

LAS ESTRUCTURAS MAYORES DEL RELIEVE TERRESTRE

7

FACULTAD DE INGENIERÍA

JOSÉ LUGO HUBP

LAS ESTRUCTURAS MAYORES DEL RELIEVE TERRESTRE



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

México 1986

Primera edición: 1985

DR © 1985, Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria. 04510 México, D. F.

DIRECCIÓN GENERAL DE PUBLICACIONES

Impreso y hecho en México

ISBN 968-837-582-9

CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	1
PRIMERA PARTE	
ORÍGENES DE LA GEOMORFOLOGÍA, ESTRUCTURA DE LA TIERRA Y ETAPAS DE SU DESARROLLO	3
I. Los orígenes de la geomorfología	3
II. La estructura de la Tierra	4
<i>Las geósferas</i>	4
<i>Las placas</i>	6
III. La edad de la Tierra y las etapas de su desarrollo	7
SEGUNDA PARTE	
LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES DE LOS CONTINENTES	17
I. Los cratones	17
<i>Los cratones principales de la corteza</i>	21
II. Los sistemas montañosos nivelados de los cratones	26
III. Los sistemas montañosos	27
<i>Norteamérica</i>	30
<i>El cinturón montañoso Alpino-Himalayo</i>	33
IV. Los ejes rift de los continentes	39
TERCERA PARTE	
LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES DE LOS FONDOS DE LOS OCÉANOS	45
I. La zona marginal submarina de los continentes	46
<i>La plataforma continental (PC)</i>	46
<i>El Océano Pacífico</i>	47
<i>El Océano Atlántico</i>	47
<i>El Océano Índico</i>	50
<i>El Talud Continental (TC)</i>	53
<i>El Océano Pacífico</i>	53
<i>El Océano Atlántico</i>	54
<i>El Océano Índico</i>	57

<i>El Pie del Continente (PdC)</i>	59
<i>El Océano Atlántico</i>	60
<i>El Océano Índico</i>	61
<i>El Borderland</i>	61
II. La zona transicional	63
<i>Las Cuencas de Mar Marginal (CMM)</i>	63
<i>El Océano Pacífico</i>	63
<i>El Océano Atlántico</i>	66
<i>El Océano Índico</i>	68
<i>Los Arcos Insulares (AI)</i>	68
<i>El Océano Pacífico</i>	69
<i>El Océano Atlántico</i>	73
<i>El Océano Índico</i>	73
<i>Las Trincheras</i>	74
<i>El Océano Pacífico</i>	75
<i>El Océano Atlántico</i>	79
<i>El Océano Índico</i>	80
<i>Algunas consideraciones sobre la zona transicional</i>	80
III. El lecho oceánico	83
<i>Las Planicies Abisales (PA)</i>	83
<i>El Océano Pacífico</i>	84
<i>El Océano Atlántico</i>	92
<i>El Océano Índico</i>	95
<i>Las Elevaciones Montañosas Submarinas (EMS)</i>	99
<i>El Océano Pacífico</i>	101
<i>El Océano Atlántico</i>	104
<i>El Océano Índico</i>	108
<i>Las Dorsales (D)</i>	111
<i>El Océano Pacífico</i>	113
<i>El Océano Atlántico</i>	114
<i>El Océano Índico</i>	118

CUARTA PARTE

YACIMIENTOS MINERALES	123
CONCLUSIONES	127
BIBLIOGRAFÍA	129

INTRODUCCIÓN

El relieve terrestre es un conjunto de formas debidas a la interacción de procesos endógenos y exógenos. Su delimitación depende de la escala en que se contemple a la superficie terrestre, de tal manera que estas varían en sus dimensiones desde las mayores o de primer orden: los continentes y las cuencas oceánicas hasta las diminutas, como las estrías glaciares, cúmulos de arena, etcétera.

La ciencia que se ocupa del estudio del relieve terrestre es la geomorfología, misma que considera sus rasgos cualitativos y cuantitativos, origen, edad, evolución y dinámica. Para esto se apoya en métodos propios y en los de otras ciencias, como la geografía, la geología y la geofísica.

La geomorfología moderna abarca tal cantidad de conceptos, métodos de estudio y cartografía, y aplicaciones, que pretender una exposición exhaustiva de esta disciplina, exigiría su contenido en varios volúmenes. Con este trabajo intentamos presentar una información relativamente novedosa sobre las grandes estructuras del relieve y corteza terrestre (morfoestructuras), sobre todo en lo que se refiere a los fondos oceánicos.

En los últimos 25 años han cambiado radicalmente los conceptos sobre la estructura y dinámica de la corteza terrestre, lo que se debe especialmente a los estudios que sobre el fondo oceánico vienen realizando las organizaciones científicas de varios países, desde la posguerra. También ha influido, aunque en menor grado, la exploración del cosmos, de la misma época.

El conocimiento actual del relieve del fondo oceánico ha permitido establecer cuáles son las grandes formas de las profundidades oceánicas, complementando el esquema antiguo, perfeccionado en la actualidad, del continente y su margen sumergida. Ha surgido así, una nueva disciplina: la geomorfología global o planetaria, que estudia las estructuras de mayores dimensiones del relieve terrestre, y se encuentra en una relación muy estrecha con la geotectónica, la tectonofísica, la geodinámica, la geofísica, la geoquímica y otras disciplinas.

Otras tres subdivisiones forman, además, el conjunto de las ramas actuales de la geomorfología (Svarichevskaya, 1978):

1. *La geomorfología general* estudia las formas del relieve originadas por la interacción de los procesos endógenos y exógenos, y establece los métodos de investigaciones y cartografía del relieve.

2. *La geomorfología regional* estudia la disposición de grandes formas del relieve (cadenas montañosas, altiplanos, cuencas de piedemonte, etcétera); considerando su morfología, génesis, edad y posición geográfica en un territorio dado; y su objetivo principal es establecer la historia y las etapas de su desarrollo.

3. *La geomorfología aplicada* se ocupa de la solución de diversos problemas económicos relacionados con el relieve y con los procesos formadores del mismo, para lo cual utiliza una gran cantidad de métodos, generalmente bien definidos para cada tipo de problema.

Este trabajo es el resultado de la consulta de varias publicaciones sobre la materia, o afines a ésta, cuyos autores son especialistas reconocidos. Naturalmente esta monografía está lejos de ser un manual o texto básico para estudiantes, ya que no abarca los temas de los procesos endógenos y exógenos y las formas resultantes (de todas las dimensiones) que tratan los manuales comunes de geomorfología. Pretende, en cambio, proporcionar al estudiante de ciencias de la Tierra una información fundamental e indispensable en nuestros días, sobre las formas estructurales del relieve, misma que por novedosa resulta todavía escasa en lengua española.

En los capítulos siguientes se tratan algunos temas controvertidos, como los orígenes de la geomorfología, las teorías sobre la génesis de los continentes (y de los sistemas montañosos) y las cuencas oceánicas; asimismo, la terminología usada, en muchos casos es tema de discusión debido a que proviene de otros idiomas, especialmente del inglés. Ha sido necesario analizar, cuándo conviene traducir una palabra al español y cuándo conservarla en su idioma

original. Esto último se apoya en el hecho de que muchos términos han sido adoptados universalmente, como graben, rift, cratón. Es un error tratar de castellanizar toda palabra extranjera, sobre todo en la geomorfología que está integrada por términos de muchos idiomas, incluso del español (bajada, barranco, caliche, cañón, cuesta, etcétera).

El autor expresa su agradecimiento a todas las personas que colaboraron para la realización de este

trabajo. El señor Carlos Jaso, asesor del Instituto de Geografía de la UNAM se encargó de la revisión de estilo; los doctores Jean Tricart (de la Universidad de Estrasburgo), Zoltán de Cserna (del Instituto de Geología de la UNAM) y el ingeniero Carlos Castillo Tejero (de la Facultad de Ingeniería de la UNAM) leyeron el manuscrito original e hicieron críticas importantes. La señora Irma Hinojosa, de la misma Facultad, tuvo a su cargo la edición.

PRIMERA PARTE

ORÍGENES DE LA GEOMORFOLOGÍA, ESTRUCTURA DE LA TIERRA Y ETAPAS DE SU DESARROLLO

I. LOS ORÍGENES DE LA GEOMORFOLOGÍA

Se atribuye generalmente, el origen de la geomorfología a dos autores principales: Davis y Penck, aunque tienen importantes antecedentes en otros naturalistas de la segunda mitad del siglo XIX, quienes tuvieron el mérito de interpretar la superficie terrestre en relación estrecha con la estructura geológica. Entre estos se reconoce a Daubrée, De la Noe, de Margerie, A. Penck, Markovich, Passarge y otros autores.

La primera teoría que pretendió explicar el relieve terrestre a partir de un ciclo evolutivo fue expuesta por Davis en 1899, época de grandes descubrimientos científicos: los rayos X por Roentgen, en 1895; la radiactividad por Curie, en 1898 y la estructura atómica por Rutherford, en 1899. En esos años también nacieron la sismología y la geoquímica.

Un hecho de gran importancia por la influencia que tuvo sobre todas las ciencias naturales, fue la publicación de *El origen de las especies* de Darwin, en 1859. Fue entonces que el método del evolucionismo quedó establecido definitivamente como un instrumento indispensable para comprender el mundo orgánico y el inorgánico y, consecuentemente, quedaron sepultadas las teorías opuestas del catastrofismo que pretendían conciliar el pensamiento científico con los mitos y el dogma.

En la teoría de William Davis (*The Geographical Cycle*), los sistemas montañosos pasan por tres etapas en el proceso de su destrucción: juventud, madurez y senectud. En esta última el relieve es casi una planicie o *peniplano*, proceso que se lleva a cabo esencialmente en sentido vertical: la nivelación de las montañas se produce por una disminución gradual de los parteaguas en su altitud. Pero, para Davis, el ciclo se repite: el peniplano se convierte en zona montañosa, de tal manera que volvemos al punto de partida.

En 1924 apareció *Die Morphologische Analyse*, de Walter Penck, autor que explica la evolución del relieve a partir de una relación de intensidades de los procesos endógenos y exógenos. Asimismo, la erosión de las montañas, a diferencia de Davis, la explica como un proceso que se lleva a cabo en sentido lateral: las vertientes van retrocediendo y en su base se va formando un manto de acumulación producto de los detritos acarreados de las partes elevadas; a este manto le llamó *pedimento*, y a la planicie ondulada o de lomeríos, que se origina al unirse dos pedimentos, le llamó *pediplano*.

Con el tiempo estas teorías habrían de ser corregidas y complementadas. Esto es explicable si se toma en cuenta que las concepciones sobre la dinámica de la Tierra, en especial sobre la corteza, han cambiado notablemente, de principios de siglo (teoría de la contracción), a la mitad del mismo (teoría de los movimientos verticales) y hasta nuestros días (tectónica de placas).

La evolución de las teorías tectónicas es algo fundamental porque sólo es posible comprender el relieve a partir de los procesos endógenos que lo originan.

Son muchos los autores que coinciden en que la geomorfología nació con las teorías de Davis y Penck como una disciplina independiente de carácter geográfico-geológico. La geología estudia la Tierra en función del tiempo, la geografía en función del espacio, y la geomorfología estudia el relieve de la Tierra en función del tiempo y el espacio.

La Segunda Guerra Mundial marca un umbral importantísimo en la historia de la ciencia, ya que fue después de su terminación que se inician las investigaciones en dos campos entonces prácticamente desconocidos: el fondo del océano y el cosmos. Y los resultados habrían de transformar radicalmente los conceptos sobre el origen, la dinámica y evolución de la corteza terrestre. Pero independientemente de todo esto, la geomorfología pasa de ser una ciencia teórica a otra aplicada cuando se desarrollan méto-

dos de utilidad económica simultáneamente con las nuevas disciplinas: la geomorfología general, integrada en estructural y climática; la geomorfología aplicada; la geomorfología regional (auxiliada por la paleogeomorfología), la geomorfología global y la geomorfología marina, disciplina independiente.

La geomorfología global pudo establecerse sólo en la década de los 60, cuando se determinó cuáles son las grandes estructuras del fondo oceánico, su morfología y posición geográfica. Sin embargo, en 1948 Markov ya utilizaba el término "geomorfología planetaria" que, obviamente, se limitaba entonces a las grandes estructuras de los continentes.

Las raíces de la geomorfología las encontramos en la antigua Grecia (S. VI a. C.), época en que se considera surge el pensamiento científico con Tales de Mileto, cuando se pretende explicar los fenómenos de la naturaleza por la materia y su movimiento, rechazando la influencia de las divinidades. Notables concepciones provienen de los griegos Anaximandro, Anaxímenes, Heráclito, Demócrito, Aristóteles, y muchos más.

Posteriormente, con los romanos, en el umbral de los siglos anteriores a nuestra era y en los primeros años de ésta (Tito Lucrecio, Plinio). Y después de más de 1 000 años de oscurantismo, en Europa vuelve a surgir el pensamiento científico con Copérnico, Giordano Bruno, Galileo, Leonardo da Vinci, Steno, Agrícola, que continuaría hasta el siglo XVIII, cuando hacia fines del mismo nace la ciencia de la geología con la obra de Hutton y posteriormente de Lyell, a quienes anteceden Lomonosov y Buffon.

Así, la evolución general de las ciencias en nuestros días es un proceso irreversible, en especial en lo que se refiere a las ciencias de la Tierra, que han recibido un impulso extraordinario en los últimos 20 años, con una tendencia cada día más marcada al desarrollo de métodos y disciplinas novedosas.

II. LA ESTRUCTURA DE LA TIERRA

Los procesos que tienen lugar en el interior de la Tierra, especialmente en el manto superior y en la corteza, se manifiestan a través de las grandes deformaciones de la superficie. Es por esto que el relieve no puede considerarse aisladamente para su estudio, principalmente cuando se trata de las estructuras mayores del mismo. Es, así, necesario consi-

derar la estructura de la corteza desde dos puntos de vista: en perfil y en planta. En el primer caso se definen las capas o geósferas y, en el segundo, los grandes bloques móviles: las placas.

Las geósferas

La estructura interna de la Tierra se ha podido interpretar a partir del estudio de las ondas provocadas por los sismos, mismas que al presentar cambios bruscos en sus velocidades señalan zonas de composición litológica semejante, separadas de otras considerablemente diferentes. Se han definido así, tres capas o geósferas principales: la corteza, el manto y el núcleo (Fig. 1).

La corteza es el conjunto de rocas sedimentarias y cristalinas que descansan por encima de la discontinuidad de Mohorovicic. Su composición resulta notablemente diferente bajo los continentes y el lecho oceánico, lo que ha permitido diferenciar dos tipos de corteza: continental y oceánica.

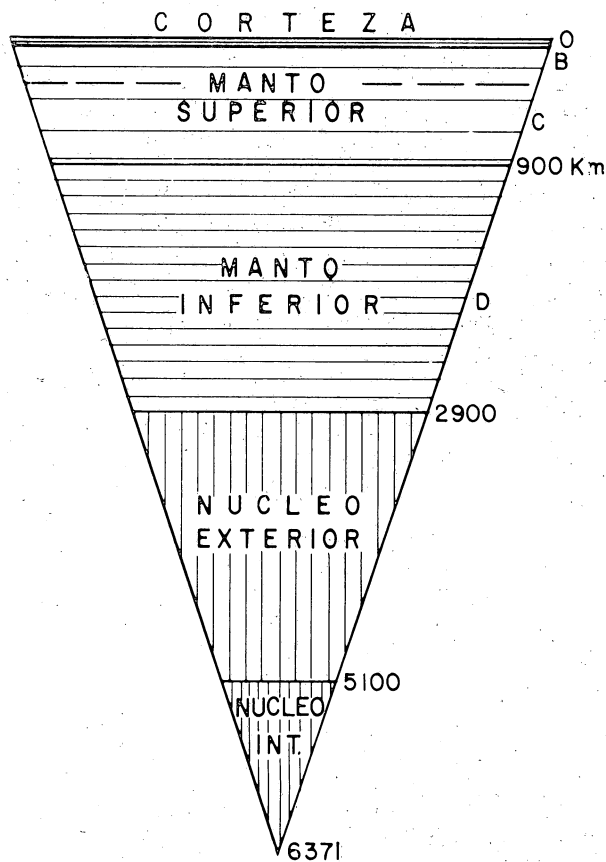


Fig. 1. Estructura interna de la Tierra

La corteza continental, que tiene un promedio de 35 km de espesor, localmente llega a alcanzar 75-80 km bajo los grandes sistemas montañosos. En su estructura presenta tres capas (Fig. 1): la sedimentaria, con un espesor de cero a 15 km; por debajo descansa la "granítica", misma que consiste en granitos y rocas semejantes intrusivas, así como metamórficas del tipo de gneises. La tercera y última capa es la "basáltica", comprendida bajo la anterior y sobre la discontinuidad de Mohorovicic.

La capa sedimentaria es de espesor muy variable, y así como está ausente en grandes territorios, también se encuentra en potentes cuerpos que en algunas localidades llegan a rebasar el valor señalado de 15 km. La velocidad de desplazamiento de las ondas sísmicas es variable, de 4.5 km/seg. a 7 km/seg.

La capa "granítica" muestra espesores variables: hasta 50 km bajo las zonas montañosas jóvenes, y unos 10 km en los escudos, estructuras donde aflora en grandes extensiones; en los sistemas montañosos generalmente asoma en la porción central de los mismos. La densidad varía de 2.5 a 2.75 y la velocidad de las ondas sísmicas es de 5.5 a 6.2 km/seg.

La tercera capa se extiende en forma continua bajo la granítica y recibe el nombre de "basáltica", debido a su composición semejante a la de estas rocas. Su densidad es de 2.8 a 3.3, y las ondas sísmicas longitudinales se desplazan con velocidades de 6.1 a 7.4 km/seg. Su espesor se calcula en 15-25 km, aunque en varias localidades presenta hasta 40 km (bajo los sistemas montañosos).

Bajo el fondo de los océanos la corteza presenta un espesor menor y está ausente la capa "granítica" (Fig. 2), así, están presentes solamente las capas sedimentarias y "basáltica", con espesores de 0.2 a 0.8 km, la primera, y de 3 a 12 la segunda; entre estas dos se diferencia una tercera capa que se conoce como "segunda" o "volcánica". Su espesor es de 1-2 km (predominan los 500 m) y su densidad es ligeramente menor que la de la capa "basáltica". Se supone que está constituida por lavas y tobas. En estos términos, el espesor de la corteza es de 5 a 15 km bajo los océanos, incrementándose hasta 20 solamente en las proximidades de los litorales continentales, bajo las islas oceánicas y las cadenas montañosas centro-oceánicas (dorsales).

La corteza "basáltica" es propia de todos los fondos oceánicos, que también se ha reconocido en los mares intercontinentales de fondo plano, profundidad considerable, y un talud continental que delimita precisamente con el lecho. En esos mares la corteza es más potente a costa de los sedimentos que cubren la capa "basáltica", como en el Mediterráneo, el Golfo de México, el Mar Negro, el Caspio y algunos mares interinsulares como los de Banda, Flores, Sulu y otros. El límite entre las dos cortezas se localiza en los océanos a profundidades de 2 000 a 3 500 m. Se ha demostrado que en grandes territorios, a profundidades menores de 1 820 m la corteza es de tipo continental, y a más de 3 640 m es oceánica (Demnitzkaya, 1975). (Tabla 1).

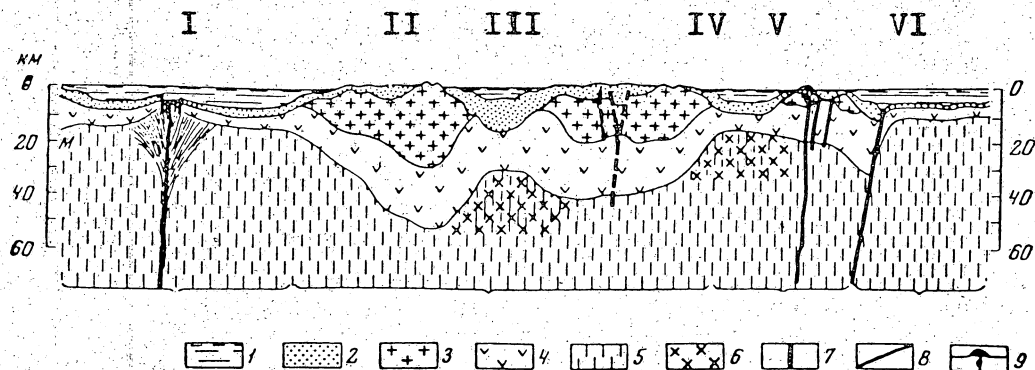


Fig. 2. Estructura de la corteza terrestre (tomado de Muratov, 1975). I, Dorsal; II, Planicies y montañas del continente; III, Cuenca de mar interior (tipo Mar Negro); IV, Cuenca de mar marginal (tipo Japón); V, Arco insular (tipo Kuriles); VI, Trinchera. 1. Agua; 2. Rocas sedimentarias; 3. Capa "granítica"; 4. Capa "basáltica"; 5. Manto; 6. Rocas del manto de mayor densidad; 7. Rocas del manto de menor densidad; 8. Fracturas profundas; 9. Conos volcánicos y canales magmáticos; M. Discontinuidad de Mohorovicic.

El manto queda separado de la corteza por la discontinuidad de Mohorovicic. Es ésta una zona donde las velocidades de las ondas sísmicas longitudinales se incrementan de 6.9 y 7.4 a 8 y 8.8 km/seg; la densidad se eleva de 2.8 a 3.3 y se sitúa aproximadamente a 10-12 km bajo el lecho oceánico y 55-65 km bajo los sistemas montañosos de los continentes. Se considera actualmente que su composición es del tipo de las peridotitas, o, bien, de las eclogitas. La base del manto se encuentra a una profundidad aproximada de 2900 km, y en él se reconocen tres capas: B, C y D. (Fig. 1). La primera se extiende hasta profundidades de 60-250 km y se infiere que es en varias porciones de la misma donde están presentes las zonas magmáticas. La capa C se extiende hasta profundidades de 800-950 km y se

caracteriza por una mayor densidad que la anterior. La última capa, D, tiene su base a una profundidad de 2900 km. Se supone que, en la misma, la densidad se incrementa gradualmente hasta 5.9.

El núcleo, la tercera capa de la Tierra, tiene un radio de 3470 km, habiéndose distinguido dos capas constituyentes del mismo, separadas a una profundidad absoluta de 4700 km en la que se reconoce una zona de transición hasta los 5100 km. En el núcleo exterior las ondas sísmicas se desplazan con velocidades de 8.1 a 10.4 km/seg, disminuyendo en la zona transicional a 10.4-9.5 km/seg, incrementándose levemente en el núcleo interior, a 11.2 - 11.3 km/seg. La composición del núcleo se considera semejante a la de los meteoritos y la densidad se calcula en 11.5 en el núcleo exterior y 17.3 en el interior.

TABLA 1

PARÁMETROS DE LA CORTEZA DE LOS OCÉANOS ATLÁNTICO, ÍNDICO Y PACÍFICO (WORZEL, 1974)

CAPA		I	II	III
A T L A N T I C O	agua	1.5	4.8	
	sedimentaria	2.0	1.0	
	capa 2	4.93	2.28	
	capa 3	6.66	4.74	
	manto	8.0		
I N D I C O	agua	1.5	4.8	
	sedimentaria	2.0	0.7	
	capa 2	5.13	1.26	
	capa 3	6.80	4.44	
	manto	8.02		
P A C I F I C O	agua	1.5	4.8	
	sedimentaria	2.0	0.5	
	capa 2	5.23	1.42	
	capa 3	7.79	5.07	
	manto	8.78		
C O R T E Z A	agua	1.5	4.8	1.03
	sedimentaria	2.0	0.8	1.9
	capa 2	5.12	1.68	2.55
	capa 3	6.7	4.77	2.86
	manto	8.08		3.3

I, Velocidad de las ondas sísmicas en km/seg.; II, Espesor en km; III, Densidad.

Las placas

Actualmente se considera a la corteza terrestre como un sistema de grandes bloques (placas) en movimiento. Los límites entre una y otras son zonas activas de las que se reconocen tres tipos:

a) Divergente, en donde se produce una separación a partir de un eje de un sistema montañoso oceánico, lo que da origen a una nueva corteza por el ascenso de material mántico. Es el proceso conocido como expansión del fondo oceánico (*spreading*) y se ejemplifica con la (Fig. 3A).

b) Convergente o frontal, representado por trincheras, arcos insulares y sistemas montañosos jóvenes. Aquí se produce un hundimiento de una placa de corteza oceánica bajo otra de corteza continental (Fig. 3B).

c) Fallas transformantes, se refieren a rupturas transversales a una dorsal, con corrimiento lateral de bloques, pero sin influir, aparentemente, en la formación o destrucción de la corteza como en los casos anteriores (Fig. 3C).

La diferenciación de la corteza en placas ha sido expuesta por Morgan (1968), Le Pichon (1968), Bullard (1969), Dewey (1970) y otros. Le Pichon reconoció seis placas: Africana, Euroasiática, Americana, Pacífica, India y Antártica; Morgan menciona 12, agregando a las anteriores las de Nazca y Cocos,

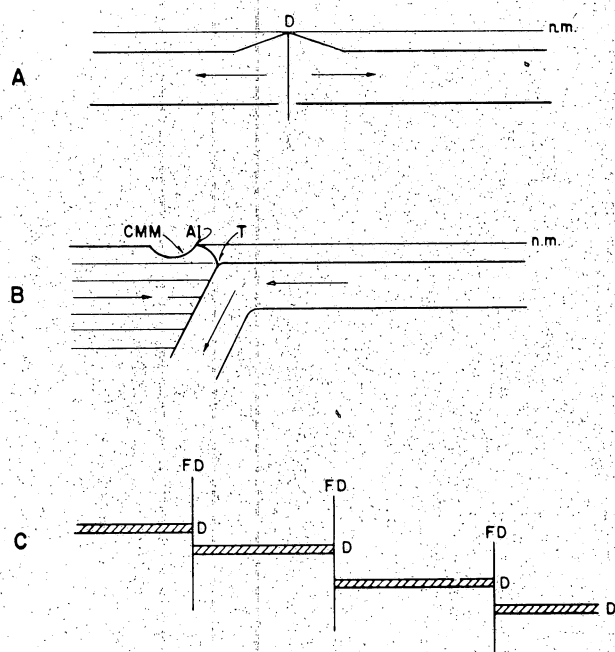


Fig. 3. Tipos de límites de las placas: A, divergente, con desarrollo de una dorsal (D); B, convergente, con desarrollo de una cuenca de mar marginal (CMM), un arco insular (AI) y una trinchera (T); C, representación esquemática, en planta, de una dorsal (D) cortada por fallas transformantes (FD).

y otras menores. Dewey (1970) señala, en una publicación, la existencia de 28 placas principales (Fig. 4). Sin embargo, en la actualidad algunos autores reconocen alrededor de cien.

La teoría de las placas explica el proceso tectónico de las estructuras globales: los continentes, las cuencas oceánicas y las subordinadas a éstas: todos los sistemas montañosos (continentales y oceánicos), los cratones, las trincheras, etcétera. Sin embargo, por ser una teoría de los últimos 20 años y en pleno desarrollo, no puede considerarse todavía una respuesta absoluta a todos los problemas del origen y evolución de las grandes formas del relieve. Hay que tener en cuenta que, los resultados de las investigaciones que se llevan a cabo en la materia han servido para reafirmar, cada vez con mayor solidez, los postulados de la tectónica de placas.

III. LA EDAD DE LA TIERRA Y LAS ETAPAS DE SU DESARROLLO

La teoría de Laplace, de fines del siglo XVIII, sobre el origen de la Tierra y el sistema solar a partir de

una nebulosa de materia cósmica en condiciones de altas temperaturas, representó un gran avance del pensamiento científico, ya que es prácticamente el primer intento por explicar el mundo con apoyo en el principio del movimiento de la materia. Tiene, sin embargo, un antecedente de gran importancia en la hipótesis de Kant, de 1755, quien estableció las bases para la posterior teoría de Laplace.

Ya en el siglo XX varios astrónomos, como Schmidt en 1934, se inclinaron a considerar que la Tierra debió haber surgido por la condensación de materia cósmica en condiciones no de altas, sino bajas temperaturas.

Se considera que la historia de la Tierra se inicia aproximadamente hace 4 500 - 4 000 millones de años. Se ha calculado, asimismo, que el Sol y los planetas de su sistema existen, posiblemente, desde hace 5 000 a 7 000 millones de años. Estas determinaciones se apoyan en las edades determinadas para los meteoritos caídos en la Tierra, mismas que han proporcionado edades de hasta 4 500 - 5 000 millones de años.

