describió esta línea (*Om Skuringsmærker*, etc., parte II; Univ. Progr. Cristianía, 2.º sem., 1875, pág. 91); éste da como altitudes 462 y 510 pies. Mohn halló 160 m,7 y 178 m,5.

³⁰ T. Codrington, *On the probably glacial Origin of some Norwegian Lakes* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVI, 1860, páginas 345-347); A. Helland, *Om Beliggenheden af Moræner og Terrasser foran mange Indsøer* (Öfvers. K. Vetensk.-Akad. Förhandl., XXXII, 1875, páginas 53-82 y lám. I; extrait, Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIII, 1877, páginas 165-172); Leon. Holmström, *Om moräner och terrasser* (Öfvers. K. Vetensk. Akad. Förhandl., XXXVI, 1879, n.º 2, páginas 5-47 y láminas I-V).

³¹ K. Pettersen, *Kvænangen. Et Bidrag til Besvarelse af Spørgsmaalet om Fjorrdannelsen* (Tromsø Mus. Aarsh., IV, 1881, páginas 1-36 y mapa); Kornerup, *Meddelelser om Grönland*, II, 1881, pág. 186; Helland, *Om en Stigning af Landet ved Hardangerfjord i en geol. særde. nær Tid* (Geol. Fören. i Estokolmo Förhandl., II, 1875, páginas 120-125).

³² K. Pettersen, *Det nordlige Norge under den glaciële og postglaciële tid. III, bidrag; XI, Granitisk flytblokkestrøm udfter; Maalselv, Bardo og Salangsdal* (Tromsø Mus. Aarsh., VII, 1885, páginas 23-38).

³³ G. F. Holm, *Geographiske undersøgelse af Grönlands sydligste Del* (Meddelelser om Grönland, VI, 1883, páginas 174 y siguientes); K. Pettersen, *Det nordlige Norge*, etc., IX, *Tromsødalen* (Tromsø Mus. Aarsch., VII, 1885, páginas 5-20).

³⁴ Vargas Bedemar, *Reise nach dem hohen Norden*, in-8.º, Frankfurt a. Main, 1819, II, páginas 99-289; K. Pettersen, *Arktis* II (Archiv. f. Mathem. og Naturvid., VI, 1881, página 476).

³⁵ K. J. V. Steenstrup, *Bidrag til kjendskab til de geognostiske og geographiske forhold i en Del af Nord-Grönland* (Meddelelser om Grönland, I, 1883, páginas 213-220).

³⁶ G. F. Holm, *Geographisk Undersøgelse af Grönlands sydligste Del* (Meddelelser, VI, 1883, páginas 149-192); K. J. V. Steenstrup, *Bemærkninger til et geognostisk Oversigtskaart over en Del af Julianehaab's Distrikt* (Ibid., II, 1881, páginas 39-40).

³⁷ A. Kornerup, *Geologiske iagttagelser fra Vestkysten af Grönland (62º 15'-64º 15' N. B.)*, Meddelelser om Grönland, I, 1879, páginas 94-102, y *Geologiske iagttagelser fra vestkysten af Grönland (66º 55'-68º 15' N. Br.)*; ibid., II, 1881, páginas 181-189; K. J. V. Steenstrup, *Bidrag til Kjendskab*, etc., páginas 227-236.

³⁸ A. E. Nordenskiöld, *Redogörelse för en expeditionen till Grönland, år 1870* (Öfvers K. Sv. Vet.-Akad. Förhandl. Estocolmo, XXVII, 1870, n.º 10, pág. 1018).

³⁹ J. A. D. Jensen, *Indlandsisen öst for Frederikshaabs Isblink, 1878* (Meddelelser om Grönland, I, 1879 y mapa C).

⁴⁰ R. R. J. Hammer, *Undersøgelser ved Jakobshavns Isfjord og nærmeste Omegn Vinteren 1879-1880* (Meddelelser om Grönland, IV, 1883, páginas 1-68 y mapa).

⁴¹ Cuando Rink y después Helland visitaron la orilla meridional del fiordo glacial de Jakobshavn, creyeron hacer alto en la bahía de Tivsarißsok, pequeña bahía lateral de esta orilla, que, siguiendo la tradición groenlandesa, estaba reputada de contener focas cuya carne tenía el mismo sabor que la del reno. Hammer opina que esta «bahía de las focas», Tivsarißsok, está situada más lejos, en el interior de las tierras, y enteramente cubierta por los hielos; Rink y Helland debieron, pues, encontrarse en la bahía de Kangerdlukasik. Menciono este caso como un ejemplo de los cambios que sufre el estado de los glaciares en las bahías laterales; A. Helland, *Om de Isfyldte Fjorde og de glaciële Dannelser i Nordgrönland* (Archv. f. Mathem. og Naturvid., Cristianía, I, 1876, pág. 74, nota), y Hammer, Mem. citada.

⁴² Nordenskiöld, *Redogörelse*, pág. 1007, fig. 2. Se conocen también en Groenlandia los explayamientos bruscos de masas de aguas; véase, a propósito de esto, Kleinschmidt, *Meddelelser*, II, pág. 132; los fiordos de Tangnera y de Mamak, que cortan en dos la isla de

Cristián IV (60° de lat. N.), no se hallan separadas más que por un montón de bloques de 1.000 pasos de ancho, debido, sin duda, a un hundimiento; Holm, *Meddelelser*, VI, página 166.

⁴³ F. M. Stapff, *Strandbilder* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXIV, 1882, pág. 53). G. Omboni, *Delle antiche morene vicine ad Arco nel Trentino* (Atti Ist. Veneto, 5.ª ser., II, 1876, páginas 457-467).

CAPÍTULO IX

EL TEMPLO DE SERAPIS EN PUZOL

La costa NO. de Italia.—Situación del templo de Serapis en el cráter flégreo.—El templo hasta 1538.—La erupción de 1538.—Exhumación del templo y su estado actual.—Diversas explicaciones; fenómenos volcánicos.

LA COSTA NO. DE ITALIA.—El perímetro del NO. de Italia ha perdido en parte, a causa de los aterramientos, la variedad producida por el fraccionamiento de los pliegues montañosos. Restos aislados surgen aún en medio del mar entre Córcega y el continente, en forma de islas rocosas; otros miembros de este archipiélago, como el monte Argentario, están unidos a tierra por cordones litorales; otros por depósitos marinos algo más antiguos y situados a mayor altitud; otros, en fin, constituyen, desde el punto de vista orográfico, los contrafuertes de los Apeninos, en conexión con el tronco principal.

Entre los depósitos posteriores a la época terciaria se distinguen con facilidad dos formaciones: un depósito marino reciente en capas horizontales, que domina en 15 ó 20 metros el mar actual y ocupa muy grande extensión; en las laderas alcanza mayores altitudes; es el piso más antiguo y al que referiremos la *panchina* marina de Toscana; generalmente está llena de conchas idénticas a las que integran la fauna actual, pero contiene aún algunas especies extinguidas, tales como la *Cyprina islandica*, una de las formas inmigradas del norte ¹. Lotti observó esa *panchina* en la isla de Elba, a 20 ó 25 metros, excepto en un punto, donde llega casi a los 200; en Giglio, a 15; en Cerboli (este de la isla de Elba), a 30; en la costa de Liorna, entre 15 y 25, y aun 69 metros en algunos puntos, y cerca de Campiglia, a 165. T. Fuchs describió este depósito que, según él, formaba una región levemente ondulada, que entre Orbetello y Montalto no se eleva más de 20 metros ². En Córcega lo citan Hollande y Reusch hacia los 15 ó 20 metros. Esta formación marina corresponde a una

situación bastante elevada de la costa, como lo demuestran los restos aún adheridos a las pendientes. Es sin duda de edad prehistórica y se ve con claridad, donde los «restos de cocina» no han provocado, como en Córcega, confusiones del grupo de los depósitos más recientes; éste comprende la llanura baja que corresponde a los aluviones modernos, a los pantanos, a las lagunas y a los cordones litorales de la época actual.

Ahora nos ocuparemos sólo de este grupo de depósitos, que aún hoy siguen acumulándose.

Para estudiarlos con mayor detenimiento dejemos en la estación de Orbettello la línea férrea de las Maremmas. El camino conduce a la ciudad por larga y estrecha lengua de tierra; en su extremo se encuentra el pueblo en medio del Stagno d'Orbettello. Más lejos llegamos, por fin, a una vía de comunicación, mitad dique, mitad puente, que nos conduce a las carñolas triásicas que forman la ladera oriental del monte Argentario. Este macizo corresponde, como ha demostrado Cocchi, a un anticlinal paralelo a los Apeninos y que corta una falla longitudinal⁵. Desde sus pobladas laderas divisamos el Stagno. A nuestra izquierda, hacia el norte, este estanque queda separado del mar por una larga flecha de arena, el Tombolo del Pino, que desde el Argentario se prolonga, en forma de arco de gran radio de curvatura, hasta el asomo roquizo de Talmonaccio. Otra flecha análoga a la precedente, pero más corta: la Feniglia, rodea por el sur el Stagno, y une el Argentario al peñón en que yacen las ruinas ciclópicas de Cosa. Estos cordones litorales, estrechos como hilos, se desarrollan de uno a otro fragmento de los Apeninos; es imposible imaginar que una formación tan frágil no se destruya si ocurre un hundimiento de báculos o arqueamiento, aunque sea de escasa amplitud; en una palabra, cualquier movimiento relativo de la corteza del Globo.

Sigamos primero la barra del norte.

Repetti sostuvo hace mucho tiempo, impresionado por la continuidad ininterrumpida de los fenómenos y la regularidad de los cordones litorales, que a lo largo de aquella costa no había ocurrido levantamiento ni descenso de la orilla. Además, existen pruebas que apoyan esta opinión. Al norte, allí donde el Tombolo del Pino se estrecha más antes de llegar al Peñón de Talamonaccio, se sigue en 7 kilómetros, próximamente, la Vía Aurelia Nova, que conducía a Pisa y que prolongó hacia el norte Aemilius Scaurus en 114 a. J.-C., y se llamó más tarde Vía Aemilia; de modo que en veinte siglos no ha ocurrido cambio notable.

Los cordones litorales que siguen hacia el norte, rodeando la costa de Toscana, demuestran a cada paso, por decirlo así, la imposibilidad de todo movimiento desigual del suelo. Cerca de Campiglia reaparece el antiguo camino romano sobre el puerto exterior y muy cerca del mar. El puertecito de Vada, punto de desembarco para llegar a Volterra, debe su existencia a dos bancos emergidos; Repetto recuerda que Rutilius Numantia-

nus vió ya esos bancos cuando abordó en Vada hacia el año 415 ó 420 d. J.-C ⁴.

Nos falta espacio para consignar con detalle los distintos testimonios (principalmente actos de donación eclesiásticos) que desde el siglo IX atestiguan la existencia en la costa desde aquella época de muchos de los lagos u ollas salinas que aún se ven allí. Como es lo natural, en la costa se observan las modificaciones, principalmente cerca de los ríos importantes. Modernos aluviones avanzan en el mar, y series múltiples de cordones litorales acompañan a los ríos en su avance; pero no puedo, con los datos que tengo, descubrir cambio positivo o negativo de la línea de costa. Desde luego, el avance de los ríos se efectúa con intermitencias y, en cambio, el trabajo del mar, que ejerce su acción destructora en la punta extrema de los aluviones, es bastante uniforme, excepto en los casos de tempestad. El depósito de los materiales que acarrear los ríos sólo se produce durante las crecidas y en el estiaje puede decirse que es nulo.

De Stefani ha hecho investigaciones históricas muy minuciosas acerca de la marcha de los aluviones del Arno y del Serchio, que demuestran que Pisa en la época de Strabón, o sea al principio de nuestra era, estaba a 3,7 kilómetros del mar, mientras que hoy se halla a 12,36; pero no debe deducirse de esto ningún cambio en la altitud del litoral ⁵.

Podría preguntarse por qué razón en la época histórica se observa en tantos puntos tan gran acumulación de aluviones; efectivamente, a menudo parece que esta formación no fué tan activa en las épocas anteriores. Creo que es preciso buscar la causa en dos fenómenos que siguen siempre a la civilización: el encauzamiento de los ríos y la despoblación de las montañas. También se ha dado mucho valor a la circunstancia de que en algunas lagunas se ven sumergidos trozos del camino romano; pero De Stefani recuerda, con razón, lo frecuente que es precisamente en aquellas mismas comarcas el hundimiento de los terraplenes de las vías férreas; y la vía Aurelia se construyó en *agger*, o sea en terraplén ⁶.

Volvamos al monte Argentario, y desde allí miremos hacia el sur.

El cordón que cierra por el sur el Stagno d'Orbetello, la Feniglia, se une, decimos, por el lado de tierra al peñón donde se hallan las ruinas de Cosa, la antigua ciudad de los Volscos. En la Feniglia encontró Cocchi vestigios de un camino etrusco que conducía de Cosa al puerto de Hércules, en la ladera oriental del monte Argentario.

El mismo peñón de Cosa ha sido perforado artificialmente en su ladera SE., y el corte se llama hoy «Bagno della Duchessa». Pero Movizzo y Pocchi han reconocido que esa brecha constituye un canal establecido en la antigüedad para los pantanos situados detrás: la Palude, della Tagliata y el lago di Burano, que separa una flecha de más de 20 kilómetros perteneciente al cordón litoral arqueado que conduce cerca de Civitavecchia. Estas lagunas y este cordón existían, pues, ya en la antigüedad, y su altura

era también la misma, porque hoy, como hace veinte siglos, sirve de desagüe el mismo canal ⁷.

Los aluviones del Tíber se acumulan de igual modo que los del Arno. Si se piensa en cuanta longitud sigue el Tíber las laderas septentrionales de los grandes conos de toba que sostienen los *Maare* de Bolsena, de Vico y de Bracciano, se comprende la influencia que debió ejercer la despoblación de aquellas laderas y se explica también el color amarillo del río. Ponzi reunió todos los datos que se poseen sobre el progreso del delta, desde 633 a. J.-C. (año en que Annus Martius fundó Ostia en uno de los cordones litorales) hasta nuestros días, y dedujo que se había producido un levantamiento del suelo; pero a mí no me parece esto evidente; habría debido, desde luego, producirse en su paso por Roma una profundización del lecho fluvial, y nada análogo se ha producido ⁸.

Muy dignos de estudio son los fenómenos que se observan en la Grotta della Capre, en el promontorio calizo de Circe. Allí se ve, según Issel, una zona de agujeros de litodomas a 7 y 8 metros y una segunda zona a 4 y 5. El suelo de la gruta es llano y compuesto de materiales estratificados que se alzan hasta 6 metros o 6 ¹/₂, y que pasan, por consiguiente, de la zona inferior de agujeros. Este relleno consiste en una capa de piedras diseminadas y de cantos que yace sobre un lecho estalagmítico; bajo este manto de estalagmitas se encuentran en la tierra roja restos de mamíferos, tizones de carbón e instrumentos de la edad de piedra ⁹.

De aquí se deduce que no sólo es la gruta anterior a la edad de piedra, sino que también lo son las dos zonas de agujeros y, en especial, la inferior, que sólo está a 4 ó 5 metros sobre el mar. Es, pues, imposible considerar estos agujeros contemporáneos de los que se ven a análoga altura en las columnas del templo de Serapis en Puzol, y también sería poco acertado atribuir sin examen profundo a la edad histórica las zonas de agujeros halladas en otros muchos puntos del litoral. Tales perforaciones se conocen, sobre todo, en el peñón de Talamonia, en el Argentario y en el cabo Circe. En Gaeta las ha observado a menudo, últimamente Bianchini en una zona que apenas llega a 5 ó 6 metros sobre el mar ¹⁰.

Ahora nos explicaremos por qué Strabón deploraba ya la falta de puertos en Volterra (V, 2, 6), en Circeji (V, 3, 6) y en otros puntos de la costa occidental de Italia. En todo ese espacio hay una serie de pruebas directas que atestiguan que nada ha cambiado en el transcurso de los siglos (por ejemplo, el antiguo desagüe de Cosa); pero no se tiene prueba segura de modificación durante los tiempos históricos. Las ruinas romanas sumergidas que se encuentran en varios puntos delante de los cordones litorales no demuestran nada a ese respecto: son fundaciones establecidas en el mar para baños, desembarcaderos, etc.

Pero cuanto más claros parecen los testimonios de una larga estabi-

lidad en toda esa extensión de las costas, más interesante es examinar los fenómenos ocurridos en el templo de Serapis en Puzol, tan a menudo descritos.

SITUACIÓN DEL TEMPLO DE SERAPIS.—Muchos observadores, la mayoría de nuestros manuales y, sobre todo, los *Principles of Geology*, de Lyell, citan estos agujeros perforados por los moluscos litófagos y que ocupan una ancha faja horizontal en las columnas del templo de Serapis en Puzol, como indicio de levantamientos y descensos repetidos de la tierra firme. Sin embargo, Antonio Niccolini, que conocía más a fondo la cuestión y cuyas observaciones, recogidas en los mismos lugares, abarcaban varias décadas, nunca dejó de sostener en sus muchos escritos sobre el asunto que el continente permaneció siempre inmóvil, siendo el mar el que varió.

La importancia atribuida a ese fenómeno natural, las consecuencias de él deducidas y la extrema complicación de las circunstancias accesorias, nos obligan a examinarlo detenidamente. Con este propósito, trataré primero de la especial situación del templo de Serapis; luego pasaré revista a los documentos que conozco sobre la historia de aquellos parajes antes y después de la erupción del Monte Nuovo en 1538. La última parte de este capítulo concierne a las conclusiones teóricas ligadas a ese caso curioso ¹¹.

¹ Los Campos Flégreos no presentan la disposición radial característica de los volcanes de las Lipari. Todos los cráteres flégreos del continente, excepto el monte di Procida y las partes extremas del cabo Misena, pertenecen a una sola y grande masa montañosa cónica y achatada (I, lámina II), como lo dice muy acertadamente Roth y lo demuestra del modo más claro el mapa hipsométrico del Estado Mayor italiano ¹².

Al SE., en la ladera oriental del cabo del Posilipo, la orilla externa de este gran cono de toba se baña en el mar y forma acantilado. Esta ladera abrupta se prolonga por la Chiaia y por debajo del fuerte de San Telmo hasta la ciudad de Nápoles, y luego se suaviza al norte de esta ciudad. Hacia el norte, dicho borde externo se pierde gradualmente bajo la llanura en la región de Marano; al oeste se señala en las lagunas de Licola y de Fusaro; por la parte sur (hoy desecada) de la segunda, la Aqua Morte, se dirige al SE. hacia el Mare Morto de Misena una depresión que separa claramente el cono flégreo del monte di Procida. Esta depresión, que corre oblicuamente por la parte meridional del promontorio de Bayas, no carece de importancia. Por ambos lados las alturas se inclinan con pendiente suave; al NE. está el reborde del cono flégreo y al SO. la ladera del monte di Procida. Al mismo tiempo se ve que las dos líneas de alturas presentan como contraste un frente abrupto: la primera hacia el golfo de Puzol y la otra frente al mar. Hace tiempo que demostró Arcángel Scacchi, en su excelente descripción de aquella región, que el monte di Proci-

da, que caracteriza la existencia del leucitofiro, se debe considerar como un fragmento de la inmediata isla de Procida ¹³.

La parte sur del cono flégreo está bajo el mar, así es que no puede determinarse su diámetro de norte a sur; del este al oeste, desde la ciudad de Nápoles hasta las lagunas de Cumas, alcanza de 18 a 20 kilómetros.

Al este atraviesa dicho cono la gruta de Posilipo, donde se ven en la toba conchas marinas de especies actuales. Al norte hay una gran olla elíptica (*Maar*), encajada exactamente, como el lago Albano, en la masa de toba de los montes Albanos y con análogas dimensiones. Es el Piano di Quarto, cuya unida superficie mide 4,5 kilómetros por 2,4.

Al oeste se alza, en la ladera del cono, una pequeña masa de traquita, que forma el peñón de Cumas.

El cono flégreo se eleva en suave pendiente y está cortado hacia el interior por bruscas escarpas; pero no se trata de una curva única, como en el Somma, en el Vesubio; por el lado del Atrium se observan muchos hundimientos pequeños y sucesivos, separados unos de otros por espolones muchas veces considerados como otros tantos cráteres, aunque la mayoría, evidentemente, no son sino ollas de hundimiento. A consecuencia de esta disposición, la superficie del cono, que se eleva poco a poco hacia el interior, alcanza su mayor altitud donde más se acerca al centro, o sea en el extremo de los espolones que separan los hundimientos, lo que ocurre, por ejemplo, en el monasterio de los Camaldulas (455 metros) y en el monte Barbaro (329 metros), que me inclino a considerar también parte del cono flégreo exterior.

El borde interno de fractura comienza en el promontorio del Posilipo, cerca de la isla de Nisida, y desde allí se extiende hasta el primer circo de hundimiento en Fuorigrotta, a poca distancia al norte de la salida occidental del túnel. En seguida se encuentran las dos grandes ollas de Soccavo y de Pianura, separadas por el ya mencionado espolón de los Camaldulas; allí se presenta el «Piperno», interestratificado en el cono de toba. Más allá de la olla de Pianura hay un nuevo espolón, y luego se hallan varios segmentitos circulares que forman las laderas de la Montagna Spaccata; más lejos, la olla o cráter de Campiglione, el «Gaurus inanís», se encaja en el cono de toba, y, por último, se presentan el lago Averno y la bahía de Bayas, dispuesta en hemiciclo.

Así los rebordes de la región hundida forman una cadena que encierra una región interior, cuyo eje mayor, desde Fuorigrotta hasta las laderas que dominan el lago Lucrino, tiene 11,5 kilómetros de longitud ¹⁴.

Hacia el interior de este primer borde se alza por el lado oriental un segundo cono achatado, que desde el pie deprimidísimo de esta misma arista, frente a Nisida, Fuorigrotta, Soccavo y Pianura, sube suavemente hacia el centro (II, lámina II) y, a su vez, acaba de pronto en una segunda arista de análoga configuración; la mayor parte de esta segunda fractura

marginal, forma el perímetro circular del antiguo lago de Agnano; a cada lado, hacia el norte y hacia el sur hay, además, un hundimiento menor, y también en este caso los espolones situados al norte y al sur de la olla de Agnano (214 y 176 metros) son los puntos culminantes de la región. El espolón meridional lleva el gráfico nombre de monte Spina, y se distingue por sus particularísimas lavas. La región interna es, pues, mucho más estrecha y la distancia del monte Spina hasta las laderas que dominan el lago Lucrino sólo mide 7 kilómetros. En todo este espacio vemos primero una superficie casi llana (III *a*, lámina II), que corresponde al campo de escorias del interior de un gran cráter, y luego, por encima de esta llanura, se alzan los conos de cenizas de Astroni, Senga y Cigliano. Estos no han dado tampoco signo de actividad en los tiempos históricos (III *b*, lámina II).

Sólo hacia el sur y el oeste se alzan las señales más recientes de actividad eruptiva, o sea el cono de cenizas de la Solfatara que se cree que tuvo una erupción en 1198 (el hecho es, sin embargo, dudoso) y el Monte Nuovo, cono formado en 1538 (IV, lámina II). Las proximidades de estas colinas desde la Solfatara hasta Bayas abundan en manantiales calientes. Los romanos acostumbraban perforar grutas en la toba para formar estufas.

El templo de Serapis en Puzol ocupa el centro de este cráter, gradualmente estrechado, en este foco casi extinguido, entre la Solfatara y el Monte Nuovo. Su distancia al centro del cráter de la Solfatara es sólo de 1.500 metros y hasta el del Monte Nuovo 2.800.

Pueden compararse las ollas de hundimiento del cráter flégreo, tales como el lago Averno o la depresión de Agnano, a los hundimientos circulares de los bordes del cráter del Kilauea, el Keanakakoi y el Kilauea Iki, que describió Dana; estos accidentes presentan tal semejanza, que puede atribuirse su origen a una formación idéntica¹⁵. El borde superior de la caldera del Averno tiene un diámetro medio de unos 1.200 metros; el del Kilauea Iki mide de 850 a 900. Cabe preguntar si las grandes cavidades de las laderas, tales como el Piano di Quarto, resultarán del aflujo lateral de las lavas hacia la boca de erupción y del asiento consiguiente en la superficie. De todos modos, es preciso admitir que existe en profundidad un foco único para los volcanes del cono flégreo. En conjunto, se observa gran semejanza con el cono de los montes Albanos; puede creerse que los grandes *Maare* de Albano, de Nemi y de Ariccia se deben sólo a la caída de la capa exterior después de la salida de las lavas, sobre todo desde que Lucci demostró que estos circos son simples descensos, sin indicio de actividad eruptiva independiente. He visitado en tres ocasiones sus bordes, donde busqué en vano señales de erupción¹⁶.

Muy poco distinta es la formación de las ollas de Pianura, Soccavo, Agnano, etc., que sin duda pertenecieron al borde del cráter activo, pero sin corresponder a otras tantas bocas distintas. Palmieri nos enseña que

el Vesubio en 1779, y especialmente en 1872, se hundió, en cierto modo, sobre sí mismo después de la erupción: las paredes de la chimenea se hundieron en los vacíos producidos en profundidad ¹⁷; así se formaron alrededor del cráter grandes circos de hundimiento, ollas de menores dimensiones y fallas en escalera, tales como las que rodean el cráter del Kilauea.

En el golfo de Nápoles, lo mismo que en todas las costas de Italia, se ven abundantes señales de movimiento negativo. En Ischia, a orillas del Epomeo, los depósitos marinos del terciario reciente alcanzan más de 500 metros de altitud. Debe observarse que ya en 1849 se preguntaba Scac-

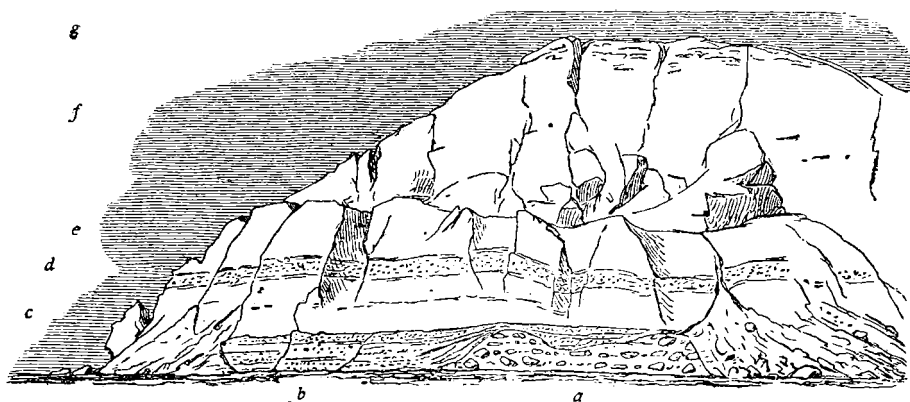


FIG. 39.—*Monte Olibano; lado del mar.*

a, aglomerado de piedra pómez; b, arena marina; c, d, e, masa de conglomerado basto de traquita y tierra roja; f, traquita compacta procedente de la Solfatara; g, erupciones recientes.

chi si el Epomeo habría sido levantado con sus depósitos marinos o, si más bien habría descendido toda la región de alrededor; dicho geólogo parecía inclinado a preferir la segunda hipótesis. Hace tiempo que se conoce en Capri la existencia de agujeros de folados a gran altura. En Anacapri observó Walther, hacia los 200 metros, litodomas en las líneas de costa, tal vez relacionados con las zonas de análogas perforaciones descritas por Verri y Meli en el valle del Tiber, más arriba de Roma, hacia los 276 y 268 metros y que corresponden por su edad, probablemente, al horizonte de las arenas amarillas marinas del monte Mario, cerca de Roma ¹⁸.

A menor altura sobre el mar no son escasos análogos vestigios. Stacchi describió una brecha dura, de trozos de piedra pómez y traquita asociados con conchas marinas, al SO. de Ischia, en la cumbre de un peñón de traquita que se alza hasta 10 metros en la Punta dell'Impera-

tore. A 8 metros y más abajo descubrió Walther, en el primero de los Faraglioni de Capri, litodomas y surcos excavados por las olas. Al pie del monte Olibano, que es una masa de traquita que avanza en el mar desde la Solfatara, podía verse en 1872 el siguiente corte: en la base y a la derecha una masa confusamente estratificada de bloques de piedra pómez blanco-amarillenta, y cuya superficie está irregularmente abarrancada (*a*, fig. 39); encima, como revestimiento que oculta las desigualdades, arenas oscuras marinas estratificadas con conchas frágiles hasta los 12 metros, próximamente (*b*); luego, un piso bastante grueso de grandes bloques traquíticos y de escorias (*c*, *e*) interrumpido por una capa roja (*d*); sobre esta capa yace la colada de traquita procedente de la Solfatara (*f*), y encima vense todavía cenizas, pómez y algunas escorias (*g*), tal vez producto de la erupción que sufrió la Solfatara en 1198 d. J.-C.⁴⁹ En la traquita practicaron los romanos un acueducto; por tanto, las arenas conchíferas son muy anteriores a la construcción del templo de Serapis; pero en la época de su depósito ya se había hundido el segundo cono flégreo (II, lámina II).

Stacchi considera más reciente que la brecha conchífera de la Punta dell'Imperatore, en Ischia, una masa de arena de pómez y de conchas que conserva sus colores y alcanza hasta 20 metros, que puede verse adherida al acantilado inferior y que representa una antigua costa, que se extiende entre Puzol y el Monte Nuovo a la misma altura que en Ischia. Es posible que las tempestades y pororocas sísmicas hayan contribuido a aumentar la altitud de estos bancos.

Estos ejemplos de movimiento negativo, que podrían repetirse indefinidamente, corresponden (tal vez con la única excepción del último) a los tiempos prehistóricos; se los debe referir a las abundantísimas señales de elevadas líneas de costa que tanto abundan en la cuenca del Mediterráneo desde Gibraltar hasta el istmo de Suez. Es necesario distinguir las claramente de las oscilaciones de Puzol, que pertenecen a la época histórica y cuya amplitud vertical es tan grande que, si el movimiento hubiese sido uniforme y general, se habrían experimentado también en las localidades próximas y habrían dejado algún eco en las tradiciones, lo que no ocurre.

Realmente, en las partes bajas de la ciudad de Nápoles se notan ciertas señales de un movimiento positivo posterior a la época romana; pero son poco terminantes los ejemplos invocados en apoyo de este hecho, tales como los baños a ras de la orilla en un suelo de aluviones sin consistencia cubierto por los escombros de la ciudad. Sólo después de entrar en el cráter flégreo se ven señales ciertas de oscilaciones ocurridas en los últimos veinte siglos. Primero en la mole de Nisida, que, según Niccolini, yace en parte sobre antiguas pilas, lo mismo que el «Puente de Calígula» en Puzol, y estas pilas debieron erigirse en una época en

que la línea de costa era más baja que ahora; debió ser en su origen un camino de comunicación; un pasaje que interrumpía el acantilado del Lazzaretto Vecchio y hoy transformado en canal por donde circulan las aguas marinas ²⁹.

En el interior del golfo las construcciones romanas llegan al mar en muchos sitios, y a veces quedan sumergidas. La larga hilera de pilas que restan del «Puente de Calígula» (que sin duda no es más que un antiguo edificio del puerto, y que avanza en el mar desde Puzol) demuestra que hoy es más alta la costa que cuando se construyeron dichas pilas; en efecto, la parte superior de las obras de fábrica y la base de las partes construídas de ladrillo están bajo el agua, así como el nacimiento de las bóvedas; además, se comprueba que muchas de estas pilas están perforadas por los litodoms y cubiertas de sérpulas hasta 3 metros sobre el mar. Ha habido, pues, en aquel punto verdaderas oscilaciones; el movimiento fué primero positivo y luego negativo; pero no es posible decidir si la sumersión actual de los apoyos de las bóvedas es consecuencia de una fase negativa inacabada o del principio de una positiva.

Las pilas sólo se hallan unos 700 metros del templo de Serapis.

Las ruinas de este templo quedan fuera de la ciudad de Puzol, hacia el NNO., en un llano bajo y estrecho: la *Starza*, que se extiende a lo largo del mar hasta el Monte Nuovo, y limitada del lado de tierra por el pequeño acantilado que antes mencionamos. Los sillares del templo se hallan algo más bajos que el nivel actual del agua. Tres grandes fustes de columnas se mantienen aún de pie, y los agujeros de los litodoms alcanzan en ellos hasta 5,3 metros. Del lado de tierra, detrás y pegado al templo, se encuentra el manantial termal de las Cantarelle.

Hacia el oeste del golfo de Puzol, más allá de Bayas, se alcanza la orilla del mar Tirreno, caracterizada por el largo y uniforme cordón de médanos que se extiende desde la ladera occidental del cabo Miseno hasta Gaeta, y cuya continuación hacia el norte sirve de cenefa a las lagunas Pontinas. Este largo lido separa del mar algunas albuferas, el lago del Fusaro o Acheróntico, el di Licola, el di Patria y otros varios. Strabón menciona el lago Acheróntico como «prolongación fangosa del mar»; unos cuarenta años después, Séneca se hizo llevar a la villa de Servilius Vacca (muy cerca del extremo sur del lago Acheróntico) por el lido de Cumas. «Semejante a un camino estrecho—dice Séneca—está el sendero encerrado entre el mar y el lago.» De las distintas descripciones de Strabón y de Séneca dedujo Niccolini que el lido se había formado en el corto espacio de cuatro décadas; pero tal suposición no está justificada por los textos; estos largos diques que edificaron el mar y las tempestades en el transcurso de los siglos no son sino continuación de los cordones litorales que hemos examinado desde la desembocadura del Arno hasta Gaeta; demuestran que en la región no se han producido movimientos

irregulares de grandes trozos de tierra firme desde época muy antigua.

EL TEMPLO DE SERAPIS HASTA 1538.—Retrocedamos doblando el cabo Misena.

Strabón llama ὁ κρατὶς a todo el litoral desde este promontorio hasta el de Atenea (Sorrento). Ya hemos visto que el golfo de Puzol es un cráter, en el sentido más estricto que atribuyen hoy los geólogos a esta palabra. En las floridas campiñas de Puteoli, de Bayas y de Misenum era donde se celebraban bajo el Imperio, y a expensas del mundo subyugado, las más suntuosas fiestas y allí, en el interior de los bordes fracturados del cono flégreo, no era metáfora, sino realidad, el «baile sobre un volcán». Allí escribió sus epístolas Cicerón; allí Octavio hizo penetrar el mar en el cráter avérnico, perforando el cordón de médanos, que represaba el lago Lucrino; estableció esclusas y creó el *Portus Julius*. Allí, en el corazón del volcán flégreo, entre Puteoli y Bayas, intentó Nerón ahogar a su madre a bordo de una traidora embarcación; desde allí se hizo a la vela Plinio el Viejo cuando, el año 79, se dirigía apresuradamente a observar la gran erupción del Vesubio. Los escritores romanos citan con frecuencia estos lugares; pero son escasos los datos que se refieren a la naturaleza y configuración de la costa.

Casi la única mención importante que debemos a la antigüedad se encuentra en la *Lex parietis faciundi*, de Puteoli, del año 105 a. J.-C., que trata de reparaciones en un muro que se encontraba más allá del camino, entre el templo y la playa. Esto demostraría que entonces la línea de costa era bastante más baja que hoy; pero debe preguntarse si el gran edificio cuyas ruinas vemos hoy y que, según las inscripciones, hicieron decorar con piedras de gran precio Séptimo Severo, primeramente, y luego Alejandro Severo, es en realidad el mismo a que se refiere la *Lex parietis faciundi*, tres siglos anterior a tales decorados; y, efectivamente, bajo el enlosado del gran templo que lleva estas inscripciones, se ha hallado a nivel inferior el de un edificio más antiguo. Pausanias (160-180 d. J.-C., VIII, 7, 3) dice que cerca de Dikaearcheia (Puteoli) surgían del mar manantiales calientes, y que por medio de diques se creó una isla artificial con objeto de captarlos.

El noble y espacioso edificio de cuyas ruinas nos ocupamos, seguramente no se construyó bajo el nivel del mar. Se encontraba en comunicación con un manantial termal, situado hacia tierra detrás del templo, por el cual corría el agua que servía para los baños. En los siglos siguientes adquirió gran fama con el nombre de la Cantarelle, y aún se conserva detrás del templo en su antigua situación.

Siguieron los tiempos de decadencia y devastación, y no encontramos ningún otro dato durante muchos siglos. Debo a la amabilidad del profesor von Eussaffia y a los estudios del doctor A. Goldmann los primeros datos que he conseguido. Se hallan, en efecto, en los documentos relati-

vos a las termas de Puzol que datan del siglo XVI, copia de una estrofa notable referente a las Cantarelle. Hela aquí:

Inter aquas pelagi fervens aqua manat: et ipsa
Ne fluat in pontum sectile claudit opus.
Cum mare fremescit: locus oppugnatur ab undis.

Cuando se compusieron estos versos el mar avanzaba, pues, en el interior hasta más allá del templo, y se había construído un muro para resguardar la fuente termal. Esos versos pertenecen a una oda bastante larga sobre los baños de Puteoli; se los atribuye a un viejo poeta, que se supone fué Eustacius de Matera. Pero Goldmann demuestra, por medio de un análisis profundo del epílogo y por diversas semejanzas, que el verdadero nombre del poeta es Petrus de Ebulo, que la obra fué dedicada al Emperador Federico II y que se compuso entre 1212 y 1220.

Así que desde el principio del siglo XIII la costa ocupaba nivel bastante elevado.

Luego nos faltan datos hasta mitad del siglo XV.

Jorio, en su Memoria capital sobre el templo de Serapis, presenta tres fragmentos de actas de los años 1441, 1491 y 1524, que se refieren a cambios de propiedades establecidas en el acantilado, hoy abandonado. Las parcelas de tierra se designan allí como «*justa litus maris*» o «*justa ripam*». De modo que en aquella época, lo mismo que en el siglo XIII, se hallaba la Starza bajo el agua.

Entonces, como hoy, quedaban en pie tres fustes de columnas del templo de Serapis, los cuales se hallaban sepultados, en gran parte de su altura, bajo los escombros del templo hundido; las olas bañarían, probablemente, las partes libres superiores de las columnas. Por esto escribió Villano en 1526, a propósito del manantial de las Cantarelle: «*È prima nello lito che da puzolo ua a trepergole che sta alo lito de lo mare doue stanno le colonne*».

Sin embargo, la acción de las olas se sentía más allá del templo, pues si no, Pedro Aretino no habría reproducido en 1507 los antiguos versos relativos a las Cantarelle en su opúsculo acerca de las curiosidades de Puteoli.

Según estos distintos testimonios, no es cierto que se carezca en absoluto de datos escritos respecto al nivel más alto de la orilla en Puzol; al contrario, no puede dudarse que durante el siglo XIII y el principio del XVI la Starza estuvo sumergida hasta la fuente termal, situada más allá del templo de Serapis. Además, es muy probable que el movimiento positivo se efectuase lentamente durante siglos anteriores; yo al menos ignoro si algún escritor de esta época menciona dicho cambio.

Además, según un documento conservado en los archivos episcopales

de Puzol, dijo Jorio que el 6 de octubre de 1503 el Rey y la Reina donaron al Municipio de dicho pueblo un terreno «*che va seccando il mare in torno la terra*»; igualmente el Rey Fernando concedió a la villa, el 23 de mayo de 1511, «*quoddam Demaniale territorium mare desiccatum circa praefatam Civitatem Puteolorum in continentiis eiusdem situatum*». De estos datos deduce Niccolini que el movimiento positivo debió comenzar con el siglo XVI; pero esta conclusión puede muy bien apoyarse en un error. Cumas, destruida varias veces durante la Edad Media, llegó a ser sólo refugio de bandoleros, hasta que, por fin, en 1207, según parece, los napolitanos decidieron arrasar por completo la ciudad; así lo realizaron, y desde entonces la Civitas Puteolana adquirió extensión y cubrió la zona desierta de Cumas hasta la costa occidental. De este modo se explica, por ejemplo, que un diploma de Federico, fechado en 1489, diga «*In toto littore, seu maritima dictae Civitatis Puteolorum usque ad flumen Patriae*». Ahora bien: el Flumen Patriae está bastante más al norte del lago di Lipola; las donaciones de 1503 y 1511 no conciernen, probablemente, en nada a las zonas situadas en el interior del golfo de Puzol, sino a los extensos aluviones de la costa oeste en el antiguo territorio de Cumas; y así se desvanece toda base para suponer un movimiento negativo en aquella época.

LA ERUPCIÓN DE 1538.—Ya hemos llegado a un acontecimiento decisivo: la formación del Monte Nuovo, ocurrida en los últimos días de septiembre de 1538. Respecto a este acontecimiento, existen cuatro relatos contemporáneos.

Se debe el primero al sabio médico y naturalista *Simón Porzio*, que desempeñaba entonces la cátedra de Filosofía en la Universidad de Nápoles; parece que escribió a instigación del virrey Pedro de Toledo, con el designio particular de poner término, por medio de un cuadro exacto del fenómeno considerado como acontecimiento natural, a las fantasías insensatas que la imaginación sobreexcitada y la superstición produjeron en el ánimo del vulgo.

El segundo relato es obra de *Marco Antonio Delli Falconi*, entonces al servicio de Bernardo Tasso (padre del grande e infortunado poeta) en la corte de Salerno. Tasso durante un viaje atravesó Roma sin ir a saludar al Papa Pablo III, y envió a Falconi con una carta de excusa. Al pasar éste por Puzol fué testigo ocular de la erupción.

El tercer relato es una carta de *Francisco del Nero* que representaba entonces a Nápoles en la corte de Toscana.

El último está contenido en un largo poema de *Girolano Borgia*, soldado, poeta y luego obispo de Massalubrense; la dedicó con aquella ocasión al Papa Pablo III. Dicho poema es un cuadro muy brillante, pero no puede servirnos ahora.

No puede determinarse cuando llegó al terreno Simón Porzio; pero el

modo con que habla de los fugitivos esparcidos por el camino hace creer que se apresuró a acudir por la mañana temprano, ya que la erupción se produjo entre una y dos de la madrugada. Conocemos este detalle por Delli Falconi, que cuenta que el mismo Virrey llegó con numerosa compañía. Al cuarto día, cuando se renovó la erupción, Falconi estaba a bordo de un buque en el golfo de Puzol, adonde no debió llegar Del Nero hasta algunos días después.

He aquí lo que se desprende de tales relatos:

Ya en 1488 (¿1458?) se había producido en aquella región un fuerte terremoto que costó la vida a mucha gente. A principios del siglo XVI se multiplicaron las sacudidas, y en 1537 y 1538 fueron cada vez más frecuentes y violentas. El 27 y 28 de septiembre de 1538 se seguían sin interrupción. Entonces—dice Porzio—el mar retrocedió unos 200 pasos y brotaron manantiales de agua dulce. Luego, pareció como que la faja de terreno que se extiende al pie del monte Barbaro, hacia el lago Averno, se levantaba de pronto y tomaba forma de montaña, que crecía con rapidez; a la noche siguiente esta masa de tierra (*terrae cumulos*) comenzó a vomitar con estruendo, como una garganta abierta, grandes masas de fuego, de pómez, de piedras y cenizas, de tal modo, que todo el país a la redonda se halló cubierto de ello. Falconi nada dice de tal levantamiento del suelo; según su relato, el mar retrocedió; surgieron manantiales calientes y fríos, y sobre el Sudatojo (a la orilla del mar) aparecieron llamas, que se movían hacia Tripergole, donde quedaron detenidas en un vallecillo, entre el monte Barbaro y la colina «del Pericolo», que era por donde solía irse para llegar al lago Averno. Cerca de los baños el fuego alcanzó pronto tal violencia, que aquella misma noche se agrietó la tierra, y surgieron allí con abundancia masas de ceniza y de pómez, mezcladas con agua, que cubrieron todo el país. El cráter exhaló nubes negras y opacas y otras de blancura deslumbrante; dos días y dos noches continuó la erupción, y así se formó el Monte Nuovo en el emplazamiento de Tripergole. El mar, cubierto de pómez, parecía un campo labrado; hubo cenizas que llegaron hasta Calabria. El jueves 3 de octubre recomenzó la erupción; el 4 se podía andar por la nueva montaña y mirar al interior del cráter; però el domingo 6 de octubre esta temeridad costó la vida a muchas personas, a causa de haberse producido de repente una nueva erupción.

Como ya he dicho, el mar se retiró en una anchura de doscientos pasos. «De pronto—dice Porzio—el mar retrocedió, evidentemente por esta sola razón: los vapores que buscaban salida desecaron la tierra, que, encontrándose súbitamente alterada, absorbió el agua por sus fisuras, de donde resulta que la parte de tierra antes cubierta por el mar quedó en seco y que la costa se levantó a causa de la acumulación de las cenizas y proyecciones volcánicas.» Así, pues, no debió haber levantamiento, sino sólo desecamiento, y luego aterramiento de la parte que quedó en seco

bajo una masa de escombros. Sin embargo, según Falconi, el desecamiento debió producirse diez horas antes de la erupción, y el examen de un imperfecto dibujo de la época, juntamente con la relación de Falconi (fig. 40), demuestra con la mayor claridad que hubo gran remoción



**SOTTO IL MONTE NUOVO STA IL CASTELLO ET ALTRI
EDIFICI DI TREPERGOLE IL LAGO AVERNO
STADIETRO AL PREDETTO MONTE ET
PARTE DEL MONTICELLO DEL PE
RICOLO E RIMASTA SOTTO LA
FALDE DEL MEDESMO**

FIG. 40.—*La erupción volcánica de Monte Nuovo y la playa abandonada por el mar.*
Copia de la figura en «Dell incendio di Pozzuolo, Marco Antonio delli Falconi all' Illustrissima Marchesa della Padula nel MDXXXVIII».

negativa y permanente de la línea de costa. Dicho grabado lleva debajo del Monte Nuovo, en dirección a Puzol, y justamente en el emplazamiento del acantilado que se alza detrás de la Starza, las palabras: «*Germine del Mare de prima*», con un barco encallado en tierra. La extrema rareza de este relato, que, en general, sólo se conoce por una edición sin figuras, debida a Giustiniani, en 1817, motivó que permaneciera en olvido este dibujo tan notable.

Es imposible que un cambio tal en el aspecto de la costa no produjese profunda impresión en todos los espíritus reflexivos. *Ferrante Loffredo*, marqués de Trevico, que se hallaba en Puzol durante el invierno de 1569, con objeto de mejorar su salud, empleó su forzado ocio en describir la ciudad. Pinta las ruinas; menciona la antigua playa de la Starza, «muy cerca de la cual—dice—el mar llegaba aún hace cincuenta años»; según él, los griegos no debieron ser arrojados de Paleópolis (la ciudad que precedió a Nápoles) por la subida del mar; en Bayas el nivel del mar era más elevado que en tiempo de los romanos, pues se veían ruinas bajo el agua, etc. Además, Loffredo cita tres columnas que estaban aún en pie detrás del jardín de Gerónimo di Sangro; debe suponerse—dice—que estas columnas pertenecieron al pórtico del templo de Neptuno, y que cayeron de la altura donde éste se levanta, «porque no se encuentra en los alrededores vestigios de construcción digna de ellas». De manera que en 1569 el templo se hallaba enterrado; tampoco menciona Loffredo el manantial situado detrás: las Cantarelle.

Esas termas quedaron enterradas tras la erupción de 1538; en el espanto universal y ruina subsiguientes se descuidó la protección o rebusca del célebre manantial, como hizo notar, con sentimiento, *Capacio* en 1604. Hasta bastante más tarde, en 1738, no se las volvió a encontrar por casualidad al hacer las fundaciones de un edificio a gran profundidad en el suelo.

ESCOMBRA DEL TEMPLO Y SU ESTADO ACTUAL.—En 1750 se hizo una trinchera en la masa de escombros que rodeaba a las tres columnas buscando hermosos mármoles para ornamento de los palacios de Caseta. Me guiaré principalmente por lo que dice de Jorio.

Cerca de las tres columnas que aún estaban de pie se encontró, bastante por encima de la cimentación del templo, la parte superior del fuste de una cuarta columna, semejante a las otras; pero mientras que las que habían permanecido verticales presentaban una faja de agujeros de litodomas, aquel fragmento, excepto la parte inferior enterrada en los escombros, estaba completamente acribillada de esos agujeros, aun en sus caras transversales; este resto se encontraba, pues, en estado de fragmento bajo los escombros sumergidos, y demuestra que todas esas perforaciones ocurrieron *in situ*, y que cuando el mar avanzó hasta aquel nivel el templo estaba ya sepultado bajo un gran espesor de escombros. Posteriores trabajos dejaron al descubierto un edificio rectangular de 63 metros de largo por 50 de ancho, uno de cuyos costados menores daba frente al mar, así como su entrada principal, mientras que la otra daba frente a tierra y presentaba en el centro una *cella* dispuesta en hemiciclo y delante de la que se alzaban las cuatro grandes columnas mencionadas. Esta construcción rectangular que contenía varias salas, encerraba un patio en cuyo centro se alzaba un edificio independiente, circular y sostenido por columnas.

En el lado mayor oriental había dos entradas laterales tapiadas. La estatua de Serapis estaba fuera de su sitio y colocada en un rincón, lo mismo que varias sepulturas. En algunas salas se encontraron juntos estatuas y pedazos de ellas, de los cuales seguramente no todos pertenecieron en un principio al templo; dos o tres de estos fragmentos tenían señales de la acción de las aguas y parecían haber sido llevados al edificio desde un punto próximo de la costa. De estos datos deduce Joriò con razón, que no fué ni terremoto, ni incendio, ni invasión enemiga lo que puso fuera de servicio este gran templo, sino las severas prohibiciones que lanzaron Teodosio y sus sucesores contra el culto de Serapis. Así, pues, cuando en los siglos V y VI llegaron a Puzol los ejércitos de Alarico, luego los de Genserico y, por fin, los de Totila, el templo estaba ya, sin duda, abandonado; sin embargo, hay muchos indicios que demuestran que más tarde se hicieron tentativas a fin de disponer algunas de sus partes para la celebración de un rito, por medio de muros y de trabajos diversos.

La fuente termal se encontraba detrás de la cella y el agua iba por canales al interior del templo; uno, de un metro de profundidad y 0,50 de ancho, la conducía al mar, que penetra hoy por él en el templo. Bajo los cimientos descubrió Niccolini otra segunda cimentación, más hábilmente construida y un segundo sistema de canales, perteneciente todo a un edificio más antiguo, situado a nivel inferior, y que indica que durante la época romana se debió producir en la costa un movimiento positivo de 1 ó 2 metros de amplitud. Babbaje, tan perspicaz por lo común, supuso, contra la opinión de Niccolini, que sólo se trataba del desagüe de un baño; pero esto no es sostenible. En varias salas se descubren incrustaciones calizas de color oscuro, en fajas horizontales, que pueden tener hasta un metro de altura; pero este depósito indica sólo que antes de la sumersión, y cuando el templo estaba enterrado, quedaban entre los escombros cavidades donde podía acumularse el agua termal y la de lluvia. Hay una circunstancia más importante, que menciona Jorio, y es que en los escombros de la cella había perforada una tumba romana de la baja época, lo que prueba la rapidez con que se produjo la ruina del edificio.

Sobre los restos de los muros se extiende una capa de toba caliza, cuyo límite inferior sigue las irregularidades de la superficie de estos escombros, mientras que el superior es horizontal y, según Babbaje, se encuentra en la costa a $2\frac{1}{4}$ metros, próximamente; añade que tal depósito es idéntico al de la *Piscina Mirabilis*. Estas incrustaciones superiores, que cubren parte de las columnas, han sido estudiadas al microscopio por Ehrenberg, que ha reconocido en ellas una formación de agua dulce. No puede dudarse que en otra época persistió durante mucho tiempo un depósito de agua de lluvia o manantial en las depresiones de la superficie de los escombros o gracias al represamiento que formaba la fábrica del gran rectángulo de piedra. Esta es la última formación anterior a la invasión

del mar; pero me parece que, salvo el antiguo cimentado inferior, no existen hasta ahora puntos de referencia cronológicos ni señales que puedan interpretarse sino como consecuencias naturales de la destrucción del templo ⁴⁰.

La invasión del mar se produjo gradualmente. Las ruinas de los muros de ladrillo que constituían el rectángulo son más bajas del lado del mar que del de tierra, a causa de la acción de las olas, como observa, con razón, Jorio. Entonces se depositó arena que contenía conchas marinas que hoy se encuentra en los jardines próximos; hacia el mar está algo más baja.

Por aquella época se elevó detrás de las tres columnas que se hallan actualmente de pie, al este y algo a un lado de la cella, un muro de defensa contra el mar, formado de ladrillos y antiguos restos y destinado, sin duda, a proteger el manantial, que se encontraba detrás. Este muro formaba talud hacia el mar, pasaba oblicuamente por encima de tres salas del antiguo templo (entonces ya en ruinas), y su base estaba a 2 metros o 2,60 sobre los cimientos de estas salas ⁴¹. Es, indudablemente, la *opus sectile* que mencionó Pedro de Ebulo en el siglo XIII, y que servía de protección al manantial termal; se comprende así el sentido de este pasaje: «*Cum mare fremescit: locus oppugnatur ab undis*».

Entonces perforaron los litodomas sus agujeros en las columnas. Éstas y los muros quedaron protegidos de su acción y, en general, de todas las influencias del mar hasta la altura adonde llegaban los escombros. En abril de 1872 y en agosto de 1878 llegué a aquellos lugares, y siempre hallé sumergido el zócalo de las tres columnas erguidas. En la época de mi segunda visita la profundidad del agua era de 0,653 metros. La columna que examiné con mayor cuidado está pulimentada y bien conservada en 1,71 metros en su parte inferior; luego hay una faja de toba caliza que sólo tiene 7 centímetros, y que, sin duda, se formó encima del antiguo revestimiento de escombros, o sea a 2,433 metros sobre el piso. A este nivel ha permanecido intacto el diámetro del fuste; pero por encima de las incrustaciones calizas se observa una zona, rugosa, algo descascarillada y corroída, cuya anchura varía de 0,53 a 0,65 metros, y que presenta hacia la parte alta filas de agujeros de *Vioa*, y, por fin, la zona de los litodomas muy corroída y en donde se acentúa la disminución del diámetro de columna; su espesor varía de modo que compensa las desigualdades de la zona anterior, de 3,02 a 2,60 metros. Así, pues, en agosto de 1878 el límite superior de estos agujeros se hallaba entre 5,33 y 5,03 metros sobre el nivel de las aguas en el templo y de 5,983 a 5,683 sobre el enlosado del mismo.

Sobre los agujeros hay una faja rugosa, poco ancha; por fin, la parte superior del fuste ha sufrido mucho la intemperie, y parece que nunca estuvo sumergida ⁴².

Sobre la capa marina se ha depositado otra de restos, que, sin duda,

proviene en gran parte de la erupción de 1538; después de este acontecimiento, transcurrieron más de dos siglos antes de que se limpiasen las ruinas. La circunstancia de que las cenizas cubran la arena marina demuestra que la fase positiva es anterior a 1538.

Nada se sabe con certeza acerca de si hoy se producen oscilaciones. Niccolini reunió una serie de medidas de los niveles de mínima para el periodo de 1822 a 1838, de la que deduce un ascenso continuo del mar, y, en cambio, Smith deduce un descenso de la tierra. En 1862 prevenía Mallet contra ciertas causas de error; Guiscardí afirma que en el puente de Calígula se encontró una antigua argolla de amarrar buques, a 2,037 metros sobre la marea baja, el 12 de junio de 1840, y a 2,386 metros el 9 de junio de 1865, de donde dedujo un desplazamiento de más 0,349 metros en veinticinco años ⁴³.

VARIAS EXPLICACIONES.—Los primeros observadores que, después de la escombra del templo, pudieron examinar con atención los orificios de los litodomos, apreciaron en seguida la dificultad del problema. Ya fuesen del país o ya procediesen del extranjero, como Nixón en 1757 y Ferber en 1772, la mayoría de los que visitaron las ruinas se limitaron a citar lo raro del fenómeno o no expresaron sus conjeturas sino con grandísima reserva ⁴⁴.

Primero se supuso una oscilación transitoria del nivel del mar; singularmente el sabio geólogo *Scipión Breislak* indicó, hacia el fin del siglo último, que había que admitir una «marea» de 5 metros que perdurase varios años; después que se le objetó la imposibilidad de una marea de tan largo período, abandonó esa hipótesis y en la edición francesa de sus *Viajes por Campania*, que publicó Pommereuil en 1801, confesó que aún no había encontrado explicación satisfactoria; pero parecía inclinarse a la hipótesis de que la tierra había sufrido primero un levantamiento y luego un descenso (II, pág. 14) ⁴⁵.

En vista de esta teoría se formó otra en seguida; se creyó que después de la destrucción del templo quedaron los escombros de modo que circunscribieron una depresión en forma de olla; el rectángulo de ladrillo que rodeaba el gran patio podía, efectivamente, favorecer tal disposición. Si durante las tempestades o durante el paso de una onda sísmica pasaban las olas por encima de las ruinas, habría podido subsistir en los escombros un depósito lleno de agua salada en que vivieran los litodomos sobre el nivel del mar. En esta forma enunciaron su explicación *Pini* y *Goethe*. Brocchi adoptó un término medio. Según él, el mar estuvo en otro tiempo más cerca de las ruinas y el resto se debió al relleno de la cuenca formada por los escombros ⁴⁶.

Más tarde se consideraron las columnas de Puzol como ejemplo típico de repetidas oscilaciones de la tierra firme, cuando parecía triunfar la teoría del levantamiento, a causa, sobre todo, de las observaciones he-

chas en Suecia; pero es significativo el que en 1829 *James D. Forbes*, después de minucioso examen del asunto, se preguntase si no se produciría simultáneamente con las oscilaciones locales de la tierra firme un cambio general en la altura del nivel del Mediterráneo ⁴⁷.

En la exposición de Forbes se nota cierta tendencia a considerar rápidos los movimientos locales y lentos los generales. Hacia la misma época se esforzaba *Capocci* en suministrar la prueba de que la última fase de emersión fué rápida y que ocurrió en 1538, durante la erupción. A este propósito Capocci se apoyaba en muchos de los relatos de que hemos hablado y entendía que el movimiento fué una elevación ⁴⁸. *Babbage*, cuyas precisas observaciones ya hemos mencionado varias veces, admite que los levantamientos y descensos del suelo proceden del aumento o disminución de la temperatura terrestre en el punto considerado.

Pero nadie podía juzgar el asunto con mayor conocimiento de causa que *Niccolini*, que empezó en 1808 sus investigaciones acerca de Puzol y cuyas publicaciones aparecieron de 1828 a 1845 ⁴⁹; este autor tenía la convicción de que la tierra firme permaneció inmóvil y el que cambió fué el nivel del mar. He aquí las principales razones en que se apoyaba:

a. Todo alrededor de Italia se ven señales de cambios importantes y uniformes de la misma naturaleza.

b. Desde la época romana hasta nuestros días subsisten muchas fuentes termales y no sólo la del templo de Serapis; tales son, entre otras, la de los baños de Nerón; cerca de Gaeta corre aún hoy una fuente fría, cuya apertura fué arreglada por los griegos. Un movimiento del suelo forzosamente hubiera hecho desaparecer esos manantiales.

c. Desde la época romana subsisten también muchos túneles, tales como el que desde el lago Averno se dirige a Cumas, y la gruta del Posilipo, en la que el sol poniente envía en toda su longitud sus rayos dos veces al año.

d. Sólo al pie del Monte Nuovo se encuentran todavía de pie las ruinas del templo de Apolo.

e. La frecuencia de los movimientos comprobados impide que se los atribuya a la tierra firme.

También se debe advertir, en honor de Niccolini, que éste distinguía con mucha precisión los levantamientos de las montañas, caracterizados por la inclinación de las capas, de los del mar, que dejan como señal líneas de costa horizontales; además, había reconocido muy bien la compensación de los movimientos positivos y negativos, y creía imposible que los diversos compartimientos de la corteza terrestre, tan heterogénea, hubiesen sufrido de modo uniforme por esos movimientos.

El cuadro «metro-crónológico» que imaginó Niccolini para el templo de Serapis comprende tres fases:

1. Una fase positiva desde las construcciones marítimas más bajas del

puerto de Nisida (200 a. J.-C.), a -6 metros, hasta las señales de litodermos en las columnas a $+5,8$ metros. El máximo y el fin de esta fase corresponde, según este cuadro, al tránsito de los siglos IX al X.

2. Una fase negativa, que cree demostrada Niccolini por las fundaciones de dos iglesias ribereñas, que desciende hasta -1 metro, y deducida de actas de donación fechadas en 1503 y 1511, que citan espacios recobrados del mar en el territorio de Puzol.

3. Una nueva fase positiva que se inició hacia 1511 y que aún dura.

A este cuadro intentaré referir los resultados de mis propios estudios. Niccolini entendió mal las actas de 1503 a 1511 y no apreció toda la importancia del acontecimiento de 1538, en el que sólo ve el retroceso del mar producido por la acumulación de las proyecciones volcánicas (como indica Porzio), cuando lo que se produjo en realidad fué un verdadero cambio de altura de costas. Según los versos de Pedro de Ebulo y según los testimonios posteriores, se puede creer con fundamento también que en el siglo XIII y al principio del XVI estaba alta la orilla. En suma, he aquí lo que se halla:

En la antigüedad solo se conocen señales positivas, como nos lo han demostrado las fundaciones del puerto de Nisida, el puente de Calígula, la *Lex parietis faciundi* y el doble *entlosado* del templo de Serapis; no es imposible que este movimiento positivo continuase lentamente a través de los tiempos hasta los siglos XIII, XIV y XV y principios del XVI; en aquella época la orilla estaba a $+5,8$ metros y el mar llegaba hasta la fuente termal y se perforaban los agujeros que se ven en las columnas del templo y en las pilas del puente de Calígula. De súbito se produjo el 28 de septiembre de 1538 un brusco movimiento negativo; el mar abandonó la Starza y la masa de escombros del templo, al mismo tiempo que la ceniza enterró el manantial. ¿Cuál fué la amplitud de este movimiento negativo? Esto es lo que no se sabe, y también se ignora si le siguió en seguida un movimiento positivo. Se cree que actualmente se realiza uno de esta índole.

De esto resulta que no merecen igual crédito todas las oscilaciones múltiples que admite Niccolini. *Sólo se ha comprobado allí con seguridad un movimiento positivo, que, probablemente, continuó por espacio de muchos siglos, y una fase de alto nivel desde el siglo XIII hasta 1538; luego un brusco movimiento negativo, durante la erupción de 1538 o poco antes.* El resto no creo que esté probado. Además, *esos movimientos se limitaron al cráter flégreo*, y los puntos de comparación que se han buscado hasta más allá de Nisida son de época antiquísima.

Se trata de un fenómeno local en el centro del cráter, que no presenta analogía con las anomalísimas oscilaciones de las líneas de costa de que hemos tratado hasta ahora. La mayoría de los argumentos contra la teoría

de la elevación, que con tanta perspicacia y valentía sostuvo Niccolini, no pueden aplicarse en el caso.

En cambio, hay que reconocer el valor de otro argumento de dicho autor: la conservación de muchos manantiales calientes desde la época romana. Es ciertísimo que hoy, lo mismo que hace dos mil años, sigue corriendo un manantial caliente por detrás de la cella del templo; sin embargo, ese punto preciso del suelo debió, en el transcurso de los siglos, bajar primero lentamente unos 7 metros, desde la construcción del primer enlosado hasta 1538; en esta fecha debió elevarse con rapidez, de tal modo que se notase el movimiento en unas cuantas horas; acaso se produjese el desplazamiento total de 5,8 metros en ese corto intervalo. Ese descenso y levantamiento debieron tener, sin embargo, tan escasa influencia sobre la contextura interior del suelo, que el manantial fluye aún; y este manantial existía cuando estaba baja la orilla, en la época en que los romanos construyeron el templo; existía cuando la orilla estaba alta, y hubo que protegerlo con un muro contra la fuerza de las olas; después quedó sepultado y se lo volvió a encontrar en 1735. Es difícil explicar tal persistencia si no se tratara de un suelo estable.

Así los hechos nos ofrecen un extraño enigma: por una parte, resalta el carácter local y claramente circunscrito de los cambios comprobados en Puzol; por otra, la conservación de los manantiales y la permanencia de muchos rasgos de la configuración del suelo nos apartan de la creencia de que éste descendiese poco a poco, se levantase luego de repente y tal vez descienda de nuevo ahora.

El 8 de diciembre de 1861 comenzó una erupción del Vesubio muy interesante por varias razones. He aquí lo que puede deducirse del relato que de ella dió Palmieri ⁵⁰:

Desde el 5 de diciembre se registraron en el aparato magnético de Lamont, establecido en el Observatorio, fuertes oscilaciones verticales que fueron aumentando en intensidad; la tierra tembló, y el 5 de diciembre, a las tres de la tarde, se abrió una gran grieta, de donde salieron lavas ricas en piroxeno, en la ladera SO. de la montaña, a 290 metros de altitud, por el lado de Torre del Greco. Hacia las once de la noche disminuyó la actividad del foco; pero el 9 de diciembre, por la mañana, se produjo una recrudescencia temporal y el cráter principal del Vesubio comenzó sus proyecciones. Las grietas se alargaron por Torre del Greco hasta el mar; en algunos sitios sus paredes se separaron lateralmente; cortaban la corriente de lava de 1794 y se hundieron muchas casas. El 10 se observó un aumento extraordinario de caudal en las fuentes públicas de Torre del Greco y el agua estaba muy cargada de ácido carbónico que brotaba del suelo con tanta violencia, que levantaba las pesadas losas del pavimento de las calles. Aumentó el caudal de una fuentecilla situada en la orilla del mar; en el mismo mar se veía una ancha zona en que las olas

estaban violentamente agitadas, y más tarde se comprobó que esa ebullición se debía al desprendimiento de hidrógeno carbonado. En la playa, por debajo de Torre del Greco, se observó *que el nivel del mar estaba 1,12 metros más bajo que una línea de algas y conchas que indicaban la anterior posición de la orilla*. De todo esto deduce Palmieri que el suelo sufrió una elevación que debió ser la causa principal del ensanchamiento de las grietas en Torre del Greco; si la parte de la ciudad construída sobre las antiguas lavas sufrió más, fué por que la roca, al bombarsearse, se rompió.

Aún duraba la erupción en el cráter principal, cuando en la nueva grieta se habían vaciado las bocas más altas hasta gran profundidad, a pesar de la corta duración de la emisión.

De algunos relatos podría deducirse que en erupciones anteriores, sobre todo en 1631, la *tierra se levantó también y después descendió de nuevo*. En 1861 el movimiento negativo no llegó siquiera a Granatello, a 4 kilómetros al NO., y en Torre Bassano, a 2,25 kilómetros al SE., no alcanzó más que 0,30 metros. Se escogió, pues, en Granatello un punto fijo y el 31 de diciembre se instaló una mira en un islote entre este punto y otro de referencia, bien visible, situado en la orilla levantada de Torre del Greco. El 21 de enero el punto de referencia estaba ya 0,064 metros más bajo; el 19 de febrero, 0,136 más bajo todavía; el 8 de marzo, a la misma altura, pero hasta el 31 de marzo bajó aún 0,041 metros, o sea en total, desde el 31 de diciembre, 0,241 metros. Al mismo tiempo comenzó a notarse en la playa calor extraordinario; algunos manantiales alcanzaron a fin de enero 47° de temperatura. Las bocas formadas el 8 de diciembre estaban cerradas hacía tiempo; pero la temperatura aumentaba sin cesar en Torre del Greco y en la playa, hasta que el 2 de marzo una larga extensión de terreno llegó a los 30° y comenzó a humear: Palmieri conjeturó la existencia de lava líquida a menos de 500 metros de profundidad debajo de Torre del Greco, donde se esperaba la formación de una nueva boca eruptiva. Al mismo tiempo el aparato de nivelación reveló un movimiento positivo continuo (aunque interrumpido a principios de marzo), que correspondía, por lo tanto, al descenso del suelo.

A la erupción de *Tanna*, la más meridional de las Nuevas Hébridas, en 10 de enero de 1878 acompañó un movimiento negativo, cuya amplitud exacta, de unos 3 metros, no se puede determinar por los datos recogidos; también ignoro si hubo en seguida recurrencia positiva ⁵¹.

Estos casos, y sobre todo el del Monte Nuovo en 1538 y el del Vesuvio en 1861, nos muestran cambios positivos lentos y cambios negativos bruscos; todas las circunstancias podrían explicarse de modo muy satisfactorio por la disminución de la atracción, consecuencia de la erupción, pero el cálculo no confirma tal hipótesis.

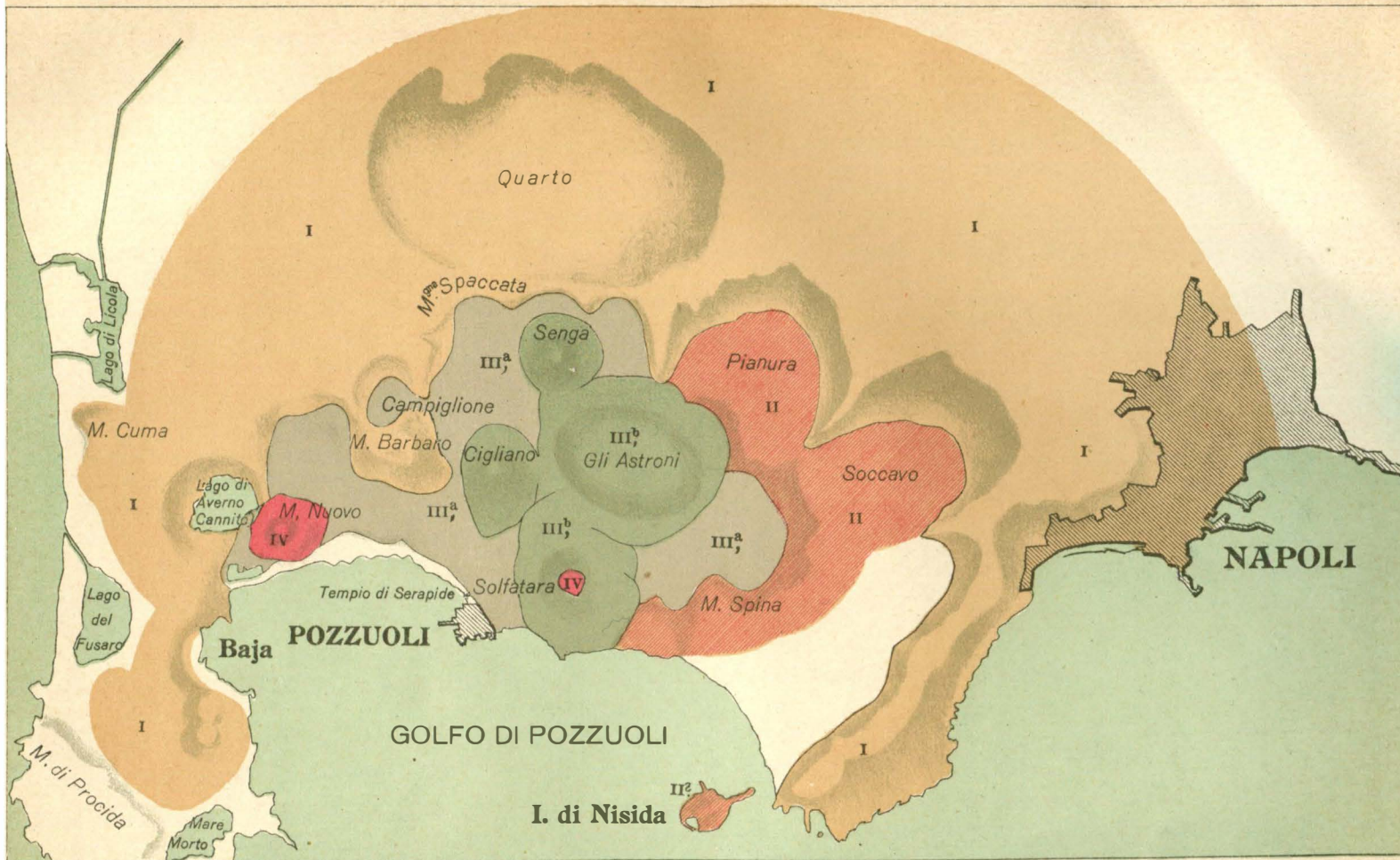
En 1845 publicó Bruchhausen una Memoria, en la que atribuía a la

atracción de las masas de hielo el levantamiento de la superficie de los mares en las épocas de las grandes acumulaciones glaciales; Penck asegura que en 1846 el autor presentó a Humboldt, como suplemento a dicha Memoria, un trabajo manuscrito, en el que sostenía que, a causa de la actividad volcánica, podía modificarse la atracción terrestre y, por tanto, el nivel del mar ⁵². Verbeck valora el volumen de las materias que arrojó el Krakatoa en agosto de 1836 en 16 kilómetros cúbicos, con un peso de 36×10^{12} kilogramos. Las valoraciones de Junghuhn para la erupción del Tambora en 1815 son aún más elevadas ⁵³. Después de la erupción del Monte Nuovo escribía Francisco del Nero: «Lo que no puede concebir de ningún modo mi cerebro es la enorme masa de materiales que han salido de ese abismo..... ¡Quiera Dios que la cavidad subterránea no se extienda hasta debajo de Nápoles!» ⁵⁴ Y, sin embargo, según los cálculos de nuestros físicos, esas masas extraordinarias no bastan para explicar los movimientos negativos comprobados.

Thomson y Tait han calculado que para producir en el Océano una depresión de un metro habría que admitir la formación de una cavidad esférica subterránea de 3.000 a 4.000. Drygalski aplicó este cálculo al caso del templo de Serapis, pero suponiendo que el centro del vacío estuviese debajo del Vesubio ⁵⁵. El doctor Margules ha tenido la amabilidad de encargarse, a instancias mías, de una serie de cálculos de esa especie, y llegó a resultados análogos a los de sus predecesores. Según estos cálculos, se ve que, basándose por lo pronto en las cifras de Thomson y Tait, hay que admitir, para un descenso marino de un metro, uno de 190 kilómetros cúbicos bajo la superficie. Si se imagina una cavidad hemisférica, su volumen llegaría a 147 kilómetros cúbicos; admitiendo otras condiciones más favorables, el volumen menor no baja de 104 kilómetros cúbicos. Así, pues, todas estas cifras sobrepujan con mucho las mayores valoraciones de las emisiones volcánicas más grandes. Pero en el Monte Nuovo no se trata de movimiento negativo de un metro, sino de 5 ó 6.

Procede, pues, preguntar si no convendría volver a la antigua hipótesis de Babbage, que atribuía la hinchazón local de la corteza al recalentamiento. Parece que Palmieri considera la tensión de los vapores como una de las causas de la intumescencia, a la vez que este recalentamiento.

Cualquiera que sea la verdadera explicación, los movimientos que dejaron sus huellas en las columnas del templo de Serapis difieren por completo de los del mar Báltico, que suelen citarse, juntamente con los primeros, en los manuales como pruebas en apoyo de la teoría del levantamiento; se distinguen de ellos, en primer lugar, por su extremada localización y también por el carácter brusco e intermitente de la fase negativa. Estos movimientos tienen tan poca relación con las supuestas oscilaciones generales y seculares de los continentes como las fluctuaciones de un mar



Representación diagramática de las sucesivas erupciones en los Campos Flegreos.

interior cerrado con las del Océano. Son cambios que se producen en las partes superficiales de una chimenea atascada de escorias; y ni el fresco verdor de las colinas y praderas, ni la descuidada y alegre animación de los habitantes, ni los recuerdos históricos nos permiten olvidar que aquel «rincón risueño de tierra», como decía Horacio, el promontorio de Misena, deja sumergirse nuestro pensamiento en los abismos de un volcán que se extingue, pero que aún no se ha enfriado por completo. Hay que buscar la explicación de estos fenómenos en los volcanes activos, en las laderas del Vesubio y, con mayor seguridad aún, en el «pahoehoe» del Kilauea, el campo de escoria que anuncia al gran cráter de la isla Hawaii.

Notas del capítulo IX: El templo de Serapis en Puzol.

¹ C. De Stefani, *Sedimenti sottomarini dell'epoca postpliocenica in Italia* (Boll. R. Com. Geol. d' Italia, VII, 1876, páginas 272-289).

² B. Lotti, *Calcarei marini quaternari lungo la costa dei monte Livornesi* (Boll. R. Com. Geol. d' Italia, XVI, 1885, páginas 54-56, 253; T. Fuchs, *Reisenotizen aus Italien* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1874, pág. 223); Hollande, *Géologie de la Corse* (Annales de la Soc. Geol., IX, 1877, pág. 103; y Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.^a ser., IV, 1875-76, páginas 86-91); H. H. Reusch, *Note sur la Géologie de la Corse* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3.^a ser., XI, 1882-83, páginas 53-67).

³ Cocchi, *Note geologiche sopra Cosa, Orbitello e Monte Argentario* (Boll. R. Com. Geol. d' Italia, I, 1870, páginas 277-309).

⁴ Em. Repeti, *Colpo d'occhio sulle principale vicende fisiche accadute prima e dopo il mille lungo il litorale toscano* (en su *Dizionario Geografico fisico storico della Toscana*, in-8.º, Firenze, II, 1835, páginas 704-711, V, 1843, páginas 709-713 y en otras partes; art. *Vada*, V, páginas 616-618).

⁵ C. De Stefani, *Geologia del Monte Pisano* (Mem. R. Com. Geol. de Italia, III, 1877, páginas 73-87); para las leyendas unidas al curso del Serchio véase la Memoria del mismo autor: *Auser, Arno e Serchio in Pisa* (Cosmos, di G. Cosa, VIII, 1884-85, pág. 289 y siguientes).

⁶ Tal es el caso en el lago Scarlino; Savi menciona muchas veces este ejemplo.

⁷ Cocchi, *Note sopra Cosa*, etc., páginas 291 y 281-282.

⁸ a) Desde la fundación de Ostia (633 a. J. C.) hasta que Trajano añadió una dársena al puerto de Claudio (110 ap. J. C.) 743 años; progreso 950 metros; b) hasta que Pío V edificó su torre (1569) 1.459 años, 1.750 metros; c) hasta la torre de Alejandro VII (construida en 1662) 93 años, 550 metros; d) hasta la torre de Clemente XIV (Torre Clementina, construida en 1773), 111 años, 450 metros; e) hasta 1874, 101 años, 400 metros; Ponzi, Boll. Soc. Geogr. Ital., XII, 1875, pág. 523, y en su Memoria: *Il Tevere ed il suo delta* (Rivista Marittima, IX, 1876, páginas 1-40, y lám.). El mismo observador (que ha hecho tanto para el conocimiento de Roma), ha creído poder deducir de un examen de las fluctuaciones del estiaje en Ripetta, que de 1821 a 1871 el suelo de Roma se había elevado gradual e imperceptiblemente 0^m,971; pero una modificación tan importante hubiese sido indudablemente acompañada de un ahondamiento del lecho fluvial; Ponzi, *Sui lavori del Tevere, e sulle varie condizioni del suolo romano* (Transunti R. Accad. Lyncei, ser. 3, IV, 1880, páginas 203-208).

⁹ A. Issel, *Le oscillazioni lente del suolo o bradisismi*, in-8.º, Génova, 1883, páginas 205-210.

¹⁰ E. Bianchini, *Delle oscillazioni del suolo sulle coste de Gaeta* (Rivista Marittima, XV, 1882, páginas 389-402).

¹¹ Con ayuda del tiempo he conseguido reunir los documentos del siglo XVI sobre el objeto: en muchos casos habían aparecido en folletos de circunstancias y se habían hecho sumamente raros. Respecto de los tiempos modernos, me faltaban muchas de las obras capitales; éstas fueron puestas a mi disposición gracias al comendador M. Meneghini, en parte, por la Biblioteca Universitaria de Pisa, y en parte, por la Biblioteca Nacional de Nápoles.

¹² J. Roth, *Der Vesuv und die Umgebung von Neapel*, in-8.º, Berlín, 1857, pág. 485 mapa del Estado Mayor, a 1 : 50.000, Foglio 61, parte oriental, Nápoles.

¹³ Arc. Scacchi, *Memorie geologiche sulla Campania* (Rendic. R. Accad. delle Scienze e Mat. di Napoli, VIII, 1849, páginas 64 y 242).

¹⁴ En 1805, Leopoldo de Buch, después de haber visitado por segunda vez, en compañía de Humboldt y de Gay-Lussac, los campos flegreos, escribía: «El Lago d'Agnano, Quarto, Pianura et Soccavo se asemejan tan poco a las formaciones volcánicas como Capo di Monte y el Posilipo. La mera existencia de colinas que la rodean no basta a demostrar la indole crateriforme de la región rodeada. ¿No podría tratarse de un hundimiento?» (*Gesammelte Schriften*, I, pág. 458).

¹⁵ Dana, Amer. Journ. Sc., 3.^a Ser., XXXIII, 1887, lám. I y en otras partes.

¹⁶ P. di Tucci, *Saggio di studi geologici sui Peperini del Lazio* (Mem. Accad. de Lincei, anno 276, ser. 3.^a, vol. IV, 1879, páginas 357-392).

¹⁷ Palmieri, *Annali Vesuviani*, ser. 2.^a, I. 1874, pág. 55.

¹⁸ J. Walther, *Studien zur Geologie des Golfes von Neapel* (Zeitschr.-Deutsch. Geol. Gess., XXXVIII, 1886, pág. 304); R. Meli, *Sulla zona di fori, lasciati dei litodomi pliocenici nella calcaria giurese di Fara Sabina* (Boll. R. Com. Geol. de Italia, XIII, 1882, páginas 149-155). Sobre las particularidades de estas zonas de agujeros de la costa italiana, se encuentran notas curiosas en A. Issel *Le Oscillazioni lente del suolo o bradisismi*, in-8.^o, Génova, 1883, páginas 99-101. Los datos más antiguos en Boettger, *Das Mittelmeer*, pág. 129.

¹⁹ Guiscardi representa este punto en los Atti Accad. Napoli, I, n.^o 7, 1863, fig. 3, y G. von Rath describe los bancos de conchíferos en sus *Geognostisch-mineralogische Fragmente aus Italien* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XVIII, 1866, pág. 614). Las relaciones del monte Olibano con la Solfatara, se aprecian en el corte de de Scacchi (*Campania*, lám. I). Por otra parte, Scacchi pone en duda la erupción de la Solfatara en 1198, porque parece que en tiempos de Strabón el estado del cráter era idéntico al de hoy.

²⁰ Ant. Niccolini, *Tavola metrica cronologica delle varie altezze tracciate dalla superficie del mare fra la costa di Amalfi ed il promontorio di Gaeta nel corso di XIX secoli*, in-4.^o, Napoli, 1839, pág. 26 y nota 3.

²¹ Ant. Niccolini, *Descrizione della gran Terma puteolana volgarmente detta Tempio di Serapide*, in-4.^o, Napoli, 1845; *Parte geológica*, páginas 13 y siguientes:

²² Véase, por ejemplo, Strabón, V; Plinio, *Hist. nat.*, XXXI, 2; Suetonio, Aug., XVI; Dion, XLVIII, 50; Horacio, *Odas*, II, 17; Virgilio, *Georgicas*, 161, etc.; véase también K. Schultess, *Die Nordküste des Golfs von Neapel im Alterthum* (Mitteil. Geogr. Ges. Hamburgo, 1885-86, páginas 173-198).

²³ Citado en Jul. Caes. Capacio, *PVTEOLANA HISTORIA*, Nápoles, MDCIII, fol. 21-23, Niccolini, *Gran Terma*, lámina, y en otras partes.

²⁴ Qualis in Euboico Baiarum litore quondam
Saxea pila cadit; magnis quam molibus ante
Constructam ponto iaciunt; sic illa ruinam
Prona trahit, penitusque vadis inlisa recumbit:
Miscent se maria, et nigrae adtolluntur arenae.

(Virgilio, Eneida, IX, 710-714.)

²⁵ Andrés De Jorio, *Ricerche sul Tempio di Serapide in Puzzuoli* (Estratt. dei *Monumenti inediti di antichità e belle arti*, Napoli, 1820, fasc. 1, 2), in-4.^o, páginas 53-54.

²⁶ Joann. Villano, *Chroniche de la Inclita Città de Napole Emendatissime: con li Bagni de Puzolo e Ischia: Nouamente Ristampate* (ed. Leonard. Astrinus M. D. XXVI). Stampata in Napoli per el medesimo M. Euangelista, fol. LXXVII, b.

²⁷ LIBELLVS DE MIRABILIVS PVTEOLORVM, etc. Francisci Aretini; Hoc opusculū p̄ eundē Augustinu Tyfernū cursim reuisum & auctu: Impressū est Neapoli a Sigismundo Mair Alemanno Regnante Ferdinando Aragoneo Rege. Prima lunnii. Anno a dñica natiuitate. M. D. VII, fol. 7, 6.—En esta edición, la primera de que tengo noticia, se lee *fertile* en lugar de la versión correcta *sectile* (véase por ejemplo. Fr. Lombardo, ΣΥΝΟΨΙΣ ΕΟΡUM, QVAE De Balneis aliisq. miraculis Puteol. scripta sunt, Venet, MDLXVI, pág. 37, Scholia.

²⁸ Los datos más completos que se pueden consultar sobre estos puntos, se encuentran en un escrito polémico impreso en Nápoles en 1775, *Dissertazione corografico-istorica delle due antiche distrutte Città Miseno e Cumae. Per lo rischiarimento delle ragioni del Regio Fisco contra la Università de Puzzuoli*, in-4.º, pág. 182, etc.

²⁹ DE CONFLAGRATIONE Agri Puteolani, Simonis portii Illustr. D. Petro Toledo, etcétera, etc. (la primera edición apareció en Nápoles en 1538, sin indicación de fecha ni de impresor; la segunda en Florencia en 1551). Editada por Lor. Giustiniani, *I tre rarissimi Opuscoli di Simone Porzio, di Girolamo Borgia e de Marcantonio delli Falconi scritti in occasione della celebre eruzione avvenuta in Puzzuoli nell'anno 1538*, in-8.º, Napoli, 1817, páginas 43-51. Véase el final: «Haec igitur mi Maccenas scribenda duxi, ne Harioli, somnorumq. interpretes, ac vulgares Astrologi alio tragant, quae nature duce proueniunt».

³⁰ DELL'INCENDIO DI POZZUOLO, MARCO ANTONIO DELLI Falconi all Illustr. Sign. Marchesa della Padula NEL M.DXXXVIII, si venne per Mario Antonio Passaro alli Ferri Vecchi (reprod. también por Giustiniani, páginas 285-330).

³¹ Lettera di Francesco del Nero a Niccolò del Benino, sul terremoto del Pozzuolo, dal quale ebbe origine la Montagna Nuova, nel 1538 (editada con arreglo al manuscrito en el Archivo histórico ital., IX, 1846, páginas 93-96; trad. por von Haagen, von Mathiesen, Neues Jahrb. f. Min., 1846, páginas 702-707, y por M. Neumayr, *Der Bericht des Francesco del Nero über die Bildung des Monte Nuovo bei Neapel* (Ibid., 1883, II, páginas 45-51).

³² INCENDIUM AD AVERNVM LACVM HORRIBILE PRIDIE CAL. OCTOB. M.D.XXXVIII. NOCTE INTEMPESTA EXORTVM.—AD PAULUM, III PONT. Opt. Max. Hieronymi Borgii Conflagratio Avernii Horrenda. Neap. Idil. Octb. M.D.XXXVIII (Giustiniani, páginas 233-255).

³³ Giustiniani cita un grabado que parece semejante a éste en la primera edición de Porzio, publicada sin nombre de impresor y que no he visto; es extraño que no mencione el grabado de Falconi.

³⁴ Le antichità di Pozzuolo e luoghi convicini; novamente raccolte dall' Illustr. Sign. Ferrante Loffredo, March. di Trevico, etc. In Napoli, Appr. Gius. Cacchij, M.D.LXX, fol. 2, a.

³⁵ PUTEOLONA HISTORIA a JULIO CAES. Capacio conscripta accessit ejusden de Balneis Libellus, Neapoli, in-4.º, MDCIII, apéndice, pág. 49; Nicc. Lanzani, *Brieve dissertazione dell'acqua nuovamente rinvenuta nell'anno 1738, in Pozzuoli, dagli antichi chiamata del Cantarello*, in-8.º, Napoli, MDCCXL.

³⁶ Jorio, Mem. citada, páginas 40, 45-48. En 1757, cuando la cella no había sido todavía exhumada, se dragaron también en la playa fragmentos de esculturas con huellas de la acción de las olas; John Nixon, *An Account of the Temple of Serapis at Puzzuoli* (Phil. Trans., vol. L, part. 1, 1757, pág. 173).

³⁷ Ant. Niccolini, *Rapporto sulle acque che invadono il pavimento dell'antico edificio detto il Tempio di Giove Serapide*, letto dal Presidente della R. Accademia delle Belle Arti, 25 nov. 1828, in-4.º Napoli, 1829, 46 páginas y lámina; y en las Memorias ya citadas, particularmente: *Cisterna e antiche stufe del Tempio di Serapide* (Carta a L. Pasi-ni), in-4.º, 1845.

³⁸ C. Babbage, *Observationes on the Temple of Serapis at Pozzuoli near Naples, with remarks on certain causes, which may produce Geological Cycles of great extent; read March, 12 1834* (Quart. Journ. Geol. Soc., III, 1847, páginas 186-217).

³⁹ Ehrenberg, *Feststellung des Kalküberzuges am Serapis-Tempel zu Puzzuoli bei Neapel als Süßwasserkalk durch das Mikroskop* (Monatsber. Akad. Wiss. Berlin, Sitzung v. 18 nov. 1858, páginas 585-602). Philippe dió una lista de las conchas marinas. Neues Jahrb. f. Min., V, 1837, páginas 285-292.

⁴⁰ Babbage cita la existencia de sérpulas encima de las incrustaciones negruzcas de una de las salas; esto prueba solamente que una de las cavidades ha permanecido mucho tiempo sin ser invadida; no puedo deducir que el mar haya penetrado allí antes de la sumersión del templo.

⁴¹ Jorio, Mem. citada, pág. 56.

⁴² En mis dos visitas me acompañaron jóvenes geólogos. El Dr. Bittner ejecutó en mi presencia las medidas. Las columnas son de mármol blanco, veteadas de pizarra; se ve que los litodomas siguen la caliza y evitan cuidadosamente la pizarra. En cambio, allí donde la columna estuvo expuesta al aire, las vetas de pizarra son las más deterioradas. Las columnas están ligeramente inclinadas; no he querido ligar a este hecho especial importancia. En 1864, por orden del Servicio sanitario, fué levantado el suelo del templo. No puedo asegurar que el nivel de agua observado por nosotros coincidiera con el nivel del mar.

⁴³ Niccolini, *Gran Terma, parte geológica*, páginas 5 y siguientes; J. Smith, *On recent Depressions in the Land* (Quart. Journ. Geol. Soc., III, 1847, páginas 234-240); G. Guiscardi, *Sul livello del Mare nel Golfo di Pozzuoli* (Rendic. Accad. Sc., Nopoli, IV, 1865, páginas 203-204); R. Mallet, *The Great Neapolitan Earthquake of 1857*, in-8.º, Londres, 362, II, pág. 218.

⁴⁴ Nixon, *An Account of the Temple*, etc.; Joh. Jak. Ferber's, *Briefe aus Wälschland über natürliche Merkwürdigkeiten*, etc., an Ign. Edl. v. Born., in-8.º, Praga, 1773, pág. 197.

⁴⁵ Sc. Breislak, *Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie*, trad. por el general Pommereuil, in-8.º, Paris, 1801, II, pág. 170.

⁴⁶ Ermen. Pini, *Spiegazione dello strano fenomeno, che presentano i vermi marini annichilati nelle colonne del Tempio di Serapide in Pozzuoli* (Opusc. scelti. s. Scienze, e s. Arti, in-4.º, Milano, XXII, 1803, páginas 94-117). Pini conocía la existencia de mareas sísmicas por las obras de Krascheninikoff y Ulloa. Wolfg. v. Goethe, *Architktonisch-Naturhistorisches Problem*, 1823 (*Zur Naturwissenschaft überhaupt*, II, páginas 79-88). Las observaciones de Goethe en Puzol datan de 1787; las de Pini, de 1802 solamente; pero la publicación de Pini es de veinte años antes. La misma interpretación es admitida por von Hoff, *Geschichte der natürlichen Veränderungen*, II, páginas 202-206. «En algunos sitios de la provincia de Pasinganam, al norte del Arayat, se encuentran, según parece, lagos salados donde vivieron moluscos perforadores, según cuentan los sacerdotes. Y lo mismo debe ocurrir en muchos ríos de la misma provincia, en aguas dulces o salobres.» Semper (*Die Philippinen und ihre Bewohner*, in-8.º, 1869, pág. 100). Brocchi, *Notizia di alcuni osservazioni fisiche fatte nel tempio di Serapide a Pozzuoli* (Bibliot. Ital., Milano, XIV, 1819, páginas 193-201).

⁴⁷ Dav. D. Forbes, *Physical Notices of the Bay of Naples, V. Om the Temple of Jupiter Serapis at Puzzuoli, and the phenomena it exhibits* (Edimburgo Journ. of Sc., new ser., I, 1829, páginas 260-286, sobre todo pág. 283, donde también se trata de los cambios de orillas en el Báltico). Como partidario de un descenso seguido de levantamiento, cítase, Bronn, *Reisen*, I, 1824, páginas 599-400; Fr. Hoffmann, *Brief* (Karsten's Archiv., III, 1831, páginas 374-383); y sobre todo C. Lyell, en las ediciones sucesivas de sus *Principles of Geology*.

⁴⁸ Ern. Capocci, *Nuove Ricerche sul noto fenomeno delle colonne perforate dalle foladi nel Tempio di Serapide in Pozzuoli*, 11 p. (extr. du *Progresso*).

⁴⁹ En 1829, Niccolini publicó una Memoria titulada *Alcune Idee sulle cause delle fasi del livello del mare*, in-4.º, Nápoles. La idea fundamental de la obra es que el nivel del mar está en relación, no con el centro de figura del planeta, sino con su centro de gravedad. Pero la posición del centro de gravedad está modificada por hundimientos, erupciones volcánicas, etc. (es decir, por fenómenos tectónicos); la superficie del mar debe, pues, sufrir modificaciones al mismo tiempo que se cambia el centro de gravedad. De estas *Idee* se publicaron pocos ejemplares, como se desprende de una carta a Pentland del 24 de octubre de 1845; el autor no ha vuelto a tratar nunca de esta hipótesis. He reunido los motivos invocados para la inmovilidad de la tierra firme según la *Descrizione de la gran Terma Puteolana*, 1845.

⁵⁰ L. Palmieri, *Cronaca del Vesuvio* (Annal. de R. Osservator. met. Vesuviano, Na-

poli, III, 1862, páginas 1 y siguientes, y C. R. Acad. Sc. Paris, LIII, 1861, páginas 12-32); Guiscard, ibíd., páginas 12-35; Tchihatchef, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst, 1862, página 182; Perrey, *Note sur les tremblements de terre de 1861*, páginas 104 y siguientes.

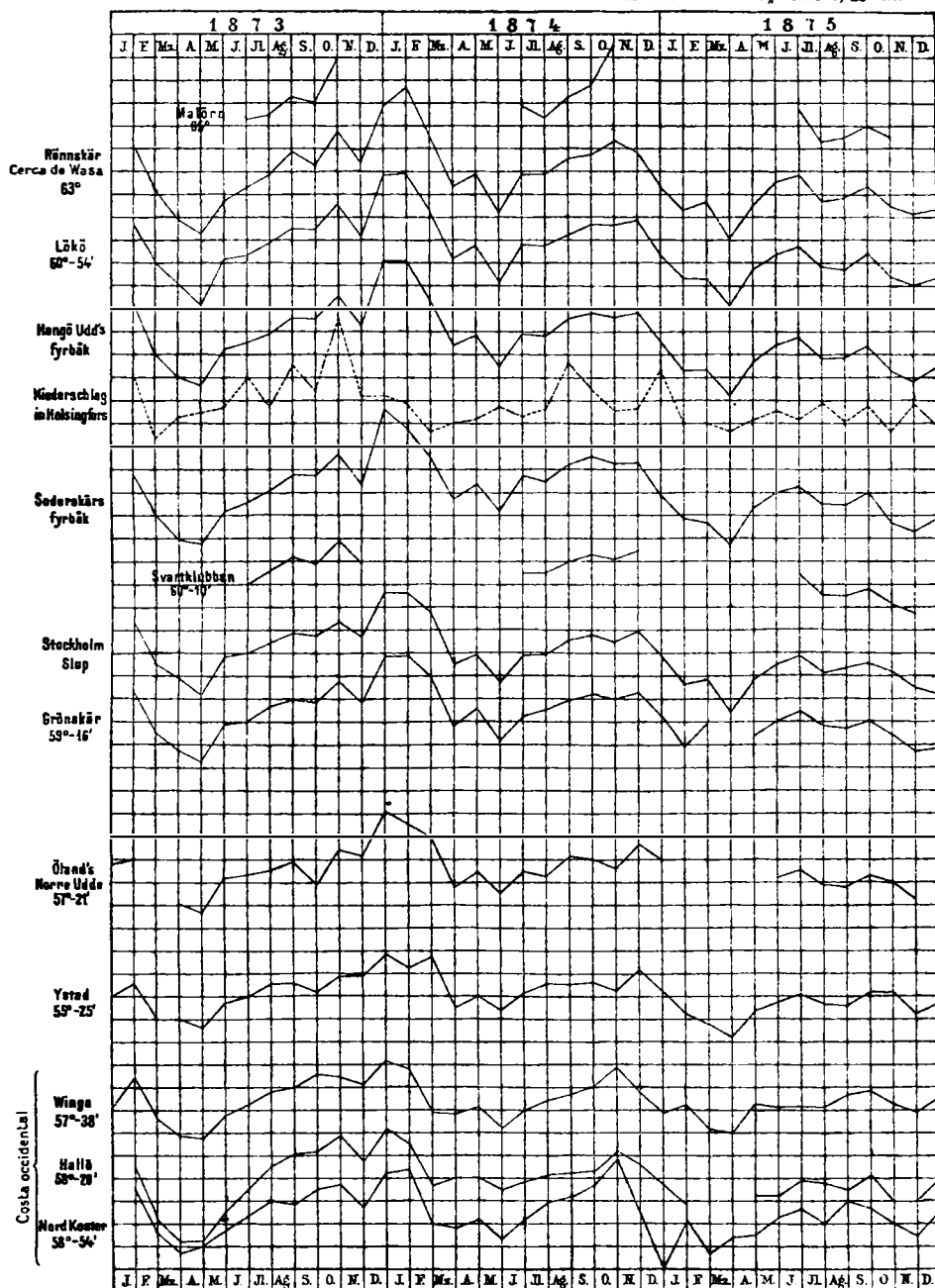
⁵¹ Anal. de Hidrografía, Berlín, VI, 1878, pág. 371. El capitán Kilgour dice que un peñón situado delante del puerto, parecía haber aumentado 3 metros, y que los bancos de coral habían emergido de las aguas. También se produjo una especie de macareo sísmico.

⁵² W. v. Bruchhausen, *Die periodisch wiederkehrenden Eiszeiten und Sindfluthen*, in-8.º, Trier, 1846; Albr. Penck, *Schwankungen des Meeresspiegels* (Extr. du Jahresber. Geogr. Ges. München, VII, 1884, páginas 7 y 19). El hecho del levantamiento continuo no está probado. El profesor Penck tuvo la bondad de facilitarme una copia de ese manuscrito.

⁵³ R. D. M. Verbeck, *Rapport sommaire sur l'éruption de Krakatau les 26, 27 et 28 août 1883* (Arch. Néerl., Harlem, XIX, 1884, pág. 166).

⁵⁴ M. Neumayr, *Der Bericht des Francesco del Nero über die Bildung des Monte Nuovo bei Neapel* (Neues Jahrb. f. Min., 1883, II, pág. 49).

⁵⁵ Thomson y Tait, *Handbuch der theoretischen Physik*, I, 2, in-8.º, Braunschweig, 1874, 787, pág. 342; E. v. Drygalski, *Die Geoid-deformationen der Eiszeit* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlín, XXII, 1887, pág. 28).



Nivel medio del agua en los años 1873, 1874 y 1875
desde Rönnskär hasta Nord Koster.

CAPÍTULO X

EL MAR BÁLTICO Y EL MAR DEL NORTE DURANTE EL PERÍODO HISTÓRICO

Salsedumbre en el interior del Skager Rack.—Nivel medio de las aguas en la costa báltica alemana.—Oscilaciones en las costas suecas y finlandesas.—Resumen del desplazamiento negativo.—Turberas y bosques descendidos del mar del Norte.—Antiguos cordones litorales y turberas del litoral báltico.

SALSEDUMBRE EN EL INTERIOR DEL SKAGER RACK.—Cuando en 1807 vió Leopoldo de Buch en el golfo de Botnia señales de retroceso de la orilla, estaba persuadido de que todas las partes del Océano se encuentran a la misma altura y que sería *cosa imposible* una derogación local de esa uniformidad de altitud. De esta convicción salió la teoría de las oscilaciones de los continentes, con todas sus consecuencias, tan graves para el desarrollo de la Geología. No obstante, aun sin tener en cuenta ciertas perturbaciones, todavía muy poco conocidas pero muy importantes, que provienen de la atracción de los continentes, aquel criterio es indefendible respecto a todos los mares interiores, más o menos cerrados.

Con la misma razón que se supone la completa igualdad de altitudes hasta en los brazos de mar más recónditos, se podría conjeturar erróneamente la igualdad de salsedumbre y densidad. Debe admitirse, por el contrario, que los *golfos o los brazos de mar más o menos cerrados, cuya densidad es menor que la del Océano, están a nivel superior y aquellos cuya densidad es mayor, se encuentran en nivel inferior.*

La salsedumbre es el primer factor en la determinación de la densidad de tales brazos de mar. La influencia directa de la temperatura sobre la densidad (aparte de la evaporación que motiva) es menor y menos local que las diferencias de salsedumbre. Cuando un estuario donde desemboca un río está lleno de agua dulce o salobre, hace falta una columna mayor

de este agua más ligera para equilibrar a otra de agua pesada que existe en alta mar; por este solo motivo ya es la línea de costa más alta dentro del estuario que fuera. La salsedumbre y el nivel de las aguas en el estuario están siempre en relación con la cantidad de agua dulce (variable con las estaciones) que llega de tierra, y debe esperarse observar las mayores variaciones de altura y de salsedumbre junto a la desembocadura de los ríos.

Según los datos de la *Deutsche Seewarte* las aguas del Atlántico del Norte alcanzan su máximum de densidad de los 30 a los 35° de latitud norte con 1,02768 de peso específico y 3,48 de salinidad ¹. Tomaremos estas cifras como base para el estudio de los mares cerrados.

En Europa se observan dos series de mares en comunicación parcial con el Océano. Forman la primera los golfos de Botnia y de Finlandia, el Báltico, el Cattegat y el Skager Rack; la segunda, el mar de Azov, el Negro, el Bósforo, el Egeo y el Mediterráneo. En las partes más lejanas, en el fondo de saco que corresponde al del golfo de Botnia, en el de Finlandia y en el mar de Azov se observan características de gran estuario; allí se comprueba el mínimum de salsedumbre y allí puede, por tanto, esperarse encontrar la mayor altura sobre el nivel oceánico.

En la serie septentrional se deben considerar las siguientes partes:

I. *La mitad septentrional del golfo de Botnia o bahía de Botnia*; limitada al sur por las Quarken, y que forma una olla que, aunque descien- de en su parte occidental, entre los 64 y 65° de latitud norte, hasta por debajo de 100 metros, y aun en un punto llega a los 129, en general, sólo presenta pequeñas profundidades, sobre todo al NE. y en grandes espacios no pasa de los 20 metros y parece también que el escalón transversal de las Quarken no baja en ningún punto más allá de igual medida ².

La cuenca que limita este escalón recibe gran cantidad de agua dulce, que varía extraordinariamente con las estaciones; la línea divisoria está muy lejos al oeste en dirección del Atlántico, hacia el norte casi otro tanto, y sólo al NE. y al este se aproxima gradualmente a las Quarken; las enormes masas de agua de nieve que pone el sol en movimiento en aquella an- cha cuenca durante los largos días del verano, que apenas interrumpen los crepúsculos, afluyen a la bahía de Botnia; las mayores cantidades proceden del oeste; todo ese aflujo necesita franquear para su desagüe el escalón de las Quarken, y especialmente el paso de sólo 16 kilómetros de anchura que separa Holmö de la costa sueca, y, por lo tanto, allí la salinidad es debilísima. Cerca de Nieder-Kalix, próximo al extremo septentrional del golfo, encontró Edlund sólo 0,26 por 100 de sal; en Skellefteå, 0,35, y en Umeå, en el estrechamiento producido por las Quarken, 0,39; en la costa finlandesa, muy al norte, encontró Struve 0,34 por 100, lo mismo en Uleåborg que en Brahestad ³.

II. *La mitad meridional del golfo de Botnia*, desde las Quarken a

las islas Aland. Estas últimas son las cimas de un ancho zócalo rocoso que se dirige hacia el oeste desde Abo, pero que en su extremo occidental, frente a la costa sueca, desciende de pronto a profundidad inesperada. Esta fosa, muy circunscrita, pasa de los 200 metros de profundidad, y hacia el SE. llega a los 300; se denomina *mar de Aland* esta notabilísima depresión, situada en la unión del golfo de Botnia con el Báltico septentrional.

Entre las islas Aland y las Quarken aún alcanza el mar gran profundidad en otro punto, que se encuentra también cerca de la costa occidental a los 62° 53' de latitud norte y donde la sonda marca 271 metros; alrededor de esta fosa decrece la profundidad rápidamente hacia el norte, este y sur, de modo que tampoco en esa cuenca es muy grande la profundidad media.

La zona de alimentación de esta masa líquida es tan ancha hacia el oeste como la de la mitad septentrional del golfo de Botnia, pero hacia el este recibe mucha menos agua dulce, de donde resulta que la salinidad aumenta, sin duda, en conjunto hacia el sur, pero que en la costa finlandesa se advierte este aumento bastante más hacia el norte; Struve encontró, en efecto, desde Wasa (63° de latitud norte) 0,51 por 100 y en Kristinestad (62° 15') 0,54 por 100; mientras que Edlund no ha encontrado en la costa sueca más que 0,42 por 100 en Hernösand (63° 30'), 0,46 por 100 solamente cerca de Söderham (61° 11') y 0,48 por 100 al NE. de Gefle (60° 51').

III. *El golfo de Finlandia* recibe del este una enorme masa de agua dulce; va ganando profundidad gradual y muy regularmente desde el Neva hasta el Báltico y no presenta zócalo submarino como los de las Quarken o de las islas Aland. No es necesario hablar más de esto para el asunto de que tratamos.

IV. El golfo de Riga, al abrigo de las islas de Dago y de Osel, y del que es tributaria la cuenca fluvial del Duna, suministra también cierta cantidad de agua dulce.

V. Divide longitudinalmente al mar Báltico por su centro una cresta, que se extiende casi sin interrupción desde las Kopparssten-örne y la isla Gotska Sandö, pasando por Gotland y el banco de Hoborg hasta el «Banco del Medio», o sea, próximamente, de los 58° 30' a los 55° 30' de latitud norte; Bornholm y el banco de Rönne se pueden considerar prolongación de esa cresta, al menos desde el punto de vista del movimiento de las aguas. Así se forma una mitad alemana del Báltico, es decir, el este, el SE. y el sur, y una mitad sueca, o sea el oeste y el SO. Las mayores profundidades se encuentran: en la parte alemana, al este de Gotland, donde el mar alcanza, en grandes extensiones, más de 200 metros de profundidad (llega a menos de 249 metros); en la parte sueca, al NO. de Gotska Sandö, la zona de las grandes profundidades es menos extensa; pero se han

encontrado los 323 metros de profundidad, la mayor de todo el Báltico. Debe advertirse que desde la latitud de Gotland hasta el Skager Rack no se registran en parte alguna tales profundidades.

Los tres pasos que comunican el Báltico con el Cattegat son de diferente estructura. Una depresión que desciende a más de 20 metros y que continúa por el golfo de Lübeck se prolonga hacia el NO. en un surco que se bifurca entrando una de sus ramas en el Pequeño Belt, mientras que la otra ocupa toda la longitud del Gran Belt hasta cerca de los parajes aún más hondos situados al NO. de Seeland. El Sund se caracteriza del lado del Báltico por una ancha entrada en forma de embudo; pero entre Copenhague y Malmö son pequeñas las profundidades, y sólo en la parte más estrecha se cuentan más de 20 metros; ese surco se ensancha más allá de Helsingborg y desemboca en el Cattegat.

En el Báltico desaguan por el sur varios ríos alemanes, y a esta aportación se añade la de los golfos de Riga, Finlandia y Botnia. De igual manera, en la parte septentrional de la costa sueca llegan a su cuenca importantes cantidades de agua dulce; pero se comprueba que, a causa de la disposición especial de las divisorias, el extremo sur de Suecia carece de afluentes originarios de las altas montañas, pues esos ríos divergen hacia el SE. y el SO. De manera que la parte meridional de la península escandinava viene a constituir una especie de cuenca hidrográfica autónoma donde es bastante menor la afluencia de aguas continentales.

Poseemos abundantes y seguros datos sobre las corrientes y salinidad del Báltico, gracias a los esfuerzos combinados de los investigadores suecos, daneses y rusos y, sobre todo, gracias a las del buque alemán *Pomerania* y de la Comisión para el estudio científico de los mares alemanes; sólo citaremos algunos de esos datos ⁴.

Ocupémonos de nuevo de la fosa del mar de Aland, donde Forchhammer encontró el 0,592 por 100 de salinidad en la superficie, 0,725 a 50 brazas, 0,747 a 100 brazas y 0,750 a 158 brazas ⁵; de modo que allí el agua pesada ocupa el fondo de la fosa, y la más ligera se desliza por la superficie. Mientras que la salinidad va en conjunto aumentando hacia el sur, se encuentran en la superficie densidades que se asemejan cada vez más a las que caracterizan las profundidades hacia el norte en el mar de Aland; además, se observan variaciones notables según la estación del año, la dirección del viento y otras circunstancias. En la desembocadura del golfo de Finlandia (Forchhammer) y entre Dago y Osel (Göbel) la salsedumbre es de 0,69 por 100, y hasta más allá de Bornholm las cifras de la superficie varían entre 0,71 y 0,75 por 100 y, por excepción, 0,78; pero en las profundidades la salinidad es mayor, y especialmente se ha observado 1,633 por 100 entre Jershoft y Bornholm, a los 85 a 90 metros de profundidad; ya cerca de Warnemünde alcanza en la superficie más del 1 por 100.

Acerquémonos a las bocas del Báltico. Las aguas pesadas del mar del

Norte penetran por los profundas surcos de los Belts, mientras que las ligeras del Báltico desaguan al exterior por encima; pero en tiempos de calma, el Sund, que obstruye por el bajo fondo de las Drogden, y que se abre en forma de embudo hacia el Báltico, deja pasar relativamente poca agua del mar del Norte. Este cambio se opera en especiales condiciones que debemos examinar ahora con más detenimiento basándonos en los minuciosos estudios de Meyer y de Karsten ⁶.

Puede admitirse la cifra de 0,75 por 100 para la salinidad media de las aguas de la superficie en las zonas situadas al este de Arcona, en la isla de Rugen y de Ystad, en Escania; para el litoral, entre Rugen y Fehmarn, 1 por 100; para el Ore Sund, 1,25; para la costa del Scheleswig-Holstein, 1,75; para la costa danesa del Cattegat, 2,33; para Skagens Rev, en el Skagger Rack, casi 3, y para las partes cercanas al mar del Norte, 3,25. Cuando soplan persistentes temporales del Cattegat, la corriente inferior adquiere mayor importancia en el fondo de los Belts; en el Sund las aguas densas salvan el escalón de las Drogden, y entonces se acumulan masas de agua salada en el SO. del Báltico y el aumento de salinidad se nota aún más allá de Rügen. No se conoce la marcha ulterior de estas aguas densas, pero es probable que se abismen en las profundidades situadas al este y al oeste de Gotland. Pueden luego transcurrir varios años durante los cuales las aguas ligeras se apropien, por difusión, parte de las sales de las aguas densas así secuestradas y las arrastren consigo poco a poco hasta que el fenómeno se reproduce.

En 1869, y más aún en 1872, durante las tempestades del 31 de octubre al 1.º de noviembre y del 7 al 11 de este mes, acudieron de este modo al Báltico inmensas cantidades de agua salada, cuya existencia podía aún comprobarse al este de Rügen. Después, el 13 de noviembre, llegó el gran huracán del NE. y el este, de que más tarde volveremos a tratar, y rechazó las aguas en dirección opuesta, hacia el mar del Norte. En el invierno de 1873-74 penetró en el Báltico una cantidad aún mayor de agua densa. Lohme, en la isla de Rügen, y todas las estaciones situadas más al norte, registraron alto grado de salinidad. Ese volumen fué disminuyendo hasta 1875, que comenzó un decrecimiento mucho menos marcado, pero continuo de la proporción de sal en toda aquella parte del mar, decrecimiento que persistió durante siete años. En la primavera de 1882 ocurrió una nueva irrupción de agua densa; pero la dicha proporción no llegó a la de los años anteriores.

Así, pues, como observa Karsten, la salinidad del Báltico depende actualmente de la irrupción periódica de las aguas del mar del Norte y, al este de la línea Rügen-Island el Báltico presenta caracteres propios de gran cuenca salobre. Desde la época en que cesó la comunicación con el Océano ha debido producirse una reducción continua, e ignórase si aún prosigue o si se ha establecido por fin una situación estable. La disminu-

ción persistente de la proporción de sal durante una serie de años y las fluctuaciones regulares que sufre por el cambio de estaciones atestiguan la influencia de las lluvias ⁷.

Además, Karsten valora el volumen de las aguas del Báltico en 75 millas cúbicas y el aporte anual de agua dulce en 1,5 de manera que, si la estructura de la olla fuese regular y se vaciase por completo, bastarían cincuenta años para llenar el Báltico de agua dulce. Pero el agua densa, una vez introducida en la olla, baja a las profundidades y a veces conserva durante mucho tiempo elevada salinidad, cual ocurre en algunas depresiones de poca extensión, tales como la Wittlings Kuhle, en el puerto de Kiel; además, se produce un aflujo continuo del agua del mar del Norte por los profundos surcos de los Belts, pero insuficiente para establecer una composición uniforme del agua.

A estas circunstancias se añade un movimiento peculiar de las aguas fuera de las bocas en el Cattegat y en el Skager Rack. Allí hay tres corrientes: la primera es la gran corriente oceánica, que baña la costa oeste de Finlandia, penetra en el Skager Rack y aún puede advertirse en la costa sueca frente a Skagen; luego retorna y sigue la costa oeste de Noruega; en los límites de esta corriente se aprecia bien la alternancia del flujo y el refluo, mientras que más lejos, hacia el Báltico, estos movimientos son cada vez más difíciles de notar. La segunda corriente se destaca de la primera y penetra por las citadas bocas en el Báltico, adonde lleva agua salada. La tercera es la corriente menos salada del Báltico; corre hacia el exterior y sigue las costas escandinavas hasta más allá del cabo Lindesnaes. En toda esta extensión desembocan los abundantes ríos de la parte meridional de la península, que también ejercen influencia sobre la salinidad.

Los estudios de Ekman sobre las costas del Bohuslän dan muy clara idea de este régimen. Es a veces posible distinguir en esas costas tres capas de agua, a saber: una superior, que corresponde a la aportación de los ríos y nunca tiene más de dos brazas; debajo la corriente báltica, y más bajo aún el agua salada. En las partes del Bohuslän que baña el Cattegat suele hallarse en la corriente báltica, próximamente, 2 por 100 de salinidad en la superficie, 2,5 por 100 a 10 brazas y 3 por 100 hacia las 15; pero más hacia el norte, en el litoral del Skager Rack, se encuentra en la superficie 2,5 por 100; en la desembocadura del Götha Elv sólo se halla esta cifra de 2,5 por 100 a dos brazas de profundidad. El agua del mar del Norte se reconoce por su color azul, y a veces la delimitación es tan clara, que a algunas millas de la costa se puede recoger agua de distinta salsedumbre por cada uno de los costados de un buque. Así sólo se explica que observase Ekman una variación de 0,23 por 100 en el Fjällbacka-Skärgård, en las islas Wäder, que avanzan desde el Bohuslän septentrional hacia el Cattegat, y de que luego volveremos a ocuparnos.

Respecto del Skager Rack, sólo citaremos un perfil transversal que es-

tudió el buque alemán *Pomerania*. Se registró en el puerto de Arendal 1,083 por 100; en los arrecifes del fiordo de Arendal, 1,572; a 12 millas al NO. de Skären, 2,83; a 10 millas y media al NO. de Skagen, 2,95, y a tres millas al norte de Hirshals, en el Jutland, 3,28 por 100 de salinidad.

NIVEL MEDIO DE LAS AGUAS EN LA COSTA BÁLTICA ALEMANA.—Ya vemos que el nivel del Báltico sufre la influencia de circunstancias tan múltiples, que son necesarias una larga serie de observaciones y una atenta crítica para fijar el nivel medio en un lugar y formar juicio acerca de si en un punto dado se produce un cambio negativo o positivo del nivel medio del agua. En 1847, Hagen, aprovechando las observaciones de la costa alemana, dedujo que no ocurre allí levantamiento ni descenso, pero que las aguas pueden a veces sostenerse a nivel superior al normal durante todo el año y, por lo tanto, que el Báltico no tiene siempre la misma altitud ⁸. Los estudios monográficos de Wilh Seibt han proporcionado datos complementarios muy seguros respecto al nivel medio en Swinemünde y en Travemünde. Se comprueba en Swinemünde que hacia los años 1826 a 1879 el error medio del desplazamiento probable de la costa respecto al Báltico fué mayor que el mismo desplazamiento ya observado; puede, pues, admitirse la constancia del nivel del Báltico en dicho período. En Travemünde, el error medio se aproxima tanto al desplazamiento anotado en la serie de observaciones conocidas (1855-1854), que también allí hay que admitir dicha constancia.

Además, se ha hecho la importante comprobación de que, a pesar de su escaso contenido de sal, el nivel medio del agua de esa parte del Báltico es el mismo del mar del Norte en Cuxhaven, o, mejor dicho, que las diferencias observadas son menores que el error medio. Pero subsiste un hecho muy interesante para nuestras observaciones ulteriores: que esa concordancia tan exacta sólo pudo obtenerse eliminando las observaciones realizadas en Memel. En efecto, mientras que Pillau, comparado con Cuxhaven, da una altitud de $+ 0,0759$ metros, con un error medio de $\pm 0,0796$ (lo que conduce a admitir que hay igualdad de nivel), Memel da $+ 0,2211 \pm 0,098$, así que esta estación, que es de todas las alemanas la que más avanza en el Báltico, arroja un valor claramente positivo ⁹.

Deducimos de estas observaciones que el Báltico, todo a lo largo de la costa alemana, hasta Pillau, está en condiciones de mantenerse en equilibrio con el Océano por los Belts, aunque puedan ocurrir temporalmente, y a veces durante años, ciertas fases en las cuales su nivel sea superior; pero más allá de Pillau falla esta regla y el nivel medio de Memel es más alto. En esta parte del litoral no se han reconocido movimientos permanentes del nivel ni hacia arriba ni hacia abajo.

OSCILACIONES EN LAS COSTAS SUECAS Y FINLANDESAS.—Muchos observadores han adoptado de nuevo la opinión enunciada en 1792 por Nordenankar de que el Báltico es un mar interior de desagüe imperfecto y que

las oscilaciones de la línea de costa previenen solamente de irregularidades en la alimentación o en el desagüe (II, pág. 17). En 1823 Nilsson se adhirió a esta opinión. El 14 de noviembre de 1849 presentó Roberto Chambers, una Memoria a la Academia de Ciencias de Suecia, donde el autor declaraba que no estaba demostrada la constancia de nivel del Báltico; que este mar se debía considerar, a causa de sus muchos afluentes, como un extenso estuario, cuyas fuentes de alimentación pueden disminuir y cuyos desagües pueden ensancharse y que, por lo tanto, se imponía una nivelación. Dos sabios eminentes, *A. Erdman* y *Loven*, se apoyaron en esta Memoria para reclamar la organización sistemática de las observaciones; en su opinión, es probable que efectivamente, las aguas interiores ocupen un nivel más alto y que el fondo de saco de Laponia, el golfo de Botnia y el Báltico formen tres cuencas escalonadas. Ya en 1719 había admitido Swedenborg la mayor altitud de estas aguas interiores. Woldstedt, al hacer la triangulación de Finlandia, advirtió que en Uleaborg el nivel marino era próximamente unos 16 pies más alto que en el golfo de Finlandia, y esta cifra, aunque acaso exagerada, merecía llamar la atención ¹⁰.

Pero mientras que en Suecia se invocaban tales motivos para reanudar las observaciones, en Finlandia un marino experimentado, *Albino Stjerncreutz*, muy apto por sus funciones de director del servicio de pilotaje para dar su opinión en este asunto, se adhirió claramente a la de Nordenankar. Al mismo tiempo, Stjerncreutz describió las diversas corrientes de esos mares interiores y señaló en su superficie otras variables, dependientes del viento, y debajo las grandes corrientes normales, que adoptan todas la dirección de las bocas del Báltico y que atestiguan que la única causa del movimiento es la tendencia a la nivelación de este mar con el Océano ¹¹.

En 1850 comenzaron las medidas regulares de nivel en algunos faros, efectuadas diariamente en todas las costas suecas con arreglo a las instrucciones de A. Erdman. En 1855 se publicó un primer avance de los resultados; pero este ensayo hizo resaltar muchas causas de error ¹². Entonces se encargó a *L. Holmström* que visitase todas las estaciones y procediese a una investigación en cada una. Después *Forssnan*, tomando como base la serie de observaciones efectuadas de 1852 a 1875, intentó una nueva coordinación de estos datos, que lo condujo a importantes conclusiones ¹³. El doctor Holmström no ha publicado aún el fruto de sus largos años de estudio sobre ese asunto; pero con raro desinterés me ha comunicado los resultados más importantes y, sobre todo, las lecturas de treinta y tres escalas o entalladuras practicadas en la roca y repartidas a lo largo del litoral sueco; añadió a esto un avance crítico de la importancia relativa del valor de las antiguas señales. Para el estudio del fenómeno en Suecia he tenido que congratularme a menudo del concurso que me ha prestado mi excelente amigo el profesor Nathorst, de Estocolmo.

Al lado de los trabajos de los sabios suecos hay que citar, además, por su importancia especial para la apreciación de los fenómenos, los cuadros de los niveles medios mensuales observados en ocho estaciones de la costa finlandesa; se remontan, en parte, hasta 1858, y Moberg los ha publicado sin interrupción ¹⁴.

Es preciso ante todo distinguir de las series de medidas continuas las lecturas episódicas hechas a intervalos regulares, en señales talladas en la roca.

Forssman publicó el cuadro de las medidas mensuales relativas a los años 1852-75 y correspondientes a trece estaciones; a propósito de esto conviene observar que cinco de estas están al norte de las islas Aland, en una región donde, a causa del invierno, las medidas faltan durante cuatro o seis meses al año. En cambio, las tomadas en Finlandia dan series anuales completas hasta Rönnskär, a los 63° de latitud norte.

Respecto a las observaciones episódicas, se tropieza con la dificultad de que no se conoce el nivel medio de las aguas en las diversas estaciones correspondientes y que este nivel sufre la influencia de muchas circunstancias temporales o locales que en Finlandia suelen alcanzar más de 6 pies dentro del mismo año, es decir, justamente igual que el desplazamiento negativo máximo admitido para el espacio de siglo y medio. He aquí lo que escribe el doctor Holmström a propósito de esto: «En el Cattogat se encuentra lo que se llama el *Tangrand*, o sea la línea superior continua hasta la que crece el *Fucus vesiculosus* en los peñones verticales. Esta línea de fucus concuerda con mucha exactitud con el nivel medio del agua o con el que la gente de las costas llama «lagligt vatten» (aguas normales); parece que esta línea nunca es más de 9 ó 10 centímetros inferior al nivel determinado en los faros por medio de observaciones directas; pero en el Báltico falta esa línea de los fucus, o, al menos, no se señala con claridad; en cambio, se encuentra la denominada *Algrand*, que significa la línea extrema hasta la cual viven ciertas especies de algas delicadas. Por desgracia, aún no hay acuerdo sobre la relación entre esta línea y el nivel medio del agua, y tampoco se sabe si se sostiene durante varios años a la misma altura, como puede afirmarse, en cambio, con certeza de la línea de los fucus». Así, no sólo las observaciones regulares, sino también los datos suministrados por las poblaciones ribereñas, ofrecen mayor garantía en el Cattogat que en el golfo de Botnia.

En cuanto a las observaciones sistemáticas, Forssman ha deducido de ellas dos consecuencias muy importantes que hallan su confirmación en las investigaciones hechas en otros lugares.

La primera se desprende de las *medias mensuales*. Cada año el nivel del mar oscila, según las estaciones, desde las islas Aland hasta las costas del Skager Rack, a lo largo del litoral sueco. Las curvas son uniformes y los elementos de curvas que provienen de la región situada al norte de

las islas Aland (donde faltan las observaciones invernales) presentan análoga disposición; sin embargo, hacia el Cattegat se produce el máximo después que en los otros sitios; las aguas más bajas se presentan en el Báltico en abril y en mayo; luego se eleva el nivel en toda la costa oriental de Suecia, alcanza en julio y agosto grandes alturas, en las que se mantiene hasta noviembre y diciembre y baja en seguida de nuevo. En el Cattegat se llega al máximum algo más tarde, hacia fin de septiembre o principio de octubre y persiste menos tiempo. Pero las curvas de los niveles de la costa oriental corresponden a las variaciones anuales de la cantidad de lluvia, tal como las ha determinado Rubenson ¹⁵.

Para la apreciación del problema no carece de interés admitir que de los cuadros relativos al Ladoga, que publicó Woeikof, resulta que este lago se halla sometido, lo mismo que el Báltico, a oscilaciones dependientes de las estaciones ¹⁶, que también fuera del Báltico influyen sobre el nivel del agua, lo que se comprueba respecto a la corriente de las aguas bálticas, relativamente poco saladas, que sigue la costa occidental de Suecia.

Las medias mensuales demuestran que el Báltico, en lo que se refiere a las oscilaciones de su nivel debidas a las estaciones del año, representa un término medio entre los lagos rusos y el Skager Rack.

Otra enseñanza se desprende de las *medias anuales*: allí donde existen completas relativas a Suecia, desde la esclusa de Estocolmo hasta la estación de Nord-Koster, en el norte del Cattegat, las oscilaciones anuales afectan gran uniformidad: en 1853 se comprobó en todas partes un nivel bajo; en 1854 uno alto y luego un descenso; en 1857 las aguas estaban bajas desde Estocolmo a Ystad, pero por excepción esta fase no afectó al Cattegat; en cambio, la depresión que siguió en 1860 se notó en las dos costas, así como el máximum marcadísimo de 1863, y lo mismo el descenso ocurrido hacia 1871, los altos niveles de 1873 y aún más de 1874 y, por fin, el descenso de 1875. Los valores extremos en las curvas del Cattegat difieren menos entre sí.

Se forme mucha más clara idea del conjunto si se tienen en cuenta las observaciones efectuadas en Finlandia. Los fenómenos anormales son de excepcional importancia a causa de la perturbación que determinan y del modo con que se propaga esa perturbación. La más violenta de ellas fué el gran descenso del nivel medio anual del agua de 1874 a 1875; he intentado representarlo en la lámina III. Este descenso alcanzó 0,561 metros en la costa finlandesa, en Rönnskär (63°); en Lökö Lotsplats (60° 54'), 0,262; en Utö Lotsplats, 0,241; en Jungfrusunds Lotsplats (59° 56'), 0,238; en Hangö Udd's inre Lotsplats (59° 48'), 0,25; en Hangö Udd's Fyrbåk, a la entrada del golfo de Finlandia, 0,261; en Porkala Lotsplats, 0,255, y en Söderskörs Fyrbåk, 0,24. Hemos visto que las estaciones septentrionales de Suecia son sólo de verano; los elementos de las curvas que se ven en la lámina III, y observadas en Malörn (65°) y en Svartklubben (60° 10') in-

dican, sin duda, movimientos iguales, pero no comprenden ni las máximas ni las mínimas, y por este motivo no son utilizables las medias anuales de esas estaciones.

Además, estas medias han indicado 0,267 metros en Malörn, cuando el descenso de 1875, y más de 0,20 para todos los demás puntos. La esclusa de Estocolmo da 0,22 metros. Es notable que las siguientes estaciones de la costa sueca: Grönskär, Oland's Norre Udde, lo mismo que Hallo, en el Cattegat (Utklippan es sólo estación de verano), presentan vacíos correspondientes al minimum que comenzó en abril de 1875, como si las instalaciones hubiesen sido insuficientes para un descenso tan extraordinario. Ystad sólo dió 0,139 metros; Swinemundo, 0,0488; Travemunde, 0,0575; Winga, en el Cattegat ($57^{\circ} 38'$), 0,053, y Nord-Koster ($58^{\circ} 54'$) dió algo más, 0,8, tal vez bajo la influencia de los ríos de Noruega.

Estas cifras evidencian la extensión del fenómeno, al mismo tiempo que su disminución progresiva por el sur. Esta última circunstancia se deduce manifiestamente del contraste que presentan en la lámina III, las curvas del norte, tan acentuadas, y lo mismo las de toda la costa finlandesa, hasta Söderskärs Fyrbak, con las más suaves de Ystad o del Cattegat.

Además, se ha representado en la lámina III, al lado de la curva de Hangö Udd's Fyrbak para los años 1873-75 (según las cifras de Moberg) las cantidades de lluvia en Helsingfors, según las tablas de Borenius. Se comprueba que en 1873 al minimum de lluvia ocurrido en febrero no lo siguió el minimum de nivel hasta marzo y abril; luego, en octubre de 1873, ocurrió una lluvia extraordinaria de 139 milímetros; su efecto se manifestó en diciembre y enero por un nivel elevado, cuyo desagüe elevó en parte el minimum de 1874; de aquí resulta que en este año al minimum de lluvia de febrero no lo siguió hasta mayo otro de nivel apenas marcado, y que las cotas de nivel del agua se mantuvieron a una altura desusada y aun sobrepujaron ligeramente a las de 1873, aunque ya entonces se había producido la gran lluvia de octubre. Luego, en enero de 1875, fueron bajos los niveles y las curvas de lluvia; en marzo ocurrió el minimum, pero no proviene de él la cota bajísima del nivel medio agua, sino que se debe a las escasísimas lluvias y a los bajos niveles de todo el verano, otoño e invierno de este último año.

De modo que la caída de las curvas anuales de 1874 a 1875 se debió, sin duda, al volumen de las lluvias, y se advierte que las curvas de Forssman se detienen precisamente en esta caída, de modo que en su cálculo resulta demasiado alto el valor medio del desplazamiento negativo.

Parece deducirse de las medias anuales de 1852 a 1875 un movimiento negativo general de la costa, lo que es exacto; pero si se reúnen las veinticuatro medias anuales en seis grupos de cuatro años cada uno, se obtiene para el primero un valor negativo, para el segundo un valor positivo y para los cuatro grupos siguientes valores negativos.

De manera que, aparte de las oscilaciones dependientes de las estaciones del año que muestran las medias mensuales, existen oscilaciones de mayor amplitud que abarcan períodos más largos. Aunque no se poseen respecto del Ladoga tan largas series de observaciones, Tillo y Woeikof aseguran que se comprueban también en ese lago oscilaciones de mayor duración, y a propósito de esto no debe olvidarse que solamente el Neva conduce anualmente a la cuenca del Báltico una masa de agua dulce cuyo volumen no se calcula menos de 94 kilómetros cúbicos ¹⁷.

Tal es en el Báltico la *clase de movimientos de la línea de costa*. Aparte de las influencias locales o temporales, presión atmosférica, caldeoamiento directo por el sol o intumescencias formadas por los vientos, se comprueban *oscilaciones que dependen de las estaciones del año* relacionadas con la influencia de las precipitaciones atmosféricas o del deshielo, y también *oscilaciones de más largo período, que se manifiestan en la sucesión de las medias anuales*, y que ofrecen *actualmente* valores negativos preponderantes, pero no exclusivos. Además, las oscilaciones son más amplias en el norte que en el sur.

Hay que admitir que el método de comparación usado hasta ahora tiene el inconveniente de que las medias de los años del calendario comprenden la segunda mitad de cada máximo y la primera del siguiente; así lo demuestra la lám. III, donde se ve que la media anual de 1874 encierra dos máximos (especialmente en las estaciones del norte), a saber: el de 1873-74 y el de 1874-75. Las medias anuales de Woeikof para el Ladoga están calculadas por fases, es decir, de junio a mayo.

La comprobación de la uniformidad de las oscilaciones aumenta el interés de la larga serie de observaciones precisas realizadas desde 1825 en la esclusa de Estocolmo. También en esta serie se ve cómo alternan las cifras positivas y las negativas, pero en conjunto las segundas superan a las primeras. En realidad, en las 50 diferencias de las 51 medias anuales de 1825 a 1865 se encuentran 23 positivas y 24 negativas; sólo tres veces han sido equivalentes las medias anuales sucesivas. La suma de los 23 desplazamientos hacia arriba alcanzó + 1,42 metros; la de los 24 desplazamientos hacia abajo, — 1,89 metros; queda, pues, una diferencia negativa de — 0,47; pero esta cifra es la diferencia de los dos niveles medios de 1825 y de 1875; si, como hizo Forssman, se aplica a la serie total de las observaciones la ecuación de una recta y se procede en seguida por el método de los mínimos cuadrados, la diferencia baja todavía de — 0,47 a — 0,187 metros, y aún esta cifra está muy influida por el mínimo excepcional de 1875.

Esto indica con qué precaución deben utilizarse los datos que no tienen otra base que observaciones episódicas hechas en señales talladas en la roca. El valor de las observaciones de esta especie estriba en los períodos de tiempo que alcanzan, que son bastante más largos, y para los

que indican el carácter positivo o negativo del exceso que subsiste después de la compensación de los movimientos de sentido contrario; pero se comprende que las cifras halladas sólo pueden ser aproximadas.

RESUMEN DEL DESPLAZAMIENTO NEGATIVO.—Trataremos ahora de presentar en conjunto los datos reunidos hasta el día y a este efecto utilizaremos las cifras recogidas en las estaciones de observación diaria y en las norteñas de verano, así como en las lecturas aisladas de líneas de referencia, fundándonos principalmente en los datos del doctor Holmström; incluimos los resultados obtenidos en Noruega y en Finlandia. Para cada localidad expresaremos, en centímetros y entre paréntesis, el desplazamiento negativo medio que correspondería a un año, suponiendo movimiento uniforme.

En 1839, por iniciativa de Schive, se proveyó de líneas de referencia a muchos puntos de la costa noruega, y en 1865 Roll señaló un levantamiento del nivel medio del agua, respecto a aquellas de dichas líneas situadas en la parte meridional del país. A causa de la gran amplitud de las mareas, las de la costa del Atlántico no habían dado cifras utilizables, pero en la costa norte del Skager-Rack se comprobaba en los diez y siete puestos de observación escalonados entre Stavanger y Moss un desplazamiento negativo pequeño, pero general, que alcanzaba 7 u 8 centímetros, término medio en aquel período de veintiséis años (o sea, próximamente, 0,3). Conviene, sin embargo, hacer constar la declaración expresa de que, a causa del pequeño número de las observaciones, no se puede conceder a dicho resultado importancia decisiva ¹⁸.

En la costa oriental del Cattegat están las tres estaciones ya citadas, en las que se practican continuas observaciones: Nord-Koster, Hallo y Winga; ya citamos la concordancia de las oscilaciones que allí se han sentido con las de la costa sueca del Báltico de 1825 a 1875; también se encuentran allí antiguas líneas de referencia, cuyas medidas comprobó en 1886 Holmström, que opina que las cifras relativas a los años 1847-86 pueden considerarse ciertas, y se obtiene para el período correspondiente un movimiento negativo de 15 a 20 centímetros (0,4 a 0,5). La línea de referencia más antigua de aquella costa fué la que en 1770 instaló Cornstrand en Marstrand y que después se ha usado a menudo. Se puede admitir para este período un movimiento negativo de 55 (?) centímetros, próximamente (0,47 ?) ¹⁹. En las Väderöarne, situadas a alguna distancia de la costa (58° 35'), parece que imperan condiciones especiales. Forsell estableció allí una línea de referencia en 1804, y Lovén encontró en 1850 — 59,5 (?) centímetros (1,3 ?); las medidas ulteriores de Holmström, — 13,5 centímetros (0,79), de 1850 a 1867, y — 13,5 (0,7) de 1867 a 1886, indican también un movimiento negativo más marcado que en las estaciones próximas. Allí se halla la localidad de Fjällbacka, ya mencionada, y en su puerto el peñón de Gudmundskäret, cuya emersión progresiva invocaba Linneo. En 1532

estaba el peñón cubierto por el mar; en 1662 sobresalía un poco del agua, pero la parte emergida era tan pequeña, que se la podía haber cubierto con un sombrero; en 1867 calculó Holmström su altitud en 131 centímetros sobre la línea de los fucus. Este punto es seguramente el más curioso de toda la costa sueca.

El doctor Holmström advirtió que encima de Fjällbacka se eleva un acantilado vertical de 75 metros de altura, cortado por una grieta de unos 2 metros de ancha, abierta hasta gran profundidad y sin duda más moderna que los depósitos glaciales que coronan la cima. Consideraba ese agrietamiento indicio de dislocación que se estaba efectuando en el interior del macizo, fenómeno que explicaría la separación comprobada en los movimientos de las líneas de costa.

Debe recordarse que precisamente cerca de aquellas islas, donde el movimiento negativo adquiere excepcional amplitud, observó Ekman aguas de composición distinta; andando el tiempo ha podido muy bien contribuir a aumentar las diferencias una ligera modificación en la disposición de las corrientes.

En Varberg (57° 6') se encuentra el último punto de la costa donde se han practicado medidas; no hay datos sobre Escania. Hace mucho tiempo se cita como testimonio de la constancia del nivel marino la islita de Saltholm, cerca de Copenhague, que está sumergida en otoño e invierno y en seco durante el verano, de manera que su borde queda comprendido entre los límites de las oscilaciones anuales y, sin embargo, se la menciona desde 1820 ³⁰. No conozco confirmación reciente de los hechos; pero se observará que la entrada meridional del Ore-Sund y el propio Sund son, respecto del régimen del Báltico, lo mismo que una abertura en un dique, según el empuje de las aguas y su velocidad de salida; está, pues, en condiciones muy distintas que las cuencas abiertas en lo relativo a las variaciones de altura vertical de la de desagüe. Los fenómenos transitorios, como son las tempestades, pasan inadvertidos en gran parte de las medidas que sirven de base a las curvas, que, ya se ha visto que evidencian la concordancia de las oscilaciones en esta costa y en la occidental, y demuestran a la vez que tales oscilaciones forzosamente actúan en el Sund, aunque sin determinar allí un desplazamiento vertical de igual amplitud en los niveles medios.

Respecto a Ystad, tengo a la vista datos contradictorios; en la costa del Blekinga se produce un movimiento negativo, cuya importancia no se conoce exactamente. Los datos conocidos acerca de Skallo, próximo a Kalmar (56° 41'), denotan que en 1760 instaló allí Wikström una línea de referencia después de haber hecho durante muchos años tales observaciones diarias para deducir el verdadero nivel medio; más tarde, Frigelius en 1802 y Siljeström en 1844 hallaron el nivel del agua en coincidencia casi con la antigua señal. En realidad, es difícil decir si el es-

trecho paso de Kalmar estaba sujeto a condiciones semejantes a las que parecen predominar en el Belt, y nada fijo se sabe sobre el valor que conviene atribuir a estas antiguas observaciones; lo cierto es que Holmström comprobó también allí, de 1844 a 1886, un movimiento negativo que alcanzó 17 centímetros (0,4). En cuanto a las cifras que halló por Forssman, respecto a Utklippan (estación de verano, $55^{\circ} 57'$) y Öland's Norre Udde ($57^{\circ} 22'$), para el período de 1852-75 (0,67 y 0,23), no me atrevo a compararlas con las precedentes porque se han obtenido por cálculo.

El movimiento negativo era antes general, hacia el norte, hasta Land-sort ($58^{\circ} 45'$); muy recientemente se ha creído ver cerca de este punto indicios de movimiento positivo, pero no está probado todavía.

Ya hemos tratado de Estocolmo ($59^{\circ} 10'$), con el que concuerdan las estaciones inmediatas de Gronskaer ($59^{\circ} 17'$) y de Vendlösa ($59^{\circ} 51'$): Según Nordenskjöld (0,59), de 1774 a 1825; — 11 centímetros (0,41), de 1825 a 1852, y — 8 centímetros (0,32), de 1852 a 1875; en total: — 49 centímetros (0,49) en ciento un años.

Más al norte de Suecia sólo hay líneas de referencia y estaciones de verano. En Djursten's Fyr ($60^{\circ} 22'$), Forssman obtuvo — 3 centímetros (0,13) de 1852 a 1874; ese punto está justamente encima del mar de Aland; pero tales cálculos, fundados en observaciones de verano, permiten poca exactitud. Convendría estudiar si esa fosa se debe a una excavación practicada tal vez por la influencia de los hielos. Desde ese punto parece que aumenta hacia el norte la amplitud del movimiento negativo, que es muy apreciable desde Löfgrundet ($60^{\circ} 45'$), donde se encuentra una línea de referencia, que colocó Rudman en 1731, y es sobre todo muy marcada entre los 63 y 64° , que alcanza más de un centímetro por año, aunque desde 1850 parece menor que antes. La mayor diferencia total se encuentra en el peñón de Ratan (64°), donde Hellant puso una línea de señal; alcanzó — 123 centímetros desde 1749 a 1869, o sea en un período de ciento veinte años. Desde allí nos encontramos ya más afuera de las Quarken. En Storebben ($66^{\circ} 15'$) colocó también Hellant una de esas líneas en 1750; los datos se pueden interpretar de dos modos, pues dan para el período de 1750 a 1869, — 122 centímetros (1,02) ó — 155 centímetros (1,3). De todos modos, también allí es muy grande el movimiento negativo, pero permiten las lecturas comprobar un decrecimiento en las últimas décadas. El Malörn Fyr ($65^{\circ} 32'$) sólo está en observación desde 1852; la cifra que calculó Forssman es de ocho centímetros (0,32).

Holmström insistió en la costa occidental de Finlandia sobre las líneas de referencia de Klinzius en 1755 en Bergö (Vargö, 63°) y en Rönnskär (30 kilómetros más al NO.), que atestiguan un movimiento particularmente uniforme; así, en Bergö se ha hallado, según Schulten, — 43 centímetros (1,43) de 1755-85; según C. P. Hallström, — 50 centímetros (1,20) de

1785-97; según Brodd, — 32 centímetros (1,46) de 1797 a 1821, y según Stjerncreutz, — 11,5 centímetros (0,35) de 1821-52; así es que de 1755 a 1852 fueron — 96,5 centímetros (1,0). En cuanto a Rönsskär, según Hallsström, se ha observado: — 50,5 centímetros (1,20) de 1755-97, y según Brodd, — 34,5 centímetros (1,44) de 1797 a 1821.

En el castillo de Åbo ($60^{\circ} 25'$) determinó Gadolin en 1750 el nivel del agua, que en 1841 era 52,5 centímetros (0,57) más bajo. De las observaciones que corresponden al período 1858-72, y apoyándose en las antiguas líneas de referencia, creyó poder admitir Moberg en 1863 un movimiento de 59,67 centímetros por siglo. Ya se han mencionado las curvas, muy accidentadas, pero de disposición uniforme, que las observaciones hechas desde entonces permiten elevar en Finlandia.

Las observaciones de Moberg no sólo se refieren a la costa occidental de Finlandia, sino también a gran parte de la orilla septentrional del golfo del mismo nombre, en cuya cabecera, cerca del castillo de Momplaisir, no lejos de Peterhof, halló todavía F. Schmidt señales muy claras de movimiento negativo reciente, y lo mismo, aunque con menos claridad, en el castillo de Tolsburg, no lejos de Port Kunda, en la costa sur del golfo. En cambio, en la oriental de Ösel no se ven indicios seguros²¹.

Mas al sur parece disminuir el movimiento, y larguísimas series de observaciones en las costas alemanas dieron el siguiente resultado, después de muchas dudas: que con el tiempo las oscilaciones secundarias se compensan y que, por lo tanto, no se produce movimiento continuo en sentido determinado, sea negativo o positivo.

Resulta, pues, que en Suecia y en Finlandia hay un movimiento negativo general, pero en el siglo último era más pronunciado. Sin embargo, aun allí donde alcanzó su mayor amplitud y las líneas de referencia cuentan más de un siglo, no han pasado de — 123 centímetros (Ratán, 64°), o — 155 centímetros (Storebben, $65^{\circ} 15'$); a esas localidades que corresponden a los valores máximos hay que añadir Gudmundskäret, cerca de Fjällbacka (Cattegat), con la cifra probable de — 150 centímetros, y allí el fenómeno está tal vez relacionado con circunstancias locales.

En el norte son más marcados los indicios; todavía en Estocolmo se comprueba este movimiento negativo, pero no tan fuerte como a la entrada del golfo de Finlandia, donde tan grande es el aflujo de agua dulce. El movimiento se propaga a lo largo de las costas de Suecia, con una detención aún no explicada en Kalmar durante los primeros años de observación; sigue notándose hasta más allá de Carlskrona, pero en el sur los informes son incompletos y poco seguros. En el Ore-Sund parece mucho menor; luego retorna con regularidad, aunque su amplitud sea allí mediana (excepto en las Värderörne), en la costa del Cattegat, acompañando siempre a la corriente de salida del Báltico. Señales poco claras se ven aún a lo largo de la costa sur de Noruega hasta más allá de Lindesnaes y

cercanías de Stavanger, hasta donde el agua menos salada del Báltico sigue formando una corriente separada.

En cambio, en las fronteras costas danesas y alemanas no se observa señal de dicho movimiento; en aquellos parajes se produce un cambio más amplio de las aguas por los Belts; hasta Pillau, el Báltico está al nivel del Océano y no se nota movimiento negativo ni positivo.

Cabe preguntar si es posible atribuir a este gran fenómeno un *límite cronológico*. Browallius opone a Celsius el hecho de que en el oeste de Finlandia se han hallado árboles viejísimos a escasa altura del mar. Las cifras proceden de una Memoria de Gada. Un pino de trescientos diez años se encontró en Biernö a dos metros sobre el nivel del mar, y dice Browallius: «Si el agua descendiese realmente 45 pulgadas por siglo, sería necesario que el árbol hubiese estado sumergido doscientos veinte años». Las mismas conclusiones pueden hacerse a propósito de un pino del Kirchen-Sund, cerca de Hitis, de doscientos ochenta y dos años, situado a un metro sobre el nivel del mar; a algunas encinas de más de trescientos años, colocadas a una altitud de unos 3 metros y a otros varios casos ²². Aunque estas medidas de altura son sólo aproximadas, demuestran un hecho importantísimo. Tales observaciones no se han desmentido, sino que, al contrario, las corroboró Lyell, quien había visto cerca de Estocolmo encinas varias veces seculares, situadas a 8 pies solamente sobre el mar ²³; Högbom efectuó medidas análogas en el Vesterbotten, o sea en la parte de las costas suecas donde el movimiento es más amplio; en las abras hay, a lo largo de la orilla, primero una faja denudada, que corresponde a los límites de la oscilación anual; encima una estrecha cenefa de sotos de alisos y luego el bosque de pinos. A 3 pies sobre la cenefa de alisos se alzan, en Kaleviken, pinos de cincuenta y cinco a sesenta años; si se supone que las oscilaciones anuales han sido siempre las mismas, el movimiento negativo no puede haber pasado de 3 pies (89 centímetros) en los últimos cincuenta años ²⁴. Las cifras anotadas para las líneas de referencia son en todas partes menores.

Tratemos de nuevo de las observaciones antiguas y adoptemos los años 1730 a 1740 como correspondientes, poco más o menos, a la fecha media de las observaciones más importantes de Celsius, de Linneo y de Browallius. En aquella época Celsius calculaba el movimiento negativo en 4 ó 5 pies por siglo ó 1,33 centímetros por año; las lecturas efectuadas en la roca de Ratan (64°) dieron 1,14 centímetros para 1740-74 y las de la piedra de Storebbem (65° 15') 1,43 centímetros anuales de 1750-85. En la costa occidental de Finlandia debió ser el desplazamiento, en el mismo período, de 1,2 centímetros, próximamente. Es muy notable, por cierto, la concordancia con la evaluación de Celsius; pero la hipótesis de que un movimiento de tal amplitud durase desde época lejana es imposible de conciliar con los hechos que cita Browallius acerca de la situación de los

viejos árboles. En 1700 instaló Davidson una línea de referencia en la parte norte; en 1802 publicó Hjarne observaciones sobre el descenso del nivel del agua, que según los datos de la época, debió ser muy pronunciado, cuando en las últimas décadas de nuestro siglo se observa un decrecimiento general del fenómeno.

Según esto, parece que el movimiento negativo ha sido más marcado a fines del siglo XVII y principios del XVIII; hoy debe hallarse en decadencia.

Deben también tenerse en cuenta las reservas que expresa Grewingk, no por cierto contra la realidad del movimiento negativo en general, sino contra la hipótesis de su continuidad, fundado en el examen de ciertos restos prehistóricos. Acabamos de mencionar las señales negativas observadas en el castillo de Tolsburg, en la costa sur del golfo de Finlandia; pero poco más arriba, en Kunda, se encuentra a 40 metros sobre el mar una marga blanca muy caliza, que corresponde al depósito de un lago de agua dulce y encierra muchos vestigios de una tribu dedicada a la caza y a la pesca y, además, restos de un sollo de gran talla. La edad de esta estación se calcula en unos dos mil años; pero aun disminuyendo en la mitad la importancia del movimiento negativo hoy comprobado en las costas de Finlandia, no dejaría de haber estado sumergido el lago de Kunda hace dos mil años. Desde Salis, río que desagua del lago Bustneck, en el golfo de Riga, se extiende la colina llamada Rinne, largo amontonamiento de «restos de cocina», y la existencia de esta masa se opone a la hipótesis de toda modificación notable de la línea de costa, cuyos efectos se hubieran ido sumando a través de los siglos; al contrario, de la existencia de ostras entre los «restos de cocina» ha deducido Baer que en otro tiempo era el mar más salado que hoy hacia las bocas del Báltico y, sobre todo, en Seeland y en Fionia. Los castillos de Werder (construido en 1284) y de Arensberg (en 1221) dan la impresión, según Grewing, de que no han cambiado las cosas al cabo de los siglos ²⁵.

Así llegamos a las siguientes conclusiones:

Muchos ríos vierten grandes cantidades de agua dulce en el Báltico y en sus anejos, los golfos de Botnia, de Finlandia y de Riga; aquel mar comunica imperfectamente con el Océano; tiene, por lo tanto, escasa salsedumbre, y en sus partes más remotas el agua puede llegar hasta ser potable. Fuertes corrientes se producen desde los golfos interiores hacia el Báltico. En los Belts se comprueban corrientes de fondo saladas y otras superiores de desagüe que lo son menos. En el Ore-Sund el agua salada, sólo por excepción, penetra en el Báltico. Una fuerte corriente de este mar sigue las costas escandinavas desde el Ore-Sund hasta el cabo Lindesnaes, y se pierde en el Océano.

En las costas alemanas, excepto en Mamel, el nivel del agua es el mismo del Océano. Respecto del norte, no se poseen nivelaciones recientes,

y las antiguas medidas demuestran notable elevación del nivel del agua en el golfo de Finlandia, fenómeno aún más marcado en el de Botnia.

Se comprueba que el movimiento negativo actúa hoy desde la bahía de Botnia y el golfo de Finlandia hasta el Skager-Rack, a lo largo de las costas de Suecia; es posible que impere también a lo largo de las de Noruega, hasta el cabo Lindesnaes, y Stavanger. Este movimiento acompaña a la corriente de salida del Báltico, formada de agua poco salada. En la costa de Finlandia y en la alemana no se produce; en los estrechamientos del Sund parece mucho menor.

Las medias mensuales de la costa de Finlandia y de la oriental de Suecia evidencian una oscilación, que se reproduce todos los años. La subida de las curvas obedece a la crecida de los ríos que sigue al deshielo, a la fusión de las nieves y a las lluvias. Las curvas de las medias mensuales de la costa occidental son análogas, pero la subida se produce algo más tarde y dura menos tiempo. En esos parajes se distinguen en la costa tres capas de agua: la superior, cuyo espesor llega a 2 brazas y se compone del agua de los ríos inmediatos; debajo, la corriente de desagüe del Báltico y debajo aún, las aguas de fondo más densas del Cattegat.

Las curvas de las medias mensuales de 1852 a 1875 denotan, según Forssman, concordancia entre las oscilaciones de la costa oriental y las de la occidental; por ejemplo, las medias anuales tomadas en la costa oriental corresponden a un alto nivel en la occidental, y así siempre. Sin embargo, los valores extremos de las curvas de la costa oeste difieren menos entre sí. En Fjällbacka parece que actúa cierta influencia local.

A juzgar por la situación de los viejos árboles, el movimiento negativo debió sentirse desde el fin del siglo XVII, continuó en el XVIII y hoy decrece; pero la fase actual no puede haber comenzado de ningún modo mucho antes del fin del siglo XVII.

De todo esto resulta, a mi juicio, que Nordenankar, Chamberts y Stjerncreutz comprendieron acertadamente el fenómeno. Se trata de un problema de climatología y de hidrostática, no de geología tectónica: *no se levantan las costas, sino que se vacía el mar*. Aunque se concediese la posibilidad de tan extenso levantamiento de la litosfera, no dejaría de ser incomprensible que se hubiese limitado a las costas suecas y a aquellos parajes que sigue la corriente que sale del Báltico, mientras que no se siente en las costas danesas y alemanas. Las medias mensuales (que varían según las estaciones del año) demuestran de modo irrefutable que la altura del nivel del mar depende de las aportaciones procedentes de tierra; además, las medias anuales denotan tal uniformidad en las costas oriental y occidental de Suecia, a pesar de la continua alternancia de los movimientos positivos y negativos, que no sería posible acomodarlas con la hipótesis de movimientos de la corteza terrestre.