Antes de su consolidación, la Tierra pasó por una etapa evolutiva antegeológica. En este periodo, suponen los astrónomos, debió haber durado más de 1 000 millones de años. Y las teorías actuales sostienen que originalmente el planeta debió haber sido una masa de sustancia fría, sin partículas sólidas, y debido a la compactación de las mismas, por efecto de la gravedad se produjo un incremento de temperatura que condujo a la fusión. A esto se agregaron los impactos meteoríticos y la energía producida por los elementos radiactivos. Simultáneamente la materia se fue diferenciando: los minerales más pesados se concentraron en las partes más profundas.

Una vez formada la corteza terrestre la Tierra pasó al ciclo geológico de desarrollo en el cual se reconocen varios estadios, de acuerdo con la clasificación de Khain (o Jain, 1976). (Tabla 2).

1. *Estadio lunar*. Se refiere a un intervalo de tiempo de aproximadamente 500 millones de años, durante el cual tuvo desarrollo un grandioso volcanismo que se vio favorecido por el poco espesor que entonces poseía la corteza, pero, al mismo tiempo, en un gradual proceso de crecimiento por la misma actividad volcánica. Ésta originó rocas y formas como coladas de lava, cráteres de explosión, conos volcánicos, etcétera, que, en conjunto, deben haber cubierto toda la superficie terrestre. El relieve de entonces lo

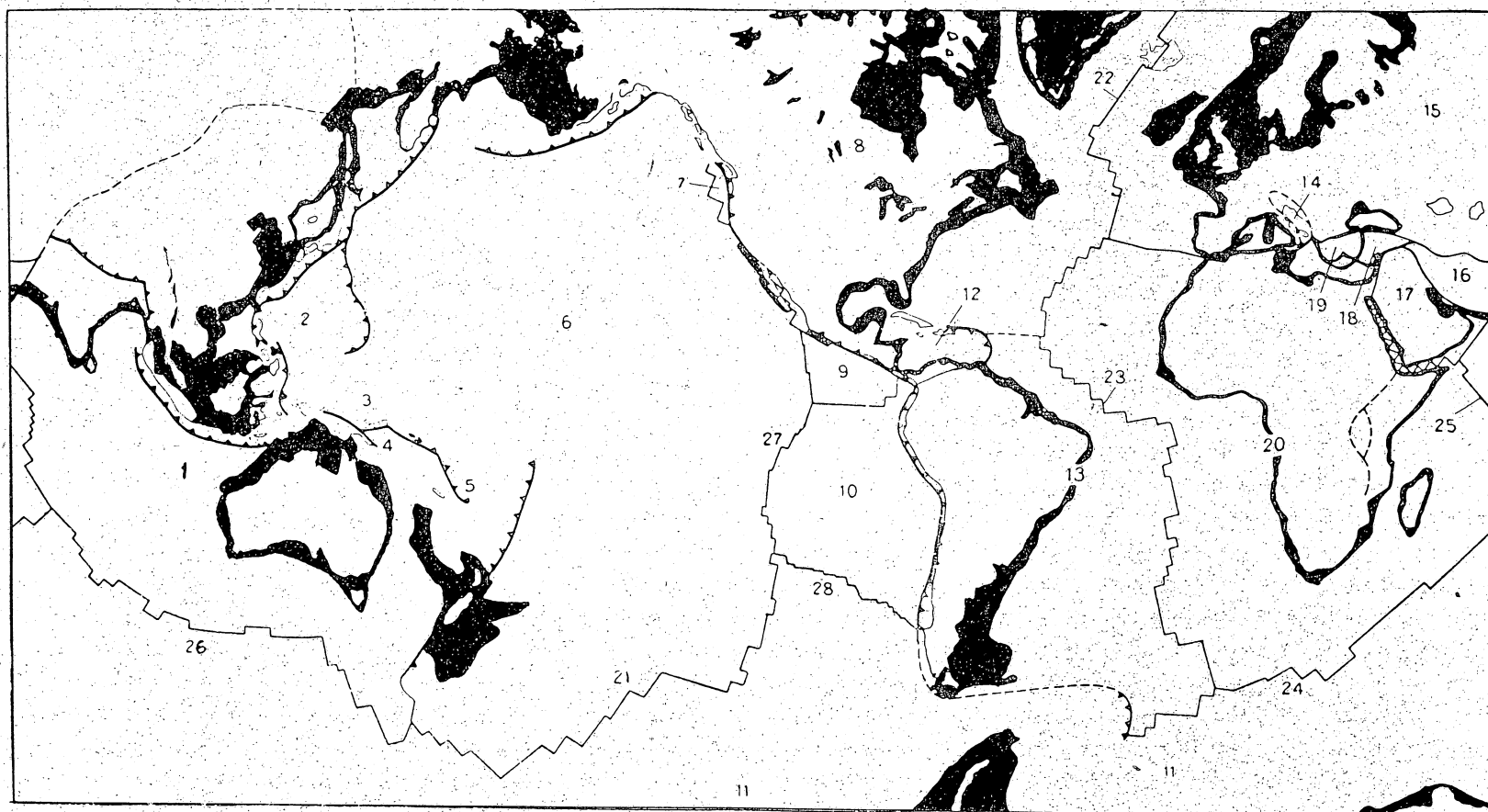


Fig. 4. Estructura en placas de la corteza terrestre (tomado de Dewey, 1976), Placas: 1, Australiana; 2, Filipinas; 3, Bismarck; 4, Salomón; 5, Fiji; 6, Pacífica; 7, Gorda; 8, Norteamericana; 9, Cocos; 10, Nazca; 11, Antártida; 12, Del Caribe; 13, Sudamericana; 14, Adriática; 15, Euroasiática; 16, Iraní; 17, Árabe; 18, Turca; 19, Ellis; 20, Africana; 21, Sudpacífica; 22, Reykjanes; 23, Centroatlántica; 24, Atlántico-Índica; 25, Carlsberg; 26, India (Suroriental); 27, Pacífica Oriental; 28, Chilena. Con línea punteada se indican las zonas rift de los continentes; con línea continua las zonas de subducción en el océano; el relleno señala las regiones de corteza continental en el fondo oceánico.

TABLA 2
ESCALA GEOCRONOLÓGICA

ERA	PERIODO	EPOCA	M. A.	ESTADIO
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	2	NEOTECTÓNICA ETAPA
		PLEISTOCENO		
	NEOGENO	PLIOCENO	10	
		MIOCENO	25	
		OLIGOCENO	40	
	PALEOGENO	EOCENO	55	
		PALEOCENO	67	
MESOZOICO	CRETACICO	137	CONTINENTAL	
	JURASICO	195	OCEANICO	
	TRIASICO	240	CONTINENTAL	
PALEOZOICO	PERMICO	285	SECUNDARIO	
	CARBONIFERO	350	PLATAFORMICO	
	DEVONICO	410		
	SILURICO	440		
	ORDOVICICO	500	GEOSINCLINAL	
	CAMBRICO	570		
PROTEROZOICO	TARDIO	1400	CONTINENTAL	
	MEDIO	1700	PRIMO	
	TEMPRANO	1900	CONTINENTAL- GEOSINCLINAL	
ARCAICO	TARDIO	2600	NUCLEAR	
	TEMPRANO	3000		
CATARCAICO		3500	OCEANICO PRIM Y LUNAR	
		4000		
		4600	ANTEGEOLÓGICO	
		+5000		

podemos imaginar como el actual de la Luna, y de ahí el nombre de este estadio de desarrollo, propuesto por Pavlov en 1922 (Muratov, 1975). Estas antiguas formas del relieve deben haber sido predominantemente circulares, tectónico-volcánicas, afectadas por fallas de tipos diversos (Pavlovsky, 1975).

Así, la primera corteza fue del tipo de la oceánica actual. Sin embargo, las rocas del tipo de los basaltos, que cubren grandes extensiones de la superficie de las cuencas oceánicas, son de formación joven. Las antiguas han sido ya transformadas o cubiertas completamente.

Las numerosas emanaciones volcánicas contribuyeron a la formación de una atmósfera incipiente, muy distinta de la actual. Consistía en vapores, metano, óxido carbónico, amoníaco, nitrógeno, hidrógeno, helio, xenón, argón, kriptón, así como ácidos clorhídrico, fluorhídrico, bórico, sulfhídrico y otros, de acuerdo con los estudios de Vinogradov (Muratov, 1975).

La diferenciación de la materia condujo a cambios sustanciales en la atmósfera en el transcurso del estadio lunar: los gases ligeros, como el helio y el hidrógeno, disminuyeron en proporción, al mismo tiempo que crecía el volumen de oxígeno.

2. *Estadio oceánico primario.* La evolución gradual de la atmósfera durante el estadio lunar conduciría a la presencia del agua en la superficie de la Tierra y, consecuentemente, a una nueva dinámica de desarrollo que se caracteriza por la manifestación de los procesos exógenos niveladores: el intemperismo, la denudación y la acumulación. Pero, además de todo esto, la presencia del agua provocaría las condiciones para el posterior surgimiento de la vida sobre la Tierra.

Actualmente no es posible hablar de cuándo surgió el agua, pero la datación de rocas metasedimentarias ha proporcionado edades hasta de 3 800 - 4 000 millones de años, por lo que el medio acuoso es anterior. Por esto es que tampoco es posible definir el umbral entre los estadios lunar y oceánico primario.

Al final de este estadio, hace unos 4 000 millones de años, las depresiones del relieve estaban ya rellenas de agua, mientras que en tierra firme las formas volcánicas eran afectadas por las corrientes fluviales. En tal forma que los procesos exógenos tenían ya un desarrollo cíclico y con carácter planetario: la erosión complementada por la acumulación.

3. *Estadio protocontinental-geosinclinal.* En el tiempo geológico corresponde al arcaico y al proterozoico temprano, y su terminación se sitúa aproximadamente hace 1 700 millones de años. El suceso notable consistió en la formación de un nuevo tipo de corteza, la continental, que creció a costa de la oceánica.

En las depresiones que se originaron en las zonas más inestables de la corteza, como la actual provincia del Lago Superior (Pavlovsky, 1975), la acumulación de sedimentos que se inició en el estadio anterior fue causa, en éste, de otros procesos: sedimentación y metamorfismo, dando origen a gneises, cuarcitas y otras rocas asociadas a los granitos. Estos, en conjunto, formaban grandes estructuras del tipo de domos ovalados cuyos diámetros alcanzaban decenas y centenas de kilómetros, y actualmente se reconocen en los relieves más antiguos de los continentes (los escudos) como en el Lago Superior, en Karelia (Báltico), en Sibería, en Rodesia y Guayana. Se les conoce como ovoides o nucleoides, por lo que algunos

autores denominan a este estadio *nuclear* (*op. cit.*), y como tal habría terminado hace 2 600 - 3 500 millones de años según la región.

Los nucleoides eran, en sí, protocontinentes que se levantaban sobre el nivel del océano, mismo que cubría la mayor parte de la superficie de la Tierra. Los primeros deben haber surgido hace 3 300 - 3 500 millones de años y representan el inicio de la formación de la corteza de tipo continental, misma que alcanzó espesores de 30 a 40 km, resultado de la fusión de cuerpos graníticos y metamórficos que hacia fines de la era arcaica (hace 3 000 - 2 500 millones de años) estaban unidos en una estructura continental única.

Así, el desarrollo de la corteza de tipo continental estuvo asociado a las depresiones marinas o proto-geosinclinales que existían ya en el arcaico, y durante el proterozoico temprano tuvieron un gran desarrollo por el relleno de sedimentos de origen volcanogénico, a lo que siguió el plegamiento y la granitización. De esta manera, el volcanismo dejó de ser un proceso planetario, y se fue reduciendo gradualmente a zonas

alineadas de debilidad de la corteza. De acuerdo con Shaw (1975) debe haberse iniciado entonces la expansión del fondo marino, esto es, la tectónica de placas.

La corteza continental representaba el protocontinente de Pangea (Fig. 5). Goodwin (1975) da especial importancia al bombardeo meteorítico que se produjo sobre la Tierra en su estadio lunar y durante el arcaico. Considera que los cuerpos meteoríticos deben haber sido de dimensiones gigantescas, e independientemente de la concentración de los mismos, sus impactos deben haber provocado el ascenso de corrientes de convección que contribuían a la formación de la corteza continental.

Por lo pronto, esta interesante hipótesis no ha encontrado suficientes adeptos, y habrá que esperar a que los resultados de las investigaciones en este campo la confirmen o releguen.

4. *Estadio continental primario.* Este intervalo de tiempo es considerablemente más corto que el anterior, de solamente 300 millones de años, o sea,

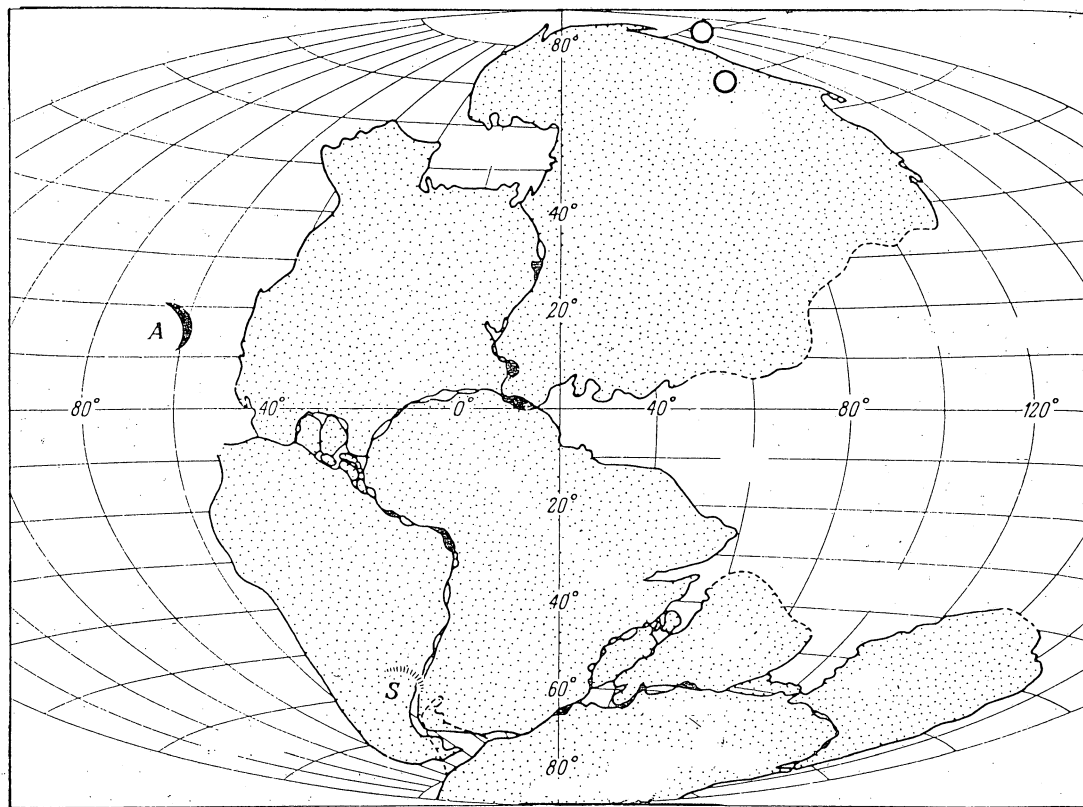


Fig. 5. El protocontinente de Pangea, como se infiere, debió ser hace 200 millones de años (tomado de Dietz, 1972). Se indica la posición actual de los arcos insulares de las Antillas (A) y de Scotia (S).

terminó hace aproximadamente 1 400 millones de años. El rasgo característico consiste en una inversión de los procesos que influyen en el desarrollo de la corteza. Esto es, si en el estadio anterior tuvieron actividad las fosas geosinclinales, en éste dejaron de existir como tales al cerrarse y definir con mayor precisión un continente único. Todo esto fue acompañado de plegamiento, metamorfismo y granitización, lo que se traduce en un crecimiento de la corteza continental.

5. *Estadio platafórmico-geosinclinal.* Comprende el proterozoico tardío y el paleozoico, quedando su límite inferior aproximadamente en 300 millones de años antes.

Durante el proterozoico tardío se cerraron algunas fosas geosinclinales que habían surgido a fines del proterozoico temprano: Atlántico Norte, Groenlandia Oriental, Islas Británicas y Escandinavia. El relieve consistía predominantemente en planicies sobre las que se levantaban conjuntos montañosos. Pero también hubo un gran proceso de erosión sobre los cratones, nivelando las montañas hasta la formación del *protopeniplano*, término propuesto por Korzhuev en 1970 (Khain, 1971). Esta superficie posteriormente fue cubierta por sedimentos del proterozoico tardío y paleozoico temprano, y en la actualidad, en algunos casos, quedó al descubierto por la erosión (*op. cit.*).

En los cratones tuvo un amplio desarrollo el proceso de la riftogénesis (Milanovsky, 1981), originando fosas rift semejantes a las actuales. Sin embargo, sus orientaciones son variadas, incluso en un mismo cratón. (*op. cit.*). Su evolución fue acompañada por la acumulación de sedimentos, producto de la erosión de las rocas del arcaico y proterozoico inferior, aunque también tuvieron lugar depósitos volcánogénicos.

Fue este periodo de gran importancia en la historia de la Tierra, en el que lo más notable es el surgimiento de los ejes geosinclinales del neogeo, mismos que desmembraron a los cratones antiguos. Algunos autores, como Milanovsky (*op. cit.*), sugieren que en este periodo la Tierra sufrió una expansión en volumen. Este proceso de actividad de fosas geosinclinales significa la separación de las placas —hace 800 millones de años— lo que fue acompañado de magmatismo y acumulación. El cratón de Norteamérica se desprendió del de Europa Oriental, y éste del de Siberia. El cratón de China resultó comprimido por tres sistemas geosinclinales: Pacífico

Occidental, Asiático Central e Indonesio. En el hemisferio sur continuaba existiendo el supercontinente de Gondwana. En los cratones se diferenciaron bloques positivos y negativos.

Durante el paleozoico, y en especial en los primeros periodos, cámbrico, ordovícico y silúrico se producen transgresiones de importancia considerable en la historia de la Tierra. A fines del paleozoico surgieron en algunos cratones de Gondwana zonas rift que se extendían en la periferia de la cuenca actual del océano Índico, relacionadas con el inicio de la desmembración de Gondwana. Estos procesos permiten establecer el inicio de un nuevo estadio.

6. *Estadio continental secundario.* Es de una duración breve en el tiempo geológico: de unos 100 millones de años. Quiere decir que se extiende de 300 a 200 millones de años antes, y se caracteriza por una inversión de la evolución de la corteza: los geosinclinales se cerraron dando origen a sistemas montañosos, lo que significó un crecimiento de la corteza continental. Ya a fines del carbonífero, y en el pérmico, la extinción de los ejes geosinclinales en el Atlántico Norte y los Urales condujo a la formación de el supercontinente de Laurasia. Esto tuvo lugar cuando Gondwana pasó a la etapa de desmembración por el sistema rift que reactivó el volcanismo basáltico.

7. *Estadio continental oceánico.* El último estadio de la evolución de la Tierra se inició hace 200 millones de años (Fig. 5), y el suceso fundamental de éste se refiere a la separación definitiva de Gondwana y Laurasia (Fig. 6), lo que daría origen a los continentes y océanos actuales.

El Océano Pacífico, aun cuando ya existía antes del paleozoico, en el mesozoico sufrió transformaciones sustanciales. Hacia el jurásico tardío (150 millones de años) se produce la separación entre el Indostán y Australia, y entre aquél y África, formándose el océano Índico. Durante el cretácico temprano (130 millones de años) se formó el Atlántico Sur, aunque su desarrollo se inicia hace 150 millones de años. Se produce también la obliteración del Tetis, y, en el Atlántico, la separación de Norteamérica de Europa (Fig. 7).

En el cretácico tardío (hace 90 millones de años) crece la abertura que separa a los océanos Atlántico e Índico y continúa en su fase principal la obliteración del Tetis. Asimismo, el choque de Eurasia y

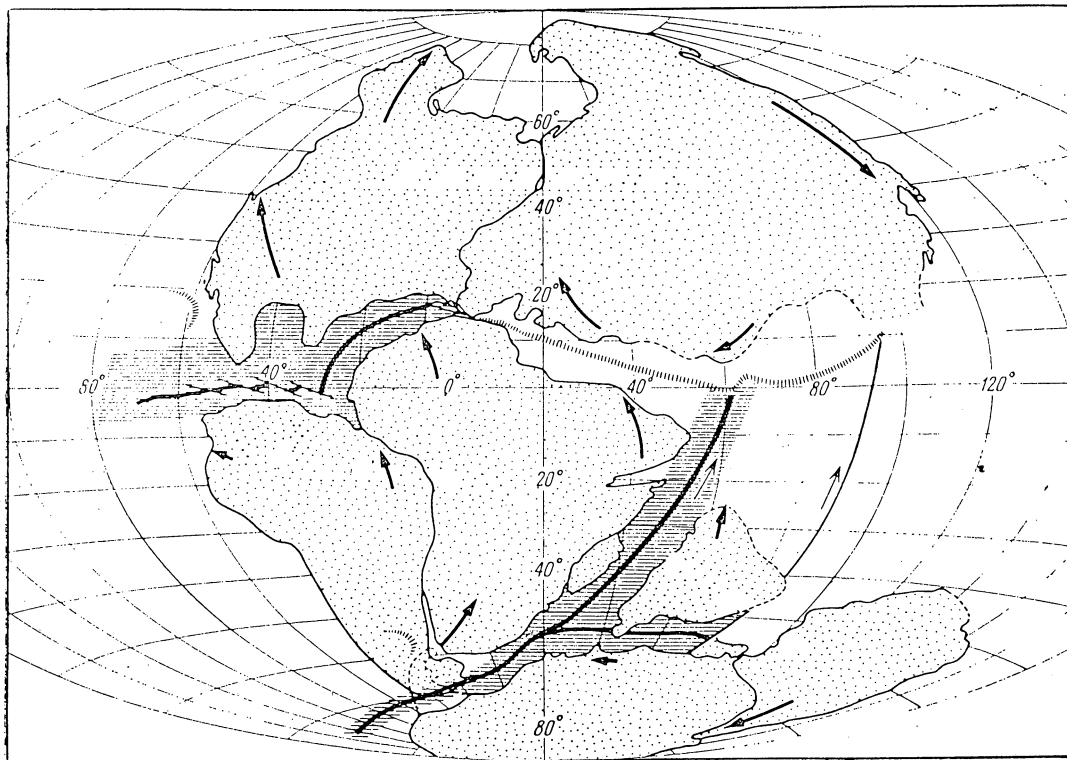


Fig. 6. La posición de los continentes 20 millones de años después del inicio de su separación, hace 180 millones de años (tomado de Dietz, 1972). Las líneas y flechas finas representan zonas de grandes corrientes a lo largo de los márgenes de las placas. Las flechas gruesas representan los vectores del movimiento. El hachure horizontal señala el nuevo fondo oceánico.

América del Norte provoca la formación de Las Rocallosas. Los sistemas montañosos paleozoicos fueron nivelados y convertidos en el basamento de los cratones jóvenes de los continentes. Hacia la mitad del cretácico tardío (hace 70 millones de años) América del Sur se separó de África (Fig. 8), y a fines del cretácico se forman los mares marginales.

A partir del eoceno tardío (hace 50 millones de años), las formas mayores del relieve adquieren su aspecto actual. Por esto, dentro de este estadio se diferencia la *etapa neotectónica*. (Khain, 1976).

Surgen, así, los sistemas rift de los continentes (aunque son estructuras heredadas): Africano, Libio-Rin, Baikal y Norteamericano. Se formó la cuenca del océano Glacial Ártico; se separaron Australia y la Antártida, y continuó la obliteración del Tetis.

En el oligoceno, hace unos 35 millones de años, se produce el choque del Indostán con Eurasia, la desmembración del Asia Central, la asimilación completa de la placa de Kula por la Americana y la

diferenciación de la placa Farallón en otras menores: Nazca, Cocos y Juan de Fuca.

En los últimos 20 millones de años se cierra el océano Tetis y tienen lugar las últimas fases del plegamiento alpino; continúa el choque del Indostán con Eurasia (Fig. 9).

Así, esta clasificación en estadios, de la historia de la Tierra, considera que originalmente la corteza fue del tipo basáltico, semejante a la de la Luna. En un caso hubo las condiciones favorables para que la Tierra evolucionara hasta lo que es hoy día; en otro, la Luna sigue en el mismo estadio. La formación de una corteza continental fue acompañada de movimientos horizontales de grandes bloques, alternándose los largos periodos de separación con los de acercamiento; estos procesos permiten establecer los umbrales de los estadios evolutivos. Todo lo anterior lleva a varios autores, como Milankovitch (1978, 1981), a apoyar la hipótesis de que la Tierra ha sufrido expansión y compresión en el transcurso de su historia (pulsaciones). Milankovitch

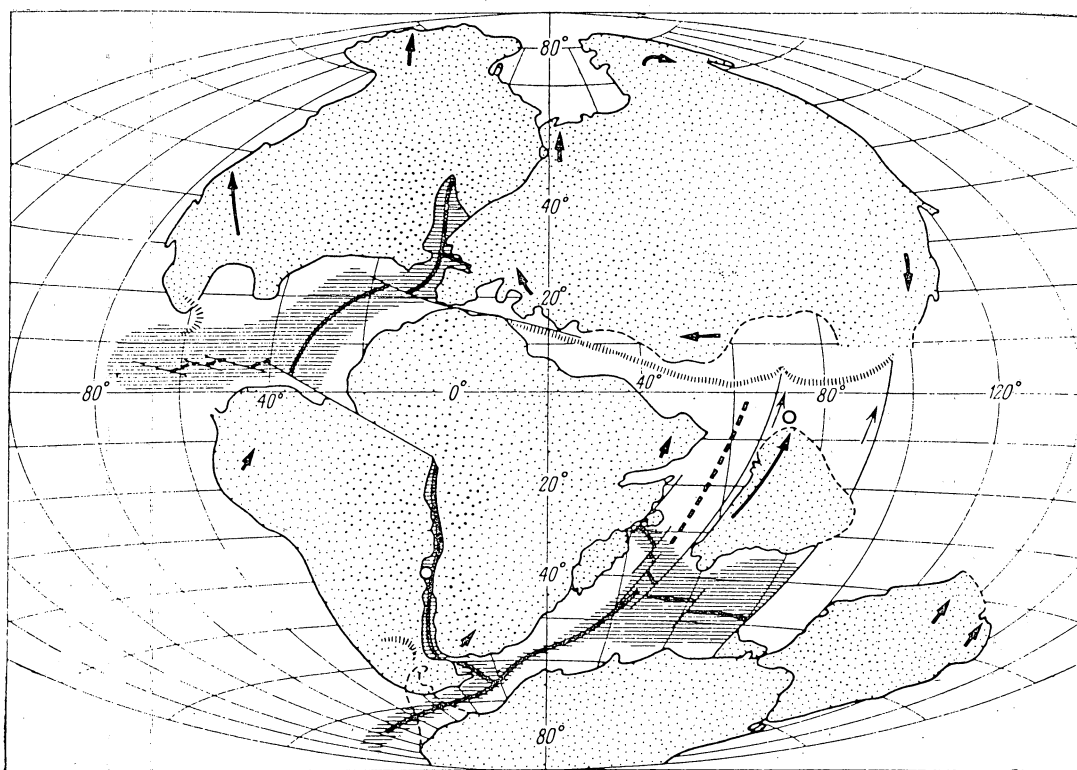


Fig. 7. Los continentes a fines del jurásico, hace 135 millones de años (tomado de Dietz, 1972).

(*op. cit.*) señala tres estadios principales de desarrollo de la riftogénesis, mismos que relaciona con otros de incremento del volumen del planeta: en el arcaico, proterozoico tardío y mesocenoico.

Todavía en la década de los años 50 era muy popular la hipótesis sobre la "oceanización" de la corteza, o sea su gradual conversión a partir de la "granítica" en "basáltica". Parte esta hipótesis de la consideración de que originalmente la corteza fue del tipo de granito, debido a una diferenciación de la materia que formó el planeta. Sostiene, asimismo, que los continentes nunca fueron un lecho oceánico, y la corteza "basáltica" se ha desarrollado a costa de la "granítica" en un proceso irreversible que se lleva a cabo por hundimiento de grandes bloques, acompañado de emanaciones basálticas.

La información geológica, geofísica y geoquímica reciente habla más en favor de la hipótesis que sostiene un punto de vista contrario a la anterior: la corteza "basáltica" fue la original y cubrió toda la superficie, convirtiéndose gradualmente en "granítica". Asimismo, existen bases suficientes para considerar que la geodinámica actual se caracteriza tanto por un crecimiento de la corteza continental a costa de la oceánica (zonas de subducción), como por el proceso contrario (sistemas rift).

Sin embargo, la información existente en la actualidad es insuficiente, aunque crece en volumen con extraordinaria velocidad, lo que permite establecer que esta hipótesis sobre la evolución de la corteza terrestre se irá enriqueciendo gradualmente, acercándonos cada vez más a la verdad.