Nordenankar dejó en pie el problema de si el descenso de la canti-

dad de agua se debe a una disminución de las aportaciones o a un ensanchamiento de las bocas; si es exacta la segunda de estas hipótesis, será preciso que en la desembocadura del Ore-Sund haya aumentado el volumen de la corriente de desagüe; pero como este volumen disminuye, indudablemente se trata de un decrecimiento de la alimentación; además, la disminución actual del movimiento negativo debería relacionarse con un aumento gradual de las lluvias; pero, por desgracia, no poseemos datos fidedignos acerca de los cambios seculares que sufre el caudal de esas lluvias en aquella región. Rubenson cree que se contradicen las antiguas cifras relativas a localidades inmediatas y que, por tanto, no se pueden utilizar. Blytt deduce de muchas circunstancias y con razón, sin duda, que Escandinavia ha sufrido grandes cambios climatológicos; pero no puede decir con certeza de qué índole es la fase actual. Los datos de Heim sobre los glaciares escandinavos no conducen a resultados muy claros. Svenonius encontró en Laponia, en muchos sitios, señales de un revestimiento forestal de coníferas, hoy desaparecido, que hasta rebasaba la región de los abedules, y esto a veces a varias millas de los bosques de coníferas que aún subsisten. Hay parajes, que los lapones llaman «Tsuoptsa», donde persisten de uno a otro año manchas de nieve, y donde se conduce a los renos durante los calores del verano; según dicen los lapones, desde que se conserva memoria los «Tsuoptsa» van ganando extensión y su número aumenta. Parece, además, que ciertas fases climatológicas afectan a toda la Tierra ²⁶.

Si las diferencias mensuales presentan su mayor amplitud en el fondo del golfo de Botnia, es porque allí acude del este y del oeste gran cantidad de agua dulce y, además, son menores las probabilidades de que se establezca un régimen uniforme. El movimiento negativo, cuya demostración es el resultado final que persigue el conjunto de las observaciones efectuadas desde hace un siglo, alcanza su máximo en el norte, porque, bajo la influencia de las condiciones antes expuestas, se modifica la pendiente general de la cuenca del Báltico, y este fenómeno debe manifestarse con mayor claridad en las partes más alejadas de los puntos de desagüe.

Se creía en otro tiempo que el levantamiento de la tierra firme aumentaba con la latitud y que alcanzaba su máximo en el cabo Norte; pero ni respecto de este cabo ni de ningún otro punto de las costas septentrionales y orientales de Noruega conozco prueba auténtica de movimiento negativo que afectase actualmente a la línea de costa.

Esta última circunstancia llamó la atención de Erdmann y Lovén, que se ocuparon de ella en 1850 en la notable y ya mencionada Memoria, en que demostraban la necesidad de practicar una investigación metódica ²⁷. En opinión de esos observadores, debe considerarse el Báltico lago interior, en el cual el desagüe del exceso de agua dulce tropieza con el obs-

táculo, que constituyen por algunas tierras e islas, y cuyo nivel, por lo tanto no coincide, probablemente, con el del Océano. Discutieron, además, la disminución de los aflujos y de la pendiente y añadieron que la extensa superficie del Báltico no podía sufrir su influjo en la proporción que revelan las líneas de referencia; pero añaden que es imposible fijar la cuantía del levantamiento que experimente el suelo antes de conocer la del descenso eventual del nivel del agua. Las desigualdades de movimiento que indican las antiguas líneas de referencia se deben atribuir a movimientos de la tierra misma y tal vez se hallen en relación de causa a efecto con conmociones terrestres locales.

En las conclusiones del doctor Holmström, a quien debo tantas y valiosas informaciones, se encuentran las mismas tendencias, pero expresadas de modo mucho más preciso; los desplazamientos observados en la costa occidental de Suecia y en la de Finlandia son tan concordantes, que no es posible explicarlos por medio de un movimiento secular de la litosfera. Sin embargo, ciertos fenómenos observados en la costa occidental de Suecia (Fjällbacka) inducen a suponer que se trata a veces de dislocaciones locales de la corteza terrestre: de la producción de fallas, por ejemplo ²⁸.

Puédase o no demostrar que se haya producido una dislocación de esa especie muy localizada, no por eso deja de ser cosa completamente distinta del levantamiento uniforme del continente hasta más allá del Cabo Norte, que suponía Leopoldo de Buch, o del movimiento bascular de toda la península, como sospechaba Lyell.

De manera que *no existen pruebas de aquel levantamiento general y secular de la península escandinava, que llegó a ser punto de partida de la teoría de los levantamientos*. La uniformidad de las oscilaciones que (con alguna que otra excepción) se deduce cada vez mejor de las diarias observaciones recientes, demuestra más bien que es necesario explicar los fenómenos por medio de una disminución de los aflujos en estas cuencas casi cerradas; al mismo resultado conduce la palpable dependencia en que se hallan las mayores perturbaciones del nivel del agua respecto de las fluctuaciones anormales ocurridas en el volumen de las precipitaciones atmosféricas ²⁹.

TURBERAS Y BOSQUES DESCENDIDOS DEL MAR DEL NORTE.—La Mancha, ese brazo de mar que separa Francia de Inglaterra, se abre hacia el oeste y se estrecha hacia el este; al mismo tiempo, su profundidad disminuye hacia el este, y cerca del punto más estrecho, hay un escalón o resalto marino. La onda de marea llega del oeste, penetra con fuerza en el Paso de Calais y se vierte por encima de aquel alto fondo en el mar del Norte.

Estas circunstancias han inducido a pensar que la propia Mancha formaba originariamente un golfo que se abría hacia el oeste, y que las mareas, ayudadas por las tempestades destruyeron una lengua de tierra que

unía en otro tiempo Inglaterra al continente: En 1717 escribía Musgrave: «*Concludimus..... Britanniam non iam inde ab initio fuisse insulam, sed ex paene-insula factam: idque ut videtur a vento e saevioribus aliquo cum maris aestu concurrente et isthmum perrumpente*». Buache compartía esta opinión, y en 1751 la defendió también Desmarets en una excelente Memoria ³⁰.

El Báltico nos ha mostrado la dificultad de dictaminar con certidumbre acerca de acontecimientos tan lejanos y el examen minucioso de los fenómenos evidencia complejidad infinitamente mayor de lo que se suponía al principio. Para comprobar que también en la Mancha ocurrieron múltiples alternancias bastará estudiar el corte de los acantilados de Sangatte, cerca de Calais: su parte superior se compone, por espacio de 3 a 7 metros, de una masa de cantos de sílex enteros o en fragmentos, embutidos en arena oscura; no se han encontrado fósiles; la segunda capa, de 15 a 20 metros de potencia, es una creta de acarreo con intercalaciones irregulares de arena, en la que se han recogido *Glephas primigenius*, *Succinea oblonga*, *Pupa*, *Helix*, etc. Trátase, pues, de una formación continental con fauna análoga a la del loess, cortada bruscamente por el lado del mar y que indica, sin duda, una comunicación terrestre con Inglaterra; pero debajo de esta capa se ve, según Robbe y Barrois, una arena marina basta con *Purpura lapillus*, *Littorina littorea*, *Tellina baltica* y otras especies características de la fauna litoral actual del mar del Norte. De aquí debía deducirse que en aquellos parajes existía el mar antes de que Inglaterra estuviese unida al continente, y se ve al mismo tiempo que la fauna marina actual es anterior al Mammut ³¹.

La antigüedad no ha dejado tradición que nos sirva para conocer los acontecimientos a que se debió la separación de la Gran Bretaña, porque las palabras, a menudo citadas, de Virgilio: «*Penitus toto divisos orbe Britannos*», no se pueden considerar como tal. Se sabe también que hacia el año 330 a. de J.-C. Pytheas de Marsella navegó por la Mancha. Además, Nilson fué el primero que creyó reconocer en los bruscos desbordamientos de las aguas marinas y en las destrucciones sufridas por las orillas del mar del Norte, las señales del diluvio *cimblico*, que mencionan muchos autores de la antigüedad; parece que ese cataclismo hacia los años 360 a 350 a. de J.-C. forzó a los cimbrios a buscar nuevos hogares, según escribe Floro: «*Quum terras eorum Oceanus inundasset*» ³². Después de Nilson muchos autores admitieron esa hipótesis. Pero existen acerca de las costas de Inglaterra, de Holanda y del oeste de Dinamarca varios documentos que relatan irrupciones repentinas del mar, producidas desde aquella época y cuyas señales subsisten en parte hasta nuestros días. Estos acontecimientos tuvieron a veces carácter de verdaderos diluvios; tal fué la inundación de 1277, que dió nacimiento al Dollart en la desembocadura del Ems, y que se admite que destruyó cuarenta y tres parroquias y cos-

tó la vida a 80.000 personas en Frisa; lo mismo la gran «Mandrinkel» (anegamiento humano) del 8 de séptiembre de 1362, que aniquiló treinta parroquias y arrancó grandes pedazos de las islas Sylt y Föhr. La gran inundación de Navidad de 1717 anegó, según testimonio de Arends y Eilker, 10.828 personas y 90.000 cabezas de ganado. Tales cifras recuerdan las catástrofes de la India ⁵³.

Respecto del Zuyderzee, nos enseñan Bakhuyzen y de Pleyte lo siguiente: el Flevus de los escritores romanos se separaba del Rin en Wageningen, aguas abajo de Arnheim y llegaba, siguiendo el lecho del Eem, al Lacus flevus, que, por lo tanto, formaba parte de lo que más tarde debía ser el Zuyderzee y desembocaba en el mar entre Vlieland y Terschelling. El ensanchamiento del Lacus Flevus se operó trozo a trozo y, en parte, después del año 1400. Restos de construcciones romanas existen a unos diez minutos de distancia, fuera de las dunas, cerca de la desembocadura del Escalda, en Walcheren; junto a las bocas del Mosa, en Goedereede; próximo al Altrhein, en Katwijk; en las orillas del Flevus (Vlie) y en otras partes. Esas ruinas, que se ven en la baja mar, demuestran que las dunas avanzaron tierra adentro ⁵⁴.

Bien sabido es que el mar y el viento edifican lentamente, a fuerza de años, bancos de arena o cordones litorales y que luego, de cuando en cuando, el mar realiza una irrupción devastadora y recobra parte de las tierras recientemente formadas. Pero al lado de esto que nos dice la experiencia, se ha formado la opinión de que han intervenido también oscilaciones de la tierra firme. Además de los bancos de conchas que indican movimientos negativos en la época prehistórica, se ha invocado especialmente la existencia bajo el nivel del mar de selvas y turberas en muchos puntos de tales costas y a veces alternancia repetida de turba y de arena marina. Así, en 1849, Godwin Austen, con objeto de apoyar la hipótesis de que la Mancha debía su origen a un descenso de la corteza terrestre, publicó un mapa en el que indicó los muchos puntos en que ya en aquella época se conocían bosques y turbales bajo el nivel del mar ⁵⁵. En 1872 expresó Delesse la idea de que el descenso aparente de las costas de los Países Bajos debía ser consecuencia de la presión ejercida sobre las arcillas terciarias subyacentes por los aluviones que se acumulaban allí sin cesar ⁵⁶; pero pronto veremos que esta conjetura no está en armonía con la situación verdadera; todavía hoy se considera frecuentemente estos hechos como pruebas de un descenso de la corteza terrestre. Es, pues, necesario estudiarlos.

Por lo pronto, conviene observar que esos bosques y turbales son mucho más modernos que las capas de Sangatte, de que antes se trató. Se encuentran allí restos de la época neolítica, muchos objetos de bronce y a veces señales de la época romana. Worsaae, que tanto ha contribuido al estudio de estos restos, ha llamado la atención sobre la frecuente existen-

cia en las turbas de hermosos vasos y utensilios de bronce rotos a propósito, o de espadas, al parecer torcidas al fuego, como si se tratase de objetos votivos que se hubiese querido dejar inútiles para todo otro uso. En cuanto a los bosques submarinos, ha demostrado Nathorst que en las orillas del Báltico, así como en el Holstein occidental y en los Países Bajos, se componen de abedules o álamos blancos, pinos, encinas y nogales, pero que nunca se encuentran hayas. Sabido es que en Dinamarca y Escandinavia se considera este árbol el más moderno del país ³⁷.

Desde Normandía se extienden tales yacimientos a lo largo de las costas septentrionales de Europa hasta Dinamarca y se los vuelve a hallar en varias localidades al sur del Báltico; aparecen también en muchos puntos del litoral inglés e irlandés. A menudo los turbales hundidos se prolongan tierra adentro más arriba del nivel del mar. Generalmente es escasa la profundidad que alcanzan; rara vez llega a 8 ó 9 metros.

Para formarnos idea de ellos debemos examinar, ante todo, las actuales turberas no descendidas.

Mank ha descrito la formación de las lagunas pantanosas en la costa occidental del Schleswig-Holstein: primero se establecen plantas acuáticas, tales como las *Potamogeton*, las *Nymphaea* y, sobre todo, la *Stratiotes aloides*; sus hojas forman en la superficie del agua una espesa alfombra que desaparece en otoño; pero poco a poco se deposita encima una capa de musgos que sobrevive en invierno, se hace cada vez más espesa y se reviste de arándanos (*Vaccinium oxycoccus*); por fin, crecen en la turba flotante algunos alisos. Así la capa de musgo flota sobre el agua del pantano. Un *pantano en maduración* se compone, pues, de una capa inferior de turba, otra de agua de pantano y de una alfombra de musgo que se desarrolla encima. Sólo cuando dicha alfombra se une con la capa inferior se dice que el pantano está «maduro» ³⁸.

Forchhammer describe el fenómeno de modo análogo, y a esos margales flotantes que no pueden sostener a un hombre los llama *hamacas* (Bängesäcke) o balancines (Schaukeln) ³⁹. Parece oírse un eco del antiguo relato, de autor desconocido, del panegírico del César Constancio: «Quamquam illa regio divinis expeditionibus, Caesar, vindicata atque purgata, quam obliquis meatibus Vahalis interfluit quamque divortio sui Rhenus amplectitur, paene, ut cum verbi periculo loquar, terra non est: ita penitus aquis imbuta permaduit ut non solum qum manifeste palustris est cedat ad nisum et hauriat pressa vestigium, sed etiam ubi paulo videtur firmior pedum pulsu temptata quatiatur et sentire se procul mota pondus testetur.....» ⁴⁰.

Los romanos encontraron terrenos de esa especie en el bajo Rin. Fácil es comprender cuáles pudieron ser los efectos de una invasión del mar en terreno así constituido. Pero los mismos pantanos maduros contienen aún mucha agua y es hecho conocido que cuando se procede al dre-

naje artificial su superficie desciende mucho. Skertchly ha publicado a propósito de esto instructivas cifras, obtenidas en los pantanos del Fenland, en el este de Inglaterra; las capas de turba están formadas allí por *Hypnum*; los *Sphagnum* faltan por completo; puede comprobarse la existencia de muchos bosques sucesivos; algunos troncos sepultados en la turba son de árboles que vivieron más de un siglo. Bajo la influencia del drenaje experimentan esas capas tan grande asiento que una parte del Whittlesey Mere, entre otras, de 5,5 metros de espesor, descendió 2,36 metros de 1848 a 1875, de manera que perdió casi la mitad de su espesor ⁴¹.

Esta tendencia a hundirse a causa de la desecación no es exclusiva de las capas de turba, sino propia de todos los sedimentos sin consistencia y empapados de agua que existen detrás de los cordones litorales; el desecamiento de tales terrenos suele presentar entonces dificultades especialísimas. En el cultivo de los *polders* holandeses se divide la tierra, por medio de pequeños diques, en trozos que luego se drenan. Las lagunas desaguan hasta el nivel del reflujo; allí donde se producen mareas de cierta amplitud la tierra se hunde fácilmente bajo el nivel de la alta mar, y para evitar esto es necesario vigilar con mucho cuidado el juego de las esclusas. Así, a consecuencia de los trabajos de desecación, comenzados en 1814 en los Lincolnshire Fens, llegó el terreno a un nivel tan bajo que ha quedado en definitiva enteramente sumergido y las lluvias algo fuertes no logran desaguar, de manera que en 1867 fué necesario instalar bombas. De igual modo el conde Coronini nos enseña que en 1775 se crearon cuatro grandes *polders* con esclusas para desecar las lagunas pantanosas de Aquilegia, lo que mejoró las condiciones sanitarias de aquel punto e hizo ganar 4.400 fanegas para la agricultura. Todos estos terrenos han vuelto a convertirse en pantano, y hoy su nivel se encuentra, término medio, a 0,79 metros bajo las grandes mareas vivas, y sólo a 0,16 sobre la baja mar en tiempo ordinario ⁴².

Aún existe otra clase de hundimiento de los pantanos turbosos: son los asientos que resultan del movimiento de su base y entonces alcanzan profundidades mucho mayores.

Fijémonos en el cuadro de Seelheim acerca de lo que se observa en los Países Bajos. La capa de turba forma en las bocas del Escalda un banco único de 0,75 a 2 metros de espesor, compuesto de plantas pantanosas; se la encuentra en toda la extensión de Walcheren, en el Beveland meridional y en Tholen y se prolonga por la orilla flamenca; reaparece en muchos puntos de las deprimidas costas de los Países Bajos y, singularmente en las desembocaduras antiguas o actuales de los ríos; a primera vista créese horizontal en las islas de Zelanda; pero, examinándola con más atención, se ve que forma intumescencias rebajadas y que se encuentra de 0,5 a 1,3 metros más bajas en las orillas que en el centro de las islas. El nivel de su superficie es allí 1 metro o 1.50 inferior a la marea muerta y en algu-

nos puntos sólo alcanza de 0,30 a 0,40 metros sobre la baja. Dice Seelheim que se trata, sin duda, de un descenso, pero causado por un corrimiento lateral y el asiento de la arena subyacente. He aquí por qué en las islas la capa de turba forma una bóveda peraltada y aparece surcada de grietas rellenas de venas de arcilla sabulosa, «cual si hubiese actuado como una capa, manteniendo la cohesión de las masas de arena» ⁴³.

Sin duda pueden explicarse de igual modo los rizamientos que se ven en las capas de turba de los Fens y cuyos dibujos nos proporciona Skertchly.

Lo mismo delante del cordón litoral que ciñe la Frische Haff como delante de la costa de Pomerania, se observa que hasta seis pies bajo el nivel del mar han conservado su posición natural algunos troncos de árboles. Refiere Hagen que durante el otoño de 1828 la costa sufrió un asalto violento en los parajes de la antigua comunicación entre la Frische Haff y el mar, y se vieron, en los puntos donde las aguas arrastraron la arena de los médanos, muchas raíces de hayas blancas y de troncos en pie, a la altura del nivel medio del mar. Hagen conjetura que hubo un tiempo en que los pantanos inmediatos al mar estaban a un nivel algo más alto y poblado de hayas blancas; el peso de los médanos, que ganaban terreno hacia el interior, debió determinar el hundimiento del suelo en que se apoyaban ⁴⁴.

En la isleta de Gotska Sando, ya al norte de Gotlandia, indicaron Eisen y Stuxberg un bosque engullido así por las arenas ⁴⁵.

Compruébanse, pues, tres clases distintas de hundimientos, que se explican por la estructura especial de los pantanos: la desecación, que rara vez se produce en la Naturaleza y que, en todo caso, sólo puede ocurrir al abrigo de los cordones litorales (aunque algunas veces un pantano, bajo la influencia de su peso, ha hecho filtrar sus aguas a través de las arenas inmediatas y se desecó a sí mismo mientras descendía) ⁴⁶; el asiento del suelo de las islas, que se produce en las zonas de irrupción reciente del mar, y los bosques y las turberas hundidos a causa del movimiento de traslación de los médanos y que están situados delante de éstas. En Inglaterra se encuentra a menudo sobre la turba la arcilla con *Scrobicularia piperata* (especie que vive en las aguas salobres) o las arenas con *Tellina baltica*, y también ocurre que algunas capas de esta especie alternan repetidas veces con otras de turba ⁴⁷; asimismo se conocen en Francia casos de esta alternancia, y en la «Wattenmeer» del Holstein los pantanos, aun los flotantes, se hallan revestidos por una capa de fango, en ocasiones, de gran espesor. Los más distinguidos geólogos de los Países Bajos, que siempre tienen a la vista los efectos de las incursiones recientes del mar, no han deducido de la disposición de sus pantanos turbosos oscilaciones de la corteza terrestre; los han considerado pura y simplemente fenómenos de la superficie. En varios no han faltado observadores que viesan en cada una de esas

alternancias una prueba de otros tantos levantamientos y descensos sucesivos que afectasen a la armadura rocosa del Globo en otros tantos centímetros; así se dedujo de la existencia de turbales sumergidos un descenso general e importante de los países ribereños del mar del Norte antes o durante la época del bronce.

Es necesario tener en cuenta los siguientes hechos:

a) En muchos puntos de las orillas del mar del Norte puede demostrarse que la altitud de la línea de costa no ha sufrido cambio en tiempo más o menos largo.

En las grandes esclusas de Amsterdam se observa el nivel del mar sin interrupción desde hace dos siglos y, según Bakhuyzem, su constancia durante ese período está demostrada con ocho milímetros de aproximación ⁴⁸. Dada la situación de las ruinas romanas exteriores a los médanos, es poco probable una oscilación cualquiera de la línea de costa desde hace dos mil años entre el Escalda y el Vlieland ⁴⁹; sin embargo, en el golfo que formaba en otro tiempo el mar en el bajo Aa ⁵⁰, entre Dunquerque y Calais, se han encontrado en la turba, bajo arenas marinas, monedas de 270 a. J.-C. J. Girard no cree que sea preciso admitir para aquel punto una oscilación del continente y, a su juicio, también puede explicarse la alternancia de las capas sin recurrir a esa hipótesis ⁵¹.

Los minuciosos estudios de Ormerod en Teignmouth (Devon) demuestran que desde hace mucho tiempo no se ha producido allí modificación en la línea de costa. Boyd Dawkins añade que el estado actual de los puertos romanos indica con menor certidumbre la absoluta estabilidad de la orilla en la costa meridional de Inglaterra ⁵².

Forchhammer menciona en la isla de Romö un recinto rodeado de un foso y separado del mar por una pradera pantanosa; su situación es tal, que después de la construcción de sus reductos (que sin duda se remonta al tiempo de los Vikings) no se puede admitir cambio de la línea de costa. Sin embargo, se observa entre Romö y el continente una turbera a unos 10 pies bajo el nivel del mar ⁵³.

b) Si la Tierra hubiese descendido lenta y uniformemente, como se suele imaginar el supuesto levantamiento gradual actual de Suecia, las olas, al avanzar, habrían destruido la turba y no se encontrarían árboles arraigados. Forchhammer hizo resaltar esta importante circunstancia; aunque defendió la hipótesis de un descenso de las comarcas ribereñas del mar del Norte en las edades prehistóricas, creía, por la razón mencionada, que tal vez el fenómeno fué brusco y que de todos modos se había detenido hacia tiempo.

c) Cuando se puede seguir tierra adentro la alternancia de la turba y de las capas marinas, se ve que los diversos bancos de la primera se reúnen en un banco único más grueso, lo que no podría ocurrir si las capas hubiesen sido sumergidas por oscilaciones generales del continente. Duro-

cher y Chèvremont describieron detalladamente el pantano de Dol, en el departamento de Ille-et-Vilaine al norte de Rennes como prueba de las oscilaciones de esa índole. Según Sirodot, el suelo subyacente se compone de capas alternantes de arena marina y de bancos de turba que conservan hacia el mar potencia constante, mientras que aquellas capas aumentan de espesor en igual dirección y concluyen por desaparecer tierra adentro; de aquí resulta que los bancos de turba se reúnen y que en la periferia se encuentra siempre a un mismo nivel una capa única de 5 a 7 metros de espesor, de donde dedujo Sidorot que no pueden explicarse tales fenómenos por medio de oscilaciones continentales; a su juicio, los diversos lechos de arena marina corresponden a otras tantas aberturas transitorias en un cordón litoral que debió unir en otro tiempo las islas normandas al continente ⁵⁴.

ANTIGUOS CORDONES LITORALES Y TURBERAS DEL LITORAL BÁLTICO.—Todos estos hechos comprobados demuestran que tal vez desde la época neolítica no se ha producido en aquellas costas desplazamiento de conjunto en la orilla a causa de una oscilación del continente y que la sumersión de los bosques y de las turberas se debe atribuir a invasiones locales del mar durante las tempestades. Un movimiento del continente no hubiera respetado las obras edificadas por los romanos o los vikings hasta el punto que demuestra el estado en que hoy se hallan; al contrario, se concibe que en caso de irrupciones locales puedan subsistir en los intervalos espacios donde no ocurrió modificación; los hundimientos debieron ser rápidos, pues si no, los árboles estarían desarraigados, y esto es lo que debe ocurrir en caso de irrupciones locales, pero no en la hipótesis de oscilaciones continentales. Tierra adentro las capas de turba, alternantes con otras marinas, se reúnen de modo que sólo forman una capa (por lo menos allí donde se ha podido examinar exactamente los hechos); el fenómeno se producirá si el mar se lanza varias veces por encima de un *Bängesäcke*, pero nunca ocurrirá en el caso de oscilaciones generales del continente.

De manera que, como estos supuestos indicios de descenso del continente afectan al área del supuesto levantamiento de Escandinavia, debemos seguir estudiándolos hacia el este.

Nilsson y Lyell, partiendo de hipótesis equivocadas, creían que Suecia sufría un movimiento de báscula alrededor de un eje que pasaba cerca de Södertelje ⁵⁵. Según Forchhammer, el gran fenómeno del levantamiento escandinavo lo circunscribe una línea, trazada desde el centro del Nissumfjord hasta una media milla al sur de Nyborg, y prolongada hacia el SE.; pero pensaba que no debe considerarse tal línea como charnela de un movimiento de báscula, porque hacia el sur y el oeste no se observa fenómeno que indique que el suelo se hunde todavía, mientras que el levantamiento sigue observándose; en cambio, allí donde parece que coinci-

den los dos fenómenos, en la Suecia meridional, por ejemplo, se comprueba que el descenso del suelo es anterior al levantamiento.

Desde el momento que nos ocupamos del Báltico conviene recordar que también este mar sufre de vez en vez violentas tempestades, que dejan señales en las costas. La tempestad ya mencionada del 12 al 14 de noviembre de 1872 fué la más violenta desde 1694, a juzgar por las señales que se conservan en la Torre Azul de Lübeck. Baensch y Colding han hecho su monografía, y así es posible apreciar la importancia del acontecimiento ⁵⁶.

El 12 de noviembre existía un área de altas presiones barométricas en el extremo norte de Suecia; poco a poco, los días siguientes, ese anticiclón pasó al norte de Rusia; a la vez un *mínimum* de presión se encontraba en Viena el 12 de noviembre a media noche, el 13 en Eger y el mismo 13 a mediodía en Amsterdam. El *máximum* se desplazaba, pues, hacia el SE., mientras que el *mínimum* avanzaba hacia el NO. Las trayectorias de las corrientes aéreas dirigidas hacia el *mínimum* sufrieron desviación a causa del desplazamiento de éste; como se movían primero hacia el NE., rolaron en seguida a levante; pero la curva del trayecto se ajusta tan bien a la forma del Báltico, que esas corrientes aéreas pudieron levantar ante sí enormes masas de agua, que barrieron luego los parajes más septentrionales del Báltico, primero hacia el sur y el SE., y luego al oeste hacia las bocas de aquel mar.

A las dos de la mañana del 13 llegó la tempestad a Colbergmünde, formando una ola formidable, cuya cumbre estaba en Fehmarn a las seis. Las aguas en masa se engolfaron entre Fehmarn y Laaland; detrás de estos parajes, entre Rügenwalde y Swinemünde, la presión de la tempestad sobre la superficie del agua fué tan poderosa que le hizo tomar forma cóncava; el mar en una crecida rápida penetró al mismo tiempo en el estrecho de Fehmarn, llegó hacia las tres y cuarenta de la tarde, a 3,17 metros sobre el nivel medio en Ellerbek (Kiel); lanzó sus olas en la desembocadura del Schlei por encima de la linterna de un faro de 50 pies de altura, y hacia las cinco treinta subió en el Arösund, a la entrada del Pequeño Belt hasta 3,50 metros, y esto cuando ya había pasado hacia tiempo de su *máximum* la fuerza del viento; después esa gran ola sólo siguió adelante por su fuerza de inercia; al fin la descarga se produjo por el Belt.

Mientras que todo esto ocurría en las costas alemanas, se sucedían análogos acontecimientos en el Sund, pero, según parece, algo más temprano. El 12 de noviembre, a las seis de la tarde, el nivel del agua estaba a — 0,60 metros en el golfo de Finlandia, y a 0 metros entre Estocolmo y Pillau; en Bornholm llegó ya a 0,95, y en Ystad a 1,27. En Falsterbo estaba muchísimo más bajo, pero se produjo una acumulación de aguas hacia el Sund, así como en Nyord, a la entrada del gran Belt. En aquel momento dominaba aún la tempestad del NE. que llevó el agua del Cattegat contra

los desagües del Báltico. Pero al rolar la tempestad del NE. al este, tuvo por consecuencia el arrastre de mayor cantidad de agua fuera del Báltico, y la desembocadura del Ore-Sund se encontró libre de ellas; así es que el 13 de noviembre, entre el mediodía y las dos de la tarde, llegaron allí las aguas a su nivel máximo.

Este brusco movimiento del Báltico dejó señales en las orillas. Las arcillosas fueron socavadas; los acantilados retrocedieron hacia el interior; las playas se ensancharon y el mar pasó sobre los médanos e inundó el país que había detrás; luego, cuando bajó el nivel del agua, debieron abrirse brechas a través de las dunas. En la parte occidental de las costas alemanas los médanos tienen poco desarrollo; un arrecife muy bajo o un cordón litoral edificado por la resaca, sigue ordinariamente la orilla. El efecto producido sobre estas formaciones depende del ángulo con que las atacó la ola: a veces ganaron altura, otras veces fueron destruidas por espacio de muchas millas; en los distintos puntos de la costa alemana del pequeño Belt donde hay cordón litoral, se comprobó que se había desplazado con mucha regularidad unos 10 metros hacia el interior ⁵⁷.

En los pasos estrechos donde el mar puede acumularse de pronto, produciendo gran intumescencia, deben examinarse con más cuidado las antiguas líneas de costa; precisamente en tales parajes puede esperarse encontrar cordones litorales abandonados que jalonan a modo de morenas glaciáricas el extremo límite de las pasadas tempestades.

Ahora bien: los datos relativos al descenso y levantamiento subsiguiente del suelo se apoyan sobre todo en la existencia de antiguos cordones litorales superpuestos a turberas.

Forchhammer cita señales de esta clase de arrecifes, que se creen indicio de levantamiento del suelo, en toda la costa occidental de Dinamarca, desde la boca del Nissumfjord; en la oriental, desde media milla al sur de Nyborg, en Fionia y, por fin, en toda la costa oriental de Seeland y en algunos sitios de la oriental de Moen.

Nilsson primero y más tarde E. Erdmann y Nathorst, estudiaron la costa de Escania, donde existe en muchos puntos del territorio de Halsingborg, un cordón litoral que yace sobre una turbera comprimida; la turba contiene objetos de sílex y se prolonga tierra adentro por debajo de dicho cordón. Nathorst describe la parte de este arrecife, situada al norte de Malmö, como cenefa de una playa (muy llana) a 3.000 pies del límite a que llegan hoy las olas ⁵⁸.

Así, pues, ciñen las dos orillas del Ore-Sund cordones litorales abandonados.

El dique natural de Trelleborg lleva el nombre de *Gäravalle*; encuéntrase allí la turba a 2 pies sobre el mar, y en algunos sitios a 6, según E. Erdmann. El arrecife alcanza hasta 10 pies de espesor. Su superposición a la turba me parece prueba de que se movió hacia tierra y los dibujos de

Erdmann se ajustan por completo a esta opinión; es posible que el movimiento negativo actual se note en esa playa, pero faltan las señales del positivo que debió precederlo.

Bruzelius describió las curiosas condiciones del puerto de Ystad: sobre una masa morénica yacen, a 11 pies bajo el mar, turba y troncos de árboles, cuyas raíces aún se hallan *in situ* y en relación con restos de la edad de bronce; este bosque se extiende más allá del puerto bajo el mar; encima hay depósitos marinos recientes. En la punta SO. de Suecia se encuentra, según Nilsson, en el mar, a tres cuartos de milla de la costa del Falsterbo-Ref una capa de turba de 10 a 12 pies de espesor y cuya superficie se halla a 14 pies sobre el nivel del mar. Al sur de Bornholm hay señales de bosques de pinos hasta 30 pies bajo el mar. En Gotland ha descrito Lindström capas alternantes de turba y de arena marina ⁵⁹.

Las tempestades han debido contribuir como factor principalísimo a la situación actual de los antiguos cordones litorales superpuestos a turberas, tales como los que acabamos de mencionar; especialmente en el litoral del Ore-Sund. Según lo observado en el mar del Norte, los bosques hundidos indican que ciertas partes del litoral báltico contaban en otro tiempo con diques naturales. No me atrevo a emitir opinión acerca de la extensión de esos diques, destruidos la mayoría, según parece, durante la edad de bronce; su existencia no implica oscilación continental y no se los debe considerar como otros casos análogos a los observados en las orillas del mar del Norte.

De los hechos expuestos en este capítulo se obtienen las siguientes conclusiones:

La ola de marea penetra por la Mancha en la parte meridional del mar del Norte; en la costa septentrional del continente, desde Calais hasta la punta de Skagen, se ha formado una larga línea de cordones litorales, dispuestos según curvas regulares por la acción combinada del mar y del viento. Los depósitos glaciales anteriores de origen escandinavo les proporcionaron algunos puntos fijos de adherencia, como en la isla de Texel y en otras partes; de igual modo, según afirma Berendt, se halló que preexistían análogos puntos fijos en la Kurische Nehrung, cerca de su extremo sur y también hacia su centro, en Rossitten ⁶⁰. Al abrigo de estos cordones litorales (al menos allí donde la llanura no está formada por el terreno errático escandinavo) es donde se ha edificado lentamente y al cabo de largos períodos, la extensa región aluvial de los Países Bajos sin señal aparente de levantamiento ni descenso. Staring y luego Winkeer han demostrado que en el Groninga, el Drentha y Frisa hasta más allá del Zuiderzee, se encuentran depósitos erráticos escandinavos; pero que más lejos, en el Over-Issel, Gueldres y el resto del país llano, hay que distinguir los aluviones del Rin de los del Mosa y del *Diluvium*, entremezclados ⁶¹.

Existen cordones litorales menores hasta Normandía, el Báltico meridional y muchos puntos del litoral inglés. Cuando el agua dulce se acumulaba detrás se formaban turbales, a menudo flotantes, en la de los pantanos.

Violentas tempestades han destruído periódicamente estos arrecifes o determinado que invadiese los pantanos el mar que franqueaba los médanos. El diluvio cimbérico corresponde tal vez a uno de esos episodios; esta clase de tempestades se han producido hasta nuestros días. Así ocurrieron las grandes invasiones marinas de los Países Bajos y del Dollart y se rompió en muchos trozos el arrecife litoral que se extendía en otro tiempo desde Eiderstedt por Amerane, Sylt y Romö, hasta Fanö y Blaavands Huk, en el Jutland, cerrando lo que hoy constituye la «Wattermeer» del Holstein. Actualmente sólo se encuentran en el lugar de las antiguas lagunas turbales que han descendido porque les ha faltado la base o que han sido inundados en estado de *hamacas*; delante de los médanos se extienden turberas, que el peso de las arenas, en su marcha hacia el continente, ha hundido bajo el nivel del mar.

Pero estos casos no indican que la armadura del Globo haya sufrido oscilación durante largos periodos necesarios para la formación de depósitos; indican, por el contrario, estabilidad muy permanente.

En el mar del Norte desagua el Báltico, mar interior que se esfuerza sin cesar en equilibrarse con el Océano, pero que nunca llega a tal equilibrio, como lo atestiguan su escasa salsedumbre y las corrientes constantes que caracterizan el interior de su cuenca. El nivel medio de sus aguas oscila con las estaciones; sufre la influencia de las precipitaciones atmosféricas y del deshielo en las costas de Suecia y Finlandia. Las mezclas anuales también difieren; en conjunto revelan en las últimas décadas tendencia al descenso (aunque interrumpida a menudo); pero muchos indicios demuestran que ese descenso no alcanza a más de dos o tres siglos; la explicación más verosímil del fenómeno es un cambio de clima.

De Haparanda hasta Bretaña no se ha producido desde la edad de bronce verdadero descenso de la tierra firme.—Las modificaciones que llaman la atención en la línea de costa se deben a corrimientos locales, invasión local del mar en los territorios abrigados por diques, a las tempestades o a modificación climatológica, como ocurre en la región báltica.

En este examen sobre las oscilaciones de las costas escandinavas he procurado primero saber si en las extremas del norte de Europa se advierte cierta continuación de los fenómenos observados en el Báltico: efectivamente, allí es donde el levantamiento del suelo debiera hacerse sentir con mayor claridad si aumentase realmente de amplitud hacia el norte. Pero en Noruega no he hallado indicios. Las únicas señales dudosas de movimiento negativo actual son las que me comunicó el profesor Inostranzev y que se refieren a las *islas Solovetsky* en el Mar Blanco; en ese archi-

piélago no sólo existen en la isleta de Anderskii lechos paralelos de guijarros, sino que Inostranzev dedujo que perduraba el desplazamiento negativo, a juzgar por el examen de ciertas fajas situadas al pie de un dique de fábrica construido en 1799 debajo del Monasterio de Solowetsky. Es muy posible que en el Mar Blanco ocurran fenómenos análogos a los comprobados en el Báltico y en la bahía de Baffin; desgraciadamente no tenemos observaciones continuadas que nos ilustren sobre este punto.

Notas del capítulo X: El mar Báltico y el mar del Norte durante el período histórico.

¹ G. von Boguslawski, *Handbuch der Ozeanographie*, in-8.º, Stuttgart, 1884, I, página 149.

² Estas condiciones resaltan claramente en el mapa batométrico del Báltico de E. Ackermann y E. H. Wichmann y en la obra de Ackermann, *Beiträge zur physischen Geographie der Ostsee*, in-8.º, Hamburgo, 1883.

³ Son cifras reducidas, según método uniforme, por Ekman; L. F. Ekman, *Om Hafsvattnet utmed Bohuslänska Kusten* (K. Svensk. Vetensk. Akad. Handl. 2 F., IX, Afd. I, n.º 4, 1870, pág. 30).

⁴ J. Roth ha reunido muchos de estos ejemplos en su obra *Allgemeine und chemische Geologie*, I, in-8.º, Berlín, 1879, páginas 555 y siguientes. Entre los trabajos anteriores sólo mencionaremos el del barón Sass, *Result. aus meinen Untersuchungen über die Variationen im Salzgehalte des Ostseewassers* (Zeitsch. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, III, 1867, páginas 481-498).

⁵ G. Forchhammer, *On the Composition of Seawater in different parts of the Ocean* (Phil. Trans. Londres, vol. 155, 1865, páginas 203-262); Ekman, Mem. citada.

⁶ H. A. Meyer, *Periodischen Schwankungen des Salzgehaltes im Oberflächenwasser in der Ostsee und Nordsee* (IV Bericht der Commission z. wissensch. Untersuchung d. deutschen Meere, VII-XI. Jahrg., 3. Abtheil., in-folio, Berlín, 1884, páginas 1-10), y G. Karsten, *Die Beobachtungen an den Küstenstationen und Schiffbeobachtungen* (Ibid., páginas 11-60).

⁷ G. Karsten, Mem. citada, pág. 40.

⁸ Las dificultades que se oponen a esta clase de investigaciones se infieren de la diversidad de los resultados que obtuvo, al cabo de los años, un observador tan escrupuloso como Hagen. Una primera comparación del nivel de las líneas de referencia fijadas en la costa alemana, de 1810 a 1844, dió para Colbergermünde un leve levantamiento del nivel del agua, mientras que para Swinemünde (estación próxima), así como para el conjunto de los puertos de la provincia de Prusia, dió un descenso, que aún aumentaba con una cierta regularidad hacia el Este. Se originaron algunas dudas sobre la fijeza de ciertas líneas de referencia; desde 1845 se instituyeron nivelaciones de comprobación, y realmente se dedujo de ellas, para el período 1846-1864, una oscilación del nivel en ciertas estaciones, pero se atribuyeron al viento; además, también se advertía la influencia de las estaciones sobre el nivel del agua. Hagen, que continuó estas observaciones hasta 1875, comprobó que no había allí ni levantamientos ni descensos permanentes; que era preciso explicar las débiles desviaciones observadas por cambios en el régimen de los ríos inmediatos, y que algunos años podía sostenerse un nivel superior al medio, sin que interviniese el viento (en 1874, de 4 a 8 pulgadas). Así, habría que admitir que el Báltico *no ha tenido siempre la misma altitud*; G. Hagen, *Die preussische Ostseeküste in Betreff der Frage, ob dieselbe eine Hebung oder Senkung erkennen lässt* (Abhandl. Akad. Wiss. Berlin, 1865, Math. Abtheil., páginas 21-41); *Vergleichung des Wasserstandes der Ostsee an der preussischen Küste* (Ibid., 1877, páginas 1-17), y *Vergleichung der von 1846 bis 1875 an der Ostsee beobachteten Wasserstände* (Monatsber. Akad. Wiss. Berlin, 1877, páginas 559-561). Los mismos resultados obtuvo el barón Sass, *Untersuchungen über die Niveau-Verschiedenheit des Wasserspiegels der Ostsee* (Erman's Archiv., XXV, 1867, páginas 320-348).

⁹ Wilh. Seibt, *Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde*; Publicat. des K. preus-

sischen geodät. Institutes, in-4.º, Berlín, 1881; y *Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde*, ibid., 1885.

¹⁰ Nilsson, *Utkast till en geologiske beskrifning öfver Skåne* (Physiogr. Sällsk. Årsberätt. Lund, 1823, particularmente pág. 5); Erdmann och Loven, *Ostersjöns medelniveau* (Öfvers. K. Vetensk.-Akad. Handl. Stokolmo, VII, 1850, páginas 36-40).

¹¹ Albin Stjerncreutz, *Anmärkingar rörande strömmarne i Östersjön* (Acta Soc. Scient. Fennicae, Helsingfors, VI, 1861, páginas 369-383; Foredrag., 1859).

¹² A. Erdmann, *Om de Jakttagelser öfver vattenhöjdens och vindarnes förändringar* (K. Sv. Vet.-Akad. Handl. Stokolmo, n. F., I, 1855, a., páginas 247-303 y mapa). El sitio y el detalle de la estructura de un gran número de puntos mencionados aquí fueron descritos por J. A. Fagerholm, *Nivelleringar och undersökningar af vattenhöjdstationerna vid en del af Sveriges fyrar, utförde sammaren 1878* (Öfvers. K. Vet.-Akad., XXXVI, 1879, n.º 7, páginas 21-37, y láminas XVII, XVIII, mapas).

¹³ L. A. Forssman, *Observat. öfver vattenhöjden vid Sveriges kuster* (K. Sv. Vetensk.-Akad. Handl. Stokolmo, n. F., XIII, 1874, n.º 11, 23 páginas y 1 lám.)

¹⁴ Ad. Moberg, *Om finska kustens höjning under åren 1858-1872* (Öfversigt af Finsk. Vetensk. Soc. Förhandl., XV, 1872-1873, páginas 118-128; véase también los cuadros contenidos en los años siguientes).

¹⁵ R. Rubenson, *Nederbörds mängden i Sverige* (Öfversigt Finsk. Vetensk. Soc. Förhandl., XV, 1872-1873, n.º 10); comparad particularmente la lámina I, fig. 1.ª de Rubenson con la fig. 1.ª de Forssman.

¹⁶ A. Voeikof, *Schwankungen des Wasserspiegels der grossen amerikanischen Seen und des Ladoga-Sees* (Zeitschr. österr. Ges. f. Meteorol., Viena, XVI, 1881, páginas 287-290).

¹⁷ A. Voeikol, *Les Rivières et les Lacs de la Russie* (Arch. des Soc. fis. y nat., Ginebra, 3.ª ser., XIII, 1885, páginas 45 y siguientes); A. von Tillo, *Die Meereshöhe der Seen Ladoga, Onega und Ilmen, und das Gefälle des Ladoga-Sees* (Bull. Acad. Imp. Sc. Petersburgo, XXX, 1886, páginas 445-448).

¹⁸ *Vandstandsobservationer, udgivet af den norske Gradmaalingskommission*, I, Hefte, in-4.º, Cristiania, 1882, pág. 9.

¹⁹ Existen dos líneas de 1770, cuya significación no es absolutamente clara; adopto aquí la interpretación de Holmström.

²⁰ K. v. Hoff, *Geschichte der natürlichen Veränderungen*, I, pág. 439; Ch. Lyell, *Principles of Geology*, 11.ª ed., II, pág. 181, y en otras publicaciones.

²¹ F. Schmidt, *Einige Mittheilungen über die gegenwärtige Kenntniss der glacialen und post-glacialen Bildungen im silurischen Gebiet von Esthland, Oesel und Ingermanland* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVI, pág. 272).

²² Brownallius, *Historische und physikalische Untersuchung*, páginas 241 y siguientes.

²³ C. Lyell, *On the Proofs of a gradual Rising of the Land in certain parts of Sweden* (Phil. Trans., CXXV, 1835, pág. 13).

²⁴ A. G. Högbom, *Om sekulära höjningen vid Vesterbottens kust* (Geol. Fören. i Stokolmo Förhandl., IX, 1887, páginas 19-25).

²⁵ G. Grewingk, *Die neolithischen Bewohner von Kunda in Esthland* (Verhandl. Esthnisch. Gesellsch. zu Dorpat, XII, 1884, páginas 1-133 y mapas); K. v. Baer, *Ueber ein neues Projetc, Austerbänke an der russischen Ostsee-Küste anzulegen* (Bull. Acad. Imp. Sc. Petersburgo, IV, 1862, páginas 35-47).

²⁶ A. Blytt, *On variations of climate in the course of time* (Cristiania Vid. Selsk. Förhandl., 1886, n.º 8, páginas 21-24), y en otras muchas publicaciones; A. Heim, *Handbuch der Gletscherkunde*, in-8.º, Stuttgart, 1885, pág. 517; Fr. Svenonius, *Studier vid svenska jöklar* (Sveriges Geol. Unden., ser. C, n.º 67; Geol. Fören. i Estokolmo Förhandl., VII, 1884, páginas 5-38, láminas 1-3 y mapas).

²⁷ Erdmann y Lovén, Öfvers. K. Sv. Vet.-Akad. Handl., VII, 1850, pág. 45.

²⁸ En lo que respecta a un segundo caso, que se puede indicar aquí, el Dr. Holmström escribe: «*En Södra Stäcket* (59° 18' al SE. de Stockolmo) en 1704 fué preciso dragar el paso entre Vermdön y la tierra firme para facilitar la navegación. Entonces se hizo una señal de cada lado del pasaje, a igual altitud, es decir, a 12 pies por encima del plano de agua. En 1855 se midieron esas señales y se reconoció que no se hallan a la misma altura: una de ellas estaba 1 pie 16 (34^{cm},5) más alto que la otra; sus lados estaban, respectivamente, 14 pies 94 y 13 pies 79 por encima del plano del agua. Una medida efectuada en 1879 dió las alturas de 14 pies 73 y 13 pies 67, o sea una diferencia entre las dos marcas de 1 pie 06 (31^{cm},5). Las medidas de 1855 y de 1879 concuerdan, pues, bastante bien. Si se puede tomar como exacta la nivelación de 1704, esos dos puntos, distantes 131 metros, poco más o menos, hubieran, pues, sufrido hasta 1855 una elevación desigual, y la tierra firme se habría elevado alrededor de 2 pies 95 (0^m,87) y la isla 1 pie 79 (53^{cm},25) en el transcurso de ciento cincuenta y un años; lo que da, por término medio, 0^m,58 y 0^m,35 por año. De 1855 a 1870, al contrario, no habría producido modificación esencial en la altura relativa de los dos puntos; su situación, con relación al nivel del mar, indicaría más bien un hundimiento que una elevación. Estas notables observaciones sobre el movimiento desigual entre puntos muy próximos son hasta ahora aisladas.... No se puede sacar de ello una conclusión cierta». En otro pasaje, el Dr. Holmström considera la posibilidad de una falla. Erdmann cree que se cometió un error al hacer las señales, y a Börtzell discute el origen probable de este error en Öfvers (K. Sv. Vet.-Akad. Förhandl., XXXVI, 1879, n.º 9, pág. 87, nota 2).

²⁹ E. Brückner llegó últimamente al mismo resultado (Des Naturforscher, herausgegeben v. O. Schumann, in-4.º, Tübingen, 1887, páginas 291-293).

³⁰ Guilh. Musgrave, *De Britannia quondam pæne Insula, Dissertatio* (Phil. Trans., Londres, XXX, 1717, páginas 589-602); Nic. Desmarets, *L'ancienne jonction de l'Angleterre à la France, ou le détroit de Calais, sa formation par la rupture de l'Isthme*, etc. Obra premiada por la Academia de Amiens en el año 1751, reimpresión por MM. Mac Kean y C.ª, in-8.º, París, 1875, y mapa.

³¹ C. Barrois, *Note sur la Faune quaternaire de Sangatte* (Anales Soc. Geol. del Norte, VII, 1879-1885, páginas 181-183).

³² S. Nilsson, *Skandinaviska Nordens ur-invånare*, in-8.º, Lund, 1838-1843, páginas 89-92, y *Skandinavisk fauna, Dägsdjur*, 2, uppl., 1847, Introduction, pág. ix; Maak, *Die Dünen Jütlands* (Zeitschr. f. Allg. Erdkunde, Berlín, Neue Folge, XIX, 1865, páginas 204 y siguientes); M. W. Fack, *Die Cimbrische Fluth in ihrer Einwirkung auf dem Boden von Kiel* (Mitteil. naturw. Verein Kiel, IX, 1886), etc.—Más atrevida todavía es la tesis de Tardy, pues tiende a demostrar que en el siglo IX se habrían producido en las hornaguerras de Flandes y en las construcciones llevadas a cabo por Teodorico en Rávena movimientos opuestos; llega hasta interpretar una gran porroca en el siglo XXIII a. de J.-C. como el diluvio de Moisés; Tardy, *Comparaison entre deux oscillations contemporaines* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3.ª ser., II, 1873-74, pág. 222; IV, 1875-76, páginas 326-329, y VI, 1877-78, páginas 148-151).

³³ Véase un sumario de las antiguas inundaciones marinas en Dumas-Vence, *Notice sur les côtes de la Manche et de la Mer du Nord* (Rev. Maritima y Colonial, XLVIII, 1876, páginas 395 y siguientes); y por el E. de este mar Adelb. Baudissin, *Blicke in die Zukunft der norfriesischen Inseln*, in-8.º, Schleswig, 1867, páginas 55-78, y en otras partes; G. Eilker, *Die Sturmfluthen in der Ostsee*, in-8.º, Emden, 1877, páginas 4 y siguientes; véase en la misma obra, páginas 65 y siguientes, la historia de la formación del Dollart.

³⁴ Bakhuyzen y Pleyte, *Lettre à M. Faye* (C. R. Acad. C., París, XCVII, 1883, páginas 727-728).

³⁵ Rob. A. C. Austen, *On the Valley of the English Channel* (Quart. Journ. Geol. Soc., VI, 1850, páginas 69-97 y mapa).

³⁶ Delesse, *Les oscillations des côtes de la France* (Bull. Son. Géogr., 6.^a ser., III, 1872, pág. 14).

³⁷ J. J. A. Worsae, *Sur quelques trouvailles de l'Age de Bronze faites dans les tourbières* (Mem. Soc. roy. de Antiquaires del Norte, Copenhagen, 1866, páginas 61-75). G. A. Nathorst, *Om Skånes nivåförändringar* (Geol. Fören. i Stockolmo Förhandl, I, 1874, páginas 281-294).

³⁸ Van Maack, *Das urgeschichtliche Schleswig-Holsteinische Land* (Zeitschr. f. Allg. Erdkunde, Berlín, Neue Folge, VIII, 1860, páginas 1-30 y 112-140 y mapa); sobre todo páginas 9, 14 y siguientes).

³⁹ G. Forchhammer, *Om de forandrede vandhøide ved de danske kyster* (Nord. Univ. Tidsskrift, Kjöbenhavn, 2, Aarg., 1856, páginas 1-23, sobre todo pág. 7), traducido por H. Sebald con el título de *Ueber die veränderte Wasserhöhe an den danischen Küsten* (Zeitschr. f. Allg. Erdkunde, Berlín, Neue Folge, I, 1856, páginas 473-490, sobre todo pág. 478).

⁴⁰ *Incerti Panegyricus Constantio Cæs. dictus*, VIII. He escrito *Vahalis*, según la edición Baehrens. Gosselet y Rigaux citan el mismo pasaje y escriben *Scaldis*, siguiendo la versión del Codex Vaticanus 1775; J. Gosselet y H. Rigaux, *Ubouvement du sol de la Flandre depuis les temps géologiques* (Anales Soc. Géol. del Norte, V, 1877-78, páginas 218-226).

⁴¹ Sydney B. J. Skertchly, *The Geology of the Fenland* (Mem. Geol. Survey, Londres, 1877, sobre todo páginas 154-157), y W. H. Dalton, *Subsidence in East Essex* (Geol. Mag., Dec. 2, III, 1876, páginas 491-493, etc.).

⁴² J. Graf Coronini, *Ueber Boden-Meliorationen in Görz* (Kamers, Jahrb. für österr. Landwirth, X, Prag, 1870, páginas 192-206, particularmente pág. 199).

⁴³ J. Seelheim, *Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Niederlande* (Verhandl. naturhistor. Ver. Rheinl., Bonn, 5, Folge, II, 1885, páginas 381-403 y lám.).—Seelheim halló colonias de *Phragmites* en aguas que contenían más de un 30 por 100 de agua salada. Véase su Memoria: *Sur les tourbières d'eau saumâtre* (Arch. Néerl., XIII, 1878, páginas 466-477). Por otra parte, Vélain ha observado en el litoral de la provincia de Orán, ejemplares de *Cardium edule*, *Cardium rusticum* y *Solen*, viviendo en agua tan dulce que podría servir para aprovisionar a un navío de agua potable (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3.^a ser., VII, 1877-78, pág. 197).

⁴⁴ G. Hagen, *Die preussische Ostseeküste in Betreff der Frage, ob dieselbe eine Hebung oder Senkung erkennen lässt* (Abhandl. Akad. Wiss. Berlín, Math. Abth., 1865, páginas 21-41).

⁴⁵ Eisen Stuxberg, *Om Gotska Sandön* (Öfvers K. Sv. Vet.-Akad. Förhandl., XXV, 1868, y lám. V, fig. 2).

⁴⁶ Este es el caso del Wilslermarsch Maack, *Das urgeschichtliche Schleswig-Holsteinische Land*, pág. 14.

⁴⁷ Consúltese particularmente C. E. De Rance, *On the Postglacial Deposits of West Lancashire and Cheshire* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVI, 1870, páginas 655-668). He aquí un corte dado, pág. 659, de alto abajo: 2-4 pies de arena a *Bilhynia tentaculata*, 1 pie de turba, 2 pies de arena de *Tellina baltica*, monedas (sajonas y romanas?); 3 pies de turba, 3 pies de arcilla, agua dulce arriba, *Scrobicularia* abajo; 1 pie y medio de turba, árboles todavía arraigados; debajo, bolas de arcilla desde la altura del reflujo hasta el nivel de las más bajas aguas.

⁴⁸ G. von de S. Bakhuyzen, Verhandl. der VII allg. Conferenz der Europ. Gradmessung zu Rom., 1883, in-4.º, Berlín, 1884, pág. 55.

⁴⁹ Bakhuyzen y Pleyte, carta citada, pág. 728.

⁵⁰ La sucesión de capas en este antiguo golfo es la siguiente: en la cumbre, 0 m,20 de tierra de marisma, 0 m,60 de arcilla salobre con *Risøa ulvae*; 1 m,65 de arena de mar, conchas bivalvas en su posición vertical natural, y objetos rodados de la época romana en

la base; 1-3 metros de turba, con restos galo-romanos, algunas veces joyas de la época romana, monedas cuyo origen se remonta hasta el año 270 después de J.-C.; en la base, arcilla azul. Debray, *Tourbières du littoral flamand et du département de la Somme* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3.^a ser., II, 1873-74, páginas 46-49), y *Railway de Bourbourg à Dunkerque* (Anales Soc. Geol. del Norte, III, 1875-76, pág. 88), y sobre todo Gosselet y Rigaux, *Mouvement du sol de la Flandre depuis les temps géologiques* (Ibid., V, 1877-78, páginas 218-226).

⁵¹ J. Girard, *L'affaissement du sol des Pays-Bas* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 6.^a ser., XVIII, 1879, páginas 374-381).

⁵² G. Wareing Ormerod, *Old Sea-Beaches at Teignmouth, Devon* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLII, 1886, páginas 98-100); Boyd Darwkins, *Ibid.*, pág. 100).

⁵³ Forchhammer, Mem. citada, pág. 17 (trad., pág. 485).

⁵⁴ J. Durocher, *Observations sur les forêts sousmarines de la France occidentale et sur les changements de niveau du littoral* (C. R. Acad. Sc., XLIII, 1856, páginas 1071-1074); Alex. Chèvremont, *Les mouvements du sol sur les côtes occidentales de la France et particulièrement dans le golfe normando-breton*, in-8.^o, Paris, 1882, páginas 255-436 y mapas; Sirodot, *Age du gisement de Mont-Dol. Constitution et mode de formation de la plaine basse, dite Marais de Dol* (C. R. Acad. Sc., LXXXVII, 1878, páginas 267-269). Los bancos de conchas a + 14 metros, mencionados por Sidorot y atribuidos a la época cuaternaria, son mucho más antiguos que los fenómenos que se mencionan aquí.—Peacock afirma que en la próxima isla de Jersey, un bosque, del cual se ven vestigios en la bahía de Saint-Ouen, no se habría hundido hasta el siglo XIV o el XV; hace poco tiempo se pagaban aun tasas de privilegios correspondientes a ese bosque (Geol. Mag., Dec. 2, III, 1876, página 130).—De hechos observados en las orillas de la Somme se ha querido deducir una elevación reciente del suelo, que alcanzaba 20 metros. He aquí, según De Mercey, cuáles son los datos: la turba tiene un espesor de 7 a 8 metros; por encima de ella se elevan mogotillos de 4 metros de altura aproximadamente, las «croupes de la Somme». El núcleo de éstos está formado por una toba caliza concrecionada de *Neritina fluviatilis*, *Pisidium amnicum*, etc., con fragmentos de cerámica gala. Sobre la superficie irregular reposa una capa de arena caliza, con muchas conchas terrestres y de agua dulce, cerámica romana, y, además, *Cardium edule*, *Mytilus edulis*, *Ostrea edulis*, algunas veces también, pero raramente, *Donax trunculus* y *Scrobicularia piperata*. Estos depósitos alcanzan hasta + 19 a 20 metros y están recubiertos de aluviones de *Unio* (N. de Mercey, *Note sur les croupes de la Somme à Ailly-sur-Somme*, etc., Bull. Soc. Géol. de Fr., 3.^a ser., V, 1876-77, páginas 337-348). No está absolutamente demostrado que ese montón de conchas no sean «desperdicios de cocina»; en todo caso descansan asociadas a restos de la industria humana en una *capa de agua dulce*, y esta razón bastará ya a alejarse de la hipótesis de un movimiento negativo.

⁵⁵ E. Erdmann ha rectificado esta hipótesis. La afirmación de Nilsson relativa a un hundimiento, es decir, a una disminución de tierra firme delante del «Stafsten» en Trelleborg en Scanie, reposa sobre una falta de impresión que figura en el *Skånska Resa* de Linneo (Geol. Fören. i Stockolmo Järhandl., I, páginas 103-104), y las observaciones de Lyell sobre Södertelje han sido refutadas en 1840 por O. Torell en su Memoria *Sur les traces les plus anciennes de l'homme*, páginas 9-14.

⁵⁶ Baensch, *Die Sturmfluth an-den Ostsee-Küsten den preussischen Staates von 12/13 November 1872*, in-8.^o, 33 páginas y lám., Berlin, 1875 (extr. de la Zeitschr. für Bauwesen, Jahrg. XXV); A. Colding, *Nogle undersøgelse over stormen over Nord og Mellem-Europa af 12-24 Nov. 1872, og over d. derved frakälde vandflod in Ostersøen* (Vidensk. Selsk. Skr. Kjöbenhavn, 6. Raekk., I, Bd., IV, 1881, páginas 245-304 y lám.). Véase también G. v. Boguslawski, Zeitschr. f. Meteorologie, redig. van Jelinek und Hann, VII, 1872, páginas 408-410 y nota, *Ibid.*, pág. 396. Sobre fenómenos análogos: *Der Durchbruch der Insel Hiddensee* (Petermanns Mittheil., XIV, 1868, páginas 377, 378).

⁵⁷ «La mar ha efectuado este trabajo con gran regularidad, y se comprende, examinando esa bien formada escollera, que se prolonga a menudo muchas leguas, que la creencia popular, incapaz de explicarse un hecho tal, haya atribuido a un santo la construcción del dique santo de Dobberan: a ruego de los monjes, este santo construyó el dique en una noche para la protección del monasterio» (Baensch, Mem. citada, pág. 26).

⁵⁸ E. Erdmann, *Bidrag till frågan om Skånes nivåförändringar* (Geol. Fören. i Stockolmo Förhandl., I, 1874, páginas 95-104 y lám.); A. G. Nathorst, *Om Skånes nivåförändringar* (Ibid., páginas 281-294).

⁵⁹ N. G. Bruzelius, *Fynden i Istad hamm* (Samlingar till Skånes Historia, in-8.º, Lund, 1871). A pesar del aviso de Nathorst, olvidé hacer mención de un objeto trabajado y mucho más reciente en las capas profundas; G. Lindström, *Om postglaciala sänkningar af Gotland* (Geol. Fören. i Stockolmo Förhandl., VIII, 1886, páginas 251-281). Las observaciones de De Geer sobre un hundimiento no hacen alusión a ningún resto de civilización humana; por lo tanto, lo dejaré fuera de la cuestión; G. de Geer, *Om en postglacial landsänkning i södra och mellersta Sverige* (Sverige Geol. Unders., Ser. C, n.º 52, 1882, 16 páginas; reprod. Geol. Fören. i Stockolmo Förhandl., VI).

⁶⁰ G. Berendt, *Geologie des Kurischen Haffes und seiner Umgebung*, in-4.º, Königsberg, 1869, y mapa.

⁶¹ T. C. Winkler, *Sur l'origine des Dunes maritimes des Pays Bas* (Arch. neerl., Harlem, XIII, 1878, páginas 418-427, lám. VI y mapas de diversos aluviones).

CAPÍTULO XI

EL MEDITERRÁNEO DURANTE EL PERÍODO HISTÓRICO

El mar de Azov y el mar Negro.—Nivel inferior del Mediterráneo.—El Mediterráneo occidental.—Venecia.—La región dinaro-táurica.—El Mediterráneo suroriental.—Conclusión.

En Meissau (Baja Austria, vertiente oriental de los montes Manhart) pueden verse aún algunos *balanus* fijos en rocas graníticas que combatían las olas del mar del primer piso mediterráneo; en la vertiente del Kahlenberg, que da frente a la ciudad de Viena, se recogen guijarrillos perforados por los moluscos litófagos en la región litoral del mar del segundo piso; las calizas de Capri presentan a gran altura, en las paredes rocosas, series de agujeros de folados de época más reciente y, por último, en las playas actuales o cerca de ellas, muy por debajo de estas señales, que corresponden a las anteriores extensiones del Mediterráneo, se hallan ruinas de antiguos puertos y otros testimonios de la existencia del hombre en época remota; todos estos vestigios son señales sucesivas de las orillas del mismo mar, teatro de tantos acontecimientos importantes en la historia de la civilización, a cuyo avance también ha contribuido.

Aquí es donde mejor podemos comprobar las modificaciones de la línea de costa durante el período histórico y conviene a la vez diferenciar con cuidado las señales antiguas de las modernas.

EL MAR DE AZOV Y EL MAR NEGRO. — Desde la desembocadura del Don, en el mar de Azov, hasta el estrecho de Gibraltar, hay una serie de cuencas marítimas que parece que desaguan unas en otras hasta el océano Atlántico; pero no es así. El mar de Azov vierte su sobrante en el mar Negro y éste, a pesar de la contracorriente inferior de los Dardanelos, suministra de igual modo un sobrante al Mediterráneo; pero en el último, a

causa de la escasez de lluvias e intensidad de la evaporación, se produce, especialmente en la costa norte de Africa, al sur de la isla de Creta, un descenso de nivel tan marcado que no llegan a compensarlo ni el exceso líquido que proviene del mar Negro, ni la aportación de los ríos tributarios del Mediterráneo. En Gibraltar el agua densa del Mediterráneo escapa al exterior por el fondo del estrecho, mientras que el agua normal del Océano penetra en sentido contrario; de aquí una tendencia al equilibrio que, sin embargo, no se realiza nunca.

Podemos, pues, considerar el mar Negro y el de Azov *cuenca activa*; en cambio, el Mediterráneo, y especialmente su mitad oriental, *cuenca pasiva*. La intercalación de este tramo pasivo en el sistema de los mares interiores del sur de Europa es una diferencia capital con lo que se observa en los mares interiores del norte de este continente.

El *mar de Azov*, que es poco profundo, forma en su parte interior el estuario del Don; en la rada de Taganrog el agua es dulce. En medio de este mar encontró F. Göbel 1,188 por 100 de salinidad (peso específico 1,00970); al lado oeste, la larga barra de Arabat sólo deja entre el *Sivash* y el mar un estrecho canal de 75 brazas de ancho, de donde se sigue que ese Sivash (mar Pútrido) constituye una cuenca de evaporación muy intensa y su agua es muy salada. Göbel y Hasshagen calcularon esta salsedumbre en 17,374 por 100 (peso específico 1,13988) y 15,197 (peso específico 1,13795); éste es un buen ejemplo de una cuenca vuelta pasiva por el aislamiento ¹.

Según la nivelación efectuada por Guillemin hace muchos años entre el mar Negro y el mar de Azov, el nivel de este último, tomado en Akmanai es de 1,45 metros; pero no he podido hallar datos más exactos que confirmen esta nivelación ².

El Gobierno ruso envió una Comisión para estudiar el mar de Azov y comprobar si, como se aseguraba, era cierto que crecía en profundidad. El informe que presentó Baer en 1863 demuestra que no se ha producido cambio notable en el nivel de aquel mar desde la época de Polibio y desde que Strabón hizo la exacta descripción del país. En las orillas de un brazo muerto del Don se encuentran las ruinas de la antigua ciudad comercial de Tanis, que describió el geógrafo griego (libro XI, 2); aún se ve enfrente de Taganrog, fuera del delta, la islita baja de Cherepacha, que probablemente es la Alopekeia de Strabón, y debe advertirse que dicho autor describe con mucha exactitud la barra de Arabat y el mar Pútrido, que representa como un pantano separado del borde occidental del mar; el canal al norte de la barra parece haber sido más ancho que hoy. Todavía la isla de Cherepacha es tan baja, que la cubre el mar cuando hay vendaval ³.

Separan el mar de Azov del mar Negro los pliegues sarmáticos que se dirigen desde la margen norte del Cáucaso hasta el borde septentrional de los montes de Crimea (I, pág. 479).

El *mar Negro* recuerda el Báltico por muchos conceptos: su agua es apenas más salada que en el mar de Azov y su nivel varía, como el del Báltico, con las estaciones. E. von Maydell ha estudiado estas variaciones de nivel y Brückner, apoyándose en los estudios de dicho sabio, ha demostrado que esas oscilaciones periódicas se relacionan con el caudal de los ríos. En los meses de abril y mayo llevan más agua los principales tributarios del mar Negro: el Danubio, el Dnieper y el Don. En los lugares que sufren la influencia de estos ríos, como la desembocadura del Dniester, Ochakov, Odessa, Kersh y Ienichesk, es en el mes de mayo cuando se observa el nivel más alto y, por lo tanto, casi al mismo tiempo que en los propios ríos; en los lugares algo más alejados de los ríos, como Sebastopol, Yalta y Poti, el máximo llega algo más tarde, o sea en junio. De este modo, el nivel del mar se eleva en mayo y junio de 0,10 a 0,15 metros sobre el medio; desciende al aproximarse el invierno; se sostiene entre — 0,08 y — 0,11 de septiembre a marzo y luego se eleva de nuevo hacia el máximo de primavera. El volumen total de las aguas contenidas en la cuenca del mar del Norte varía, pues, de una a otra estación ⁴.

Tales resultados coinciden por completo con los que Wranchel obtuvo para la densidad en el otoño de 1873. En las costas occidentales y meridionales de Crimea, lejos de los ríos, se observan las mayores densidades, que varían entre 1,0139 y 1,0145; el máximo que corresponde a una salsedumbre de 1,0 por 100, se observó cerca de la punta sur de Crimea; en la costa del Cáucaso y también a gran distancia de la desembocadura de los ríos se ha observado una segunda región de densidad máxima, que varía entre 1,0140 y 1,0143, siendo la mayor salinidad allí observada de 1,87. En cambio, cerca de los ríos disminuye la densidad, de modo que en el *liman* del Dnieper se tiene una salinidad de 0,6 para un peso específico de 1,0045; en la bahía de Taganrog la salsedumbre es de 0,73 y el peso específico de 1,0056 ⁵.

Resultan las mismas variaciones que en el Báltico, pero no se suman para determinar una fase negativa. Strabón, que, como hemos visto, marca en el mar de Azov la barra de Arabat, da también una descripción más exacta de la de Perekop, con el nombre de *Carrera de Aquiles* (VII, 341).

La Comisión rusa dedujo de aquí que al cabo de unos dos mil años no ha variado de modo apreciable el nivel del mar Negro.

Existen, sin embargo, indicios de cambios de nivel, tal vez producidos al alborear los tiempos históricos, y desde luego posteriores al período glacial. He aquí en qué consisten:

Ya hemos dicho (I, pág. 349) que en el emplazamiento actual del mar Egeo se extendía en otro tiempo una tierra en que abundaban los lagos de agua dulce y que más tarde se hundió, abriendo paso a las olas del mar del cuarto piso mediterráneo, que cubrieron Milos, Rodas y el sur de la isla

de Kos; prosiguió el hundimiento de este continente hasta el mar Negro, y el Mediterráneo se puso en comunicación con los mares interiores del sur de Rusia (Azov y Negro). En los Dardanelos se ven formaciones litorales mediterráneas sobre el nivel actual. En 1857 Spratt indicó la existencia de depósitos marinos recientes con ostras al norte de Meitos y en la costa opuesta del estrecho a 12 metros de altitud, y calculaba que el nivel del mar debió haberse encontrado 4 ó 6 metros más alto ⁶. Calvert y Neumayr confirmaron las observaciones de Spratt. Parece que también se ha encontrado en estos depósitos un cuchillo de sílex. En el interior de la cuenca del mar Negro se ven señales de estas modernísimas capas horizontales que se elevan algo hoy sobre la orilla; su fauna, que es la mediterránea actual, atestigua que cuando las aguas del Ponto Euxino llegaron a aquel nivel, el mar no estaba desalado como hoy, sino que su proporción de sal debía acercarse al grado normal. Abich citó tales capas en el estrecho de Kerch y en la península de Tamán, y Chihachef, al sur de Samsun, cerca de la costa del Asia Menor ⁷. Parece, pues, que luego de la reunión del mar Negro con el Mediterráneo el nivel del agua fué algo más alto que hoy. El mar entrante tenía la salsedumbre normal y sus orillas estaban, como ahora formadas de *loess* en gran parte; hasta más tarde no se desaló el agua y se produjo un movimiento negativo. El mar de Azov se extendió después a causa de la destrucción de sus orillas y, finalmente se separó de él el Sivash ⁸.

NIVEL INFERIOR DEL MEDITERRÁNEO.—Dondequiera que se han comparado con medidas exactas los niveles del Atlántico y del Mediterráneo, se han hallado para este último cifras más bajas. De los trabajos de la Asociación Geodésica Internacional y de las nivelaciones que le han comunicado los diversos Estados europeos, extraemos las cifras siguientes:

	Metros.
Swinemünde-Trieste	— 0,499
Swinemünde-Marsella	— 0,664
Calais-Marsella	— 0,753
Brest-Marsella	— 1,022
La Rochela-Marsella	— 0,400
Bayona-Marsella	— 0,856
Santander-Alicante	— 0,663 ⁹

Estas cifras negativas demuestran que el mar Mediterráneo es una región pasiva, y a la misma conclusión conducen los análisis químicos de Forchhammer, quien halló que bajo la influencia del Sahara la densidad del agua del Atlántico aumenta en la costa occidental de Africa y que el agua que entra por Gibraltar en el Mediterráneo tiene de 3,63 por 100 de salinidad, mientras que es de 3,70 a los 4° 2' de longitud; se eleva a 3,80 y 3,83 entre las Baleares y España, y llega a 3,85 en Malta; en las costas

de Grecia desciende a 3,80, sin duda bajo la influencia del Bósforo. El máximo que encontró Forchhammer fué de 3,93, cifra que corresponde a muestras recogidas entre la isla de Creta y la costa africana. Confirman estos resultados los trabajos de Carpenter, que ha demostrado que la densidad del agua de la corriente superficial que entra por el estrecho de Gibraltar es de 1,0271; la de la corriente inferior de salida a 250 brazas, de 1,0293 (para 3,91 por 100 de salsedumbre). La densidad junto a la superficie varía entre 1,0280 y 1,0284; cerca de Sicilia se eleva a 1,0284 y 1,0288; entre Malta y Creta llega a 1,0293 (a 1.650 brazas, 1,0294), no lejos del golfo de Sollum o de Milr (Mellah) en el este de la Cirenaica, y a 1,0294 (a 365 brazas, 1,0302), más cerca aún de la costa africana. La mayor densidad del agua del Mediterráneo está, pues, entre Creta y la costa de Africa, donde llega al máximo la evaporación a la vez que se reduce al mínimo el aflujo de agua dulce ¹⁰.

De las condiciones geográficas del Mediterráneo, que es una cuenca cerrada en una región cálida y de evaporación activísima, resulta forzosamente que su nivel debe ser distinto del del Océano, aunque el desnivel no llegue a la magnitud que Bianconi le atribuía hace algunos años, fundado en la horizontalidad de las antiguas líneas de costa ¹¹. Puede admitirse también con toda seguridad que *la mayor densidad se encuentra entre Creta y la costa africana y, por lo tanto, allí está el nivel mínimo del mar*; aún más bajo que en Alicante, en Marsella o en Trieste, donde se ha podido comprobar el hecho por medio de medidas directas. Estas medidas dieron todas valor negativo; pero fácilmente se comprende que en la parte septentrional del Adriático, donde desemboca el Po, se obtiene para este valor negativo una cifra algo más baja, resultado que, además, corroboran los estudios de Luksch y de Wolf, que encontraron en dicho mar densidad menor en la costa italiana que en la austriaca ¹².

Además, nos han enseñado los trabajos de Carpenter, que en el oeste del Mediterráneo y desde la profundidad de 100 brazas, próximamente, se extiende una zona casi en absoluto sustraída a la acción de las corrientes y a temperatura constante de 13 a 14° centígrados; mientras que en el Océano se encuentra a la misma profundidad una temperatura bastante inferior; además, en el Mediterráneo oriental, donde la acción solar actúa a mayores profundidades, la masa de agua inmóvil sólo comienza entre las 100 y 200 brazas. Esas capas profundas no sufren movimiento, y entre ellas y las que están encima no se produce cambio. La temperatura del agua en las zonas superiores puede alcanzar y aun pasar de 26°,5 centígrados en las partes más calientes. Las máximas se observan algo debajo de la superficie, pues la evaporación, que es muy activa, enfría algo las capas superficiales.

Ocupémonos de nuevo de la parte del Mediterráneo situada al sur de la isla de Creta. Aunque la diferencia entre el nivel medio del Océano y

el del Mediterráneo, al sur de Francia y de España, no sea despreciable y llegue a — 1,022 metros entre Brest y Marsella, la diferencia entre la densidad del agua en el Océano y en el Mediterráneo occidental es muy pequeña y debemos creer que al sur de Chipre, cerca de las costas de África, es más grande el descenso de nivel; por lo menos así resulta del mayor peso de la columna de agua, haciendo abstracción de todo movimiento. La densidad del agua del Atlántico que entra por el estrecho de Gibraltar es de 1,0271; en el golfo de Milhr es de — 1,0293 en la superficie y 1,0294 a 1.650 brazas. Tomemos esta última cifra para la profundidad mayor y 1,02935 para la densidad media en Milhr; una columna de agua de 1.650 brazas del golfo de Milhr equilibra a una columna de agua del Atlántico 6,60 metros más alta. Si se admite para la densidad máxima la cifra 1,0302, el cálculo demuestra que *1.000 metros de agua del Mediterráneo corresponden a 1.003 metros de agua del Atlántico*.