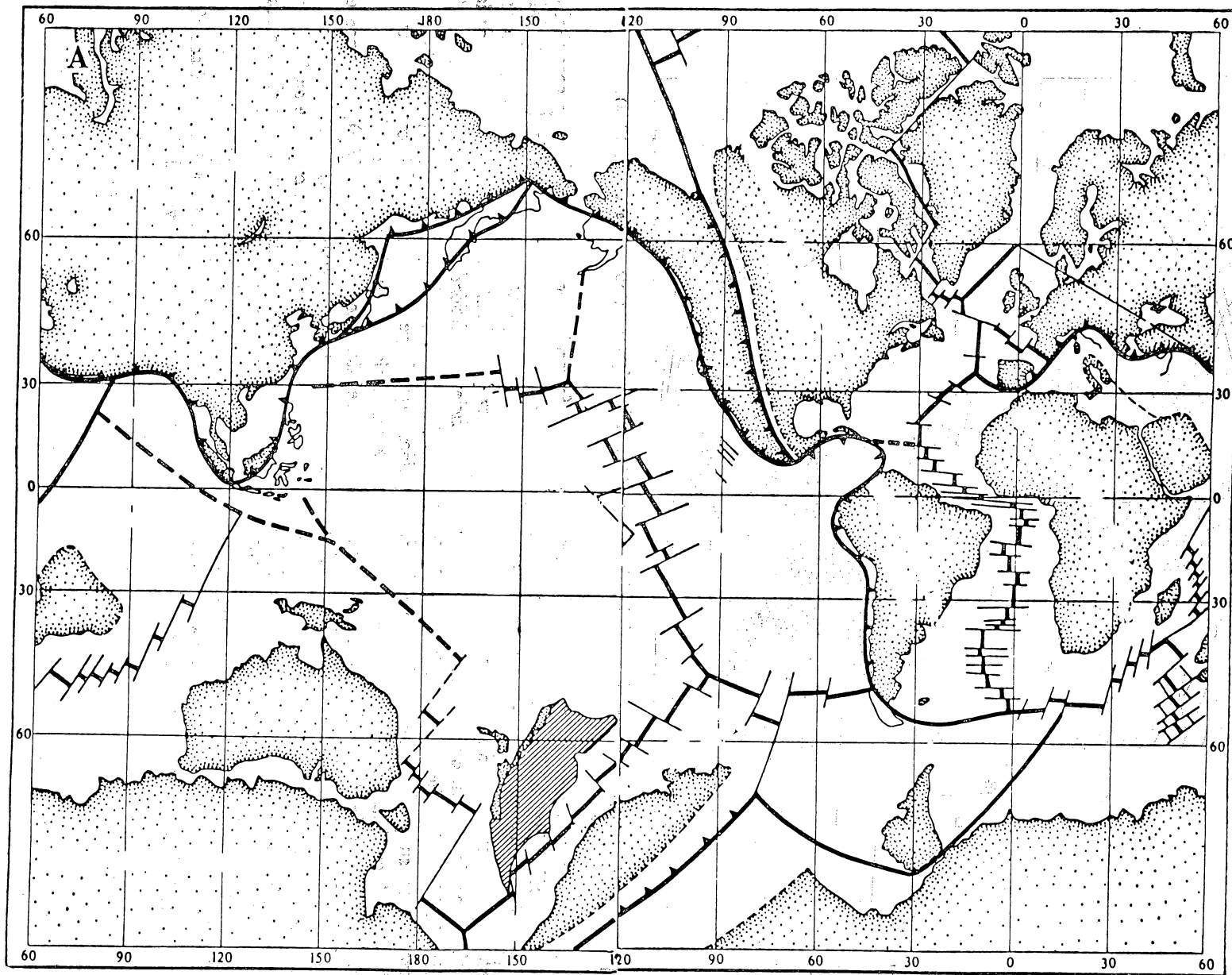


Fig. 8. Las placas de la Tierra hace 76 millones de años (tomado de Zoneishan y Savostin, 1979) (esquema simplificado).

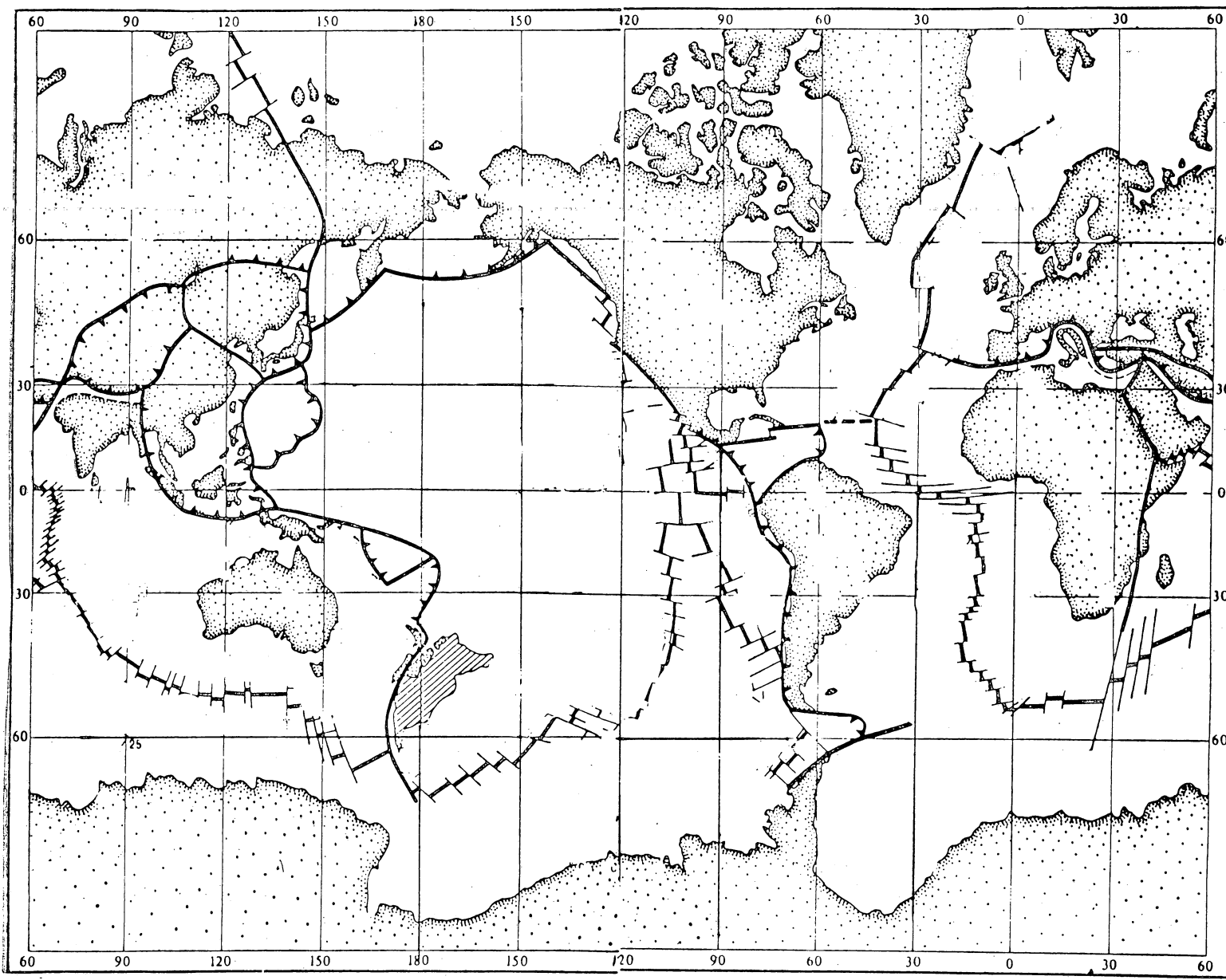
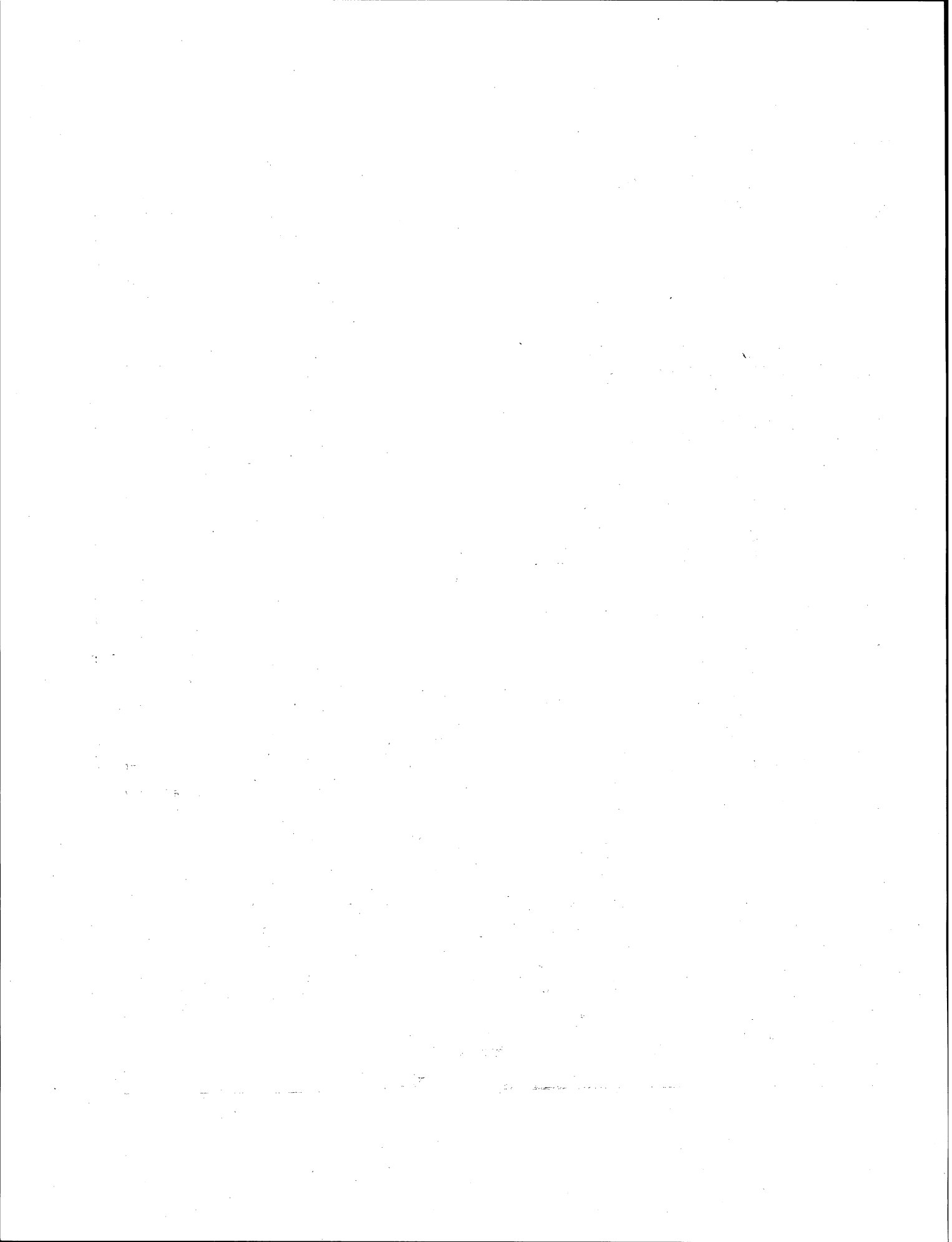


Fig. 9. Las placas de la Tierra hace 10 millones de años (tomado de Zoneishan y Savostin, 1979) (esquema simplificado).



SEGUNDA PARTE

LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES DE LOS CONTINENTES

La superficie que ocupan los continentes por encima del nivel del mar, o sea, la tierra firme, es de 148.94 millones de km², lo que representa el 29.2% del relieve terrestre. Asimismo, es mayor en el hemisferio norte que en el sur.

La máxima altitud se localiza en el Himalaya, con los 8 800 m del Monte Everest. Sin embargo, los promedios de altitud en los continentes son bajos, a excepción de la Antártida (Leontiev y Richagov, 1979):

- Eurasia, 840 m.
- África, 750 m.
- Norteamérica, 720 m.
- Sudamérica, 600 m.
- Australia, 320 m.
- Antártida, 2 100 m.

Los continentes son, en sí, junto con las cuencas oceánicas, las formas del relieve de orden mayor (planetarias). A la vez, están constituidas de dos formas principales (megaformas) que son las grandes planicies y los sistemas montañosos. Las primeras representan el 66% de la tierra firme y 34% los segundos. Pero estas formas son solamente una expresión de la estructura interna de la corteza y su desarrollo en el tiempo geológico.

Estos grandes elementos estructurales de la corteza son los cratones (se conocen también como plataformas) y los orógenos. Se reconocen también los rift de los continentes, que además de presentar características morfológicas propias, tienen un régimen tectónico de desarrollo también distinto.

I. LOS CRATONES

Los trabajos existentes sobre este tema son innumerables, pero hay que citar algunos de especial interés por su orientación geomorfológica y su estrecha

relación con la tectónica: de Mescheriakov (1965), Muratov (1975), Leontiev y Richagov (1979), Shultz (1979).

Los cratones son estructuras que se caracterizan por una estabilidad tectónica y sísmica, un vulcanismo débil, anomalías gravitacionales pequeñas y un gradiente geotérmico menor que en las regiones tectónicamente activas. Por esto, en su relieve predominan las planicies de poca altitud, mesas y montañas erosionadas. Asimismo, se extienden hacia el fondo marino, a lo que es la plataforma continental. Sin embargo, originalmente fueron regiones de formación de montañas y, precisamente, los sistemas erosionados, como las Rocallosas, son testigo de esto.

Los cratones son de edades diversas, aunque se subdividen en dos: los antiguos, de basamento precámbrico, y los jóvenes, de basamento paleozoico y mesozoico. En los continentes predominan los cratones antiguos del proterozoico, que son (Fig. 10): los de Sudamérica, Arabia-África, Indostán, Australia, Norteamérica, Europa Oriental, Siberia, China-Corea y China Meridional. La edad se determina de acuerdo con la época en que se produjo el plegamiento del basamento y la etapa de sedimentación. Pero, debido a las dificultades para datar estas estructuras, se considera, por lo general, que la edad corresponde al término de una época de desarrollo de la corteza terrestre.

Desde el punto de vista tectónico, los cratones presentan dos estructuras principales: la plataforma y el escudo (Fig. 11). La primera consiste en dos series de rocas: un basamento cristalino y volcánico sobre el que descansa discordantemente una cubierta sedimentaria, con un espesor máximo, en promedio de 3-4 km, aunque en ocasiones es mayor, hasta de 10 km. En el caso de los escudos, la cubierta sedimentaria está ausente y las rocas cristalinas afloran en grandes extensiones de terreno, como en el Canadá.

Los cratones han estado sujetos en el tiempo geológico, tanto a procesos de denudación, como de

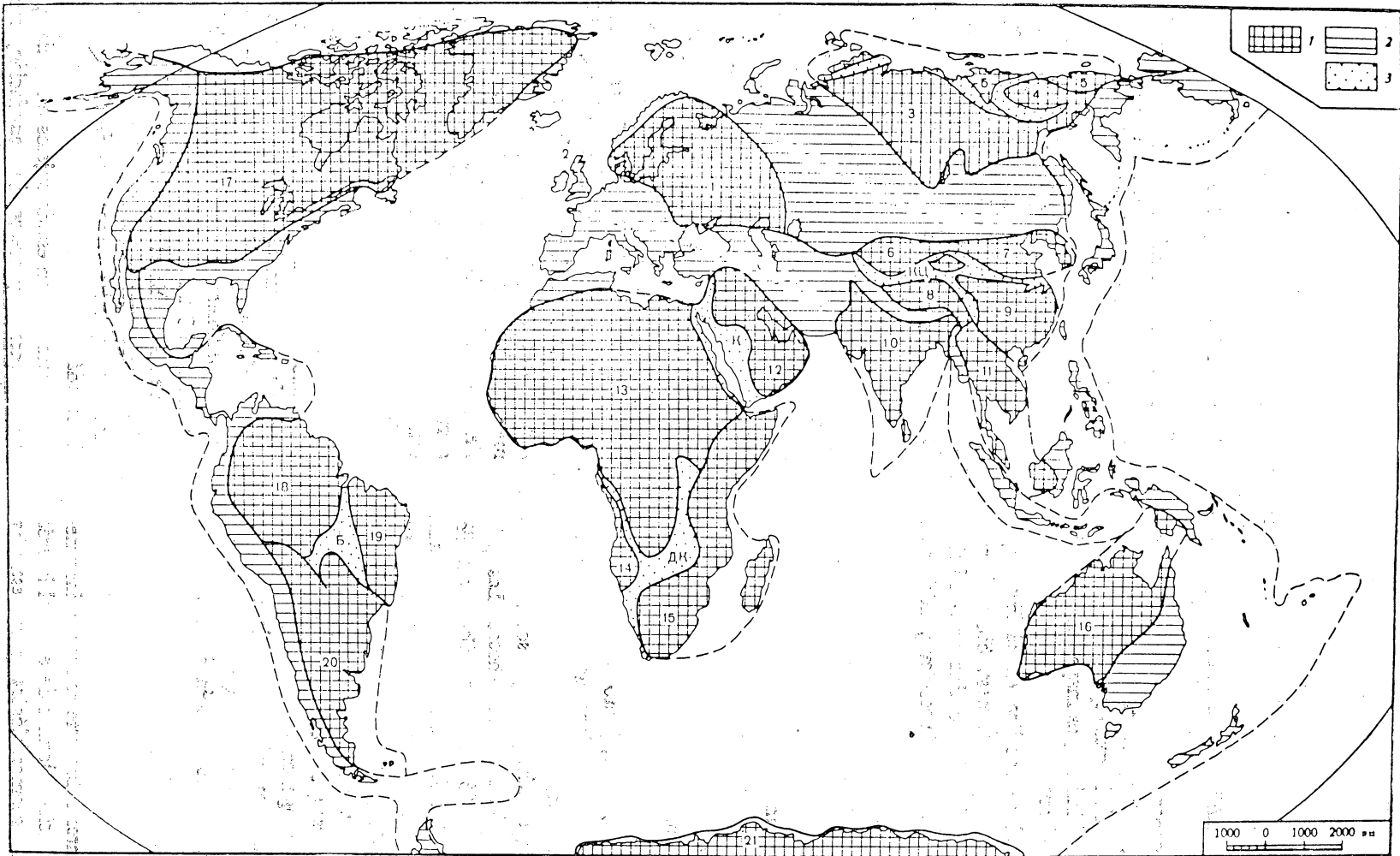


Fig. 10. Los cratones antiguos y los cinturones montañosos de los continentes (tomado de Muratov, 1978). 1, Cratones antiguos: 1, De Europa Oriental; 2, Erie; 3, Siberia; 4, Kolima; 5, Siberia Nororiental; 6, Tarim; 7, China-Corea; 8, Tibet; 9, China Austral; 10, Indostán; 11, Indochina; 12, Árabe; 13, Noráfrica; 14, Angola; 15, Sudáfrica; 16, Australia; 17, Norteamérica; 18, Sudamérica; 19, Brasil Oriental; 20, Argentina-Paraguay; 21, Antártida.
2, Cinturones montañosos; 3, Cinturones menores: B, del Brasil; DK, Damar-Katanga; R, del Mar Rojo; KT Kunlun-Tsinlin.

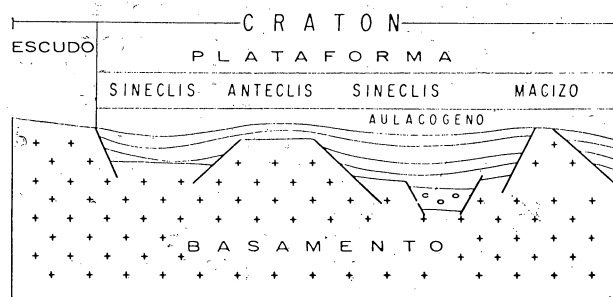


Fig. 11. Perfil esquemático de un cratón.

acumulación; han sido afectados por transgresiones y regresiones, de acuerdo con los movimientos tectónicos regionales que provocan ascensos de bloques de la corteza. Así, en los cratones del hemisferio sur, los levantamientos predominaron sobre los hundimientos durante tiempos prolongados, por lo que en la actualidad consisten en relieves elevados y, en general, pertenecen a altos macizos montañosos.

Los escudos se presentan topográficamente más elevados que las plataformas, estructuras de hundimiento relativo. Asimismo, en estas últimas se reconocen dos elementos tectónicos principales: los sineclises y los anticlises (Fig. 11).

Los sineclises son grandes cuencas de longitudes de más de mil kilómetros, por cientos, incluso miles de amplitud. En la parte central afloran los sedimentos más jóvenes, mientras que en las márgenes los más antiguos. Las capas presentan echados muy débiles y sus espesores son del orden de 3 a 5 km; en algunos casos llegan a alcanzar 8-10 km y más.

Los anticlises son, en sí, levantamientos suaves de rocas sedimentarias de espesores considerablemente menores que en el sineclís, y se van adelgazando hacia la cresta.

Estas megaformas del relieve se relacionan con los bloques antiguos del basamento. Mismos que durante su desarrollo geológico fueron cubiertos por mares someros, lo que produjo un proceso acumulativo. Los escudos, por el contrario, son porciones sometidas a procesos de erosión.

En los cratones, la red fluvial expresa con fidelidad la estructura geológica regional. Las cuencas hidrológicas se extienden más hacia los sineclises y a formas negativas de los mismos. Esto es claro, por ejemplo, en el cratón de Europa Oriental y el de

Sudamérica, donde los sistemas fluviales del Dnieper y el Volga, para el primero, y Amazonas para el segundo, están controlados por las grandes estructuras.

Algunas formas estructurales menores de los cratones son las fosas, los macizos, cuencas, elevaciones, crestas, flexiones, fracturas profundas, geosurturas, etcétera.

En los cratones antiguos es frecuente encontrar una relación compleja entre el relieve y la estructura geológica. Un elemento común son los valles epigenéticos: formas erosivas con un control estructural en la secuencia litológica superior, y otro en el basamento discordante más antiguo.

Los procesos geomorfológicos que tienen lugar actualmente en los cratones son la denudación y la acumulación. El primero ha originado grandes planicies en los escudos y en los anticlises, estructuras que en el tiempo geológico han sufrido movimientos ascendentes. El proceso antagónico de la acumulación es más común en los sineclises, mismos que sufrieron o sufren hundimiento, fenómeno que da lugar al desarrollo de grandes planicies acumulativas. Además de éstas, se reconocen también las denudatorias.

Las planicies acumulativas de las plataformas consisten en una cubierta de materiales no consolidados neogénico-cuaternarios, de origen fluvial: en el caso de los depósitos provocados por las inundaciones de los ríos, fenómeno que se reconoce en parte de la planicie costera del Golfo de México; marino, en las zonas litorales actuales o antiguas (en una franja estrecha de la costa del Golfo de México); eólico, los depósitos del viento, muy frecuentes en los cratones de Australia y África; glaciar y fluvio-glaciar, en los cratones de Norteamérica, Siberia y Europa Oriental; deluvial y proluvial (depósitos de piedemonte) comunes en las planicies marginales de montañas antiguas.

En el caso de planicies acumulativas es común que las estructuras geológicas se expresen en el relieve con poca claridad, ya que se encuentran ocultas. Generalmente las planicies se sitúan en regiones que durante la etapa neotectónica han sido afectadas por hundimientos de poca amplitud, y su extensión es considerable en Norteamérica y Europa Oriental. En su morfología son generalmente onduladas, deformaciones que muchas veces tienen relación con los

bloques del basamento o con las rocas sedimentarias. En otros casos son planicies de lomeríos, de origen glaciar, por ejemplo.

La morfología o relieve de las planicies acumulativas depende fundamentalmente del espesor de los sedimentos no consolidados de la cubierta en conjunto.

Otro es el caso de las planicies denudatorias, mismas que deben su origen a etapas de nivelación prolongadas, proceso que se ve favorecido cuando están presentes movimientos tectónicos positivos. A diferencia de las planicies acumulativas, en este caso el relieve es una expresión fiel de la estructura geológica, y esto se aprecia con claridad en los escudos, que tanto geológicamente como en su relieve son formas positivas. Pero en éstos las estructuras originales ya no se reconocen debido a que han sido ya niveladas por la erosión, en el transcurso del tiempo geológico: en Canadá y en la región del Báltico, por ejemplo.

Entre las planicies denudatorias se reconocen las de tipo marginal, mismas que representan un límite del cratón, bien en condiciones de tierra firme o bien a lo largo del margen marino. Se desarrollan en la estructura plegada y, como regla, son de origen abrasivo (modeladas por la acción del oleaje). Así, la estructura original resulta cortada en algún plano inclinado cuyo gradiente se incrementa gradualmente hacia el mar.

Las grandes superficies niveladas se conocen con el nombre de planicies de cratón o países de planicie. Teóricamente son peniplanos o pediplanos, según el proceso de desarrollo que le dio origen.

Es conocido el caso de la erosión diferencial de las estructuras homoclinales o de echado casi horizontal, en las que la erosión da origen a planicies escalonadas o mesetas, relieve característico de una parte del continente africano. La erosión de las mesas, al producirse en sus márgenes, con carácter regresivo, forma relieves abruptos de laderas empuñadas y cimas de superficie horizontal.

La morfología no es exactamente igual en las planicies denudatorias, donde afloran las rocas sedimentarias, que en el escudo. Esto se debe a la interacción de los procesos endógenos y exógenos durante el ciclo geológico de desarrollo. Asimismo, las diferencias litológicas y estructurales, como en el caso de las monoclinales, favorecen la erosión diferencial, formando mesas, cuevas, gradas. En los escudos el relieve es más accidentado. Un factor importante del

modelado de la superficie de los escudos Báltico y Canadiense ha sido el levantamiento que se produce durante el pleistoceno tardío y el holoceno, debido al retroceso de los hielos que provocaron un desequilibrio isostático. Esto ha dado lugar al ascenso de la tierra firme respecto al nivel del mar, y aunque es un proceso exotectónico, ha causado la reactivación de las fracturas profundas; se ha incrementado la erosión y la red fluvial ha cambiado su configuración. Esto es, el desarrollo de las planicies denudatorias se ve alterado quedando fuera del esquema teórico idealizado.

Entre las planicies de plataforma se reconocen no solamente aquellas formas cercanas al nivel del mar, sino también las que se encuentran a alturas absolutas considerables, tales como algunos altiplanos. Estas estructuras, con una superficie de pocos accidentes y débil disección, están constituidas por rocas sedimentarias de echado débil o por rocas volcánicas. Ejemplos de lo anterior se reconocen en Guinea, Siberia Central, África y otras regiones.

Si bien los rasgos principales del relieve de los cratones son grandes superficies (planicies de lomeríos, onduladas, horizontales y subhorizontales), también son de importancia las montañas. Éstas, sin embargo, no presentan las altitudes comunes de los sistemas orogénicos jóvenes, ya que, debido a una prolongada estabilidad tectónica, la erosión ha actuado nivelándolas. Algunas características importantes de estas estructuras son: la ausencia de una alineación definida, forma irregular en planta y alturas absolutas bajas, de alrededor de 2 000 m. Sin embargo, las reglas no siempre se cumplen, y tenemos así, sistemas montañosos nivelados con una clara alineación, como veremos más adelante.

En ocasiones, las montañas de los escudos son de tipo erosivo: cuando la disección fluvial se produce a lo largo de fracturas que delimitan bloques, separando unas porciones de la superficie, por formas relativamente profundas, de otras contiguas.

Leontiev y Richagov (1979) clasifican a las montañas de los cratones antiguos en dos categorías: a) montañas tectónicas con estructura antigua y sin expresión en el relieve; b) montañas erosivas, condicionadas por una erosión profunda de los ríos y sin una relación estrecha con la estructura del basamento.

Ejemplos de montañas de cratones que existen como testigos de que éstos fueron antiguamente altos

sistemas montañosos son las Apalaches y los Urales. En estos casos existe una alineación así como una relación clara entre relieve y estructura geológica, y entre los sistemas de fractura antiguos y jóvenes. En los cratones hay también montañas debidas a la tectónica disyuntiva, o sea, montañas bloque. Esto se aprecia con claridad en los montes de Escandinavia y Europa Central.

La presencia de las montañas en los cratones no es un fenómeno solamente erosivo, sino que la tectónica juega un papel importante; de acuerdo con Leontiev y Richagov (*op. cit.*), en estas porciones montañosas el espesor de la corteza se incrementa hasta 55 km, por lo que el relieve tiene obviamente una relación directa con la arquitectura de la corteza terrestre.