Indudablemente, no conocemos con exactitud la forma ni la profundidad de ese gran embudo que se produce en la superficie del Mediterráneo; pero es natural suponer que las mayores modificaciones en el nivel del agua debidas a los cambios climatológicos se deben manifestar en los puntos de máxima depresión. Hay que tener en cuenta un hecho curioso: que las modificaciones más importantes de dicha línea durante la época histórica se han observado en la costa SO. de la isla de Creta y hasta Cerigotto.

En 1852 relató Leycester una observación del teniente Mansell, quien encontró en el cabo Krio, al SO. de la isla de Creta, una línea de costas muy clara a 11 metros sobre el actual nivel del mar. En la parte NO. de la isla, frente a Grabusa, y más al norte, en el cabo Spada, descendía esa línea a 6 metros y más hacia el este, en la bahía de la Sude hasta dos, y en la costa sur descendía hacia el este, y llegaba al nivel del mar frente a la llanura de Gortyna ¹⁵.

Sabemos que en muchos puntos de la costa de Italia se ven líneas de costa con agujeros de folados y que datan de épocas muy distintas. Esta primera comunicación de Leycester se debe acoger, pues, con gran reserva.

Ahora bien: en 1852 el capitán Spratt, tratando de nuevo de estos fenómenos, anunció que toda la isla de Creta mostraba un movimiento de báscula, que el extremo occidental se había elevado mucho, el oriental había descendido ligeramente y permanecido inmóvil la región intermedia; afirmaba que las construcciones del antiguo puerto de Phalasarna, frecuentado en toda la antigüedad, está ahora a unos siete metros sobre el agua.

Spratt renovó con cuidado sus observaciones en 1865; muchas de ellas se refieren a líneas de costa señaladas en peñones, etc., y cuya edad exacta es imposible determinar, pero mencionaré las siguientes: *Bahía de*

Suda (parte oeste de la costa norte), playitas en las que los agujeros de folados suben hasta 2,07 metros y aun a 2,12; *Kisamo* (costa NO.), el antiguo muelle está levantado unos 5,47 metros; el cabo *Grabusa* (extremo NO.) es una de las tres islas Coryceicas que mencionan los antiguos y hoy unida a tierra; las líneas de costa llegan hasta 6,68 metros; *Phalasarna* (costa oeste), todo el antiguo puerto está en seco y se ven terrazas marinas hasta 6 y 7 metros. Las líneas de costa donde no hay indicios de la época histórica alcanzan la altura máxima de 7,9 metros entre Selino y Lissos, cerca del cabo Krios, en la costa SO. En el extremo oriental de la isla, en Zakro, se menciona también una antigua playa de esa clase.

Las señales de movimientos positivos abundan mucho menos, y las principales son las siguientes: *Metala* (en medio de la costa sur), tumbas excavadas en la roca y en parte sumergidas; el cabo *Sidara* (extremo oriental), edificios sumergidos parcialmente; *Spinalonga* (NO., en la bahía de Mirabella), donde se ven bajo el agua las ruinas de una ciudad griega, que atestiguan movimientos positivos de 1,8 a 2,4 y aún más metros. Sin embargo, en el mismo lugar encontró Issel señales de movimientos negativos ¹⁴.

Pero todos estos indicios de movimientos positivos no son completos, por causas que luego indicaremos.

De posteriores observaciones que se hagan en el mismo lugar depende la solución de este problema. *Las pocas señales de movimientos negativos que se han hallado en monumentos de edad conocida se encuentran todas (excepto en Puzol) en las orillas de la zona donde las influencias climatológicas determinan la depresión máxima del nivel del Mediterráneo.* Sin embargo, los datos precedentes indican para ese movimiento una amplitud tan grande (unos 7 metros), que hasta que tenga más datos no la puedo atribuir exclusivamente a un cambio de clima; antes de poder decidir nada sobre ello hacen falta nuevas medidas e investigación más atenta.

Más importantes son los fenómenos que vamos a examinar ahora en las costas del Mediterráneo.

EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL.—No poseo dato alguno sobre la naturaleza de las costas alrededor del golfo de Milhr. Hamilton dijo que encontraba cerca de Bengosi, en la orilla oriental de la Gran Syrte, indicios de movimientos negativos; pero, según Stacey, sólo se trata de hundimientos locales en el espesor de la meseta caliza, frecuentes en aquella región ¹⁵. Stache advierte que ya Herodoto mencionó las dos islas bajas de Kerkena y de Yarba, que se alzan apenas sobre el agua, lo que indica que el nivel del mar no ha variado de modo apreciable desde la época del historiador griego ¹⁶. Partsch y Rolland están de acuerdo en afirmar que durante la época histórica no han cambiado las orillas cerca de Tú-

nez, como lo prueba el estado de la laguna ¹⁷. En las costas de Argelia se ven depósitos marítimos recientes y, según Bleicher, en el litoral de la provincia de Orán hay señales de un antiguo mar hasta 150 metros sobre el nivel actual, y esas señales se hacen cada vez más claras cuanto más cerca de las cotas de 40 y 20 metros. A 7 y 8 metros hay un cordón de arenisca bastante regular que sólo contiene conchas de especies vivientes. No sé que en aquella región se hayan observado en la época histórica cambios del nivel del mar ¹⁸.

Lo mismo ocurre en *Gibraltar*; Smith y Maw han observado en la falda oriental del Peñón, en la Bahía Catalana, una masa de arena estratificada que sube hasta 210 metros y en la que encontró Smith la *Patella ferruginea*. En los acantilados hay señales de líneas de costa a distintas alturas; pero dentro de la época histórica no se cita modificación respecto al nivel actual ¹⁹.

Se ha invocado a menudo como prueba de que en épocas relativamente modernas han ocurrido cambios importantes de nivel en esta parte del Mediterráneo, el hecho de que hoy se halle 5 kilómetros tierra adentro la ciudad de *Aigues Mortes* (*Aquae Mortuae*) al oeste del delta del Ródano, donde San Luis embarcó en 1248 y en 1270 para ir a combatir a los infieles. Pero lo que se ha olvidado decir es que si bien el Rey partió de Aigues Mortes, la ciudad estaba lo mismo que hoy, situada en el interior y al borde de una laguna que San Luis hizo unir con el mar por medio de un canal. El embarque en las grandes galeras genovesas y venecianas, no fué en Aigues Mortes sino en un punto situado hoy en la misma orilla del mar y que conserva el nombre de Grau Louis.

Aparte de este detalle, la situación de Aigues Mortes muy bien descrita por C. Lenthéric, nos conduce a decir algo sobre las barras litorales.

Al hablar del mar del Norte hemos tenido ocasión de indicar de qué modo las olas que llegan a una costa llana acumulan la arena en forma de médanos dispuestos en arcos o largos cordones litorales; si, como ocurre generalmente, ayuda el viento y la dirección de las olas absolutamente normal a la orilla, resultan desplazamientos importantes. Supongamos, por ejemplo, que al este desemboca un río y que las arenas se mueven hacia el oeste; entonces se formará una escollera avanzada o rompeolas que, una vez unido al punto fijo más próximo, se transformará en barra litoral, pero algunas circunstancias accesorias pueden modificar las condiciones de ese transporte; se formará entonces un nuevo rompeolas y, con el tiempo, una nueva barra separada de la primera y luego relegada al interior por una laguna o un pantano. Se cree que para provocar tal desviación basta a veces la existencia de un macizo de árboles; puede ser factor muy importante el desplazamiento de una boca fluvial en el delta, porque los materiales acarreados servirán de punto de apoyo, núcleo o em-

brión a una nueva barra. En la Naturaleza son muy lentas estas acciones; así, pues, si cerca de una desembocadura se ven muchas barras sucesivas, colocadas unas detrás de otras y separadas por lagunas, y si estas lagunas no muestran otros cambios que los debidos al progreso de los aterramientos; en otras palabras, si toda esa serie de barras tiene por base el mismo fondo horizontal, es indudable que, después de la formación de la más antigua, o sea la más avanzada, no se ha producido modificación importante en la altura de la línea de costa.

En Aigues Mortes se ven cuatro de esos cordones litorales, dispuestos unos detrás de otros y concurriendo hacia el oeste a un rompeolas único; están separados por estanques, y la ciudad se halla entre el segundo y el tercero. El Grau Louis, punto de embarco de los cruzados, se encuentra hacia el extremo del cuarto y último de esos cordones litorales que azotan actualmente las olas del mar, y el más reciente no ha cambiado desde hace seis siglos. Desde que se llevó al este de Aigues Mortes la desembocadura del pequeño Ródano, en el siglo XV, se formó el núcleo de una nueva barra: la «Tierra Nueva», y Martins calcula que, si las tempestades no la destruyen, esa quinta barra, atravesando el golfo de Aigues Mortes, llegará a la otra orilla, en dirección de Montpellier, al cabo de diez y ocho siglos.

Los niveles de base de los cuatro cordones litorales de Aigues Mortes coinciden tan bien, que en 1840, cuando las inundaciones del Ródano, las partes bajas comprendidas entre esos cordones se rellenaron y el agua avanzó hasta las fortificaciones de Aigues Mortes, cuyas puertas hubo que cerrar, mientras que grandes barcas que venían por el Ródano pudieron llegar hasta la ciudad ²⁰.

La extensión y disposición de los cordones litorales al oeste de la desembocadura del Ródano denotan prolongada estabilidad en las condiciones de altitud de la línea de costa, como Martins ha demostrado muy bien. Sólo podrían admitirse oscilaciones de poca amplitud, muy regulares y que se compensen alternativamente; pero aun de éstas no hay señal.

Al sur y al este del delta no es tan regular el progreso de los aterramientos: en algunos puntos avanza la tierra, y en otros sitios el mar arrastra más materiales de los que conduce el río y la tierra retrocede. Así puede explicarse que dos reductos construídos en tiempo de Luis XIV se entren actualmente en el mar, a cierta distancia de la orilla.

Ya hemos citado la estabilidad de los cordones litorales de la costa occidental de Italia, demostrada por la existencia de vías romanas y por el funcionamiento del antiguo canal de desagüe establecido bajo el peñón de Cosa; también hemos descrito el caso de Puzol.

El Mediterráneo occidental no presenta señales de oscilaciones de las líneas de costa en la época histórica, y algunos fenómenos, tales como la disposición de los cordones litorales de Aigues Mortes, evidencian de

modo terminante una situación estacionaria desde hace mucho tiempo.

VENECIA.—Debemos ahora revisar los fenómenos comprobados en Venecia, atentos a la reconocida autoridad de Manfredi y Frisi en lo que se refiere a la discusión del fenómeno de los desplazamientos de la línea de costa. Está muy bien estudiada la desembocadura del Po y su examen es muy interesante. Desde el siglo XVI se han anotado los cambios sufridos por el trazado de la costa en aquella región. Al fin del siglo último afirmaba terminantemente Zendrini que el nivel del mar se eleva en Venecia; más tarde, Luciani, Issel y Koratsch han reunido los diversos datos relativos a ese asunto ²¹. Pero también aquí tenemos que considerar el conjunto para no dejarnos engañar por hechos de secundaria importancia.

Los aluviones del Po rebasan mucho actualmente el borde externo del Lido y los aterramientos del río avanzan mar adentro. Al norte de esta parte principal del delta se hallan las lagunas de Venecia y al sur las de Comacchio. Otros ríos importantes, como el Adigio y el Brenta, tienen sus desembocaduras próximas a la del Po, y las modificaciones que ha sufrido su valle inferior no han dejado de influir en la estructura de los *países bajos* adriáticos. En la época romana el Po vertía mucha parte de sus aguas hacia el SE, en dirección a Rávena, utilizando el lecho inferior del Reno, hoy colmado de arena. Hasta mucho después, luego que el Po en 1150 se excavó un nuevo lecho, que pasa por Ficarolo, aguas arriba de Ferrara, y que comenzaron en 1526 los trabajos de derivación del Reno, en el Po, por encima de aquella ciudad, no se formaron poco a poco las desembocaduras actuales de este río, que antes llevaba sus aluviones o, por lo menos, gran parte de ellos, a las lagunas de Comacchio. El Adigio ha cambiado de lecho muchas veces y se ha desplazado generalmente hacia el sur. La desembocadura del Brenta ha sido desviada hacia el sur por medio de trabajos artificiales.

Pero (como demuestran los mapas de Reyer) tres cordones litorales paralelos se extienden por el delta del Po, desde las lagunas de Comacchio hasta las de Venecia, y entre esas tres líneas el país es tan bajo, que el Po y el Adigio han podido cortarlos fácilmente, utilizando antiguas aberturas, y alargar la parte inferior de su curso ²². El más antiguo de estos tres cordones litorales es, lo mismo que en Aigues Mortes, el más lejano del mar en la parte oeste; después de su formación no se ha modificado de modo apreciable el nivel de la costa; pero este cordón es anterior a todos los documentos históricos.

De manera que, si también en Venecia se comprueba un descenso continuo del suelo, debe residir la causa en circunstancias locales. Collegno demostró hace mucho tiempo que sólo se trata de un asiento en los aluviones. El descenso producido cerca de la desembocadura del Sila, y que hizo desaparecer bajo las olas la rica ciudad de Ca di Riva y las llanuras fértiles que la rodeaban, del siglo XVI al XVII, se debe considerar, sea

cual sea su importancia, resultado de una depresión local de dichos aluviones. No lejos de allí, la ciudad de Torcello, en otro tiempo floreciente, fué invadida por los pantanos y es sólo un montón de ruinas, debido todo quizás al mismo fenómeno; además, Koratsch menciona la existencia de un manantial de agua dulce en la cripta de la Iglesia principal de aquella localidad, lo que indica, indudablemente, que el movimiento continúa. También hay que considerar como descenso local la extensa cuenca de los Mille Campi, cerca de la desembocadura actual del Brenta, formada después de comenzado el siglo XVII y cubierta hoy por 4 ó 6 pies de agua. Luciani calcula que en muchos puntos, y sobre todo allí donde se comprueba un descenso desigual de los edificios, como en las Torres de San Giorgio dei Greci y de San Stéfano, hay que atribuir, sin duda, el fenómeno a causas locales; pero, a su juicio, se produce otro desplazamiento general de la costa, como lo prueban las observaciones en las costas peñascosas del norte del Adriático. Reyer admite, de acuerdo con Collegno, un asiento continuo de los aluviones, y además se inclina a creer que el conjunto de esos aterramientos sufre con el tiempo una especie de deslizamiento paulatino hacia el fondo del mar.

Los pozos artesianos han demostrado lo poco estable que es el subsuelo de Venecia, después de muchos ensayos infructuosos de perforación en esos terrenos empapados de agua. Degousée hizo ejecutar, de 1846 a 1849, muchos sondeos, algunos de los cuales alcanzaron 120 metros de profundidad; el agua que salió entonces elevándose por encima del suelo contenía detritus orgánicos de origen vegetal y gases combustibles procedentes, sin duda, de la descomposición de tales restos. En las últimas décadas el gasto de esos pozos ha cesado, o, por lo menos, ha disminuído mucho, lo que debe obedecer a movimientos en las capas profundas del suelo ²⁵.

En algunos casos se presentaron verdaderas erupciones juntamente con el surgimiento del agua y F. von Hauer describe la que se produjo el 11 de abril de 1866 cerca de San Agnese, donde la perforación había llegado a 50 metros de profundidad, cuando se alzó una columna de fangos, arena y turba de más de 40 de altura, que cayó sobre el techo de las casas y transformó las calles en torrentes de lodo. La erupción continuó, con más o menos violencia, durante muchas horas, y alrededor descendió el suelo y fué preciso desalojar las casas inmediatas ²⁶.

La historia de Venecia está llena de acontecimientos que atestiguan la especial naturaleza del subsuelo. En 1105 Malamocca quedó sumergido por una pororoca, que coincidió, sin duda, con un terremoto, y el nivel de las calles descendió tanto, que después de la catástrofe quedó la ciudad inhabitable; el obispado se trasladó a Murano y el convento de San Cipriano se restableció en la misma localidad. En 1110 el dogo Ordelafo Faliero ordenó reconstruir la ciudad en sitio más garantido contra las in-

cursiones del mar ²⁵. El año 1117 se singularizó en toda la Alta Italia por una serie de terremotos violentos y continuos; Verona y Parma sufrieron mucho; la catedral de Cremona se desplomó, y esa catástrofe costó la vida a muchos miles de personas ²⁶; el 13 de enero del mismo año, durante un terremoto, de efectos desastrosos en otros puntos, y menos graves en Venecia, se entreabrió el suelo, dejando escapar torrentes de agua sulfurosa, y los gases que salían de allí se inflamaron, e incendiaron la iglesia de San Hermágoras ²⁷.

Es superfluo seguir citando ejemplos que demuestren lo impregnado que está de agua y de gases combustibles el suelo aluvial de aquella región. No debe esperarse encontrar en tal país una línea de costa fija; más bien asombra su relativa estabilidad por espacio de siglos, a pesar del enorme peso de las construcciones allí elevadas, y que muestran una de las más brillantes culminaciones del genio humano.

Sin embargo, no puede negarse que al lado de estos fenómenos hay ciertos indicios que atestiguan un movimiento positivo de la línea de costa, si no muy marcado, por lo menos continuo. Los más importantes son los leves cambios de nivel, cuya señal puede verse al pie del palacio de los Dogos, y sobre los que poseemos, en realidad, datos muy contradictorios; pero no hay duda que tales cambios de nivel del agua no pueden proceder del desplazamiento de los ríos y de su avance en el mar; toda desviación de las desembocaduras hacia el sur y toda mejora de los pasos son causas probables (como se ve actualmente en Malamocca) de que el nivel de las aguas sea cada vez más cercano al del Adriático, lo que originó un ligero desplazamiento negativo; en cambio, el abandono de esos trabajos debe determinar un pequeño desplazamiento positivo. Si se poseyesen indicaciones realmente exactas sobre las variaciones sucesivas del nivel medio del agua en las lagunas a través de los siglos, tales trabajos se evidenciarían en la serie de datos numéricos.

Rávena, como Venecia, está construída sobre pilotes, y lo que sabemos acerca de las antiguas construcciones, hoy sumergidas, de aquella ciudad indica que los fenómenos allí ocurridos deben explicarse de igual modo que los de Venecia ²⁸.

En resumen: los resultados de nuestro estudio, en lo que se refiere a toda esa zona, son los siguientes: de cuando en cuando se deslizan algunas partes de los aluviones; las lagunas están, según las épocas, más o menos llenas de agua; pero la situación de las antiguas barras litorales demuestra que las oscilaciones se compensan y que hace mucho tiempo no se ha producido cambio importante.

LAS COSTAS DINARO-TÁURICAS DEL MEDITERRÁNEO.—En tanto que todo el Mediterráneo occidental, desde la pequeña Syrte hasta Gibraltar, se halla dentro de uno de los arcos de Eurasia, la parte oriental se divide en dos: una septentrional, que corresponde al arco dinaro-táurico y otra

meridional, que forma el borde septentrional de la meseta desértica. La mitad norte sigue el tipo del Pacífico, y la mitad sur el atlántico; a la primera corresponden Creta y Chipre; a la segunda, que es el ante-país, Malta; estas dos mitades son una respecto de la otra como el mar Caribe respecto al golfo de México; sin embargo, en América es la parte norte el ante-país y el delta del Misisipí, por donde desagua la meseta, corresponde al delta del Nilo.

Del examen y comparación de los muchos movimientos sísmicos marinos que practicó E. Rudolph, resulta que lo mismo éstos que todas las manifestaciones sísmicas o volcánicas, en general, son mucho más frecuentes cerca de las costas del tipo pacífico que cerca de las que tienen tipo atlántico, y esta conclusión puede aplicarse lo mismo a la región de que ahora tratamos; la parte dinaro-táurica del Mediterráneo oriental sufre mucho más a menudo los terremotos que el ante-país, e igualmente el arco de las Antillas experimenta más frecuentes sacudidas que la zona del golfo de México ²⁹. Sin embargo, esta importante conclusión exige cierta reserva en lo que se refiere a la parte del ante-país contigua a los ramales del Taurus, a lo largo de las grandes fracturas de Siria y hasta más allá del mar Muerto, zona a menudo conmovida; pero, en general, el contraste es muy claro entre ambas regiones: Egipto, cuyo suelo siempre está en reposo, contrasta por completo desde ese punto de vista con el archipiélago griego, tan a menudo agitado por los terremotos.

Conviene, pues, separar estas dos regiones. Consideremos primero la región dinaro-táurica, o sea las costas e islas que se extienden entre Trieste y Antioquía.

Acerca de esa zona poseemos el soberbio estudio de Boblaye, sobre las costas del Peloponeso; aunque algo antiguo, no es menos útil su consulta, a causa de las precisas observaciones y de las deducciones desprovistas de toda idea preconcebida que contiene. Además, contamos con muchos trabajos de detalle que nos instruyen; al objeto tienen particular interés dos estudios de conjunto de fecha reciente: la valiosa Memoria de Cold sobre el archipiélago griego, y la de Tietze sobre las costas de Lycia ³⁰.

En todas esas costas se hallan los ríos en plena labor de aluvionamiento, extendiendo en más o menos dilatados espacios sus mantos de fango y arena; así ocurre desde la desembocadura del Narenta hasta el puerto de Tarso, cegado ya en la época romana. Los escritores de la antigüedad eran terminantes en lo que a esto se refiere: «Me parece indudable—dice Herodoto (II, 10)—que el espacio comprendido entre las series de colinas situadas más allá de Menfis era antiguamente una bahía, y es éste el mismo fenómeno ocurrido en Troya, en Teuthrania, en Efeso y en la llanura de Meandro, de menor a mayor, porque no pueden compararse los ríos que han formado tales depósitos ni aun con uno de los cinco

brazos del Nilo. Hay, sin embargo, ríos que, con menor caudal que el Nilo, han efectuado un gran trabajo, y podría citar, entre otros, y no de los menores, el Achelous, que riega la Acarnania y que ha unido ya a la tierra firme la mitad de las islas Echinadas».

Tucidides, Strabón y Pausanias hablan de los aluviones del Achelous. A través de los siglos el río no ha cesado de ir rellenando delante de su desembocadura y así se formaron las extensas lagunas de Missilonghi. Boblaye calcula que la corriente del golfo de Lepanto acabará por detener el aterramiento.

El lento trabajo de aluvionamiento del Sperchios ha transformado las Termópilas, que han dejado de ser el estrecho desfiladero que antes eran ⁵¹. De igual modo el puerto de Mileto se ha rellenado y los aluviones del Meandro han unido a la tierra firme la isla de Lade, situada enfrente de esa ciudad. También a este continuo trabajo de los ríos obedecen las muchas llanuras aluviales que caracterizan la costa occidental del Asia Menor y que es inútil enumerar aquí.

No hace mucho tiempo se admitía que los grandes deltas ocupaban regiones de descenso y se invocaba a este propósito la existencia de turba o de troncos de árboles a bastante profundidad en los del Po, del Ganges y del Nilo; pero como estos mismos deltas continúan aumentando, así por la construcción de diques naturales, cuya arista sigue la corriente, como por el depósito de sucesivos revestimientos, es indudable que aquellos restos pueden muy bien hallarse a bastante profundidad sin que se modifique el nivel de la orilla. Mas recientemente se han querido considerar los deltas indicios de levantamiento del suelo, aunque este aserto no se apoye en prueba sólida ⁵². Creo que sólo es posible considerar los aterramientos como continuación no interrumpida en los fenómenos que ya conocía Herodoto hace más de veintidós siglos y que Strabón observó y describió con gran precisión hace diez y nueve. La despoblación forestal puede haber acelerado su progreso, pero estas formaciones no tienen relación con los movimientos positivos o negativos de las líneas de costa, y sólo indican un estado de reposo.

Se conocen en muchos puntos aglomeraciones de conchas recientes que encierran fragmentos de cerámica que corresponden a antiguos «desperdicios de cocina». Además, se ven en Grecia, a distintas alturas sobre el mar, agujeros de folados, y lo mismo ocurre en Asia Menor, en Marmariyé, al norte de la isla de Rodas, donde tales perforaciones están hoy a algo más de 10 metros de altitud ⁵³. Estos agujeros de folados no se hallan en las antiguas construcciones y los considero señales prehistóricas, lo mismo que en Italia. En realidad, fuera de Creta no conozco en parte alguna de la zona dinaro-táurica indicios de movimientos negativos; los asomos volcánicos de Santorino no tienen relación con el asunto de que tratamos.

En muchos sitios de las costas de Grecia y del Asia Menor se encuentran ruinas y monumentos invadidos por el mar que se han considerado prueba de movimientos positivos; pero esta conclusión es inexacta, y de nuevo encontramos la explicación del fenómeno en autores de la antigüedad.

En el verano del año 426 a. J.-C., un violento terremoto devastó las costas del golfo Maliaco (golfo de Zeitún) y trastornó los aluviones en que se alzaba, al pie de las Montañas, la ciudad de Skarphia, que tragarón las olas. El año 373 antes de nuestra Era, un cataclismo igual separó del terreno firme el suelo bajo en que se apoyaba la ciudad de Helikón, que fué engullida con todos sus habitantes. Neumann y Partsch, han recogido en los escritos de los historiadores griegos, los pasajes interesantísimos donde se trata de tales acontecimientos. Aegión (próximo a Helikon) sufrió violentos terremotos en el año 23 de nuestra Era, y luego en 1817 y en 1861. Julius Schmidt ha demostrado (con grandísimo detalle) de qué modo se separó de los terrenos antiguos la masa de los aluviones en una longitud de 13 kilómetros, se deslizó y hundió en el mar, a consecuencia del terremoto de 23 de diciembre de 1861 ⁵⁴.

Asimismo en julio de 1688, Smirna y, sobre todo, el fuerte turco de la entrada del puerto se hundió durante un terremoto y el fenómeno se reprodujo en los aluviones de Mitilene en 1867 ⁵⁵. Boblaye advierte que tal es la historia común de todas las ciudades y todos los puertos de la costa del Peloponeso, cuyas ruinas se ven bajo el mar: Epidauro, cercanías del cabo Skyli, Nauplia, etc. Es el mismo fenómeno que en el terremoto de 1783, en el oeste de Calabria, separó los terrenos terciarios del macizo antiguo del Aspromonte en varias leguas de longitud y derruyó las murallas del puerto de Mesina; el mismo que hundió bajo el mar en 1755 el gran muelle de Lisboa y en 1692 las construcciones y almacenes de Port-Royal, en Jamaica. Estos hundimientos obedecen a causas múltiples: al declive del subsuelo pétreo en que reposan los aluviones y a la propia naturaleza de éstos; a los mantos de agua que contienen, a las dimensiones y disposición de los edificios en ellos construídos y, por fin, a la dirección e intensidad de las sacudidas. El hundimiento puede producirse muy lejos del centro de conmoción y es posible que a veces tales efectos no resulten del mismo choque, sino del brusco aligeramiento de las partes del fondo del mar próximas a la costa, a causa de las retiradas de la ola sísmica que señala el comienzo del fenómeno. Tales hundimientos pueden producirse también por efecto de una carga demasiado pesada, con independencia de todo terremoto, y así ocurrió en Zug (Suiza), donde los aluviones se hundieron en las orillas de un lago interior. Pero ninguno de estos fenómenos corresponde a dislocaciones de la corteza sólida del Globo y no tiene relación alguna con las oscilaciones de las líneas de costa.

El mismo origen parecen tener los hundimientos que dejaron señales en la costa meridional del Asia Menor.

El caso más conocido es el de la *bahía de Makri*, donde cita Fellows un gran mausoleo rodeado de agua (fig. 41); en el que puede verse que ésta sube y baja regularmente con los diarios cambios de viento; desnivelación diaria que llega a unos dos pies; además, advierte Fellows que no sólo está rota la pared lateral del mausoleo (como ocurre en la mayoría de estos monumentos cuando han sido violados por los buscadores de tesoros), sino que el techo está fuera de su sitio, aunque es muy pesado; de lo que deduce dicho autor que fué un terremoto el que provocó el descenso. En cambio, Spratt y Forbes aseguran que ese mausoleo está deteriorado casi en el tercio de su altura por las perforaciones de los moluscos litófagos; lo que prueba que el suelo en que reposa descendió en otro tiempo mucho bajo el nivel actual, y que hoy debe estar levantándose. Esto indicaría una oscilación de la línea de costa; pero el doctor F. von Luschan, que ha examinado cuidadosamente el mausoleo, me ha manifestado que la descripción de Fellows es exacta y que el monumento no está perforado por los animales marinos, como dicen Spratt y Forbes; por lo tanto, creo poder referir este caso, como los precedentes, a los de construcciones hundidas de las costas helénicas ³⁶.

Luschan, que ha estudiado la costa de Lycia bajo el concepto que nos interesa, revela a este propósito los siguientes hechos: el mausoleo de Makri, de que acabamos de hablar; un monumento análogo que ocupa igual situación en Kekova, antiguo camino hoy cubierto por el agua, a lo largo del Climax; algunos cimientos sumergidos en Sandshakly y cerca de Kekova y en Tristomo, en la isla misma de Kekova. No se han confirmado los datos que tienden a probar un movimiento negativo; esto es, un levantamiento del suelo ³⁷.

En lo que se refiere al camino costero del Climax, opina Luschan que en la época de Alejandro era posible, con tiempo favorable, seguir la orilla, cosa que hoy no podría hacerse, pues el camino trepa dos veces por peñones escarpados. Un sonduje en marea baja, (enero de 1885) demostró que «el fondo de arena al pie de esos peñones, que corresponde al antiguo camino, está hoy cubierto por 4 metros de agua».

Todos los casos de movimientos positivos que acabamos de citar entran en la categoría de los hundimientos locales que se observan en distintos puntos de las costas griegas.

Benndorf y Niemann mencionan, además, otras ruinas sumergidas y grandes excavaciones de forma regular, practicadas por mano del hombre en la costa roquiza de Kekova y en la bahía de Yali; «inmediatamente sobre el nivel del agua y su fondo desciende por debajo»; se los ha considerado antiguas canteras ³⁸. Tietze, que comparte esta opinión, las considera pruebas de movimiento positivo; desconocemos el destino de esas cavidades. En Egipto, cerca de Alejandría, vense también en la arenisca caliza endurecida que constituye la barra litoral exterior al delta del Nilo,

análogas excavaciones, cuyo fondo descende mucho bajo el nivel del mar, pero allí no se ha desplazado la orilla de modo apreciable.

Los datos que poseo sobre las costas de Grecia y de Asia Menor no prueban que se haya producido en la época histórica desplazamiento de la orilla. Los movimientos positivos parecen en todas partes resultado de hundimientos locales, ocurridos en distintas épocas en los terrenos de aluvión adosados a las rocas antiguas, y en cuanto a los movimientos negativos, no se han producido allí desde los principios del período histórico.

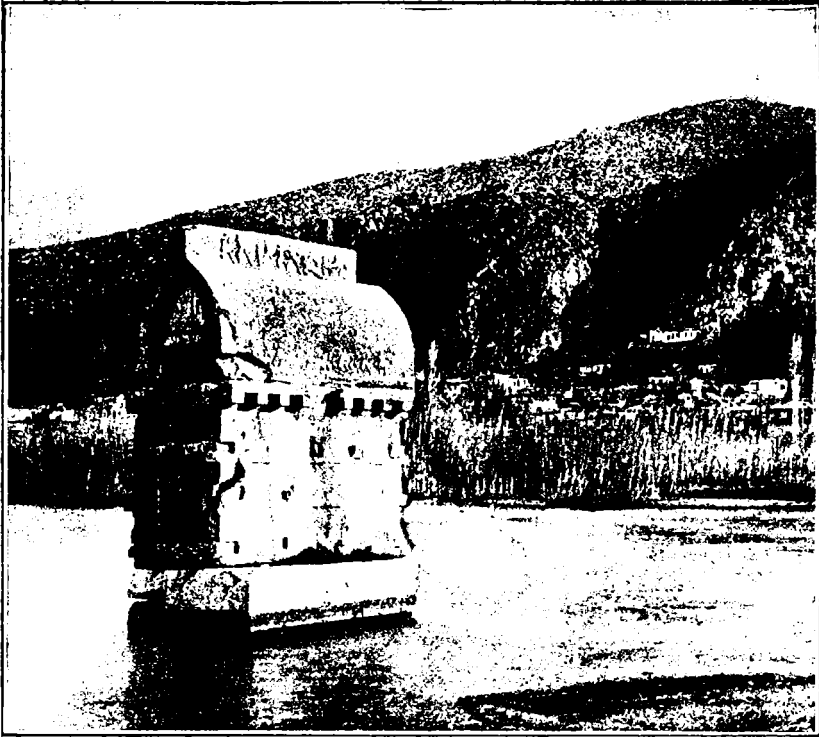


FIG. 41.—*El Mausoleo en la bahía de Makri* (de una fotografía debida al Dr. F. von Luschan).

En cambio, abundan las pruebas de estabilidad muy prolongada de la línea de costa; consisten en la existencia de una plataforma de erosión y de una serie de cavernas litorales, visibles en una porción de puntos de la costa actual, en el Peloponeso sobre todo.

Boblaye ha descrito muy bien la faja costera expuesta a la resaca y a la espuma de las olas³⁹; es a lo que llama la zona del *aura marina*. Los rasgos que la caracterizan son clarísimos en aquellos puntos donde forman acantilado calizas compactas y entonces pueden distinguirse varias zonas de diferentes colores, superpuestas unas a otras. En el mismo nivel del mar

se ve una faja oscura; las paredes así cortadas, las rocas salientes y las cavernas acentúan más el tinte oscuro de esas fajas, cuya parte inferior está cubierta de una capa verde. Encima se ve la roca desnuda de un blanco deslumbrante o con tinte amarillo o rojizo, y más arriba una zona parda; comienzan a verse las primeras manchas de vegetación. Finalmente, en el límite que alcanzan las olas (que no suelen pasar de los 35 ó 40 metros) se ve una alfombra vegetal más o menos continua. La estrecha zona que baña el mar en la base de este conjunto está excavada en trompa en el acantilado y se extiende con una altura de algunos metros por encima y por debajo del nivel medio del agua. La parte sumergida muestra una plataforma de erosión que comienza con pendiente suave y luego desciende de pronto a gran profundidad. Cuando la caliza es dura alcanza apenas a 4 ó 5 metros de ancho; pero en Marathonisi, por ejemplo, las capas terciarias han sido excavadas en tal espesor, que hay un acantilado a pico de 60 metros, a cuyo pie puede avanzarse en el mar 200 metros sin perder fondo. Lo mismo ocurre en Egina y sobre todo en Modon, donde la plataforma alcanza 300 metros de anchura, y termina en el mar con una escarpa. Allí, donde (como ocurre en Nauplia) está formada la orilla de brechas y conglomerados, la resaca excava en un ancho de 8 o 10 metros surcos, rocas en desplome y una serie de grutas litorales.

En el cabo Grosso, entre el golfo de Mesenia y el de Laponia, se encuentra, en la parte batida por las olas, una serie casi continua de grutas litorales que se comunican, y en las que las olas hacen un ruido que recuerda los rugidos del trueno lejano. Este es el promontorio que ya en la antigüedad llevaba el nombre de *Thyrides*, es decir, «puertas de la costa»⁴¹. También se encuentran cavernas de esta especie en el cabo Matapán, en la peñascosa isla que da frente al puerto de Navarino y en otros puntos. Estas grutas litorales difieren de las producidas en las mismas calizas por la acción de las aguas de infiltración; nunca están escalonadas, pero cuando tienen hendiduras pueden alcanzar gran longitud; en ninguna parte desciende mucho su fondo bajo el nivel del agua. El conjunto de estas circunstancias denota una persistente estabilidad de la línea de costa.

En Asia Menor se notan hechos análogos. Scherzer observó en las bahías de Agrilia, Syka y Kalamaki, en la costa meridional de la península de Chesme, delante del golfo de Smirna, que «las rocas litorales están en una profundidad de varios pies corroídas por las olas, de manera que bloques aislados que rebasan en cierta altura la superficie del agua presentan formas de cabeza y cuello, lo que nos demuestra que desde miles de años no ha variado el nivel»⁴². M. Bukowski me informa de que, explorando la isla de Rodas, en donde se dedicó especialmente al estudio de la línea de costa, no encontró en parte alguna indicios de cambio de nivel que datase de la época histórica, pero observó en muchos puntos un surco de erosión que correspondía al nivel medio. El profesor Bendorf me hace ad-

virtir a este propósito que hasta es posible que en Sura, al NE. de Kekova, exista aún la laguna en cuya orilla se alzaba el templo de Apolo Surios, aunque cegada en parte. Todavía se ve cerca de las ruinas del templo la fuente mencionada por Artemidor y Plinio, que corría en una laguna, «donde servía para propósitos del oráculo la aparición de los peces que venían del mar por una cortadura en el cordón litoral como la que en otras partes se utiliza para la pesca» ⁴².

Si se relacionan en el mapa el descenso de los aluviones de Mitilene en 1867, el de Smirna en 1688, las cavernas en que se engolfa el mar en la costa meridional de la península de Chesme, los agujeros de folados, situados a más de 10 metros de altitud en Marmariye; las grutas de Rodas, en la zona batida por las olas, y, en fin, el pie sumergido del mausoleo de Makri, se ve con claridad, por la situación de estos distintos puntos, cuán juntas están o cómo alternan mutuamente estas supuestas señales de movimientos positivos y negativos. Sólo los agujeros de folados de Marmariye pueden indicar realmente un cambio de nivel de la línea de costa, pero que debe datar de época muy anterior al período histórico, durante el cual no hay nada que indique modificaciones ni en sentido positivo ni en sentido negativo, y allí, como en las costas de Grecia, todo tiende a probar prolongada estabilidad.

Wiebel opina que la existencia de antiguas construcciones bajo el agua en la bahía de *Samos* se puede explicar por medio de un descenso de la costa bajo la influencia de una violenta sacudida sísmica, y describe las cavernas litorales de la costa de Cefalonia, donde se observan los mismos juegos de luz que en la Gruta Azul de Capri. «Todas estas grutas, cuyo suelo está bajo el agua o apenas sobre el nivel del mar, son, sin duda, resultado de la acción de las olas» ⁴³.

Es inútil mencionar todos los casos análogos citados, tales como los de la costa dalmata, donde restos de construcciones y de pavimentos de mosaico hoy sumergidos se han considerado prueba de movimientos positivos ⁴⁴. Dalmacia ha sufrido repentinos y violentos terremotos, y ahora sólo recordaremos el que destruyó parcialmente Ragusa el 6 de abril de 1667 ⁴⁵, a consecuencia del cual fueron trastornados y, en parte tragados por el mar, los aluviones del río, como en Grecia y en Asia Menor.

Algunos oficiales de la Marina imperial austriaca me han manifestado que en la costa de Dalmacia se encuentra también en algunos sitios un profundo surco en trompa excavado en la caliza a la altura del nivel medio del agua. A los alféreces de navío Fuchs y von Milic debo especialmente detalles sobre los *Pettini* de Ragusa (fig. 42). Cerca de esta ciudad hay una arista rocosa dentada, que avanza en el mar; el primer diente, cortado al nivel medio del agua, tiene — 0,1 metros de altura; el segundo no se alza más; aquí representamos el tercero y el cuarto: la cornisa en trompa que se ve, rodea así a todos los dientes sucesivos; no es resultado del cho-

que de las olas, que suben mucho más arriba, sino que corresponde a la zona en que el nivel del agua sufre diarias y regulares oscilaciones.

EL MEDITERRÁNEO SURORIENTAL.—Según la investigación de Diener en la costa de Siria, parece que allí no se ha producido cambio en la época histórica ⁴⁶.

El mar Muerto ocupa una fosa de hundimiento que se extiende por el norte hasta el Gran Hermón, y comprende todo el valle del Jordán, con los lagos Tiberiades y Hulá (I, pág 376). Los interesantes estudios de Diener nos han enseñado apenas que al norte del Gran Hermón la Bekaa constituye una segunda depresión, continuación de la primera y arrumbada al NNE.; que el Líbano y el Antilíbano son pilares y que las grandes fracturas que caracterizan aquel país se separan al este del Antilíbano dibujando una virgación.

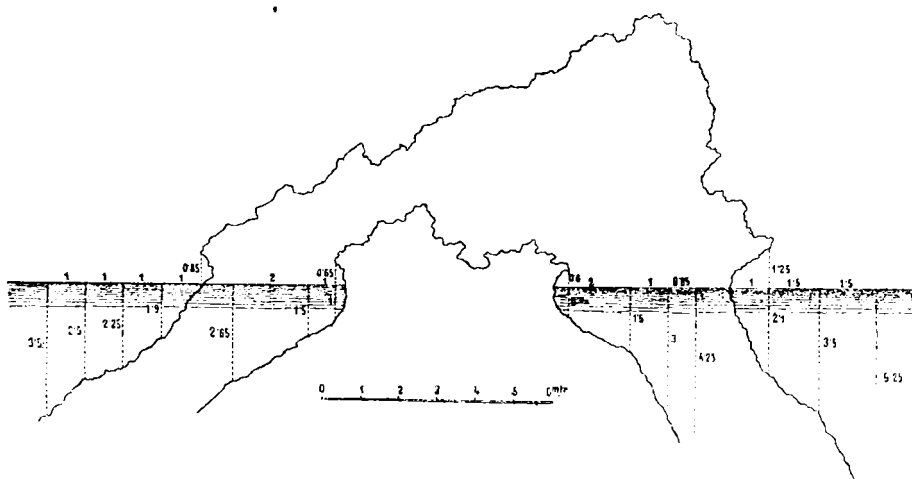


FIG. 42.—*Los dientes tercero y cuarto de los Pettini di Ragusa* (según las medidas de Herr von Milic, alférez de navío de la Imperial y Real Armada).

El mar Muerto, cuyo nivel es 392 metros inferior al del Mediterráneo, tiene 400 de profundidad cerca de su orilla oriental; en el lago Tiberiades, que está a — 212 metros, la sonda toca el fondo a los 250. Alrededor de ese lago ha encontrado Lortet terrazas que se alzan hasta la cota actual del Mediterráneo; así podría preverse que tales terrazas abarcan todo el valle del Jordán, incluso el mar Muerto, y, en efecto, Hull ha encontrado al sur de este mar terrazas que tienen próximamente la misma altitud, y ha indicado, también, que las más altas de dichas terrazas meridionales, como las del valle del Jordán, contienen especies vivientes de *Melania* y *Melanopsis*. Asimismo Noetling ha recogido en la orilla meridional del lago Tiberiades, en la prolongación de sus aluviones, especies vivientes de *Melania*: uno de estos yacimientos se encuentra debajo de una corrida basáltica que ha descendido del Yolan ⁴⁷.

De los fenómenos observados deduce Hull que un mismo lago debió extenderse desde el emplazamiento actual del de Huleh, al norte, hasta el valle del Arabah, al sur, en una longitud de más de 300 kilómetros. También advierte Noetling que una corrida de basalto, procedente de Yaulan, se extendió luego por la depresión entre los dos lagos de Huleh y Tiberiades y que, a través de esta corrida, se abrió paso el Jordán.

Puede llamarse a este gran lago interior *lago del Jordán*; su profundidad llegaba a 800 metros; en las orillas vivían moluscos de agua dulce, y hasta nuestros días se ha conservado en el lago Tiberiades una fauna ictiológica, que recuerda a la vez las del Nilo y del Eufrates. Las capas de yeso y de sal del Yebel Úsdom no se depositaron hasta que la evaporación se hizo más activa. Al descender el nivel del agua el lago se subdividió, el Jordán nació a lo largo de la depresión que separa el lago Tiberiades del mar Muerto, y cerca del sitio más profundo se concentraron las aguas del mar Muerto actual, tan cargadas de sustancias en disolución. Así se formaron las terrazas horizontales y las líneas de costa del antiguo lago del Jordán, que se extendieron en cerca de dos grados y medio de latitud. Sus pisos escalonados no se deben a movimientos de la corteza terrestre, sino al exceso de evaporación. Hasta ahora nada nos indica que el mar penetrase alguna vez en esta depresión; además, no estamos seguros de que las líneas de costa más altas del lago del Jordán se hallen exactamente al nivel del Mediterráneo; si esta concordancia de altitud procediese de un desagüe en este mar, podría deducirse de ahí que el nivel del último no había variado de modo apreciable desde la formación de la gran fosa jordánica y durante el período de activa evaporación que sufrió más tarde aquella comarca. Hay que esperar nuevas investigaciones antes de dictaminar sobre este punto.

Examinemos ahora las mesetas que se extienden entre el mar Muerto y el Nilo.

Ya hemos dicho que Hull encontró en Suez señales de una antigua costa, a unos 60 metros sobre la orilla actual, y que este nivel se aproxima bastante a la altitud de 64 metros, en que se observa la cota superior de agujeros de folados del Mokattam, cerca de El Cairo (según Schweinfurth), y de la de 64 metros también, que asigna Zittel a los depósitos marinos de las Pirámides de Gizeh. Estas cifras, tan parecidas, corresponden a las orillas de aquel mar en que se realizó el paso de algunas especies eritreas a la cuenca del Mediterráneo actual (I, pág. 485). Cerca de Gaza menciona Hull depósitos marinos a la cota de 60 a 67 metros ⁴⁸; además, Schweinfurth ha encontrado recentísimamente esos mismos depósitos a igual altura de 60 a 70 metros en Ssedment, en el valle del Nilo (a los 28° 30'), y ha demostrado así que, de acuerdo con una hipótesis generalmente admitida, el mar penetró en dicho valle ⁴⁹.

Todo el bajo Egipto aparece, pues, rodeado por las señales de un

mar, cuyos depósitos se elevan hasta 60 ó 70 metros sobre el nivel actual del Mediterráneo, y debajo de estas señales de antiguas costas se extienden los aluviones del Nilo, donde el hombre puede bucear en la historia de su pasado mucho más que en ningún otro punto. Pero los restos más antiguos de la civilización egipcia, y acaso también los vestigios, mucho más antiguos aún, de la edad de piedra, encontrados en aquella región, son más modernos que la inmensa mayoría de los aluviones fluviales, y, por lo tanto, de edad muy posterior a las señales del antiguo mar; las pocas decenas de siglos que cuenta la historia de la Humanidad no suministran sincronismo ni punto de referencia que nos permita expresar en cifra ni siquiera aproximada la duración de las edades en las que permanecieron tal como hoy las condiciones hidrográficas de aquella comarca.

Esas condiciones son muy especiales.

Al oeste del Nilo y del paralelo ya citado de Ssedment vese en el desierto la depresión del Fayum, separada del valle del río sólo por una estrecha arista; en su parte NO. se halla el Birket-el-Kerun, resto del antiguo lago Moeris y donde en abril de 1885 el nivel del agua era 40 metros inferior al del Mediterráneo, pero desde entonces sube lentamente. El principal poblado de la comarca, Medinet-el-Fayum, cerca de la antigua Arsinoe (Crocodilopolis), está sobre una terraza a 23 metros de altitud. La estrecha arista que separa el valle del Nilo del Fayum fué abierta en la antigüedad para que el agua del río penetrase en la depresión por el «canal de José» (Bahr-Yussuf), bastante más aguas arriba. Al oeste y al SO. del Fayum se extienden en el desierto otras regiones, situadas a nivel inferior al del Mediterráneo, que se suelen conocer con el nombre común de Rayan y se hallan en el centro de la depresión con las cotas — 19 y — 29. Cope Whitehouse cree que el Rayan corresponde al antiguo lago Moeris, que no sería entonces, por lo tanto, el Birket-el-Kerun ⁵⁰.

El Lahun está a unos 27 metros en los aluviones del valle del Nilo, allí donde el Bahr-Yussuf desemboca en el Fayum. Ya hemos visto que algo más al sur se hallan los depósitos marinos de Ssedment, entre 60 y 70 metros de altitud; pero Schweinfurth no ha observado en parte alguna tales depósitos en el Fayum o el Rayan, cuya periferia parece formada por capas terciarias inferiores y medias aún horizontales. Debemos admitir de momento que estas dos depresiones vienen a ser como los Xots, al oeste de Gabes, y como la cuenca del Jordán. Las antiguas líneas de costa por el lado del mar se alzan casi hasta la cima del puerto de Gabes; pero no se ven señales de estancia reciente de las aguas marinas alrededor de estos Xots, que descienden bajo el nivel del Mediterráneo actual, de manera que el hundimiento debe ser de época muy moderna (I, pág. 367). Las mismas circunstancias hemos observado en las orillas del Jordán, y el fenómeno se repite en el Fayum y el Rayan; sólo así se pueden considerar estas depresiones como hundimientos. Schweinfurth no encontró en el Rayan

depósitos recientes marinos de agua dulce; en el Fayum hay margas grises con melanías y restos de peces de agua dulce, que se alzan a unos 40 metros sobre el lago y, por lo tanto, llegan casi al nivel del Mediterráneo. En cambio, Medinet-el-Fayum está construido sobre aterramientos del Nilo, arrastrados a la depresión por el Bahr-Yussuf. En los últimos miles de años parece que han quedado sepultadas en estos aterramientos algunas grandes construcciones. El Bats es el más septentrional de los dos grandes brazos en que se divide el Bahr-Yussuf a su entrada en Fayum, ahonda 17 metros en sus propios aluviones.

Trátase de una de las obras más gigantescas realizadas por mano del hombre. Las aguas de las crecidas del Nilo fueron derivadas del Bahr-Yussuf hacia el oeste por un canal con esclusas, el canal Menhy, y formaron el lago Moeris. Al mismo tiempo que el bajo Egipto se encontraba así al abrigo de las inundaciones, parte del desierto se convirtió en un maravilloso jardín, célebre, aun millares de años después de la terminación de los trabajos, por sus viñas, rosas y olivares. A lo largo del canal se extendían las enormes y suntuosas construcciones del Laberinto, con el techo de grandes losas de piedra. No lejos del asiento actual de Medinet-el-Fayum, donde se encuentran las ruinas de Arsinoe (Crocodilopolis), se alzaba, en la misma orilla del lago, el santuario del dios Sebak o dios Cocodrilo. Habitaban el lago abundantísimos cocodrilos y peces.

Se comprende y se comparte el asombro con que hablan de tales obras Herodoto, Strabón, Diodoro y Masudi. En los pasajes egipcios, cuya traducción ha hecho recientemente Pleye, vemos el canal Menhy dividido, según su longitud, en dos brazos paralelos; por uno de ellos bajaban los peces hacia el lago y volvían por el otro; todos eran de la misma especie, y el doctor Steindachner ha reconocido en los dibujos el *Mormyrus cachive*, Geoffr, que aún es una de las más comunes en el Nilo. Además de estos peces, que indican el sentido de la corriente, hay una bandada de aves de pantano; luego árboles, y a ambos lados (según se ve en un segundo papiro) los cuarenta y dos templos, a cada uno de los cuales correspondía una de las cuarenta y dos nomas en que se dividía entonces el alto y el bajo Egipto, hasta la décimonovena, la de Pelusa, en el extremo oriental del delta, emplazamiento actual de Port-Said, punto por donde los buques que proceden del Mediterráneo penetran en el canal de Suez. Un tercer papiro relata la creación del lago, que tenía $52 \frac{1}{2}$ kilómetros de largo y $5 \frac{1}{2}$ de ancho. Lo que de él resta hoy es el Birket-el-Kerun ⁵¹.

«Las aguas de este lago—cuenta Herodoto—no son producto natural del suelo, que en aquella comarca es tan árido y seco. Proceden del Nilo por un canal, y corren durante seis meses desde ese río hacia el lago, y durante otros seis meses del lago hacia el Nilo. En los seis meses de crecida el lago reporta cada día al tesoro real un talento de plata como producto de la pesca; en otro tiempo esa renta era sólo de 20 minas. Los

habitantes de la comarca me han dicho que este lago se vacía en el desierto Libico por un canal subterráneo que se dirige al oeste hacia el interior y sigue el recodo situado aguas arriba de Menfis» ⁵².

Esta indicación del oeste parece que se refiere al Rayan.

Tal era el carácter bienhechor del santuario nacional con que había agraciado a su pueblo Amunemha III, de la dinastía doce, «el bien amado de Sebak, el señor de la isla de las Bellezas». En un pasaje del profeta Ezequiel (XXIX, b, 3-5) pueden verse los rasgos característicos de aquella obra, es decir, la formación y entretenimiento del Bahr-Yussuf; la derivación de este brazo del Nilo hacia el desierto y la veneración que se tributaba a los cocodrilos en una isla de un lago muy abundante de peces. El doctor A. Beer ha tenido la bondad de darme la siguiente traducción literal.

«3. *Haz oír tu voz y habla—dijo el Señor, el Eterno—; vengo contra ti, Faraón, Rey de Egipto; a ti, gran cocodrilo (animal del lago). que vive en las olas y que dice: este río es mío, yo mismo lo he hecho.—4. Pongo una anilla en tu mandíbula y cuelgo los peces de tus olas de tu coraza escamosa, y te llevo de tu río a ti y todos los peces de tus aguas, colgados de tu coraza escamosa.—5. Te abandono en el desierto con todos los peces del mar, y quedarás en la superficie del suelo sin que te tomen y te recojan.....*»

San Jerónimo había comparado ya este pasaje con otro del profeta Isaías (XIX-5, 6): «*Et arescet aqua de mari, et fluvijs desolabitur atque siccabitur et deficient flumina.....*»; y añadía que no se trata aquí de un mar abierto, sino del lago Mareotis ⁵³. Ese pasaje se refiere a la gran obra nacional de los egipcios: la formación del lago Moeris, como indica la mención del cocodrilo (animal del lago) y de los peces, y sobre todo la frase: «Este río es mío, lo he hecho yo mismo».

Cuando Strabón visitó el país, el año 23 a. de J.-C., aún pudo asistir a la comida de los cocodrilos; habla del excelente aceite de la noma de Arsinoe y de la fertilidad de esta provincia ⁵⁴. Hoy ya no puede hablarse de tal fertilidad; los servidores de Sebak han desaparecido; pero el Bahr Yussuf sigue allí y aún corre hacia el oeste, a la depresión desértica. Las cuarenta y dos provincias que en otro tiempo veneraban sus divinidades cerca del canal Menhy comprendían toda la comarca hasta el Mediterráneo, y no se ve otro cambio que un aumento de espesor del fango del Nilo y de las aportaciones de arena. Debemos, pues, admitir que aquella parte de la corteza terrestre ha conservado completa estabilidad desde tal época.

El país inferior, situado aguas abajo de Menfis, tiene análoga historia que el delta actual del Misisipí; en ambos puntos los brazos principales del río están encauzados por sus propios depósitos y, según se prolongaban hacia el mar esos diques naturales, rellenábase el espacio intermedio; así nació el delta. Pero hubo algo más que ese simple avance de los aluvio-

nes: el agua dulce y más ligera formó a lo lejos, en el fondo del mar, un cono rebajado, de fango arenoso, en el cual se edificaron los diques. «A un día de jornada de tierra—dice Herodoto—la sonda aún saca fango del Nilo en fondos de once brazas; tan claro se deja ver que hasta allí llega el poso que el río va depositando» ⁵⁵.

En ese cono rebajado las olas que se dirigen hacia tierra separan la arena del fango; así se formaron las grandes lenguas de arena y arenisca blanda que se extienden en arco de una a otra desembocadura, uniéndolas y separando del mar abierto las grandes lagunas, todavía no cegadas, desde el lago Mareotis hasta más allá del lago Menzaleh. Hacia el oeste las ruinas de Canope y tal vez hasta la frontera isla Nelson la arena movediza se ha convertido en arenisca caliza. Los vientos producen un ligero movimiento hacia el este, y por eso al oeste del Nilo es tan grande la salsedumbre del mar, lo que hizo creer a Spratt que el canal de Suez se conservaría difícilmente; luego, al hacer la escollera de Port-Said, se comprobó que dicha acción es muy débil ⁵⁶; pero fué bastante para formar con el tiempo al este del delta largas y estrechas lenguas de tierra desde el lago Sirbón hasta el monte Casios y aún más al este.

Las bocas del Nilo (fig. 123) tienen estructura tan compleja como las de otros muchos ríos, y también hay que distinguir entre los aluviones que el río produce directamente en el mar y los bancos de arena curvilíneos y perpendiculares a esos arrecifes de aluviones fluviales. Sin duda necesitó la Naturaleza largo tiempo para construir ese aparejo litoral; pero hasta donde podemos alcanzar con la historia de la Humanidad, lo encontramos idéntico a como lo vemos hoy.

Es cierto que cerca de Alejandría penetra el mar en tumbas u otras excavaciones practicadas en la arenisca blanda de la orilla; acaso también haya a lo largo de ésta antiguos caminos sumergidos a trechos hasta bajo el nivel de la baja mar, y cuyas señales ha indicado Fraas ⁵⁷; pero Alejandría se construyó hace veintidós siglos en el lugar de la antigua Rhacotis, y entonces los alrededores eran, sin disputa, tan llanos como cuando más tarde describió la ciudad Strabón y como lo son hoy. Entonces, como ahora, estaba delante de la barra principal la famosa isla de Pharos, y aún se puede reconocer la Heptastadium, que unía dicha isla al cordón litoral; es, pues, imposible que durante tan largo período este movimiento positivo haya acabado por alcanzar apreciable amplitud. Al NE., allí donde la barra avanza más en un promontorio, y allí donde antes se encontraba Heracléun, cerca de la boca Canópica, abordó Paris hace treinta y un siglos, y allí es donde, según Herodoto, le robaron a Elena y los tesoros de Menelao por orden de Ramsés III ⁵⁸.

Bajo el reinado de Psammético los milesios entraron en la boca bolbitina con 30 buques, y en la boca pelúsica se dió a la vela Alejandro Magno hacia Menfis. El canal de agua dulce corría hace miles de años

lo mismo que hoy por el Uadi-Tumillat, y luego, en el extremo de este valle, volvía rápidamente hacia el mar Rojo. El estudio de los trabajos de Brugsch, Schleiden y otros, que han intentado determinar la red de las antiguas derivaciones del Nilo en el delta, nos demuestran que la situación de estas ramas diversas no ha cambiado en sus líneas generales desde el principio de los tiempos históricos, al menos en lo que puede investigarse en el pasado de aquel país ⁵⁹; no se ha producido levantamiento apreciable, intumescencia, ni modificación alguna en la pendiente del río.

El estado primitivo se ha conservado, no sólo en lo referente al trazado de las ramas del Nilo, sino que igual inmutabilidad de aspecto se ve en la llanura al este de Pelusa y en la barra que cierra el lago Sirbón hacia el Casius (Ras-el-Kasrun). Este estrecho cordón parece haber sido en la antigüedad la principal vía de comunicación entre Siria y Egipto; tal vez la única; hay muchos datos que así lo indican. Herodoto describe el camino que sigue la costa por el Casius como el único practicable que conducía a Fenicia, y añade: «En el lago Sirbón, en el que, según la leyenda, está escondido Typhon, es donde comienza Egipto». Diodoro y Strabón se distinguen por sus explícitas descripciones, y Polibio menciona ya los «abismos» (βύσσος) del lago Sirbón. Diodoro añade que Artagerges, durante su expedición contra Egipto, por desconocer la comarca perdió en aquellos abismos parte de su gente, y Strabón refiere que, cuando estuvo en Alejandría, el mar había avanzado hacia el interior e inundado la comarca, «de modo que el monte Kasion se convirtió en isla y el contiguo camino de Fenicia se hizo navegable» ⁶⁰.

De estas descripciones resulta que esos «abismos» debían ser partes ocupadas por arenas movedizas en el lago Sirbón, el cual entonces se estaba cegando.

En muchas ocasiones he supuesto que los israelitas, a su salida de Egipto, siguieron ese mismo camino de Siria, opinión que Schleiden sustentó enérgicamente hace poco tiempo ⁶¹. La prueba más decisiva se debe a Brugsch, que ha encontrado en el Museo Británico un papiro en el que un funcionario egipcio de hace tres mil años refiere la persecución ejercida contra dos ladrones que, dirigiéndose hacia el este, habían tomado el camino de Siria siguiendo el cordón litoral, y este documento enumera las mismas localidades que el relato de los israelitas ⁶².

De manera que el faraón Menftah, que persiguió a los israelitas, debió desaparecer en aquellos mismos «βύσσος», o sea en las arenas de los abismos del lago Sirbón, donde más tarde debía también hallar su pérdida el ejército de Artagerges. La creencia de que el mar se alzó como muralla protectora a ambos lados del pueblo hebreo puede explicarse si se admite que los israelitas siguieron la estrecha lengua de arena en que se apoyaba el camino de Siria. Por esto el cántico de acción de gracias (*Exodo*, XV, 1-21), que es uno de los testimonios más antiguos que po-

seemos sobre el caso, exalta mucho menos como milagro el fenómeno de la separación del mar y el paso de los israelitas a pie seco que la pérdida de sus perseguidores ⁶³.

Acaso convenga explicar así el pasaje, tan a menudo comentado, del profeta Isaías (XI, 15, 16), que Beer traduce del siguiente modo:

«15. *Y Dios cortará la lengua del mar de Egipto y extenderá su mano sobre las olas en su cólera, y la dividirá en siete arroyuelos que podrán pasarse a pie enjuto.*

»16. *Se convertirá en camino practicable para el resto de su pueblo, los supervivientes de Assur, como lo ha sido para Israel el día en que salió del país de Mizraim* »

Por «lengua del mar de Egipto» habrá que entender, en tal hipótesis, el cordón litoral donde se hallaba el camino de Siria ⁶⁴.

Conocidas son las diferencias de criterio entre Spratt y Lesseps cuando se abrió el canal de Suez, que provocaron un estudio profundo del encauzamiento de las arenas en las costas de aquella parte del Mediterráneo. La experiencia ha probado que ese desplazamiento litoral es pequeño; tal movimiento, combinado con el de la ola que ataca la orilla en ángulo recto, había bastado, sin embargo, para formar hace muchos miles de años la barra que separa el mar del lago Sirbón; pero esa lengua de tierra aún existe y las aguas todavía constituyen una barrera protectora a ambos lados del antiguo camino. En cuanto al leve movimiento positivo producido en Alejandría, se explica con facilidad por medio de una modificación en el caudal de los brazos del Nilo.

La disposición horizontal de las terrazas del lago del Jordán, la gran antigüedad de las barras litorales, la fijeza de la pendiente del Nilo y de sus derivaciones naturales o artificiales no permiten admitir que se hayan producido cambios apreciables desde el principio de la Historia en la base rocosa de la cuenca del Mediterráneo, al menos en lo que se refiere a su parte SE.

CONCLUSIÓN.—Hay muchas pruebas de la inmutabilidad del nivel del Mediterráneo en los últimos miles de años. La barra de Arabat, en el mar de Azov y la de Perekop y la Carrera de Aquiles, existen hace ya veinte siglos. La barra del monte Casius, delante del lago Sirbón, se conoce hace aún más tiempo; por allí pasaba en la mejor época de la civilización egipcia la única vía militar de Oriente, y también es probable que por este camino entrasen los israelitas en el desierto. La laguna de Túnez demuestra que hace mucho tiempo no ha variado el nivel del mar, e igualmente la horizontalidad de las bases sobre que reposan los cordones litorales sucesivos de Aigues Mortes, al oeste de las bocas del Ródano, es prueba, no menos terminante, de la absoluta estabilidad de la línea de costa desde época tal vez más antigua; en las barras de Toscana se ven restos de una vía romana; el antiguo canal de desagüe de Cosa funciona aún; el Po atra-

vieses muchos bancos de idéntica altitud; en varios puntos caracterizan la costa cornisas en trompa o grutas litorales, excavadas por el mar a su nivel actual; allí donde más puede profundizarse en la historia del pasado, en Egipto, la pendiente de las diversas ramas de la red fluvial y, en consecuencia, el perfil de la comarca ha cambiado tan poco que hoy todavía el Bahr-Yussuf desagua en el lago Moeris por la vía del antiguo canal Menhy, y el canal de Agua Dulce lleva, lo mismo que en otro tiempo, las aguas del Nilo al valle de las Siete Fuentes.

A pesar de estas palpables pruebas de la estabilidad de las costas, y, sobre todo, las cornisas de erosión de las costas rocosas, cuyo significado no puede ocultársele a nadie, se han querido admitir levantamientos y descensos desiguales del suelo; los orígenes de este error son múltiples y hay que confesar que muy especiosos. Primeramente se trata de la existencia de señales de antiguas costas y de agujeros de folados que inducen a admitir que los fenómenos que se produjeron en época anterior a la histórica han podido continuar en nuestros días; luego la ignorancia relativa que existía hace pocos años de la gran extensión que pueden presentar los «desperdicios de cocina», de manera que todo banco de conchas en que se hallaban fragmentos de cerámica se tomaba como prueba irrefutable de un levantamiento reciente y, por fin, el progreso lento y regular de los aluviones de los ríos se ha invocado a menudo como indicio de un levantamiento de la tierra firme.

Además, se creían comprobados algunos descensos. Suele ocurrir en la costa que cuando se conmueven los aluviones por efecto de un terremoto se destacan de las rocas de mayor consistencia y se deslizan al mar; de este modo desaparecieron en la antigüedad muchas ciudades, y aún en nuestros días ocurren análogas catástrofes, tales como el terremoto que en 1861 devastó Aigión, no lejos del emplazamiento donde veintidós siglos antes se abismó en las olas la ciudad de Helike. En lugar de deducir de la repetición de fenómenos análogos la inmutabilidad de la línea de costa, se ha invocado la existencia de tales ruinas, hoy bañadas por el mar y, por supuesto, situadas casi todas en puertos, como prueba de un descenso de toda la litosfera. Lo mismo se han interpretado las pequeñas variaciones del nivel del agua observadas en las lagunas de Venecia, Rávena y Alejandría, bien que en estos diversos puntos (aparte de la poca estabilidad de los aluviones) pueden explicarse tales variaciones por un aumento del caudal de los brazos de un río.

Así se ha llegado al resultado curioso de que en las costas del Mediterráneo se siguen, sin orden visible, regiones levantadas y regiones descendidas, y alternan a cortas distancias con partes que no han sufrido cambio; tal es, por ejemplo, el caso en el SO. del Asia Menor. Además, los cordones de agujeros de folados del templo de Serapis, en Puzol, habían hecho creer que en un mismo lugar podían sucederse, a través de los si-

glos, movimientos de levantamiento o de descenso, pero olvidando que la situación de aquel punto, en medio de un cráter, es excepcional.

La investigación que acabamos de hacer suprime tales dificultades y nos demuestra que hace muchos miles de años no ha variado el nivel del Mediterráneo o que ha sufrido cambios demasiado pequeños para que puedan advertirse. Sin embargo, hay que hacer una excepción en lo que se refiere al SO. de la isla de Creta.

Las medidas comparativas y, por desgracia, muy escasas, de los niveles del Océano y del Mediterráneo, y las determinaciones de la densidad del agua, nos permiten afirmar que (aun prescindiendo de la atracción) la superficie del Mediterráneo tiene forma de embudo, con el fondo entre la isla de Creta y las costas de Africa. Todo cambio de clima que ocurra en la cuenca mediterránea debe reflejarse al punto en la disposición de aquella parte del mar. Ahora bien: Spratt sospecha que al sur de Creta hay señales de movimientos negativos apreciables; pero este aserto necesita muchas investigaciones antes de que se pueda dictaminar definitivamente sobre él.

Es asombroso que los muchos terremotos que han asolado ciertas partes de las costas del Mediterráneo no hayan dejado señal visible en forma de dislocaciones; al menos no conozco ejemplo cierto de ello. Pero la dislocación observada actualmente en Nueva Zelanda ha dejado señales tan fugaces, que dentro de pocos años habrán desaparecido (II, página 28). Aunque, en realidad, si se llegaran a comprobar tales casos en las regiones de que tratamos, en nada cambiaría esto los resultados generales del estudio comparativo que acabamos de hacer y que podemos formular del siguiente modo: *El Mediterráneo no nos ha dado hasta hoy prueba de levantamiento ni de descenso lento de la litoesfera dentro de la época histórica.*

Notas del capítulo XI: El Mediterráneo durante el período histórico.

¹ F. Göbel, *Resultate der Zerlegung des Wassers vom Schwarzen, Azowschen und Kaspischen Meere* (Poggendorff's Annal. d. Phys. u. Chemie, Ergänzungsband I, 1842, páginas 187-188); Ad Göbel, *Ueber die in dem Bestande einiger Salzseen der Krym vor sich gehenden Aenderungen* (Bull. Acad. Imp. Sc. Petersburgo, V, 1863, páginas 290-299; en esta Memoria se citan los resultados de los trabajos de Hasshagen).

² J. Guillemin, *Niveaux comparés de la mer d'Azof et de la mer Noire* (Bull. Soc. Geogr. París, 5.^a ser., IX, 1865, páginas 97-98.)

³ Sobre la supuesta desecación del mar de Azov, véase el informe de la Comisión nombrada por la Academia de Ciencias de Petersburgo (Bull. de la Acad., V, 1863, páginas 72-105 y mapa; redactado por Baer), y G. von Helmersen, la misma serie, XI, 1867, páginas 555-584. H. Ritter, en su trabajo intitulado: *Die Verflachung des Asow'schen Meeres* (Zeitschr. f. alleg. Erdkunde, Berlín, XII, 1862, páginas 305-326), resumió la primera de esas Memorias en sus rasgos esenciales. Estas curiosas *Kossi*, es decir, esas lenguas de tierras paralelas con puntas ganchudas en sus caras internas, son completamente características de la orilla norte del mar de Azov. Helmersen describe en detalle la de Berdiänsk. Tal es, probablemente, el origen de las bahías en forma de gancho que Gilbert figura en la cuenca del antiguo lago Bonneville (U. S. Geol. Survey, 5.^a An. Rep., 1883-84, y lám. XII; el dibujo que da Helmersen ha sido tomado en marea alta).

⁴ E. Brückner, *Die Schwankungen des Wasserstandes im Schwarzen Meere und ihre Ursachen* (Meteorol. Zeitschr., III, 1886, páginas 297-309).—Sobre el cambio de aguas en el Bósforo, véase Makaroff. An. de Hidrogr., 1886, páginas 532-535.

⁵ J. Wrangell, *Einige Dichten- und Temperaturbestimmungen im Schwarzen und Asow'schen Meere* (in A. Kasperek, *Studien über die physikalischen Verhältnisse des Schwarzen und Asowschen Meeres*; Mittheil. aus d. Gebiete des Seewesens, Pola XIV, 1886, páginas 327-332 y mapa).

⁶ T. Spratt, *On the Geology of Varna*, etc. (Quart. Journ. Geol. Soc., XIII, 1857, página 81); Frank Calvert und M. Neumayr, *Die jungen Ablagerungen am Hellespont* (Denkschr. k. Akad. Viss. Viena, XL, 1880, páginas 366 y siguientes); véase también C. Peters, *Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha* (Ibid., XXVII, 1867, página 198).

⁷ H. Abich, *Études sur les presqu'îles de Kertsch et de Taman* (Bull. Soc. Geol. de Francia, 2.^a serie, XXI, 1863-64, páginas 270 y siguientes). Para las observaciones de Beyer, ibid., pág. 279. P. de Chihachef, *Dépôts tertiaires d'une partie de la Cilicie Trachée*, etcétera (Bull. Soc. Geol. de Francia, 2.^a ser., XI, 1853-54, pág. 392). Según Chihachef, éstos depósitos fosilíferos están a una altura de 80 a 90 pies; pero como su altura ha sido evaluada sólo de una manera aproximada, y esta evaluación es difícil, dada la distancia a la cual se encuentra del mar (una media legua), no he podido utilizar ese dato.

⁸ C. Peters, *Die Donau und ihr Gebiet*, in-8.^o, Leipzig, 1876, páginas 333-334.

⁹ Verhandl. der permanet. Commiss. der Europ. Gradmessung in Hamburg, 1878, in-4.^o, Berlín, 1879, páginas 62-66, y Verhandl. der VII, Conferenz, Berlín, 1884, páginas 270 y siguientes. La cifra — 0^m,664 para la diferencia de nivel entre Swinemunde y Marsella es el resultado de una nivelacion pasando por Suiza; por Amsterdam y Ostende se ha encontrado — 0^m,658.

¹⁰ G. Forchhammer, *On the Composition of Sea-Water in different parts of the Ocean* (Phil. Trans., Londres, vol. 155, 1865, páginas 203-262); W. B. Carpenter and J. Gwynn Jeffreys, *Report on Deep-Sea-Researches carried on during the Months of July, August, and September, 1870 in H. M. Ship «Porcupine»* (Proc. Royal Soc., XIX, 1871, páginas 146-221), y Carpenter, *Report on Scientific Researches carried on during the Months of August, September, and October, 1871, in H. M. Surv. Ship «Shearwater»* (Ibid., XX, 1872, páginas 535-644). T. Fischer evalúa como minimum en 3 metros la evaporación anual del Mediterráneo (Petermanns Mittheil., XXXI, 1885, pág. 415).

¹¹ J. J. Bianconi, *Sur l'ancien exhaussement du bassin de la Méditerranée* (Bull. Soc. Geol. de Francia, 2.^a ser., XXIII, 1865-66, páginas 72-80).

¹² J. Luksch y J. Wolf, in F. Attlmayr, *Handbuch der Oceanographie*, in-8.º, Viena, 1883, I, pág. 360.

¹³ E. M. Leycester, *Some account of the Volcanic group of Milo, Anti-Milo, Kimolo and Polino* (Journ. R. Geogr. Soc., XXII, 1852, pág. 227).

¹⁴ *Extract of a Letter from Capt. Spratt on Crete* (Journ. R. Geogr. Soc., XXIV, 1854, páginas 238-239). Estas indicaciones de Spratt y de otros, suministradas por él posteriormente, han sido traducidas y coordinadas por Raulin en su *Description physique de l'île de Crète*, in-8.º, Burdeos, 1869, III, páginas 681-691; para Spina Longa, véase Issel, *Oscillazioni lente del suolo*, pág. 279.

¹⁵ G. B. Stacey, *On the Geology of Benghasi, Barbary, and an Account of the Subsidences in its Vicinity* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIII, 1867, páginas 384-386). Hamilton, Beechey y Barth creyeron deber admitir cambios positivos. Igualmente Beurmann, *Zeitschr. f. allg. Erdkunde, neue Folge*, XII, 1862, pág. 409, y Th. Fischer, *Küstenveränderungen im Mittelmeergebiet* (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XIII, 1878, pág. 156).

¹⁶ G. Stache, *Die projectirte Verbindung des algerisch-tunesischen Chott-Gebietes mit dem Mittelmeer* (Mittheil. k. k. Geogr. Ges., Viena, XVIII, 1875, pág. 341). Barth creía en movimientos negativos; muchos autores han querido achacar a estos movimientos la formación del *Palus Tritonis*.

¹⁷ J. Partsch, *Die Veränderungen des Küstensaumes der Regentschaft Tunis in historischer Zeit* (Petermanns Mittheil., XXIX, 1883, páginas 201-211; XXXI, 1885, pág. 154); Rolland, C. R. Acad. C., CIV, 1887, pág. 600. T. Fischer, que había emitido una opinión opuesta, compartió más tarde las teorías de Partsch.

¹⁸ Bleicher cita la existencia de conchas terrestres, refiriéndolas a formas vivas (*Note sur la Géologie des environs d'Oran*, Bull. Soc. Géol. de Francia, 3.^a ser., III, 1874-75, páginas 187-195). Algunas especies tales como la *Alexa algerica* aparecían ya a + 40 metros en medio de las conchas marinas. Estas son las *Concrete beds* de Orán ya observadas por Tristram; G. Maw, *Geological Notes on a Journey from Algiers to the Sahara* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXX, 1874, páginas 105 y siguientes). T. Fischer ha reunido interesantes observaciones sobre la acción erosiva de las olas en la costa del norte de Africa, pero piensa que el fenómeno debe ser ayudado por un cambio positivo de la orilla, cuya amplitud va disminuyendo hacia el este. Los datos reunidos para el apoyo de esta teoría no me parecen convincentes (véase los *Küstenstudien aus Nordafrika* del mismo autor, Petermanns Mittheil., XXXIII, 1887, pág. 5).

¹⁹ J. Smith, *On the Geology of Gibraltar* (Quart. Journ. Geol. Soc., II, 1846, páginas 41-51); G. Maw, *On the Evidences of Recent Changes of Level in the Mediterranean Coast-Line* (Geol. Mag., VII, 1870, pág. 552); véase también F. Hochstetter, *Reise der Novara*, II, 1866, pág. 4, y Ramsay and Geikie, *Geology of Gibraltar* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, páginas 521-525).

²⁰ Ch. Lenthéric, *Les villes mortes du golfe de Lyon*, in-8.º, París 1876, sobre todo lámina XII y páginas 351-383; C. Martins, *Une ville oubliée: Aigues-Mortes: son passé, son présent, son avenir* (Revista *Dos Mundos*, 1874, I, páginas 780-816 y C. R. Acad. C. LXXVIII, 1874, páginas 1748-1750); De Cossigny, *Sur la corrélation qui existe entre les*

oscillations du sol et la configuration des côtes de la mer (Bull. Soc. Géol. de Francia, 3.^a ser., III, 1874-75, páginas 358-367). (Este último autor cree que cada cordón literal indica una oscilación, opinión contradicha por la formación de una quinta flecha en la época actual.)