Los cratones principales de la corteza

Si bien existe un gran volumen de trabajos publicados sobre los cratones, no significa esto que geológicamente sean conocidos lo suficiente. De algunos se tiene mayor información en cuanto a sus límites en sentido horizontal y vertical, como los de Europa Oriental y Norteamérica; de otros, como el de Sudamérica, la información es escasa, y más aún del de la Antártida. Varios autores han tratado estos problemas de geología y geomorfología regional, entre otros Machatchek (1955), King (1967), Jain (1971-1979), Fairbridge (1975), Muratov (1978), en quienes se basa fundamentalmente la descripción que se expone en seguida.

En Eurasia son seis los cratones antiguos principales (Muratov, 1978): Europa Oriental, Siberia, Indostán, China-Corea, China Austral e Indochina (Fig. 10). Sin embargo, existen otros menores como los de Tarim, Tibet y Kolima, y otros más que por sus dimensiones quedan comprendidos en la categoría de macizos.

1. *Cratón de Europa Oriental.* Esta estructura abarca casi por completo el norte de Europa, desde el golfo de Bristol, en Inglaterra, hasta el pie de los Urales (Bogdanov, 1976). El basamento precámbrico tiene pocos afloramientos de grandes extensiones, y en el cratón se reconocen dos que originan los escudos Báltico al noroeste y Ucraniano al sudoeste. El primero cubre partes de los territorios de Suecia, Finlandia y noroeste de la URSS, en la región del mar Báltico.

Consiste en rocas cristalinas del catarcaico, arcaico y proterozoico que están representadas por gneises y esquistos asociados con granitos. En parte el cratón es joven, con un basamento paleozoico.

Al sudoeste se localiza el escudo Ucraniano donde los afloramientos son considerablemente menores. El resto del territorio corresponde a la plataforma rusa, con un relieve suave de una altura absoluta promedio de 142 m (Mescheriakov, 1972) y una secuencia de rocas sedimentarias del proterozoico superior al cuaternario, con espesores que llegan a alcanzar hasta 16-20 km en la cuenca del Caspio.

2. *Cratón de Erie.* Mejor conocido como macizo de Erie, por sus dimensiones. Se localiza en el extremo norte de Escocia, donde la franja costera y las islas Hébridias se encuentran cubiertas por un complejo metamórfico cuyas edades varían de 2 200 a 2 600 millones de años. Se considera que es un residuo del basamento de un cratón antiguo, en su mayor parte desmembrado y cubierto por la plataforma continental del Atlántico (Muratov, 1978).

3. *Cratón de Siberia.* En su tipo es la mayor estructura de la Tierra y se extiende desde los Urales hasta el mar de Okhotsk. Es común que se consideren dos cratones (Khain, 1979): el antiguo Siberiano y la plataforma joven occidental de Siberia.

Esta última consiste en un relieve de planicie de casi 4 millones de km², cubierta casi en su totalidad por sedimentos cuaternarios de tipo continental y glaciomarinis, al norte. Su altitud es de alrededor de 150 m y las elevaciones alcanzan 200-285 m. Las rocas sedimentarias presentan espesores máximos de 10-12 km y 6-7 en la porción central, con edades que varían del proterozoico superior al cenozoico.

El cratón antiguo de Siberia se localiza en la porción central del norte del continente Asiático, que en su eje longitudinal mayor alcanza 2 500 km, mientras que la superficie es de unos 4 400 millones de km². Perteneció a este cratón una importante estructura consistente en un basamento de rocas cristalinas (gneises y granitos arcaicos) cubiertas por capas en forma de monoclinas, del proterozoico superior-cámbrico. En su relieve presenta alturas absolutas con promedio de 700-1 200 m con una cota máxima de 2 246 m.

Otra estructura del cratón Siberiano es la plataforma de Siberia Central, en cuya arquitectura se reconoce un sineclís y un anteclís. La cubierta

sedimentaria alcanza 10-12 km en una secuencia del proterozoico superior al cenozoico.

Una característica propia del cratón de Siberia es la clara expresión de las fracturas profundas, que cortan la cubierta sedimentaria y el basamento, con las que tiene relación una actividad magmática que se ha manifestado en el transcurso del tiempo geológico, misma con la que se asocian las chimeneas de kimberlita y sus yacimientos diamantíferos.

4. *Cratón del Indostán.* Este es un auténtico subcontinente relacionado estrechamente con el protocontinente de Gondwana. Prácticamente, todo su territorio está ocupado por un cratón que limita con los Himalaya y Birmania. El basamento antiguo aflora en la superficie en amplias extensiones no sólo del subcontinente, sino también de la isla de Sri Lanka, a una altitud de 2 500 - 2 700 m. El conjunto de rocas del basamento es del tipo de los gneises y granitos, de edades muy variables, de 500 a 3 250 millones de años, lo que significa la presencia de varias fases de activización durante el proterozoico y paleozoico temprano (Khain, 1979). En sí, este gran escudo consiste en varios complejos petrológicos y cinco bloques tectónicos principales (*op. cit.*). Entre las estructuras negativas de plataforma se reconocen dos grandes cuencas y un sineclís; las dos primeras con rocas sedimentarias del proterozoico superior y más jóvenes, esencialmente del paleozoico, con espesores de hasta 6 000 m.

Es importante la otra estructura, el sineclís del Dekán —por ser la mayor en la plataforma—, que cubre una superficie de más de 1.2 millones de km². Se encuentra rellena de rocas volcánicas del tipo de basalto, de fines del cretácico y principios del paleógeno y se localiza en la región oriental, hacia el golfo de Bombay.

5. *Cratón Chino-Coreano.* El territorio que comprende esta estructura incluye una parte de Corea, la península de Liaotung, el Mar Amarillo, la península de Shantung y el oriente de China. Los afloramientos del basamento en el norte y centro de Corea forman dos escudos en las penínsulas de Liaotung y Shantung, con rocas cristalinas del arcaico, cuyas edades se han determinado en hasta 3 400 millones de años. El resto es una plataforma con estructuras sineclís, en la que se reconoce una secuencia sedimentaria que va del proterozoico superior al cenozoico (Muratov, 1975).

6. *Cratón de China Austral.* Se extiende al sur del anterior y consiste esencialmente en una

plataforma con capas de rocas proterozoicas, cámbricas y ordovícicas que alcanzan 7 000 m de espesor, formando dos estructuras sineclís con un basamento del proterozoico superior. Se presenta, además, un anteclís que forma un relieve elevado, de 800 a 2 900 m, constituido por rocas paleozoicas y cenozoicas de poco espesor, de unos 2 000 m.

7. *Cratón de Indochina.* Se extiende al sur del cratón de China Austral, pero separado del mismo por una amplia zona de fracturas profundas de la cuenca de Lian-Tsian (en el Mekong Superior). En su estructura se reconocen un anteclís y tres sineclises (Khain, 1979). En la cresta del primero aflora el basamento cristalino arcaico y proterozoico en un relieve de montañas de 1 500 a 2 000 m de altitud. En los sineclises el basamento se encuentra a profundidades máximas de 6-10 km, en el que la cubierta consiste generalmente en rocas paleozoicas y triásicas. Localmente, en un sineclís se presenta un cuerpo de rocas basálticas (triásico) de hasta 1 000 m de espesor.

8. *Cratón de Kolima.* Es una estructura de dimensiones relativamente pequeñas, delimitada por el norte y el occidente por un arco de levantamientos bloque y pliegues de las cadenas de Polusni, Tasjayataj y Omuliev. Al sureste continúa el levantamiento del río de Kolima, donde afloran rocas cristalinas del basamento cubierto de rocas sedimentarias que en su base corresponden al proterozoico superior.

9. *Cratón del Tibet.* Por sus dimensiones menores también es conocido como macizo, con la particularidad que es una región montañosa elevada, delimitada al sur y occidente por los Montes Himalaya. El basamento aflora solamente de manera local al occidente, y se encuentra, en general, cubierto por rocas del proterozoico superior, paleozoico y mesozoico. Aparentemente, este cratón se extiende al oriente hasta un estrecho sistema plegado, el de Su Lu Shan que lo separa de la margen del cratón de China Austral.

10. *Cratón de Siberia Nororiental.* Al oriente del cratón (macizo) de Kolima se forma otro cratón menor, o macizos de Evropol y Yablon, cubiertos por rocas paleozoicas y mesozoicas. Al oriente de éstos se localiza la fosa rift de Maloniuy. Ésta separa la estructura de las montañas Añiu y la costa de Chaun del macizo de Yablon.

11. *Cratón de Tarim.* Éste es de pequeñas dimensiones y se extiende en el Asia Central. En

su relieve domina una cuenca arreica ocupada en su porción central por el desierto de Takla Makan. Es, en sí, una plataforma donde la cubierta sedimentaria consiste en rocas de fines del proterozoico, paleozoico y otros más jóvenes que descansan sobre un basamento cristalino datado en hasta 700 millones de años. El espesor de la cubierta es en algunos sitios, de hasta 8 km.

El continente africano es en sí una gran estructura cratónica. Sin embargo, en el mismo se reconocen los cratones Septentrional, Austral y Angoleño y, además, el Árabe que, aunque separado geográficamente, se considera en conjunto, por su historia de desarrollo, en el tiempo geológico.

12. *Cratón de África Septentrional*. Ocupa casi todo el continente en su porción norte y central, extendiéndose hacia el sur hasta la cuenca del Congo, en Zaire. El relieve corresponde a lo que King (1967) define como la depresión del continente, a diferencia del África elevada, en el sur y sureste (Fig. 12). No obstante que predominan las planicies de poca altitud—menores de 400 m—son comunes los terrenos elevados, tipo altiplano, en secuencias escalonadas, que alcanzan alturas incluso de más de 3 000 m.

Es éste uno de los cratones mayores, con afloramientos del basamento que se extienden a manera de franjas amplias, a lo largo de las costas norte del Golfo de Guinea y hasta la cuenca alta

del Nilo. La mitad norte del cratón ocupado por la plataforma del Sahara, constituida de rocas sedimentarias en una secuencia de hasta 10 km, del cámbrico superior al cuaternario. Se reconocen, asimismo, dos escudos que son los de Regubat y Shahgarh, en la misma región del Sahara, y al sur de éste se localizan cuatro grandes sineclises rellenos de sedimentos paleozoicos (Muratov, 1978). Las edades de las rocas cristalinas del cratón se han establecido en 3 200-3 500 millones de años. Las estructuras positivas y negativas (anteclises, bloques, sineclises, fosas) son numerosas en la plataforma, aunque en detalle no son tan bien conocidas como en Norteamérica, por ejemplo.

13. *Cratón de Sudáfrica*. Se localiza precisamente en la porción sur del continente, en la región comprendida entre la desembocadura del río Orange, hasta Mozambique, abarcando el estrecho del mismo nombre y las islas de Madagascar. Los afloramientos mayores del basamento se presentan en Mozambique, Rodesia del Sur y la costa oriental en la República Sudafricana. Estos consisten, en general, en granitos cuyas edades máximas se han evaluado en 3 000-3 400 millones de años. El relieve consiste en tierras elevadas, en general de más de 2 000 m.

En la porción del sur del cratón tiene desarrollo una plataforma joven con estructura de sineclís, que en el relieve corresponde a una depresión acumulativa (desierto de Kalahari). La cubierta consiste en rocas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas.

14. *Cratón Árabe*. Comprende la península árabe y el territorio de Somalia. En el primero afloran rocas antiguas del proterozoico superior en las márgenes del Mar Rojo, en especial al oriente del mismo, y también en las costas del Mediterráneo, en la porción oriental de la península.

15. *Cratón de Angola*. Es una estructura de dimensiones reducidas, que se extiende a lo largo de las costas del Atlántico, y consiste en un basamento de gneises arcaicos.

El continente australiano puede subdividirse, desde el punto de vista tectónico y geomorfológico, en dos porciones: la occidental que consiste en un cratón antiguo, y la oriental que, incluyendo las islas de Nueva Guinea y Nueva Zelanda, representan la continuación del eje montañoso del Pacífico.

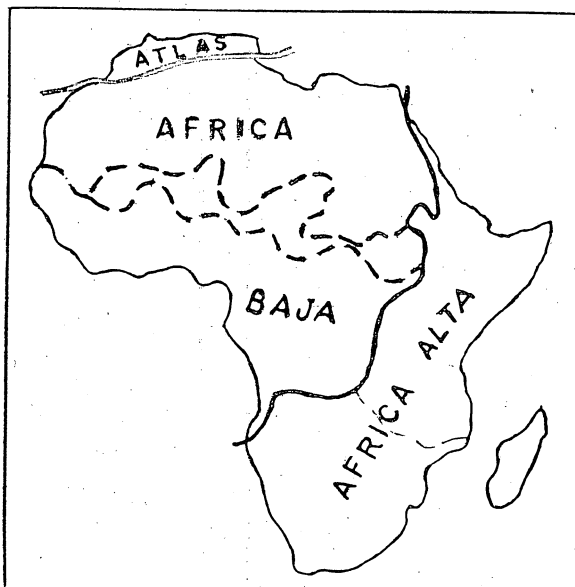


Fig. 12. Regiones altimétricas del continente africano (tomado de King, 1967).

16. *Cratón Australiano*. Esta es una estructura compleja que presenta dificultades para reconocer en ella límites precisos entre escudos y plataformas. Esto se debe a que los afloramientos del basamento no se concentran en un territorio determinado, sino que se reconocen en grandes extensiones, alternando con cuencas de la cubierta sedimentaria (Khain, 1979). El basamento arcaico forma una estructura homogénea en la que sobresalen los escudos Australiano Occidental, Australiano Septentrional y el Austral, además de una plataforma que domina la porción central del continente, de norte a sur (Khain, 1979; Muratov, 1978).

El escudo occidental (Kalgoorlie-York), que es el que presenta en su composición las rocas más antiguas del continente, consistentes en granitos y gneises de 2 900 a 3 100 millones de años, está constituido por dos grandes bloques del basamento. El relieve consiste en una gran mesa con alturas locales de hasta 600 m de altitud, donde tienen desarrollo grandes desiertos.

El escudo Septentrional (Camberly-Darwin) está formado por rocas más jóvenes, del proterozoico inferior: esquistos, gneises, granitos, de edades de hasta 2 520 millones de años. El escudo consiste en varios bloques de composición petrológica heterogénea. Las formas negativas —cuencas— presentan espesores de rocas sedimentarias de hasta 6-12 km.

El escudo Austral presenta dos grandes bloques en su estructura, que se reconocen por los afloramientos del basamento cristalino, que algunos autores consideran arcaico por las edades que se han establecido de los granitos que lo intrusionan, de hasta 2 400 millones de años (Khain, 1979).

El relieve del cratón Australiano es el característico de estas estructuras, con planicies de grandes extensiones. Localmente se presentan elevaciones de 1 200-1 500 msnm.

La estructura de plataforma en Australia consiste en una cubierta sedimentaria que va del proterozoico superior al cuaternario, con espesores de hasta 9 km, formando esencialmente cuencas y un sineclís (*op. cit.*).

17. *Cratón de la Antártida*. Obviamente, es la Antártida el continente que presenta más dificultades para su estudio, debido a la cubierta potente de hielo que oculta en gran parte su relieve. Sin embargo, en los últimos 30 años se han llevado a cabo intensos trabajos geológicos y geofísicos que en la actualidad proporcionan una valiosa información.

La estructura cratón se localiza en la porción oriental del continente, y consiste en un basamento cristalino del que se han obtenido edades de 1 500-1 840 millones de años, de acuerdo con varios autores, según señala Khain (1971). La cubierta sedimentaria forma una plataforma de rocas cuyas edades se han establecido del proterozoico al jurásico. Al occidente, el cratón está limitado por una trinchera asociada al sistema montañoso que se localiza en esa dirección.

18. *Cratón de Norteamérica*. Abarca no solamente una gran parte de los Estados Unidos y el Canadá, sino también Groenlandia y la Tierra de Baffin. Se extiende del oriente de la cordillera hasta las costas del Atlántico Norte y los Apalaches (Fig. 13). Las rocas del basamento cristalino cubren un gran territorio y, por esto, el cratón es mejor conocido como escudo Canadiense. Su relieve consiste en una superficie nivelada, un peniplano de 300 m de altitud, aunque hacia el oriente se eleva en la península de Labrador y en la isla de Baffin, donde alcanza 1 500 msnm. Las costas orientales del escudo están cortadas por fiordos, y en la superficie interior tiene un amplio desarrollo el relieve glaciar y el limnoglaciar que es característico.

Las edades máximas de las rocas del basamento cristalino se han determinado con valores de 2 700 millones de años. La plataforma del cratón se extiende en los límites del escudo y alcanza el sur de los E. U. En esta plataforma se han diferenciado numerosas estructuras positivas y negativas. Es importante hacer notar que es éste el cratón

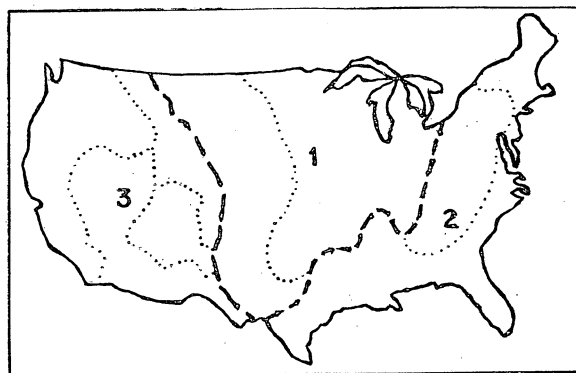


Fig. 13. Principales regiones tectónicas de los E. U. (tomado de Wilson, 1975). 1. Cratón Norteamericano; 2. Región Apalachana; 3. Región Cordillerana.

mejor conocido, junto con el europeo Oriental. Entre las estructuras de la plataforma resalta el sineclís del golfo de Hudson, en la porción central del escudo, con un relleno ordovícico, silúrico y devónico que descansa sobre el basamento proterozoico inferior. Al norte se extienden dos cuencas sineclís de dimensiones menores: Fox y Jones-Lancaster. Otras son la cuenca de Wallstone, al noroeste del golfo de Victoria; el anteclís de Cincinnati, paralelo a los Apalaches; la cuenca de Michigan, en la isla del mismo nombre; el sineclís de Illinois; la fosa de Michigan-Illinois; el anteclís de Ozark, la cuenca de Forest City; la cuenca Salina; el levantamiento Central de Kansas; la cuenca de Dodge-City; la extensión de la plataforma hacia el occidente de Texas.

Esta gran plataforma está integrada en conjunto por rocas paleozoicas y mesozoicas que descansan sobre un basamento precámbrico, con espesores de poca magnitud, de alrededor de 3 000 m máximo. Sin embargo, en el caso de la fosa de Andarco, el basamento se encuentra a 8 000 m de profundidad en lo que es una fosa tipo aulacógeno. El relieve de la plataforma corresponde a las grandes planicies, la depresión de Laurentia y el archipiélagos Ártico.

La plataforma joven del cratón norteamericano se reconoce en el relieve en lo que es la planicie costera del Atlántico y del Golfo de México. En el primer caso se extiende a lo largo de la costa oriental de los Estados Unidos, desde la isla de Long Island hasta la península de Florida, y continúa hacia el océano en lo que es la plataforma continental. Su extensión es de unos 1 500 km, con amplitud de hasta 250 km. En la costa, la cubierta sedimentaria es de alrededor de 2.5-3 km en la plataforma continental. Consiste en rocas sedimentarias cenozoicas y mesozoicas en una estructura monoclinial que descansa sobre el basamento paleozoico apalachiano.

La planicie costera del Golfo de México es un gran arco que va de la península de la Florida hasta la de Yucatán. En el territorio de los Estados Unidos es amplia, de 250 a 500 km, y en México se estrecha. En sí, es una gran cuenca con espesores de rocas de hasta 15 000 m. El continente sudamericano en una gran extensión territorial es un cratón antiguo en cuyo relieve predominan las superficies de poca altitud (menos de 300 m), aunque localmente, en los escudos, están presentes las mesetas elevadas que llegan a alcanzar hasta 2 700-2 800 msnm. La estructura del continente es relativamente simple: el eje montañoso marginal

al Pacífico (Andes) y el cratón, las dos megafomas dominantes. En este último se reconocen tres cratones principales.

19. *Cratón Sudamericano*. Esta gran estructura cratónica está integrada por dos elementos: el escudo de Guyana y el escudo Brasileño Occidental (conocido también como Central). En conjunto, el cratón se reconoce hacia el norte de la desembocadura del río Paraná, donde el basamento precámbrico aflora en grandes áreas y ocupado por cuencas de rocas sedimentarias aisladas entre sí. Las laderas noroccidentales del cratón se extienden del altiplano hacia la Cordillera de los Andes, donde profundizan para pasar a formar parte de las antifosas, con un relieve de depresiones (poca altura respecto al nivel del mar) y mesetas extendidas de poca altitud.

El límite natural entre los escudos Brasileño Occidental y el de la Guyana es una depresión tipo sineclís que en el relieve corresponde a una porción del valle del Amazonas, y al sur se reconocen otras dos depresiones del mismo tipo que son las de Maranhao y San Francisco (*op. cit.*).

20. *Cratón Brasileño Oriental*. Situado hacia la margen atlántica del continente, representa una zona elevada del relieve. Consiste en estructuras de rocas metamórficas arcaicas y del proterozoico inferior, así como granitoides. En el mismo se presentan cuencas tipo graben con relleno de rocas sedimentarias principalmente (Muratov, 1978).

21. *Cratón Argentino-Paraguayo*. Se conoce también como cratón o plataforma de la Pampa-Patagonia. Se extiende al sur de la desembocadura del río Paraná. A diferencia de los anteriormente descritos, en este predomina la cubierta sedimentaria que oculta el basamento precámbrico, mismo que se reconoce en tres zonas principales donde forma macizos: Sierra de la Pampa, Patagonia Septentrional y Patagonia Austral. Asimismo, en la plataforma se reconocen cuatro fosas tectónicas que, del norte de Argentina hacia el sur, son: La Pampa, Río Colorado-Río Negro, Chabut-San Jorge y Santa Cruz. En general, los espesores de rocas sedimentarias son del orden de 4-5 km.

Esta breve descripción de los cratones de los continentes tiene como objetivo principal complementar la información que permita una mejor comprensión de los mismos. Tratándose de grandes formas del relieve se hace necesario exponer los datos mínimos sobre su estructura geológica, de tal manera que

se facilite su reconocimiento, no tanto como porciones aisladas, sino como una unidad global. Se presenta el problema de la diferenciación de los cratones de los continentes, y de los escudos y plataformas de los mismos; al consultar varios trabajos sobre el tema, de autores diversos, no encontramos dos mapas en que coincidieran totalmente los límites y nombres de las estructuras. Esto es natural si tenemos en cuenta que no poseen contactos precisos, y que en muchos casos el grado de estudio no es todavía suficiente como para indicarlos con gran aproximación (Fig. 14).

II. LOS SISTEMAS MONTAÑOSOS NIVELADOS DE LOS CRATONES

Como se ha mencionado ya, en páginas anteriores, es una característica de los cratones la presencia de montañas antiguas, generalmente del paleozoico, que por la estabilidad tectónica predominante han pasado a una etapa de nivelación y se encuentran en proceso de convertirse, al menos teóricamente, en peniplanos. Íntimamente asociadas a las montañas se encuentran las plataformas jóvenes, como las de Norteamérica y Europa Central, de las que se ha hecho ya mención.

Este tema podría ser considerado en el capítulo siguiente. Sin embargo, tratándose de montañas, parte integrante de los cratones y con características morfológicas y de edad, distintas de los sistemas que se agrupan en los cinturones Alpino-Himalayo y de la Cordillera del continente Americano, consideramos más conveniente tratarlo por separado.

Los sistemas montañosos de los cratones son varios, de extensiones diversas, pero por esta característica, por su morfología y posición geográfica, son dos los principales: los Urales y los Apalaches, y otros tres, que en conjunto se describen a continuación:

1. *El sistema montañoso de los Urales.* Este conjunto de montañas se extiende con dirección nortesur, desde el mar de Kara en el Océano Ártico, hasta el mar Caspio, con una longitud de 2 800 km por 180 de amplitud, y representa el límite de los continentes de Europa y Asia. El relieve consiste en elevaciones de poca y media altitud. Sin embargo, lo que es la estructura tectónica de los Urales es mucho más amplia y extensa, pero nivelada y cubierta (plataforma).

El eje del sistema montañoso es claro y separa dos vertientes: la occidental, más suave, se funde

con la planicie de la plataforma rusa. La otra vertiente, más corta y abrupta hace contacto con la planicie de la plataforma de Siberia Occidental.

Las altitudes son muy variables a lo largo del eje, en partes se extienden cadenas montañosas de hasta 500 m (altura máxima en grandes extensiones) snm, y en otras superan los 1 300 m, mientras que la altitud máxima es de 1 895 m.

La estructura geológica de los Urales consiste en un sistema de anticlinorios y sinclinorios de rocas paleozoicas. La formación de montañas tuvo lugar durante el carbonífero tardío y el pérmico, y la orogénia abarcó no solamente lo que son las montañas actuales, sino también parte de la planicie de la plataforma joven de Siberia Occidental (Mescheriakov, 1972).

Este sistema se extiende, asimismo, en partes cubierto, en otras reconociéndose por cadenas montañosas, hacia el oriente, a lo largo del margen del cratón Siberiano, a manera de una franja estrecha. Alcanza las montañas del Tian-Shan y Mongolia, prolongándose hasta el mar de Okhotsk en el Pacífico. Por esto, algunos autores como Muratov (1978) le llaman cinturón Ural-Mongol.

2. *El sistema montañoso de los Apalaches.* Esta estructura se localiza en el noreste de los Estados Unidos, extendiéndose desde la ciudad de Nueva York, 1 400 km al suroccidente, en dirección de la ciudad de Alabama. Su amplitud es de unos 500 km y la altura máxima de 2 027 en el Monte Mitchell. El relieve es complejo, en el que se reconocen montañas, mesetas, depresiones, etcétera, lo que tiene relación con una estructura geológica heterogénea y con su historia de desarrollo. En los Apalaches se han diferenciado cuatro provincias en función de condiciones tectónicas y geomorfológicas específicas: *La Mesa*, en la parte interior del continente, constituida por rocas de dislocación débil. *Las Sierras y Valles*, una región de alternancia de cadenas montañosas orientadas en una misma dirección, y valles intermontanos; la constituyen rocas sedimentarias con espesores de hasta 10 000 m, en las que queda incluido todo el paleozoico; las *Montañas Azules* forman el eje del sistema montañoso y consiste esencialmente en rocas cristalinas; por último, el *Piedemonte* es resultado de la erosión de las montañas, lo que en el paisaje se manifiesta por lomeríos y montañas residuales.

Las montañas del sistema de los Apalaches se extienden desde su extremo sur hacia el occidente, en lo que son las montañas de Ouachita, y con-

tinúa la estructura hacia el sur, para volver a aflorar en las montañas de Maratón y Solitario en el suroeste de Texas y finalmente en el suroeste del estado de Coahuila, en México.

Esta región ha sido objeto de numerosos estudios, lo que también ha dado como resultado varias teorías sobre su origen y evolución. En la actualidad son los conceptos de la tectónica de placas los que explican en forma convincente la formación de éste y otros sistemas montañosos.

3. *Las Montañas Escandinavas.* Este sistema delimita el cratón de Europa Oriental desde el noroccidente, extendiéndose en la zona límite de Suecia y Noruega, continuando hacia el fondo del mar de Barrents y la isla de Spitzbergen; lo mismo está presente en Escocia, norte de Inglaterra, Gales e Irlanda. Son montañas niveladas con altitudes máximas de 2 468 m en Noruega; en Suecia las cimas mayores son de 2 117 y 2 090 msnm, y en Escocia 1 343 m. Se formaron durante el devónico y silúrico, en el proceso orogénico que abarcó un gran territorio del actual continente europeo.

4. *Las montañas antiguas del cinturón del Mediterráneo.* Esta gran estructura une las regiones montañosas del sur y occidente de Europa, sureste de Asia y las costas del norte de Africa. Sirve, asimismo, de límite entre los cratones de Europa Oriental y los de Tarim, Tibet y China Austral del Indostán. Se extiende, así, de las costas atlánticas hasta el Pacífico.

En la periferia de la estructura se presentan sistemas proterozoicos, y tienen también representación paleozoicos y mesozoicos. Una de las porciones mayores del paleozoico superior cubre una superficie importante de Europa Central y Occidental, del suroeste de Polonia y las costas atlánticas de Francia, así como casi toda la península Ibérica y el suroeste de Inglaterra. Asociados a esta estructura están tres grandes macizos descritos por Bogdanov (Muratov, 1978): el de Moldanubio, que se reconoce en Checoslovaquia y Francia y además en la península de Armórica, de edad paleozoica y posiblemente arcaica; los otros dos macizos son el de la Meseta Española y el de Aquitania: el primero se reconoce al oriente de la península de los Pirineos, y en las costas de Vizcaya el segundo.