²¹ Entre las abundantes Memorias relativas a esta cuestión, me contentaré con citar: Aug. Zendrini, *Esami di alcuni fatti geologici giudicati da taluno conducenti a dimostrare l'invariabilità del livello del mare* (Mem. Ist. Lamb. Ven., II, 1843, páginas 213-226); hasta mucho después de esto, no encontró defensores la teoría del levantamiento; véase, por ejemplo: Bullo, *Sopra la vulcanicità ed il lento abbassamento del suolo nella Venezia marittima*, in-8.^o, Padua, 1871; J. Luciani, *Movimenti littorali della provincia di Venezia* (Boll. Soc. Geogr. Ital., XVIII, 1881, páginas 576-585); Issel, *Le oscillazioni lente del suolo o bradisismi*, in-8.^o, Génova, 1883, páginas 250-269; M. Kovatsch, *Die Versandung von Venedig und ihre Ursachen*, in-8.^o, Leipzig, 1881, pág. 143.

²² E. Reyer, *Aenderungen der venezianischen und toscanischen Alluvialgebiete in historischer Zeit* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XVII, 1882, pág. 128).

²³ P. Paleocapa, *Considerazioni sulla costituzione geologica del bacino di Venezia e sulla probabilità che vi riescano i pozzi artesiani*, in-8.^o, Venecia, 1846; C. A. de Challaye, *Sur les puits artésiens à Venise* (Bull. Soc. Géol. de Francia, 2.^a ser., V, 1847-48, páginas 23-26); J. Degousée, *Note sur les alluvions formant les lagunes vénitiennes et sur les puits artésiens de la ville de Venise exécuté par J. Degousée de 1846 à 1849* (Ibid., 2.^a serie, VII, 1849-50, páginas 481-484, y lám. VIII); T. A. Catullo, *Materie terrose ottenute dalla perforazione artesiane praticata nel Campo di Santa Maria Formosa* (Atti Inst. Ven., ser. 2, IV, 1853, pág. 167). Se hallará en A. Tylor, *Formation of Deltas* (Geol. Mag., IX, fig. 1) una capa general de pozos según Degouse y Laurent.

²⁴ J. v. Hauer, *Wasserausbruch bei einem artesischen Brunnen in Venedig* Jahrb. k. k. Geol. Reichsaust., XVI, 1866, Verhandl., pág. 65).

²⁵ No es cierto que el abandono de la ciudad se debiera a un temblor de tierra; la mayoría de los autores citan a propósito de esto la crónica de Andrés Dandolo; pero ésta dice: «His diebus Mathemaucensis civitas similiter maris proflagrationibus et incendiis devastata, tandem in totum submersa est. Ex quibus angustiis Venetia, cuius fama iam per orbem divulgata erat, in intimum conquassata est. Post hæc terremotus immensis superveniens afflictis afflictionem adiunxit.» (Muratori, *Rerum Italicarum Scriptores*, XII, pág. 260.) Sanuto dice igualmente: «In questo giorno la città di Malamocco pel mare grande che venne, si sommerse; e fu in Venezia un grandissimo tremuoto, che rovino assai chiese e case.....» «Nel 1110 nell'ottavo anno del Ducato di questo Doge avendosi compassione della Chiesa Episcopale di Malamocco i della città del Mare sommersa, fu determinato di rifarla più in quà sicura dal mare.....» (*Vitæ Ducum Venetorum*, Muratori, XXII, pág. 485).

²⁶ L. A. Muratori, *Annali d'Italia*, in-4.^o, Milán, 1744, pág. 384.

²⁷ Andr. Danduli, *Venetorum Ducis, Cronicon Venetorum* (Muratori, II, pág. 266); «XV^{mo} Ducis anno die 13, januarii Indictione 10^{ma} fuit terræmotus, mitior, alicubi validior, qui ædificia obruit, montes et rupes contrivit; terra etiam aperitur et aguas sulphureas emittit; et ex hoc combusta est Ecclesia Sancti Hermagoræ cum adiacentis suis. Manus antem Sancti Ioannis Baptistæ divinitus illæsa ab igni permasit». Sanuto dice (obra citada, pág. 485): «Nel 1117, in questi giorni a Venezia fu un grandissimo tremuoto, e venne un acqua sulfurea, che appiccó fuoco nella Chiesa de Sant'Ermagora, a quella abbruciò. Ma la man destra del glorioso S. Giovanbattista fu illesa trovata dal fuoco, che fu grandissimo miracolo a tutta la terra». Los gases combustibles de los pozos del Campo S. Polo fueron analizados por Kauer y Bizo, Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Viena, XLIV, 2, AbtIs, 1862, páginas 69-70.

²⁸ La *Spicilegium historiæ ravennatæ* (in Muratori, *Scriptores Rerum Italicarum*, I, 6, pág. 568) se expresa así respecto a la construcción del templo de Gala Placidia: «Iterum, Augusta sudibus locum implet super quos lapidea fundamenta componit. —Erat enim pa-

lustris locus qui sua mobilitate structuram lapidum non admittebat.»—Vitruvio, a propósito de los pilotes, se expresa así: «Est autem maxime id considerare Ravennae, quod ibi omnia opera et publica et privata sub fundamentis eius generis habent palos.» (II, cap. IX; véase por encima, pág. 12, y nota 1). Nuevas dudas se hallan en von Hoff, *Geschichte der natürlichen Veränderungen*, I, 1822, páginas 467 y siguientes, sobre todo página 469: «Los diversos hechos que se han considerado que atestiguaban un levantamiento del Adriático, distan mucho de ser tan irrefutables como muchos autores italianos han querido decir; y otros sabios de ese país, que se han encontrado en circunstancias tan favorables para observarlos y que eran tan capaces de verlos, lo han refutado de la manera más categórica.»

²⁹ E. Rudolph, *Ueber submarine Erdbeben und Eruptionen* (Beitr. z. Geophysik, herausg. von G. Gerland, in-8.º, Stuttgart, 1887, I, páginas 133-365, sobre todo, p. 249).

³⁰ *Expédition scientifique de Morée*, II, 2.ª parte, *Géologie y Minéralogie*, por Puillon de Boblaye y T. Virlet, in-4.º, París, 1835, páginas 316-375; C. Cold, *Küstenveränderungen im Archipel*, 2, Aufl., in-8.º, München, 1886, y mapa; E. Tietze, *Beiträge zur Geologie von Lykien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXV, 1885, páginas 367-384).

³¹ W. Vischer, *Erinnerungen und Eindrücke aus Griechenland*, 2, Ausg., Basel, 1875, páginas 637 y siguientes; Bittner, *Denkschr. k. Akad. Wiss.*, Viena, XL, 1878, pág. 19, y lám. I, fig. 1.

³² R. Credmer, *Die Deltas, ihre Morphologie, geographische Verbreitung und Entstehungsbedingungen* (Petermanns Mittheil., Ergänzungshft, n.º 56, 1878).

³³ C. Texier, *Asie Mineure* (forma parte de *L'Univers pittoresque, Histoire et Description de tous les peuples*), in-8.º, París, 1862, pág. 34.—Las oscilaciones en las orillas en Paros distan mucho de estar demostradas; compárese Tietze, *Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst.*, 1887, páginas 63-66.

³⁴ Neumann und Partsch, *Physikalische Geographie von Griechenland*, in-8.º, Breslau, 1885, páginas 321 y siguientes; Jul. Schmidt, *Studien über Erdbeben*, 2, Ausg., in-8.º, Leipzig, 1879, páginas 78 y siguientes.

³⁵ Fouqué, *Rapport sur les temblements de terre de Céphalonie et de Mételin en 1867*, in-8.º, París 1867, páginas 11-13.

³⁶ C. Fellows, *An Account of Discoveries in Lycia*, in-8.º, Londres, 1841, páginas 111-113, figura; por el mismo: *Travels and Researches in Asia Minor*, etc., Londres, 1852, pág. 302, y figura; Spratt and Forbes, *Travels in Lycia, Milyas and the Cibyratis*, in-8.º, Londres, II, 1847, pág. 189. El Dr. Luschan dice: «En el caso presente parece indudable que Spratts y Forbes, que eran, sin embargo, observadores tan concienzudos y sagaces, se han engañado. No he podido descubrir en este mausoleo ningún sitio con apariencia de haber sido «bored by marine animals». Este dato singular: «to a third of its height», donde no dice de qué altura se trata, si de la altura de la parte emergida o bien de la del *Soros* propiamente dicha del sarcófago que se halla debajo de la lápida, muestra que esas observaciones se hicieron y relataron un poco a la ligera. Estoy convencido, por mi parte, que el sarcófago ha sufrido la acción del tiempo en todas sus caras, pero más todavía del lado expuesto a la lluvia que del otro lado. Como no he visto nunca piedra perforada por animales marinos, no puedo emitir sobre este punto un juicio definitivo, pero he buscado en ese mausoleo dichas huellas con el libro de Spratt y Forbes en la mano, y no hallé más que agujeros como los que la erosión ha producido en todas partes, en Lycia, en las calizas.—La explicación de Fellows relativa a las fajas oscuras muy deterioradas que están al nivel actual, me parece muy justa; corresponden sin duda a las oscilaciones actuales más o menos regulares del nivel del agua.» El Dr. Luschan evalúa la altura de la parte sumergida a 2^m,10 como minimum, a la cual es preciso añadir la altura primitiva del monumento sobre el nivel del mar.—Tietze, desgraciadamente, sólo vió el mausoleo de lejos (*Beiträge zur Geologie von Lykien*, pág. 294).

³⁷ Tomo estos datos de la obra de Pertersen y F. von Luschan, *Reisen in Lykien*

und Karien, II, pág. 46, y nota 2, cuyas buenas hojas han tenido la atención de proporcionarme.

³⁸ O. Benndorf und G. Niemann, *Reisen in Lykien und Karien*, in-folio, Viena, 1884, pág. 28. Debo al consejero M. Benndorf preciosas indicaciones sobre este punto.

³⁹ P. de Boblaye, obra citada, páginas 337-346.

⁴⁰ Strabón, lib. VIII, cap. II, 2; IV, 4; V, 1; Boblage, obra citada, pág. 339.

⁴¹ C. v. Scherger, *Smyrna*, in-8.º, Viena, 1873, pág. 5, y nota.

⁴² O. Benndorf y G. Niemann, *Reisen in Lykien und Karien*, I, pág. 31, y nota 1; II, pág. 46, y nota 1.

⁴³ K. W. M. Wiebel, *Die Insel Kephalaria und die Meermühlen von Argostoli*, in-4.º, Hamburgo, 1874, páginas 45-47. Fouqué ha dado una sencilla explicación de las marmitas en su trabajo sobre los temblores de tierra de Cefalonia, citada ya.

⁴⁴ V. Hoff Kloeden y Morlot reunieron ejemplos análogos; la última enumeración que se hizo de ellos se halla en el Roll. R. Cam. Geol. de Italia, V, 1874, páginas 87-60. H. Waniek, director de los trabajos marítimos de la desembocadura del Nabresina, me dijo que él no había hallado nunca huellas de cambios recientes de las orillas en esta región.

⁴⁵ Ese sismo ha sido sobre todo marcado por movimientos del mar; un testigo ocular escribe: «Ritirossi il mare, che per due braccia di altezza tre giorni stette fuori del suo naturale». *Lettera de P. Vitale Andriasci*, Min-oss., Raguse, 16 abril, 1667, reprod. en L. Stulli, *Sulle detonazioni dell'Isola di Meleda, altera lettera*, in-8.º, Bolonia, 1828, páginas 52-54.

⁴⁶ C. Diener, *Libanon, Grundlinien der physischen Geographie und Geologie von Mittel-Syrien*, in-8.º, Viena, 1886, páginas 90-103.

⁴⁷ E. Hull, *Mount Seir, Sinai and Western Palestine*, in-8.º, Londres, 1885, páginas 100-106, y *The Survey of West Palestine*, in-4.º, Londres, 1886, páginas 79 y siguientes. Hull demostró el primero que la Montaña de la Sal o Yebel Usdom, en realidad corresponde a las formaciones recientes del mar Muerto; Fr. Noething, *Geologisch-Palaeontologische Mittheilungen aus Palästina: I. Ueber die Lagerungsverhältnisse einer quartären Fauna im Gebiete des Jordanthales* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVIII, 1886, páginas 807-823), y *Geologische Skizze der durgebung von el-Hammi* (Zeitschr. d. deutsch. Palästina-Vereins, X, páginas 59-88, y lám. I).

⁴⁸ Hull, *Survey of West Palestine*, pág. 74. Más al norte se encontraron depósitos marinos a 250 pies ingleses (76 metros), y lo mismo más arriba todavía (C. Post, *On a deposit of marine shells in the alluvium of the Latakia Plain in Syria*, Nature, XXX, 21 agosto 1884); pero Diener les señala una edad más antigua (*Libanon*, pág. 101).

⁴⁹ G. Schweinfurth, *Reise in das Depressionengebiet im Umkreise des Fajûm im Januar 1886* (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlín, XXI, 1886, pág. 100). Mayer-Eymar ha dado la lista de conchas fósiles de los alrededores de Gizeh (*Zur Geologie Egyptens*, Vierteljahrsh. Naturf. Ges., Zurich, XXXI, 1886, pág. 28).

⁵⁰ Cope Whitehouse, *The Barhr Jûsuf and the Prophecy of Jacob* (Proc. Soc. Bibl. Archæol., nov. y dic. 1885, y mapa), y en otras publicaciones.

⁵¹ W. Pljte, *Over drie handschriften of Papyrus bekend onder de Titels van Papyrus du lac Mæris, du Fayoum et du Labyrinthe* (Verhandl. k. Akad. Wetensch. Amsterdam, Afd. Letterk., XVI, 1886, páginas 1-50, y lámina).

⁵² Herodoto, *Euterpe*, II, páginas 149-150.

⁵³ S. Hieronymi, *Opera*, ed. Vallars, 1735, IV, pág. 208.

⁵⁴ Strabón, lib. XVII, cap. I, 35-38.

⁵⁵ Herodoto, *Euterpe*, II, 5. Si Herodoto fuese hoy a Alejandría por la línea de vapores, no encontraría aquello, pues los vientos del oeste no permiten al fango llegar tan lejos hacia occidente, y no comienza a depositarse en cantidad apreciable sino a partir de la boca canópica.

⁵⁶ Capt. Spratt, *An Investigation of the Effect of the prevailing Wave Influence on the Nile's Deposits* (libro azul para 1858, con mapas). A. Lavalley, *Communications sur les travaux du canal maritime de l'isthme de Suez* (Extrat. de Compte Rendu de la Soc. de Ingenieros civiles), in-8.º, París, 1869, páginas 64, 80, 106 y 131.

⁵⁷ O. Fraas, *Aus dem Orient*, páginas 174 y siguientes. Según Wilkinson, la gran plaza del barrio franco, que está situada muy baja, se hallaba en el sitio que ocupa el puerto, hoy lleno (*Handbook for Travellers in Egypt*, in-8.º, 1867, pág. 91).

⁵⁸ Herodoto, *Euterpe*, II, 113; Schliemann, *Ilios*, pág. 186, y nota; Brugsch-Bey, la misma obra, páginas 819-824.

⁵⁹ H. Brugsch, *Die Geographie des alten Ägyptens*, in-4.º, Leipzig, I, 1857, páginas 84 y siguientes; M. J. Schleiden, *Die Landenge von Suës. Zur Benrtheilung des Canal-Projects und des Auszuges der Israeliten aus Ägypten*, in-8.º, Leipzig, 1856.

⁶⁰ Diodoro, *Bibl. hist.*, I, 30 y XVI, 46; Strabón, *Geogr.*, I, 3, 13.

⁶¹ Obra citada, páginas 177 y siguientes:

⁶² H. Brugsch-Bey, *L'Exode et les monuments égyptiens*, in-8.º. Leipzig, 1875, y mapa; Berendt (*Geologie des Kurischen Haffes*, in-4.º, 1869, páginas 22 y siguientes) demuestra, con un ejemplo, en el cual relata la pérdida de coches y de caballos, cuán peligrosas son las arenas del borde interno de las barras. Cf. *Exode*, II, XV, 5: «El abismo las ha cubierto; se hundieron como piedras».—XV, 10. «Tu lanzaste tu soplo y el mar los cubrió; se hundieron como plomo en las aguas.» Pi-ha-Khiroth, de la Biblia, significa *la entrada de los abismos*.

⁶³ Es la opinión de Dillmann, según la cual el camino habría pasado por el Guis'r (*Die Bücher Exodus und Leviticus, für die 2. Aufl. nach. Knobel bearb.*, Leipzig, 1880, pág. 153).

⁶⁴ Los exegetas toman estas expresiones en sentido figurado y de diferentes maneras. San Jerónimo (ed. Vallars, 1735, IV, pág. 164), escribe: «Et desolabit Dominus linguam maris Ægypti.» Schleiden ve en la «lengua de la mar» el lago Menzaleh (Obra citada, página 190).

CAPÍTULO XII

LINEAS DE COSTA DEL NORTE

Diversidad en la configuración superficial de los océanos.—Costas occidentales del Atlántico septentrional.—Costas orientales del Atlántico septentrional. El norte de Eurasia y las costas occidentales del Pacífico septentrional.—Costas orientales del Pacífico septentrional.

COMPLEJIDAD DE LA CONFIGURACIÓN SUPERFICIAL DE LOS OCÉANOS.—Las influencias climatológicas dan al Báltico y al Mediterráneo una forma de superficie distinta de la del Océano. Puede admitirse, con fundamento, que en el Báltico existe una pendiente de las partes más recónditas de los golfos de Botnia y Finlandia hacia los Belts y el Ore-Sund; en cambio, en el Mediterráneo debe suponerse un máximo de depresión entre Creta y las costas de África. Pero la superficie de los mares abiertos tampoco está al abrigo de tales influencias. Cerca de muchas costas la salsedumbre es menor que en alta mar; la temperatura y el estado atmosférico contribuyen también a la forma superficial. Por desgracia, escasean todavía las observaciones seguras sobre este punto; pero los excelentes trabajos de la expedición noruega en los mares del Norte y los estudios de Mohm, a los que sirvieron de base, demuestran, respecto de los mares que forman el paso del Atlántico septentrional al mar Glacial, la gran importancia que adquieren (aparte de la atracción) las divergencias comprobadas respecto a la superficie ideal; la representación gráfica de aquella parte de la superficie marina hecha por Mohm nos enseña que también allí se observa una forma de embudo con un máximo de depresión entre Islandia y Noruega. Desde esos parajes la superficie se eleva hacia las costas, y esa elevación se marca especialmente en el sur de Noruega, de manera que en Cristianía llega a 2,9 metros, mientras entre Bodö y el cabo Norte alcanza sólo 0,7 metros. Según estos datos, la diferencia de nivel de las aguas será 2,2 metros entre Cristianía y el cabo Norte.

No olvida Mohm añadir que en las mismas costas el nivel del agua puede sufrir en gran escala la influencia del retraso de la marea en los bajos fondos, de la aportación de aguas dulces, del régimen de los vientos y de otras circunstancias locales ¹.

Por esto se ve lo arriesgado que sería en todo caso, aun en los mares abiertos, afirmar de modo concluyente un movimiento de la tierra firme, basándose en modificaciones de escasa amplitud sufridas por la línea de costa.

Las variaciones locales del nivel marino se han evidenciado, además, por medio de medidas directas.

En 1837 el Gobierno inglés estableció en el faro de Poolbeg, en la bahía de Dublín, una línea de referencia a cierta altura sobre la baja mar, nivel que debía servir de cero para la nivelación de Irlanda; pero se descubrieron tan grandes discordancias, que hubo que renunciar a esa base y referir todas las cotas de altitud a un punto único.

Kinahan reunió las abundantes medidas efectuadas y demostró que alrededor de la isla corresponden a superficies desiguales y onduladas no sólo el nivel de las mareas bajas, sino también, y sobre todo, el de las pleamares y el de las mareas vivas, de importancia capital en la formación de las terrazas, como advierte con acierto aquel autor. La media más baja de las pleamares vivas sobre el nivel medio más bajo se encuentra en Courtown (Wexford, costa este); y este bajo nivel está en Kilbaha, al norte de la desembocadura del Schannon. Si se prescinde de las ansas estrechas, donde se observan, como es natural, desviaciones aún más importantes, y si se toma por cero el mínimum de Courtown, he aquí lo que se comprueba:

El nivel medio de la pleamar en las mareas vivas se alza cada vez más al norte de Courtown y alcanza + 1,981 metros en Ardglass, frente a la isla de Man; desde allí, rodeando la punta NE. de la isla, desciende gradualmente hasta + 0,305 metros en Bally-Castle, en la isla Cantire. Si se sigue la costa prescindiendo de los puntos demasiado internados en tierra, se ve que en torno de la punta NO. se alza aquella cifra de nuevo, hasta alcanzar + 1,59 metros en Sylne Head, que es el promontorio que limita por el norte la bahía de Galway. Después de haber pasado el ángulo SO., baja de nuevo hasta 0,61 en Cork; luego sube hasta Dunmore (0,92) y, por fin, cae hasta el punto cero en Courtown.

De manera que alrededor de Irlanda se registran circunstancias muy complejas, y Ravenstein advierte que en Rispond, en la costa norte del Sutherland, según la nivelación de Ross Clarke, el nivel medio es 0,5291 metros más alto que el de Liverpool; pero el de este punto comparado con el de Kilbaha da 0,4395 metros, de modo que el nivel medio en Kilbaha es 0,9686 metros más bajo que en Rispond ².

En este caso, lo que determina principalmente la altura del nivel del mar es la configuración del litoral y el ángulo de incidencia de la marea.

Puede decirse de modo general que las deformaciones de la superficie de los mares abiertos son menos variadas que en los cerrados; compréndese bien que esta aserción no se puede aplicar a los golfos, como tampoco, probablemente, a las costas de los mares árticos, donde la aportación de aguas dulces a causa del deshielo, es a menudo enorme y, por lo tanto, debe motivar importantísimas oscilaciones locales.

Sentadas estas consideraciones generales, voy a intentar dar una reseña de las oscilaciones recientes experimentadas por las líneas de costa en los mares abiertos. Es tan grande el número de datos y tan diverso su valor, que necesitamos hacer una selección. Nuestro examen se referirá primero a las latitudes más cercanas al polo, comenzando por las costas occidentales y orientales del Atlántico, incluso las partes adyacentes del mar Glacial; luego pasaremos al norte de Asia y costas occidentales del Pacífico septentrional y, por fin, a las orientales de este mismo océano. Este capítulo terminará con un resumen de los resultados que nos muestra el estudio del casquete septentrional del Globo.

COSTAS OCCIDENTALES DEL ATLÁNTICO SEPTENTRIONAL—Conviene examinar en primer lugar los datos que poseemos sobre esta región referentes a cambios positivos o negativos que parece comprobado que continúan en la actualidad.

El caso más conocido es el supuesto *movimiento de báscula de Groenlandia*. Se han observado en el extremo Norte antiguas costas situadas a gran altitud consideradas como indicio de movimiento negativo o, según la expresión de la época, de levantamiento del suelo; pero no se conoce la edad de esas terrazas; algunas de ellas se originaron, sin duda, por el represamiento temporal de los fiordos a causa de los glaciares y también existen en el sur, sobre todo en el mismo fiordo de Igallico, donde se ha creído encontrar pruebas del descenso del país, por lo que ese fiordo debía estar en el lado opuesto de la báscula.

La hipótesis del descenso del suelo se basa principalmente en una carta del doctor Pingel, de Copenhague (en 1835)⁵.

Pingel recuerda que en 1777 y 1779 suponía ya Arctander que descendía Groenlandia; ese viajero había observado que una isla rocosa situada en el fiordo de Igallico (próximamente a tiro de fusil de la orilla), se sumergía casi por completo en la pleamar, aunque veíanse en ella las paredes de una casa de 52 pies de largo, 30 de ancho, 5 de espesor y 6 de altura. Cuando el doctor Pingel visitó el país medio siglo más tarde, dicha isla estaba sumergida y sólo las ruinas sobresalían del agua.

Posteriormente encontró Kane en varios sitios hasta Upernavik cabañas abandonadas que bañaba el mar; las últimas ruinas de esta especie se encontraban a los 76° 20', y como Kane conocía terrazas aún en más altas latitudes y las consideraba pruebas inequívocas de levantamiento, dedujo, según dijimos, que Groenlandia está sometida a un movimiento de báscu-

la como el que admitía Lyell en aquella época para Escandinavia; la charnela debía coincidir próximamente con el paralelo 77⁴.

Tal hipótesis ha pasado a muchos de nuestros libros de enseñanza.

En una estación abandonada en el fondo del fiordo glacial de Jakobshavn (69° 7'), y que parece haber llevado en otro tiempo el nombre de Kaja, encontró Nordenskjöld antiguas habitaciones, reconocibles, sobre todo, por los «desperdicios de cocina» que hoy las rodean y cuya antigüedad calcula en quinientos años lo más; estaban tan cercanas a la orilla, que, a su juicio, era necesario que las aguas hubieran subido en el fiordo o que la tierra hubiese descendido, porque no era lógico que se escogiese un emplazamiento de tal modo cercano al mar que ni aun cupiera una embarcación entre los muros y la orilla. Igualmente Jensen, confirmando una información de Pingel, refiere que en la misión de Linchtersfels (66° 5'), según dice el misionero Kleinschmidt, fué necesario retirar tres veces hacia el interior los puntos de amarre situados en la playa y destinados a las embarcaciones de las mujeres; de aquí se deducé un descenso de 6 a 8 pies en el período de 1789 a 1878⁵.

Muy distinto es el criterio de Steenstrup, que consagró tantos años a la exploración de Groenlandia, pues escribía en 1876: «En lo que se refiere al problema del descenso, confieso mi escepticismo; sin duda, he visto en muchos sitios asientos de casas destruídas e inundadas, y respecto de algunos puntos no se puede negar que a nadie se le ocurriría hoy construir casas tan cerca del agua; pero si se tienen en cuenta los abundantes indicios de fijeza del nivel del mar que se encuentran por doquiera en el litoral, me inclino a creer que los hechos, sin duda indiscutibles, de casas destruídas por el mar, pueden explicarse muy bien mediante circunstancias locales, tales como la desviación de las corrientes, etc.». Nada adelantáramos enumerando todos los datos debidos a los indígenas o a los colonos; además, las ruinas que cita Pingel en la isleta del fiordo de Igállico no demuestran un descenso del país, «porque, a juzgar por las descripciones dadas en otro tiempo, las condiciones son allí hoy exactamente las mismas que hace cien años; ahora, como entonces, el agua llega durante el flujo a la base de los muros.....» En 1883 hizo Steenstrup el inventario de esas habitaciones, que el mar ha bañado o destruído; pero no ha deducido de ello juicio definitivo, y se ha limitado a llamar la atención sobre los rapidísimos aterramientos que hoy se producen en muchos fiordos⁶.

De manera que no necesitamos tener en cuenta los datos antiguos, ya se trate de líneas de costa situadas a gran altura, ya de las ruinas del fiordo de Igállico. Prescindiendo de estos hechos, se comprueba, en cambio, en muchos puntos estabilidad absoluta; en todos los demás sitios y casi siempre en los fiordos o en los brazos de mar abrigados por islas costeras, se nota cambio positivo; pero no debe olvidarse que no existe en

el mundo un litoral de igual extensión que reciba tanta agua dulce en tan especiales circunstancias y que, además, esta aportación depende de las estaciones. Por la experiencia adquirida en otros mares debe esperarse encontrar allí estaciones completamente positivas o negativas, según la fase que atraviere el clima del país, y en los intervalos otros puntos que no se hallan bajo la influencia directa de las aguas de fusión, y donde, por tanto, tal influencia sólo se observa muy debilitada y hasta se hace nula.

Esto es, en efecto, lo que ocurre.

Fundándose en la identidad de las *Gumbjorn Skerries*, que señalan los antiguos mapas con la «tierra hundida de Bus», se ha creído también poder seguir las señales del descenso hipotético de Groenlandia hasta los 58° de latitud norte, pero tal conjetura ha perdido todo su valor a causa de las objeciones de Major contra la supuesta concordancia de aquellos puntos ⁷.

Roberto Bell cree haber hallado en la *bahía de Hudson* indicios de un movimiento negativo, que actúa en nuestros días con marcha bastante rápida; se apoya también en lo que dicen los habitantes de aquella costa e insiste especialmente sobre el retroceso rápido de la orilla en las desembocaduras del Nelson y del Hayes.

Se observa el mismo fenómeno en el East Main y en general en toda la costa occidental de la gran bahía desde Fort Churchill y alrededor de la bahía James. En el antiguo fuerte del Príncipe de Gales se valora el descenso en 7 pies por siglo, y dice Bell: «Esta retirada del mar puede atribuirse a descenso general de su nivel respecto de la tierra, y en parte al estancamiento de algunas porciones de la bahía de Hudson que interrumpen el libre movimiento de las mareas» ⁸.

Es natural suponer que el movimiento negativo proviene allí de las mismas causas que en el Báltico.

Desde la *Nueva-Brunswick* hasta el *Massachusetts* hay en muchos sitios bosques y turbales sumergidos que revelan tal vez un movimiento positivo que actúa en nuestra época. A Dawson y a Matthew se deben las más detalladas descripciones sobre esos bosques submarinos; Cook, Gesner y Guyoc han publicado también hechos análogos ⁹; muchas de estas observaciones se refieren a la bahía de Fundy, que por su forma de embudo estrecha la onda de marea y la obliga a irse levantando, hasta tal punto que en las partes interiores la diferencia entre el flujo y el reflujo pasa de 18 metros. El mismo Dawson refuta la opinión de que hoy descende el continente, y observa que en estos últimos años se han estancado grandes extensiones de terreno llano a lo largo de la costa, y que tales trabajos han dado por resultado el detener aún más la onda de marea y acaso desviarla ¹⁰. Además, contra todas estas hipótesis, demostró H. Mitchell, después de hacer el mapa de aquellas costas, que allí precisamente existen muchos puntos apartados unos de otros y en los que consta que desde

hace dos o tres siglos no ha ocurrido cambio en la posición relativa de la tierra y del mar. Puede comprobarse la existencia de puntos fijos de esta especie desde el golfo de San Lorenzo hasta Nueva Escocia y la costa del Massachusetts; trátase, o bien de pantanos salados cuya configuración no ha cambiado, y que hoy, lo mismo que en 1699, su sumergen dos veces al mes en el momento de la marea, o bien de peñones aislados, como la isla Percée (Percé Rock), en la Península de Gaspé, que desde 1603 está unida al continente durante el reflujo, mientras que en el momento del flujo, hoy como entonces, se puede pasar en bote por la abertura a que debe su nombre aquel peñón. Procede, pues, abandonar todas las hipótesis contrarias ¹¹.

Siguiendo a Lyell, se ha admitido a menudo un descenso general del continente en la *Carolina del Sur*. Tuomey ha sometido los hechos a examen crítico y ha demostrado de modo convincente que tal hipótesis carece de fundamento. En grandes extensiones la costa es llana y pantanosa; un descenso del suelo o una elevación de la superficie del mar, aunque sólo tuviese 2 pies de amplitud, destruiría los arrozales por grande espacio en todos los sentidos. Los «restos de cocina» que cubren James Island hacen inverosímil que se haya producido oscilación durante la edad moderna; sin embargo, no dejan de verse señales de bosques sumergidos cuyas cepas sobresalen del agua. En algunos puntos se trata de la irrupción del mar en un territorio deprimido al que sirve de dique natural un cordón litoral; en otros sitios es distinta la causa: si durante una marea excepcionalmente alta entra el agua salada en un pantano con cipreses, mata en seguida todas las plantas que allí viven y el suelo desciende con los árboles que sostiene; el agua permanece desde entonces en la región hundida. También se produce el fenómeno siguiente: en la isla Morris hay una línea de médanos que se alza de 30 a 50 pies y que represa un gran pantano; conforme los médanos avanzan hacia tierra se ve que dejan detrás por el lado del mar muchas raíces de árboles; el peso de la duna en marcha determina un asiento del terreno pantanoso al que obedece el descenso de los árboles, que fuera de los médanos quedan sumergidos durante las grandes mareas y las ostras suelen fijarse en ellos ¹².

Hemos comprobado fenómenos casi idénticos a los observados en las costas del mar del Norte.

El basamento sobre el que se alzan los *Cayos de la Florida* hasta las islas Tortugas indica larga estabilidad de la línea de costa (II, página 523) que se evidencia de igual modo en la estructura del *delta del Misisipi*.

Los bancos de conchas de *Gnathodon*, que se han hallado a distintas altitudes sobre el río y que consideraba Lyell prueba de levantamiento reciente del país, son «restos de cocina». De todos modos, es cierto que

hoy los *Gnathodon*, sólo por rareza o nunca, se encuentran en estado viviente aguas arriba de Choctaw Point (a una milla aguas abajo de Mobile); mientras que a 80' kilómetros por encima de ese punto existen aún grandes aglomeraciones de conchas, mezcladas con cerámica indígena, a dos pies de profundidad bajo un antiguo bosque ¹³.

El Misisipí no desemboca, como otros ríos, en un profundo golfo marino, que forme en cierto modo la continuación del valle fluvial y que deba rellenar antes de hacer avanzar su delta en pleno mar. En el mismo Nueva Orleáns sus depósitos no descienden por debajo de los — 11 o — 12 metros, y si tratamos de la cabeza del delta, como en otros ríos, no sería posible colocarla más arriba del estrechamiento entre el lago Pontchartrain y el Gran Lago; sólo en los «bayous» interiores, como el Atchafalaja y el Plaquemine, se efectúa un trabajo de relleno, y el volumen de estos brazos sin salida representa únicamente la doceava parte de la corriente líquida. El resto de las aguas del Misisipí y la mayor parte de las materias que lleva en suspensión, llegan más allá de la antigua línea de costa y no comienzan a depositarse hasta después de haberla franqueado. Así edifican los diversos brazos largos diques, sobre los que desaguan. De tiempo en tiempo se ve cómo se eleva de las profundidades, cerca del extremo de los diques, un cono de fango, mas no se observa trastorno sísmico; se abre un cráter, del que se escapan con fuerza o se extienden lentamente al exterior aguas salobres, fango líquido y gases combustibles; cuando están altas las aguas aumenta la actividad de aquellos «mud-lumps»; al cabo de cierto tiempo se extingue la actividad del cono de fango y sólo queda un nuevo punto fijo que sirve en lo sucesivo de apoyo al progreso del río ¹⁴.

Aparte de estas erupciones de especialísima condición, intervienen a veces movimientos de naturaleza muy distinta.

Sabemos por Forshey que del 13 al 14 de abril de 1876 se produjo en el Passe à l'Outre una perturbación singular que obligó a los dragadores a abandonar dicho brazo.

En una sola noche cambió todo de aspecto en aquellos parajes: un «mud-lump» o masa de tierra (llámese como se quiera) se había elevado atravesada en el lecho, cuya profundidad medía entonces 7 u 8 pies, formando en el canal una presa oblicua y elevándose en algunos sitios hasta 9 pies sobre el agua; la superficie que ocupaba y estaba en otro tiempo sumergida no era menor de 17 acres. El movimiento dirigido aguas abajo continuó así todo el verano, semejante al de un glaciar, con alternativas de depresión y de levantamiento de variable amplitud y manifestándose en forma de surcos o de pliegues que se extendían por espacio de más de un millar de acres. No pudieron los dragadores conservar un paso a través de la presa del canal, y en el mes de agosto fué preciso renunciar al trabajo; se comprobó que el movimiento era continuo y que actua-

ba normalmente a la curva de la barra situada en la desembocadura en el mar ¹⁵.

Este relato corresponde perfectamente a los deslizamientos y plegamientos que afectan a las partes superficiales de un delta y que se traducen en el interior de esa clase de depósitos por monoclinales y fenómenos de compresión y aplastamiento. La disposición continua, semejante a la de un glaciar, la producción de pliegues en la superficie, la gran extensión del fenómeno y la imposibilidad de llegar a un límite para las fuerzas humanas..... son, en efecto, los caracteres de tales movimientos.

De manera que en el seno de la masa de fango se producen modificaciones de diversa naturaleza; pero como en Aigues Mortes y en el Po, los cordones litorales atestiguan que desde hace mucho tiempo no se ha producido cambio apreciable de la línea de costa.

Por el este de las islas Chandeaur hasta cierta distancia mar afuera del fuerte de San Felipe, y al oeste de la isla Timbalier hacia la bahía de Heafalaya hay una línea exterior de bancos litorales que corresponden a la zona donde actualmente se verifica la lucha entre el río y el mar; del lado de tierra hay un cordón litoral interior y más antiguo que se dirige desde la entrada de la bahía de Mobile hacia Cat Island; si en los últimos siglos hubiese sufrido movimiento apreciable la línea de costa, aquel antiguo banco de arena habría sido enterrado por los sedimentos o levantado sobre el banco que hoy existe; pero está precisamente al mismo nivel que las formaciones actuales.

Volvamos al norte y fijémonos en las señales de desplazamientos de la costa que han dejado en aquellas regiones los anteriores períodos.

Mientras que todos los datos relativos a modificaciones de la línea de costa en la época actual son dudosos o erróneos, se encuentran alrededor del Atlántico del Norte y en las costas del Océano Glacial frecuentes indicios de movimientos negativos que pertenecen a época anterior. Muchos observadores, entre los que basta nombrar a Middendorff, han advertido que las pruebas de levantamiento de la tierra firme son más abundantes cuanto más cerca del Polo Norte; pero atendiendo a lo que nos han enseñado los fiordos de Noruega, no es posible considerar los ejemplos de altas terrazas que se observan en las comarcas árticas como otras tantas pruebas seguras de la existencia del mar a más alto nivel; la de conchitas marinas tampoco constituye un argumento decisivo cuando están aisladas, pues me ha hecho observar hace mucho tiempo el distinguido naturalista Steenstrup que el eider, cuando bucea, coge a veces moluscos a profundidades no sospechadas, y hasta llega a sacar de su sitio ejemplares de *Rhynchonella psittacea*, cuya concha va a parar así a lo alto de las peñas ¹⁶.

Los precisos datos conocidos sobre el SO. de Groenlandia (II, página 588) demuestran que las terrazas alcanzan altitudes bastante mayores

que los bancos conchíferos; por desgracia, no son siempre tan circunstanciados los datos que poseemos sobre el extremo norte; la atención se ha fijado principalmente en las terrazas, que se han considerado otras tantas líneas de costa marina y es rarísimo que se pueda determinar con certeza hasta qué altura suben en realidad los depósitos de conchas. A esto hay que añadir que en algunos sitios las líneas horizontales más llamativas y el aspecto ruiforme de las vertientes no están en relación con modernos aterramientos, sino que son resultado de la estratificación horizontal de las calizas paleozoicas, y así ocurre especialmente, según Sutherland, en el cabo Fellfoot ($74^{\circ} 21'$ de latitud norte, $88^{\circ} 20'$ de longitud oeste) ¹⁷.

Vamos a citar varios casos de terrazas y con preferencia, aunque no exclusivamente, las asociadas a yacimientos de conchas marinas.

Payer descubrió en muchos puntos de la orilla oriental de Groenlandia terrazas entre los 73 y $75^{\circ} 20'$ de latitud norte, que se alzaban unas sobre otras, y hasta varios centenares de pies de altura en la parte NE. de la isla *Shannon*; abundan más al sur de la isla *Sabina*, en la costa que se extiende entre el cabo *Broer Ruys* y la *bahía de Mackenzie* ¹⁸. En el NO. de Groenlandia alcanzan mayor desarrollo y se encuentran hasta regiones remotas del extremo norte, lo más lejos a que el hombre ha conseguido llegar, y con frecuencia se presentan con conchas marinas hasta grandes altitudes. El capitán Feilden refiere que encontró tales señales casi en todos los puntos del litoral del *Smith Sound* donde arribó, así como al norte de este estrecho, en la *Tierra de Grinnell* y en la frontera costa de Groenlandia. Hasta los $82^{\circ} 35'$ recogió conchas marinas en la superficie de estos escalones sucesivos, a mucha altura sobre la orilla actual. En la *Discovery Harbour* (Tierra de Grinnell, $81^{\circ} 45'$ norte), donde invernó la «Discovery» en 1875 al 76, existen, a 1.000 pies sobre el nivel actual del agua, bancos con *Saxicava rugosa*, *Astarte borealis* y otras especies árticas. En la *bahía Polaris* ($81^{\circ} 40'$) los yacimientos de madera transportada por el agua y de *Mya truncata* ascienden, según Bessels, hasta 550 metros sobre el mar. Hayes afirma que en todos los puertos y bahías que visitó al norte del cabo York se veían terrazas, especialmente en la *Van Rensselaer Harbour* ($78^{\circ} 40'$). En Port Foulke ($78^{\circ} 20'$) encontró 23 escalones que se sucedían con gran regularidad ¹⁹.

Dice Kane: «Conté hoy 41 escalones claramente señalados o terrazas escalonadas entre la línea de las aguas y las crestas de sienita, a través de las cuales se abre paso el *Mary River*. Su anchura es de 12, 24 y 36 u otros múltiplos de doce pasos; esta imponente serie se alza por medio de 41 escalones gigantescos hasta 145 metros de altitud.....; tales terrazas son aún más pronunciadas que en el canal de Wellington y recuerdan el Glen Roy.....» ²⁰.

Ya hemos mencionado los casos del SO. de Groenlandia (II, pág. 363).

En las islas *Cornwall* y *Beechey* (74° 40'-75°) en el estrecho de Barrow y en el canal de *Wellington* encontró también Sutherland, a unos 1.000 pies sobre el mar, en los puntos culminantes del país, restos de conchas marinas de especies árticas aún vivientes. Según Armstrong la estructura escalonada del litoral se destaca con especial claridad en la menor de las islas de la *Princesa Real* (estrecho del Investigator), entre la isla Baring y la Tierra del Príncipe Alberto. En la misma isla *Baring* recogió Mac Clure, en la cumbre de la cordillera de Coxcombe, la *Cyprina islandica*, a 150 metros sobre el mar, y uno de sus compañeros, el doctor Walker, encontró en el puerto *Kennedy*, en el extremo norte de la península de *Botnia*, la *Saxicava rugosa*, *Astarte borealis*, *Cyprina islandica* y otras especies a altitudes de 30 a 150 metros; a 45 yacía la osamenta de una ballena ²¹.

Para terminar, mencionaremos el hallazgo, debido a Klutschak, compañero de Schwatka, de terrazas situadas de 30 a 40 pies en el estrecho de *Simpson*, a lo largo del litoral llano que recorrieron en su itinerario desde la costa norte de la bahía de Hudson hacia la Tierra del Rey Guillermo ²².

Dejando el archipiélago ártico pasemos ahora a la bahía de Hudson.

En la parte septentrional del estrecho de *Hudson*, en toda la costa entre Nain y la isla Resolución (62°), el capitán Ichabod Handy halló elevados escalones que forman en Nain una antigua playa a 300 pies sobre el mar y en la isla Resolución alcanza 200 con tres terrazas. Cerca de la *Smyth's Harbour*, en la parte NE. de la isla Southampton, sorprendió a Back hace muchos años la regularidad de las terrazas. Los depósitos marinos recientes con *Saxicava rugosa*, *Pecten islandicus*, *Rhychonella psittacea* y otros representantes de la fauna actual rebasan en gran distancia el contorno de la bahía de Hudson; Hoberto Bell los encontró en el río Churchill, a 96 kilómetros aguas arriba de la desembocadura y a unos 106 metros; a lo largo del Kenogami, afluente del Albany, a unos 137 metros, y en el *Missinibi* en la cuenca del río Original (*Moose River*), a unos 90 metros sobre el mar. Al SE. de la bahía de Hudson, en todas las islas y costas de *East Main*, se ven antiguas «playas colgadas» hasta 300 pies; según Bell no puede dudarse que en el interior aún se alzan más tales señales. Vense masas de madera arrastrada por el agua hasta 10 y 15 metros sobre el mar; por la influencia de la intemperie han desaparecido en las terrazas superiores ²³.

Hind observó en el *Labrador* terrazas hasta los 300 metros de altitud, que allí, lo mismo que en Noruega están a veces excavadas en la roca dura, como ocurre, según Packard, en Strawberry Harbour, donde llegan hasta 150 metros; en la Domino Harbour están talladas en las cuarcitas; en otros sitios, en los *trapps*; diríanse que son verdaderos Sätar. Con especial claridad se señalan las terrazas que rodean las dos costas del estrecho de Belle-Isle. Chimmo describe los escalones regulares que se observan en el

abra de Ailik. En Terranova pudo seguir Milne las terrazas hasta unos 300 metros ²⁴.

Los depósitos marinos modernos que hemos hallado en el extremo norte, alrededor de la bahía de Hudson y muy aguas arriba en los valles del Albany y del Moose River, llegan por fin a Kingston en el lago Ontario y cubren gran parte del continente con todos los caracteres propios de una formación marina transgresiva. Tales depósitos, a causa de su especial desarrollo alrededor del lago Champlain, al sur de Montreal, fueron designados por Dana y otros varios geólogos americanos con el nombre de *depósitos de Champlain*; Dawson y algunos otros observadores los denominan *post-pliocenos*.

Estos depósitos marinos yacen sobre el *Drift* o terreno errático y son posteriores al último período glacial. Desde Nueva Brunswick hacia el sur se distinguen dos pisos sobre el «Boulder-Clay»: en la base la arcilla con *Leda* y luego las arenas con *Saxicava*. La arcilla con *Leda* presenta, según Dawson, variable espesor y llega a veces a un centenar de pies; a menudo no contiene más fósil que la *Leda ártica*, y suele asemejarse a los depósitos que se acumulan actualmente en el golfo de San Lorenzo; parece haberse formado a profundidades de 40 a 180 brazas. Las arenas con *Saxicava* no se diferencian siempre con tanta claridad.

No existe indicio que atestigüe que durante el período de Champlain fuese el clima más riguroso que hoy. En realidad, según Dawson, las especies de la flora canadiense actual que se encuentran en la arcilla con *Leda* de Ottawa son, sobre todo especies que aguantan muy baja temperatura; pero no se encuentran formas árticas. En cambio, extraña la abundancia de fragmentos de ramas y hojas del *Populus balsamifera*, que hoy escasea en las cercanías de Ottawa; tal vez esos restos hayan sido llevados flotando en el agua. Aún hoy se encuentran con frecuencia troncos de *Populus balsamifera* hasta muy altas latitudes entre las masas de maderas que conducen las aguas. Lyell halló entre estos depósitos el bisonte ²⁵.

En la arcilla con *Leda* se ven además osamentas de foca de Groenlandia y de morsa y nódulos de arcilla con restos óseos de *Mallotus villosus* y de la liebre de mar (*Cyclopterus lumpus*), y muchos foraminíferos por especies todas vivientes en el golfo de San Lorenzo. El gran cetáceo *Belluga Vermontana*, que se ha encontrado en las arenas con *Saxicava*, parece distinto de las actuales especies.

Respecto a la rica fauna de moluscos del piso de Champlain, ha observado Packard lo siguiente:

Deben considerarse extinguidas una o dos especies: el *Fusus labradorensis* y tal vez la *Bela robusta*; todas las demás aún son vivientes, y en general su repartición actual obedece a las mismas influencias de antaño. En efecto, hoy existen dos faunas marinas distintas entre la zona de la fauna marina ártica de Groenlandia y el cabo Cod: la primera, la *Syrten-*

sica o del Labrador, que habita la bahía de Hudson, el Labrador y la costa septentrional de Terranova; sin embargo, en algunos sitios sigue la conocida rama de la corriente fría que separa la Corriente de Golfo del continente y penetra en colonias aisladas a lo largo de los bancos de arena de la costa, avanzando mucho hacia el sur, y también afecta a la zona de la fauna meridional o fauna *Acadiana*, cuya expansión hacia el norte depende de la superficie que abarca la Corriente de Golfo.

El estudio de la fauna malacológica de la arcilla con *Leda* y de las arenas con *Saxicava*, permite comprobar que en la época en que se acumulaban tales depósitos la fauna *Syrténsica* habitaba el San Lorenzo hasta Quebec y Montreal, mientras que al este del río Saco y en Portland reemplazaba la fauna *Acadiana* a esta otra, así como algunas especies árticas adjuntas a ellas.

De este hecho deduce Packard que una fauna de la contracorriente fría penetraba entonces por el extremo actual de Belle-Isle, y remontaba el valle del San Lorenzo hacia el lago Champlain, mientras que la región situada al este se hallaba bajo la influencia cálida de la corriente de golfo. Así, algunas especies árticas que acompañan a la fauna *Syrténsica*, tales como la *Leda ártica*, *Pecten groenlandicus* y otras, avanzaban más hacia el sur que hoy, pero no dejan de encontrarse en estos depósitos, desde Nantucket, especies típicas de la fauna cálida de Virginia, como la *Venus mercenaria* ²⁶.

Desor y Cabot descubrieron estos yacimientos de Nantucket en 1849 y más tarde Verrill y Scudder.

En Sankoty Head (isla Nantucket) los tubos entrelazados de la *Serpula dianthus* forman un banco de serpulita intercalado con dos conchíferos, tal como se observan entre el nivel de la baja mar y la profundidad de 8 brazas en los puntos abrigados de la costa desde la parte meridional de Nueva Inglaterra a la de la Carolina del Sur. El banco inferior contiene moluscos de tipo meridional como los ejemplares de grueso caparazón de la ya citada *Venus mercenaria* y además *Modiola hamata*, *Cumingia tellinoides*, *Arca subtransversa* y otras; en cambio, el banco superior se caracteriza por una fauna septentrional con *Buccinum undatum*, *Astarte castanea*, *Cydocardia boreallis*, *Mya truncata*, etc. Según Verrill, gran parte de los bancos de arena que ciñen la costa americana en aquellos parajes no se deben considerar aluviones recientes, sino testigos de los depósitos de Champlain, respetados por la erosión y análogos a estos bancos conchíferos de Nantucket ²⁷. Pero el resultado más importante que se deduce de estos estudios es que la *Corriente de Golfo existía ya en aquella época*.

Las arenas conchíferas remontan el San Lorenzo hasta Kingston pasado Montreal; bastante más al interior se ven aún terrazas escalonadas, pero no conchas marinas. Dawson ha dado un excelente resumen de aque-

lla región e hizo conocer la altitud de muchas terrazas. En tres localidades situadas en el bajo San Lorenzo (47° 40') a 47° 30': Eboulements, Petite Mal-Bay y Murray-Bay, se ve, en la primera, una antigua línea de costa a 274 metros, y debajo, otras seis líneas; en la segunda, seis líneas, y la más alta llega a 228 metros; en la tercera, ocho líneas, con la más alta a 136,5 metros. En las laderas del Monte Royal, colina aislada a la que debe su nombre la ciudad de Montreal (45° 30'), existen varias líneas de costa muy claras con muchas terrazas menos marcadas en los intervalos. La terraza principal y más baja, Sherbrooke Street Terrace, está a 36,6 metros de altitud en la arcilla con *Leda*; la más próxima es la Waterwork Terraze (67 metros), excavada en las calizas del siluriano inferior y que tal vez convendría considerar como un Sătar. Tres escalones más altos ocupan las cotas 117,6, 134,1 y 143 metros; el último está cubierto por un depósito de playa muy claro con guijarros y *Saxicava ártica* ²⁸.

En el sur de *Nueva Brunswick* cita Matthew terrazas hasta 105 metros, mientras que en la *bahía de Fundy* coloca Hind la extrema línea de costa a 249 metros. En las costas del Maine (de 45 a 43°) se ven a trechos terrazas semejantes; Shaler ha comprobado que su altitud decrece hacia el sur ²⁹.

Dana insistió muchas veces sobre esa disminución de altura de las terrazas litorales conforme se avanza hacia el sur, y bastará para demostrarla las cifras siguientes, tomadas de la admirable relación debida a ese sabio; porque, aunque es cierto que a menudo lo que ha desaparecido es la parte superior de las formaciones de costa, esto no altera la concordancia observada en el conjunto.

Todavía hemos encontrado en el bajo San Lorenzo la alta cota de 274 metros, aunque sin conchas, y con ellas la 149 en la bahía de Fundy y la 143 en Montreal. En las orillas del *lago Champlain* (45 a 40°) cita Dana terrazas a 120 metros, y cesan las conchas a los 99; en *Point Shirley*, cerca de Boston (42° 45'), el máximo es sólo de 22,8 a 30,4 metros; en Nantucket (41° 20'), de 26 metros, y, por fin, en las costas meridionales de la Nueva Inglaterra (hasta los 41° próximamente), de 12 a 15 metros ³⁰.

Sin duda quedan dudosos muchos detalles, y es notorio que la altura de un depósito no depende sólo de la del nivel del mar, sino de otras muchas circunstancias; podemos, sin embargo, sentar provisionalmente que en el este de América del Norte hay en las altas latitudes depósitos conchíferos modernos que se alzan a grandes alturas, y que las capas post-glaciales de Champlain (su continuación probable) descienden progresivamente de norte a sur, respecto al nivel actual del mar y sobre todo entre los 40 y 50° de latitud norte.

En el interior del continente las terrazas de la parte septentrional de los Estados Unidos son de diverso origen: muchas fluviales; otras resultan del represamiento de los valles por el hielo, como las terrazas de Noruega, y Davis ha comparado con razón estas últimas al caso del lago

de Marjelen cerca del glaciar de Aletsch; el mismo autor enuncia además la hipótesis de que las terrazas actualmente visibles alrededor del lago Superior, y a 60 ó 90 metros sobre su superficie, deben su origen a masas de agua que han ocupado el intervalo entre la costa y el frente del glaciar en retroceso ⁵¹.

Pero estos fenómenos se apartan de nuestro objeto, y, por tanto, pasaremos a examinar depósitos marinos más modernos del norte de Europa.

COSTAS ORIENTALES DEL ATLÁNTICO SEPTENTRIONAL.—Geikie pone de relieve que ni las Feroer, ni las Shetland, ni las Orcadas ofrecen señal de desplazamiento de la costa en la época actual; en las Feroer hay anfractuosidades que la resaca excava en el basalto, pero todas al nivel de las playas actuales; no se ven a mayor altitud ⁵².

No obstante, en las costas de la Europa occidental existen datos de esa especie, correspondientes las más de las veces a bosques o turbales sumergidos; me limitaré a mencionar un solo caso invocado a menudo y que se observa en la costa de Francia.

En la desembocadura del Garona se consideraba demostrado que el suelo sufre un descenso continuo y rápido. He aquí las pruebas en que se apoyaba dicho aserto: la sumersión por las olas de grandes extensiones antes en seco; el descubrimiento de estaciones prehistóricas bajo el nivel del agua y, por fin, la reducción progresiva del islote de Cordouam, situado fuera del estuario al oeste y su descenso que afecta al mismo tiempo al faro allí existente. Un estudio crítico de Artigue demuestra que todos esos indicios son imaginarios: la marea cubre hoy mayor superficie en la región del estuario porque a causa del creciente entarquinamiento del río ha disminuído la profundidad; al mismo tiempo, y por efecto de la erosión, la boca por donde entra la marea en el estuario ha aumentado desde 1785 de 4,7 a 6,3 kilómetros. Esta ensanchada abertura permite que con la marea penetre mayor masa de agua y, por consiguiente, se sumerjan mayores extensiones. Ciertamente es que las estaciones prehistóricas se encuentran bajo el nivel de la marea y que se sumergen diariamente, pero en el borde exterior de las dunas; detrás de éstas el suelo está a nivel no inferior, y presenta iguales señales de haber sido ocupado por el hombre, pero están protegidas por las arenas; de modo que las estaciones situadas delante de ese cordón sólo prueban el progreso de los médanos *sin que la tierra firme dejase de estar inmóvil*. El islote de Cordouam no ha descendido, porque en este caso hubiese disminuído el alcance de la luz de su faro, lo que no ocurre; si el islote disminuye de tamaño es a causa de la acción de las olas ⁵³.

Después de presentado ese caso de hipotéticos cambios actuales, volvamos al examen de los indicios correspondientes a un período anterior.

En *Islandia*, y sobre todo en el SO. de esta isla, hay una arcilla conchífera, y en un punto cercano a Reykjavik una toba que también contiene

conchas marinas. Según Keilhack una línea de costa observada sobre estos depósitos a 40 metros de altitud corresponde a un nivel que ocupaba entonces el mar; la fauna de moluscos recuerda la del Spitzberg; estas formaciones yacen sobre lavas pulimentadas por los hielos, y se las considera correspondientes a la «serie de Champlain» de América del Norte ³⁴.

De distinto género son las capas con conchas de Husavik en el norte de la isla (66° 10'), que alternan con toba y capas de lignito. De la descripción que ha hecho de ellas Gardner, resulta que alcanzan altitudes algo mayores que las de Reykjavik y que su fauna no es la misma (II, pág. 122); Mörch y S. V. Wood opinan que por la edad corresponden al Crag de Inglaterra y especialmente al Crag Rojo; Gwyn Jeffreys las cree más modernas, y advierte que en Husavik hay muchas especies de la fauna actual de América del Norte, tales como *Mesodesma deauratum*, *Natica heros* y algunas otras; el hecho es tanto más digno de observación, cuanto que la fauna marina actual de Groenlandia tiene más afinidades europeas que americanas; tal vez indique también cuál es la edad de Corriente de Golfo ³⁵.

Los depósitos marinos de Noruega se conocen alrededor del fiordo de Cristianía. He aquí lo que nos enseñan las descripciones de Sars, Kjerulf y otros naturalistas.

Hay dos depósitos marinos distintos: la costa del más antiguo se ve a altitudes de 188 a 194 metros; la del más moderno está actualmente hacia los 75 metros.

La fauna más antigua tiene sello ártico y por esta razón se la suele calificar de fauna «glacial», aunque los depósitos que la contienen son posteriores a la gran extensión de los hielos. Entre sus especies más características citaremos *Mya truncata*, *Saxicava rugosa* (representada por individuos de gruesa concha), *Buccinum groenlandicum*, *Leda* (Yoldia) *ártica*. En el fiordo mismo, en Dröbak se encuentra entre 80 ó 70 brazas y 8 ó 7 muchísimos ejemplares muertos de *Oculina prolifera*, especie que en la actualidad no vive por encima de 100 brazas y llega hasta 300. En la isleta de Barholmen se encuentra la arcilla con fragmentos de corales muertos hasta 30 pies de altitud; se trata de los depósitos de las zonas inferiores que pertenecen a la época de la fauna más antigua; el movimiento negativo los ha conducido a menores profundidades, o bien ha llegado a levantarlos sobre la línea de costa. Estos depósitos antiguos contienen también *marleker*, nódulos aplastados de marga en los que cita Sars la existencia de una fauna de moluscos árticos, y Collet descubrió restos de muchos peces de los mares polares y del Atlántico septentrional, tales como *Gadus morrhua*, *Mallotus villosus*, *Clupea harengus*, etc.; estas concreciones de marga parecen idénticas a los nódulos con peces de la arcilla con *Leda* del Canadá, que recuerda bastante, por el conjunto de sus caracteres, los depósitos observados en Noruega.

La fauna más moderna se distingue por el desvanecimiento del sello

ártico: la *Leda ártica* y *Siphonodentalium vitreum* han desaparecido; el *Pecten islandicus* escasea; la *Mya truncata* y la *Saxicava rugosa* tienen más delgado el caparazón; en lugar del *Buccinum groenlandicum* aparece el *B. undatum* y predominan especies tales como *Cardium edule*, *Littorina littorea* y *Mytilus edulis*. Además se comprueba la aparición de dos formas mediterráneas, la *Gapes decussata* y la *Pholas candida*, especies de aguas poco profundas que no se han conservado en Noruega y son hoy extrañas a aquellos mares ³⁶.

Todavía en Trondhjem los bancos conchíferos con moluscos árticos llegan a 120 metros (II, pág. 358); pero más al norte falta toda señal de conchas marinas en las altas terrazas; yo las he visto, como ya dije, en el distrito de Tromsø, y Pettersen opina que algunos depósitos conchíferos que en aquellos parajes llegan a los 53 metros, pudieran muy bien ser interglaciales (II, pág. 361). En cambio, el piso inferior, más moderno, se ve con toda claridad en varios puntos de la costa hasta más allá del 70° paralelo.

Muchos hechos confirman la exactitud de la tesis mantenida por Pettersen y otros geólogos, de que la falta de los horizontes más altos y antiguos en el norte se debe atribuir sólo a la más prolongada ocupación del suelo por los glaciares. Es, pues, necesaria gran prudencia para determinar la antigua extensión del mar en una parte de Noruega; en primer lugar, muchas de las excavaciones litorales superiores no son de origen marino, sino que deben su formación a lagos glaciáricos; en segundo lugar, demuestra la experiencia que en Groenlandia faltan las conchas marinas por causa de la gran cantidad de agua dulce que existe cerca de los glaciares; en tercer lugar, está claro que los depósitos marinos no se han podido acumular de modo permanente hasta que las vertientes quedaron libres de hielo, o todo el tiempo que lo estuvieron durante un período interglacial.

En el magistral análisis de las formaciones modernas de Suecia que publicó Otto Torell en 1876 distingue asimismo este autor dos depósitos marinos de edad esencialmente distinta: el más antiguo se compone de arena y de arcilla con *Leda* (*Yoldia*) *ártica* y es posterior a la gran glaciación; a este horizonte corresponden los bancos conchíferos de Uddevallo, en los que es menos manifiesto el sello ártico de la fauna. Según Torell sólo más tarde y luego de la formación de las terrazas apareció el segundo depósito marino, al que clasifica ya entre las formaciones modernas con *Mytilus*, *Tellina* y la fauna actual del mar Báltico; es el piso post-glacial de los geólogos noruegos ³⁷. Todavía al sur del *Ängermanland* cita Gumeilius *Mytilus edulis* y *Tellina baltica*, a 77 metros; pero en Finlandia no encontró Jernström capas conchíferas por encima de los 60 pies; en Ösel comprobó Fr. Schmidt su existencia entre 30 y 60 pies, y en el golfo de Finlandia, a 30 metros, en un ribazo litoral. Este escrupuloso observador

añade que no penetran en la región del Ladoga y del Onega, aunque Murchison descubriera bancos con conchas árticas en Ust-Vaga, a orillas del Dvina, cerca de la confluencia con el Vaga ³⁸.

Más al sur, en *Alemania*, sólo aparecen los depósitos marinos a escasa altura. Jentzsch encontró *Leda ártica* en Prusia occidental, en la Frische Haff, y describe capas marinas en Marienwerder; Berendt cita, especialmente, en Colberg un banco con *Cyprina islandica* y conchas del mar del Norte. En el Schleswig-Holstein se ven margas que contienen *Mytilus* y *Tellina* juntamente con *Cyprina islandica*; sin embargo, a juzgar por las estaciones ya exploradas, en ninguna parte penetran mucho tierra adentro estos sedimentos ³⁹.

En la *Gran Bretaña* abundan las observaciones sobre análogos fenómenos; me limitaré a resumir la moderna reseña de conjunto de Archibald Geikie, de la que resulta que se conocen en Escocia conchas marinas árticas hasta los 160 metros, y a menores alturas, en otros puntos, bancos conchíferos con fauna de sello boreal más o menos pronunciado; por ejemplo, a orillas del Clyde, donde se supone que el litoral estuvo a 30 metros sobre el mar actual. Más al sur se ha encontrado en algunos lugares a mucha menor altitud restos de arena conchífera, especialmente en Macclesfield, en el Cheshire, a 365 metros, y en la cumbre del Moel Tryfaen, a 410 metros, y a 360, según Ramsay, quien ha descrito el último de estos yacimientos y dice que en él la arena conchífera se halla, en parte, bajo una formación morénica. Geikie no cree que la orilla haya estado realmente en otro tiempo a tales alturas, sino que supone que aquellos restos fueron levantados por los hielos. El yacimiento entero del «Crag de Bridlington», en el Yorkshire, que encierra conchas árticas, sólo debe ser un jirón enclavado en el Boulder-Clay. Aparte de estos casos excepcionales por su altitud, también se ven en Inglaterra bancos conchíferos a más bajo nivel hasta los muchos *raised beaches* que ciñen las orillas australes ⁴⁰.

Ya hemos indicado las notables condiciones en que a veces se presentan estas «playas colgadas», a propósito de la costa de Sangatte, cerca de Calais (II, pág. 426).

Prescindiendo de los yacimientos dudosos del Cheshire y del país de Gales, se comprueba la existencia de conchas árticas a muy parecidas alturas en Escocia y en el fiordo de Cristianía. En Escocia se conocen yacimientos a 161 metros y los de Noruega hasta 163, mientras que la profundidad a que suelen vivir hoy esos moluscos demuestra que el nivel correspondiente de la orilla debía ser de 188 a 194 metros; pero no creo que descienda este nivel del lado del Báltico, ya que los depósitos de las orillas de este mar y de Finlandia no presentan el sello netamente boreal que caracteriza a las terrazas superiores, pues su fauna recuerda más bien la de las inferiores de Escandinavia o sea la fauna actual; en

otras palabras, conforme se avanza hacia el este no disminuye la altitud de los depósitos, sino que desaparecen las terrazas más antiguas y elevadas, mientras que las inferiores continúan con altitud más o menos uniforme. ¿Debe, pues, admitirse que los depósitos marinos de gran altitud fueran destruidos después, o, al contrario, que no se formaron nunca a causa de la ocupación permanente del país por los hielos? Aclararán tal vez este punto posteriores investigaciones. Lo cierto es que en las costas de Inglaterra y en las de Bélgica y Francia vuelven a hallarse los bancos más recientes, los inferiores, que demuestran la gran extensión de una costa de igual altitud en época muy posterior a la glacial. Ya hemos visto que cuando la costa estaba a 75 metros albergaba el fiordo de Cristianía dos formas del Mediterráneo, lo que indica un clima más suave que el actual, y a esa misma fase pertenecen las arenas conchíferas de tonos claros de Bodö y de Tromsö.

Lo mismo ocurre con otros tantos problemas: no es tan fácil en Europa como en los Estados Unidos llegar a saber si la altitud de esos depósitos marinos post-glaciales decrece hacia el sur; creo, sin embargo, que también en Europa se efectúa esa disminución. En las altas latitudes al norte de Europa se ven señales del mar a grandes alturas, como pronto demostraremos. En el mediodía de Noruega y en Escocia hay bancos con conchas árticas a 163 y 161 metros, pero los depósitos más modernos y de carácter ártico menos pronunciado tienen mayor extensión.

Conviene no olvidar que acaso la aparición de especies de los mares del Norte en el Mediterráneo señala el momento en que la temperatura fué más rigurosa, pero ese momento pertenece a un pasado mucho más remoto que las arcillas con *Leda* y que los equivalentes de las capas de Champlain; tales depósitos, aunque encierren conchas árticas, son, sin duda, en Noruega anteriores a la gran extensión de los hielos; por lo tanto, el horizonte que conviene considerar como su probable equivalente cronológico en los bancos conchíferos del Mediterráneo es probable que se encuentre a menor altura que el horizonte en que abundan más las especies árticas. Asimismo es muy probable que en la época de su depósito fuese mayor que hoy el área sometida a la glaciación en el extremo norte y, que, por tanto, los bancos conchíferos de gran altitud que se ven en aquellas regiones sean más modernos que las arcillas con *Leda* de Noruega.

Pero dejemos tales conjeturas y tratemos de nuevo del extremo norte.

EL NORTE DE EURASIA Y LAS COSTAS OCCIDENTALES DEL PACÍFICO SEPTENTRIONAL.—Las terrazas de la América ártica y de Groenlandia reaparecen en el Spitzberg, donde ocurre una circunstancia curiosa: Nordenskjöld y Drasche descubrieron en aquel archipiélago grandes cantidades de conchas de *Mitylus edulis* a escasa altitud sobre la orilla, con sus colores naturales y su ligamento bien conservado; a juzgar por los datos

conocidos, no parece que ese molusco alcance hoy tan elevadas latitudes; los yacimientos de que se trata son, sin duda, muy modernos y es imposible explicar su existencia, como se ha querido hacer, por medio del clima más cálido de un período interglacial que hubiese afectado al extremo norte ⁴¹.

Según la expresión de J. Payer, el Austria-Sund en la *Tierra de Francisco José*, está rodeado de escalones de aluvión con conchas marinas dispuestas en idéntica forma que si fuesen curvas hipsométricas ⁴².

Middendorf ha encontrado análogos picos escalonados hasta 200 pies en Vadsö en el Varangerfjord, así como en la península Ribatschij y en la isla Kildin en la *costa murmana*. Aunque en estas localidades no mencionan conchas marinas, es patente la transgresión en aquella época, tanto más, cuanto que ya hemos visto que Murchison encontró capas conchíferas cerca de la confluencia del Vaga y del Dvina, en Ust-Vaga; indudablemente el mar cubrió después de la época glacial la parte inferior del actual valle del Dvina ⁴³.

En Nueva Zembla encontraron Wilczek y Höfer terrazas escalonadas hasta 95 metros, y en la bahía de Rogachev halló también Nordenskjöld (aparte de los moluscos marinos conducidos por los pájaros) conchas subfósiles, especialmente un *Arca*, a 5 kilómetros de la orilla actual y a 100 pies de altitud. En tanto que en las dos grandes islas gemelas se manifiesta así el desplazamiento negativo, los depósitos con conchas del mar glacial penetran, según las observaciones de Keyserling, que confirmó Karpinsky, en la parte inferior de la cuenca del *Pechora*; aparecen en el *Obi* inferior. Los estudios de F. Schmidt, Lopatin y Nordenskjöld nos enseñan que en el bajo *Yenisei* existen los mismos depósitos marinos más allá de Dudino (hacia los 69° 20'); forman el subsuelo de las *tundras*, y Middendorf encontró conchas marinas, especialmente la *Mya truncata*, hasta 200 pies sobre el río Taimyr ⁴⁴.

Aparte de las capas con conchas, vense también en la *Tierra de Taimir* grandes masas de troncos de árboles en largas filas horizontales separadas por intervalos bien definidos; llámase a esas masas *madera de Noé*. «Sentado este hecho—dice Middendorf—, una investigación cuidadosa pudiera muy bien demostrar que aún hoy la *madera de Noé* no está distribuida en desorden sobre la *tundra*, sino repartida en regulares líneas de costa casi paralelas y que descienden sucesivamente hacia el mar; cada línea tomada por separado conserva de un extremo a otro de su trazado exactamente la misma altitud.» En las desembocaduras del *Lena* y del *Kolyma* y en otros muchos puntos de la costa siberiana hay *madera de Noé* a variables alturas sobre el mar. Aún falta mucho para dar por resuelto el problema de la formación de estas masas de madera; Bunge y Toll han demostrado que las «montañas de madera» de las islas de Nueva Siberia pertenecen a las capas terciarias con plantas terrestres que tan asombrosa extensión presentan en las altas latitudes ⁴⁵.

De los distintos datos que confirman la existencia de depósitos marinos de los valles inferiores del Lena, del Indigyrka y del Kolyma, se deduce que la cuenca inferior de todos los grandes ríos siberianos estuvo sumergida en el mar hasta mayor o menor distancia de la actual orilla y en época posterior al período glacial.

Según parece, tampoco faltan en *Kamchatka* los bancos conchíferos modernos tales como se conocen en las Aleutianas. En las vertientes de las *Kuriles* hay terrazas; Milne describe en Furubets, en la isla Iturup, la mayor de las Kuriles (de 44° 30' a 45° 30' próximamente), dos escalones, el primero a 150 ó 180 metros, y el segundo a 40; fuera de allí sólo se encuentra el segundo. No lejos de aquel lugar, en Nemoro, isla de Yeso, cita el mismo observador una terraza entre los 10 y los 12 metros.⁴⁶

Desde luego parece ser muy general en aquella región el fenómeno de las terrazas marinas escalonadas. Pumpelly cita ya terrazas recientes en las costas del *Japón*, desde Yeso hasta Kiu-siu, y hasta la cenefa de la gran llanura deltoide china cerca de Chi-fu; se presentan muy marcadas en el sur de Yeso y en las cercanías de Yokohama. Según Bickmore, la bahía de los Volcanes y la costa septentrional del estrecho de Tsugar, se hallan rodeadas de terrazas. Al NE. de Sendai, en la bahía de Kemana-eurea, descubrió Rein en una escarpa caliza una faja horizontal de un metro próximamente de ancho y perforada de agujeros, en los que podían verse aún centenares de conchas de folados, de lo que dedujo que debió producirse allí un levantamiento reciente del suelo de cerca de dos metros de amplitud. Naumann recogió muchas observaciones de la misma especie que abarcan los alrededores de Tokio y el conjunto del archipiélago japonés, y que también atestiguan un cambio en sentido negativo⁴⁷.

Más al sur se ve que los indicios de movimientos negativos, si no desaparecen, por lo menos se van desvaneciendo⁴⁸.

COSTAS ORIENTALES DEL PACÍFICO SEPTENTRIONAL.—Cuando el 8 de agosto de 1816 quedó detenido Kotzebue por una violenta tempestad en la costa occidental de América (66° 15' de latitud norte), sus compañeros Escholtz y Chamisso descubrieron que las colinas de la costa estaban formadas de hielo cubierto sólo por una delgada capa de tierra, y que aquel hielo era fósil porque a causa de la fusión parcial afloraban muchos restos de mammut. Este hielo fósil se presentaba con tal potencia, que Chamisso no dudó en considerarlo como una verdadera roca⁴⁹; Kotzebue denominó aquel punto Escholtz-Bay; Beechy, Seemann y otros viajeros confirmaron después el hecho. Seguiré la última descripción de Dall.

El hielo fósil que posee caracteres de roca especial se extiende por el norte, con algunas interrupciones, hasta Point Barrow; por el este, hasta Return Reef (donde la capa de hielo comienza a unos 6 pies sobre el mar), y por el sur, hasta el cabo Helado (Icy Cape); también se ven algunos afloramientos dispersos hasta la bahía de Kotzebue. No se trata de un suelo

helado, sino realmente de hielo que, sin embargo, no tiene el tinte verde azulado del hielo del glaciar, ni es transparente; parece a menudo estratificado y su color es a veces amarillento como si proviniese de agua turbosa; Dall lo estudió cuidadosamente en Elephant Point, cerca de la isla Chamisso; vense allí, además de pequeños lechos arcillosos con *Sphagnum* y conchas de *Pisidium* y de *Valvata*, pintas terrosas que exhalan olor fétido como de podredumbre, exactamente lo mismo que ocurre cerca de los cadáveres de mammut y de rinoceronte a orillas de los ríos siberianos; además, se encuentran muchas osamentas de mammut y de rumiantes. En efecto, existe en aquel punto un verdadero crestón de hielo sólido que llega a varios centenares de pies sobre el mar, que domina todo el país circundante y de edad anterior al mammut; la superficie del hielo está escalonada. El primer acantilado tiene de 9 a 10 metros de elevación, incluyendo el metro de tierra que lo cubre; más al interior se alza una segunda escarpa que pudo seguir Dall por espacio de 4 kilómetros y cuya altura calcula en 24 metros; desde aquel punto el crestón se alza gradualmente, formando una cima redondeada, toda de hielo y sin cumbre que la domine en los alrededores. De la disposición de los bancos con *Sphagnum* ha deducido Dall que esa masa helada no se halla sometida a movimiento de progresión como un glaciar; la capa de arcilla que la cubre puede llegar a 12 metros; encierra osamentas de elefantes, caballos y búfalos, pero no pasa de cierto nivel ni parece que llega a la cumbre de la montaña de hielo ⁵⁰.

Análogas masas descubrieron después Bunge y Toll en las islas de Nueva Siberia.

Middendorf, que creía en el levantamiento, no sólo de toda Siberia, sino del NO. de América y del conjunto de las regiones polares, y a quien, al parecer, sólo las observaciones de Pingel en Groenlandia le impidieron formular conclusiones generales, refiere que en el *Norton-Sound* encontró Sagoskin en la cumbre de la isla San Miguel masas de «madera de Noé» ⁵¹.

Asimismo Dall halló largas filas de troncos de árboles en avanzado estado de descomposición, muy por encima del alcance máximo de la pleamar en toda la parte del litoral comprendida entre las Norton Bay y la Kotzebue Sound; consideró esto prueba de un levantamiento del suelo que, en su opinión, se manifiesta desde el 150° de longitud en toda la península de *Alaska*. Faltan las terrazas en la región del Yukon y en la cenefa del continente cerca de esta península; Dall relaciona este fenómeno con la carencia absoluta de indicios de glaciación general en aquellos parajes ⁵².

Dall encontró en los basaltos vesiculares de la isla San Miguel, ya mencionada, balanos fijos a la roca a 4 ó 5 metros por lo menos sobre el mar, y Grewingk registró hace mucho tiempo hechos que atestiguan la estancia

del mar muy por encima de su nivel actual en Alaska, las Aleutianas y las islas Pribylof. Cuando escribía Grewingk, hacia 1850, los depósitos marinos recientes, que nos dan la prueba más directa de tales movimientos, se identificaban con los últimos tramos de la serie terciaria y se consideraba «diluvianos» los depósitos con osamentas de elefantes, como los del Kotzebue Sound, que existen en tantos lugares; pero hemos visto ya que en esa época evidenció Grewingk la notoria semejanza de la fauna malacológica que caracteriza aquellas supuestas formaciones terciarias con la de Beauport cerca de Quebec, a orillas del San Lorenzo, y que también corresponden al piso de Champlain del Canadá ⁵⁵.

Vossnessenski, Postels, Beechey y otros varios exploradores han encontrado análogos depósitos en distintos puntos; en la isla de San Pablo del grupo de las Pribylof (57°); a la misma latitud poco menos en la bahía de Igatskoj, en el cabo Tonki (costa oriental de la isla Kadiak), es decir, al NE. de la península de Alaska; estas conchas están encerradas en una toba volcánica que forma a lo largo de la costa un pequeño acantilado de braza y media de altura; al oeste de Kadiak aparecen en la costa oriental de la península de Alaska, pero esos depósitos deben alcanzar su mayor desarrollo cerca del extremo de la península en la bahía Morchovsky (bahía de las Morsas) en la bahía Moller y Pavlov y en la isla Unga (de 56 a 55°). En la bahía Morshovsky, especialmente, hay una capa horizontal de estas conchas a 100 metros sobre el mar, y encima se suceden, en espesor de otros 100 metros, capas horizontales de arena y de arcilla.

En la isla *Unalaska* estas capas yacen al pie NO. del volcán Makuchkin, y en la costa septentrional de la isla *Atka*, hacia los 52° 30', se ven las mismas conchas a 30 pies sobre el mar en lechos de arenisca blanda y bancos de arcilla endurecida.

Sin embargo, hace siglos que no se ha producido en las Aleutianas cambio importante de las líneas de costa, y así se deduce de los estudios a que se entregó Dall sobre las abundantes y grandes aglomeraciones de «desperdicios de cocina», que nos retrotraen a un estado de civilización muy inferior al de los actuales *inuitos* ⁵⁵.

Los indicios de nivel superior escasean hacia el sur, aunque sin faltar por completo. En el *Fuerte Simpson* (54° 34') se ve, a 100 pies de altitud, en la costa, una terraza de materiales movedizos poco marcada, y más al sur, en Metla Katla, se dibuja claramente a 29 metros sobre el nivel de la pleamar. Dawson, a quien debemos la mayoría de estas observaciones acerca de aquellos parajes, encontró sobre formaciones glaciales en el Skidegate Inlet (53° 10'), que separa las dos islas principales del archipiélago de la *Reina Carlota*, arena arcillosa con *Leda*, *Cardium* y balanos.

En el *estrecho de Georgia* hay terrazas de 30 y 60 metros; en Nanaimo, en la isla de Vancouver, hay bancos conchíferos con *Saxicava rugosa*, *Mya* y *Leda*, que yacen a 21 metros sobre antiguas formaciones glaciales;

análogos bancos conchíferos observó Blake hace tiempo cerca de Victoria, a 6 metros sobre la marea alta ⁵⁶.

Cuanto más escasos son en la costa (en comparación con otras regiones) los datos relativos á señales de esta especie, más precisos y notorios son los relativos a terrazas que cortan las vertientes en todos los valles del interior. Estas terrazas fluviales se señalan con tanta claridad y alcanzan tan grandes altitudes, que ningún viajero ha dejado de citarlas. En el Pujet Sund se citan ya terrazas hasta 490 metros; franquean la divisoria y penetran en el valle del Cowlitz; pero no se posee observación que permita precisar hasta qué altura llegan los indicios seguros de la acción marina ⁵⁷.

Hector describió las terrazas interiores del Saskatchewan, del Athabasca, del Vermilión, del Upper Columbia River, del Fraser, etc., y recordó a este propósito que antes había observado Logan terrazas hasta 100 metros sobre el Lago Superior, de lo que dedujo una sumersión total del continente hasta 914 metros sobre los mares actuales ⁵⁸.

Dawson descubrió una terraza formada por cantos rodados a una altitud que no sería inferior a 1.600 metros en la ladera norte del monte *Ilga-chuz* al oeste del Fraser, y se declaraba dispuesto a admitir una sumersión que hubiese alcanzado de 1.200 a 1.500 pies. Sin embargo, los últimos trabajos de este geólogo indican que hoy se inclinaría más bien a explicar aquellas altas terrazas por medio de la acción de los ríos y por la hipótesis de grandes lagos. En estas terrazas interiores no se ha comprobado la existencia de conchas marinas ⁵⁹.

Efectivamente, las terrazas fluviales corresponden a fenómenos de distinta clase y no es posible considerarlas testimonio de una sumersión tan pronunciada del continente. Existen en Europa muchos ejemplares de terrazas fluviales muy lejos de la zona en que se notan las oscilaciones de las costas; también se hallan en el bajo valle del Columbia y en todos los valles hasta el del Sacramento; pero ahora no tenemos que ocuparnos de ellos.

Dana atribuyó a corrimientos locales la existencia de los bosques submarinos hallados junto a la desembocadura del Columbia ⁶⁰. Cerca de los ríos *Coquille* y *Umpquah* y cerca de la Koos-Bay (44 y 43°) describió Goodyear la costa como una meseta de 60 a 240 pies de altitud con señales de oscilaciones y en la cual hay excavadas dos depresiones de varias millas de largo por las que llega la marea muy tierra adentro ⁶¹.

Ofrece muchas dudas lo relativo a las terrazas costeras de *California*. Al norte de Fuerte Ross, hacia los 38° 40', se halla, según Bécker, una larga terraza con caracteres propios de una antigua playa; en un punto se han observado agujeros de folados a unos 30 metros de altura y en otro a altitud casi doble ⁶².

En la bahía de San Francisco, y más al norte, en las orillas de la de San Pablo (38° 10' a 37° 30'), se ven con toda claridad señales de mo-

vimiento negativo. En la orilla norte del Lobos Creek, riachuelo que desciende al mar desde la Mountain Lake, vió Blake conchas actuales y guijarros a 24 y 30 metros, y análogos vestigios se conocen en los alrededores de San Francisco; no son sólo bancos conchíferos, sino también perforaciones producidas por los moluscos litófagos las que se observan alrededor de la bahía a distintas alturas, aunque en ningún punto pasan al parecer de 30 metros ⁶⁵.

Al este de la ciudad de Santa Cruz, en el sur de California (36° 55'), hay, según Whitney, dos terrazas muy claras y notablemente continuas a 19 y 80 metros; el escalón inferior forma una superficie bastante ancha donde se asienta la ciudad de Santa Cruz. El cañón de Santa María (hacia los 34° de latitud norte) presenta en su desembocadura en el mar cuatro terrazas escalonadas y la más alta a 45 metros; Newberry confirma la existencia de bancos conchíferos recientes en muchos puntos de aquella costa ⁶⁴.

En el extremo septentrional del golfo de California parece que ha ocurrido una serie de notabilísimos cambios. A juzgar por la descripción de Blake, no es posible dudar que aquel golfo penetró en otro tiempo mucho más en el continente hacia el NO., o sea en la misma dirección que siguen las sierras del Arizona meridional, procedentes del SE., en su encuentro con las cadenas montañosas de la Baja California. En aquel espacio se incluye hoy gran parte del desierto del Colorado, situado más bajo que el mar, o a su mismo nivel; en su cenefa occidental se conocen escasos jirones de una especialísima formación marina terciaria que contiene *Ostrea*, *Anomia* y *Pecten*; ocupa todo el centro del desierto una formación arcillosa de agua dulce con conchas de *Gnathodon*; hay terrazas en algunos puntos de las orillas.

El río Colorado corre a mayor altura que el desierto, al que sirve próximamente de límite oriental, y desde cerca de su lecho baja el suelo gradualmente hacia el fondo de la hoya. Blake demuestra la probabilidad de que en el lago de agua dulce que ocupaba el emplazamiento actual del desierto se hubiesen acumulado los sedimentos menudos conducidos por el río, mientras que los materiales gruesos se depositaban más cerca de las orillas; de que luego, por el simple progreso de los aterramientos quedase el mar separado del fondo del lago, que después el mismo lago perdiera su comunicación con el río y que, desecado por la evaporación y se convirtiera en desierto ⁶⁵.

Carecen de interés los datos que poseo respecto a las partes meridionales del golfo.

Cerca de *La Paz* y de *Mazatlan*, cita Remond bancos de conchas que yacen a algunos metros sobre el mar y pertenecen a especies vivientes; si estas aglomeraciones no correspondieran, como es posible, a «desperdicios de cocina», las señales de movimientos negativos pasarían en aquellos parajes del trópico de Cáncer ⁶⁶.

Carezco de datos análogos acerca de las comarcas meridionales, pero conozco poco más allá uno de opuesta naturaleza. Según las observaciones del teniente Griswold, que publicó después de su muerte Harper Pease, debe considerarse la isla *Clippertom* ($10^{\circ} 17'$ de latitud norte, $109^{\circ} 19'$ de longitud oeste) como verdadero atol; una ancha faja coralina se alza desde gran profundidad hasta unos 15 pies sobre el mar y forma el cerco continuo de una laguna en cuyo borde meridional se alza, a 36 metros de altitud, un peñón agrietado que surcan cavidades y consta de una roca volcánica parda muy alterada y unida al arrecife por una estrecha lengua de guijarrillos coralinos que al pisarlos producen sonido metálico; la laguna es un estanque tranquilo de dos millas marinas de largo y una de ancho y de aguas casi dulces ⁶⁷.

RESUMEN.—Acabamos de examinar las costas de los mares del norte y, aparte de las fantasías motivadas por los «desperdicios de cocina», las presas glaciáricas en los fiordos, las terrazas fluviales y otras causas, hemos comprobado en todos sus contornos las múltiples señales de movimiento negativo de las líneas de costa. En las latitudes próximas al polo alcanzan mayor altura los restos de conchas subfósiles y hacia el sur escasean las señales de aquel desplazamiento.

Desde las regiones polares hemos seguido tales indicios en forma de terrazas escalonadas y de depósitos post-glaciales de las capas de Champlain; Dana insiste sobre su disminución de altitud hacia el sur; hacia el 40° paralelo desaparece su importancia.

De igual manera prosiguen hacia el sur por las costas orientales del Atlántico, donde afectan también al litoral del norte de Rusia, y luego se extienden más allá de las partes bajas de Escandinavia hasta el norte de Alemania. En Cristianía se calcula aún la altura del nivel del agua en 600 pies; pero en un horizonte más bajo, a 120 pies, se ve una fauna de moluscos muy afín a la actual, y este piso es el que más extensión alcanza. Dada la extrema complicación de fenómenos que presenta el Mediterráneo, es muy difícil decir qué amplitud pudo alcanzar allí ese movimiento negativo, y a este propósito conviene recordar que la aparición de especies septentrionales en el sur corresponde probablemente al máximo de expansión de los hielos; que en Suecia los bancos conchíferos de fauna ártica son posteriores a esa expansión, y que más al norte vive aún esa misma fauna que se ve en los bancos conchíferos de gran altitud.

En las costas orientales de Asia aún hemos visto, en el Japón, terrazas a mediana altura y, de acuerdo con Richthofen colocamos el límite de los cambios manifiestos próximamente a la altura de las islas Chusan (30°).

Hace más de cuarenta años observó Dana que en la costa occidental de América existían señales de un gran cambio en la situación relativa de tierras y mares hasta los 50° o los 45° de latitud norte y que hacia el ecua-

dor escasean o faltan esas señales o bien se observan indicios de movimiento en sentido opuesto ⁶⁸.

Tal resultado, o sea la demostración de un movimiento negativo preponderante alrededor del polo norte, concuerda con los datos de Howorth (II, pág. 21) y de otros observadores; pero no es posible definir con cierta exactitud la propia naturaleza de estos movimientos; es muy aventurado decidir si han sido uniformes, espasmódicos u oscilatorios, aunque esta última hipótesis parezca la más verosímil. Los arrastres de la «madera de Noé» indican mareas extraordinarias, cualquiera que fuese el nivel del mar y, aunque se suponga un movimiento negativo por completo uniforme, han podido producirse mareas excepcionales de esta especie capaces de originar tamaños arrastres. Las mismas terrazas escalonadas no son indicios seguros de movimiento que actuase a sacudidas; mucho más significativo es que en Suecia el banco conchífero inferior se distinga tan claramente por su fauna del superior y que en el norte de Noruega se reconozca con tal facilidad por su color y el aspecto de las conchas que contiene, y aún más elocuente es que en los límites de aquella zona y durante aquel período se notasen en las Bermudas indicios de movimiento positivo (II, pág. 319).

Los moluscos árticos que aparecen en las capas del Crag, en el último tramo de la serie terciaria, son en Inglaterra los primeros síntomas de la proximidad de un período frío; el número de las formas septentrionales fué aumentando y por fin llegó la gran glaciación, pero interrumpida por oscilaciones durante las que no hubo hielo y dominó un clima relativamente templado, con extensos bosques y grandes animales terrestres. Los hielos reanudaron su ataque, y aunque avanzaron menos que antes, se conoció por primera vez en Escocia, con alguna certidumbre, la estancia de la orilla hacia los 200 metros de altitud, y sólo entonces se comenzó a tener noción algo más clara del conjunto del movimiento negativo cuyos indicios buscamos. La fauna malacológica aún era ártica; sólo algo más tarde aparecieron en Suecia, en un horizonte inferior, algunas formas meridionales poco abundantes. Ya influía en América la Corriente de Golfo. La fauna de los bancos conchíferos del bajo Yenisei, que describió F. Schmidt, demuestra tal semejanza con la ártica actual, que, en definitiva, se la puede considerar idéntica; pero de los mismos estudios se deduce con seguridad que los cadáveres de mammut que se hallan en la *tundra* se sepultaron en lagos o mares más modernos que aquellos bancos de conchas, lo que demuestra que gran parte de este movimiento negativo se había efectuado ya cuando vivía el mammut. También en Calais encontramos este fósil encima de conchas marinas actuales (II, pág. 426).

A pesar de las dudas que aún se ciernen sobre el detalle de los fenómenos se deduce de este conjunto de datos que en toda la extensión de los mares boreales hacia el fin de la época glacial estaba la costa a mayor altitud que hoy; pero aún mucho después de terminada aquella época, y

cuando la fauna malacológica había adquirido sus caracteres actuales, las líneas de costa permanecieron por todas partes en nivel algo superior; la tendencia negativa preponderante del movimiento (probablemente oscilatorio) fué más marcada hacia el norte, y se debilitaba hacia el sur, pero aun en aquellos mares no se han demostrado desplazamientos susceptibles de medida durante el período histórico.

Notas del capítulo XII: Costas del Norte.

¹ H. Mohn, *Die Strömungen des europäischen Nordmeeres* (Petermanns Mittheil., *Ergänzungsheft* Nr. 79, 1885, Taf. 2, fig. 6).

² Kinahan, *Irish Tide Heights and Raised Beaches* (Geol. Mag., Dec.-2, III, 1876, páginas 78-83); E. G. Ravenstein, *On Bathy-hypsographical Maps* (Proc. R. Geogr. Soc. Londres, VIII, 1886, pág. 24).

³ *Letter from Dr. Pingel* (Proc. Geol. Soc. Londres, II, nov. 18, 1835, pág. 208). Véase también Poggendorff Ann., XXXVII, páginas 446 y siguientes; datos bibliográficos antiguos en R. Brown, *On the Physics of the Arctic Sea*, in-8.º, Edimburgo, 1871, páginas 690 y siguientes; véase también Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, pág. 692.

⁴ Kane, *Arctic Explorations*, in-8.º, II, 1857, pág. 692; Bessels, *Die Nordamerikanische Polarexpedition*, in-8.º, Leipzig, 1879, pág. 156.

⁵ Nordenskjöld, *Redogörelse om Grönland*, pág. 1017; *Account of an Expedition to Greenland in the year 1870* (Geol. Mag., IX, 1872, páginas 410, 413); Jensen, *Meddelelser om Grönland*, I, 1879, pág. 34.

⁶ K. J. V. Steenstrup, *Indberetning om de i Grönland i Aaret 1876 foret. geologiske undersøgelser*, afgiv. 29 Marts 1879 (Saertryk af Tillæg B til Rejse-dagstidend 1877-1878, Kjöbenhavn, 1877, pág. 16); por el mismo, *Meddelelser*, II, 1881, páginas 40, 41, y IV, 1883, páginas 237-242). En este último pasaje, el autor señala que en Julianehaab y en Frederikshaab las amarras se hallan mucho más abajo del nivel de la marea alta; esta circunstancia está considerada como indicio de un levantamiento del plano de agua; sin embargo, conviene advertir que en la cantera de *cryolita* de Ivigtuk tres amarras fueron fijadas por debajo del nivel de las altas mareas, porque más arriba la roca no parecía bastante resistente.

⁷ R. H. Major, Proc. R. Geogr. Soc. Londres, XVII, pág. 321, junio 23, 1873.

⁸ Rob. Bell, Comisión Geol. del Canadá, *Rapport des Opérations*, 1879-79, C., página 24; *ibid.*, 1877-78, C., pág. 36, y CC., pág. 29.

⁹ Dawson, *Acadian Geology*, in 8.º, 1868, páginas 28 y siguientes; G. F. Matthew, *Report on the Superficial Geology of Southern New Brunswick* (Comisión Geol. del Canadá, *Rep. of Progress*, 1877-78, EE., páginas 36 y siguientes); G. H. Cook, *On a subsidence of the Land on the Sea Coast of New Jersey and Long Island* (Amer. Journ. Sc., 2.ª ser., XXIV, 1857, páginas 341-354); Abr. Gesner, *On the Elevation and Depression of the Earth in North America* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVII, 1861, páginas 381-388, y en el periódico *l'Institut*, París, 1862, pág. 120).

¹⁰ Dawson, *Acadian Geology*, pág. 31.

¹¹ H. Mitchell, *Notes concerning alleged Changes in the relative Elevation of Land and Sea* (Rep. of the Superintendent of the U. S. Coast Survey for 1876-77, in-8.º, Washington, 1880, Appendix 8, páginas 98-103).

¹² Tuomey, *Report on the Geology of South Carolina*, in-4.º, Columbia, 1848, páginas 190-200. Después de la publicación de esta información se creyó de nuevo reconocer un movimiento positivo, en particular porque las conchas de las ostras se muestran con antiguas cerámicas hasta 30 millas de las desembocaduras de los ríos. Por mi parte, he visto «desperdicios de cocina» acumulados detrás de aluviones recientes; O. Lieber, *Notes on certain Ancient and Present Changes along the Coast of South Carolina* (Amer. Journ. Sc., 2.ª ser., XXVIII, 1859, páginas 354-359).

¹³ Humphreys and Abbot, *Report upon the Physics and Hydraulics of the Mississippi River*; reprinted with additions, in-4.º, Washington, 1876, pág. 464.

- ¹⁴ General Humphreys', *Letter to Sir Charles Lyell* (obra citada, pág. 648); E. Hilgard, *On the Geology of the Delta and the Mudlumps of the passes of the Mississippi* (Amer. Journ. Sc., 3.^a ser., I, 1871, páginas 357-432).
- ¹⁵ C. G. Forshey, *Physics of the lower Mississippi River* (Proc. Amer. Assoc., XXVI, Nashville, 1877, in-8.º, Salem, 1878, pág. 153 y nota). Deslizamientos análogos a la marcha de los glaciares cita Hilgard en la isla Petite Anse (*Geology of lower Louisiana*, Smithsonian Contrib. to Knowledge, XXIII, n.º 248, 1872, pág. 18).
- ¹⁶ Nordenskjöld también previene contra esta fuente de errores (Bihang till K. Svensk. Vet.-Akad. Handl., IV, 1877, n.º 1, pág. 19).
- ¹⁷ P. C. Sutherland, *Journ. of a Voyage in Baffin's Bay and Barrow Straits, under the Command of Mr. Will-Penny*, in-8.º, I, 1852, páginas 286-288, y II, pág. 284.
- ¹⁸ J. Payer, *Die österreichische-ungarische Nordpol-Expedition in den Jahren 1872-1874*, in-8.º, 1876, páginas 471 y 561.
- ¹⁹ Feilden, *The posttertiary Beds of Grinnell-Land and North-Greenland* (Ann. Mag. Nat. Hist., 4.^a ser., XX, 1877, páginas 483-489); por el mismo Heer, según Feilden, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XXXIV, 1878, pág. 66, etc.; E. Bessels, *Bull. Soc. Geogr.*, Paris, 6.^a ser., IX, 1875, páginas 291-299; Hayes, *Das Offene Polar-Meer*, in-8.º, 1868, páginas 288, 344.
- ²⁰ E. K. Kane, *Arctic Explorations*, II, pág. 81.
- ²¹ P. C. Sutherland, *On the Geology and Glacial Phenomena of the Coasts of Davis' Straits and Baffins Bay* (Quart. Journ. Geol. Soc., IX, 1853, pág. 300); A. Armstrong, *A Personal Narrative of the Discovery of the North-West Passage*, in-8.º, Londres, 1857, página 267; S. Haughton, *Geological Account of the Arctic Archipelago, drawn up from Specimens collected by Capt. M'Clintock* (Geol. Soc. Dublin, Jan. 11.^a 1860, in Nat. Hist. Review, VII, 1860, pág. 156; reimpressa en M'Clintock, *Journal of the Voyage of the Fox*, apéndice).
- ²² H. W. Klutschak, *Als Eskimo unter den Eskimos*, in-8.º, 1881, pág. 113.
- ²³ A. S. Packard, Jr., *Observations on the Glacial Phenomena of Labrador and Maine* (Mem. Boston Soc. Nat. Hist., I, 1865, pág. 226); Bach, *On the North-Eastern Shore of Southampton Island* (Journ. R. Geogr. Soc., VII, 1837, páginas 460-466); Rob. Bell, *Report of Explorations on the Churchill and Nelson Rivers*, etc. (Comisión Geol. del Canadá, *Narración de las Operaciones*, 1878-79, C., páginas 24, 28); *Report on an Exploration between James' Bay and Lakes Superior and Huron* (Ibid., 1875-76, pág. 378); *Report on an Exploration of the east coast of Hudson's Bai, 1877* (Ibid., 1877-78, C., página 36); (Ibid., 1877-78, CC., pág. 12). Véase también *Trans. Roy. Soc. Canadá*, II, 1884, páginas 241 y siguientes.
- ²⁴ Hind, *Observations on the supposed glacial Drift in the Labrador Peninsula* (Quart. Journ. Geol. Soc., XX, 1864, páginas 122-130); A. S. Packard, Jr., *Observations on the Glacial Phenomena of Labrador and Maine* (Mem. Boston Soc. Nat. Hist., I, 1865, páginas 223-227); Comm. W. Chimm, *Visit to the North-East Coast of Labrador* (Journ. R. Geogr. Soc., XXXVIII, 1868, pág. 271); Milne, *Notes on the physical features and Mineralogy of Newfoundland* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXX, 1874, pág. 726).
- ²⁵ J. W. Dawson, *Acadian Geology*, pág. 403; por el mismo, *The Evidence of fossil Plants as to the Climate of the postpliocene Period in Canada* (Canadian Naturalist., 2.^a ser., III, 1866, páginas 69-76).
- ²⁶ A. S. Packard, Jr., *Observations the Glacial Phenomena of Labrador and Maine*, páginas 210 y siguientes.
- ²⁷ A. E. Verrill, *On the post-Pliocene fossils of Sankoty Head, Nantucket Island, with a Note on the Geology by S. H. Scudder* (Amer. Journ. Sc., 3.^a ser., X, 1875, páginas 364-375); S. H. Scudder, *Postpliocene fossil from Sankoty Head* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XVIII, 1876-77, páginas 182-185).
- ²⁸ Dawson, *Acadian Geology*, pag. 39.
- ²⁹ G. J. Matthew, *Report on the Superficial Geology of Southern New Brunswick*

(Comisión Geol. del Canadá. Relación de las Operaciones, 1877-78, EE., pág. 35); N. S. Shaler, *Preliminary Report on the Recent Changes of Level on the Coast of Maine with reference to their origin* (Mem. Boston Soc. Nat. Hist., II, 1875, páginas 322-340).

³⁰ Dana, *Manual of Geology*, 2.ª ed., 1875, pág. 550; por el mismo, *Southern New England during the melting of the great Glacier* (Amer. Journ. Sc., 3.ª ser., X, 1875, páginas 409, 466 y en otras partes).

³¹ W. M. Davis, *On the Classification of Lake Basins* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXI, 1882, pág. 353).

³² J. Geikie, *On the Geology of the Færøe Island* (Trans. Roy. Soc., Edimburgo, XXX, 1880, pág. 263).

³³ H. Artigue, *Étude sur l'Estuaire de la Garonne et la partie du littoral comprise entre la Pointe de la Coubre et la Pointe de la Négade* (Actes Soc. Linn. Burdeos, 4.ª ser., I, 1877, páginas 287-307, y láminas XIII-XVIII).

³⁴ K. Keilhack, *Ueber postglaciale Meeresablagerungen in Island* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVI, 1884, páginas 145-160).

³⁵ J. Gwyn Jeffreys in J. Starkie Gardner, *The Tertiary Basaltic Formation in Iceland* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLI, 1885, cuadro de la pág. 96).

³⁶ M. Sars, *Om de i Norge forekommende fossile Dyrelevninger fra Quartärperiod* (Universit-Program for I, Halvaar, 1864), in-4.º, Cristianía, 1865; Kjerulf, *Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen*, páginas 1-7; Rob. Collet, *De i Norge hidtil fundne fossile Fiske fra de Glaciale og postglaciale Afleyringen* (Nyt Magaz. f. Naturvid., XXIII, 1877, 3, Hefte, páginas 1-40 y lám.).

³⁷ O. Torell, *Sur les traces les plus anciennes de l'existence de l'Homme en Suède* (Compte-Rendu del Congreso arqueol. de Stockolmo, in-8.º, 1876, páginas 2-4).

³⁸ O. Gumælius, *Snäckbankar i Angermanland* (Geol. Förel. Stockolmo Förhandl., I, 1874, pág. 233); A. M. Jernström, *Om Finlands postglaciale Skalgrusbaddar* (Ibid., III, 1876, páginas 133-140); F. Schmidt, *Einige Mittheilungen über die gegenwärtige Kenntniss der glacialen und postglacialen Bildungen*, etc. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVI, 1884, páginas 248-273).

³⁹ Véase, por ejemplo, A. Jentzsch, *Die Lagerung der diluvialen Nordseefauna bei Marienwerder* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanstalt für 1881, Berlín, 1882, páginas 546-570 y lám. XVII); Berendt, *Zeitschr. deutsch. Geol. Ges.*, XVIII, 1884, pág. 188; Jentzsch, *Ibid.*, XXXIX, 1887, pág. 492, y en otras publicaciones; Dames, *Die Glacialbildungen der norddeutschen Tiefebene*, in-8.º, 44 páginas, Berlín, 1886 (Sammlung gemeinverst. wiss. Vorträge, XX ser., Heft 479); contienen un sumario de los trabajos más recientes sobre el objeto.

⁴⁰ Arch. Geikie, *Textbook of Geology*, 2.ª ed., in-8.º, Londres, 1885, páginas 897-904; A. C. Ramsay, *The Physical Geology and Geography of Great Britain*, 5.ª ed., 1878, página 413. En las Wicklow Hills, en Irlanda, también se habían encontrado conchas árticas a + 1.300 pies.

⁴¹ Osw. Heer, *Die Miocene-Flora und Fauna Spitzbergens' mit einen Anhang über die diluvialen Ablagerungen Spitzbergens* (K. Svensk. Vetensk.-Akad. Handl., N. F., VIII, 1869, n.º 7, páginas 80-92, 1870).

⁴² J. Payer, *Die österreichische-ungarische Nordpol-Expedition*, in-8.º, 1876, página 272.

⁴³ A. von Middendorf, *Anékiev, eine Insel im Eismeere, in der Gegend von Kola* (Bull. Acad. Imp. Sc. Petersburgo, II, 1860, páginas 153-158). Es probable, según la descripción, que exista Ásar en Ribatschij; Murchison, de Verneuil and Keyserling, *Russia and the Ural Mountains*, in-4.º, I, 1845, páginas 327-332).

⁴⁴ H. Höfer, *Graf Wilczek's Nordpolarfahrt im Jahre 1872* (Petermann's Mittheil., XX, 1874, pág. 302); F. Schmidt, *Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung eines angekündigten Mammuthcadavers von der K. Akademie an den unteren Jenissei ausge-*

sandten Expedition (Mem. Acad. Imp. Sc. Petersburgo, 7.^a ser., XVIII, n.º 1, 1872, páginas 17 y 48); A. E. Nordenskiöld, *Redogörelse för en expedition till mynningen af Jenissej och Sibirien* (Bihang K. Svensk. Vet.-Akad. Handl., IV, 1877, n.º 1, páginas 69 y siguientes); A. T. von Middendorf's, *Reise in den äussersten Norden und Osten Sibiriens*, I, página 206; IV, páginas 261 y siguientes. H. Seebohm menciona también conchas que alcanzan, quizás, 500 pies por encima del Yenisey (Proc. R. Geogr. Soc. Londres, XXII, 1877-78, pág. 112).

⁴⁵ A. Bunge und E. Toll, *Petermann's Mittheil.*, XXXIII, 1887, pág. 255. M. Lindeman escribe, entre otras cosas, que entre el Sena y el estrecho de Bering existen huellas de bosques *flotantes muy alterados* hasta 50 *verstas* de la mar en ciertos sitios, «donde, después de tan largo tiempo, las olas no han podido penetrar jamás» (Ibid., XXV, 1879, página 172). Wrangel dió ya una evaluación análoga para la tundra, *Reise längs der Nordküste von Sibirien und auf dem Eismeere in den Jahren 1820-1824*, in-8.º, Berlín, 1839, pág. 256).

⁴⁶ J. Milne, *The Volcanoes of Japan* (Trans. Seismol. Soc. Japan., IX, part. II, Yokohama, 1886, páginas 151, 164).

⁴⁷ R. Pumpelly, *Geological Researches in China*, etc. (Smithsonian Contrib. to Knowledge, XV, n.º 201, 1866, sobre todo pág. 108); Godfrey, *Geology of Japan* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, pág. 544); A. Bickmore, *Some more recent Changes in China and Japan* (Amer. Journ. of Sc., 2.^a ser., XLV, 1868, pág. 217). En Chi-fu, según Bickmore, solo un largo «Sand-spit», con dos antiguas líneas de orillas, pocos pies por encima del mar. Véase también J. J. Rein, *Naturwissenschaftliche Reisesstudien in Japan* (Mittheil. deutsch. Ges. f. Natur-und Völkerkunde Ostasiens, 7 Heft, 1875, pág. 29); E. Naumann, *Über die Ebene von Yedo* (Petermann's Mittheil., XXV, 1879, pág. 126). Consúltese también G. Davidson, *Abrasions of the Coast of Japan* (Proc. California Acad. Sc., VI, 1875, pág. 28); este autor nombra en la isla de Oö (32º 25') un terraplén a + 100 pies, aproximadamente.

⁴⁸ Este fué el modo de formación de la gran llanura que inspiro en 1874 a von Richthofen la idea de que viniendo del norte hasta la altura de las islas Chusan reina un movimiento negativo, en tanto que hacia el sur se produce un movimiento positivo (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXVI, 1874, páginas 951-960).

⁴⁹ O von Kotzebue, *Entdeckungsreise in die Südsee und nach der Beringsstrasse*, in-4.º, I, 1821, pág. 146; III, pág. 170).

⁵⁰ W. H. Dall, *Notes on Alaska and the vicinity of Bering Strait* (Amer. Journ. Sc., 3.^a ser., XXI, 1881, páginas 104-111), y *Alaska-Forschungen im Sommer 1880* (Petermann's Mittheil., XXVII, 1881, páginas 46-47); A. Penck, *Die Eismassen der Escholtz-Bai* (Deutsch. Geogr. Blätter, Bremen, IV, 1881, páginas 174-189).

⁵¹ Middendorf, *Reise in den äussersten Norden und Osten Sibiriens*, II, pág. 262, y nota. La descripción dada por Cook de la península de Denbigh, en el Norton Sound, ha sido citada, sin embargo, como testimonio un levantamiento del suelo, pero que quizá puede también referirse a un fenómeno de aterramiento (*A Voyage to the Pacific Ocean*, II, 1784, pág. 485). Por error, se invocó un hallazgo hecho por Lamanon en el *Port des Français* (58º 17') y relativo a grandes conchas petrificadas, distintas de las conchas, que viven a lo largo de la orilla (*Voyage de La Pérouse autour du Monde, publié par Milet-Mureau*, in-4.º, II, 1797, pág. 189).

⁵² W. H. Dall, *Alaska and its Resources*, in-8.º, Boston, 1870, páginas 462-565.

⁵³ C. Grewingk, *Beitrag zur Kenntnisse der orographischen und geognostischen Beschaffenheit der Nordwestküste Amerika's*, in-8.º, 1850 (extra. de Verhandl. der Russisch-K. Mineralog. Gesellsch. zu Petersburgo, 1848-49, pág. 249).

⁵⁴ Grewingk, Mem. citada, sobre todo pág. 274 y siguientes, pág. 54 y en otras partes. La muestra de las islas Pribilof figurada por Puiart me inspira algunas dudas, a causa de su modo de conservación (Pinart, *Voyages à la Côte Nord-Ouest de l'Amérique*, in-4.º, I,

1875, pág. 35 y lám. A, fig. 7). Lutké (*Voyage autour du Monde sur la Corvette «la Sémia-vine»*, t. III, red. por Al. Postels, in-8.º, París, 1836, pág. 27) describe las capas horizontales de conchas de la península de Alaska; las determinaciones paleontológicas fueron hechas más tarde, según las colecciones de Vossnessenski.

⁵⁵ Dall, *Tribes of the Extreme North-West; Contributions to North American Ethnology*, vol. I, 1877 (Powell, Geogr. and Geol. Survey of the Rocky Mountain Region), páginas 41 y siguientes.

⁵⁶ G. M. Dawson, *On the Superficial Geology of British Columbia* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, páginas 97, 99), y *Additional Observations* (Ibid., XXXVII, 1881, página 278). Datos análogos habían aparecido ya en H. Bauermann, *On the Geology of the South-Eastern Part of Vancouver Ysland* (Ibid., XVI, 1860, pág. 202). Véase también G. M. Dawson, *Report on the Queen Charlotte Islands* (Comis. Geol. del Canadá, *Rapport des Opérations*, 1878-79, pág. 110, B.). No menciona el banco de conchas que se observa a + 15 pies (páginas 114 B y siguientes), porque evoca la idea de «desperdicios de cocina»; Blake, Rep. U. S. Coast Survey for 1867, pág. 281, y *Topographical and Geological features of the Northwest Coast of America* (Amer. Journ. Sc., 2.ª ser., XLIV, 1868, pág. 243); véase también W. C. Grant, Journ. R. Geogr. Soc., XXVII, 1857, pág. 285.

⁵⁷ J. S. Newberry, *Surface Geology of the Country bordering the N. Pacific Railroad* (Amer. Journ. Sc., 3.ª ser., XXX, 1885, pág. 444).

⁵⁸ J. Héctor, *On the Geology of the Country between Lake Superior and the Pacific Ocean* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVII, 1861, páginas 388-445, y lám. XIII). Hind describe las que se hallan en el Saskatchewan meridional (Ibid., XX, 1864, páginas 122-130). Milton and W. C. Cheadle, *The North-West Passage by Land*, in-8.º, 3.ª ed., 1865, pág. 338 y lám., han dado una descripción muy clara de los terraplenes que bordean los afluentes del Fraser y asimismo Begbie, Proc. R. Geogr. Soc., 27 febrero 1871. Desde 1832, el capitán Back había visto 10 u 11 terraplenes en el Gran Lago de los Esclavos, y creyó en un hundimiento de su nivel, cuando estudió el emisario de este lago, el Gran Río de los Pescados. Este río, a la manera del emisario del lago Winnipeg, el Nelson River, es interrumpido por cataratas peñascosas; Back, *An Account of the Route and Appearances of the Country from Great Slave Lake in the Polar-Sea* (Journ. R. Geogr. Soc., VI, 1836, pág. 5).

⁵⁹ G. M. Dawson, Quart. Geol. Soc., XXXIV, 1878, pág. 21, y XXXVII, 1881, página 283. Véase un dibujo y abundantes medidas relativas a terraplenes fluviales en el *Report of Progress*, Geol. Surv. of Canadá, 1875-1876, pág. 290, y 1877-1878, págs. 168 B y siguientes; para un grabado del terraplén del Il-ga-chuz, Ibid., 1876-77, y lám. II, pág. 42.

⁶⁰ J. D. Dana, in Ch. Wilkes, *U. S. Exploring Expedition during the years 1838 to 1842*, X, 1849, páginas 670-677.

⁶¹ W. A. Goodyear, *Notes on the Geology of the Coast of Oregon* (Proc. California Acad. Sc., IV, 1872, páginas 295-298).

⁶² G. J. Becker, *Notes on the Stratigraphy of California* (U. S. Geol. Survey, Bull. n.º 19, 1885, páginas 15-16); Davidson señala a + 40 pies un terraplén horizontal en Point-Arena (Proc. California Acad. Sc., IV, 1871, pág. 179). Véase sobre todo su Memoria: *The Abrasions of the Continental Shore of Northwest America and the supposed ancient Sea-levels* (Ibid., V, 1873, páginas 10-97 y lám. V). El mismo observador, que expone muchas observaciones relativas a terraplenes en la costa de California y en latitudes más septentrionales, piensa que habrán sido producidas por un casquete glacial que cubriera todo el país. Debo renunciar a utilizar estos indicios porque, como el mismo autor confiesa, una gran parte de estas observaciones fueron hechas sólo de pasada.

⁶³ J. Blake, *On the Gradual Elevation of the Land in the Environs of San Francisco* (Proc. California Acad., III, 1863, páginas 45-46); Newberry, *Report on North California and Oregon*, in-4.º, 1857, páginas 13-15; Whitney, *Geology of California*, I, 1865, pág. 102;

Amos Bowman, *On Coast Surface and Scenic Geology* (Proc. California Acad., IV, 1872, pág. 244).

⁶⁴ J. D. Whitney, *Geology of California*, I, páginas 165-169. Whitney menciona, según el Dr. Cooper, en las islas Santa Bárbara y Catalina (34°-33' 20') terraplenes hasta de 1.000 pies, pero no conoce esos lugares (obra citada, pág. 182). Las líneas de costas vecinas a Monterey son ya mencionadas por Blake, *Reports of Explorations and Surveys for a Railroad from the Mississippi River to the Pacific Ocean*, V, 1856, páginas 129, 186. En San Pedro también se encuentra un diente de elefante en una antigua formación litoral. Oscar Loew piensa que la California meridional sufre actualmente un levantamiento de 5 pies por siglo (Loew in Wheeler, *Annual Report upon the Geographical and Geological Explorations and Surveys West of the 100 Meridian*, in-8.º, 1876, pág. 184). Loew deduce, además de las razones meteorológicas, que Méjico, la Arizona y el Estado de California se hundén, mientras que el Utah y la costa californiana se levantan; pero es dudoso que de tales conclusiones puedan realmente deducirse algunas pluviométricas (Ibid., pág. 178).

⁶⁵ Blake, *Pacific Railroad Reports*, V, páginas 228-240; véase también J. S. Newberry en J. C. Ives, *Report upon the Colorado River of the West*, in-4.º, Washington, 1861, *Geological Report*, páginas 19 y siguientes.

⁶⁶ Remond, *Anales Univ. Chile*, XXXI, 1868, pág. 416.

⁶⁷ Harper Pease, *On the existence of an Atoll near the West Coast of America, and Proof of its Elevation* (Proc. California Acad., III, 1866, páginas 199-201). No puedo comprender la razón en la cual se funda Pease para deducir, según la descripción de Griswold, un levantamiento del atol de 100 pies, aproximadamente.

⁶⁸ Dana in Wilkes, *U. S. Exploring Expedition*, etc., X, 1849, páginas 670-677.

CAPÍTULO XIII

LÍNEAS DE LAS ORILLAS DE LAS COSTAS ECUATORIALES Y AUSTRALES

Costas occidentales del Océano Atlántico; parte media y meridional.—Costas orientales del Océano Atlántico; parte africana.—Costas orientales de Africa y de Arabia. Costas de la India y de la Indochina.—Costas de las islas Polinésicas y de Australia.—Costas occidentales de América del Sur.

Costas occidentales del Océano Atlántico; parte media y meridional. Comenzaremos por el cabo Hatteras. Han desaparecido los depósitos de Champlain, desarrollados en las más altas latitudes y las terrazas se encuentran en cota muy inferior. En la *Carolina del Sur* hay yacimientos de fosfato en muy especiales circunstancias, en capas horizontales que ocupan gran superficie, y contienen, junto a los restos de mastodontes y de elefantes, restos de cachalotes y acaso también de morsas, así como armas de piedra labrada y huellas de animales domésticos; Leidy los considera formación acumulada durante largo período en una playa baja ¹.

Ya hemos citado las razones que inducen a rechazar la hipótesis de un movimiento medible dentro de la época actual en las Carolinas, *La Florida* y las bocas del Misisipí; sin embargo, también hemos visto que en toda la costa oriental de la Florida se encuentra una brecha conchífera que alcanza hasta 3 y 7 metros sobre el nivel actual del mar, de donde debe deducirse que ocurrió un movimiento negativo en época reciente (II, página 317).

Ya en 1835 hizo notar Lyell la regularidad de la línea sinuosa que une las *Bahamas* con las Pequeñas Antillas, en cuyo interior existe un núcleo antiguo, a juzgar por las descripciones de Nelson. En opinión de Gabb to-

das las Bahamas, o por lo menos, las partes situadas a cierta altura, son fragmentos sueltos, pero todavía horizontales, de una faja de terreno antes continua, donde, lo mismo que en las Antillas, se ha intentado distinguir calizas marinas muy recientes, post-pliocenas, para las que creó Gabb el nombre de «antillitas», pero debo confesar que la línea de separación entre los terrenos terciarios y los depósitos modernos parece que no se ha fijado todavía en aquella región con la exactitud debida. Los estudios realizados en Sombrero indican que en aquel punto se ha producido una serie de oscilaciones (II, pág. 317). En Antigua se han encontrado formaciones marinas de la edad de la caliza con orbitoides que avanza en el mar en forma de arrecife. Se tropieza con las mismas dificultades que en el Mediterráneo al intentar separar lo que corresponde a los últimos movimientos; debemos, pues, ceñirnos a decir que actualmente no existe prueba alguna de movimiento apreciable y que la existencia de arrecifes coralinos con políperos vivientes es en absoluto incompatible con la idea de cambios negativos en nuestra época. Pero abundan los indicios de movimientos negativos anteriores, de los que parte más o menos importante se remonta hasta la época terciaria³.

Las costas de la *Guayana* no se prestan a esta clase de observaciones; son llanas y descienden insensiblemente bajo el mar, como puede verse en las cercanías de Georgetown, por ejemplo; una línea de médanos separa esa margen de terreno llano del continente a varias millas de distancia de la costa⁵.

En la costa norte del *Brasil* retrocede la orilla hasta más allá de la desembocadura del Parnahyba. Da Silva Coutinho, que ha descrito el fenómeno en términos muy precisos, atribuye esa disposición a un descenso del suelo o a una invasión del mar. El inmenso río de las Amazonas, a pesar de la cantidad de aluviones que acarrea, no puede crearse un delta; las grandes islas que están en su desembocadura (Marajo, Caviana y Mexiana) no se componen de aluviones recientes del río, sino que en realidad son partes del continente aisladas por el mar; están llamadas a desaparecer, como ya les ha ocurrido a extensos territorios. Estas luchas entre el agua salada y la tierra continúan por una red de canales y lagunas desde Pará hasta el Maraón. Cuando Da Silva Coutinho visitó aquella comarca en 1867, comprobó que las olas bañaban dos faros que treinta años antes se hallaban a 500 metros del mar; la marea, que penetra con fuerza irresistible por las desembocaduras del río y de sus diversos brazos, anega perpetuamente las orillas; los animales marinos se establecen en sitios que antes ocupaba el agua dulce, y largas filas de mangles avanzan tierra adentro, mientras retrocede la flora terrestre propiamente dicha⁴. Lo mismo se observa en el ecuador; sin embargo, es muy difícil distinguir la parte que en realidad corresponde en tal proceso a un movimiento negativo de la que obedece a la acción de las olas.

La isla de *San Pablo*, perdida en el Océano, no ha dado indicación importante acerca del asunto de que tratamos. En la línea de resaca encontró Wyville Thomson una faja roja de nuli-poros incrustantes ⁵.

Al este del Marañón, y más allá del cabo San Roque, en la parte del litoral que comprende el grupo de las Abrolhos y hasta el cabo Frio, esto es, próximamente desde el 1 ó 2° al 22 ó 23° de latitud sur, se extiende la región de los *arrecifes coralinos del Brasil*, que Hartt ha estudiado recientemente. Las especies que constituyen las formaciones coralinas son casi todas peculiares de aquella costa; también hay algunas formas representativas de las Antillas, con las que son indudables las afinidades, pero faltan muchos géneros de políperos característicos de aquel archipiélago. Los géneros más importantes son *Acanthastraea*, *Favia*, *Heliastrea*, *Siderastrea* y *Porites*; el cabo Frio señala el límite meridional de su extensión; en la bahía de Río Janeiro, a pesar de las condiciones tan favorables, en apariencia, sólo se encuentran una o dos especies de *Astrangia*; pero hasta las Abrolhos, o sea próximamente hasta el 18° paralelo, se extienden a lo largo de la costa fajas de verdaderos arrecifes coralinos cortados a intervalos irregulares y separados a menudo de tierra firme por un canal navegable ⁶.

Muy contradictorios son los datos relativos a los movimientos de la línea de costa en la isla de Fernando de Noronha (3° 50' de latitud sur), donde predominan basaltos y fonolitas; la isleta Booby se compone de arenisca caliza. Battray ha deducido de la existencia de una antigua línea de alta mar y de ciertas socavaciones en la isla Booby un levantamiento reciente de aquel grupo; en cambio Buchanan, que visitó después esas islas con la expedición del *Challenger*, opina que la estratificación prosigue bajo el mar, de donde deduce el autor que la isla descendió y todavía descende ⁷.

Más importante para nuestro estudio es el dato que nos suministran las islas *Rocas*, entre Fernando de Noronha y el continente, y que, según la descripción de Hartt, presentan caracteres de arrecife coralino típico, edificado bajo la influencia de un desplazamiento positivo de las líneas de costa.

Hawkshaw ha descrito los arrecifes de Pernambuco, que siguen el litoral a la altura del 8° paralelo de latitud sur, y creyó reconocer en ellos señales de movimientos intermitentes. Rathbun estudió los arrecifes de Parahyba do Norte (7°), y de la isla Itaparica, cerca de Bahía (12° 50'). En Itaparica, la base de los arrecifes se compone de corales; encima hay nuli-poros y, especialmente en las partes superiores, innumerables tubos de sérpulas. Esos arrecifes están separados de tierra firme por una canal donde hay corales muertos, cubiertos de una costra de nuli-poros y de sérpulas; en la bahía de Bahía todas las especies pertenecen, al parecer, a formas vivientes, excepto la *Mussa Harttii*; gran parte de estos arrecifes queda al descubierto durante la baja mar; así lo dice expresamente Hartt respecto

de los arrecifes coralinos irregulares que en el norte se hallan cerca de la ciudad de Maceio (estado de Alagoas), y que se prolongan hacia Pernambuco⁸.

En las *Abrolhos* hay arrecifes marginales que rodean la isla de Santa Bárbara. Las descripciones que nos ha dado Hartt de los de Lixo, al NO. de los anteriores, demuestran que su superficie, que es horizontal, se compone de políperos muertos; la recortan profundos canales, y en la marea baja emerge dos pies, mientras que en la pleamar, en tiempo normal, está sumergida. «El arrecife—dice Hartt—ha subido todo lo posible; actualmente sólo se compone de políperos muertos.....; tal vez haya que atribuir su altura a un levantamiento reciente del continente.»

A lo largo de la costa brasileña emergen del Océano *chapeiros*, o sea peñones formados de corales, de varios metros de diámetro y que a veces se reúnen, constituyendo masas más extensas; los grandes arrecifes están rodeados de peñones análogos. Generalmente los arrecifes emergen algo en la baja mar y presentan superficie muy horizontal; pocas veces están cubiertas de tierra⁹.

Tales fenómenos indican, al parecer, que en aquella costa se ha producido un movimiento negativo que ha motivado la emersión de los arrecifes coralinos y, por lo tanto, la muerte de los políperos constructores.

Confirman esta interpretación los estudios proseguidos por Hartt en el continente. Algo al norte del río Santa Cruz hay grandes superficies cubiertas de corales muertos, que quedan en seco durante la marea baja. En la desembocadura del Jequitinhonha, cerca de Belmonte (no lejos de Porto Seguro), vense en la playa antiguas líneas de costa. Parecidas señales existen en el *Pao d'Assucar*, cerca de Victoria, en el estado de Espíritu Santo.

Por razones que he invocado a menudo, doy poca importancia a la conclusión que pudiera deducirse de la existencia de un bosque sumergido al sur de la desembocadura del Mucury, al oeste de las *Abrolhos*¹⁰, y que estaría en contradicción con todos los datos anteriores.

En el *cabo Frío* y más al sur, abundan mucho los indicios de movimientos negativos; pero los datos correspondientes a aquella región exigen comprobación escrupulosa, porque los yacimientos de que se trata apenas rebasan el nivel del mar y en ellos se encuentran «desperdicios de cocina», restos de sepulturas y otras señales de ocupación por las razas indígenas; también se asegura que es artificial la barra que protege el puerto de *cabo Frío*¹¹.

En las islas *Maricas*, entre el *cabo Frío* y *Río*, encontró Hartt en los acantilados de neis, antiguos agujeros vacíos de *Echinometra Michelinii*, y en la misma bahía de *Río*, a varios pies sobre el nivel de la pleamar, depósitos de arena con conchas de especies actuales; análogas formaciones se ven en los pantanos del estado de São Paulo¹². Capanema menciona en

Laguna la existencia de ostras fijas en peñones de granito a más de 2 metros sobre la pleamar; pero deben considerarse todos los *sambaquis*, o masas de conchas de aquella región, señales del paso del hombre. Aguas arriba de Buenos Aires, a unos 6 u 8 metros sobre el nivel del Río de la Plata, en Rosario, halló Stelzner bancos de conchas de agua salobre a muchos metros sobre el río ¹³.

En el Río de la Plata, entre los 33 y 35° paralelos, llegamos a la región caracterizada por tan notables terrazas, donde se ven escalones sucesivos que van elevándose conforme se desciende hacia el sur hasta más allá del estrecho de Magallanes. Según Darwin, pueden observarse en algunos puntos cinco líneas de costa y en otros sitios siete u ocho y tal vez hasta nueve. Sin embargo, no es seguro que en todas partes hayan desaparecido por completo las terrazas fluviales. En aquella comarca asoma el piso querandiniense de Doering, que es acaso equivalente del piso de Champlain de América del Norte; lo mismo que este último, encierra aquél la fauna malacológica actual, y también se alza cada vez más a medida que se avanza hacia el polo. En la desembocadura del Río de la Plata, esos depósitos de conchas llegan a la cota de 20 ó 30 metros y a la de 100 en el extremo meridional, mientras que las terrazas que los acompañan alcanzan 300 y 400 metros (II, pág. 314).

Atravesando las montañas desde el Skyring Water, comprobaron Roger e Ibar que en el alto valle del río Gallegos (51° 45') reemplaza bruscamente a la cordillera una serie de mesetas de uniforme altitud; el capitán Fitz Roy había señalado exactamente la misma disposición en el río Santa Cruz, «como si las mesetas constituyesen el relieve del país donde se hubiesen excavado los valles» ¹⁴.

En resumen, en las costas orientales de América vemos que las terrazas desaparecen al sur del 40° de latitud norte; en la costa de Florida encontramos señales poco marcadas de movimientos negativos; las Antillas nada terminante nos enseñan, pero la existencia de arrecifes de corales con políperos vivientes excluye la idea de movimiento negativo en la época actual; la Guayana no nos deja indicios, pero allí no hay terrazas; el mar invade el estuario del Amazonas tal vez tan sólo a causa de la acción erosiva de la resaca; después aparecen los arrecifes de corales; en la parte meridional de la zona los políperos están muertos, y los arrecifes quedan en seco en la marea baja, debido, sin duda, a un movimiento negativo.

Más al sur se precisan los indicios de movimientos negativos; en las orillas del Río de la Plata, entre los 30 y 40° de latitud sur, vuelven a hallarse las terrazas del norte, y el piso querandiniense se alza más conforme se avanza hacia el sur, exactamente lo mismo que en el hemisferio boreal el piso de Champlain y las terrazas que lo acompañan alcanzan cotas cada vez más altas hacia el norte.

Costas orientales del Océano Atlántico; parte africana.—Son, por desgracia, escasos e inciertos los documentos de que dispongo sobre esta parte del litoral atlántico. Según Maw, las costas marroquíes muestran en muchos sitios una antigua línea de costa que corresponde a las señales análogas que se ven en Gibraltar; Maw las vió a variables alturas entre 12 y 20 metros al sur del cabo Espartel, en la bahía de *Gánger* y en Mogador; más al sur visitó Fernández Duro la costa entre los 29° 30' y 28° próximamente; en toda aquella parte presenta acantilados discontinuos, formados de arenisca roja y blanca. Los restos del fuerte español que los indígenas llaman Tagadir Rumi, situado al sur del *cabo Nun*, están muy reducidos actualmente, a causa de que el mar ha socavado el acantilado que sostenía el fuerte, y no a causa de descenso de la costa, como han supuesto algunos viajeros. Análogos hechos se observan en el Uad Draa. Cuando se ha franqueado el acantilado, se encuentra una llanura que se extiende hasta perderse de vista ¹⁵.

El archipiélago de las *Canarias* muestra también señales de movimiento negativo, como son los restos de conchas que cita Fritsch en Palma, y que empastados en arena y arcilla en las hendiduras de los acantilados de basalto moderno, se hallan entre 6 y 12 metros sobre el nivel del mar; es difícil precisar la edad de los depósitos análogos que se ven a cotas más altas en los archipiélagos del Atlántico; tal vez daten de la época terciaria ¹⁶.

Según Belcher, en el *cabo Blanco* la atmósfera está cargada de arena y puede decirse que no hay vegetación; basta un mes para que la arena cubra completamente un edificio de regulares dimensiones. Allí yacen conchas marinas en un suelo mucho más alto que el nivel de la marea alta ¹⁷.

En varias de las *islas de Cabo Verde* hay depósitos recientes de conchas marinas que describió Darwin; P. Fischer ha estudiado su fauna, según las colecciones recogidas por Cessac, que provienen en gran parte de Santiago, donde su yacimiento está a 18 metros sobre el nivel actual del mar entre dos corridas de basalto; excepto dos especies, todas estas conchas pertenecen a formas vivientes ¹⁸.

En las *islas Bissagos*, a los 12° de latitud norte, se encuentran arrecifes coralinos acantilados; largas barras litorales y lagunas bordean el continente desde el 1° 15' hasta el 1° 34' de longitud este ¹⁹.

Al sur de la *desembocadura del Congo* encontró Pechuel-Lösche calizas que contenían conchas de ostras y formaban peñones de 6 metros de altura; pero no sé la edad exacta de estos depósitos ²⁰.

Poseemos algunos datos acerca de la constitución de las costas occidentales de Africa, pero en general son aún muy incompletos nuestros conocimientos de aquella región. Según Pomel, se encuentran en la desembocadura del Senegal y también muy lejos de allí, en las orillas de la lagu-

na de Assinia, conchas cuaternarias algo por encima del nivel del Océano; pero es posible que sólo se trate de «desperdicios de cocina» ²¹.

Son muy deficientes los datos que he podido reunir acerca de las costas del Africa Austral, pero en la *Colonia del Cabo* hay señales muy claras de movimientos negativos. Clarke señaló cerca de la ciudad del Cabo la existencia de líneas de costa paralelas y de bancos de conchas a niveles muy superiores al actual, y según dicho geólogo, los alrededores de la False Bay y la Table Bay debieron estar cubiertos por 60 brazas de agua y el Cabo debió ser una isla ²².

Podemos, pues, decir que desde Gibraltar hasta más allá de las islas de Cabo Verde abundan las señales negativas a escasa altura sobre el mar; por falta de bastantes datos no podemos decir si ocurre lo mismo en latitudes más meridionales, pero en el cabo de Buena Esperanza hallamos señales indiscutibles de movimientos negativos.

Costas orientales de Africa y costas de Arabia.—Los indicios que acabamos de citar en el Cabo vuelven a hallarse en muchos puntos de las costas del Africa Austral. Stow, que ha hecho un detenido estudio de las formaciones modernas, cita en las cercanías de *Port-Elisabeth* ciertas superficies oblicuas recortadas en cuarcitas hasta 55 metros de altitud y arenas donde se han encontrado conchas marinas hasta unos 20 metros sobre el mar. Según Cohen, también se encuentran en Reuben Point, a la entrada de la bahía Delagoa, arenas marinas con conchas hasta 40 metros, y esos depósitos penetran 25 kilómetros en el interior. Griesbach dice que existen indicios de levantamiento reciente en toda la costa oriental de Africa; pero como en esas supuestas formaciones litorales en Natal, en Inanda y en la desembocadura del Zambeze se han hallado señales de la existencia del hombre, es muy posible que tales depósitos sean en parte «desperdicios de cocina» ²³.

Griesbach creyó observar más al norte, alrededor de la isla Marsch, arrecifes coralinos levantados; atribuye a este levantamiento la formación de las islas Bazaruto. La ciudad de *Mozambique* está edificada sobre depósitos coralinos bajos y horizontales, y según se deduce de los trabajos, ya algo antiguos, pero muy detallados, de los oficiales Leven y Barracouta, que hicieron el mapa del litoral, éste va tomando disposición de verdadera costa coralina conforme se avanza hacia el norte.

Se cita con frecuencia la caída brusca de estos arrecifes hacia alta mar. En Ibo, a los 12° 20', se extiende una laguna entre el arrecife y tierra firme. El cabo Delgado (10' 41') y las islas Querimba, la ensenada de Quiloa, las islas Mafia y Pemba, son otros tantos casos de formaciones coralinas, cercadas de grandes profundidades; también en Mombasa se extiende una laguna entre el arrecife y el continente. A pesar de estos indicios, es cierto que hay señales de movimientos negativos en las mismas costas rodeadas por arrecifes barreras.

Según Burton, el Mrima, o sea la costa al norte de Zanzíbar desde el Rufiyi hasta el Mombasa, atestigua una elevación del suelo, y en algunos sitios se pueden reconocer con toda claridad líneas de costa distintas separadas por un tramo horizontal. Esta descripción corresponde a la que da Thomson de las costas de Dar-es-Salam (6° 50' de latitud sur); también allí hubo dos y acaso tres zonas litorales sucesivas, y entre la primera y la segunda debió producirse una detención en el levantamiento. Más al sur, frente a la isla Kiama (0° 40' sur), comprobó Brenner que las formaciones coralinas penetran más de 3 kilómetros en la tierra, donde cesan de pronto al pie de un cordón de médanos cubiertos de árboles ²⁴.

No debe sorprender la existencia de estas antiguas líneas de costa en litorales ceñidos de lagunas y de arrecifes barreras de abruptas pendientes exteriores, si se recuerda que hay en el Océano Pacífico arrecifes tabulares que alcanzan un centenar de metros de altura. Los movimientos negativos han producido la emersión de esos restos, actualmente rodeados de lagunas y de arrecifes vivientes.

Madagascar está en gran parte rodeada por un arrecife barrera con lagunas. Afirma Wharton que las islas de João de Nova, al norte de Madagascar, constituyen un atoll con laguna, e igualmente dice Coghlan, que el Banco del Abad, al norte de la isla Mauricio, es un pequeño atoll sumergido, y su superficie está entre 13 y 18 metros bajo el mar, condición común a muchos arrecifes coralinos de aquellos parajes. Dice Niejahr que las islas Cosmoledo, dispuestas en círculo, encierran una verdadera laguna ²⁵. Todas las islas próximas a Madagascar, desde las Comores hasta las Seicheles, la Reunión y la Mauricio, están, con pocas excepciones, rodeadas de arrecifes; sin embargo, suelen observarse allí, especialmente en la *Mauricio*, señales de movimientos negativos. En la isla *Rodríguez* se ve una antigua línea de costas a 7 metros sobre el mar ²⁶.

Remontando la costa de Africa hacia el norte hasta más allá del 10° de latitud norte, vuelven a hallarse señales muy pronunciadas de ese mismo movimiento negativo. En la costa de las Meyurtinas, en el norte del país de *los Somalis*, intentó Reboil, basado en tales indicios, reconstituir los antiguos límites del mar en el septentrión de la península de Bender Gasin, Bender Jor y Meraja. Haggemacher (que partió de Berbera) encontró en el interior y a dos o cuatro horas de marcha de la costa actual, bancos de ostras y de corales desgastados por la intemperie ²⁷.

Los fenómenos que se comprueban en la costa meridional del golfo de Aden anuncian las señales de movimientos negativos que pueden seguirse por todo el perímetro del *Mar Rojo* y que hace tiempo que llaman la atención de los viajeros. En 1762 advirtió Carsten Niebuhr que cerca del pozo de Moisés «el mar parece haberse retirado a gran distancia», y comprobaba el mismo fenómeno en la costa de Yedda. En una época en que apenas se conocían las ideas de Darwin sobre los arrecifes coralinos, ha-

bía demostrado ya Ehrenberg que en el Mar Rojo no es muy clara la diferencia entre los arrecifes barreras y los marginales, y ya se sabe que Dana enunció más tarde la misma conclusión respecto de los arrecifes de otros mares. En 1838 trató Rüppell de dar un cómputo de los bancos hoy sumergidos; al norte su altura llegaba a 30 y 40 pies; adosados a los terrenos antiguos estos depósitos coralinós horizontales se extienden mucho hacia el sur. Desde el 26° de latitud norte próximamente (por ejemplo, en Yedda, Massaua y otros puntos) se reducía esta altura a 12 ó 15 pies, lo que puede considerarse prueba evidente de «que en cierta época el nivel del mar se había elevado 15 pies en la parte meridional, y de 30 a 40 en la septentrional con relación al continente» ²⁸.

Luego se han encontrado en otros puntos señales de antiguas costas a mayores altitudes, pero he querido citar la descripción de Rüppell, a pesar de su fecha, para demostrar hasta qué punto llaman la atención de los observadores atentos esas antiguas costas, con señales horizontales que se pueden seguir en tan grandes distancias. Estas señales son las que mencionamos al referirnos a la serie adosada o descendente que existe en Suez (I, pág. 384); el horizonte correspondiente a la cota de 200 pies se prolonga hasta Mokattam cerca del Cairo y hasta Seedment en el valle del Nilo; tales líneas no pueden ser resultado de movimiento de la corteza terrestre.

Todavía no son bastante precisos nuestros conocimientos sobre aquellas regiones para que podamos hacer un resumen de los bancos emergidos y de las líneas de costa que rodean al Mar Rojo. La mayoría de los datos son demasiado generales, y sólo algunos puntos han sido objeto de estudio detallado. Los horizontes más altos se conocen cerca de Suez y en la bahía de Acabah, tan a menudo visitada por los naturalistas; no puede dudarse que se trata de un accidente local y no de un fenómeno que afectase a grandes extensiones.

Rocher d'Hericourt encontró en Tayura, a la entrada del Mar Rojo, formaciones marinas recientes a 40 y 50 metros sobre el mar; Aubry vió en Obock dos terrazas de caliza coralina, una de las cuales se hallaba entre los 15 y 25 metros y la otra entre los 40 y 50; Heuglin ha descrito cerca de Suakim y de Tokar una ancha faja de depósitos marinos modernos, y análogos fenómenos cita Botta en el Yemen; en Arabia se da a esta faja el nombre de *Tehama*, y prosigue hasta el estrecho de Bab-el-Mandeb ²⁹.

A Carter, especialmente, debemos el conocimiento de fenómenos análogos en la costa meridional de Arabia, que ciñe una arenisca de miliolitos, formada por innumerables conchitas de rizópodos, con sus cámaras rellenas de un silicato de hierro amarillo. Encuéntrase también esta misma arenisca con miliolitos en la costa de la India, en el Kathiawar, donde se la llama «Purbunder-Stone»; en Bhuy, en el Cach, esta arenisca encierra

conchas irisadas y se denomina «gold-stone»; se exporta del Kathiawar a Bombay como piedra blanca de talla.

Estos depósitos marinos de tan notable extensión tapizan a distintas alturas los acantilados que forman la costa de la Arabia meridional; se los ha visto hasta 46 metros de altitud, y aun en algunos puntos hay bloques aislados o cotas más altas. Por supuesto, no son éstos los únicos indicios de movimientos negativos: se ven señales de litodomas y de cavernas a distintas alturas, lo mismo en la actual línea de resaca que mucho más arriba. Ha descrito Carter en la caliza del Ras Hammar, que forma parte del Ras Seger (Sejar), una caverna de 150 pies de ancho y 50 de altura, y cuya bóveda está perforada por los litodomas ³⁰.

Estas señales de cambio de nivel prosiguen en el *golfo Pérsico*; según Loftus, se encuentran depósitos marinos con conchas de especies vivientes muy en el interior, y las mismas conchas se han hallado hacia la base de los aluviones recientes a 400 kilómetros de la orilla actual, o sea 240 kilómetros aguas arriba de la confluencia del Eufrates y el Tigris. No obstante, en las capas superiores tales depósitos marinos pasan, al parecer, de modo insensible a aluviones fluviales. A las capas miocenas yesíferas plegadas del borde externo de la cordillera del Zagros se adosan depósitos marinos horizontales del terciario superior: es lo que denomina Blanford «grupo del Mecran»; esas capas se extienden desde Buchir hasta el cabo Monze. Depósitos marinos mucho más modernos: el *litoral-concrete*, aparece en la costa, generalmente, de 6 a 8 metros sobre el nivel actual, y de ellos proceden las piedras de que está construido Buchir; forman también el cabo Yask en el golfo de Omán; en algunos puntos se aplica el mismo nombre de *litoral-concrete* a bancos de corales emergidos (I, pág. 430). La parte oriental de la isla de Jarak se compone de ese *litoral-concrete*, y la ciñe un arrecife coralino; ambas formaciones tienen mucha analogía. Blanford considera esos depósitos litorales recientes continuación de los que acabamos de citar en la costa meridional de Arabia y hasta Cach ³¹.

Así en la costa oriental del sur de Africa se ven antiguas riberas bastante por encima del nivel actual, y estas terrazas marinas todavía están a 40 metros en la bahía Delagoa. Carecemos de datos hasta Zanzíbar, pero desde allí hasta el ecuador hay evidentes señales de emersión aun en aquellos puntos donde las lagunas y arrecifes coralinos cortados a pico atestiguan un movimiento positivo en época recientísima. En todo el perímetro del Mar Rojo, en la costa meridional de Arabia y en el golfo Pérsico abundan también las pruebas de movimiento negativo.

Costas de la India y de la Indochina.—Al emprender el estudio de las costas del Indostán, debemos recordar una curiosa circunstancia que se observa en la costa occidental. Según Sowerby, la marea es casi nula en el sur de la península; llega a 12 pies en Bombay, a 19 en la desembocadura del Tapti y a 28 en el fondo del golfo de Camboya, donde adquiere

su amplitud máxima. Muchos ríos desembocan en el golfo, y sus aluviones, contenidos por la marea, van a parar a la costa oriental de la península de Kathiawar, donde se acumulan entre Diu, Jaffrabad y Goapanath. También aumenta la barra de Tapti, y Sowerdy calcula que si Bombay parece elevarse poco a poco, se debe en realidad a que las arenas arrastradas de aquel modo se acumulan en frente de la isla, oponiendo un obstáculo a la ola y tienden de este modo a rebajar el nivel medio del mar ⁵².

Aparte de esta circunstancia, hay en las publicaciones técnicas muchos datos relativos a los fenómenos de descenso y de levantamiento que se producen en las costas de la India.

Ya hemos visto (I, pág. 48) que los descensos observados en la península de *Cach* obedecen a asientos y deslizamientos provocados en los aluviones por los terremotos.

Buist ha descrito un bosque sumergido en Bombay, acerca del que ha dado Ormiston nuevas noticias después de la construcción de los muelles de aquella ciudad. Las raíces de los árboles llegan a 43 metros bajo el nivel del mar, y Blanford anota, a propósito de esto, que a una milla solamente aflora el *litoral-concrete*. Los árboles de las especies que constituyen el citado bosque (*Avicennia* y *Bruguiera*) aún se ven a veces vivientes bajo el nivel de las pleamares; además esas maderas están perforadas por moluscos, lo que evidencia su crecimiento en una laguna salada. A mi juicio, estos fenómenos no tienen relación con los movimientos que han motivado la emersión del *litoral-concrete*, y hay allí bosques que, como otros muchos citados en Europa y en el norte de América, deben su sumersión a un simple asiento local de los aluviones ⁵³.

La isla de *Vaypi*, en la costa de Malabar, se ha citado como ejemplar de levantamiento moderno; en realidad se compone de una masa de sedimentos marinos arrojados a la costa por un terremoto en 1341 (I, página 126).

Aparte de los fenómenos que acabamos de citar, se observa que hay depósitos marinos muy recientes comparables a la caliza con miliolitos y al *litoral-concrete* alrededor de la península del Indostán; si bien en fragmentos separados por grandes intervalos. Esta era la opinión de Buist, adoptada por Blanford y que confirman nuevas observaciones; esos restos siempre horizontales no están en todas partes a la misma altitud, pues es evidente que en muchos sitios la erosión ha destruido los horizontes superiores. En el *cabo Monze* hay rocas fijas en peñones a 3 y 4 metros sobre el nivel de la pleamar ⁵⁴. Las observaciones de Fedden en la península de Kattiawar, han demostrado que una delgada cenefa de depósitos terciarios recientes sigue la costa hasta el golfo de Camboya y que esta faja costera está ceñida exteriormente por una zona de rocas con miliolitos que alcanzan más de 20 pies de altura y que aún parece alcanzar mayor altitud en el interior. El borde septentrional de la península en el golfo de *Cach* pre-

senta bancos de corales con políperos muertos; a pesar de los muchos indicios de movimiento negativo que menciona Fedden, y dadas las influencias que tienden a modificar el nivel del mar en aquella región, no puedo considerarlos pruebas terminantes de levantamiento del suelo ⁵⁵.

Ya hemos dicho que las rocas con miliolitos y el *litoral-concrete* con sus facies diferentes se extienden hasta Bombay. A trechos aparecen bajo la laterita, a lo largo de la costa occidental y avanzan mucho hacia el sur, señales aisladas de bancos situados a poca altura sobre el mar y que se han atribuido, sin bastante razón, al terciario superior. Por último, en *Quilón* se encuentra una arenisca caliza que forma depósitos más continuos y se considera equivalente de la de Cuddalore en la costa occidental. En el *cabo Comorín* y más allá, entre los 8 y 9° de latitud norte, se presentan con mayor claridad las señales de movimientos negativos; debemos fijarnos ahora en aquella parte del litoral que, lo mismo que el Puente de Adán, une la isla de Ceilán con la península de la India. Para describirla me apoyaré en los estudios de Foote, y respecto al Puente de Adán, en los de Christopher y de Branfill, así como en las epopeyas indias ⁵⁶.

Vemos allí a distintas alturas bancos horizontales de caliza y de arenisca caliza con conchas de especies vivientes. Uno de los afloramientos más notables es la meseta de Kudung Kulam, que tiene 3 kilómetros de longitud; que se alza a poca distancia al NE. del cabo Comorín, a 48,5 metros sobre el nivel actual del mar y está rodeada de médanos. Que yo sepa ésa es la cota más alta a que se han observado tales depósitos en el sur de la península india. La mayoría de dichos fragmentos están a escasa altura; luego veremos que se confirma la opinión de Foote de que datan de las últimas fases del período negativo. Tales depósitos parecen desprovistos de corales, que, en cambio, existen en la costa y en algunas de las islas adyacentes. La cima de estos arrecifes coralinos, compuestos de políperos muertos, se halle cubierta de tierra y de arena, y el mismo fenómeno se observa en Ceilán. Afirma Richthofen, que en el interior no afloran las calizas coralinas, pero los indígenas abren a menudo canteras en los campos para explotarlas. Especialmente todo el norte de Ceilán tiene por substratum formaciones coralinas ⁵⁷. En opinión de Foote, la isla de Rameswaram es un antiguo arrecife coralino, cuya cima está hoy a 3 metros por lo menos sobre el nivel del mar y es uno de los estribos de la notable barra conocida con el nombre de *Puente de Adán* que se extiende desde la parte SE. del continente, toda cubierta de médanos, hacia el lado sur de la punta de Rameswaram; en este trozo es donde existe en Pambam un canal natural, agrandado por la mano del hombre y que desde hace mucho tiempo sirve de paso a los buques. Se cree que ya en 1484 (¿1480?) este canal quedó cerrado por una tempestad, fenómeno que se reprodujo luego varias veces; los ingleses lo han profundizado. La arenisca caliza blanda de la barra se rompe en grandes bloques rectangulares hasta el

punto de que se la ha confundido con una construcción ciclópea. La barra se dirige desde Rameswaram hacia el SE.; primero es un espolón arenoso de 16 kilómetros de longitud, muy bajo, y que durante la monzón del SE. queda en parte sumergido; luego, por espacio de 30 kilómetros se encuentra una laguna donde hay muchos bancos de arenas movedizas; la barra reaparece después, ensanchándose y prosigue casi hasta Ceilán; toda se compone de la misma arenisca caliza blanda. En este cordón litoral ocurrió uno de los más hermosos episodios de la epopeya del *Ramayana*.

El héroe Rama y su dulce esposa Sita fueron desterrados por largo tiempo a los bosques y desiertos del sur de la India; allí Ravana, rey de Lanka (Ceilán), raptó a Sita; Rama se dirigió a hacer la guerra a Lanka para librar a su fiel compañera; con sus numerosos y poderosos aliados, «los huéspedes del bosque con cara de mono, que combaten con troncos de árboles y trozos de roca», se dispone a echar un puente en el mar. La tropa está preparada en la orilla; Rama y los suyos contemplan pensativos el dilatado Océano; el viento lo agita y lo inflama y el imperio de la ola se parece al reino del aire y el aire se asemeja al Océano; en el horizonte se confunden mar y cielo, ambos engalanados, el uno de estrellas, de perlas el otro. Por espacio de tres noches, Rama, que nunca conoció la derrota, invoca desde la orilla al dios del mar, pidiéndole que se le aparezca; agotada su paciencia, empuña su arco, y he aquí que la tierra tiembla en tanto el héroe lanza sus flechas, que caen como fuego vivo en los abismos del mar; no de otro modo hace Indra brillar los relámpagos; elévanse las olas tan altas como la montaña de Vindhya, y los monstruos, espantados, se refugian cerca del dios de las olas; éste aparece: su color es de oscuro lapislázuli, con reflejos de oro; habla y le dice a Rama: «Tu abuelo Sagara fué quien excavó mi lecho; de él procede mi nombre de Sagarido, esto es, aquel a quien obedecen las olas; no puedo permitir que cruce un puente sobre mis olas, porque no quiero que otros vean que se me puede vencer; pero si quieres formar un dique, el mono Nala puede formarlo; no deberás temer a los monstruos marinos, ni a las tempestades, y separaré las olas por carño hacia ti y hacia Nala».

Dada la orden, centenares y millares de monos robustos se pusieron al trabajo; desarraigaron árboles y los echaron floridos en el mar, y encima de los árboles arbustos y lianas; luego grandes bloques de piedra y luego, de nuevo, árboles y después otra vez rocas. El dique estaba construido. Rama, su hermano Lacsmana, y con ellos Sugriva, Hanumat y otros paladines del ejército de los monos lo atravesaron para emprender una batalla decisiva ³⁸.

Tal es el origen de una leyenda muy anterior a nuestra Era y que ya describe el origen del cordón litoral, y añade el poeta: «Mientras dure el mar subsistirán aquella calzada y el nombre de Rama». Hoy todavía se llama Nalasetu, es decir, «puente de Nala» a una serie de islotes; la ciudad

india más próxima se llama Ramnad y su jefe lleva el título de Setupati, o sea «guardián del puente».

Es posible que la isla de Ceilán haya estado en realidad unida en otro tiempo a la península india y que haya roto la comunicación uno de los formidables ciclones que desuelan aquellos parajes; pero esto no supone forzosamente un cambio de nivel de la orilla. A la parte norte de la barra se adosa una ancha faja de aluviones modernos que provienen del continente. Aquella costa es muy arenosa y los médanos ocupan gran extensión. En los aluviones hay un río muy importante, el Vaigah, que puede decirse que se pierde en sus propios aluviones y sólo reaparece cerca del mar. La ciudad de Ramnad se ha construido en esa misma faja aluvial; sin duda es más moderna que la parte occidental de la barra comprendida entre el continente y la isla de Rameswaram; pero el movimiento negativo que ha motivado la emersión de los arrecifes coralinos de Rameswaram y de Ceilán tal vez comenzó a producirse antes de la formación de la barra actual.

Las formaciones marinas de la costa se relacionan íntimamente con una arenisca caliza, en la que hasta ahora sólo se ha encontrado madera fósil y que continúa desde allí hacia el norte a lo largo de la orilla: la *arenisca de Cuddalore*. En Triquinópolis (más allá de Madrás) y hasta pasado el delta del Kistna, que avanza en el mar, hállanse, a varias leguas de distancia de la actual costa, conchas de agua salobre, lo que prueba que en otros tiempos se notó la influencia del mar muy tierra adentro. En el lago Chilka, en el distrito de Orissa (19° 40' de latitud norte) vense bancos de *Citherea casta* y de *Arca granosa*, a 6 y 9 metros sobre la pleamar; estas dos especies han desaparecido del lago; *Citherea casta* aún se encuentra en el estuario, aguas abajo ³⁹.