En partes, el basamento se encuentra cubierto por potentes espesores de rocas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas, como en la cuenca de París.

5. *El sistema montañoso de Verkhojan-Kolima.* Esta estructura representa el límite entre los cra-

tones de Siberia y Kolima y se extiende al oriente del delta del río Lena. La máxima altitud es de 2 959 m y consiste en pliegues alineados en cuya estructura se reconoce una secuencia litológica del carbonífero al triásico, con espesores de hasta 10 km; la longitud es de 1 300 km. La orogenia que dio origen a este sistema se produjo a fines del paleozoico y principios del mesozoico (Muratov, 1978).

Los cratones representan, así, las porciones fundamentales —los núcleos— de los continentes, y fragmentos del antiguo supercontinente de Pangea. Los escudos, las plataformas antiguas y jóvenes, así como las montañas de los cratones, son partes íntimamente relacionadas de todo un sistema, cuyo estudio ha permitido reconstruir la evolución de la corteza terrestre tal como la explican las teorías tectónicas de nuestros días. Los escudos son las estructuras más antiguas, resultado de la transformación de la corteza oceánica primaria en continental; las plataformas antiguas representan una transformación sustancial de los escudos por procesos de hundimiento, acumulación, sedimentación, metamorfismo, granitización, volcanismo, que espacialmente cubren grandes territorios de los continentes; las plataformas jóvenes, en esta secuencia significan el desarrollo de grandes procesos acumulativos que cubrieron antiguos sistemas montañosos (del paleozoico principalmente), ya antes nivelados por la erosión; las montañas son, en general, las estructuras más jóvenes de los cratones y señalan los antiguos límites de los continentes, en lo que fueron, en otra época, zonas de unión de dos placas.

III. LOS SISTEMAS MONTAÑOSOS

La estructura montañosa principal, la de mayores dimensiones, es el *cinturón montañoso* constituido por varios *países montañosos* (*mountains, mountain land*) (Diccionario enciclopédico en cuatro idiomas sobre geografía física, Ed. Enciclopedia Soviética, 1980) en conjunto, de longitudes casi continentales, como el eje Alpino-Himalayo y el americano marginal al Pacífico, de la Cordillera de los Andes.

El país montañoso está integrado por dos o más sistemas (*mountain system*) (*op. cit.*) que entre sí pueden ser distintos en cuanto a morfología, estructura y edad. Un ejemplo bien conocido de país es el Cáucaso, constituido por los sistemas del Gran

Cáucaso, el Pequeño Cáucaso, la Meseta Volcánica de Armenia y otros.

La Sierra Madre del Sur y el Sistema Volcánico Transversal, de México, bien pueden situarse en la categoría de países montañosos.

Al sistema montañoso lo integran una serie de *cadena* (*mountain chain, m. range, ridge*) (*op. cit.*) consistentes en montañas alargadas separadas por cuencas o por valles intermontanos. El sistema montañoso puede encontrarse aislado o formar parte de un país.

La cadena montañosa es una elevación con un eje principal bien definido, sobre la línea de parteaguas, que une las alturas principales y separa dos laderas opuestas. Esto se puede ejemplificar con las cadenas de la región de Parras, Coah., donde una serie de elevaciones alargadas y estrechas se extienden separadas por cuencas o valles intermontanos; todo, en conjunto, es un sistema del país montañoso conocido como Sierra Madre Oriental.

A diferencia de otras formas del relieve, los estudios sobre las montañas los encontramos en la antigüedad, aunque de carácter descriptivo, en la Grecia anterior a nuestra era. En los siglos XVIII y XIX ya se conocen varios ensayos geológicos que intentan explicar el origen de estas estructuras, todo a partir de las observaciones e interpretaciones que encontramos en los trabajos de Humboldt, Elie de Beaumont, Sasseur, Buch y otros. Gilbert propuso el término *orogenia* para referirse al proceso de formación de montañas, a fines del siglo XIX.

El origen de los grandes sistemas montañosos se ha explicado con base en la teoría del geosinclinal, término propuesto por Dana, en 1875, para definir las fosas marinas alargadas y profundas donde se llevan a cabo intensos procesos acumulativos en una primera etapa, y en una segunda, la fosa sufre una compresión que conduce a la formación de montañas. Este concepto sería posteriormente complementado por Bertrand en 1887, Haug en 1900, Stille en 1913 y 1915 y posteriormente por muchos tectonistas más.

En los últimos años la teoría del geosinclinal se ha enriquecido con las aportaciones de las investigaciones del fondo oceánico, y aunque el término sigue vigente, ha cambiado el concepto de formación de montañas a partir de una fosa geosinclinal que ocupa una posición fija. Se explica actualmente su formación, por la subducción de una placa bajo

otra, en una zona de arco insular o una margen continental, lo que da lugar a las montañas de tipo epigeosinclinal.

Sin embargo, no todas las montañas surgieron de un proceso como el anterior mencionado; se tiene, así, el caso de aquellas que se formaron a partir del levantamiento de una zona cratónica antigua, de donde viene su denominación de montañas epicratónicas. Esto se explica actualmente por el choque de dos placas continentales.

Las regiones orogénicas se caracterizan, a diferencia de los cratones, por un régimen mucho más activo de sismicidad, volcanismo y movimientos tectónicos que rebasan en intensidad a la erosión. Es un rasgo propio de las formas geológicas, así, su expresión directa en el relieve, aunque esto no sea forzosamente una regla.

Los sistemas montañosos actuales son jóvenes, del terciario y cuaternario; los antiguos han sido ya nivelados por la erosión, y actualmente son parte de los cratones, o, bien, son montañas de poca altitud, como los Urales y los Apalaches ya antes mencionados.

Los principales elementos estructurales de los sistemas montañosos son el anticlinorio y el sinclinorio, el horst y el graben. Los anticlinorios se manifiestan generalmente como elevaciones montañosas en las que dominan los procesos erosivos. Los sinclinorios, a su vez, como cuencas intermontanas y de piedemonte rellenas de sedimentos. Al mismo tiempo, estas grandes estructuras están desmembradas en bloques que se van diferenciando durante el proceso orogénico.

La formación de las capas de rocas sedimentarias puede estar relacionada con la estructura del basamento, lo que da origen a formas geológicas conocidas como pliegues de fondo. En el caso de que las rocas sedimentarias no afloren, el pliegue se manifiesta solamente como un arqueamiento de la superficie. Los pliegues de fondo se reconocen en estructuras diversas, como los anticlinorios que llegan a alcanzar cientos de kilómetros de longitud, latitudes de 60-150 km y alturas absolutas del orden de 7 km, como los del Tian-Shan. La Sierra Madre Oriental es un ejemplo conocido de una estructura cuyo eje principal corresponde a un anticlinorio.

Es común que las cuencas intermontanas correspondan a formas geológicas negativas, como grabenes y sinclinales. La actividad de los procesos

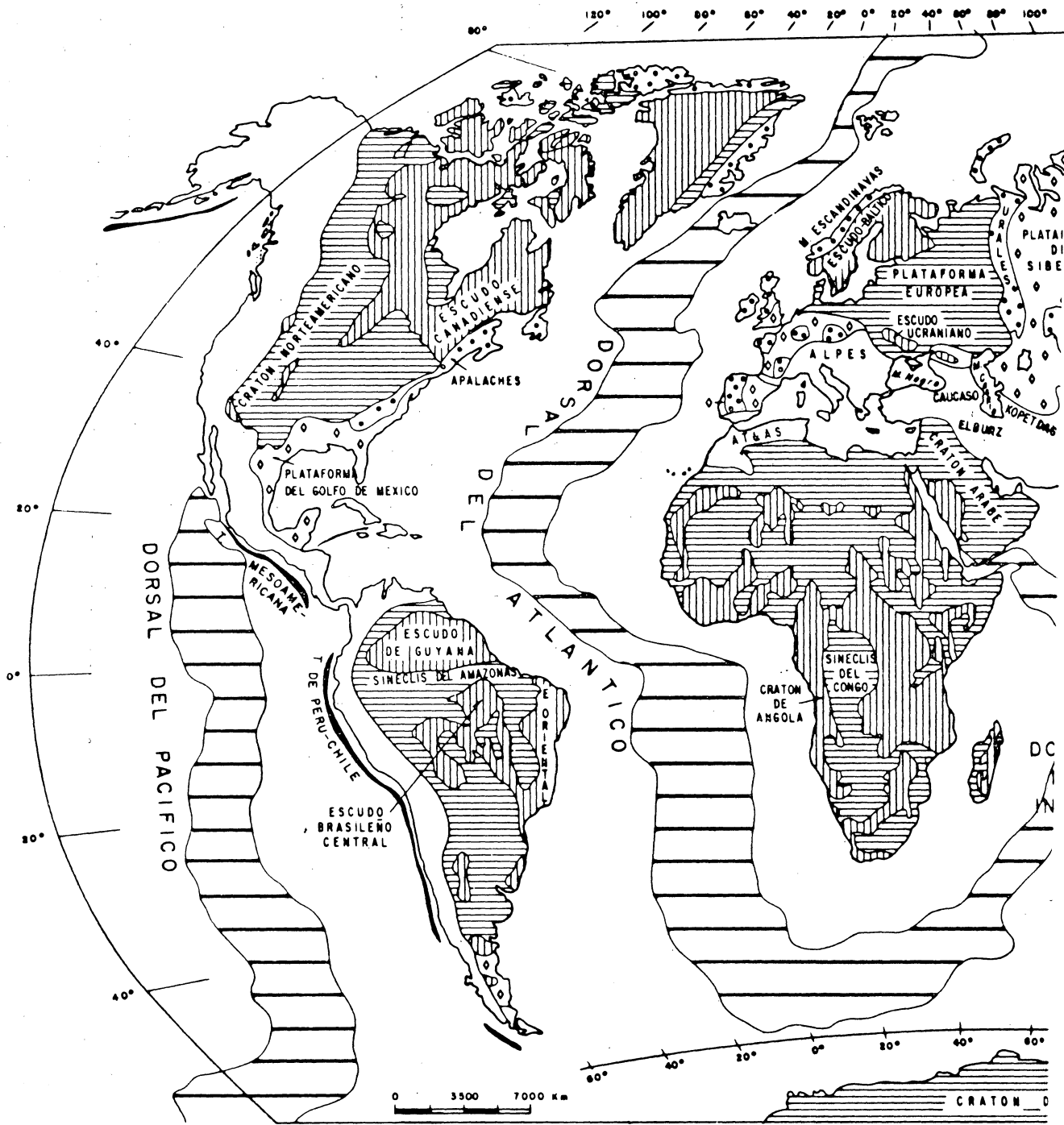


FIG. 14. LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES

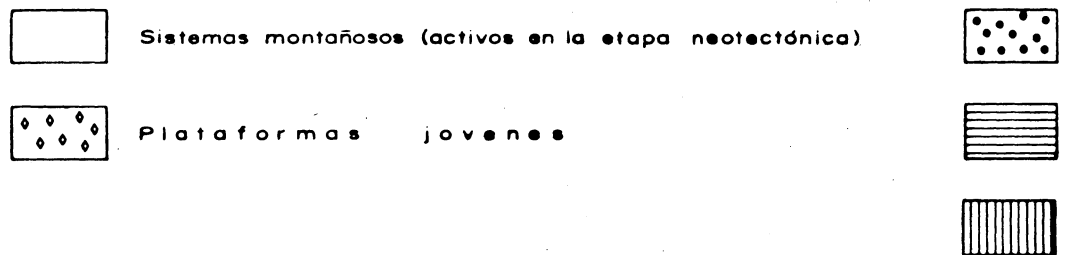
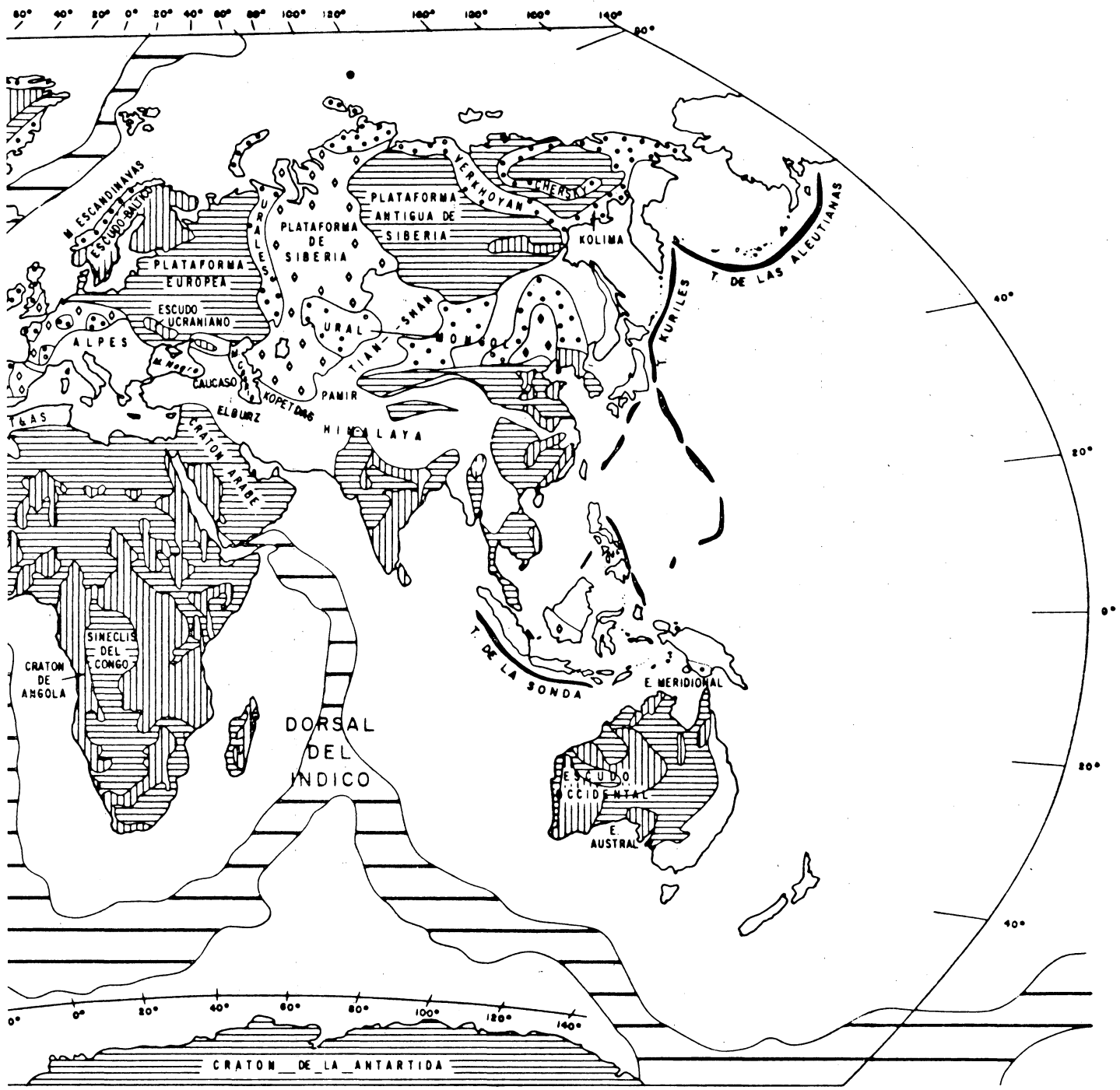

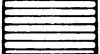



Fig. 14. Las estructuras principales de



RUCTURAS PRINCIPALES DE LOS CONTINENTES.

- otectónica)  Sistemas montañosos paleozoicos nivelados
-  Plataformas antiguas
-  Escudos y macizos

g. 14. Las estructuras principales de los continentes.

exogenéticos se encarga de modelarlas por las corrientes fluviales, el hielo y otros agentes, removiendo materiales en las partes más altas y depositándolas en las bajas. Además, se reconoce la cuenca de piedemonte, que delimita el conjunto montañoso de la planicie de nivel de base.

La reconstrucción del proceso orogénico se lleva a cabo a partir del análisis de los sedimentos, en especial en lo que se refiere a los espesores y las facies de los mismos.

Durante la orogenia, en la etapa de mayor intensidad, se incrementa la erosión y, obviamente, la acumulación de detritos en la cuenca marginal; éstos son los sedimentos correlativos o molassa. En el caso de la depositación en condiciones áridas continentales, o de clima cálido, los detritos presentan tonos rojizos y en ocasiones se intercalan potentes cuerpos yesosos y salinos; inicialmente son de tipo litoral y posteriormente quedan cubiertos por sedimentos de origen continental. La molassa se forma inicialmente en las cuencas marginales al sistema montañoso, que gradualmente va dominando espacios mayores hacia el interior del mismo, en un proceso de integración al levantamiento, transformándose, así, en un piedemonte.

Esta última estructura sufre una intensa erosión vertical por la acción de las corrientes que bajan de las altas montañas, formando redés fluviales, principalmente del tipo de configuración paralela. El piedemonte consiste, por lo general, en depósitos provocados por las corrientes de crecida que dan origen a los mantos deluviales y los conos de deyección o proluviación, así como también están presentes los materiales de depositación gravitacional o coluvión. Inicialmente el piedemonte crece a costa de los procesos acumulativos y posteriormente su dinámica es acumulativo-erosiva. La cuenca de piedemonte limita con el sistema montañoso por fracturas profundas y se produce un plegamiento débil de las rocas sedimentarias controlado por los bloques profundos del basamento.

Lo anterior permite comprender que es una propiedad de los países montañosos la presencia de una zonificación geomorfológica (Fig. 15). Es común encontrar en las altas montañas mesetas amplias con un grado de erosión débil, fenómeno que explica Kostenko (1972) por un rezago de la erosión en relación con la velocidad de crecimiento, considerablemente mayor, de la estructura montañosa.

Las zonas principales son: la *interior*, que corresponde a la porción central (en sección transversal), donde dominan los procesos erosivos; la *zona exterior* presenta un relieve montañoso, con frecuencia de tipo alpino y con una disección de gran profundidad; las *zonas de cuencas intermontanas y de piedemonte* son más jóvenes que las anteriores, ya que se desarrollan en la etapa final de la orogenia. La planicie de nivel de base es de tipo acumulativo, generalmente condicionada por movimientos tectónicos, con relieve predominantemente aluvial y lacustre. La zonificación geomorfológica permite comprender el desarrollo de las formas del relieve, así como los procesos de la morfogénesis (*op. cit.*).

En sí, los países montañosos pueden ser monogénéticos y poligénéticos (*op. cit.*). Los primeros consisten en sistemas de un mismo tipo, epigeosinclinal o epicratónico, aunque pueden ser de diversas edades. En los poligénéticos, en cambio, se reconoce uno y otro tipo de sistemas, como las montañas del Atlas en el norte de África.

Los sistemas montañosos epigeosinclinales presentan en su relieve cadenas elevadas, alargadas linealmente y con numerosas estructuras volcánicas. Las cuencas intermontanas y de piedemonte corresponden en el relieve a grandes cuencas orográficas que algunas veces están ocupadas por lagos o mares epicontinentales. La estructura predominante en este tipo de países montañosos es la del pliegue y el pliegue-bloque, fenómeno que se explica por el amplio desarrollo que tienen las rocas sedimentarias y la gran profundidad a que se encuentra el basamento. La estructura exterior es variable: en ocasiones se encuentran grandes flexiones afectadas por fallas.

En lo que se refiere a la litología de los orógenos epigeosinclinales, es común en éstos el volcanismo con manifestaciones de tipo ácido e intermedio, donde predominan las andesitas, dacitas y riolitas, mientras que los basaltos ocupan un lugar secundario. Entre las rocas intrusivas tienen un amplio desarrollo los granitos y las dioritas. Esta actividad magmática se presenta con menor intensidad en las cuencas de piedemonte (antefosas) que en la estructura montañosa. Sin embargo, están presentes cuerpos intrusivos del tipo de los lacolitos y domos de composición alcalina (Belousov, 1975).

Los países montañosos epicratónicos de los continentes son las megaformas más extendidas de la

orogenia cuaternaria, y aquellos surgidos de un cratón antiguo presentan en su estructura interna un arco diferenciado en bloques, así como desarrollo de nuevas formas estructurales. Es también una propiedad de este tipo de montañas que hereden la orientación de las estructuras más antiguas, como las fracturas profundas (Kostenko, 1972).

En los países epicratónicos es común la presencia de rocas extrusivas alcalinas, tales como basaltos alcalinos, fonolitas, traquitas. Las intrusivas son generalmente hipabisales y de la misma composición (Belousov, 1975). Sin embargo, el volcanismo no es un rasgo propio de este tipo de montañas, como sucede con las de origen epigeosinclinal, y en grandes extensiones de terreno pueden estar ausentes.

Un rasgo geológico característico de los sistemas montañosos de los continentes son los complejos de ofiolitas, consistentes en rocas ígneas que van de ultrabásicas a básicas, asociadas a rocas sedimentarias, y se disponen en fajas lineales o arqueadas. Se han interpretado como una etapa de desarrollo de la fosa eugeosinclinal o testigos de un océano antiguo. Se considera que representan, asimismo, antiguos arcos insulares o cuencas de mar marginal, aunque no se descarta la posibilidad de que pudieran ser antiguas dorsales.

Los sistemas montañosos de los continentes, de acuerdo con los conceptos de la tectónica de placas, se clasifican en marginales al continente y de colisión. Dewey (1976) explica su origen por una subducción de una placa oceánica bajo el continente, con la formación de montañas en la margen de éste, primero por volcanismo, y posteriormente por deformación del talud y plataforma continentales, comprimidos en dirección del movimiento de la subducción.

Las montañas de colisión se forman por el choque entre una placa continental con otra de corteza oceánica que "repta" bajo la primera, formando montañas volcánicas de tipo básico e intermedio. Una variante de lo anterior puede ser el choque de la placa continental con un arco insular (*op. cit.*).

El caso más representativo de la colisión se produce entre dos placas que reconocemos en la India y el sur de China.

Las clasificaciones de los sistemas montañosos que se apoyan en las teorías del geosinclinal y de la tectónica de placas, en realidad no se contraponen. Podemos hablar, así, de sistemas montañosos epigeo-

sinclinales marginales (Los Andes, por ejemplo) e intracontinentales (Himalaya); lo mismo en lo que se refiere a los sistemas epicratónicos: marginales (Cordillera de los Estados Unidos) e intracontinentales (Tian-Shan).

Para ejemplificar mejor todo esto, se describen a continuación los países montañosos principales del planeta, de acuerdo con la información que proporcionan varios autores como Machatchek (1955), Nilolayev (1962), King (1967), Khain (1971, 1979) Milanovsky (1973) Fairbridge (1975), y otros autores.

Norteamérica

El cinturón montañoso del continente norteamericano (en sí, esta estructura continúa a lo largo de Centro y Sudamérica) lo representa esencialmente la Cordillera, misma que ocupa toda la margen occidental del continente, con una longitud de más de 9 000 km, desde el estrecho de Behring hasta el mar Caribe. Su amplitud varía de 800 a 1 600 km, y en sentido longitudinal, en Norteamérica consiste en cinco segmentos que se diferencian entre sí por su historia geológica, orientación, por la expresión en el relieve y por la estructura interna. Como señala Khain (1971) los límites de estos segmentos coinciden con gran aproximación con las fronteras de los estados. Se reconocen, así, los segmentos siguientes:

1. *La Cordillera de Alaska.* En el extremo norte de América el territorio de la península de Alaska es esencialmente montañoso. La Cordillera se extiende de oeste a este, bifurcándose en dos ramales que separa la depresión del río Yukón. El primer ramal, al sur, marginal al golfo de Alaska contiene las montañas más altas de Norteamérica, incluido el McKinley, de 6 194 msnm. El otro ramal, al norte, limita con el sistema de las Aleutianas y presenta numerosos volcanes, muchos de ellos activos. Las montañas se encuentran afectadas por intensos procesos erosivos, donde los glaciares juegan el papel nivelador principal.

En el territorio de Alaska se reconocen rocas de todos los periodos geológicos, de acuerdo con Dutro y Payne (Wright, 1975), predominando las rocas metamórficas del precámbrico y paleozoico inferior. En el sur de las montañas son de tipo epigeosinclinal y tienen relación con la trinchera de las Aleutianas.

2. *La Cordillera de Canadá.* Ocupa gran parte del territorio de Columbia Británica y de la región del Yukón. Consiste en numerosas cadenas de montañas dispuestas en dos sistemas principales, de altitudes variables, que son las cordilleras Occidental e Interior. En la primera se encuentra la cima mayor del Canadá, el Monte Logan de 6 108 msnm. En este ramal montañoso tienen amplio desarrollo las intrusiones plutónicas y, asociadas a éstas, rocas metamórficas. El sistema interior presenta un amplio desarrollo de pliegues y fallas de diversos tipos, y tienen amplia expresión las montañas-bloque.

Las orogenias en esta región se remontan a la parte media del proterozoico, pero se reconoce actividad del mismo tipo en el jurásico medio-tardío, a fines del cretácico e incluso en el neógeno (Gabrielse, 1975).

3. *La Cordillera de los Estados Unidos.* Es en este territorio donde la Cordillera de Norteamérica alcanza su mayor amplitud, en cuya sección transversal se reconocen tres zonas orográficas (Rezanov, 1977): la Occidental, marginal al Pacífico, que incluye levantamientos como la Sierra Nevada de California: una gran estructura bloque (batolito granítico) con una altitud máxima de 4 418 msnm en el monte Whitney. Al norte de esta estructura el relieve montañoso es esencialmente volcánico, aunque el conjunto de montañas marginales incluye también estructuras sedimentarias y metasedimentarias.

En la región Interior las altitudes son menores y alcanzan las amplitudes máximas de la Cordillera en conjunto. Se encuentran aquí las provincias de la Mesa del Colorado y la Gran Cuenca. La primera es un bloque cratónico, reactivado tectónicamente en el neógeno, que alcanza de 3 a 3.6 km de altitud snm. Se encuentra cortado verticalmente por el Cañón del Colorado, donde se reconoce la secuencia sedimentaria paleozoica y mesozoica, así como formas magmáticas intrusivas y extrusivas.

La provincia de la Gran Cuenca es uno de los elementos principales de la Cordillera y se describe por separado en el tema de las estructuras rift.

La última zona orográfica de la Cordillera, la Oriental, está representada por el país montañoso de las Rocallosas que se extienden desde Nuevo México, en el sur, hasta Idaho y Montana, en el Canadá. Consiste en numerosas cadenas montañosas muchas veces limitadas por fallas. Surgieron en el lugar de un antiguo sistema plegado

paleozoico, posteriormente nivelado por la erosión. La máxima altitud es de 1 800 m en el parteaguas, de tipo continental.

4. *La Cordillera en México.* El relieve del territorio mexicano es esencialmente montañoso, y en él las unidades principales que pueden considerarse en la categoría de países son las sierras Madre Occidental, Oriental y del Sur, el Sistema Volcánico Transversal (Eje Neovolcánico) y, además, la península de Baja California. Esta última de 1 700 km de longitud por 50-200 de amplitud, con un relieve montañoso, en su mitad norte consistente en un batolito granitoide mesozoico, continuación de la Sierra Nevada. En la otra mitad de la península domina el relieve volcánico, y en el extremo sur se levanta un bloque montañoso de rocas intrusivas.

Con dirección NW-SE se extiende la Sierra Madre Occidental, de composición volcánica y edad paleógeno tardío-neógeno. Se encuentra cortada por valles erosivos profundos. Al oriente limita con el altiplano que separa esta estructura de la Sierra Madre Oriental.

Esta última se encuentra en la margen del Golfo y se orienta de sureste a noroeste, hasta la ciudad de Monterrey donde flexiona al oeste en el sistema transversal de Parras. Consiste en su estructura principal en un gran anticlinorio, con presencia de bloques. En la secuencia estratigráfica tienen un amplio desarrollo el jurásico superior y cretácico, hacia la cuenca de piedemonte (antefosa) en dirección al Atlántico; la secuencia terciaria se presenta incluso en la amplia plataforma continental del Golfo. Si bien las rocas volcánicas jóvenes cubren a esta estructura en las proximidades del paralelo 19° al sur de México (Córdoba), vuelve a surgir y continúa en Chiapas y Guatemala, en el sur de Belice y norte de Honduras (De Cserna, 1975). La orogenia se produjo a fines del eoceno, plegando las rocas mesozoicas que descansan sobre un basamento cristalino del paleozoico superior.

La Sierra Madre del Sur es otro gran país montañoso, complejo en su estructura y relieve, que incluye un frente montañoso marginal al Pacífico, de las costas de Jalisco (Cabo Corrientes) hasta Chiapas, y una depresión (Balsas). Comprende montañas plegadas de rocas mesozoicas, bloques controlados por intrusivos y volcanismo terciario. Íntimamente asociada al país se encuentra la trinchera Mesoamericana, paralela al mismo.

El Sistema Volcánico Transversal (Eje Neq-

volcánico) es predominantemente plio-cuaternario, donde se alternan las elevaciones montañosas aisladas, cadenas y sistemas, con planicies elevadas acumulativas (volcánicas, lacustres, fluviales). Si bien las alturas máximas de los países antes mencionados son menores de 4 000 m, en el Sistema Volcánico Transversal son varias las cimas que rebasan este valor, aunque se trata de volcanes jóvenes aislados, como el Citlaltépetl de 5 747 m, el Popocatepetl de 5 452, Iztaccíhuatl de 5 280 y otros menores de 5 000 m. A diferencia de los otros grandes países montañosos de México, este tiene una orientación este-oeste.

5. Centroamérica. Esta estrecha porción continental está ocupada por un sistema de volcanes que van desde el norte de la frontera de México y Guatemala hasta el occidente de Panamá, con una longitud de 1 400 km. La cima mayor se encuentra al norte de Guatemala: el volcán Tajumulco, de 4 211 msnm. Este sistema se extiende esencialmente en la margen del Pacífico, con volcanes en general jóvenes, muchos de ellos activos en tiempos históricos.

La orogenia de fines del eoceno formó los sistemas plegados de las Sierras Madre Oriental y del Sur, aunque los movimientos continuaron en el neógeno y cuaternario.

El volcanismo cuaternario se expresa con especial intensidad en el Sistema Volcánico Transversal de México, y en Centroamérica.

Como elementos tectónicos que nos ayudan a entender la evolución de la Cordillera, hay que considerar dos principales: 1) La dorsal del Pacífico, asociada en Norteamérica a las márgenes de Canadá y los Estados Unidos; 2) La trinchera Mesoamericana, frontal a la Sierra Madre del Sur y Centroamérica.

En el primer caso señalado se considera que la Cordillera ha surgido por el choque del continente en su margen pacífica con una estructura oceánica (dorsal). En el segundo, la Sierra Madre del Sur y Centroamérica son zonas orogénicas activas, debido a la subducción de la placa oceánica bajo la continental.

Uno de los puntos más interesantes que encontramos en la tectónica de placas, es la confirmación de que las orogenias no son procesos aislados en el tiempo, sino continuos y reconocibles hoy día en muchas regiones de la Tierra.

6. La Cordillera de Sudamérica. Se extiende en la margen continental pacífica, desde el extremo occidental de Venezuela hasta Chile. Sus altitu-

des varían en promedio entre 3 000 y 5 000 m, aunque entre Ecuador y Chile central las montañas alcanzan mayor altitud, generalmente superando los 5 000 msnm; el Aconcagua, la altitud máxima de todo el continente, es de 6 980 m. En amplitud posee un valor máximo de 750 km en el paralelo 20°, mientras que el promedio es de 500 km.

En casi toda su extensión consiste en cadenas montañosas paralelas o subparalelas que generalmente coinciden con anticlinorios o horst-anticlinorios, separados por valles intermontanos estrechos que corresponden a sinclinorios o graben-sinclinorios (Khain, 1971).

El país montañoso de los Andes es joven, con estructura de pliegue-bloque y acumulaciones volcánicas, relacionadas en forma rígida con las fracturas de los anticlinorios (*op. cit.*). Al igual que el país de la Sierra Madre del Sur, éste se puede comprender al considerar la trinchera de Perú-Chile, marginal a los Andes.

La Cordillera de los Andes presenta en sentido longitudinal 5 grandes segmentos (*op. cit.*), que de norte a sur son:

a) La región de las Antillas-Caribe, que consiste en dos bifurcaciones: una es el arco de las Antillas y otra Centroamérica. La primera se describe en el tema de las zonas transicionales (ver p. 66) y la segunda se ha tratado ya en párrafos anteriores.

b) Los Andes Caribeños. Este es un conjunto de montañas plegadas que están separadas del escudo de la Guyana por las antefosas andinas. Se extienden en el norte de Colombia y Venezuela, donde la amplitud se incrementa hasta 450 km, mientras que al sur se estrechan en Ecuador, donde presenta hasta 100 km. En territorio de Venezuela el sistema montañoso, que se conoce como Cordillera de Mérida, presenta su máxima altura en el Pico Bolívar, de 5 000 msnm, esta altura es característica de los Andes colombianos que alcanzan 5 800 m en la Sierra Nevada de Santa Marta, en el extremo norte.

c) Los Andes Centrales. Este segmento se orienta de noroeste a sureste, mientras que al sur sigue esta dirección, alcanzando su máxima amplitud y altura en el ángulo de Arica, en Chile. Se extiende en territorio de Perú, Bolivia, norte de Chile, noroeste y oeste de Argentina. En esta porción se presentan cimas elevadas, como el Huascarán, de 6 768 msnm. En Perú recibe el nombre de Cor-

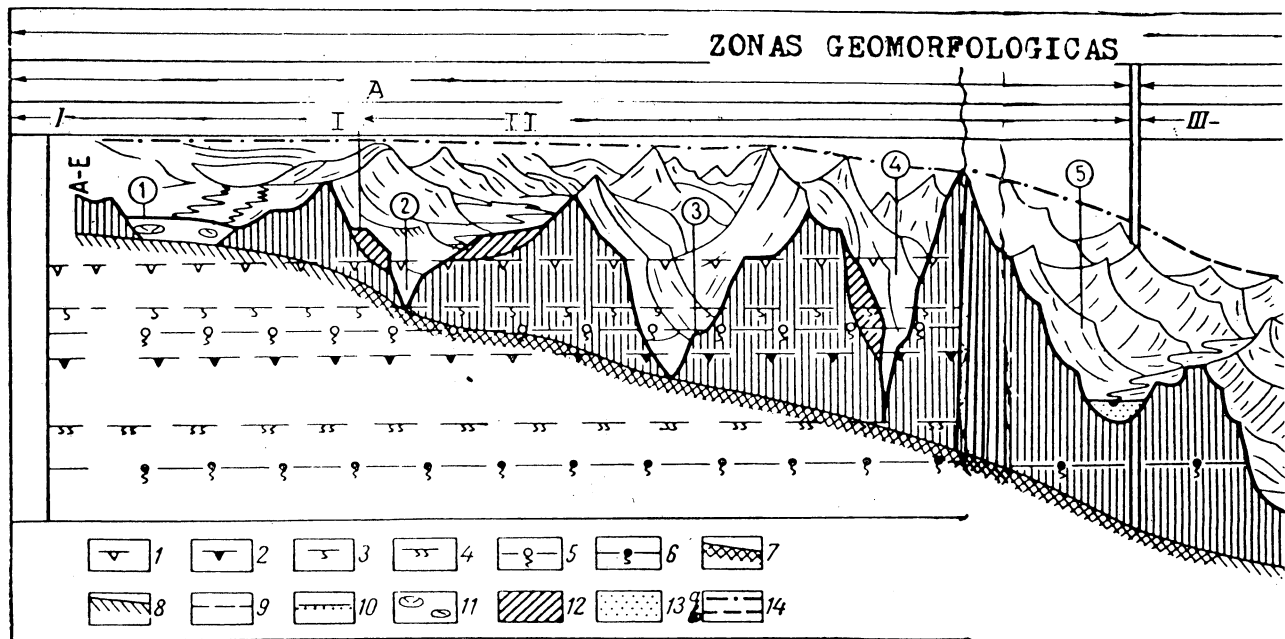
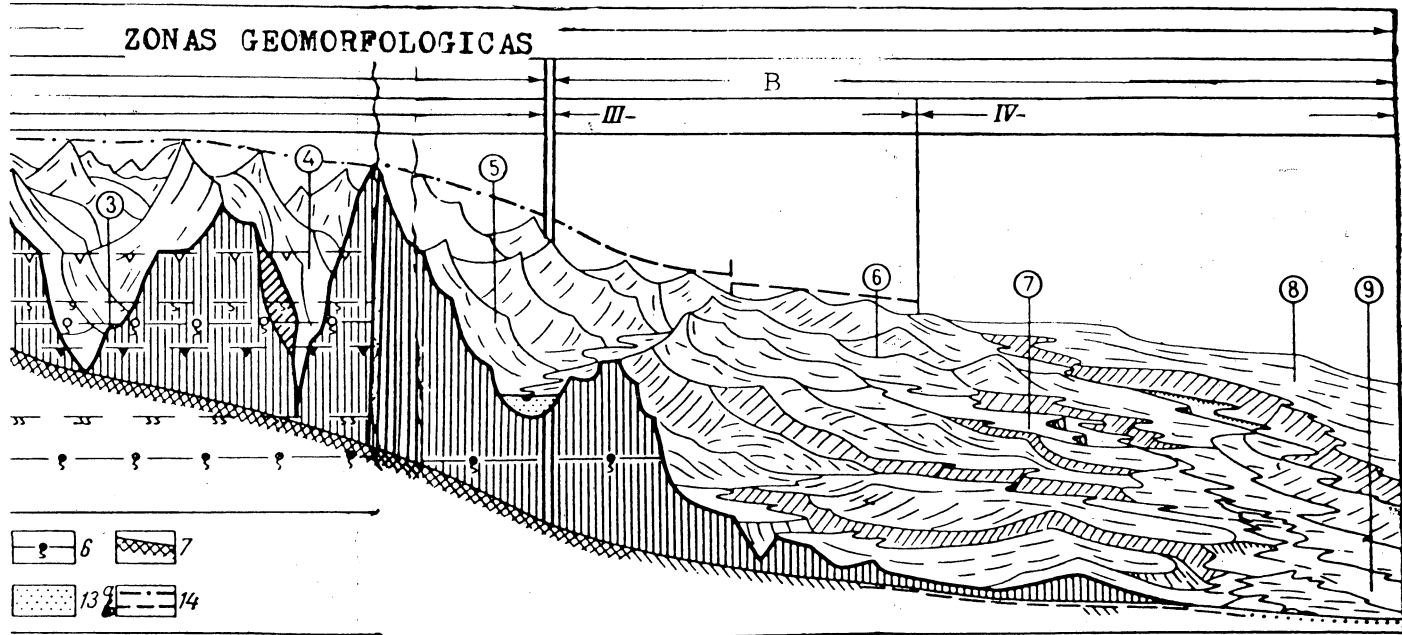


Fig. 15. Zonificación geomorfológica y oroclimática de los países montañosos (tomado de Kostenko, 1975). A: S I, Zona montañosa interior; II, Exterior; III, Zona de piedemonte; IV, Zona de la planicie de nivel de base: Zo 3, Actual; 4, Antigua; Extraglaciales. 5, Actual; 6, Antigua, *Profundidad general de la disección del país monta* 7, Significativa; 8, Moderada; 9, Débil; 10, Porciones de acumulación actual; 11, Hielo con morrenas, interior y Aluvión; 14, *Líneas de correlación*: a) Configuración general del sistema montañoso, b) Límites de zonas geomorfo



de los países montañosos (tomado de Kostenko, 1975). A: Sistema montañoso, B: Cuencas intermontana y de piedemonte. I, Piedemonte; IV, Zona de la planicie de nivel de base: Zonas oroclimáticas: Glaciales: 1, Actual, 2, Antigua; Periglaciales: 6, Antigua, Profundidad general de la disección del país montañoso por la acción de las corrientes fluviales y los glaciares; 7, Hielo con morrenas, interior y superficial; 8, Morrena de la máxima glaciación antigua; 9, Hielo con morrenas, interior y superficial; 10, Hielo con morrenas, interior y superficial; 11, Hielo con morrenas, interior y superficial; 12, Morrena de la máxima glaciación antigua; 13, Hielo con morrenas, interior y superficial; 14, Hielo con morrenas, interior y superficial. b) Límites de zonas geomorfológicas. Cifras 1 a 9: Valles montañosos en distintas zonas.

dillera Blanca, constituido de un batolito de granodiorita.

d) Los Andes Australes (Patagonia). Es ésta la porción más estrecha del país montañoso, y consiste en una estructura anticlinorio que continúa hacia Tierra de Fuego, al sur, donde la orientación cambia a oeste-este. La cubierta mesozoica aquí, al igual que en el norte alcanza 10 km y más, mientras que en los Andes Centrales es de 5-6 km. Al sur se desarrolla la fosa de Magallanes. La trinchera Perú-Chile guarda una relación estrecha en especial con los Andes Centrales y Australes y, en general, con los procesos actuales orogénicos, el volcanismo y la alta sismicidad propia de esta región.

e) El último segmento corresponde a las Antillas Australes y el mar de Scotia, o sea, la continuación de la estructura montañosa hacia el fondo oceánico. Por esto se estudió esta región en otro tema (ver p. 66).

Sobre la evolución de los Andes, la estructura geológica de los mismos permite inferir un desarrollo antiguo, desde el paleozoico, aunque la formación de la Cordillera actual tiene lugar a fines del terciario y continúa en todo el cuaternario. De esta manera, es una estructura heredada.

Los Andes, como megaforma del relieve terrestre surgieron en el terciario por la influencia de cuatro ciclos orogénicos, cada uno de los cuales está subdividido en varias fases (Harrington, 1975).

Un levantamiento significativo se produjo a partir de fines del mioceno (*op. cit.*), lo que provocó que el macizo de la Pampa fuera desmembrado en numerosos bloques que dieron origen a un sistema complejo de montañas y valles. Paralelamente, un intenso volcanismo se extendió desde Colombia hasta Argentina y Chile.

El país montañoso de los Andes es un caso típico de un proceso orogénico activo. En toda la región se manifiesta una intensa sismicidad y volcanismo. Además, paralelamente al país andino se extiende en el Pacífico, una de las trincheras mayores del relieve del fondo oceánico (p. 79). Se interpreta ésta como una zona de subducción entre dos placas litosféricas.

El cinturón montañoso Alpino-Himalayo

Esta gran estructura global corta todo el continente

euroasiático desde el sur de la península Ibérica hasta el archipiélago de la Sonda. En la porción occidental se extiende a través de Europa y hasta el Pamir, en el Asia, con más de 7 000 km en una franja de amplitud variable, de 500-700 y hasta 1 000-1 500 km. Limita por el sur con el cratón del África y por el norte con el de Europa Oriental. Se inicia el cinturón en las Cordilleras Béticas (Fig. 16) del sur de España y el Atlas del extremo norte de África, para continuar en el archipiélago de las islas Baleares, los Pirineos, los Alpes (incluyendo los Apenninos), los Cárpatos, los Dináricos, los Balcanes, Crimea y el Cáucaso, en territorio europeo. Hacia el Asia continúa en Irán (Fig. 17) y Afganistán, con las montañas de Zagros, el Hindukush y Beludgistán, así como la mesa de Irán y el sur de Afganistán, para extenderse al oriente hacia la península del Indostán en lo que es el Himalaya. Esta estructura planetaria tiene como antecedente el protogeosinclinal del Tetis que tuvo desarrollo desde el proterozoico tardío y se extendía entre Gondwana y Laurasia. Los países montañosos que integran el cinturón son muy variados en su morfología, así como en su estructura tectónica. Éstos se describen a continuación.

1. Las Cordilleras Béticas y el Atlas. Se extiende en el sur de la península Ibérica y norte de África (Marruecos, Argelia, Túnez) respectivamente, y están separados por el Mediterráneo. En territorio europeo las primeras tienen una longitud de más de 600 km, mientras que en África, el Atlas mide alrededor de 2 500 km, y es en este continente donde se localiza la cima mayor, de 4 225 msnm. Consisten en rocas sedimentarias del mesozoico superior, plegadas y afectadas por intrusiones y volcanismo. En el Atlas se reconoce, en parte, un sistema de montañas epicratónicas asociadas al conjunto epigeosinclinal. Estos sistemas montañosos se encuentran en el límite de dos placas cuyos movimientos han reactivado el proceso orogénico en tiempos geológicos recientes, lo que se acompaña por intensos procesos erosivos verticales (King, 1967). Este autor encuentra semejanza entre el Atlas y las montañas de Venezuela, las que formaban un sólo sistema (geosinclinal) en el mesozoico medio. Las Cordilleras Béticas encuentran continuación hacia el fondo marino, en lo que es el archipiélago de las Baleares.

2. Los Pirineos. Este sistema montañoso se extiende en los límites de España y Francia, con 435 km de longitud y alturas máximas de 3 404,

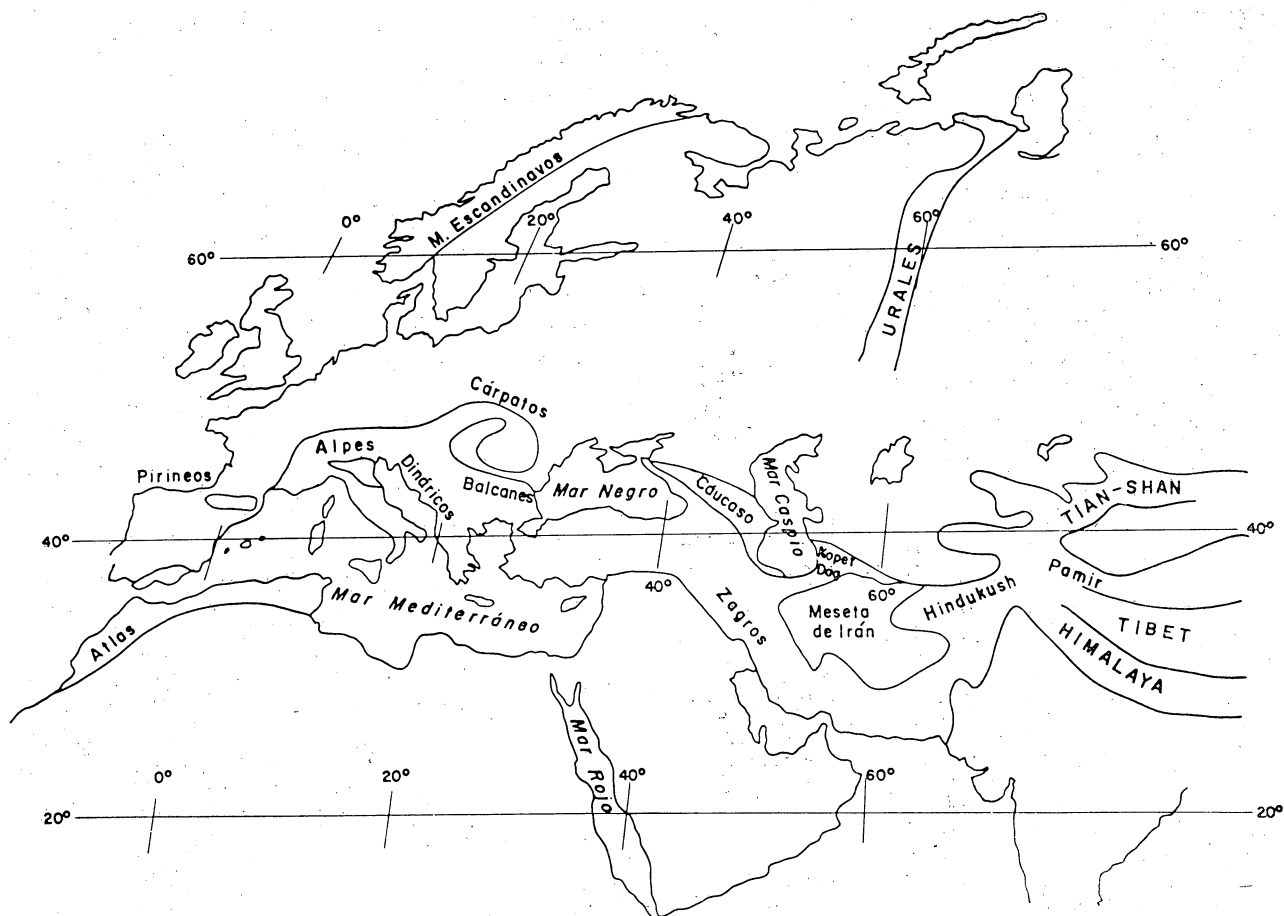


Fig. 16. Los sistemas montañosos de Europa.

3 371 y 3 355 msnm. Consiste en rocas mesozoicas y cenozoicas que descansan sobre un basamento paleozoico. La estructura plegada muestra, asimismo, cabalgaduras importantes. Originalmente fue una fosa geosinclinal en la margen del gran sistema de Tetis. En el eoceno se produjo la orogenia, y en el plio-pleistoceno ha tenido lugar una reactivación, conformando el relieve actual (King, 1967).

3. *Los Apeninos*. A lo largo de la Península Itálica se levanta el sistema de los Apeninos, ramificación de los Alpes, con una longitud de 1 190 km y una altitud máxima de 2 194 m en el Gran Sasso. Son una ramificación de los Alpes y presentan dos grandes zonas: una exterior en la que predominan rocas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas, y la otra, la interior (occidental), con presencia de formaciones de ofiolitas, esquistos y flysch. En ambas se reconocen cabalgaduras.

El proceso de acumulación terminó en el mioceno, y a fines del mismo y en el plioceno se produjo el plegamiento. Los Apeninos guardan una estrecha relación tectónica con la fosa del mar Tirreno, con la que se forma una sutura que ha provocado el volcanismo cuaternario existente en la península, con numerosos edificios activos en tiempos históricos.

4. *Los Alpes*. Este país montañoso europeo representa el segmento más estrecho del cinturón Alpino, con 200-250 km de amplitud. En planta tiene forma de arco, con un extremo en las costas de la Provenza y el otro en territorio de Austria y el mar Adriático, con una longitud de 1 000 km. En los Alpes se reconocen varios segmentos: los Prealpes, al norte, mismos que comprenden el Jura y Baviera; los Alpes Occidentales, del Mediterráneo al lago Lehman; los Alpes Centrales, continuación de los anteriores, hasta Wild-

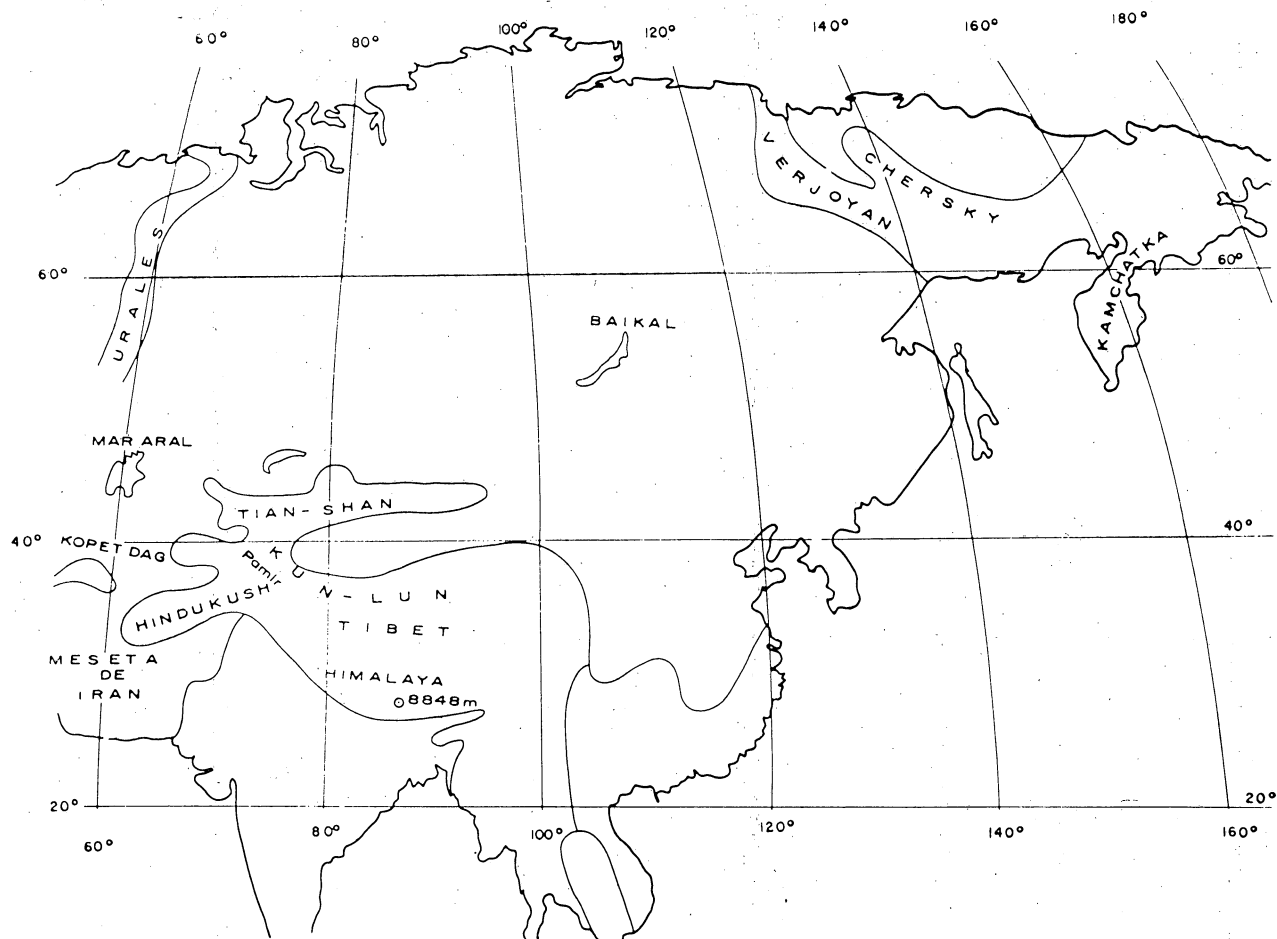


Fig. 17. Los sistemas montañosos del Continente Asiático.

spitze; y los Orientales que alcanzan el mar Adriático. En éstos últimos se encuentra la cima más alta del país montañoso: el Monte Blanco, de 4 810 msnm.

En lo que se refiere a la estructura, se reconoce la presencia marcada de compresiones horizontales y corrimientos de masas en una sola dirección (norte), con gran amplitud de desplazamiento (Milanovsky, 1973). La megaestructura consiste en anticlinorios de grandes dimensiones y forma rectilínea o arqueada que surgieron de un sistema de fosas geosinclinales. A principios del neógeno y fines del paleógeno se produjo la orogenia que formó los Alpes, aunque el plegamiento y desarrollo de cabalgaduras es anterior. En el oligoceno o mioceno surge la estructura de arco-bloque. Asimismo, el proceso orogénico fue acompañado de magmatismo intrusivo (batolitos granitoides) y extrusivo.

Durante el mesozoico y hasta el eoceno tuvo desarrollo una fosa geosinclinal con un basamento del paleozoico superior. En la etapa final de la orogenia crecieron las antefosas actuales, que delimitan las montañas del cratón.

De acuerdo con King (1967), la etapa orogénica no ha sido un proceso continuo, sino que se ha alternado con etapas de erosión, lo que se reconoce por la presencia de superficies de nivelación; una de las mejor representadas es la de edad plioceno, misma que después de una intensa erosión fue levantada y deformada y de la cual sólo se conservan residuos en las cimas de las montañas.

5. *Los Cárpatos.* El sistema montañoso principal que integra esta estructura representa la continuación oriental de los Alpes a partir del territorio austriaco. No se reconocen en él grandes altitudes,

generalmente son del orden de 2 000 msnm. En su estructura se aprecia un sistema epigeosinclinal en el que se presentan en sección transversal las zonas interior y exterior. La primera corresponde a un plegamiento de rocas triásico-cretácicas de un ambiente miogeosinclinal, con estructura de cabalgaduras asociadas con rocas metamórficas del basamento paleozoico y precámbrico.

La porción interior pertenece a zonas de sutura de bloques de levantamiento y hundimiento que corresponden al sistema volcánico de los Trascárpatos. La formación de las montañas tuvo lugar en el oligoceno tardío y mioceno temprano.

6. *Los Dináricos y los Balcanes.* Los Balcanes es una península del sureste de Europa, unida al continente por los dos sistemas montañosos a que nos referimos. El de los Balcanes tiene una longitud de 700 km y es una continuación de los Cárpatos; el otro representa el extremo sureste de los Alpes y se extiende 600 km en la margen del mar Adriático. Es de origen epigeosinclinal y está separado del sistema de los Cárpatos por una depresión que corresponde a macizos intermedios. Es notable por su relieve kárstico que cubre grandes territorios de Yugoslavia, Grecia, Albania, Bulgaria y Turquía. Las montañas no son precisamente elevadas, de 2 000 a 2 500 msnm, en promedio. La cima mayor se localiza en Yugoslavia: el Monte Triglav, de 2 863 msnm.

El desarrollo geológico es semejante a otros sistemas mencionados: acumulación en condiciones de geosinclinal, durante el mesozoico; levantamiento a fines del cretácico y hasta el eoceno, y orogenia final en el mioceno.

Los Dináricos se extienden en Yugoslavia en dirección sureste, en la margen del Adriático. Su desarrollo como estructura montañosa ha sido a partir del eoceno tardío, lo que se manifestó por magmatismo intrusivo y extrusivo, formación de bloques y de cuencas rellenas de molassa.