En resumen, en todo el perímetro de la península del Indostán hay indicios de movimientos negativos. Los antiguos observadores habían notado ya la generalidad del fenómeno, y Buist en 1850 dedujo que en todo el hemisferio norte se produjo una *vibración* general ⁴⁰.

En la costa oriental del golfo de Bengala reaparecen los indicios negativos. Aún omitiendo los datos contradictorios relativos a la proximidad de los volcanes de fango, encontramos en la costa occidental de la isla *Cheduba* un depósito playero y agujeros de folados a 6 metros sobre el nivel del mar, y según Richthofen, pueden verse señales de movimientos negativos en *Maulmein*. Alrededor de los volcanes de Barren Island y de Narcondam no hay nada análogo, pero en las costas de la isla *Andaman* del sur, se ven claramente, según R. D. Oldham, antiguas líneas de costa, aunque afirma el mismo observador que después de la acumulación de los «desperdicios de cocina» en Port Mouat, o sea desde hace centenares y acaso millares de años, no se han producido cambios apreciables en la disposición de la orilla ⁴¹.

En algunas de las *islas Nicobar* hay bancos de corales emergidos; Rink describió uno de ellos en Bambuca; el movimiento negativo alcanzó, por lo menos, 20 metros de altura; del lado del mar termina el arrecife en un acantilado que ciñe una franja de políperos vivientes ⁴².

En cambio, son muy inciertos los datos relativos a Sumatra ⁴³; en *Java* son más precisos, pero en esta isla no debió pasar de 10 a 15 metros la amplitud del movimiento negativo. Junghuhn ha reunido todos los datos referentes a la costa meridional, y sólo ha hallado para las edades post-terciarias una diferencia de 6 a 8 metros con relación al nivel actual. Según Richthofen, el arrecife emergido de Yi-Laut-urun (II, pág. 326), está a 12 metros sobre el mar. En la costa oriental cita Stohr un arrecife coralino a 15 metros ⁴⁴; conforme se avanza hacia el este, es más difícil la distinción entre las formaciones terciarias, cuaternarias y moderna, porque desde el mioceno faltan los puntos de referencia, y así ocurre, en particular en *Borneo*, las *Célebes* y las islas *Banda*. No puede decirse aún respecto del Mediterráneo a qué horizonte preciso corresponden los más altos bancos de conchas de las costas de Suecia; en las Antillas, donde lo mismo que en el Mediterráneo se suceden sin interrupción las señales negativas desde la época actual hasta la terciaria, hemos tropezado con mayores dificultades; ahora encontramos las mismas; de modo que como las investigaciones detalladas están en sus comienzos, resultaría prematura toda conclusión ⁴⁵. Hemos dicho, por ejemplo, que las islas *Naru* corresponden a una gran meseta emergida dominada por colinas compuestas de depósitos terciarios recientes, pero en realidad no se conoce la edad exacta de esas capas, y tampoco es posible decir a cuál de las muchas fases que se han sucedido desde la época terciaria y que se han reconocido en Europa, conviene atribuir la formación de la meseta. Lo cierto es que en muchos puntos se ven bancos de corales en seco y en otros, bosques sumergidos, cuya posición actual obedece a un asiento del terreno que rodea la orilla, lo mismo que ocurre en otras muchas regiones del planeta. De igual modo refiere Junghuhn que en 1820 en la isleta de Wai, una de las Banda y acaso durante una de las prolongadas erupciones de un volcán próximo, el Apia, un gran trozo de tierra se hundió tan profundamente con los árboles que lo cubrían, que las copas de éstos quedaron a ras del suelo de la parte de tierra que quedó inmóvil ⁴⁶.

Las señales negativas continúan hacia el norte: recordemos los trabajos de Drasche y de Montano sobre las *Filipinas*, y los de Richthofen sobre *Formosa*. Sin embargo, no veo manera de precisar la edad de estas formaciones y tampoco es posible determinar su altitud, pues es probable que algunos observadores hayan confundido con estos depósitos calizas terciarias ⁴⁷.

Nada podemos decir, por falta de datos, acerca de *Siam*; las observaciones de Pallegoix, de las que se ha querido deducir un movimiento del

suelo, se refieren al progreso de los aterramientos, según dice aquel mismo viajero. La disposición de los aluviones en el bajo Mecong (II, página 169) denota que en nuestra época aquella parte no sufrió cambio apreciable; sin embargo, advierte Bastián que Schomburgk encontró muy al interior, en Anghin (en el bajo Menam), conchas marinas actuales a 20 metros. Según Ratte, vió Bocourt en Bangkok conchas marinas, especialmente la *Arca granosa*, asociada con especies de estuario a bastante altura, y el abate Montrouzier descubrió muy lejos del mar depósitos marinos con conchas recientes. Es casi imposible determinar si se trataba en muchos de estos casos de «desperdicios de cocina» ⁴⁸.

Haciendo caso omiso de estos últimos datos, tan dudosos, se ve que todo el perímetro de las costas de la India y de la Indochina muestra abundantes indicios de un nivel de la línea de costa superior al actual. Así ocurre especialmente en las del Indostán, donde falta una cenefa terciaria; cerca del cabo Comorín hay depósitos marinos post-terciarios a 48,5 metros de altitud; más al este se siguen las señales de movimientos negativos hasta las Filipinas y Formosa, pero en estas comarcas y sobre todo alrededor del mar de Banda abundan los depósitos y se desconoce la edad exacta de los distintos bancos.

Costas de las islas Polinésicas y costas de Australia.—Lo que acabamos de decir de las islas del mar de Banda se puede aplicar también a *Nueva Guinea*. Allí se ven muchas señales de movimientos negativos, pero no se ha distinguido lo que corresponde a la época moderna de lo que pertenece a las edades cuaternaria y terciaria. Wallace, que vivió tres meses en Dorey, en el norte de Nueva Guinea, dice que este largo promontorio, de escasa altura, se compone sólo de formaciones coralinas recientes que conservan sus caracteres hasta los 60 y 90 metros de altitud. Moresby vió en la isla Fergusson (muy inmediata a la costa SE.), y a un centenar de pies sobre el mar, grandes masas de caliza coralígena asociadas con rocas volcánicas.

Algunos ejemplos nos demostrarán que estos indicios de movimientos negativos se hallan también en las islas próximas ⁴⁹.

En muchos puntos de la costa de Catharine-Bay, en *Nueva Irlanda* (3° 11' de latitud sur); preséntase, según Schleinitz, escarpas de 10 a 20 metros de altura. Entre los 5 y 8 metros sobre el nivel del mar se ven distintamente grutas excavadas por las aguas, y «probablemente se trata allí, la mismo que en el Nuevo Hannover y en la parte occidental de Nueva Irlanda, de un arrecife coralino levantado, aunque el color y la estructura de la roca, en lo que puede juzgarse a distancia, recuerdan más bien una arenisca». Ya se ha tratado (II, pág. 321), de las terrazas marinas de las *islas Salomón*. Según Hosken, en la mayoría de las *Nuevas Hébridas* se ven señales de movimientos negativos. Alrededor de Tanna, la antigua costa está de 5 a 10 metros sobre el mar y el borde a menudo socavado

por las olas. En la costa meridional de Erromango hay, en todo lo que alcanza la vista, cinco terrazas distintas; en la isla Sandwich se alza también el suelo en terrazas hasta el pie de las montañas volcánicas del interior. Las islas Deception, Hat, Lopevi, Star Peak, Mota y Saddle presentan iguales caracteres, y la terraza inferior corresponde a las playas actuales. En la isla de Pentecostés son menos claras estas terrazas, aunque se encuentran en el interior y a bastante altitud antiguas formaciones coralinas. Ya hemos mencionado las grandes terrazas de las islas *Loyalty*, así como la existencia de depósitos terciarios marinos en *Viti Levu*. Según Schleinitz, las islas occidentales del archipiélago de las *Tonga* son mesetas cubiertas de matorrales con cantiles excavados por la erosión a lo largo de la línea de la resaca ⁵⁰.

De modo que se encuentran los restos tabulares, las terrazas marinas y las antiguas líneas de costa desde el mar de Banda y Nueva Guinea hasta los lejanos bloques tabulares (rodeados por un arrecife barrera y una laguna) de que está sembrada toda la parte media del Pacífico hasta la isla Henderson. En *Oahu*, que es bastante más septentrional, se ven arrecifes coralinos emergidos; Honolulu está en parte construida sobre análogas formaciones ⁵¹. Solamente oscilaciones muy generales de las líneas de costa han podido dejar huellas en puntos tan apartados mutuamente.

Volvamos a Nueva Guinea.

Según Tenison Woods, que estudió los moluscos de la caliza amarilla blanda de *Yule Island*, estos fósiles son aún terciarios, pero posteriores al mioceno medio del sur de Australia, e insiste sobre la curiosa circunstancia de que en Nueva Guinea abundan las señales de levantamiento del suelo y faltan en la costa oriental de Nueva Holanda ⁵². Debemos recordar ahora que los depósitos terciarios marinos que se prolongan desde la costa sur de Australia, por el estrecho de Bass, hasta la costa sur de la Borth Gippssland no se han hallado ni en la costa oriental del continente australiano ni en la de Tasmania, lo que tal vez indique que se ha producido un hundimiento en toda la parte oriental de aquellas comarcas y en época relativamente moderna (II, pág. 163).

Aunque la costa occidental de Australia está poco explorada, se han hallado en Freemantle (32° de latitud sur) bancos de conchas que atestiguan un movimiento negativo; la fauna de estos depósitos tiene carácter tropical y, lo mismo que la fauna actual de Perth, es más bien indica que australiana ⁵³.

Sabido es que el gran desarrollo de los arrecifes barreras característicos de Nueva Guinea y mares inmediatos, se observa también en las costas de Australia; al NO., abruptas formaciones coralinas, con políperos vivientes, se extienden hasta el Ritchie Reef, cuya punta norte está a los 20° 16' de latitud sur; en la costa oriental, la Wide Bay, al norte de la bahía de Moreton, señala la entrada del canal que separa la costa del arre-

cife de la Gran Barrera: las formaciones coralígenas se extienden, pues, hasta las inmediaciones del 28° paralelo ⁵⁴. Es evidente que en el emplazamiento de todos estos arrecifes, así al norte como al sur, no puede producirse en la actualidad movimiento negativo; más bien podría admitirse uno positivo. Todos los indicios de movimiento negativo que se pueden observar en el interior del arrecife barrera son anteriores a él. Tales indicios escasean en el norte de Australia, y a lo sumo podré mencionar una observación de Rattray, que cita al NE., en la isla Albany, cavernas litorales excavadas en areniscas sobre la línea de pleamar. Con arreglo a lo comprobado respecto a la altura de la muralla coralina en los atolls, no pueden considerarse indicios seguros de movimiento negativo las formaciones insulares compuestas de restos de caliza coralina, pero que no se elevan más de 6 metros sobre la baja mar, como ocurre en Raine ⁵⁵.

Declara Daintree que en las costas de Queensland no se encuentran en parte alguna señales de levantamiento de amplitud apreciable en la época actual ⁵⁶.

En el sur, donde existen depósitos terciarios, vense al punto indicios de movimientos negativos recientes. En lo relativo a la Gippsland todos los autores convienen en admitir que en época bastante moderna (asimilada al plioceno) el mar cubría gran parte del país; según Howitt llegaba a 280 metros y según Murray a 275 sobre el nivel del mar actual; después aquella comarca se hundió a causa de movimientos oscilatorios que tal vez continúan hoy. En la colonia de Victoria son tan manifiestas las señales negativas, que Brough Smyth emitió en 1869 la opinión de que todo el continente australiano sufría un movimiento de báscula, en igual forma que entonces se suponía que ocurría en Escandinavia y en Groenlandia; creía que la parte meridional se alzaba, mientras que la septentrional descendía; la charnela de este movimiento se hallaba, poco más o menos, en el 30° de latitud sur. Woods ha reunido muchos documentos sobre las antiguas líneas de costa y las terrazas del sur de Australia; Rawlinson describió tres niveles sucesivos en la costa del distrito occidental de Victoria, y tal vez, actualmente, se está formando un cuarto nivel ⁵⁷.

La gran analogía entre las terrazas y formaciones litorales recientes de *Nueva Zelanda* con las de Europa atrajo ya en 1859 la atención de Hochstetter, quien dijo luego en 1864: «Debemos confesar que la perfecta concordancia de los levantamientos o descensos sucesivos reconocidos a ambos lados del Atlántico con los movimientos post-terciarios que ha experimentado el suelo de Nueva Zelanda constituye para el geólogo un fenómeno de los más patentes y sugestivos» ⁵⁸.

Las analogías con Noruega se confirman en la descripción de Cox sobre las terrazas interiores que rodean al lago Anau, o en la publicada por Mc Kay sobre las terrazas marinas del distrito oriental de Wairarapa ⁵⁹.

Es inútil enumerar las muchas observaciones que poseemos sobre aque-

lla región y que reunió Hutton en un resumen general. Según este naturalista se encuentra marchando de norte a sur, en el río Thames, cerca de Auckland, una antigua orilla, con conchas marinas, a 3 ó 4 metros de altitud; bajo la ciudad de Tauranga, análogas formaciones, a 7 u 8 metros; estos depósitos, que contienen conchas actuales, están a 45 metros en Taranaki; a la entrada del estrecho de Cook, las terrazas marinas llegan a 60; en la costa occidental de la isla del Sur hay terrazas, relativamente modernas, a 67, y, según otros autores, a 120. En Amuri Bluff se ven tres terrazas, y la más alta contiene conchas actuales a unos 150 metros. En el norte de la provincia de Canterbury esos depósitos marinos llegan a los 45; en Oamaru se encuentra a los 150 ó 180 un fango fino, con conchas marinas, e igual formación se halla en la península de Banks, a 240 metros de altitud; a la entrada de los fiordos de la costa SO. se ve, lo mismo que en Escandinavia, una serie de escalones que se elevan casi hasta los 240 metros. Así, en la parte septentrional de Nueva Zelanda, no pasan esas señales de pequeña altitud y, en cambio, hacia el sur suben mucho más.

En otro tiempo demostró Hutton que la fauna de estos depósitos difiere muy poco de la actual. Nueva Zelanda se extiende del 34° al 47° de latitud sur, y las conchas de especies vivientes de la costa septentrional son muy distintas de las de la meridional. En el estrecho de Cook se mezclan ambas faunas, con predominio marcado de las formas septentrionales, o sea de las de mares más cálidos. En Wanganui, en el estrecho de Cook, los extensos depósitos conchíferos atribuidos al «pleistoceno» contienen 91 especies, de las que 81 viven todavía en los mares de la región; 15 especies de éstas parece que aún habitan el estrecho de Cook y faltan en la costa de Otago; en cambio, se encuentra en esos depósitos el *Pecten radiatus*, que sólo vive hoy en el estrecho de Foveaux, y que puede considerarse especie de los mares fríos. Por debajo de esos bancos conchíferos hay arcillas azules, que se creen «pliocenas», y contienen 98 especies de moluscos, de las que sólo 77 se encuentran hoy en los mares de Nueva Zelanda; entre estas especies aún vivientes hay muchas formas de los mares ecuatoriales y todavía encontramos el mismo *Pecten radiatus* y la *Drillia laevis* del estrecho de Foveaux, que a causa de su exiguo tamaño tal vez pase inadvertida más al norte ⁶⁰.

En este estudio de las costas de Australia y de las islas polinésicas consideraremos aparte las costas orientales de Australia y de Tasmania, que por muchas razones se debe admitir que jalonan una fractura reciente y donde parece que faltan por completo las señales negativas. Salvo esta excepción, tales señales se hallan dondequiera y a menudo, aun en el interior de los arrecifes barreras; se extienden desde Nueva Guinea por todos los archipiélagos del Pacífico hasta las islas Henderson y Oahu. Si, de acuerdo con Darwin, se quiere considerar los arrecifes coralinos con políperos vivientes como prueba de movimiento positivo, será preciso admitir

que ese movimiento es posterior a las señales negativas. Sin embargo, en la costa sur de Australia y, sobre todo, en la colonia de Victoria, los indicios de movimientos negativos son mucho más notorios y alcanzan mayores alturas que en las costas de los mares más cálidos, y en Nueva Zelanda está demostrado que esas líneas de antiguas costas se alzan tanto más cuanto más se descende hacia el sur.

Costas occidentales de América del Sur.—Las islas *Galápagos*, que son volcánicas, están separadas por grandes profundidades. Pourtalès ha encontrado hasta la isla más meridional del grupo, fuera de la zona de la corriente cálida, muchas especies de políperos constructores en fragmentos sueltos, que no es verosímil que hayan arrastrado hasta allí las corrientes. Wolf afirma categóricamente que no hay en aquella isla el menor indicio de levantamiento, esto es, de movimientos negativos ⁶¹.

Según Th. Wolf, en la costa del *Ecuador* y hasta el Perú el mar ha corroído las areniscas en un ancho de 10 a 100 metros, formando así una especie de camino natural que durante las bajas mareas vivas permite seguir los acantilados contorneando los promontorios. Ya hemos dicho que Bibra, David Forbes y el mismo Darwin vieron en el oeste de América del Sur antiguas sepulturas y construcciones colocadas tan cerca del mar que es imposible que desde hace varios siglos haya sufrido grandes cambios la costa de aquella parte del continente. Wolf, que estudió la costa del Ecuador, confirma este resultado respecto a las regiones situadas más al norte; de una carta de este explorador tan activo recojo el pormenor de que en la península de Santa Elena (provincia de Guayaquil) hay depósitos con conchas marinas de especies vivientes, que contienen además restos de *Mastodon ándium*; no faltan, pues, en aquella región indicios de movimientos negativos, y sobre todo las terrazas, que hace muchos años que atraen la atención de los observadores ⁶².

Esa disposición de la costa americana, ceñida, lo mismo al este que al oeste, por pisos escalonados, sugirió a Darwin el pensamiento de que todo el sur del continente, hasta el 30° paralelo, experimentaba un levantamiento intermitente; en 1838, el sabio inglés, apoyándose en las ideas entonces en boga y en los conocimientos adquiridos, se esforzaba en hallar una relación causal entre los volcanes, los terremotos y las terrazas de América del Sur (II, pág. 16). En 1843, Alcides d'Orbigny deducía de la existencia de esas terrazas que todo el continente se había levantado por sacudidas, del mismo modo que más tarde supuso Kjerulf que ocurría en Noruega. En 1848 reconoció ya Domeyko la gran semejanza entre las terrazas del Sur de América y las de Noruega, de la que deducía que las causas de esos fenómenos debieron actuar simultáneamente en ambos hemisferios (II, pág. 18) ⁶³.

El asunto ofrece aquí especiales dificultades. No se ha comprobado levantamiento permanente de las costas a causa de los terremotos (I, pá-

ginas 98 y siguientes); se han invocado como pruebas de levantamiento muy moderna la existencia de anfípodos marinos en el lago Titicaca, el descubrimiento de corales de aspecto moderno a unos 900 metros de altitud y, por fin, la existencia de lagunas saladas entre los 2.000 y 3.800 metros; pero ya hemos dicho todo lo que puede objetarse a tales argumentos (I, páginas 542-723). Este punto debe considerarse resuelto y sólo nos ocuparemos del estudio de las terrazas.

La primera dificultad que surge es la existencia simultánea de terrazas continentales y marinas. El Huaraz y el alto Marañón están rodeados de terrazas fluviales, y lo mismo ocurre en los abundantes ríos que descienden de los Andes; desde Chiloé se hace evidente la analogía con la costa noruega. Las montañas están tan próximas al mar que en muchos puntos los detritus que descienden de ellas llegan a la playa y, aunque abundantes, los datos recogidos por los viajeros sobre la distribución de estos escalones son insuficientes para que pueda decirse en cada caso particular si se trata en realidad de una antigua costa de mar o de uno de los niveles más bajos de aquellas terrazas interiores, que pueden seguirse largo espacio subiendo por las cuencas fluviales.

En otras costas, la existencia de conchas marinas nos ha permitido diferenciar esas distintas formaciones, pero aquí debe usarse la mayor prudencia para apreciar esos caracteres: primero, porque, según advierte David Forbes, ocurre a menudo que las aves transportan las conchas a sitios elevados, como ha comprobado Steenstrup y Nordensjöld en las regiones árticas, y también porque precisamente allí, y sobre todo en el sur, abundan los «desperdicios de cocina». Además, muchos pueblos ribereños del Pacífico en la América del Sur se alimentan principalmente de animales marinos, en particular de moluscos, y cuenta el capitán Gormaz que en la costa de Llanquihue, en el sur de Chile, durante la marea baja, acuden grupos de mujeres con cestos y palos puntiagudos; las aves marinas se dejan caer en la orilla, lanzando agudos gritos, y a veces también los perros, los cerdos y las gallinas van a buscar su alimento al mar, que se lo da en tan grande abundancia. En algunas islas, como Chiloé y la Nao, se emplean los cerdos para buscar moluscos en la arena, a la manera de los perros buscadores de trufas. Los hombres intervienen únicamente durante los equinoccios y solsticios, que conocen muy bien, para reunir la reserva de alimentos que necesitan en los malos tiempos; entonces amontonan las conchas fuera del alcance de las olas. Estos montones, de unos 5 metros de altura, se encuentran al norte de Coihuin, cerca de Puerto Montt, donde los cubre espesa vegetación; la *Venus cineracea*, que aún hoy es el alimento habitual de los indígenas, es la especie que constituye la mayor parte de esas masas, de origen artificial indudable⁶⁴.

A esos depósitos de alimentos los denominan *colcheñ*. En la bahía de la Posesión, en Patagonia, vió L. Agassiz, a unos 45 metros de altitud, un

lagunazo con doble salsedumbre que el mar y de 3 a 4 pies de profundidad en la estación lluviosa, donde había una mezcla de conchas marinas vivientes y muertas, de lo que dedujo Agassiz que en época recientísima (esto es, dentro de la vida de aquellos animales) debió elevarse el suelo 45 metros. A pesar de la cota a que se encuentra, me parece mucho más probable que aquel lagunazo fuese un *colcheñ* ⁶⁵.

Asegura Fonck que los naturales de Chiloé llevan estos moluscos muy al interior. Cuando en 1854 llegaron por primera vez a orillas del lago de Llanquihue unos colonos alemanes, el país estaba cubierto en un radio de muchas millas de espesos bosques y, sin embargo, encontraron hasta más de los 100 metros de altitud análogos «desperdicios de cocina» enterrados en el suelo del bosque, juntamente con utensilios de hierro, cántaros de barro, etc. Sábese también que en 1638 una epidemia diezmó gran parte de la población indígena, y Fonck cree que los que escaparon de la plaga emigraron al interior; de este modo pudo cubrir un bosque, dos veces centenario, las antiguas habitaciones de los indígenas ⁶⁶.

En todos los países de clima riguroso, lo mismo en el sur de Chile que en el Oregón y aun en Groenlandia, los sitios donde existen «desperdicios de cocina» se distinguen por una vegetación exuberante, que debe su vigor a los abonos que encierra el suelo. No puede negarse que muchos de los bancos de conchas que cita Darwin tienen origen artificial, y este autor se inclinaba a admitirlo, pues no ocultó sus dudas. La única prueba que citaremos son los montones de *Venus* y de ostras que cita en la isla Chiloé, a 106 metros de altitud, en una tierra negra, turbosa, cubierta de altos oquedales y bajo las que encontró un asta de ciervo (*Cervus humilis*). Un observador tan escrupuloso como Darwin no dejaba de reconocer, aun en aquella época, que no podía ser de origen marino, sino humus terrestre, aquella tierra negra, donde se encuentran a menudo tales conchas (sobre todo en Valparaíso), y que, según dice el mismo sabio inglés, desprende al apretarla entre los dedos olor desagradable, que recuerda el de una mezcla de tierra de labor y guano; sin embargo, como el microscopio le reveló la existencia en aquellos depósitos de muchos pedacitos de animales marinos, se atuvo a la primera hipótesis; pero esto carece de importancia ⁶⁷.

Aunque se consiga diferenciar las terrazas interiores de las marinas y los «desperdicios de cocina» de los bancos conchíferos depositados por el mar, no se evitan otras dificultades que subsisten todavía: se trata de la diferente edad de los bancos de conchas, diferencia que, precisamente en aquella costa, se relaciona con problemas muy especiales.

En el SE. de América meridional se extienden, en más de 20 grados de latitud, los depósitos terciarios horizontales de Patagonia, que presentan iguales caracteres desde el extremo sur hasta la cuenca del Paraná; allí alternan las formaciones marinas con las terrestres. Hemos visto que

según Doering, hay que distinguir en la base un piso marino, tal vez eoceno (piso paraniense), luego formaciones terrestres con restos de mamíferos que recuerdan los de la fauna oligocena de Europa, y encima otro piso marino que tal vez sea oligoceno superior (piso patagónico), cubierto por depósitos terciarios más modernos, compuestos exclusivamente de formaciones terrestres; rodean a este conjunto, que en su parte superior presenta señales de denudación, formaciones marinas post-terciarias: es el *piso querandiniense*, que se alza tanto más sobre el mar cuanto más se avanza hacia el sur (II, páginas 313 y siguientes).

Esa serie de depósitos indica oscilaciones múltiples y muy regulares de la línea de costa. La existencia de terrazas sucesivas en la costa occidental parece indicar que en la época terciaria ocurrieron allí análogos fenómenos, pero en tanto que al este hay grandes llanuras terciarias cuyas capas alternantes se extienden por las Pampas, al oeste sólo se ven restos aislados bajo muy diversas latitudes y separados por grandes vacíos.

En los mares actuales los moluscos del oeste difieren por completo de los del este y, en general, de los del Atlántico. El extremo austral del continente forma hoy un límite muy claro; sin embargo, Alcides d'Orbigny, encontró en Navidad (Chile, 33° 54' de latitud sur) una especie, el *Trochus collaris*, que se ve al este en las formaciones terciarias de Patagonia. Algunos años después determinó Sowerby, según las investigaciones de Darwin, cinco o seis especies que se hallaban a la vez en Navidad y en los depósitos terciarios del este; los trabajos de Philippi han elevado a nueve o diez el número de estas especies. Ahora bien: Philippi, cuya autoridad es indiscutible en lo que se refiere a la fauna mediterránea, dedujo del estudio de estos depósitos terciarios occidentales la notable conclusión de que *las conchas terciarias de Chile tienen mayor analogía con las del Mediterráneo que con las de los mares chilenos actuales*. Los géneros *Chenopus*, *Conus*, *Terebra*, *Cassis*, *Cypraea*, *Solarium*, *Thracia*, *Corbula* y otros muchos que caracterizan la fauna atlántica, y sobre todo la del Mediterráneo, así como las capas terciarias de las regiones mediterráneas, se encuentran también en los depósitos terciarios de Chile y faltan, en cambio, en los mares actuales de aquel país ⁶⁸.

Considerado aisladamente este hecho, tal vez parezca extraordinario, pero se relaciona con una serie de circunstancias anotadas en esta obra. Hemos visto que las formaciones marinas del triás ofrecen iguales caracteres en todo el litoral del Pacífico; en Chile, el jurásico tiene la misma facies que en Europa, y lo mismo ocurre con el cretáceo inferior de Bogotá y el medio de Jamaica. Hemos visto que en los depósitos terciarios de las Antillas se hallan los corales oligocenos de Castel Gomberto, y que la caliza de orbitoides constituye allí, como en Malta, la base del mioceno; también se encuentran allí algunos equínidos del primer piso mediterráneo de Europa; éstas son señales del antiguo «Mediterráneo central», que du-

rante la era mesozoica y la primera parte de la terciaria se extendía paralelamente al ecuador; el carácter europeo de los depósitos terciarios de Chile demuestra que aquella zona se separó ya muy tarde, acaso hacia mediados o hacia el fin de la época terciaria. Hace más de cincuenta años que sentó Philippi la base de nuestros conocimientos sobre las faunas terciarias mediterráneas y nos enseñó de qué modo desaparecen las especies de clima más cálido cuando llegan las septentrionales, y cómo la fauna actual del Mediterráneo se relaciona con una serie de faunas desaparecidas, cuyo último eslabón representa. Los trabajos de ese naturalista han sido el punto de partida para todos los estudios que han reconstituido poco a poco la historia del Mediterráneo. Después de muchos años pudo aplicar dicho sabio su profundo conocimiento de la fauna mediterránea al estudio de la serie terciaria de Chile, pero alcanzó el imprevisto resultado de que en vez de una serie de faunas derivadas unas de otras, siendo la última la actual, encontró: primero, una fauna de afinidades mediterráneas, y luego, un cambio completo de carácter; la desaparición de esta fauna mediterránea y la aparición de otra más moderna, que se creyó cuaternaria y que, aunque poco conocida, es idéntica por sus rasgos generales a la que hoy vive en la costa de Chile; por último, la fauna actual.

Se cree que en Europa caracterizaba a la época cuaternaria una baja temperatura. El aumento gradual de especies boreales en el Crag inglés hace poco probable que hubiese un enfriamiento repentino; sabemos que se produjeron grandes oscilaciones térmicas y que los últimos movimientos negativos fueron posteriores al apogeo del período glacial. La serie de faunas marinas de Chile denota un fenómeno de otra especie: la desaparición de la fauna de carácter europeo. Ignoramos las causas de esa desaparición; habrá que atribuirle a un descenso de la línea de costa que motive el aislamiento de la occidental, o al cierre del istmo de Panamá por las erupciones volcánicas, o a la llegada de la corriente fría de Humboldt, que hoy sigue la costa oeste, o bien habrá que buscar otra causa a ese fenómeno, que, además, puede obedecer a un conjunto de circunstancias. Por ahora, tenemos que contentarnos con hipótesis en todo lo que se refiere a este asunto. No es imposible que ese cambio haya coincidido con el principio de la época glacial, pero nada sabemos de éste, y desde luego cabe preguntar si las expresiones «terciario» y «cuaternario», tal como se emplean en Chile, tienen, en realidad, igual significado que en Europa.

En vista de estas circunstancias, es evidente que el método para determinar la edad relativa de las capas, con arreglo a la proporción de especies vivientes, no puede conducir a resultado seguro, porque los sedimentos depositados antes de la fase caracterizada por la desaparición de los tipos europeos contienen tan escaso número de las especies que aún viven en Chile que, en realidad, se los debería referir al eoceno, y esto es lo que han hecho Sowerby y Philippi. Los extensos trabajos del segundo

de estos naturalistas dan, respectivamente, para las formas vivientes en los depósitos terciarios: 1 por 100 en Navidad (doscientas noventa y una especies) y 1,5 por 100 en Levu (ciento cincuenta y tres especies). Así, pues, el carácter antiguo ha desaparecido en absoluto; hoy esto no nos proporciona medio de determinar la edad exacta de los pisos terciarios.

En las costas orientales de la Patagonia, las faunas terrestres intercaladas en las capas marinas, han permitido que se precise algo su comparación con la serie europea, siempre que se admita que las faunas terrestres que comprenden especies representativas de las de Europa sean en realidad sincrónicas con las de este último continente. En Chile falta ese punto de referencia y las faunas marinas de los yacimientos terciarios difieren mucho unas de otras, lo mismo que las actuales varían con las latitudes. Las ochenta y nueve especies terciarias halladas en Coquimbo y en Guayacán (30° de latitud sur) se reducen a siete o diez en puntos más australes de la costa occidental, sin que pueda asegurarse si ese contraste se debe a una ingerencia de clima, o de edad o a otra causa cualquiera. En cambio, insiste Philippi sobre la semejanza de los depósitos de Santa Cruz en Patagonia (50° de latitud sur) con los de la costa oriental, y al mismo tiempo con los de Navidad en la costa del Pacífico (33° 54'). Creo que las especies comunes se pueden atribuir sin duda al *piso patagónico* de Doering, que probablemente corresponde al oligoceno superior.

Ignoro si se ha hecho hasta ahora algún intento para encontrar en las costas de Chile y del Perú el equivalente del mioceno y del plioceno de Europa.

Sólo después de esta digresión sobre los terremotos de Chile, sobre la necesidad de prescindir de las terrazas interiores y de los «desperdicios de cocina» y sobre la significación de las expresiones «terciario» y «cuaternario» en Chile, podemos dedicarnos a un estudio más detenido de algunos puntos determinados de aquellas extensas costas.

Una rama independiente de la cordillera litoral, arrumbada de norte a sur, se destaca de la alineación general de la costa del Pacífico entre Mejillones y Antofagasta, a la altura del trópico de Capricornio (23 a 23° 33'); al norte se alza el *Morro de Mejillones* (885 metros), y al sur el Morro Moreno (1.250 metros); este macizo se une al continente y al *Cerro Gordo* (que es la rama más occidental de la cordillera) por medio de una faja de tierra cuya altitud media es de 60 a 70 metros. En los surcos excavados por la erosión en las laderas del Morro de Mejillones hay importantes depósitos de guano que cubren señales antiguas de costas, consistentes en depósitos arenosos de conchas marinas, cantos rodados y terrazas discontinuas, que halló Krull a distintas alturas bajo el nivel del mar⁶⁹. A instancias mías buscó Krull en el Morro el mayor número posible de antiguas playas y determinó su altitud; de los resultados que ha tenido la bondad de comunicarme, extraigo lo que sigue:

El Morro de Mejillones es un macizo granítico arrumbado al norte y que visto de norte a sur, parece alargado y cónico, mientras que su perfil de poniente a levante se ensancha en forma de cúpula. Esta cima redondeada corona una cumbre de igual orientación, que (sobre todo al este y NE.) desciende por una serie de escalones y a cuyo pie se extiende una dilatada meseta próximamente a 60 metros de altitud. En las gargantas que surcan el Morro y a gran altura, es donde se encuentra el guano cubierto por depósitos detríticos; una línea férrea que sirve a las diversas explotaciones rodea la montaña entre los 580 y los 588 metros de altitud. Una de esas antiguas gargantas de erosión ha dado más de 70.000 toneladas de guano de buena calidad. Debajo de la línea férrea se ven señales «de un retroceso periódico de la orilla o un levantamiento del suelo que parece producido por sacudidas». Krull distingue varias zonas o líneas de costa a las cotas siguientes: entre 500 y 490 metros, a 435; entre 320 y 290; a 222; entre 130 y 110; a 105, entre 40 y 18, y a 15 metros. Se han hallado conchas marinas hasta los 435 metros. En aquellas pendientes inferiores abundan poco los depósitos de guano, que en la actualidad se forma en el extremo septentrional de la península al nivel del mar.

Aunque algunas de estas playas sean poco marcadas o dudosas, se deduce, sin embargo, de los estudios de Krull que allí donde faltan por completo las terrazas se ven líneas de costa muy altas, que indican una prolongada serie de cambios en la que preponderó la tendencia negativa, y el Morro debe considerarse, al parecer, como una antigua isla de guano, cuando la costa alcanzó su mayor altura. Confirma esta interpretación la circunstancia de que en el guano de aquel punto encontró Philippi restos de peces que cree pertenecientes a una especie extinguida.

En la línea férrea que se extiende entre Mejillones y el *Cerro Gordo*, y que alcanza casi la altura del Morro, se han hallado, al decir de Krull, bancos enteros de conchas. Refiere Philippi que Vidal Gormaz recogió en el Cerro Gordo, a 500 metros sobre el nivel del mar, conchas cuaternarias de especies vivientes, tales como el *Solen Donbeyi* y dos especies pequeñas: *Nucula Grayi* y *Cardita semen*, las tres vivientes, en la bahía de Mejillones; además el *Cardium ringens*, que no habita ya el Pacífico y que hoy se encuentra en las costas de *África*⁷⁰; esta sola notable circunstancia prueba que las antiguas costas que se ven a gran altura en las laderas del Morro y del Cerro Gordo corresponden a una época en la que la fauna atlántica aún no había desaparecido por completo de la costa occidental de América.

Además, describe Philippi conchas cuaternarias de Mejillones, pero sin precisar su procedencia; en aquel yacimiento se cuentan trece especies vivientes y seis desaparecidas, es decir, que la proporción de formas extinguidas es mayor de la acostumbrada en los depósitos cuaternarios.

Se han descrito a menudo las terrazas de la *Caldera*, cerca de Copia-

pó (27° 4'), y las de Coquimbo (30°); Remond dice que en el primer punto llegan a 150 metros y Philippi ha comprobado que su fauna malacológica contiene veintidós especies vivientes y dos extinguidas ⁷¹. En Coquimbo sólo comienzan los sedimentos cuaternarios a los 60 metros y yacen sobre capas terciarias; según Darwin, se alzan algo más que en los alrededores, o sea hasta 90 ó 100 metros; según Philippi, cuéntanse allí cuarenta y seis especies vivientes y ocho extinguidas.

Entre la Caldera y Coquimbo hay terrazas que parten del valle transversal del *Huasco* y que, por lo que se sabe acerca de este punto, deben considerarse terrazas interiores. El valle del Huasco tiene rapidísima pendiente, como todos los ríos que descienden de los Andes a aquella parte de la costa. Las terrazas sucesivas que llegan hasta el mar van elevándose con el valle que hasta Vallenar (a unos 53 kilómetros del Océano) tiene de 6 a 7 kilómetros de anchura. Según Mallard y Fuchs, esas terrazas forman alrededor de la ciudad un amplio anfiteatro de 16 a 17 kilómetros de diámetro. Vallenar está a 513 metros de altitud; hay allí cinco escalones sucesivos, el más alto a 650,4 metros. Se ha supuesto que es el antiguo emplazamiento de un fiordo relleno de depósitos detríticos hasta un poco más abajo del piso superior; habiéndose elevado la tierra, las aguas corrientes excavaron poco a poco los distintos pisos. A esto hay que objetar que el escalón superior no se apoya en las montañas, sino que está separado por un estrecho valle, cuyo fondo pertenece a la segunda terraza, de donde resulta que la terraza superior forma un espolón, lo que excluye todo origen marino ⁷².

No se deduce de aquí que la costa haya estado en otro tiempo a más alto nivel. Darwin encontró en Valparaíso (32° 2') conchas marinas hasta 300 metros de altura, y tal vez a 400, aunque ya no es tan seguro. Según Philippi, hay en Cahuil (34° 29'), a solos 4 ó 5 metros sobre el mar, un banco cuaternario con trece especies vivientes y cinco extinguidas.

Domeyko catalogó las altitudes de las terrazas chilenas determinadas hasta 1860; en este cuadro, debido a ese sabio que tanto contribuyó a dar a conocer Chile, se incluyen las terrazas marinas y las interiores. Con arreglo a los estudios de Pissis, que tan bien diferenció las diversas formaciones, la altitud de las terrazas marinas, entre los 31 y 33° de latitud sur, no pasa de 40 a 50 metros. Las interiores alcanzan bastante mayor altura y siguen las sinuosidades de los valles, en tanto que las marinas son horizontales, contienen conchas y se acuñan o desaparecen al embocar los valles transversales ⁷³; esta última observación de Pissis no excluye la posibilidad de que la orilla estuviese en otro tiempo a más alto nivel, porque las terrazas fluviales más bajas son más modernas que las marinas superiores y se han formado, en parte, a sus expensas.

El valle longitudinal de Chile, que alcanza al norte unos 700 metros de altura, desciende progresivamente hacia el sur, aunque sin formar nin-

gún gran río que siga el pie de los Andes, a semejanza de lo que ocurre con el Sacramento y el San Joaquín en California. Los ríos llegan al mar franqueando la cordillera litoral por muchos valles transversales. Ya se ha hablado de las peculiares circunstancias de la formación de esos valles, de las señales que se observan en el norte del país de un antiguo lecho cortado por valles transversales más modernos y de la continuación de ese accidente geográfico por el sur hacia el canal Moraleda (I, pág. 523). Nunca se han hallado en aquella gran depresión conchas marinas terciarias o cuaternarias; los depósitos que las rellenan contienen *Mastodon Andium* y restos de plantas; allí existió una serie de lagos interiores, separados por salientes de rocas antiguas, como la que hoy rodea el golfo de Reloncavi.

No obstante, en las orillas de aquellos antiguos lagos y al este, en las faldas de los Andes, se ven terrazas a gran altura. Debemos a Domeyko una magnífica descripción de las terrazas interiores adosadas a la cordillera de los Andes, que se encuentran al pasar el volcán de Tinguirica desde San Fernando. Allí hay tres y a veces cuatro terrazas sucesivas cubiertas de exuberante vegetación, que Pissis siguió por aquellos valles y por toda la provincia de Colchagua; encontró cuatro terrazas superpuestas en el valle del Cachapoal, desde Rancagua hasta el río Cortaderal; forma la primera la llanura de Rancagua a 550 metros; la segunda empieza en la confluencia del río de Colla y se alza hasta 974 metros en el río Cuncle, donde comienza la tercera, que se extiende hasta la desembocadura del río de los Cipreses y alcanza 1.200 metros de altitud; por fin la cuarta terraza domina las profundas gargantas de las ramas superiores del citado torrente excavadas en su masa. Esas terrazas se alzan, pues, a gran altura en el Cachapoal, y afirma Pissis que el origen de cada uno de los escalones corresponde a la desembocadura de un afluente. Lo mismo parece que ocurre en el río Tinguiririca y en el Teno; el Cachapoal y el Tinguiririca reunidos forman el Rapel, que llega al mar en la cuenca terciaria de Navidad cerca del 34° paralelo. En aquella zona fluvial y a sólo seis leguas de la costa hay terrazas a 270 ó 210 metros que rodean un vallecillo aislado ⁷⁴.

Ahora sigamos descendiendo hacia el sur.

Marca la falda occidental de los Andes una dilatada serie de lagos, el último de los cuales, el gran lago *Llanquihue*, se halla entre los 40° 58' y los 41° 20' de latitud sur, a 43 metros tan sólo sobre el mar y separado del golfo de Reloncavi únicamente por estrechísimo puerto. Este golfo es el brazo más septentrional del mar interior, limitado al oeste por la isla Chiloé y el archipiélago de las Chonos y al este, por la prolongación de los Andes, que hace mucho tiempo se considera prolongación submarina del gran valle chileno.

Los estudios de Stolp y Fonck y más tarde los de Gormaz y Juliet nos

han enseñado las curiosas circunstancias que se observan en el lago Llanquihue y el golfo de Reloncavi, o sea la región en que acaba precisamente la parte emergida de la gran depresión de Chile y comienza la submarina.

Limitan por el este al lago Llanquihue las faldas del volcán Osorno y por el SE. las del Calbuco; y entre ambas hay una depresión formada, en gran parte, por las proyecciones del primer volcán, que se dirige desde el lago Llanquihue, al pie meridional del Osorno, hasta otro lago algo menor, el de Todos Santos, que se extiende al este del Osorno, y cuya superficie está 171 metros más arriba que la de Llanquihue, o sea a 214 metros sobre el mar.

En la actualidad estos dos lagos no están en comunicación; el Todos Santos desagua hacia el sur, por el río Petrohue, en la parte superior del largo fiordo de Reloncavi, mientras que el Llanquihue vierte al oeste, en el Océano, por el río Maullín.

Las orillas occidental y septentrional y gran parte de la meridional del Llanquihue se componen de aluviones recientes, en los que no se han hallado restos orgánicos, cortados en forma de terraza. En ellos distingue Gormaz seis escalones de 4 a 60 metros sobre el nivel del lago, esto es, de 47 a 123 sobre el del mar; el cuarto escalón, que está a 43,3 sobre el lago, es el más marcado y constante. Según Juliet, que acompañó a Gormaz en su exploración, es probable que en otro tiempo el Llanquihue y el Todos Santos, así como el pantano de Nadi, al oeste del Llanquihue, formase una sola superficie líquida y aquel viajero explica la diferencia actual de altitud de dichos lagos por la desigual resistencia a la erosión de los lechos de sus canales de desagüe: el río Petrohue corre por rocas volcánicas, en las que no ha podido excavar tan rápidamente como el Maullín, que sólo necesita atacar rocas blandas ⁷⁵.

Así, pues, en aquella región hay terrazas lacustres que se extienden junto al mar.

No conozco depósitos conchíferos cuaternarios, o más reciente en aquellas latitudes, pues el descrito como tal en Chiloé y en las islas más meridionales se refiere, bien a yacimientos terciarios, bien a «desperdicios de cocina»; esto es, al menos, lo más probable. En cambio, las terrazas están muy desarrolladas por todas partes; no se sabe si entre ellas hay alguna cuya formación se relacione con la existencia de presas glaciáricas; de todos modos, el aspecto del país recuerda el norte de Noruega.

Ya en las cercanías de *Puerto Montt* se ven a orillas del mar terrazas recortadas, lo mismo en derrubios graníticos que en proyecciones volcánicas y aún en capas terciarias con lignito. Gormaz y Martín han medido su altura al este de Puerto Montt, hacia el *rio de Coihuin*; hay allí tres con 109,9 metros; luego el suelo sube con pendiente suave hasta 126,7. El escalón superior, que corresponde a la parte más alta del país, está a 149,7 metros ⁷⁵. Según Fonck, no se ven terrazas sólo en la isla de *Tenglo*, sino

también en ambas orillas del canal de Chacao, que es el valle transversal ⁷⁷. En el fondo de la bahía de *Castro*, en la costa oriental de Chiloé, a los 42° 25' y en ambas márgenes del riachuelo de Gamboa se alzan tres terrazas muy visibles hasta unos 150 metros sobre el mar ⁷⁸.

Obsérvase un fenómeno curioso en la parte de aquella costa situada más al sur; no sólo prosigue la línea de depresión por los golfos de Reloncavi, Chacao y del Corcovado y por el canal Moraleda hasta el estrecho de Magallanes, sino que además parece que subsisten señales de un antiguo sistema de valles transversales. A los fiordos que más al este cortan profundamente la cordillera de los Andes corresponden al oeste canales; a las entalladuras convergentes de la Boca de Reloncavi y de la Boca de Bohodahue, corresponde el canal de Chacao. Dice Simpson: «El valle del Huemules, corresponde al canal Puluche; el Aysen, al Agiiea; el Queulat, al Ninualaca, y el Palena y el Jictoc al Huafo, como si hubiese habido allí, en época anterior, otros tantos estrechos análogos al de Magallanes» ⁷⁹.

Estudiando el mapa de los fiordos de Noruega, nos parece ver en ellos analogías con la disposición que acabamos de describir; así en aquella comarca el antiguo valle glacial del Divi sigue al Balsfjord, mientras que el valle de erosión actual se inclina al oeste; es demasiado evidente la semejanza para que sólo se trate de coincidencia fortuita.

A los 46° 40' está la *Laguna de San Rafael*, que visitó el jesuita García en 1766, y en nuestros días en dos ocasiones el capitán Simpson. La gran península de Taytao sólo está unida a tierra firme por un istmo de fecha reciente, formada por las morenas que los glaciares arrastraron al mar; en el interior de ese istmo hay una laguna, o más bien un lago, de contorno casi circular y de 14 a 16 kilómetros de diámetro, que al norte comunica con el mar por estrecho canal y recibe por el este el glaciar de San Rafael, cuya punta avanza más de 8 kilómetros en el lago y precipita sin cesar sus hielos con formidable estruendo, que repiten los ecos de las montañas; su actividad parece aún mayor de noche que durante el día. Dice Simpson que la ola retrocede como si ocurriera un terremoto y luego se explaya por las orillas. En todo el perímetro del lago prosigue este trabajo de las olas y sus orillas se degradarían mucho más rápidamente si no fuese por la espesa vegetación que las protege en cierto modo. A un kilómetro delante del glaciar la sonda indica en el lago un fondo de más de 108 metros ⁸⁰.

En muchos puntos se encuentran terrazas en las orillas de esos estrechos; así, por ejemplo, los menciona Coppinger en el canal de *Fitz Roy*. En un abra situada a 13 kilómetros al oeste de la bahía de las Minas se ven dos escalones tan regulares, que parecen construcciones artificiales ⁸¹.

En resumen, las señales que el mar ha dejado en la costa occidental de América del Sur no nos proporcionan resultados tan claros ni concor-

dantes como en la costa oriental. Ya cerca del ecuador, en Guayaquil, se ven bancos de conchas con *Mastodon Andium*; los estudios efectuados en Mejillones y en el Cerro Gordo nos han mostrado vestigios de antiguas costas a 435 metros y tal vez más; sin embargo, las escasas conchas halladas en aquellos depósitos ofrecen aún afinidades con la fauna atlántica. De cuándo data la separación de estas faunas y a qué época se remonta la inmigración de la fauna actual del oeste, es lo que no se sabe aún. En los otros yacimientos considerados como cuaternarios, si es verdad que no hay especies europeas, al menos se halla un número bastante grande de especies extinguidas. En toda la parte media y austral de la costa se ven terrazas muy desarrolladas a distintas alturas. En los fiordos y los canales del sur no se han visto conchas cuaternarias, pero la estructura geográfica es muy análoga a la de las costas septentrionales de Noruega.

Notas del capítulo XIII: Líneas de las orillas de las costas ecuatoriales y australes.

¹ J. Leidy, *Description of Vertebrate Remains, chiefly from the Phosphate Beds of South Carolina* (Journ. Acad. Nat. Sc. Filadelfia, 2.^a ser., VIII, 1877, páginas 209-261); Brylinski, *Phosphates de Chaux de la Caroline du Sud* (Bull. Soc. Geol. de Normandie, II, 1875, páginas 3-74). Para comparar las capas de fosfato del *crag* de Inglaterra véase A. J. Jukes-Browne, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XXXI, 1875, páginas 256-314.

² R. J. Nelson, *On the Geology of the Bahamas and Coral-Formations generally* (Quart. Journ. Geol. Soc., IX, 1853, páginas 200-215); C. Lyell, *Nota*, *ibid.*, pág. 202; W. M. Gabb, *On the Topography and Geology of Santo Domingo* (Trans. Amer. Phil. Soc., new. ser., XV, 1872, páginas 103-111); Gaussoin, *The Island of Navassa* (Amer. Journ. Sc., 2.^a ser., XLII, 1867, pág. 439). *Anegada*, según Cleve, tiene sólo 9 metros de alto; R. H. Schomburgk describe los arrecifes en *Remarks on Anegada* (Journ. R. Soc. Geogr. Soc. Londres, II, 1832, páginas 152-170). P. Duchassaing dió a conocer las formaciones recientes de la Guadalupe, *Essai sur la constitution géologique de la partie basse de la Guadeloupe, dite Grande Terre* (Bull. Soc. Géol. de Francia, 2.^a ser., IV, 1846-47, páginas 1093-1100), y *Observations sur les formations modernes de l'île de Guadeloupe* (*Ibid.*, 2.^a ser., XII, 1855, páginas 753-759); Darwin, *Coral Reefs*, pág. 261; Schott, *Die Küstenbildungen des nördlichen Yukatan* (Petermann's Mittheil., XII, 1866, páginas 127-130); Gabb, *Notes on Costa Rica Geology* (Amer. Journ. Sc., 2.^a ser., IX, 1875, pág. 203). Gabb describe terraplenes fluviales en el río Mao, al ESE. de Sabaneta (Santo Domingo); no pertenecen a esta serie de formaciones (Gabb, *Mem. citada*, pág. 63.)

³ J. G. Sawkins, *Observations on British Guiana* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, páginas 419-434).

⁴ Da Silva Coutinho, *L'Embouchure de l'Amazone* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 5.^a ser., XIV, 1867, páginas 321-334).

⁵ C. Wyville, Thomson, *The Voyage of the «Challenger», The Atlantic*, in-8.º, Londres, 1877, II, páginas 105-108.

⁶ C. J. Hartt, *Remarks on the Brazilian Coral-Fauna* (Trans. Connecticut Acad. Arts and Sc., I, 1866-1871, pág. 364: un apéndice de Verril, *Notice on the Corals and Echinoderms collected by Prof. Hartt at the Abrolhos-Reefs*, *Ibid.*, páginas 351-364). Véase también del mismo autor: *Geology and Geography of Brazil*, in-8.º, Boston, 1870, páginas 189-204.

⁷ A. Rattray, *On the Geology of Fernando Noronha* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVIII, 1872, páginas 31-34). Según los datos de este autor, existen igualmente en la isla importantes macizos de granito. Véase también Buchanan, in Wyville Thomson, *The Voyage of the «Challenger»*, II, pág. 119.

⁸ J. Clarke Hawkshaw, *Notes on the consolidated Beach at Pernambuco* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXV, 1879, páginas 239-243); Rich. Rathbun, *Notes on the Coral-Reefs of the Island of Itaparica, Bahia, and of Parahyba do Norte* (Proc. Boston, Soc. Nat. Hist., XX, 1878, páginas 39-41; Amer. Journ. Sc., 3.^a ser., XVII, 1879, pág. 326).

⁹ Hartt, *Remarks on the Brazilian Coral-Fauna*, pág. 364; véase también Liais, C. R. Acad. Sc., L, 1860, pág. 762, y Marcel de Serres, *ibid.*, pág. 207.

¹⁰ Hartt, *Geology and Physical Geography of Brazil*, páginas 220, 221, 224.

- ¹¹ Annalen d. Hydrogr., VI, 1878, páginas 170-171.
- ¹² Hartt, *Geology and Physical Geography of Brazil*, páginas 35, 71, 506.
- ¹³ G. S. de Capanema, *Die Sambaquis oder Muschelhügel Brasiliens* (Petermann's Mittheil., XX, 1874, páginas 228-230); Wiener, Mittheil. k. k. Geogr. Gess. Viena, 2.^a ser., IX, 1876, páginas 486-489; K. Rath, Globus, XXVI, pág. 174. Heusser y Claraz, *Essais pour servir à une description physique et géognostique de la province argentine de Buenos Ayres*, in-4.º, Zürich, 1865, II, páginas 108-139; Stelzner, in Napp, *Die Argentinische Republik*, in-8.º, Buenos Aires, 1876, pág. 84.
- ¹⁴ R. Fitz Roy, *Extracts from the Diary of an attempt to ascend the River Santa Cruz, in Patagonia* (Journ. R. Geogr. Soc., VII, 1837, pág. 114); véase también *Travels of the Adventure and Beagle*, II. Darwin, como se sabe, era el compañero de Fitz Roy.—Rogers e Ibar, *Estudios sobre las aguas de Skiring, por el Comandante i Oficiales de la corbeta «Magallanes»*, in-8.º, Santiago, 1878, pág. 66. El mismo capitán Musters halló en el Gallegos terraplenes muy desarrollados; son menos claros, aunque también pueden ser reconocidos con facilidad, en el Cuheyli, que desagua en el Coy Inlet; J. C. Musters, *Unter den Patagoniern* (ed. alemana), 1873, y en otras partes.
- ¹⁵ G. Maw, *Notes on the Geology of the Plain of Marocco and the Great Atlas* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVIII, 1872, páginas 85-97, en particular páginas 86-87); C. F. Duro, *Exploración de una parte de la costa noroeste de Africa* (Bol. Soc. Geogr. Madrid, IV, 1878, páginas 184-199); véase también W. Arlet, *Survey of some of the Canary Islands, and of part of the Western Coast of Africa* (Journ. R. Geogr. Soc. Londres, VI, 1836, páginas 285-310).
- ¹⁶ K. v. Fritsch, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XIV, 1862, pág. 547. En esta misma nota se hace mención de fragmentos de corales y de conchas hallados a 700 pies de altitud. Creo que estos depósitos deben datar de la época terciaria.
- ¹⁷ Belcher, *Extracts from Observations on various Points of the West Coast of Africa, surveyed by H. M. Ship Aetna* (Journ. R. Geogr. Soc. Londres, II, 1832, pág. 301). La costa está descrita por Aube, *L'Île Arguin et les Pêcheries de la Côte occidentale de l'Afrique* (Rev. marit. y col., 1872, pág. 470).
- ¹⁸ Darwin, *Geological Observations*, etc., 2.^a ed., páginas 4-6; P. Fischer, *Sur les fossiles des îles du Cap Vert, rapportés par M. de Cessac* (C. R. Acad. Sc., LXXVII, 1874, páginas 503-506); Barón v. Barth, *Primo Relatorio da Comissão encarg. de explor. geol. de la Provincia de Angola* (An. da Com. centr. perm. de Geografia, Lisboa, n.º 1, 1876, páginas 35-37).—En el Atlántico Sur, en la isla Nightingale (grupo de Tristán de Acuña), Buchanan encontró una línea de la orilla a 18^m,8 por encima del nivel actual y las huellas de movimientos negativos parecían subir más todavía (Proc. Royal Soc. Londres, XXV, 1876, pág. 614).
- ¹⁹ U. S. Hydrographic Office, *She West Coast of Africa*, I, 1873, páginas 130-190; P. Langhaus (Petermann's Mittheil., XXXI, 1885, pág. 211 y lám. XI). No debe haber en el cabo Palmas ni arrecifes de corales ni depósitos importantes de conchas, porque el Senado de Palmas ha ofrecido una prima para el descubrimiento de piedras calizas; Schönlein, *Zeitschr. Ges. f. Erdkunde*, Berlin, X, 1875, pág. 431. D. Dohrn ha tenido la cortesía de decirme que no ha notado en las islas del Príncipe ninguna huella de cambios en la línea de la orilla; lo mismo sucede, según O. Baumann, en Fernando Po.
- ²⁰ O. Lenz, *Petrefakten van der Loangoküste* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1877, pág. 279). Boïnski ha traído del bajo Congo conchas subfósiles pertenecientes a especies vivas, y cuyo yacimiento estaba a 200 metros por encima del nivel del mar (Bull. Soc. Belga de Geol., Bruselas, I, 1887, Procès-verb., pág. 30). Debe de haber aquí algún error, pues M. Baumann me dijo que esas altitudes no existen más que a una gran distancia en el interior del país; él trepó a esas colinas, pero no vió nada semejante.
- ²¹ A. Pomel, *Le Sahara*, pág. 25.
- ²² W. B. Clarke, *On the Geological Phenomena in the Vicinity of Cape Town* (Proc.

Geol. Soc., III, 1838-1842, pág. 422). En la isla Kerguelen hay un terraplén continuo a + 6 metros (Th. Studer, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXX, 1878, pág. 346).

²³ G. W. Stow, *Some Points in South African Geology* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, páginas 520-422). El mismo Kraus señaló en otro tiempo en el Grassrüg-gens, entre Uitenhage y Grahams Town, la existencia de depósitos de ostras a 600 ó 700 pies de altitud; *Ueber die geologischen Verhältnisse der Ostküste des Caplandes* (Amtl. Ber. XX, Versamml. deutsch. Naturf. und Aerzte, Mainz, 1842, pág. 129). Bain dijo de 20 a 300 pies, Trans. Geol. Soc., 2.^a ser., VII, 1845, pág. 191; E. Cohen, *Erläuternde Bemerkungen zu einer Routenkarte* (II. Jahresber. Geogr. Ges. Hamburgo, 1875, pág. 111); C. L. Griesbach, *Geology of Natal* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, pág. 67); Rehmann menciona los depósitos recientes de arenas marinas alrededor de la bahía Delagoa; *Das Transvaal-Gebiet* (Mittheil. k. k. Geogr. Ges. Viena, XXVI, 1883, pág. 389).

²⁴ Teniente Wolf, *Narrative of a Voyage to explore the shores of Africa, Arabia and Madagascar performed in H. M. S. «Leven» and «Barracouta», under direction of Capt. W. F. W. Owen*, in-8.º, Londres, 1832, I, páginas 187, 379, 425, 427; II, páginas 2, 5, 9 y en otras partes; Darwin, *Coral Reefs*, pág. 76; Burton, *The Lake Regions of Central Equatorial Africa* (Journ. S. Geogr. Soc., XXIX, 1859, pág. 35); Sos. Thomson, *To the Central African Lakes*, in-8.º, 1881, I, páginas 75, 94; R. Brenner, Petermann's Mittheil., XIV, 1868, pág. 362. El suelo coralino de Zanzibar ha sido descrito por v. d. Decken, *Reisen in Ost-Afrika*, in-8.º, 1869, I, pág. 22.

²⁵ Grandidier, *Notes sur les côtes sud et sud-ouest de Madagascar* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 5.^a ser., XIV, 1867, páginas 384-394); Sibree, *The Great African Island*, 1880, página 36; las indicaciones de Guillemin relativas a una orla de rocas basálticas a lo largo del río (Anales de Minas, 6.^a ser., X, 1866, pág. 281) se refieren, probablemente, a los depósitos de transporte de origen volcánico.—Comm. Wharton (Shearwater) Hydrogr. Notices, 1879, n.º 1; Lient. Coghlan, ibid., 1877, n.º 6; Capt. Friedrich (Brick «Hermann Friedrich»), Ann. d. Hydrogr. IV, 1876, páginas 243-246.

²⁶ Darwin, *Geological Observations*, pág. 33; G. Clark, *Notes on the Geological Features of Mauritius* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIII, 1867, páginas 185-190: un gran macizo de caliza coralina en el interior del país estaría constituido por especies que actualmente no existen en las costas de la isla); R. v. Dasche, *Die Insel Reunion (Bourbon). Eine geologische Studie, mit einem Anhang über die Insel Mauritius*, in-4.º, Viena, 1868, páginas 27, 72, 73 (alternando lavas y bancos de coral); Balfour, Gulliver and Slater, *Rodriguez* (Phil. Trans., vol. 168, 1879, pág. 209); E. Behm, *Die Insel Rodriguez* (Petermann's Mittheil., XXVI, 1880, páginas 287-291 y mapa).

²⁷ G. Revoil, *Voyage au pays des Medjourtins* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 6.^a ser., XIX, 1880, páginas 254-269), y *Voyage au Cap des Aromates*, in-8.º, París, 1880; G. A. Haggemacher's, *Reise im Somali-Lande* (Petermann's Mittheil., Ergänzungsh. 47, 1874, página 18).

²⁸ Carsten Niebuhr's, *Reisebeschreibung nach Arabien und anderen umliegenden Ländern*, in-4.º, 1774, páginas 225-277; por el mismo, *Beschreibung von Arabien*, in-4.º, Copenhagen, 1772, pág. 403; Ehrenberg, *Ueber die Natur und Bildung der Corallenbänke des Rothen Meeres* (Abhandl. Akad. Wiss., Berlin, XVIII, 1832, a., páginas 381-432); Ed. Rüppell, *Reise in Abessinien*, in-8.º, Frankfurt a. M., I, 1838, páginas 140 y siguientes, 183, 245, y II, 1842, pág. 313.

²⁹ Rochet d'Héricourt, C. R. Acad. Sc., XII, 1841, páginas 732-735; Aubry, Bull. Soc. Géol. de Francia, 3.^a ser., XIV, 1885-86, páginas 201-202; Courbon, C. R. Acad. Sc., LII, 1861, páginas 426-433; Th. v. Heuglin, *Reise in N. O. Afrika*, I, 1877, pág. 34; Lartet, *Géologie de la Palestine* (An. d. C. Géol., I, 1869, pág. 263); J. Milne, Quart. Journ. Geol. Soc., XXXI, 1875, pág. 8, y en otras muchas publicaciones. Sobre la variabilidad actual del nivel del mar véase Klunzinger, Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlín, VII, 1872, pág. 21. En Adén, Malcolmson cita la presencia de conchas fósiles a más de 100 metros de altitud;

pero Vélain no halló ese yacimiento; Ch. Vélain, *Description géologique de la presqu'île d'Adem et de l'île de la Réunion*, in-4.º, París, 1878, pág. 9.

³⁰ H. J. Carter, *Memoir on the Geology of the South Eastern Coast of Arabia* (Journ. Bombay Branch Asiatic. Soc., IV, 1852, páginas 21-96); *Notes on the Pliocene Deposits of the Shore of the Arabian Sea* (Ibid., IV, 1853, páginas 445-448); y *Summary of the Geology of India between the Ganges, the Indus, and Cape Comorin* (Ibid., V, 1854, pág. 312).

³¹ W. K. Lotus, Quart. Journ. Geol. Soc., XI, 1855, pág. 251; W. T. Blanford, *Note on the Geological Formations seen along the Coasts of Biluchistan and Persia from Karáchi to the head of the Persian Gulf, and on some of the Gulf Islands* (Records. Geol. Survey of India, V, 1872, páginas 41-45); por el mismo, *Eastern Persia*, in-8.º, II, 1876, página 467, y en otras partes; véase también Quart. Journ. Geol. Soc., XXIX, 1873, pág. 501; W. A. Stiffe, *On the Mud-Craters and Geological Structure of the Mekran Coast* (Ibid., XXX, 1874, páginas 50-53).

³² G. Sowerby, *Memorandum on the Geological Action of the Sea on the South Coast of Kattyawar* (Trans. Bombay Geogr. Soc., XVIII, 1868, páginas 96-104).

³³ G. Buist, *The Geology of Bombay* (Trans. Bombay Geogr. Soc., X, 1852, pág. 178); por el mismo, *Evidences of a general Vibration or Descent and subsequent Upheavement of the land all along the shores from Suez to Arracan* (Ibid., páginas 215-217); H. J. Carter, *Notes on the Geology of the Islands around Bombay* (Journ. Bombay Branch Asiatic. Soc., XXI, 1862, pág. 176), refiere un hecho semejante para Salssete; véase también del mismo autor, ibid., IV, 1852, pág. 166; G. E. Ormiston, *Submerged forest on Bombay Island* (Records Geol. Survey of India, XI, 1878, pág. 302), y Medlicott and Blanford, *Manual of the Geology of India*, pág. LXXI y nota.

³⁴ W. T. Blanford, *The Geology of Western Sind* (Mem. Geol. Survey of India, XVII, 1879, pág. 184).

³⁵ Fr. Jedden, *The Geology of the Káthiáwár Peninsula in Guzerat* (Mem. Geol. Survey of India, XXI, 1884, páginas 53 y siguientes). El autor señala la caliza de *milliolites* muy lejos, en el interior del país, en la montaña de Chotila, a 1.170 pies de altitud, pero sin indicar la presencia de conchas allí; además menciona en esta formación moluscos terrestres. Este punto, pues, necesita aclaración.

³⁶ R. Bruce Foote, *On the Geology of South Travancore* (Records Geol. Survey of India, XVI, 1883, pág. 30, mapa y 1 lám.); por el mismo, *On the Geology of the Madura and Tinnevely Districts* (Mem. Geol. Survey of India, XX, 1883, páginas 46 y 55-74 y mapa). Teniente Christopher, *Account of Adam's Bridge* (Trans. Bombay Geogr. Soc., VII, 1846, páginas 130-133); B. R. Branfill, *Physiographical Notes on Tanjore*, etc. (Journ. Asiatic Soc. Bengal, XLVII, part. 2, 1878, pág. 187).

³⁷ F. v. Richthofen, *Bemerkungen über Ceylon* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XII, 1860, pág. 529); véase también Schlagintweit, *Reise in Indien und Hochasien*, I, 1869, páginas 147 (levantamiento de todo el Indostán).

³⁸ Foote, Mem. citada, XX, pág. 74. *Ramayana, Poema sanscrito di Valmici, tradutto per G. Gorresio*, in-8.º, París, 1856, vol. IX, lib. V, Sundaracanda, páginas 132, 141, 185-192. Para la distinción entre la calzada y el puente véase pág. 362 y nota 91. Agradezco desde aquí la obsequiosa erudición del Prof. M. Bühler, de la cual me he aprovechado.

³⁹ H. J. Blanford, Mem. Geol. Survey of India, IV, 1862, pág. 19; R. B. Foote, *On the Geological Estructure of the East Coast from Latitude 15º Northward to Masulipatam* (Ibid., XVI, 1879, páginas 92 y siguientes); Schlagintweit, Zeitschr. f. Allg. Erdkunde, V, 1855, pág. 163; W. T. Blanford, *On the Geological Estructure and Physical Features of the Districts of Bancoorah, Midnapore, and Orissa, Bengal* (Mem. Geol. Survey of India, I, 1859, pág. 275); y *Sketch of the Geology of Orissa* (Records, V, 1872, páginas 59, 61 y siguientes); Neumayr cita el *Arca granosa* en el agua dulce, en Yang-tsé Kiang (Neues Jahrb. f. Min., 1883, II, pág. 22).

⁴⁰ G. Buist, *On the general Vibration or Descent and Upheaval, which seems at a*

recent geological Period to have occurred all over the Northern Hemisphere (Journ. Asiatic Soc. Bengala, XIX, 1850, páginas 300-309).

⁴¹ F. v. Richthofen, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XIV, 1862, pág. 367; T. R. Mallet, *The Mud Volcanoes of Rámri and Cheduba* (Records Geol. Survey of India, XI, 1878, página 190); y *The Volcanoes of Barren Island and Narcondam* (Mem. G. S. I., XX, pt. 4, 1885, pág. 15); las supuestas huellas de un levantamiento reciente en Barren Island no son reales; R. D. Oldham, *Notes on the Geology of the Andaman Islands* (Records, XVIII, 1885, páginas 143-145).

⁴² H. Rink, *Die Nikobarischen Inseln*, in-8.º, Copenhagen, 1847, páginas 82, 109; F. von Hochstelter, *Beiträge zur Geologie und physischen Geographie der Nikobar-Inseln* (*Reise S. M. Fregatte «Novara»*, in-4.º, II, Viena, 1866, pág. 98).

⁴³ En los puntos donde los terrenos terciarios han sido bien estudiados, como en la isla de Nias, no se señala ningún arrecife coralino levantado; véase, por ejemplo, Verbeek, Jaarb. v. h. Mijneez. in Ned. Oost-Indië, IV, Deel I, 1876, pág. 13. Según Jack, Darwin habló del levantamiento del Nias (*Coral Reefs*, pág. 178).

⁴⁴ Junghuhn, *Java*, in-8.º, Leiden, 1850, II, 2, páginas 1436-1498; Em. Stöhr, *Het rijzen der oostkust van Java* (Natuurk. Tijdschr. v. Nederl. Ind., XXIX, 1867, páginas 76-81); J. Hageman, *Over het rijzen der kusten van oostelijk Java en Madoera* (Ibid., XXX, 1868, páginas 248-284); Richthofen, *Ueber Mendola-Dolomit*, etc. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXVI, 1874, páginas 239-250); Stöhr, *Die Provinz Banjuwangi in Ost Java* (Abhandl. Senkenberg. Naturf. Ges., IX, 1874, páginas 49 y siguientes). Sobre el valle alto del Serajoe, en las montañas del Diëng, Edeling describe terraplenes, que compara a los «Parallel Roads» de Lochaber; Staring demostró que fueron producidos por desplomamientos sucesivos que atajaron el curso del río; Edeling, *Natuurk. Tijdschr.*, XXVIII, 1865, pág. 395; W. C. H. Staring, *Over onde meer-oeverbanken op Java* (Versl. en Mededeel. k. Akad. Wetensch. Amsterdam, Afd. Natuurk., 2 R., I, 1866, páginas 345-348).

⁴⁵ Se hallarán noticias sobre esta región en Reinwardt, Poggendorff's, Ann., II, 1824; pág. 444; A. R. Wallace, *On the physical Geography of the Malay Archipelago* (Journ. R. Geogr. Soc., XXXIII, 1863, páginas 222 y siguientes); A. S. Bickmore, *Reisen im Ostindischen Archipel*, trad. alemana de J. E. A. Martin, in-8.º, Jena, 1869, páginas 71, 185, 288, 388. El Dr. A. B. Mayer, de Dresde, tuvo la bondad de darme parte de sus observaciones sobre el norte de Célebes.

⁴⁶ Junghuhn, *Java*, II, 2, pág. 1435.

⁴⁷ Cuming, in Darwin, *Coral Reefs*, pág. 179; v. Drasche, *Luzon*, páginas 9, 40, 61, y en otras partes; Montano, Archivos de Mis. Cient., XI, 1885, pág. 271 (levantamiento de la costa este de Mindanao y del golfo de Davao); Richthofen, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XII, 1860, páginas 539, 545.

⁴⁸ Pallegoix, *Description du Royaume Thai on Siam*, in-8.º, Paris, 1854, I, pág. 115; A. Bastian, *Die Hydrographie Inter-Indiens* (Petermann's Mittheil., XII, 1866, pág. 457); F. Ratte, *Notes sur l'Indo-Chine* (Bull. Soc. Géol. de Francia, 3.ª ser., IV, 1875-76, página 519).

⁴⁹ A. R. Wallace, *Notes on a Voyage to New-Guinea* (Journ. R. Geogr. Soc., XXX, 1860, pág. 173); J. Moresby, *Discoveries in Eastern New-Guinea* (Ibid., XLV, 1875, página 156); Miklouho-Maclay dice que en la costa de Maclay existen depósitos de arcilla verdedosa que contienen conchas marinas; Wilkinson compara esta arcilla con la arcilla terciaria de Yule Island; pero según Brazier no se encuentran allí más que especies todavía vivientes; V. de Miklouho-Maclay, *Evidences of the Rising of the Maclay-Coast in New-Guinea* (Proc. Linn. Soc. New South Wales, Sidney, IX, 1885, páginas 956 y siguientes).—Cerca de Anuapata (Nueva Guinea) también se hallan, a 600 pies de altitud (182 metros) conchas «semejantes a las conchas actuales»; Stone, Proc. R. Geogr. Soc., XX, 1876, pág. 331.

⁵⁰ Capt. v. Schleinitz, *Die Expedition S. M. S. «Gazelle»* (An. d. Hidrogr., IV, 1876,

pág. 365); Tent. Hosken, *Remarks about the New-Hebrides Group* (Geol. Mag., Dec. 2, III, 1876, pág. 82).

⁵¹ Según Coan, *Coral Reefs of Hawai* (Amer. Journ. Sc., 3.^a ser., VIII, 1874, pág. 446).

⁵² J. E. Tenison Woods, *On a tertiary Formation at New-Guinea* (Proc. Linn. Soc. New South Wales, II, 1878, páginas 125-128 y 267).

⁵³ J. E. Tenison Woods, *On the extra-tropical Corals of Australia* (Proc. Linn. Soc. New South Wales, II, 1878, pág. 296).

⁵⁴ Hydrographic Notice, 1879, n.º 14; An. d. Hidrogr., VIII, 1880, pág. 156. El *Arrecife de Elizabeth*, a 90 millas marinas al NNW. de la isla de Lord Howe, por 29º 56' de latitud sur, es todavía un *atoll* con laguna; Hydrogr. Notice, 1878, n.º 20; An. d. Hidrogr., VI, 1878, páginas 424-426.

⁵⁵ A. Rattray, *Geology of Cape York Peninsula* (Quart. Journ. Geol. Soc. XXV, 1869, páginas 298, 303).

⁵⁶ Daintree, Quart. Journ. Geol. Soc., XXVIII, 1872, pág. 273.

⁵⁷ Howitt, Quart. Journ. Geol. Soc., XXXV, 1879, pág. 34; R. A. F. Murray, *Geological Survey of Gippsland Russell's Creek Goldfield* (Geol. Survey of Victoria, Rep. of Progress, VI, 1880, páginas 39-47); R. Brough Smyth, *The Gold Fields and Mineral Districts of Victoria*, in-8.º, Melbourne, 1869, pág. 11; J. E. Woods, *Geological Observations in South Australia*, in-8.º, Londres, 1862, páginas 205 y siguientes; T. E. Rawlinson, *Notes on the Coast Line Formation of the West Districts and Proofs of the Uniform Conditions of Meteorological Phenomena over long Periods of time* (Trans. and Proc. Royal Soc. Victoria, XIV, 1878, páginas 25-34); se trata de la región comprendida entre Warrnambool y Belfast.

⁵⁸ F. v. Hochstetter, *Reise der österreichischen Fregatte «Novara»*, in-4.º, Viena, 1864; *Geologischer Theil*, I, pág. 265.

⁵⁹ S. H. Cox, *Report on the Geology of the te Anan District* (Colonial Mus. and Geol. Survey of New Zealand, Report Geol. Explor., 1877-78, pág. 118); Al. Mc Kay, *The Southern Part of East Wairapa District* (Ibid., 1878-79, pág. 85); para el estrecho de Cook, véase Crawford, Trans. and Proc. New Zealand Institute, XVII, 1884, pág. 342.

⁶⁰ F. W. Hutton, *Sketch of the Geology of New Zealand* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLI, 1885, pág. 212); por el mismo, *Did the Cold of the Glacial Epoch extend over the Southern Hemisphere?* (Geol. Mag., Dec. 2, II, 1875, páginas 580-583).

⁶¹ Pourtalés, *Corals at the Galápagos Isles* (Amer. Journ. Sc., 3.^a ser., X, 1875, página 282); Th. Wolf, Zeitschr. f. d. ges. Naturw., LIII, 1880, pág. 281.

⁶² Wolf, Mem. citada, páginas 282 y siguientes. Según J. S. Wilson, hay en la desembocadura del río Esmeraldas varios terraplenes poco elevados, que se hallarán hoy a cota inferior a la del nivel de los altos mares, y que encierran restos de la industria humana, de donde el autor deduce un reciente hundimiento del continente; pero esta observación precisa ser comprobada (Quart. Journ. Geol. Soc., XXII, 1866, páginas 567-570). Véase también Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXIX, 1877, páginas 412-415.

⁶³ C. Darwin, *On the connexion of certain Volcanic Phenomena in South America*; read 1838 (Trans. Geol. Soc., 2.^a ser., V, 1840, páginas 605-610); Alc. d'Orbigny, *Mémoire sur le terrain tertiaire et les lignes d'ancien niveau de l'Océan du Sud aux environs de Coquimbo, Chili* (An. de Minas, 4.^a ser., XIV, 1848, páginas 153-162).

⁶⁴ Capt. Gormaz, *Exploración de la Costa de Llanquihué* (Anales Univers. Chile, XLI, 1872, páginas 235, 253, 361; Mem. de la Marina de Chile, 1872, páginas 203 y siguientes).