7. *Crimea.* Ésta es una península de relieve montañoso, en la margen del Mar Negro, y se encuentra asociada a los sistemas de los Cárpatos y del Cáucaso. Sus montañas, de poca altitud, con la cima mayor de 1 545 msnm (Roman-Kosh), son en sí el núcleo de lo que fue un amplio país montañoso. Consiste en tres cadenas alargadas paralelamente a la línea de costa, y están constituidas por rocas sedimentarias plegadas, del jurásico superior y cretácico, afectadas por intrusiones y volcanismo.

8. *El Cáucaso.* La parte principal de este país montañoso es el Gran Cáucaso, de 1 200 km de longitud, el cual se reconoce como una elevación aislada en las márgenes de los mares Negro y Caspio. En el propio país se diferencian las regiones Oriental y Occidental. En esta última, en la parte media se levantan los seis picos mayores de 5 000 msnm, donde el Elbruz ocupa el primer lugar, con 5 642 m. Esta región es un flanco de amplitud variable, de 40 a 120 km, en la que predomina la estructura monoclinical con afloramiento de rocas cristalinas paleozoicas.

El Cáucaso Oriental queda delimitado del anterior por una garganta profunda; en esta región se reconocen secuencias sedimentarias de rocas jurásicas, cretácicas y terciarias, las primeras aflorando en la cresta.

La orogenia también tiene lugar después del eoceno, en especial en el mioceno tardío, con las características propias de los países epigeosinclinales alpinos. En su estructura de meganticlinorio se reconoce una clara zonalidad litológico-estructural: en la porción central afloran rocas cristalinas del paleozoico inferior, medio y superior, así como intrusiones menores y rocas efusivas. Al norte cambia a una franja de rocas sedimentarias.

En una de las márgenes del Gran Cáucaso se levanta una serie de montañas "isla" de más de 800-1 400 msnm que son, en sí, lacolitos del mioceno y plioceno.

9. *Irán.* Al sureste del Cáucaso se extiende el país montañoso de Irán, de más de 2 000 km de longitud y hasta 1 400 km de amplitud. El territorio está atravesado por sistemas de montañas, por el norte y por el sur, y entre éstos se extiende la meseta de Irán, con una altura promedio de 1 200 msnm (Fig. 17).

Por el norte, las montañas del sistema del Elburz bordean la margen sur de la depresión del Caspio. Son una estructura anticlinorio de rocas paleozoicas y triásicas afectada en ambos flancos por fallas de corrimiento. Se presentan las mayores altitudes en los montes Sabalón (4 811 m) y Dervavend (5 605 m). En su extensión oriental este país encuentra continuación en el sistema del Kopet Dag, en la frontera con la URSS.

Este último consiste en varias cadenas montañosas paralelas de orientación noroccidental. Una de ellas se levanta 1 000 m sobre la depresión del Karakum. En sí, las alturas son moderadas. Tienen su origen en una cuenca miogeosinclinal

que tuvo desarrollo en el mesozoico-paleógeno, y en su estructura es un meganticlinorio con fallas de corrimiento que indican un desplazamiento de masas hacia el norte (Milanovsky, 1973).

Por el sur de Irán se extienden hacia el sur de Afganistán las montañas del Zagros, a manera de una franja estrecha que presenta desplazamiento, por fallas de corrimiento, al suroeste. La montaña más alta, el Zarden-Kun alcanza 4 548 msnm.

10. *El Pamir*. Este país montañoso epigeosinclinal representa un eslabón más del cinturón Alpino-Himalayo. Contrasta con el contiguo, de Kopet Dag, por sus altitudes: los picos Comunismo, de 7 495 msnm y el Lenin, de 7 134 msnm, las montañas más altas del territorio soviético.

En su estructura es un arco en el que la porción central se levantó, durante el neógeno, más de 6 000 m, y la periferia 2 000-3 000 m (Nikolayev, 1962). Su relieve consiste en cadenas montañosas separadas por valles intermontanos; en dicho arco se reconocen tres zonas orográficas: las altas montañas, el altiplano y las cadenas transicionales. En las primeras resaltan las altas cimas con gargantas erosivas de hasta 3 000-3 500 m de profundidad.

El altiplano, de 3 700 msnm, muestra rasgos de montañas epicratónicas y se extiende al occidente, hacia Afganistán. Las cadenas transicionales unen al Pamir con otro gran país montañoso, el Tian-Shan, de origen epicratónico.

11. *El Hindukush y el Karakorum*. El territorio noreste de Afganistán está atravesado por el país montañoso del Hindukush, con una longitud de unos 600 km, situado al sur del Pamir y en el extremo oriental de las montañas del Paropamisus (continuación del Kopet Dag). Consiste en numerosas cadenas alargadas, paralelas, con altitudes de 5 143 msnm en el Koh-i-Baba (Afganistán Central) y 7 700 msnm hacia su extremo oriental, en la cima del Tirich-Mir. Estas cadenas se alternan con valles tectónicos en donde destaca el de Hari-Rod de 400 km de longitud, controlado por una fractura profunda. En su estructura presenta rocas sedimentarias mesozoicas y terciarias sobre un basamento del paleozoico superior, así como intrusivas y volcánicas. Las cimas mayores del oriente se levantan sobre un altiplano ondulado, en partes cortado por profundos valles erosivos. En las zonas elevadas actúan con intensidad los procesos glaciares.

El Karakorum, con una extensión y con una amplitud de 500-600 km se encuentra asociado al Himalaya. Tiene su cima principal en el K2 de 8 611 m.

El núcleo del Karakorum, al igual que el del Hindukush, está constituido por cuerpos de esquistos y gneises de un basamento precámbrico, de una estructura sinclinatorio de 100-150 km de amplitud, contigua al meganticlinorio himalayo de 300-400 km de amplitud y al anticlinorio del Hindukush (Kazakov, 1978).

12. *El Himalaya*. Con una longitud de 2 400 km por 200-300 de amplitud se extiende el principal país montañoso del planeta, integrado por sistemas de cadenas montañosas de orientación general oeste-este. El extremo oriental del Himalaya alcanza el valle de Brahmaputra. Atraviesa territorios de Pakistán (NW), Cachemira, norte de la India. En una distancia de 2 500 km, de Asama a Cachemira, tiene forma de arco. Es una estructura meganticlinorio cuyas rocas sedimentarias, que lo constituyen, se encuentran fuertemente plegadas y desplazadas hacia el sur. De acuerdo con King (1967), el Himalaya es la porción frontal de Gondwana, levantada durante la orogenia Himalaya. Se diferencia, asimismo, de los Alpes, por un núcleo de granito de diversas edades, incluso cenozoico. La secuencia estratigráfica es la característica del cinturón alpino, donde la acumulación marina termina en el eoceno, y las capas más antiguas alcanzan incluso el cámbrico.

La historia del Himalaya comprende varias épocas alternas de acumulación y orogénesis. En el mioceno medio se produjo la estructura principal montañosa, y a fines del plioceno las cadenas himalayas fueron destruidas por la erosión, y los sedimentos gruesos se depositaron en la parte frontal (*op. cit.*). En el pleistoceno y holoceno la orogenia se manifiesta con gran intensidad, y se reconocen levantamientos que en sentido vertical alcanzan incluso los 2 000 m. El proceso volcánico está ausente.

Las montañas más altas son: Everest de 8 880 msnm, Nanga Parbat (8 126), Kanchenjunga (8 603), Makalú (8 480), Anapurna (8 078).

13. *El Tian Shan*. Este país montañoso del Asia Central se extiende de occidente a oriente unos 3 000 km y alcanza una amplitud máxima de 400 km. Está situado entre la URSS y la República Popular China, al norte del Pamir y la cuenca del Tarim. La máxima altura se reconoce

en el Pico Pobieda, de 7 439 msnm. A diferencia de todos los sistemas del cinturón Alpino-Himalayo, antes descritos, este país es de origen epicratónico y se le considera prototipo. Su historia comprende varias etapas de acumulación, orogenia y erosión. La formación de montañas ocurrió en el devónico y en el triásico. En el jurásico y cretácico tienen desarrollo fosas marinas con procesos acumulativos, y para fines del cretácico se convierte en una gran plataforma con cubierta sedimentaria marina y continental. En el mioceno se lleva a cabo la última orogenia, que continúa en el plioceno y cuaternario.

Se calculan las velocidades de levantamiento en 0.5 mm/año para el inicio del plioceno, y 9-10 mm/año en el cuaternario tardío (Belousov, 1978).

En su estructura consiste en un sistema de arcos afectados por cuencas de relieve de montañas bajas y planicies. Las elevaciones permiten reconocer en sus cimas y divisorias un antiguo peniplano levantado.

Se puede apreciar, por lo anterior, que al norte de la península del Indostán se encuentran los países montañosos más altos del planeta, en la región del Asia Central, donde coinciden Himalaya, Karakorum, Pamir, Tian Shan, la Meseta del Tibet, el Kunlun, Jungarí, Altai, Gobi y Sayán Oriental, así como las cuencas tectónicas de Tadgiskistán, Fergán, Tarim, Jungarí, y Alashán.

En el caso de los grandes países montañosos del Asia Central, tanto las formas positivas como las negativas presentan orientaciones controladas por los bloques del basamento.

El proceso de formación de montañas en esta región del planeta ha sido motivo de fuertes controversias. La teoría de la tectónica de placas ha explicado, en la década de los 70, la orogenia activa como resultado del choque de dos placas continentales. Pero, como teoría en pleno proceso de desarrollo, no da de inmediato respuesta a muchas interrogantes y críticas de quienes sostienen teorías opuestas. Sin embargo, los estudios novedosos proporcionan cada vez más información en apoyo y enriquecimiento de la tectónica de placas. Por ejemplo, Molnar y Tapponier (1975) consideran que el choque del Indostán con Eurasia provoca la separación de bloques que se desplazan en otras direcciones, alejándose de la zona de colisión. Así, las deformaciones producidas por el choque de las placas se extienden a amplias zonas. Zonenshain

y Savostin (1979) consideran que la estructura tectónica del Asia Interior es el resultado de la interacción de toda una serie de placas menores y microplacas. Estas últimas son grandes estructuras delimitadas por fallas profundas que cortan la capa litosférica, y en dimensiones presentan 500-600 km como mínimo. Las microplacas están constituidas por bloques, y son ocho las que los autores mencionados reconocen en la región: Mongolia, Jungarí, Ordos, Tarim, Alashán, Tibet, Pamir y Afganistán, y deben desplazarse en direcciones diversas: occidente, norte, nororiente y oriente.

Por todo lo anterior, se aprecia que la formación de montañas es un proceso de carácter planetario, y esto se reconoce no solamente en el cinturón de la Cordillera (margen continental del Pacífico Oriental) —Mediterráneo-Himalaya— Pacífico Occidental, sino también en los antiguos sistemas nivelados de los Urales, Apalaches, Escandinavia, etcétera. La orogenia es actualmente un proceso activo en los continentes, y se lleva a cabo con mayor intensidad en la zona de sutura de dos placas continentales, o sea, en la región del Himalaya.

Aunque en el cinturón orogénico activo de los continentes predominan las estructuras geológicas jóvenes del mesozoico, se reconocen también sistemas antiguos paleozoicos reactivados en la etapa neotectónica, como la Cordillera de los Estados Unidos, el sistema del oriente de Australia, el Tian-Shan —que se remonta al proterozoico— y otros más.

La descripción que se ha hecho de diversos países montañosos es muy breve, al igual que en el capítulo de los cratones. Se ha limitado a mencionar algunos rasgos geológicos y orográficos, con el fin, no de explicar cada uno en detalle —lo que nos llevaría a un estudio de geomorfología regional— sino el conjunto mayor a que pertenecen: el cinturón montañoso. En las obras de Fairbridge (1975) y Khain (1971-1979) se tratan los temas de la geotectónica regional de la Tierra.

El cinturón Alpino-Himalayo se relaciona en su origen con el antiguo océano del Tetis —límite de placas— que tuvo en el tiempo geológico evolución creciendo en amplitud y reduciéndose. Al mencionar, como lo hacemos en varios casos, los términos geosinclinal, miogeosinclinal, etcétera, estamos refiriéndonos más a un antiguo medio geográfico-geológico que a un proceso.

IV. LOS EJES RIFT DE LOS CONTINENTES

El rift es una estructura tectónica disyuntiva de la corteza terrestre, que se extiende linealmente, con longitudes de cientos y miles de kilómetros, por decenas o algunas centenas de amplitud. Se originan por una expansión lateral de bloques gigantes, en dirección transversal a la falla que forma el rift, proceso que va acompañado del ascenso de material mántico. Surge, así, un graben escalonado, relativamente estrecho, cuya amplitud varía de unos cuantos kilómetros a unas decenas. El fondo de los grábenes también se encuentra afectado por fallas normales y fracturas de tracción, proceso unido al cual tiene lugar una acumulación exógena favorecida por el hundimiento tectónico.

Las estructuras rift de los continentes han estado activas en la etapa neotectónica (neógeno-cuaternario), por lo que su expresión es directa y precisa en el relieve: los grábenes se encuentran ocupados por cuencas fluviales o lacustres, mientras que los límites laterales consisten en levantamientos asimétricos (arcos suaves, horsts) desmembrados por fallas que dan origen a otros grábenes estrechos, secundarios. En algunas ocasiones el levantamiento surge en el interior del mismo graben, desmembrándolo en dos porciones o ramales.

Un conjunto de estructuras rift alineadas, en un continente o fondo oceánico se conoce como *zona rift*, algunas de cuyas propiedades son: alta sismicidad, con epicentros poco profundos de 40-50 km; actividad hidrotermal y magmatismo efusivo, adelgazamiento de la corteza, incremento de la densidad y del flujo térmico, y anomalías gravimétricas de valores bajos.

Los procesos que en conjunto dan origen a este tipo de estructuras se conoce como *rifto génesis*, y se consideraban como parte del régimen orogénico. Sin embargo, en la actualidad se estima como un régimen de desarrollo independiente de la corteza terrestre (Belousov, 1975), ya que la dinámica es distinta a la del proceso orogénico. Asimismo, en la mayoría de los casos, el rift se presenta en un cratón antiguo, y algunos autores consideran que significa el inicio de un régimen geosinclinal: nacimiento de un nuevo océano entre dos placas continentales.

El enfoque científico sobre estas estructuras corticales sufrió un cambio sustancial en las décadas

de los años 50 y 60, lo que tiene relación estrecha con los estudios sobre el fondo oceánico y la teoría de la tectónica de placas, que permitieron correlacionar los grandes sistemas de grábenes alineados de los continentes con los de los fondos oceánicos, tanto en su relación geográfica como en su dinámica evolutiva.

Sobre este novedoso tema de los rift se han publicado en los últimos años numerosos trabajos entre los cuales destaca la monografía de Milanovsky (1976), en la que se apoya básicamente esta breve descripción.

La conjugación de una serie de zonas rift de un mismo origen, en un mismo territorio, se conoce como *sistema rift*.

Las estructuras rift mayores consisten en varios sistemas o zonas que forman un alineamiento de varios miles de kilómetros en lo que es un *eje rift*.

El conjunto total de ejes rift de la Tierra es el *sistema rift planetario*.

Las zonas rift pueden ser oceánicas, intercontinentales y continentales. En el primer caso la corteza es del tipo oceánico; en el segundo, intermedio, y en el tercero, continental.

En este tema se tratan solamente los rift de los continentes; más adelante se abordarán los de los océanos.

Los de tipo intercontinental resultan de la separación de dos macizos de corteza continental (apartados por una fosa oceánica rift), cuyas diferencias son sustanciales en cuanto a dimensiones, morfología, estructura, volcanismo, petrología y otras.

Milanovsky (*op. cit.*) reconoce dos tipos de zonas rift distintas en cuanto a estructura, volcanismo e historia de desarrollo, a las que denomina de fisura y arcos volcánicos. En las primeras es característica una gran profundidad de los grábenes (Rin, Baikal), los levantamientos son estrechos y en algunos casos el proceso es de un hundimiento general. Dentro de la zona rift se conocen elevaciones de arco y horst, con altitudes de 4.5 km, como en Tanganica. La actividad volcánica es débil y se reduce a localidades, pero puede estar ausente. Los centros de erupción se localizan en las depresiones límites de grábenes, en los escalones, en los levantamientos marginales y en otras formas tectónicas. La presencia de grábenes alargados es un indicio del desarrollo inicial de las zonas de fisura. En las depresiones se produce una acumulación, inicialmente de detritos finos y sedi-

mentos carbonatados, a los que sigue una molassa de tipo continental.

La secuencia geológica permite inferir que los levantamientos son posteriores, en el tiempo, a la formación de los grábenes. Estas zonas manifiestan mayor sismicidad que las de arco volcánico, y su desplazamiento horizontal alcanza de 5 a 10 km. Donde predominan las estructuras de arco volcánico, la actividad efusiva ha sido intensa y de prolongada duración en el tiempo. Sin embargo, la actividad sísmica se presenta con grado moderado.

Son tres los ejes rift surgidos en los cratones de los continentes: el Árabe-Africano (Fig. 18-19), el del Rin (Fig. 20-21) y el del Baikal (Fig. 22).

1. *El Eje Rift Árabe-Africano.* Entre los de tipo continental es éste el que alcanza una mayor extensión, de aproximadamente 6500 km, con orientación general norte-sur. Un extremo se sitúa en la margen sur del Mediterráneo (costa noroccidental de África) y el otro en la desembocadura del río Zambeza. Tiene desarrollo en un cratón antiguo del proterozoico, cuya estructura regional se proyecta en el relieve.

Este eje consiste en un gran número de zonas rift que se diferencian por su extensión, hasta de 2000 km; sus grábenes son amplios, alcanzando incluso algunas centenas de kilómetros, y profundos. El volcanismo influye en grado considerable en la evolución de estas estructuras donde están



Fig. 18. El eje rift Árabe-Africano (tomado de Khain, 1973).
1, Etiopía; 2, Kenia; 3, Tanganica; 4, Nyasa.

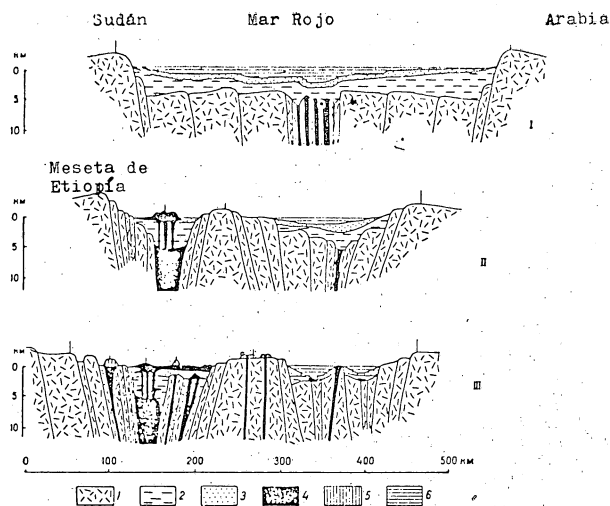


Fig. 19. Perfiles esquemáticos transversales al Mar Rojo y la cuenca de Afar, de acuerdo con Tazief y Varet, 1969 (tomado de Khain, 1973). I, a través de la porción norte del rift del Mar Rojo (de acuerdo con Drake y Girdler, 1962). II-III, en la porción norte de la cuenca de Afar. 1, Basamento; 2, Evaporitas; 3, Sedimentos modernos; 4, Basaltos oceánicos; 5, Lavas ácidas; 6, Agua.

presentes tanto zonas de fisura como de arco volcánico.

Se formó en la etapa neotectónica del neogenocuaternario, aunque la actividad se ha venido manifestando desde el cretácico. De acuerdo con algunos autores, el desarrollo cuaternario del rift es heredado, ya que la porción del canal de Suez surgió desde el paleozoico (devónico-carbonífero).

El eje está integrado por varias ramas que son las siguientes:

a) Rama Nyasa-Tanganica (sudoccidental). Presenta zonas de fisura con grábenes profundos, y otras transversales de fractura. La actividad volcánica es insignificante.

b) Rama Kenia-Etiopía (sudoriental). En la superficie se reconoce por la presencia de dos zonas rift de arco volcánico, cuya formación ha ido acompañada de una intensa actividad efusiva.

c) Rama del Mar Rojo-Levante (nororiental). Consiste en el gran rift intercontinental que separa las placas de África y Arabia. Se extiende más de 3000 km, abarcando el gráben del Mar Rojo, los de los golfos de Suez y Akaba y la zona de fallas de Levante.

d) Rama de Adén (oriental). Con una extensión de 1500 km, une los ejes Árabe-Africano con el de la dorsal del Índico Central.

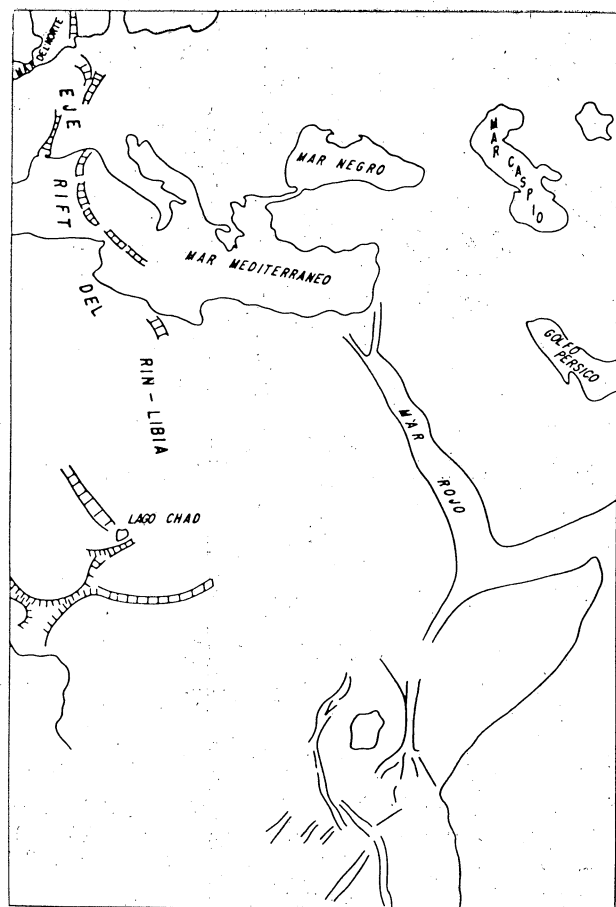


Fig. 20. El eje rift del Rin-Libia (tomado de Milanovsky, 1976).

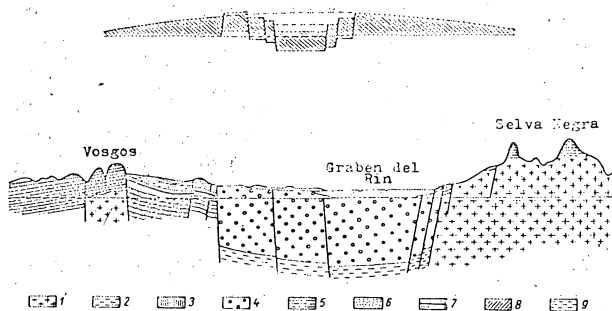


Fig. 21. Perfil transversal, de occidente a oriente, del graben del Rin (tomado de King, 1967). 1, Granitos y gneises; 2, Jurásico; 3, Pérmico; 4, Cenozoico; 5, Triásico inferior; 6, Aluvión; 7, Triásico medio; 8, Loess; 9, Triásico superior.

El eje rift Árabe-Africano se puede subdividir en segmentos, considerado en sección transversal, que son:

1) del sur, Africano-Oriental y 2) del norte, Árabe. El primero consiste exclusivamente en

zonas rift continentales; así, incluye, al igual que el Árabe, las de tipo intercontinental. En el segmento Árabe las ramas del eje rift se separan con ángulos rectos, mientras que en el otro se extienden aproximadamente en forma paralela.

En sí, el eje rift Árabe-Africano se extiende sobre un altiplano donde los grábenes presentan hundimientos hasta de 3 km que en la superficie se reconocen como depresiones en varios casos ocupadas por lagos como los de Rodolfo, Alberto, Eduardo, Kivu, Tanganica, Malawi (Nyasa), Natrón y otros.

El eje tiene continuación al norte, donde se conjuga con el cinturón montañoso Alpino-Himalayo, y al sur con la dorsal del Índico.

2. *El Eje Rift del Rin.* De acuerdo con Belousov (1978), éste es un conjunto de grábenes con una longitud de unos 600 km que en el relieve corresponde a un valle de casi 40 km de amplitud. El eje rift consiste en dos partes principales: el graben del Rin Superior (porción sur del eje) y el graben del Rin Inferior, al norte del eje, donde éste se bifurca en dos ramas: una de ellas se extiende al norte, hacia la ciudad de Hutingen; otra, presenta una orientación al noroeste hacia territorio holandés, donde aparentemente termina.

El rift del Rin se encuentra apoyado sobre el basamento paleozoico del cratón de Europa Occidental y la cubierta sedimentaria del mismo (plataforma). De acuerdo con el autor citado, el eje rift surgió de un arqueamiento en el cual quedan comprendidos Swarzwald, Vosgos, las montañas del Rin y los Ardénidos. Las dimensiones del arco son de unos 250 × 350 km, con una elevación de 1 000 m. El graben del Rin Superior coincide con este arco.

La edad del rift la explica Belousov como del eoceno tardío, pero reactivado en el transcurso del oligoceno, neógeno y cuaternario. En distintas etapas de la formación del rift, hubo emanaciones de lavas alcalinas. Los grábenes alcanzaron un hundimiento máximo de 2 500 m.

Milanovsky (1976) describe este eje rift como de grandes dimensiones (unos 7 000 km), extendiéndose desde el graben de Oslo y el Mar del Norte, hasta las depresiones de la cuenca del río Níger. En esta gran extensión se subdivide en siete segmentos principales: Rin, Mar del Norte, Ródano, Cerdeña, Sicilia-Túnez, Libia y Chad-Camerún (Fig. 20).

3. *El Eje Rift del Baikal.* Con una longitud aproximada de 2 600 km se extiende desde el

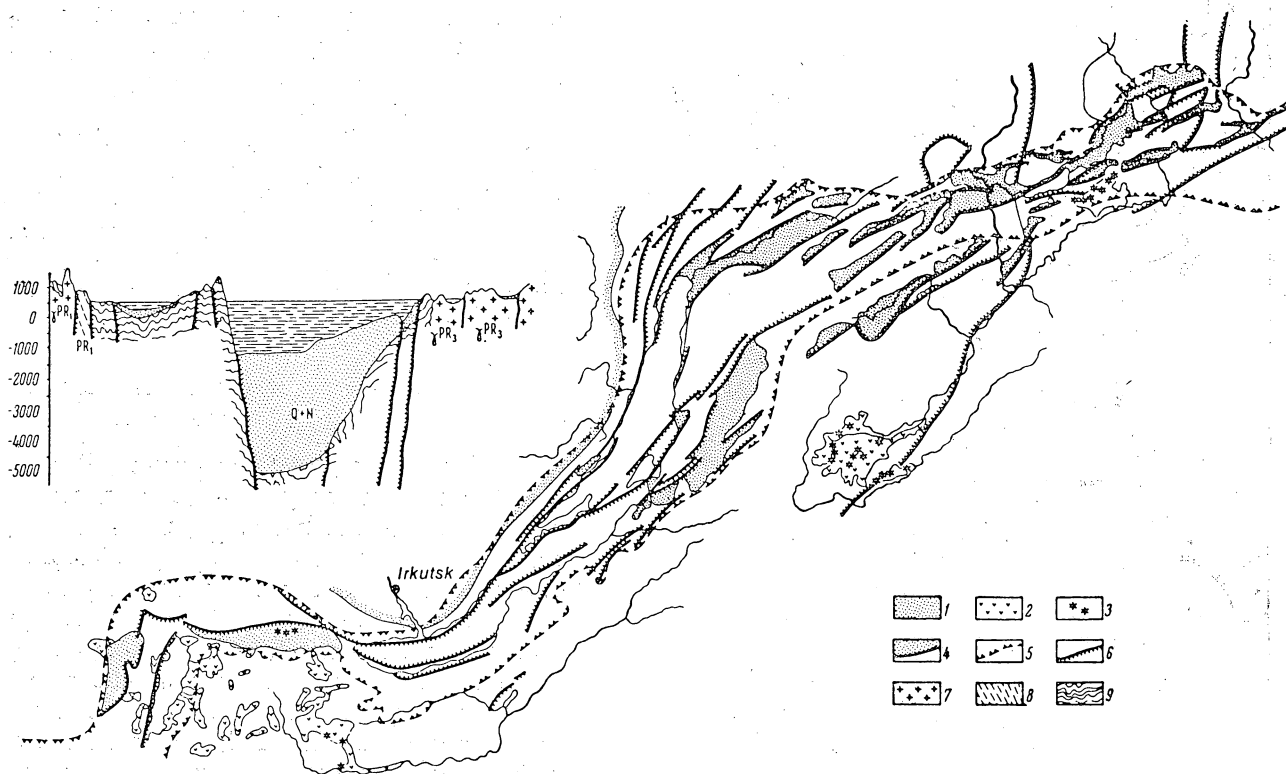


Fig. 22. Constitución de la zona rift del Baikal, según Solonenko y Florensov (tomado de Khain, 1973). 1, Sedimentos de relleno del neógeno-cuaternario; 2, Mesetas basálticas del neógeno-cuaternario; 3, Volcanes cuaternarios apagados; 4, Márgenes del cratón de Siberia; 5, Contorno de la zona sísmica, con intensidades de hasta 6.5 en la escala de Mercalli; 6, Fallas normales; 7, Granitos (proterozoico) 8, Proterozoico inferior; 9, Arcaico.

noreste al suroeste, con desarrollo en un basamento proterozoico. A diferencia de otros ejes, sus extremos son aparentemente ciegos, al no tener continuación hacia el interior del continente o a los océanos. Sin embargo, por su posición, presenta relación de asociación con el sistema epicratónico del Asia Central. Colinda por el sur con el cratón antiguo de Siberia, el escudo de Aldán y la zona de la cadena de Stan, al oriente.