⁶⁵ L. Agassiz, Nature, VI, 1872, pág. 229 (Extr. de la New York Tribune).

⁶⁶ F. Fonck, *Naturwissenschaftliche Notizen über das südliche Chile* (Petermann's Mittheil., XII, 1866, pág. 468).

⁶⁷ Darwin, *Geological Observations*, 2.^a ed., 1876, páginas 234, 242; Hahn comparte estas indecisiones para Chiloé (véase su libro *Untersuchungen über das Aufsteigen und Sinken der Küsten*, pág. 91). Ph. Germain admite que todos los bancos de conchas men-

cionados por Darwin en estos parajes no son más que «desperdicios de cocina»; Germain, *Observations sur les mouvements du sol dans l'Archipel de Chiloe* (C. R. Acad. Sc., XCVI, 1883, páginas 1806-1808). Los desechos de cocina fueron descritos también por D. Lovisato, *Appunti etnografici con acc. geologici sulla terra di Fuoco* (Cosmos, di G. Cora, VIII, 1884, páginas 97 y siguientes).

⁶⁸ R. A. Philippi, *Die tertiären und quartären Versteinerungen Chile's*, in-4.º, Leipzig, 1887, pág. 257.

⁶⁹ Domeyko, *Apuntes sobre el depósito de guano de Mejillones, sacad. d. l. cartas escritas por el Dr. D. Guill. Krull*, etc. (Anal. Univ. Chile, 1878, pág. 449). Cerca de Miguel Díaz (24º 25') Philippi encontró conchas a más de 270 pies; desgraciadamente, se han perdido; R. A. Philippi, *Die sogenannte Wüste Atacama* (Petermann's Mittheil., II, 1856, página 56).

⁷⁰ Philippi, obra citada, páginas 6 y 253.

⁷¹ Remond, *Apuntes sobre los terrenos terciarios cuaternarios de Caldera i Coquimbo* (Anal. Univ. Chile, XXXI, 1868, páginas 416-419).

⁷² Darwin, *Geological Observations*, páginas 261-263; Mallard y Edm. Fuchs, *Notes sur quelques points de la Géologie du Chili* (Anales de Minas, 7.ª ser., III, 1873, páginas 77-81, lám. II y fig. 3).

⁷³ Domeyko, *Solevantamiento de la Costa de Chile* (Anal. Univ. Chile, 1880, páginas 573-599); Pissis, *Provincia Aconcagua* (Ibid., 1858, pág. 60).

⁷⁴ Domeyko, *Estudio del Relieve*, etc. (Anal. Univ. Chile, XLVIII, 1875, páginas 51 y 60); Domeyko y Díaz (D. Wenceslao), *Excursión geológica*, etc. (Ibid., 1860, pág. 23); Pissis, *Provincia de Colchagua* (Ibid., 1860, pág. 691).

⁷⁵ J. Domeyko, *Nuevas investigaciones acerca de las gradas en que está cortado el terreno terciario de la costa de Chile* (Anal. Univ. Chile, 1862, páginas 183-186 y mapa); Vidal Gormaz, *Llanquihue* (Mem. de Marina, 1872, pág. 280, y Anal. Univ. Chile, 1872, páginas 301, 305, 314, 318, y en particular pág. 321); Carl. Juliet, Mem. de Marina, 1872, pág. 343, y Anal. Univ. Chile, 1872, pág. 383). Para seguir los hechos en cuestión me serví del mapa del golfo de Reloncaví, dirigido por Guill. Cox, en el Journ. R. Geogr. Soc., XXXIX, 1864, pág. 205, y el de C. Martín, Petermann's Mittheil., XXVI, 1880, y lámina VIII.

⁷⁶ Gormaz, Mem. de la Marina de Chile, 1872, pág. 198; Anal. Univ. Chile, 1871, página 70.

⁷⁷ F. Fonck, *Naturwissenschaftliche Notize über das südliche Chile* (Petermann's Mittheil., XII, 1866, pág. 467). He pasado por alto los hundimientos citados por varios autores en esta comarca, porque en la mayor parte de los casos no se trata más que de deslizamientos; por ejemplo, en la laguna de San Ramón, donde hubiera nacido un nuevo lago, sólo apareció una fuente; Gormaz examinó el caso, Anal. Univ. Chile, 1872, pág. 230, y Mem. de la Marina, 1872, pág. 195.

⁷⁸ Darwin, *Geological Observations*, pág. 235.

⁷⁹ Enr. Simpson, *Exploración hidrográfica de la Chacabuco* (Mem. de la Marina, 1872, pág. 379, y Anal. Univ. Chile, 1872, pág. 527). A propósito de la exploración que hizo de la notable laguna de San Rafael, que ha sido formada por las morenas de un glaciar (atajando un brazo de mar), Simpson señala huellas de hundimientos recientes en la parte superior del Canal Moraleda. Estas huellas consisten en bosques sumergidos; sin embargo, en ese dédalo de canales, cambios locales del nivel de las aguas hacen posibles diversas explicaciones; Simpson, Mem. citada, pág. 178.

⁸⁰ Enr. Simpson, *Exploraciones hechas por la corbeta «Chacabuco»* (Anuario hidrogr. de Chile, I, Santiago, 1875, páginas 32, 131 y siguientes). Para un mapa de esta región, véase Petermann's Mittheil., XXIV, 1878, y lám. 24.

⁸¹ R. W. Copping, *Visit to Skiring Water, Straits of Magellan* (Proc. R. Geogr. Soc., new ser., II, 1880, páginas 552-556).

CAPÍTULO XIV

LOS MARES

Contornos.—Movimiento negativo eustático.—Transgresiones.—Movimiento positivo eustático.—Insuficiencia de los movimientos eustáticos.—Desembocaduras y terrazas fluviales.—Resumen general de las líneas de costa recientes. Oscilaciones de los mares.—Fases ecuatoriales alternantes.—Formación de los continentes por descenso.—Durante la época histórica no se han producido cambios apreciables.—El tiempo.

El Océano Pacífico está ceñido por largas cordilleras y lo rodean muchos volcanes como un círculo de fuego; no ocurre lo mismo en el Atlántico y el Indico. Un atento examen enseña que las cordilleras dispuestas alrededor del Gran Océano están siempre plegadas en dirección a las profundidades marinas, aunque su estructura no sea igual al este que al oeste. En California y en toda la América del Sur se encuentra, delante de las altas cordilleras, la Litoral, cuyos terrenos presentan tan especiales caracteres. En cambio, la costa del Asia oriental se compone de una serie de guirnalda insulares, que por una disposición especial derivan de las cordilleras estrechamente hacinadas del Asia interior, que al llegar al Océano se encorvan hacia el norte.

América del Sur, hasta el istmo de Tehuantepec, constituye un elemento independiente; América del Norte, otro, y otro el arco autónomo de Alaska con las islas Aleutianas; el Asia oriental, hasta cerca de Timor, corresponde a un cuarto segmento, y Australia con Nueva Zelanda y otras muchas islas, a otro distinto. En cuanto a las regiones antárticas, ignoramos su constitución.

Los arcos asiáticos se prolongan por el interior del continente; el más meridional parte de Java y de Sumatra y prosigue por las islas Nicobar y Andaman hasta la costa de Arrakan. Es el arco birmano el primero que dibuja por el sur el límite de Eurasia. Estos arcos marginales reaparecen a lo largo de las costas al norte del golfo Pérsico y en algunos puntos del Mediterráneo y terminan en el recodo brusco de Gibraltar. Acompañan a

muchos de estos arcos algunas corridas volcánicas. Unicamente en Gibraltar y en la cordillera de las Antillas llega al Océano Atlántico el borde externo de una cordillera plegada; aparte de estas dos excepciones, los contornos del Atlántico, así como los del Océano Indico, son independientes de la disposición de las cordilleras plegadas, o bien las costas corresponden al tras-país de los distintos plegamientos; en cambio, en el Pacífico las costas coinciden siempre con las cordilleras plegadas y el propio Océano ocupa el ante-país. El límite bien determinado que separa las respectivas regiones de estos dos tipos de costas, de configuración tan diversa, pasa en un continente por el cabo de Hornos y en el otro por la desembocadura del Ganges.

La complicada estructura de Europa denota la existencia de tres cordilleras de plegamiento principales, escalonadas y encorvadas hacia el norte: la más septentrional, la caledoniana, es anterior al devoniano; la segunda se compone de un segmento occidental, el arco armoricano y de un segmento oriental, el arco varisco, que se une con el primero en Francia; el hacinamiento se reconoce hasta en el borde externo, en el ángulo entrante que forman cerca de la frontera franco-belga las capas carboníferas caídas hacia el norte. Esta segunda cordillera es anterior al permiano, pero con plegamientos póstumos, que han continuado, por lo menos, hasta la época terciaria. La tercera cordillera, la más reciente, comprende los Pirineos, los fragmentos de arco del SE. de Francia, el Jura, los Alpes y los Cárpatos. Cada una se detuvo contra los despedazados restos de la anterior. En el norte de España se observa, en la cuenca de Asturias, una disposición del todo semejante al recodo brusco de Gibraltar, pero que ha sufrido erosión muy enérgica.

El dibujo de las costas occidentales de Europa no obedece a la disposición de las cordilleras plegadas, sino que las corta en ángulo recto: así el arco armoricano termina en el SO. de Irlanda y en Bretaña, donde las *rías* son características; en Galicia y Portugal, tampoco parece que se manifiesta por ningún indicio la estructura del suelo en la forma de las costas.

Al mismo tiempo, las cordilleras plegadas de América del Norte se doblan muy marcadamente: en el bajo San Lorenzo (que sigue la cenefa externa), la dirección de la fuerza plegante pasa del oeste o el NO. al NNO.; las costas de Nueva Escocia, de Nueva Brunswick y de Terranova, cortadas por rías, adquieren así notable analogía con ciertas partes del litoral atlántico de Europa '.

Este contraste entre el contorno de las cuencas oceánicas y la estructura de las tierras inmediatas indica que *estas cuencas oceánicas son áreas de descenso* que reproducen en inmensa escala los descensos observados en el interior de los continentes. Así lo atestiguan también, respecto del Pacífico, las grandes profundidades inmediatas al borde de los arcos montañosos en la costa del Japón y al oeste de América del Sur.

Confirman mejor esta hipótesis los resultados obtenidos en el estudio del Mediterráneo, con el que se ha conseguido demostrar que se compone de una serie de regiones hundidas de distinta edad, y es evidente que *los contornos de los grandes océanos también son de edades distintas.*

Así lo indica la circunstancia de que no sean los mismos pisos de la serie mesozoica los que afloran en sus orillas. Alrededor del Océano Pacífico se encuentran depósitos marinos triásicos en Nueva Zelanda, Nueva Caledonia, el Japón, las Aleutianas, el archipiélago de la Reina Carlota, el oeste de América del Norte y el Perú; en todas estas partes están incluidos en los plegamientos de grandes cordilleras litorales y también parecen hallarse en el Arrakan, allí donde el arco birmano dibuja el límite del golfo de Bengala. También asoman en el extremo norte de Eurasia; en Spitzberg están horizontales.

En las orillas del Océano Indico sólo se encuentran tales depósitos en el NE., donde la costa pertenece al tipo pacífico. La serie comienza, a lo sumo, en el jurásico medio, y los terrenos mesozoicos se presentan en todas partes sin trastornos, porque allí no se ven en ningún punto señales de plegamientos posteriores. A causa de las fracturas, las capas con plantas de Gondwana (que no son de origen marino) forman acantilados sobre el mar, en los montes Quathlamba, por ejemplo. En la extensa meseta del sur de Africa nunca se ha encontrado el menor vestigio de permanencia del mar y, por supuesto, no se concebiría cómo aquella región podía haberse levantado del seno de las aguas.

Alrededor del Atlántico (excepto siempre los segmentos de Gibraltar y de las Antillas, que son del tipo pacífico), la serie mesozoica comienza por el cretáceo medio desde el cabo de Hornos a Groenlandia y desde las Lofoten hasta el cabo de Buena Esperanza; sólo en el Africa occidental acaso sea algo más antiguo el primer tramo. Es cierto que en el oeste de Europa se observan el lías y el jurásico a orillas del mar, pero el actual dibujo de las costas no tiene relación con el que podía existir cuando se depositaron los terrenos: así se desprende del afloramiento de potentes formaciones de agua dulce de edad wealdense como orilla del Océano en la Charente, en la provincia de Santander y en las costas de Portugal, lo mismo que las capas de Gondwana en el Océano Indico y los depósitos de agua dulce de la parte superior del terciario en las orillas del Egeo.

Consideradas las depresiones marinas como descensos, los continentes adquieren carácter de pilares, y la *forma puntiaguda hacia el sur de Africa, de la India y de Groenlandia, se explica por el cruce de campos de descenso, cuya mayor extensión se encuentra al sur.* En Groenlandia se observa una falta de simetría en las series estratigráficas, que demuestra que los dos lados del obstáculo son probablemente de edad distinta, y parece que el borde oriental es más antiguo que el occidental. La forma

puntiaguda de América del Sur no tiene el mismo origen, pues allí el factor principal reside en la curva del haz plegado de las cordilleras.

La corteza terrestre se hunde; el mar la sigue.—Pero mientras que los descensos de la litosfera están limitados en extensión, el descenso de la superficie líquida afecta a todo el perímetro de las áreas oceánicas: se produce un movimiento negativo general. Para analizar con más rigor esta clase de fenómenos, debemos separar primero de las modificaciones diversas que influyen sobre la altura de las costas las que se extienden de un modo casi uniforme en sentido positivo o en sentido negativo por toda la Tierra; llamaremos a estos movimientos generales *movimientos eustáticos*.

La formación de las cuencas oceánicas determina movimientos negativos eustáticos que ocurren bruscamente con ciertos intervalos.

Tales movimientos se han producido en diversas épocas, afectando muy variable amplitud. La estructura del Spitzberg y de Escocia muestra la importancia de los descensos ocurridos en la era paleozoica; Escania nos ofrece un ejemplo de la continuación del mismo fenómeno en la era mesozoica; los descensos ocurridos en Islandia nos enseñan que los pilares y fosas análogas siguen produciéndose en nuestra época. Pero este despiece de la corteza terrestre por grandes facturas de edad distinta es un hecho muy general. Los depósitos triásicos marinos, y al mismo tiempo la serie completa de las capas mesozoicas marinas cruzan de parte a parte el más dilatado continente que existe, ocupando una zona que coincide en gran extensión con la de los arcos que forman la margen meridional de Eurasia, de donde resulta que se alzan montañas en el mismo sitio que ocupaba el antiguo mar, cuyas zonas más profundas cubrían hacia el oeste la comarca en que hoy se elevan los Alpes Orientales; y que se prolongaba luego por el Mediterráneo occidental y algunas partes del oeste de Europa. Pero la semejanza de las faunas contenidas en los depósitos de igual edad de las Indias Occidentales, de Bogotá y de Chile (semejanza que persiste hasta la época terciaria en Chile y las Antillas), nos fuerzan a admitir que existía antes de la apertura de las partes boreales y australes del Atlántico una comunicación marina a través del actual emplazamiento de este Océano, y precisamente en la dirección del segmento de cenefa que, por excepción, posee facies pacífica, es decir, en la dirección de las Antillas con su cordillera plegada y su cinturón de volcanes. Era el antiguo mar que se extendía según los paralelos y que Neumayr ha denominado *Mediterráneo central*.

Considerando ahora la serie de los terrenos sedimentarios en las partes mejor estudiadas de los continentes, se comprueba que han ocurrido en inmensos espacios y durante larguísimos períodos transgresiones, o sea movimientos positivos interrumpidos por fases negativas. Al fin del período siluriano, retrocedió marcadamente la orilla entre el Illinois y el Atlántico, en Inglaterra, en el Norte de Rusia y en las orillas del Dniester. La

arenisca roja antigua, que no encierra fósiles marinos, y las pizarras análogas, de origen continental, asociadas con ella, se depositaron en todo el Atlántico septentrional, en el este del Canadá, lo mismo que en Spitzberg, en Escocia, en Inglaterra, en el norte de Rusia y hasta el Dniester. Después avanzaron los depósitos marinos y durante el devoniano medio se extendió la transgresión por Rusia hasta Livonia y Curlandia y acaso también por el oeste del Canadá y las orillas del Clearwater y del Mackenzie tal vez al Mar Glacial. Una nueva fase negativa caracterizó el principio del período carbonífero, hasta que otro episodio positivo motivó la transgresión de la caliza carbonífera en California, Dakota, Texas, en todo lo que cubría la arenisca roja antigua, desde Irlanda, por Escocia, hasta Spitzberg, en otras muchas regiones y también sobre terrenos más antiguos, como en el norte de China. Después ocurrieron las oscilaciones del carbonífero superior, análogas en el Illinois y en gran parte del sur de Europa, hasta que el movimiento negativo se interrumpió de nuevo por los sedimentos marinos de la época permiana, de reducida extensión, lo mismo en el norte de América que en el de Europa.

Las mares mesozoicas nos muestran en Europa, desde el rético, un movimiento positivo que, aunque interrumpido por fases accidentales de retroceso, volvía siempre a dominar; los sedimentos marinos adquirieron así creciente extensión, hasta que los depósitos del jurásico medio, desbordando sobre un substrátum de terrenos de muy distintas edades, pasaron más allá de Cracovia, Kiev, Moscú y Oremburgo, alcanzaron en el Pechora las orillas del Mar Glacial y cubrieron al mismo tiempo, más al oeste, el norte de Escocia; gran parte de Europa estaba entonces sumergida. También se encuentran indicios de la transgresión del jurásico medio en Abisinia; en Cach y hasta las costas occidentales de Australia.

El piso kimeridgiense, que pertenece al jurásico superior, puede verse aún casi sin modificaciones desde Oremburgo y Simbirsck, por toda Europa central hasta cerca de Lisboa. La orilla retrocedió entonces, pues las aguas marinas sólo se mantenían en el territorio de donde partían las transgresiones, en los Alpes sobre todo, mientras que desde Hannóver al sur de Inglaterra, en las orillas del Charente, en el norte de España y Portugal se extendieron grandes lagos de agua dulce.

En ese momento comenzó el período cretáceo. Las costas desde los Alpes y su prolongación por las Baleares subieron poco a poco al sitio donde hoy se encuentran las montañas del Jura y España. Toda la Europa Central se sumergió de nuevo bajo el mar, incluso las comarcas que acababan de ocupar los grandes lagos de agua dulce. Así como Rusia se hallaba en seco en la época de la regresión máxima, esta vez el mar avanzó simultáneamente desde las regiones árticas sobre las llanuras de la Europa oriental, conduciendo una serie de moluscos de tipo especial; alcanzó primero Tomaszow, en el Pilica, en el oeste de Polonia; después, tras del de-

pósito de las últimas capas de la creta inferior, los mares se unieron y algunos tipos rusos penetraron hasta Hannóver; luego cesó la influencia boreal y los mares meridionales se extendieron más. Llegamos a la época de la gran transgresión del cretáceo medio y superior.

Entonces, por primera vez, bañó el mar las costas del Atlántico; sus aguas cubrieron las llanuras de la Patagonia hasta el pie de las cordilleras, penetraron en los valles de los afluentes superiores del Marañón y atravesaron acaso el continente suramericano; después se extendieron desde Texas por la región central de América del Norte hasta el 65° paralelo; dejaron sus señales alrededor de Africa; cubrieron la mayor parte de Europa, desbordaron los pilares de la Europa central y avanzaron por el sur de Rusia al este de los Urales hasta el 62° 30' de latitud norte y ocuparon las cuencas del Caspio y del Aral, el Turán, el Irán, Siria, Arabia y el Sahara oriental; afectaron a las costas de la India e invadieron otras muchas regiones. Está comprobado que donde no penetró esta transgresión fué en las comarcas del Norte: Groenlandia oriental, Spitzberg, norte de Rusia y Siberia (excepto las localidades que acabamos de mencionar al este de los Urales), y, finalmente, el norte de China.

Otra vez abandonó el mar grandes superficies, y la nueva emersión se produjo al mismo tiempo en inmensas extensiones. Hubo un retroceso general de las costas, y en Europa este fenómeno fué aún más acentuado que después de la transgresión del jurásico medio, porque los lagos que aparecieron durante este episodio, ocuparon latitud más meridional: del borde del antiguo *Mediterráneo central* partieron las transgresiones, y fué en su emplazamiento donde se extendieron sus capas de agua dulce, como en el Mediodía de Francia y, sobre todo, en Istria y Dalmacia.

Terminado el período cretáceo, comenzó la era terciaria y los fenómenos se complicaron hasta tal límite que no es posible imaginarlos en conjunto. La transgresión oligocena, de origen boreal; la retirada progresiva de los depósitos marinos, que abandonaron las alturas del Irán y del centro de Europa para no volver a desbordar los límites actuales del Mediterráneo; el aumento parcial de este mar por los hundimientos locales....., tales son los rasgos más salientes de esta historia tan rica en variados acontecimientos.

Esta recapitulación demuestra que la *doctrina de las oscilaciones seculares de los continentes no puede explicar las sumersiones y emersiones reiteradas de la tierra firme*. Los cambios observados son demasiado extensos y uniformes para que puedan provenir de movimientos de la corteza terrestre. Así, la transgresión del cretáceo medio se observa en el Amazonas, en el Athabasca y en el Elba; en las orillas del Nilo, lo mismo que en la cuenca del Tarim; en el valle del Narbada, y en Borneo igual que en la isla de Sajalín y en las orillas del Sacramento; se trata de cambios físicos generales que afectaron a toda la superficie del Globo. Tal es al

mismo tiempo la explicación de que se haya *podido usar la misma terminología para distinguir los terrenos sedimentarios en todas las partes de la Tierra*, lo que hubiese sido impracticable si sus límites no coincidiesen con acontecimientos universales.

Fué una fortuna para la Geología estratigráfica que se desarrollase primero en Inglaterra, donde los vacíos en la serie sedimentaria presentan un grado medio de frecuencia; aquel país, en efecto, estuvo alternativamente emergido u ocupado por el mar y por lagos de agua dulce. Una serie de faunas marinas indígenas en las regiones meridionales, como la fauna hercyniana, la del carbonífero superior, la del piso de Artinsk, las diversas faunas marinas del triás, la titónica y la neocomiense, faltan totalmente en Inglaterra o sólo se encuentran incompletas. Luego *los límites de los terrenos fundados por Smith y sus sucesores corresponden la mayoría a fases negativas*. Estudiándolos con cuidado, como se ha hecho con el límite entre el jurásico y el cretáceo, se puede adelantar más en el análisis: se reconoce entonces que un cambio en sentido negativo produce el aislamiento de ciertas zonas marinas y el empobrecimiento de la fauna, pero que la desaparición definitiva de la fauna anterior sólo puede ocurrir algo después del máximo negativo.

Esa es también la causa de las dificultades surgidas al querer comparar los cortes de regiones en que es continua la serie de los depósitos (como ocurre en los Alpes orientales), con la serie estratigráfica establecida en Inglaterra. También por esto algunos sabios eminentes han expresado la idea de que dicha serie debía estar en relación con ciertos ciclos, es decir, con una causa permanente de modificaciones que producen la vuelta periódica de condiciones análogas.

Pueden hacerse diversas hipótesis acerca de la verdadera naturaleza de estos fenómenos, pero el estado actual de la ciencia no suministra indicación concreta sobre tal punto. Algunos caracteres se deducen claramente, otros son aún dudosos. El análisis de la serie reciente de los Alpes induce a admitir que fué oscilatorio el movimiento positivo que determinó la invasión progresiva de los depósitos réticos en gran parte de Europa y hasta el norte de Escocia; conducen también a esa hipótesis la división en bancos de la caliza, las señales terrestres o litorales que encierran los primeros contraechos y las inclusiones de tierra roja en la caliza blanca, así como otras particularidades. Las alternancias observadas en la isla de Purberck nos ofrecen un segundo ejemplo de esta clase. Los bancos calizos recientes de Sombrero y las señales de guano que subsisten en sus intervalos sugieren interpretación análoga. Por otra parte, es indiscutible que las venas *parálicas* intercaladas en las capas marinas del terreno hullero recuerdan desde muchos puntos de vista las *Zwischenmittel* del rético de los Alpes orientales; y que la reunión de éstas en una capa única, que se produce cuando se avanza hacia tierra no se puede explicar mediante mo-

vimientos oscilatorios sin un nuevo y detenido examen. Los yacimientos réticos, sobre todo, y los de Purberck revelan abundantes oscilaciones de pequeña amplitud. Se reconocen claramente oscilaciones más importantes, que determinan, por ejemplo, el avance y retroceso de los diversos pisos transgresivos del liás: así resulta de la comparación de los cortes del norte de Escocia con los de Escania, y acaso también con la disposición de las capas de Hierlatz en los Alpes; o, dicho de otro modo, son ciclos secundarios que se producen dentro de los principales. Más manifiestas aún son las fases principales que corresponden a los ciclos más importantes de todos.

Debemos fijarnos en un hecho relativo a esas mismas fases, y es que el elemento positivo de la oscilación parece corresponder a un período mucho más largo que el negativo que lo sucede. Aunque resulta imposible en el estado actual del problema formular juicio preciso y definitivo, no puede olvidarse que en Europa las costas (con pocas interrupciones sin importancia) no dejaron de avanzar tierra adentro desde el triás hasta después del calloviense, pasando por la época rética, el liás y todo el jurásico inferior; se trata, pues, de un período larguísimo. Aun en el kimeridgiense el mar llegó desde Siberia, cruzando Europa, hasta las costas actuales del Atlántico; después durante un período mucho más corto, al parecer, y que corresponde a los pisos portlandiense y purbekiense, ocurrió una emersión general; fué aquélla la época de las lagunas yesosas, que reemplazan bien pronto en el suelo recién emergido grandes lagos de agua dulce. El hecho se repitió en la época cretácea; por los datos de que disponemos, diríase que durante la primera mitad de este período las aguas tendieron a explayarse cada vez más al norte y al sur, hasta que se produjo una mezcla parcial de las faunas. Más tarde, en la época cenomanense, sólo aumentaba en la región meridional hacia el norte, y esa extensión tan notable de la zona marítima continuó hasta la época senonense; había entonces en las zonas templadas y tórridas, muchas menos tierras emergidas que hoy, aunque el mar debía ser poco profundo en grandes extensiones. Es difícil saber si la facies salobre del piso de Laramie proviene del progreso de los aterramientos o de un descenso de las costas; en Europa se comprueba que después del senonense se produjo una disminución general de los mares, y todo indica que el fenómeno fué incomparablemente más rápido; en todo caso, tuvo la intensidad suficiente para originar lagos de agua dulce en el Mediodía de Francia y parte norte del Adriático.

Se evidencia la extraordinaria lentitud de los movimientos positivos por la denudación del substráctum que siempre se observa bajo los depósitos transgresivos. Debe suponerse que conducirá al mismo resultado el estudio detallado de ciertos horizontes con fosfatos que ocupan gran extensión.

La emersión que siguió al período jurásico constituyó aquella zona en

que la flora de las dicotiledóneas arborescentes sustituyó a la anterior. La transgresión cenomanense, que avanzó por las tierras emergidas de América del Norte y de Europa, nos ha conservado los restos de esa nueva flora en la base de los depósitos entonces formados. También se debe a la regresión postcretácea la aparición de la superficie continental de América del Norte y de Europa, en donde se propagaron rápidamente los mamíferos superiores.

Es fácil comprobar que las transgresiones invaden lentamente la tierra firme. Así en los Estados Unidos la transgresión cretácea comenzó en Texas por arenas con dinosaurios; el piso siguiente, las calizas con *crapottinas* de Friedrichsburg y la serie de Washita, apenas traspasó los límites de Texas; las capas de Dakota, que las siguen, sólo encierran especies marinas hasta Nuevo México y Kansas, y aun en el segundo de estos Estados son litorales; los fósiles recogidos en Dakota pertenecen a especies que habitan aguas menos saladas. Hasta mucho más tarde no se observa la influencia del mar muy adentro del Canadá ².

Por fin, la marcha pausada y uniforme de los fenómenos se deduce de que depósitos relativamente modernos yacían concordantes sobre capas bastante más antiguas. Estos casos son frecuentes. Murchison, describiendo los bancos de conchas de especies árticas de Ust-Vaga a orillas del Duina, insiste en la absoluta concordancia de dichos bancos con las capas permianas, también horizontales, que en otros puntos están a su vez absolutamente concordantes con capas mucho más antiguas, sin que nada revele en el contacto el gran vacío que las separa. Es lógico sentir extrañeza ante este fenómeno, pues indudablemente debió ocurrir en el intervalo una erosión o una descomposición parcial de la roca, en suma, un cambio cualquiera de la superficie; por eso me inclino a creer que aun en tal caso la denudación debe haber barrido cierto espesor de depósitos.

Desde luego se suscita la duda de que tales movimientos positivos sean también eustáticos.

Las materias sólidas llegan al mar ya mecánicamente en estado de partículas que van a depositarse en el fondo cerca de las costas, como sedimentos detríticos, ya químicamente en disolución y aptas para ser asimiladas por ciertos organismos que las transforman en conchas calizas o silíceas. Hay que citar también los productos volcánicos que se acumulan en la profundidad del mar. La potencia de los terrenos sedimentarios y la importancia de las denudaciones (que suponen en muchos puntos de los continentes varios kilómetros de capas barridas) demuestran la enorme importancia de tales fenómenos de transporte en el pasado y aun en el presente. Así, pues, se efectúa un relleno poco activo, pero incesante, de las cuencas oceánicas que debe determinar un desplazamiento general de los mares; facilita esta transgresión el descenso cada vez mayor de los continentes.

La formación de los depósitos provoca un desplazamiento positivo continuo, eustático, de las líneas de costa.

Conocemos, pues, movimientos eustáticos de dos clases: unos episódicos y negativos que resultan de descensos de la corteza terrestre, y otros constantes y positivos, determinados por el incremento de los depósitos marinos (σ , II, páginas 224, 273). Nada podrá hacer resaltar el contraste mejor que los ejemplos numéricos, pero debe entenderse que los cálculos correspondientes son aproximados. Ya en 1848 un sagaz observador, Chambers, intentó determinar el descenso general que en el nivel del mar provocaría el hundimiento de un trozo pequeño de su lecho ³. Escojamos una región cuyo hundimiento reciente conozcamos: el archipiélago griego y el Mar Negro; suponiendo que este último no hubiese estado ocupado antes por un lago de agua dulce, admitiendo que las orillas de todos los océanos fueran verticales y tomando como base las cifras de Krümmel para el volumen y la profundidad media de los mares, encontraríamos que la formación de esas dos cuencas debió determinar en toda la extensión del Planeta un movimiento eustático negativo de unos cuatro pies de amplitud. En cambio sería necesario un desgaste de 10 metros repartido por todas las tierras emergidas para producir un movimiento eustático positivo de igual importancia. La profundidad media de los mares es, según Krümmel, de 3.438 metros y su superficie de 366 a 368 millones de kilómetros cuadrados, de donde resulta que el descenso de un área continental que midiese poco más de 100.000 kilómetros cuadrados de superficie hasta una profundidad igual a la media de los mares, correspondería sólo a un metro de descenso general de su nivel.

Si hubiese algún motivo para suponer que la cantidad de agua que existe en la superficie del Planeta puede aumentar o disminuir bajo la influencia de una causa telúrica o cósmica general, los fenómenos consiguientes corresponderían también a la clase de los movimientos eustáticos; pero este fenómeno se produce en realidad, pues la cantidad de agua disminuye por causa de la formación de nuevos silicatos, y aumenta también, probablemente, merced a las erupciones volcánicas.

Los resultados obtenidos en nuestro estudio acerca de la extensión de los antiguos mares son muy incompletos, pero parece que no bastan para explicarlos los movimientos eustáticos. Su actuación es indudable, según indica el carácter rápido de los grandes movimientos negativos, al fin del período cretáceo, por ejemplo; esto es, que muchas razones abogan en favor de la hipótesis de que el límite entre el cretáceo y el terciario, que dominó la emersión de los continentes en que se desarrollaron los mamíferos superiores, obedeció a un descenso del mar (en realidad este punto no está comprobado). En cambio, otros fenómenos no poseen caracteres propios de los movimientos eustáticos.

El análisis detallado de las series estratigráficas conduce a menudo a

admitir oscilaciones abundantes, aunque de escasa amplitud, lo que es difícilmente conciliable con los movimientos eustáticos.

Los mares y los hielos que cubren las altas latitudes australes impiden la comprobación de que existan allí terrenos mesozoicos; también es casi desconocido el gran cinturón de depósitos secundarios que en las regiones árticas se dirige desde la isla del Príncipe Patricio por el NO. de Bathurst hacia las tierras situadas al norte de la isla de Grinnell. Puede admitirse: 1.º, que la transgresión producida en el período rético, el lías y el jura se propagó en Europa desde el Mediterráneo Central como punto de origen (es decir, de los Alpes hacia el norte), y que se observa al mismo tiempo mucho más al sur, en Abisinia y en Cach; 2.º, que en la época del cretáceo inferior (piso volgiense) se produjo una transgresión en el norte de Rusia y en Siberia; igualmente existen indicios análogos en el Africa austral (serie de Uitenhage) y en Australia (en el piso aptense), pero el fenómeno se reprodujo además en la misma época en el Cach y en la Europa central; 3.º, que la transgresión cenomanense se extendió desde la zona tórrida hacia el norte y hacia el sur, pero a pesar de su mucho desarrollo, respetó una gran extensión del hemisferio boreal (este de Groenlandia, Spitzberg, norte de Rusia, parte de Siberia y norte de China); 4.º, que la transgresión eocena no penetró en las regiones árticas; 5.º, que la transgresión oligocena, que partió, por el contrario del Mar Glacial, alcanzó Alemania por la vertiente oriental de los Urales. Parece observarse aquí cierto contraste entre las regiones ecuatoriales y las polares, pero todos estos datos provisionales y el progreso incesante de los descubrimientos podrá confirmarlos o rectificarlos en mayor o menor grado.

Dejemos ahora los mares correspondientes a un pasado lejano y consideremos los sedimentos más modernos adosados a las vertientes de las costas actuales y las señales de variada naturaleza que atestiguan los cambios que ha sufrido en estas costas la altura de la orilla. Aparte de las causas de error de origen local (muchas de las cuales hemos dado a conocer en varios ejemplos), hay otras de carácter general. La primera y principal, sobre la que no temo insistir, consiste en la extrema dificultad de cotejar exactamente desde el punto de vista cronológico los hechos observados en puntos distantes unos de otros. En las altas latitudes las señales glaciales suministran datos que conviene utilizar con prudencia, porque no hay que olvidar que ha habido varios períodos glaciales. No está demostrado que la desaparición de los hielos ocurriese en el norte de Noruega al mismo tiempo que en la Europa central; tal régimen se halla en pleno vigor en Groenlandia. Esta guía falta bajo los trópicos. Se evidencia cada vez más que debieron ocurrir muchos desplazamientos después del período de máximo glaciario y en el principio de la época protohistórica (muy diferente el último también en las distintas partes del mundo). Pero no tenemos medio de saber si las señales negativas que se observan, por ejem-

plo, cerca del cabo Comorín o de Mejillones, son más recientes o más antiguas que las de los mares del norte; sobre este punto sólo podemos hacer hipótesis. Lo único que puede afirmarse es que el período en que se formaron estos depósitos fué muy largo; en la costa de Guayaquil se han encontrado, en el centro de un banco de conchas, osamentas de *Mastodom Andium*; en Calais y en el bajo valle de Lena, el *Elephas primigenius* es posterior a las *playas levantadas*, cuya fauna es, sin embargo, la que puebla los mares actuales inmediatos.

Además no se debe olvidar que el empleo de datos numéricos da a esta clase de investigaciones una apariencia de exactitud en desacuerdo con la realidad. Los agujeros de los folados indican con la misma precisión que una playa abandonada un determinado nivel del mar, pero en general sólo se conoce bien la altitud de los bancos conchíferos o de otros sedimentos cualesquiera, y naturalmente esta altitud no coincide con el horizonte que correspondería a la superficie del mar en la época de la formación de esos depósitos.

Por último, todas las tentativas de sincronizar los cambios observados bajo diversas latitudes adolecen de la desproporción a favor de los indicios negativos y en contra de los positivos en cuanto a las probabilidades que tienen estas señales de permanecer visibles. Se ha visto que aun en las oscilaciones de predominante tendencia positiva hay probabilidades de que sólo se vea una sola señal negativa (II, pág. 25). Generalmente, las señales de movimientos positivos están ocultas, y sólo en los mares cálidos nos suministra pruebas de un movimiento positivo el crecimiento de los arrecifes coralinos, según la teoría de Darwin, a la que me inclino en líneas generales. En los mares más fríos, en los que no hay corales, no encontramos nada que nos oriente cerca de los mismos fenómenos, y si se produce en el norte o en el sur un movimiento positivo de tan pequeña amplitud, no se observará la menor señal de él.

Se ha tratado muchas veces de demostrar que la forma de las partes sumergidas de las costas indica movimientos positivos. La principal de estas tentativas se apoya en la existencia, en la desembocadura de muchos ríos, de un surco que en cierto modo prolonga hasta gran profundidad su cauce.

Un caso cuidadosamente estudiado es el del *Hudson* cerca de Nueva York. Lindenkohl prueba que el cauce submarino se destaca con claridad a unas 10 millas de la costa, donde a las 17 brazas de profundidad, constituye el fondo una meseta arcillosa; en la misma canal la sonda desciende a 25 brazas, de modo que su profundidad relativa es de 8; pero pronto aumenta; a 20 millas la meseta está a — 27, la canal a — 42; a 40 millas la cota batimétrica es de — 43 en la meseta, y la profundidad de la canal disminuye y acaba por desaparecer, pero reaparece en seguida en forma de ancho valle. A esa distancia de la costa, la meseta continental está ro-

deada por un talud continuo de pendiente muy agria; el cauce atraviesa esa especie de escarpa, donde adquiere gran profundidad. A 85 millas reaparece la canal y a 105 millas se alcanza el citado escalón. En este intervalo de 20 millas la profundidad es al principio de 60 brazas; desciende en la primera milla a 200 y llega a 474. En este punto la anchura del cauce es de 3 millas. La parte inferior de este profundo valle, que se ha llamado *fiordo submarino*, posee márgenes de 2.000 pies de altura y una pendiente de más de 14°; un fango sabuloso y verdoso tapiza el fondo y las márgenes.

De la existencia de este valle submarino, prolongación del río y de otros hechos del mismo género, comprobados a lo largo de las costas de California, al sur del cabo Mendocino, se ha deducido un descenso muy importante de las partes inmediatas del continente ⁴. A esto hay que objetar que Hörnlimann ha encontrado las mismas canales en la desembocadura del *Rin*, en el lago de Constanza, y en la del *Ródano* en el lago de Ginebra. El *surco* del Rin se conoce en una longitud de 4 kilómetros hasta 125 metros de profundidad; se abre en medio del cono de deyección sub-lacustre, y su anchura máxima llega a 600 metros a los 70 de profundidad. El del Ródano se ha seguido por espacio de 6 kilómetros: a 800 metros de la orilla la altura relativa de las márgenes que lo delimitan es de 50 metros. Según Forel, los aluviones acarreados actualmente en aquellos parajes abundan demasiado para que la antigua configuración del suelo pudiese escapar a los efectos del relleno. Se trata, pues, sin duda, de una formación reciente determinada en la superficie del cono de deyección por fuerzas que aún actúan. Y según el mismo autor, los *surcos sub-lacustres* resultan de un fenómeno de erosión de la época actual y atestiguan que las corrientes se notan en las partes profundas de los lagos y su ahondamiento se debe a la temperatura más baja de las aguas fluviales cargadas de fango que allí desembocan; en la primavera es cuando el fenómeno se produce con mayor intensidad ⁵.

El más grandioso de estos casos es el de la desembocadura del *Congo*, que dió a conocer Buchanan. Existe allí un profundo cañón submarino que rodean escarpadas murallas de fango. A 20 millas marinas aguas arriba de la desembocadura, presenta ya el río la extraordinaria profundidad de 150 brazas, y la canal se ha reconocido hasta cerca de 100 millas mar adentro con fondo de 1.000; a 35 millas de la costa el cañón ha ahondado 900 metros en la meseta marginal del continente. Buchanan admite que una corriente inferior de agua salada penetra en el lecho del río e impide el depósito de los materiales de acarreo en todo el trozo que recorre; así, pues, no es el cañón el que ha profundizado, sino más bien son los sedimentos los que se han acumulado a un lado y otro ⁶.

De modo que en manera alguna pueden verse en estas líneas submarinas de depresión indicios de movimiento positivo.

Mientras que los movimientos positivos son tan difícilmente observables de modo directo, a no ser en los mares con islas coralinas, las señales de movimientos negativos se encuentran en todos los lugares del Globo. En las altas latitudes sus huellas están a menudo acentuadas por los aterramientos ocurridos durante el período glacial o después de la desaparición de los glaciares. Este transporte de arenas y rocas desmenuzadas ha sido tan grande, que han rellenado ciertos valles de Norteamérica, hasta el punto de que puede decirse que los ríos han necesitado excavar un nuevo lecho. Dana, Berendt y otros geólogos han supuesto que la fusión rápida de los hielos y de las nieves, al provocar inundaciones violentas, acaso repetidas, fueron la causa de estos fenómenos de transporte ⁷.

No sólo se han formado líneas de costa en estas masas de materiales movedizos, sino también terrazas hasta muy adentro en el interior y en los valles altos de los países montañosos, y aun se han formado a sus expensas algunas barras litorales. Parte de estas terrazas es de origen lacustre, y en especial se manifiesta su formación en los lagos de glaciares represados; otras resultan de la acción fluvial. Se ha insistido a menudo en esta obra acerca de la necesidad de distinguir las terrazas fluviales de las debidas al trabajo del mar. La mayor parte de las primeras se forman del siguiente modo: el río, buscando su pendiente de equilibrio, describe meandros en la superficie de los aluviones; en tiempo de crecidas, a causa del aumento de la fuerza centrífuga en los meandros, disminuye el radio de curvatura y la corriente recorta las márgenes convexas, en las que forma escalones sucesivos. Si se repite este proceso, el río se ahonda, los meandros cambian de sitio, su saliente disminuye poco a poco, y de cuando en cuando ocurre que una parte convexa llega cerca de una antigua escarpa, pero a nivel inferior. Entonces se forma un segundo escalón; más tarde, acaso, se forme un tercero, y así sucesivamente. El avance de los meandros, combinado con el ahondamiento del lecho, originó el fenómeno. Hitchcock se acercó mucho a esta explicación en 1857, y encontraron la misma Rüttimeyer, Miller, Mühlberg y Nikitin al estudiar los ríos de Suiza, de la Gran Bretaña y de Rusia; los ingenieros encargados de la corrección de torrentes la conocían desde muy antiguo ⁸.

Las modificaciones de la costa afectan, cuando son importantes, a la pendiente de los ríos hasta gran distancia, sobre todo cuando existen cataratas. Pero, por desgracia, las terrazas fluviales situadas cerca del mar son más recientes que los últimos movimientos de las costas. Puede citarse como ejemplo el Divi, con sus terrazas situadas donde antes se hallaban playas marinas y niveles abandonados por los lagos glaciáricos ⁹. Así se encuentran terrazas fluviales en todas las latitudes con tal de que haya suficientes masas de materiales que transportar; hemos indicado su existencia en el valle del Maraón, y Gabb las cita en Haití; pero donde el fenómeno adquiere su mayor desarrollo es en las regiones más próximas a los polos.

Después de haber prescindido así, en lo posible, de la influencia de estas diversas causas de error, se llega a adquirir la siguiente idea de las oscilaciones modernas de las líneas de costa.

Las costas árticas presentan hasta gran altitud señales negativas; esa altitud va disminuyendo hacia el sur, y su continuidad, más o menos perfecta, depende de múltiples circunstancias: la configuración del terreno, la disposición sencilla o recortada de la costa y la intensidad variable de las denudaciones posteriores. Sin embargo, este descenso progresivo parece en absoluto uniforme, pues es más rápido, por ejemplo, en la costa este de América del Norte que en la oeste.

En el Africa austral, en el sur de Australia, de Nueva Zelanda y de la Patagonia existen también a gran altura señales negativas. Su disminución de altitud hacia el norte está demostrada en Nueva Zelanda y en el este de América del Sur. Parece que en la costa oriental de Australia corresponde a una fractura reciente. La parte occidental de América del Sur muestra en las altas latitudes señales negativas; pero la existencia de *desperdicios de cocina* y terrazas de origen probablemente lacustre complican las investigaciones, juntamente con otras causas de error. Las demás costas (Africa austral, Australia occidental) son demasiado desconocidas para que puedan tenerse en cuenta las señales negativas allí descubiertas.

En la costa occidental de América del Sur existen señales negativas hasta los 27° de latitud sur, pero no es posible dictaminar si yacimientos tales como los de Mejillones y el Cerro Gordo se deben más bien considerar anteriores al establecimiento del régimen actual.

Cuando las señales negativas alcanzan cierta altura, son discontinuas, esto es, aparecen a varios niveles sucesivos, desde 2 hasta 10 metros, separados por interrupciones.

También se conocen señales negativas bajo los trópicos, pero a poca altura, como ocurre en Guayaquil, casi bajo el ecuador y en la costa oriental de Africa. Dibujan un cinturón muy bien marcado alrededor de la parte norte del Océano Índico, sobre todo en la península del Indostán; e igualmente existen señales negativas hasta unos 100 metros sobre el nivel del mar en gran parte de los archipiélagos de la Polinesia, en plena región de las islas de coral.

Sólo en los mares cálidos se ven los indicios de movimientos positivos que suministran los arrecifes coralinos con lagunas. Es fácil observar, sin embargo, que en las partes del Océano Pacífico que habitan los políperos constructores, los arrecifes *vivientes* son más modernos que las masas calcáreas que ha dejado en seco el movimiento negativo y a los que servían de cenefa. Lo mismo se observa en las Antillas, y en toda la zona ecuatorial puede considerarse como el último el movimiento positivo.

De aquí se deduce que en los mares cálidos han debido producirse oscilaciones, de donde se infiere también que bajo la influencia de éstas se

han originado las señales negativas discontinuas de las regiones boreales.

En las Antillas y en el mar de Banda, así como en otras regiones, surge una gran dificultad a causa de la existencia de calizas terciarias, cuyo límite superior no se ha podido determinar en ningún sitio con certidumbre ¹⁰.

Todas las señales de antiguas orillas de que se ha tratado hasta ahora son horizontales e independientes de la estructura de las costas. Presentan los mismos caracteres que en la región del Pacífico en la del Atlántico, en un país arcaico que en uno volcánico, lo mismo si se trata de mesetas estratificadas que de cordilleras plegadas y recortadas por *rías*. En los raros casos en que algunos accidentes tectónicos muy modernos se superponen a estas señales litorales, como ocurre en el estrecho de Cook, los dos fenómenos aparecen por completo independientes uno de otro, como ocurre con las terrazas del antiguo lago Bonneville (desaparecido por evaporación), respecto de las fallas modernas del pie de los montes Wahsatch.

Aunque quedan por esclarecer muchos puntos de estos problemas, que reclaman nuevas investigaciones, puede afirmarse que varias de las hipótesis aventuradas para explicar tales transformaciones no se pueden conciliar con los hechos conocidos.

Es imposible explicar por medio de levantamientos o descensos de la tierra firme estos movimientos que prosiguen en forma de oscilaciones alrededor de todas las costas y en todas las latitudes, sin manifestar la menor relación con la estructura de los continentes. Las transgresiones de los períodos antiguos son demasiado extensas y uniformes para que hubieran obedecido a movimientos de la litosfera y lo mismo ocurre respecto a las más recientes modificaciones de las líneas de costa.

También es imposible conciliar estas observaciones con las teorías en que se admite una acumulación alternativa de las aguas en los dos polos, según la doctrina de Adhemar y son en absoluto incompatibles con tal hipótesis el desarrollo simultáneo y la gran altura de las señales negativas en las altas latitudes del hemisferio boreal y del austral.

Parece que lo que caracteriza los últimos movimientos es una acumulación de aguas en el ecuador y una disminución alrededor de los polos, que obedecen a una de las oscilaciones que se suceden en aquellos parajes con tendencia positiva y negativa, respectivamente.

En todas las latitudes se observan hoy señales negativas, que pudieran explicarse tal vez sólo por medio de fenómenos eustáticos negativos, es decir, por grandes descensos; pero esto supondría un descenso uniforme del nivel del mar de más de 1.000 pies en época muy reciente. Parece mucho más natural admitir que las señales negativas encontradas a cierta altitud bajo los trópicos no son de la misma edad que las de las regiones circumpolares y que se produce alternativamente una acumulación de las aguas marinas en los polos o en el ecuador. Tal vez existan entre estas se-

ñales algunas negativas determinadas por movimientos eustáticos, pero hasta ahora no las sabemos distinguir de las otras.

Este resultado concuerda bien con la índole oscilatoria que el estudio de las capas sucesivas nos obliga a admitir tan a menudo para los períodos antiguos. También está en armonía con el especial balance que parece evidenciar en Europa la extensión de ciertos terrenos. La terminología estratigráfica nació en la región que era en cierto modo la zona inundable en que se desbordaba el Mediterráneo central. Tal es la causa de los abundantes vacíos que presenta la serie estratigráfica inglesa. Las fases negativas corresponden en general a los límites de los terrenos; pero no podríamos decir con seguridad, desde ahora, cuáles son los que proceden de oscilaciones y las que resultan de movimientos eustáticos.

Estas conclusiones y conjeturas se pueden compaginar con una hipótesis debida a Penck, según la cual, en la época glacial la acumulación de hielos alrededor de los polos, produjo un aumento en la atracción ¹¹. Pero Penck designó la atracción de los hielos como una de las causas múltiples que en diversas épocas han ejercido su influencia sobre el nivel del mar, lo cual es muy cierto; no debe olvidarse que la mayoría de las terrazas citadas en esta obra son posteriores a la gran extensión de los hielos. Al mismo tiempo que este factor debe tenerse en cuenta la atracción variable de las masas continentales, el aumento local de la atracción producido por la acumulación de los sedimentos (α , II, pág. 224) (fenómeno objeto de estudios especiales de Zöppez), y, por fin, otras muchas circunstancias secundarias, tales como la orientación de la costa con relación al sentido de propagación de las mareas, el caudal de los ríos y tributarios, la intensidad de la evaporación, etc.

Sentados estos resultados provisionales, volvamos a ocuparnos de los movimientos de la corteza exterior del Globo y de los diversos modos de dislocación que resultan de los esfuerzos telúricos.

El conjunto de los hechos conocidos se opone a toda explicación de tales fenómenos basada en la teoría del levantamiento, es decir, en movimiento de báscula de la corteza. De ese modo no podrían concebirse ni las pequeñas oscilaciones múltiples ni las grandes que abarcan toda la Tierra. Por medio de movimientos de la litosfera no es posible explicar que se encuentren en la serie de los terrenos las mismas soluciones de continuidad en los Estados Unidos que en el centro de Rusia, e inexplicable sería también la formación de largas terrazas horizontales independientes en absoluto de la estructura de las costas en que se las observa ¹².

Además de los movimientos verticales se han producido en la corteza terrestre otros horizontales; se han formado cordilleras alargadas cuya aparición originó profundísimas modificaciones locales; pero el nivel general de los océanos varía por la influencia de circunstancias diferentes. Así se patentiza en los Alpes, que se levantan en la región del Mediterráneo

central, de la que repetidas veces partieron hacia el norte y hacia el sur las transgresiones; por efecto del empuje lateral, los depósitos acumulados en el fondo de este mar se levantaron luego, de modo que formaron altas montañas, lo que nos permite afirmar que los Alpes son un lecho de mar comprimido. Pero esta comprensión tangencial no ha ejercido influencia apreciable inmediata sobre el nivel de los océanos. La consecuencia indirecta del plegamiento, cuando afecta a una región emergida, es aumentar la pendiente de los ríos y el volumen de las precipitaciones atmosféricas y de los materiales de acarreo; cuando el fenómeno ocurre bajo el mar, deben tenerse en cuenta las relaciones mutuas entre los hundimientos y los plegamientos.....; pero éste es un punto del que más adelante trataremos.

Por excepción, puede producirse, bajo la influencia del empuje lateral, una intumescencia de gran amplitud, como la que Diener observó en el Líbano y en el Antilibano; pero esta misma solución no tiene gran importancia cuando se trata del nivel general de los océanos ¹⁵.

El objeto esencial de esta tercera parte ha sido determinar la naturaleza de los movimientos oceánicos y su dependencia más o menos íntima de los telúricos. Parece lo más probable que el Océano se halle sometido a un movimiento propio que, al cabo de largo tiempo, hace alternar en el ecuador las fases positivas con las negativas. De este movimiento del Océano sólo se podrá hablar de modo muy vago hasta que se conozca mejor la sucesión de las capas en las altas latitudes y cuando se lleguen a diferenciar claramente de las terrazas formadas en la orilla de los lagos glaciales las que son de origen marino. Pero estas grandes oscilaciones no se suman en la inmensidad de los tiempos, sino que se compensan. La emergencia perdurable de los continentes es, en definitiva, resultado de hundimientos locales de la superficie terrestre que han ido conduciendo las aguas marinas a las fosas así constituidas, bajando al mismo tiempo el nivel general de las orillas. Todo movimiento eustático negativo aumenta la pendiente de los ríos y estimula la degradación de las tierras emergidas en todo el Globo, de donde se origina un aumento de los depósitos y, en definitiva, un movimiento eustático positivo. La oscilación oceánica tiende a producir las mismas consecuencias cuando es negativa, y aun cuando es positiva provoca por sí misma aumento en la sedimentación, siempre que determina erosión en los territorios invadidos. Así se produce una pugna alternativa de esfuerzos. Los descensos eustáticos y el depósito de los sedimentos son fenómenos cuyos efectos se suman y en el transcurso de los períodos geológicos los movimientos eustáticos negativos han dominado siempre. El plegamiento de las cordilleras es sólo factor secundario en estos fenómenos.

La constitución de las regiones que baña el Pacífico demuestra que este océano existía ya en la época triásica y desde entonces su extensión ha disminuído sin cesar. La de las regiones que rodean al Atlántico ates-

tigua que el dibujo general de sus costas se remonta a fecha posterior, pero desde la época cretácea se ha ido reduciendo la zona marítima. El Mediterráneo está rodeado de señales negativas que se extienden desde el centro de Europa hasta el Irán y sirven como de registro de los progresos de su reducción gradual, que presenta el *mínimum* entre el mioceno y el plioceno. Este análisis puede ampliarse; llegará el día en que el escaso desarrollo de señales negativas alrededor del Mar Negro y en el norte del Adriático servirá de punto de partida para determinar con mayor exactitud la edad de estos hundimientos ¹⁴. Así es como las tierras emergidas se han hecho habitables, gracias a la preponderancia de los movimientos negativos. De la historia de los mares resulta la historia de los continentes.

Nuestra investigación por las bibliotecas y los relatos escritos está ya terminada y ahora volvemos al grandioso espectáculo que nos sirvió de punto de partida, a la playa y a las olas perpetuamente agitadas del Océano. Las olas continúan sin descanso haciendo oír su sordo mugido, el flujo renueva su descenso y el reflujo su ascenso entre los mismos límites. La amplitud de este balance de las mareas no ha variado de modo apreciable en todo lo que el hombre puede remontarse en el pasado de su propia especie.

Se nos ha dicho que no es así, que grandes porciones del planeta se elevan en masa lentamente, mientras que otras descienden, o que regiones enteras, como Escandinavia, Groenlandia, Australia y Nueva Zelanda están sometidas a movimiento de báscula; que América del Sur y Noruega se levantan por sacudidas y que estos fenómenos se producen aún con tal amplitud que pueden medirse.

Pero no es el suelo de Suecia el que se levanta; es el Báltico, ese mar casi cerrado, cuyo nivel se halla bajo la influencia de factores climatológicos, el que se vacía poco a poco y atraviesa una fase de disminución creciente, de la que resulta el descenso, cada vez más marcado, de la orilla en las partes de su perímetro más alejadas de la entrada. En Groenlandia no son ciertos los supuestos cambios de nivel en el fiordo de Igalliko. Las oscilaciones que han dejado huellas en las columnas del templo de Serapis en Puzol corresponden a movimientos locales en el seno de un cráter casi extinguido; no se han sentido en Nápoles, a pesar de su proximidad, y no tienen relación con las terrazas horizontales que existen a lo largo de las costas de Italia. Mientras se aminora así y aun se reduce a la nada la fuerza demostrativa de los diversos ejemplos invocados, sucesivamente se presentan una porción de casos en que la estabilidad que caracteriza al régimen actual aparece como sincrónica de los orígenes de la tradición histórica o de época aún más lejana; en centenares de localidades el mismo mar se ha encargado de grabar profundamente en la roca, al nivel de las mareas, las señales de su paso.

Hace miles de años que la pendiente del Nilo es invariable; la situación de sus bocas es la misma que antiguamente; el Bahr-Yussuf continúa corriendo hacia el lago Moeris (el lago sagrado de los Cocodrilos) y el canal de agua dulce aún riega el valle de las Siete Fuentes. El cordón litoral que se apoya en el promontorio del Casius subsiste después de haber servido de paso probablemente a Moisés y a los israelitas. La barra del mar de Azov y la de Pereckop, que se llamaba en la antigüedad la *Carrera de Aquiles*, existen desde hace muchas docenas de siglos. Caminos romanos siguen la calzada de arenas de Toscana, y el primitivo canal de desagüe de Cosa aún sirve de depósito a las lagunas de aquel litoral. A época muy anterior corresponden los antiguos cordones litorales que se ven en medio de los aluviones, detrás de las playas actuales en el delta del Po y del Adigio, al norte de Comacchio, al oeste de las bocas del Ródano, cerca de Aigues Mortes y a lo largo de la bahía de Mobile en la desembocadura del Misisipí, así como el grandioso aparejo edificado por la corriente fría del norte que sirve de zócalo a los cayos de la Florida hasta las Tortugas. Valmiki, el poeta del Ramayana, el pintor entusiasta de la Naturaleza animada e inanimada lo mismo que del alma humana, nos revela cómo se asombraban ya sus contemporáneos a la vista del dilatado banco, cuyos restos unen hoy Ceilán con el continente. Han sido necesarios varios miles de años de calma para que los grandes aluviones del bajo Mécong se acumulasen aguas abajo de Ph'nom Baché, cortasen el golfo y lo transformasen en una serie de lagos, originando así el Tonlé-Sap, corriente de agua dulce, que parte del año se dirige desde el Mécong hacia los lagos, y el resto les sirve de canal de desagüe en el Mécong y después en el mar. Los antiguos documentos chinos se extienden hasta la orilla del mar, pero del examen a que se dedicó Richthofen en el Yu-King, resulta que la red fluvial de la gran llanura era hace cuatro mil años la misma que hoy y sometida probablemente a iguales desastrosas inundaciones que en nuestra época.

De manera que los cambios susceptibles de medida se limitan a las pérdidas que experimentan los continentes por la fuerza de las olas y a la ganancia que resulta del progreso de los aterramientos (aparte de las influencias meteóricas variables); al descenso local por sacudidas de los terrenos de aluvión, cubiertos de bosques o de edificios; a las oscilaciones locales cerca de ciertos volcanes y finalmente (aunque en casos muy raros), a la producción de verdaderas dislocaciones en la orilla del mar, como la que ocurrió en 1856 en Nueva Zelanda, en el estrecho de Cook.

Sin embargo, el nivel de las costas cambia a menudo, y cada grano de arena que se deposita en el mar contribuye, aunque en ínfimo grado, a desplazar las aguas marinas de su lecho. Pero, ¿quién osaría expresar en cifras tal modificación? Después de la desaparición de los hielos cuaternarios se produjo un descenso notable de la orilla alrededor del mar del

Norte, y, sin embargo, desde el Escalda al Vlie, se encuentran hoy delante de las dunas restos de construcciones romanas; estas ruinas demuestran el movimiento de avance de las arenas, pero distan tanto de probar un cambio de la altura de la línea de costa como el «fuerte de los Vikins», en Romö; pero, ¿qué son unos cuantos miles de años respecto de la vida de un planeta? Y cuando vemos hoy entre el golfo de Mesenia y el de Laconia las cavernas litorales, precisamente en el mismo nivel que hace dos mil años, ¿dónde encontraríamos una escala para medir el tiempo que ha necesitado el mar, aun con ayuda de los ríos y los agentes atmosféricos, para nivelar cordilleras enteras y continentes y depositar sobre los pliegues arrasados miles de metros de nuevos sedimentos, como se ha producido desde antes del siluriano en Texas, en el norte de China y en otras extensísimas regiones? Durante el período carbonífero surgieron cordilleras de plegamiento que, después de niveladas, cubrieron nuevos sedimentos hulleros.

Para hacer palpable la inmensidad del espacio celeste sólo necesita el astrónomo recordar el paralelismo de los rayos visuales o las manchas blancas de la Vía Láctea. No existe término de comparación análogo que pueda revelarnos la magnitud de los períodos cósmicos; ni siquiera se conoce la unidad a que referir los de la historia del Globo. La distancia entre muchos astros se ha podido determinar, pero para la distancia en el tiempo de las líneas de costa más modernas de Capri o del último banco de conchas de Tromsö no podemos aventurar cifra ni siquiera aproximada. Disponemos de los restos orgánicos de un pasado remoto, y consideramos su estructura física, pero no conocemos el tiempo que separa de nuestra época aquella en que vivieron esos seres; de igual modo el análisis espectral nos revela la constitución química de una estrella que no da paralaje, pero no nos permite determinar la distancia a que se encuentra de nosotros. Como Rama paseaba su vista por el Océano, cuyos contornos se confunden con el cielo en el horizonte, y se preguntaba si podría abrirse paso a través del puro Infinito....., así nuestras miradas se pierden hasta ahora en el Océano de las edades sin alcanzar por parte alguna la otra orilla.

Notas del capítulo XIV: Los mares.

¹ Es tan grande esta analogía, que Marcel Bertrand no vaciló en enlazar las dos regiones por líneas continuas a través del Océano. M. Bertrad, *La chaîne des Alpes et la formation du continent européen* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3.^a ser., XV, 1886-87, pág. 442 y fig. 5).

² C. A. White, *On the Cretaceous Formations of Texas and their relation to those of other portions of North America* (Proc. Acad. Nat. Sc. Filadelfia, 1887, part. 1, páginas 39-47).

³ Chambers, *Ancien Sea Margins*, pág. 319.

⁴ A. Lindenkohl, *Geology of the Sea-bottom in the approaches to New York Bay* (Amer. Journ. Sc., 3.^a ser., XXIX, 1885, páginas 475-480 y mapa).

⁵ G. Davidson, *Submarine Valleys on the Pacific Coast of the United States* (Bull. California Acad. Sc., 1887, II, páginas 267-268).

⁶ F. A. Forel, *Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciaires* (C. R. Acad. Sc., CI, 1885, páginas 725-728).

⁷ J. I. Buchanan, *On the Land Slopes separating Continents and Ocean Basins especially those on the West Coast of Africa* (Scottish Geogr. Mag., III, 1887, pág. 222); Buchanan señala un cierto número de otros surcos en la misma costa y menciona la existencia de una fosa del mismo género en la desembocadura del Adour.

⁸ J. D. Dana, *On southern New England during the melting of the Great Glacier* (Amer. Journ. Sc., 3.^a ser., X, 1875, páginas 168-183, etc.); G. Berendt, *Die Sande in nord-deutschen Tieflande und die grosse diluviale Abschmelzperiode* (Jahrb. K. preuss. Geol. Landesanst. für 1881, Berlín, 1882, páginas 482-495).

⁹ Edw. Hitchcock, *Illustrations of Surface Geology*, in-4.^o, vi-151 páginas y 12 láminas, Wáshington, 1857 (Smithsonian Contrib. to Knowledge); L. Rütimeyer, *Ueber Thas und Seebildung*, in-8.^o, Basilea, 1869, páginas 137 y siguientes; H. Miller, *River-Terracing: Its Methods and their Results* (Proc. R. Phys. Soc. Edimburgo, VII, 1882-83, páginas 263-306); F. Mühlberg, *Die heutigen und früheren Verhältnisse der Aare bei Aargau* (Programm Aarg. Kantonsschule, in-4.^o, Aarau, 1885, páginas 1-46 y mapa); S. Nikitin, *Die Flussthüler des mittleren Russland* (Mem. Acad. Imp. Sc. Petersburgo, 7.^a ser., XXXVII, n.^o 5, 1884, pág. 19).

¹⁰ Dausse describe las terrazas de transporte en su *Nouvelle note sur les terrasses alluviales* (Bull. Soc. Géol. de Francia, 2.^a ser., XXV, 1867-68, páginas 752-762).

¹¹ Los horizontes superiores se prolongan al este del mar de Banda, en el Océano Índico; esto es lo que resalta claramente de una observación de Aldrich en la isla Christmas (11° de latitud sur), al sur de Java (Nature, XXXVII, 1887-88, pág. 204); la cima, que mide 1.200 pies de altitud, es de caliza coralina y en las vertientes parece que hay tres terraplenes.

¹² A. Penck, *Schwankungen des Meeresspiegels* (Jahrest. Geogr. Ges. München, VII, 1882, páginas 47-116); A. de Lapparent, *Le Niveau de la Mer* (Bull. Soc. Géol. de Francia, 3.^a ser., XIV, 1885-86, páginas 368-385); Hergesell, *Ueber die Aenderung der Gleichgewichtsflächen der Erde durch die Bildung polarer Eismassen und die dadurch verursachten Schwankungen des Meresniveaus* (Gerland, Beiträge zur Geophysik, I, in-8.^o, Stuttgart, 1887, páginas 58-114); E. v. Drygalski, *Die Geoid-Deformationen der Eiszeit* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlín, XXII, 1887, páginas 169-280).

¹³ Esta conclusión de que la teoría del levantamiento es insuficiente y no responde a

los hechos está ya expresada en un cierto número de manuales recientes, por ejemplo: en H. J. Klein, *Physische Geographie*, pág. 341; A. Supan, *Grundzüge der physischen Erdkunde*, in-8.º, Leipzig, 1884, páginas 183 y siguientes; S. Günther, *Lehrbuch der Geophysik*, II, in-8.º, Stuttgart, 1885, pág. 455, etc.

¹⁴ C. Diener, Libanon, 1886, pág. 398; la hipótesis lanzada por Löwl de una coincidencia entre los movimientos del mar y los de la corteza terrestre es ingeniosa, pero no conozco caso al cual sea realmente posible aplicarla. F. Löwl, *Die Ursache der säcularen Verschiebungen der Strandlinie: Vortrag*, in-8.º, Praga, 1886.

¹⁵ En la costa de Istria se hallaron depósitos de tierra roja, en los cuales están intercalados bancos de conchas marinas y cantos rodados; pero la altitud es allí tan escasa, que es muy posible que esta intercalación resulte de una pororoca; Stache, *Verhandl. k. k. Geol. Reechsanst.*, 1872, pág. 221 (esta altitud es de 1 a 2 pies, todo lo más, en Pola); Marchesetti, *Boll. Soc. Adriat., Trieste*, VII, 1882, páginas 303-304 y nota (+ 1 metro hacia la punta sur de Istria.)

INDICE DEL TOMO SEGUNDO

	Páginas.
<i>Advertencia preliminar</i>	VII
<i>Extractos de los capítulos del segundo tomo</i>	IX

TERCERA PARTE

LOS MARES

CAPÍTULO PRIMERO: <i>Diversidad de opiniones acerca de los cambios de lugar de las orillas. Terminología y generalidades.</i> —Estrabón.—Dante.—Celsio y Linneo.—Nordenankar.—Playfair y L. de Buch.—Goethe.—Lyell y Darwin como mantenedores de la teoría del levantamiento.—Bravais y Eug. Robert.—Chambers y Domeyko; manifestación de nuevas dudas.—Teorías basadas en la gravitación.—Adhémar y sus sucesores.—Resúmenes; Howorth.—Terminología.—Auténtico caso de dislocación en Nueva Zelanda.—Camino seguido en los siguientes capítulos.....	5
CAPÍTULO II: <i>Los contornos del Atlántico.</i> —El escudo canadiense.—El escudo báltico.—Líneas de <i>glint</i> .—La meseta de Spitzberg.—Groenlandia.—La cordillera caledoniana.—La cordillera armoricana.—La cordillera varisca.—El entroncamiento montañoso de Europa central.—La Meseta Ibérica.—Examen de las cordilleras antepermianas europeas.—Las islas europeas.—El África occidental.—La parte oriental de las Américas del Centro y del Sur.—Resumen del contorno del Atlántico.....	35
CAPÍTULO III: <i>Los contornos del Pacífico.</i> —Nueva Zelanda.—Australia.—Nueva Caledonia.—Mar de Banda, Borneo.—Cochinchina, Tonkín.—Las Filipinas.—Formosa y las islas Liu-Kiu.—El Japón.—Las islas Kuriles y Kamchatka.—Resumen de los arcos insulares.—China occidental.—El nordeste de Asia.—El arco de las Aleutianas.—La costa occidental de América.....	147
CAPÍTULO IV: <i>Comparación entre los contornos del Atlántico y del Pacífico.</i> —Estructura atlántica.—Estructura pacífica.—Su desemejanza.—Distribución de islas y volcanes.—Cobijadura de las depresiones.—En la región pacífica se completa la serie de las capas mesozoicas desde las orillas hacia el centro.	205
CAPÍTULO V: <i>Mares paleozoicos.</i> —Introducción.—La zona abisal; ciclos; espesor de los sedimentos.—El continente norte atlántico.—Limite superior del siluriano.—Uniformidad de la transgresión del devoniano medio.—El carbonífero.—Venas parállicas.—Alternancia de lechos de carbón y sedimentos marinos.—Transgresión de la caliza carbonífera.—El permiano.—El continente de Gondwana.—Resumen de los mares paleozoicos.	213

CAPÍTULO VI: <i>Mares mesozoicos.</i> —Los mares triásicos.—Movimientos positivos en la época rética.—Continuación de los movimientos positivos durante el liásico y el jurásico.—Fase negativa en el centro de Europa y comienzo de la época oretácea.—Más amplias transgresiones y mezcla de las faunas cretáceas.—La transgresión cenomanense.—Resumen de los mares mesozoicos...	263
CAPÍTULO VII: <i>Mares terciarios y formaciones calizas recientes.</i> —Fase negativa al final del cretáceo.—El Mediterráneo Central de la época terciaria.—La costa oriental de América del Norte.—La región terciaria de la Patagonia.—Modernas formaciones calizas.—Resumen.....	303
CAPÍTULO VIII: <i>Las líneas de costa de Noruega.</i> —Desde Tjoalma Vagge al mar.—Del lago de Tornea al mar.—Movimiento de los hielos a contrapendiente de los valles.—Origen de los «lagos de glint» de Laponia.—Antiguas orillas de los fiordos.—Origen de los sätar.—Comparación con Groenlandia.—Vestigios de los hielos en retirada	335
CAPÍTULO IX: <i>El templo de Serapis en Puzol.</i> —La costa noroeste de Italia.—Situación del templo de Serapis en el cráter flégreo.—El templo antes de 1538. La erupción de 1538.—Escombra del templo y su situación actual.—Explicaciones diversas.—Fenómenos volcánicos	375
CAPÍTULO X: <i>El Báltico y el mar del Norte durante los tiempos históricos.</i> —Salinidad en el Skager Rack.—Nivel medio del Báltico en la costa alemana.—Oscilaciones en las costas de Suecia y de Alemania.—Resumen de los movimientos negativos.—Bosques y pantanos sumergidos en el mar del Norte. Las barras y pantanos de las costas bálticas.....	405
CAPÍTULO XI: <i>El Mediterráneo durante el periodo histórico.</i> —El mar de Azov y el mar Negro.—Máximas depresiones en la superficie del Mediterráneo.—El Mediterráneo occidental.—Venecia.—La región dinaro-táurica.—El Mediterráneo suroriental.—Conclusión	445
CAPÍTULO XII: <i>Líneas de costa del Norte.</i> —Diversidad de forma en la superficie del mar.—Costas occidentales del Atlántico del Norte.—Costas orientales del Atlántico del Norte.—El norte de Eurasia y las costas occidentales del Pacífico del Norte.—Costas orientales del Pacífico septentrional.....	481
CAPÍTULO XIII: <i>Costas ecuatoriales y australes.</i> —Costas occidentales del Atlántico; partes central y meridional.—Costas orientales del Atlántico; parte africana.—Costas del Africa oriental y costa arábiga.—Costas de la India.—Costas polinésicas y australianas.—Costa occidental de América del Sur...	515
CAPÍTULO XIV: <i>Los mares.</i> —Contornos.—Movimientos eustáticos negativos.—Transgresiones.—Movimientos eustáticos positivos.—Insuficiencia de los movimientos eustáticos.—Desembocaduras y terrazas fluviales.—Resumen de costas modernas.—Oscilaciones de los mares.—Fases ecuatoriales alternantes.—Formación de los continentes por descenso.—Carencia de cambios apreciables en los tiempos históricos.—El tiempo.....	553
ÍNDICE.....	577

COLOCACIÓN DE LÁMINAS Y FIGURAS

Láminas.		Páginas.
I. Una parte del Tromsø-Amt.....	Frente a la	59
II. Representación diagramática de las sucesivas erupciones en los Campos Flégreos	Frente a la	398
III. Altura media mensual del nivel del mar para los años 1873, 1874 y 1875 desde Rönnskar hasta Nord-Koster.....	—	405
 Figuras.		
1 De la obra de Brunetto Latini, <i>Li Livres dou Tresor</i> , ed. Chabaille, pág. 117.		8
2 De la obra de Dante, <i>Quaestio de forma et situ aquae et terrae</i> , ed. Torri, pág. xxiv.....		9
3 Corte hipotético por el río San Lorenzo y la isla de Orleáns, según Selwyn.		40
4 Parte ártica de América del Norte (según M'Clure, Haughton y otros).		44
5 Escania (según G. Nathorst).....		50
6 Vista desde Omasvarre al sur del Balsfjord. El basamento de Tromsø (69° 8' norte) hacia el este	60 y 61	
7 Tjoalma Vagge, formación morénica entre Noruega y Suecia (68° 40' norte).		62
8 Spitzberg.....		68
9 Representación diagramática de la estructura del Siptzberg oriental, según Nathorst.....		69
10 Disposición general de la estructura de Escocia, según el mapa geológico de Escocia de Sir Archibaldo Geikie.		77
11 Corte diagramático del basamento arcaico y retazos de rocas mesozoicas en Mont Lozère, según Fabre.....		105
12 Sección transversal de la cuenca antracitifera de Chalonnès en el bajo Loira, según Fagès.....		106
13 Inclusión de caliza jurásica en el neis de Färnigen, en el Mienthal, según Baltzer.....		108
14 La cuenca asturiana, según Schulz y Botella.....		116
15 La isla Antigua, según Purves.....		126
16 Nueva Zelanda.....		149
17 El Japón		176
18 <i>Cystisoma Neptunus</i> , Guér-Ménév (según Willemoes-Suhm)		216
19 <i>Petalophthalmus armiger</i> , Will.-Suhm (según Willemoes-Suhm)		217
20 <i>Polychelès crucifera</i> , Will.-Suhm (según Willemoes-Suhm).....		217
21 <i>Conocephalites Sulzeri</i> , Schloth (según Barrande).....		218

22	Ojos ciclópeos (según Barrande)	218
23	<i>Acidaspis mira</i> , Barr (según Barrande)	219
24	<i>Trinucleus ornatus</i> , Stern (según Barrande)	219
25	Corte próximo a la ciudad de Iowa, según J. Hall	239
26	Resto de bosque de la época carbonífera. En Trève, cerca de Saint-Etienne, según Grand'Eury. Altura vertical, unos 12 metros	243
27	Vista desde el Oberlahner, subida al Funtensee Alp, Steinernes Meer	268
28	El valle del Nílo Azul (según Aubry)	280
29	Bancos calizos en la isla Sombrero (según A. Julien)	318
30	Uvea (grupo de la Lealtad), según Chambeyron	321
31	Lifu (grupo de la Lealtad), según Chambeyron	321
32	Bosquejo de la margen izquierda del Alto Sördal	344
33	Corte esquemático por la orilla izquierda del Alto Sördal	345
34	Las Siete Hermanas. Peñón (nunatac) que atraviesa el manto de hielo; visto desde el mar	345
35	Clausura del dique de Neu-Hafen, Schüttau. Regularización del Danubio aguas abajo de Viena, 1882-1883. De un croquis de Herz Baurath Tausig	351
36	<i>Nunatac de Dalager</i> (según Jensen y Kornerup). Cotéjese con la fig. 37, página 365	353
37	<i>Isblink de Frederikshaab</i> (según Hammer)	365
38	<i>Jakobshavn Isfjord</i> (según Hammer). Igual escala que la fig. 37	366
39	Monte Olivano. Visto desde el mar	382
40	La erupción volcánica de Monte Nuovo y la orilla abandonada por el mar. «Dell incendio di Pozzuolo, Marco Antonio delli Falconi all' Illustrissima Marchesa della Padula nel MDXXXVIII»	389
41	El Mausoleo en la bahía de Makri. De una fotografía debida a el Sr. F. von Luschan	461
42	Los dientes tercero y cuarto de los Pettini di Ragusa (según las mediciones de Herr von Milic, alférez de navío de la Armada Imperial y Real)	464