Visto en planta el eje tiene la forma de una franja sinuosa de 100 a 200 km de amplitud, que alcanza hasta 50 km en la parte media. Es un arco suave, asimétrico y desmembrado por numerosas cuencas-graben relativamente estrechas y alargadas. Su desarrollo permite clasificarlo entre los de tipo de fisura, y en su disposición espacial se reconocen en él tres segmentos:

a) Sudoccidental. Consiste en cuencas orientadas casi al norte-sur y este-oeste, donde el proceso volcánico tiene amplia expresión.

b) Central. En éste quedan comprendidos los

grábenes más profundos, orientados al noreste. El volcanismo prácticamente está ausente. En sí, constituyen este segmento los grábenes que en conjunto forman la cuenca del lago Baikal; sus longitudes generales son de unos 800 km, con profundidades que varían entre los 5 y 7 km. Este es el lago más profundo del mundo, con un desnivel vertical de 1600 m y su fondo a -1166 m. Su longitud es de 700 km por 50 a 80 de amplitud. El proceso acumulativo que tiene lugar en su fondo está lejos de compensar al proceso endógeno de desarrollo.

c) Nororiental. A éste pertenece la meseta del escudo de Stan, con cuencas orientadas aproximadamente al este-oeste y con desarrollo local de volcanismo.

El inicio del proceso de desarrollo del rift se sitúa en el cámbrico y jurásico-cretácico, y se caracteriza por la presencia de volcanismo alcalino y calcoalcalino. La región fue estable hasta el eoceno, lo que favoreció que fuera nivelada. En el oligoceno sufre una reactivación que continúa

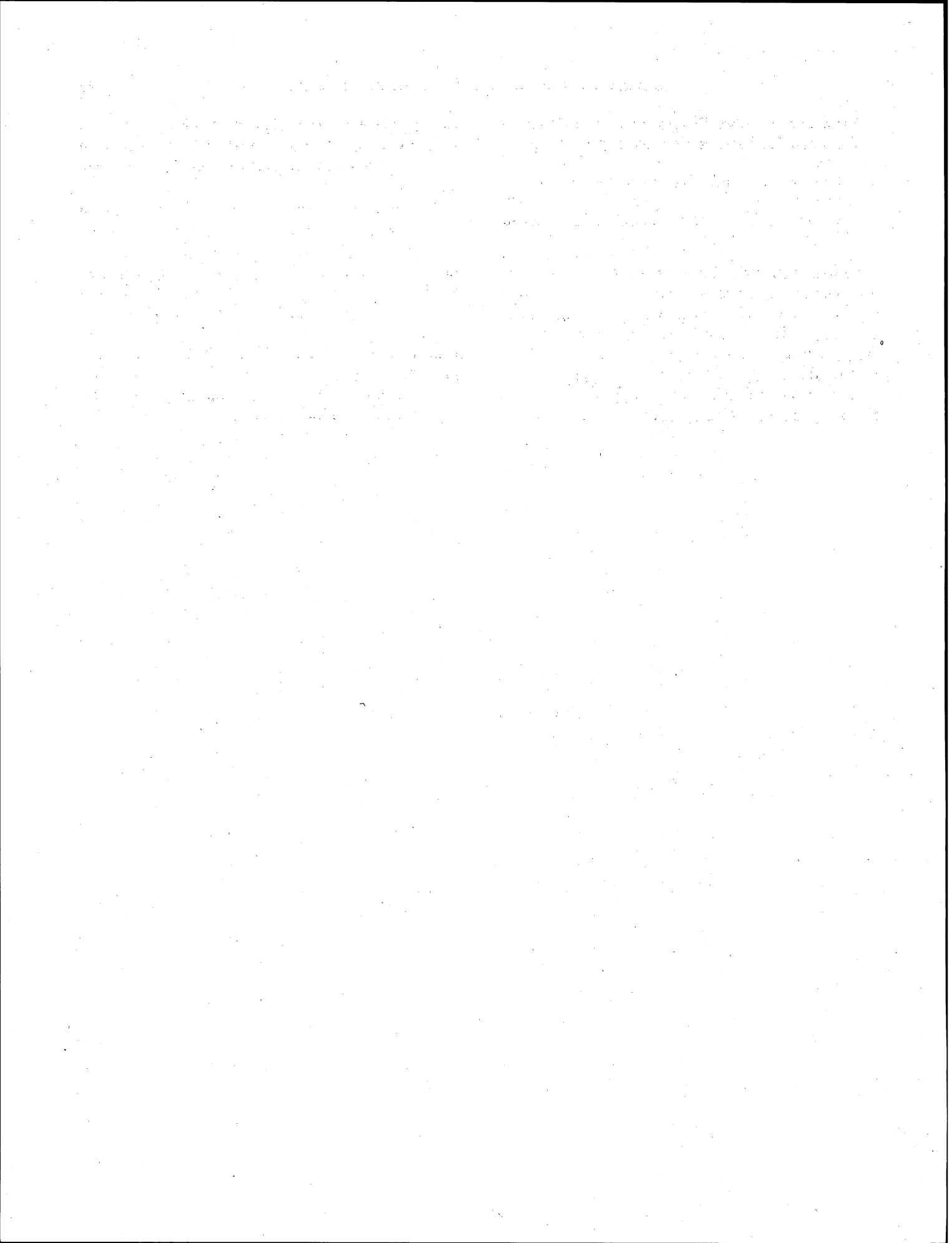
hasta nuestros días. El tipo de rocas más extendidas son los basaltos de olivino y los traquibasaltos.

Su origen se debe, aparentemente, a movimientos de tracción perpendiculares al eje de la cuenca, a lo largo del cual se producen corrimientos de bloques.

Se han considerado los casos del desarrollo rift en los cratones antiguos, sin embargo, se reconocen también en los sistemas montañosos epigeosinclinales mesozoicos y cenozoicos; consisten en estructuras graben, horst y bloque surgidas en condiciones de tracción, en sentido transversal al eje principal. Este proceso de riftogénesis puede presentarse simultáneo o posterior a la orogenia. La actividad volcá-

nica puede estar, o no, presente. Si la corteza se reduce (la continental) gradualmente, el rift llega a alcanzar una etapa de evolución de tipo intercontinental.

El caso más representativo es el de la Cordillera de Norteamérica, que en el sur se inicia en el golfo de California, asociado a la península: bloque de más de 1 000 km de longitud, levantado y con desplazamiento horizontal activo en tiempos actuales. Hacia el norte se extiende a la región de California y Colorado y finalmente a Oregón y Montana. En el primero predominan las formas de horsts (cadenas montañosas) y grábenes (cuencas), y en el segundo las estructuras se encuentran cubiertas por potentes capas de material volcánico.



TERCERA PARTE

LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES DE LOS FONDOS DE LOS OCÉANOS

Si bien los rasgos principales de la tierra firme se conocen y fueron descritos, aunque parcialmente, desde antes de nuestra era, y su estudio se intensifica en el siglo XVI con los grandes descubrimientos geográficos y el desarrollo de la cartografía, otro es el caso de los fondos oceánicos. En efecto, este tema novedoso evoluciona notablemente sólo después de la Segunda Guerra Mundial, aunque se inicia antes, en la segunda mitad del siglo XIX, con la expedición del "Challenger" (1872-1876) y continúa con las de los barcos "Gazelly" (1874-1876), "Tuskaror" (1873-1876), "Albatros" (1886-1906) y otras más. Es en estas décadas finales del siglo XIX cuando se elaboran las primeras cartas batimétricas, aunque de poco detalle. Hacia 1935 se dispone ya de cartas más elaboradas en las que destaca la expedición del "Meteor" (1925-1927) por la contribución que hace a la batimetría.

Es en la época de la posguerra cuando se llevan a cabo varias expediciones científicas que cuentan ya con los medios necesarios para el estudio del relieve y la geología de los fondos oceánicos. El resultado de estas investigaciones sería fundamental para el desarrollo de la geología moderna ("nueva geología"), a lo que contribuyeron las expediciones de los barcos "Atlantis" (1946), "Albatros" (1947-1948), "Galactea" (1950-1952), "Challenger" (1950-1952), a los que continuaron —hasta la fecha— muchísimas expediciones más.

Los trabajos publicados en los dos últimos decenios sobre geología y geomorfología del fondo oceánico, se cuentan por centenas; pero son dos trabajos clásicos sobre el relieve submarino los que marcan el punto de partida de una orientación novedosa de las ciencias de la Tierra: de Heezen, Tharp, Ewing (1959) y Menard (1964).

La idea antigua sobre que el relieve del fondo oceánico es nivelado y no presenta los contrastes que el de los continentes, fue siendo desechada a partir de la segunda mitad de nuestro siglo; cada expedición científica aportaba nuevos datos que, en conjunto,

hoy día nos muestran un cuadro en que el relieve del fondo oceánico se caracteriza por grandes desniveles; entre formas positivas y negativas, que superan con mucho a los de tierra firme. Esto se explica por la relación de intensidades de los procesos morfogenéticos tanto endógenos como exógenos. Esto es, en amplias zonas del fondo, la actividad tectónica creadora se manifiesta con mayor intensidad que la erosión y la acumulación.

La superficie cubierta por las aguas del océano representa el 70.8% del total de la superficie terrestre, con 361.1 millones de km² (Leontiev y Richagov, 1979). En la región de las Marianas se encuentra el punto más profundo, de 11 022 m, mientras que las montañas más altas son las de Mauna Kea y Mauna Loa, de 4 210 y 4 170 msnm, pero con una diferencia máxima, respecto al fondo marino, de 9 470 m. El océano más profundo es el Pacífico, en promedio de 4 280 m; el Atlántico y el Índico muestran casi el mismo valor, 3 940 y 3 960 m, respectivamente, y 1 200 m el Glacial Ártico (*op. cit.*).

Se ha establecido que existen tres zonas del relieve submarino determinadas fundamentalmente por el tipo de corteza. En cada una se reconocen, a la vez, tres estructuras de dimensiones planetarias y subplanetarias (Fig. 23), con parámetros definidos:

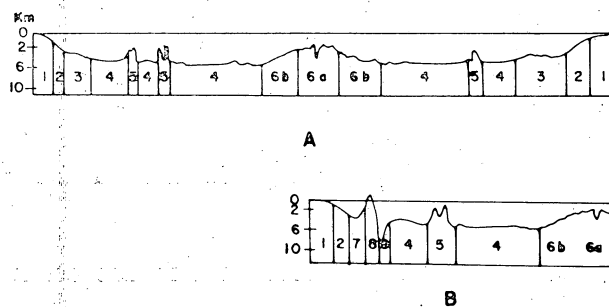


Fig. 23. Perfiles tipo de los océanos (tomado de Bogolepov y Chikov, 1976). A Perfil tipo Atlántico; B. Perfil tipo Pacífico. 1. Plataforma continental; 2. Talud continental; 3. Pie del continente; 4. Planicie abisal; 5. Elevación montañosa submarina; 6. Dorsal: a) Cresta, b) Flancos; 7. Cuenca de mar marginal; 8. Arco insular; 9. Trinchera.

pendiente, cotas batimétricas, dimensiones, forma, además de procesos morfogenéticos y morfodinámicos, así como disposición en el esquema global. Estas zonas son:

1. *La zona continental submarina.* Consiste en una corteza de tipo continental y representa, precisamente, la porción del continente cubierta por las aguas de mares y océanos; equivale a un 21.7% de la superficie total del fondo oceánico y dentro de ella se reconocen tres estructuras: la plataforma continental (*continental shelf*), el talud continental y el pie del continente (*continental rise*).

2. *La zona transicional.* Es aquella donde se conjugan los dos tipos de corteza: la región donde chocan una placa oceánica y otra continental. Las estructuras componentes son: el arco insular, la trinchera y la cuenca de mar marginal.

3. *La zona del lecho oceánico.* Su corteza, esencialmente de tipo basáltico, representa la mayor parte de la superficie oceánica y equivale a un 68.6% de la misma. En ella se reconocen tres grandes tipos de estructuras: las planicies abisales, las cadenas centro-oceánicas o dorsales (*mid-oceanic ridges*) y las elevaciones montañosas oceánicas.

La clasificación mencionada del fondo oceánico en tres zonas distintas, considera, asimismo, los tipos de márgenes continentales. En el Pacífico, la zona continental submarina en su mayor extensión es estrecha, constituida por plataforma y talud continentales, a lo que sigue inmediatamente una zona transicional, bien con una trinchera, o con una cuenca de mar marginal-arco insular-trinchera; también se da el caso en que la plataforma y talud continentales son muy irregulares y difíciles de reconocer, esto es en las estructuras llamadas *borderland*. Por el contrario, en la mayor extensión de los márgenes de los océanos Atlántico e Índico, predomina la primera zona con sus estructuras en la secuencia mencionada (Fig. 23). De aquí surge la clasificación de los márgenes continentales en tipo Pacífico o activas y tipo Atlántico o pasivas.

I. LA ZONA MARGINAL SUBMARINA DE LOS CONTINENTES

La Plataforma Continental (PC).

Es una continuación hacia el fondo oceánico, de los cratones de los continentes o de sus cadenas

montañosas marginales. Consiste en una planicie inclinada con un ángulo medio de 30' a 1°. La superficie total que cubre es de aproximadamente 28 millones de km², lo que representa un 7.5% del total del relieve submarino (Emery, 1977). Hacia el interior está delimitada por una ruptura de pendiente que se localiza a profundidades de 100-200 m, aunque en algunos casos es menor o considerablemente mayor: 300, 400 y más. En las costas abrasivas de montañas jóvenes termina la PC incluso a 50-60 m de profundidad, pero el límite promedio se sigue considerando de 200 m. En amplitud varía mucho, de unos cuantos kilómetros (15-20) hasta 1 200, pero el promedio es de 78 km (Kanaev *et al.*, 1978).

La PC es en sí una antigua porción del continente, y por lo menos el 90% de su superficie (Leontiev y Richagov, 1979), en el cuaternario ha estado en condiciones subaéreas. El nivel del mar ha sufrido cambios considerables —positivos y negativos— y solamente en los últimos 15 000 años ha descendido hasta 130 m (Emery, 1977). Su relieve consiste, en general, en una superficie nivelada, aunque son comunes las irregularidades del tipo de lomas, de origen diverso.

Una de las formas más interesantes del relieve de la plataforma continental son las líneas de costa submarinas, de origen acumulativo o abrasivo, que permiten reconstruir los límites antiguos entre el océano y la tierra firme.

Es una característica del relieve de las PC la presencia de formas originadas en otro ambiente (glaciar, fluvial, etcétera). En este caso se encuentran cubiertas por sedimentos marinos o, bien, niveladas por la abrasión. Pero, además de estos procesos, la actividad tectónica ha jugado un papel muy importante en su desarrollo. Esto explica, junto con el fenómeno de incremento y disminución del volumen de agua, los cambios de nivel que continuamente están sucediendo.

El relieve presenta muchos otros casos, como en donde la superficie en grandes extensiones es de origen acumulativo, fenómeno que se aprecia en las desembocaduras de los grandes ríos. También son comunes las PC constituidas por una antigua planicie de nivelación que fue cubierta por el mar. Con frecuencia tienen desarrollo cuencas o depresiones que corresponden a bloques-graben. La estructura geológica influye también en varios casos, cuando las elevaciones y depresiones locales están determinadas por

afloramientos de rocas de diversa resistencia y estructura (monoclinal, anticlinal, etcétera). La expresión de los domos salinos en el relieve submarino es otro ejemplo de relación entre actividad endógena y relieve.

En el interior de la PC en ocasiones están presentes levantamientos regionales y locales que se llegan a manifestar en islas y penínsulas. También se levantan mesetas elevadas constituídas por sedimentos en capas horizontales o acumulaciones volcánicas.

Los sedimentos son en su mayor parte del tipo de las arenas con conchillas, a veces también glauconita y fosforita. A más de 20 m de profundidad, donde la influencia del oleaje disminuye sobre el fondo, los sedimentos se hacen más finos, del tamaño de los limos y, en ocasiones, del de las arcillas.

Obviamente, la PC es la estructura del fondo oceánico mejor conocida. A continuación se presenta una breve descripción de la misma para cada uno de los continentes.

El Océano Pacífico

Los trabajos existentes sobre el relieve de este océano y de los otros son muchos y muy recientes: de los últimos 20 años. Asimismo, constantemente aparecen nuevos en las principales revistas de geología, geofísica, geomorfología y oceanología. Para la descripción del relieve del Pacífico se consultaron algunos artículos, y dos monografías fundamentales, de Menard (1964) y Udintsev (1972).

En el Pacífico la zona continental submarina es, en general, estrecha. La plataforma continental varía en amplitud en función de las condiciones tectónicas regionales y de los cambios de nivel producidos durante el cuaternario. El talud continental, como estructura tectónica que es, se presenta generalmente angosto, integrado a las cuencas de mar marginal, o con una expresión muy débil en donde se funde con una trinchera. La tercera estructura, al pie del continente, prácticamente está ausente en el Pacífico.

En el mar de Behring la PC alcanza una profundidad máxima de 150 m, con un relieve plano que se extiende hasta los 30-50 m; sin embargo, hacia el interior se encuentra desmembrada por formas originadas en condiciones de tierra firme y cañones, prolongación de fiordos.

Frente a las costas de Canadá, a lo largo de los EU (hasta California) la PC muestra un relieve irregular, totalmente distinto en su morfología de la PC característica, y entra en una clasificación especial, el *borderland* que se describe más adelante.

En las costas de México la PC es muy estrecha, solamente en el golfo de Tehuantepec presenta 50 a 60 millas de amplitud.

En Sudamérica la PC es parte del eje montañoso marginal, por eso presenta una inclinación fuerte y es muy estrecha, de 4 a 10 millas. Es en esta región donde la PC tiene la menor amplitud con relación a toda la Tierra, y también la pendiente mayor (Udintsev, 1972). Al sur de Valparaíso se inicia una ampliación de la misma y los litorales muestran rasgos de un modelado glaciar, llegando a alcanzar en algunas localidades —bahías— hasta 50-90 millas, en especial al sur del Estrecho de Magallanes donde la profundidad máxima de la PC es de 180-200 m. Esto condicionado por un hundimiento continental.

En los mares de Okhotsk, Japón y Behring la PC es la continuación de las planicies de tierra firme, en ocasiones separadas por escarpes fuertes, o bien son amplias superficies con huellas de modelado fluvial.

En Australia Oriental la PC varía en amplitud de 40 a 80 millas hacia el sur, aunque en partes donde tienen desarrollo grandes arrecifes coralinos llega a alcanzar de 200 a 250 millas; su pendiente es muy débil, de 8', y la profundidad máxima de 100-110 m.

En la Antártida se caracteriza por una profundidad considerable y un relieve complejo. La primera, generalmente en el límite con el talud, es de 220 m, mientras que los valores máximos son del orden de 400-500 m. Varios autores relacionan este fenómeno con un hundimiento general del continente por el peso de los hielos (*op. cit.*); mientras que la complejidad del relieve la atribuyen a la actividad tectónica y la erosión glaciar. Las amplitudes varían de 20-40 a 200 millas. El mar de Ross, de la Antártida, posee una de las PC mayores de este continente, con una profundidad máxima de 530 m.

El Océano Atlántico (Fig. 24).

En la actualidad es éste el océano mejor conocido en lo que se refiere a su relieve, geología y otros elementos. El punto de partida de las investigaciones geomorfológicas del fondo de los océanos lo representa el trabajo de Heezen, Tharp, Ewing (1959), sobre el Atlántico Norte, al que sigue una extraordinaria cantidad de artículos científicos sobre estos temas, resultado de las exploraciones que se llevan a cabo en los decenios posteriores. Destacan, además, dos monografías recientes: Ilin,

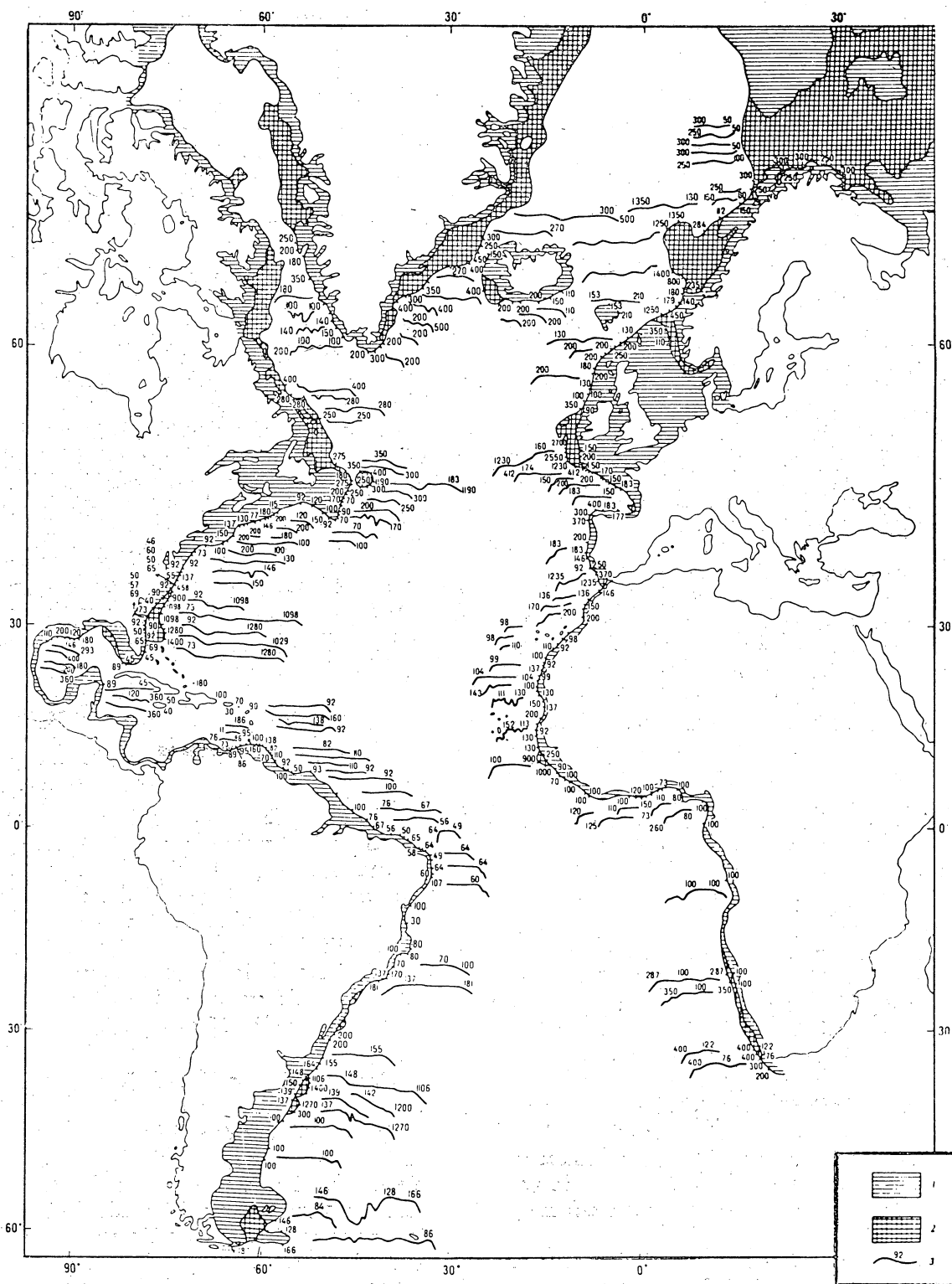


Fig. 24. La plataforma continental del Atlántico (tomado de Ilin, 1976). Plataforma continental: 1. Interior (litoral); 2. Exterior (continental); 3. Perfiles (señalan la profundidad en la margen exterior de la PC, en metros).

(1976) y Litvin (1980), que junto con otras publicaciones permitieron elaborar el siguiente resumen.

En Groenlandia la PC es de una amplitud que varía de 30 a 40 millas en el sur, y 170 en el norte. En su relieve se reconocen numerosos cañones, extensión de los fiordos costeros, con profundidades de hasta 500 m. La superficie muestra porciones planas o irregulares de lomeríos.

Más al sur, desde Tierra de Baffin hasta Newfoundland el relieve es esencialmente de tipo glaciar con lomeríos, y alcanza una amplitud de 60-80 millas; al sureste se amplía hasta 250 millas y en dirección de Nueva Escocia muestra unas 100-120 millas y se encuentra desmembrada por tres cañones profundos (400 m). La profundidad hacia el límite con el talud continental es de unos 150-300 m.

Desde la isla de Newfoundland, en dirección sureste, la PC se amplía a 250 millas. Hacia el suroeste, a lo largo de las costas de Nueva Escocia, la amplitud es de 100-120 millas, cortada por dos cañones de profundidades de hasta 450 m, que nacen en los golfos del norte de San Lorenzo y Mahone.

Más al sur se encuentra el banco de Georges, y en la misma dirección el relieve entra en una transición, de las formas de origen glaciar que se van extinguiendo gradualmente, a las de origen fluvial. La profundidad es poca, de unos 100 m, y estrecha: cambia de 70 a 10 millas de amplitud, pero en Miami presenta sólo 2 millas. La superficie es plana, cortada por escarpes de terrazas que se sitúan a profundidades de 35-160 m, testigos de las variaciones del nivel del océano en el cuaternario.

La PC del Golfo de México es amplia en territorio de los EU, con 100-130 millas y una superficie nivelada excepto donde tienen desarrollo arrecifes coralinos. En México se reduce a 10-20 millas y en el Golfo de Campeche hasta 5. Asimismo, en Yucatán se vuelve a ampliar a 100 millas, plana en toda su extensión, pero afectada por ondulaciones de arrecifes coralinos.

También en la costa oriental de Yucatán es estrecha, de 2-5 millas, en lo que es una franja de relieve irregular con numerosos arrecifes. Al noreste de Honduras y Nicaragua se amplía bruscamente a 120 millas en lo que es el Banco de los Misquitos. En dirección a Trinidad vuelve a ser una franja estrecha de 10-20 millas, con un relieve afectado por arrecifes y escarpes tectónicos. En las costas de Venezuela, entre Caracas y la isla

Margarita la cuenca de Carioca se presenta como una estructura profunda de 1 420 m en la PC.

En Sudamérica, al sureste de Trinidad la PC vuelve a sufrir una ampliación de 50-70 millas, alcanzando el máximo en las proximidades de la desembocadura del Amazonas, con 170 millas. En su mayor parte es una superficie nivelada, con algunos arrecifes coralinos. En parte se reconocen terrazas costeras, relicto, a profundidades de 30-70 m. En las desembocaduras de los ríos Amazonas y Tocantins se desarrollan cañones submarinos.

A lo largo de las costas del Brasil la PC es estrecha, de 15-20 millas, pero entre los 16° y 20° sur se forman los bancos de Royal-Charlotte y Abrolius. La superficie en su mayor parte es plana, con algunos arrecifes. La parte externa marginal tiene una profundidad de 50-70 m.

Al sur del banco de Abrolius la PC se amplía gradualmente, cerca de la desembocadura del río La Plata alcanza 100 millas y en las islas Malvinas 400. La margen profunda se encuentra a 180 m.

En Europa Occidental la PC, que muestra un modelado glaciar en las costas de la cuenca de Noruega y Groenlandia, en la porción occidental de Spitzbergen alcanza 40 millas, desmembrada por varios cañones de hasta 350 m de profundidad.

Frente a las costas de Noruega se reconocen fuertes variaciones en la morfología de la PC: al NW y SW es estrecha, de 20-40 millas, con profundidades máximas de 60-150 m; en la porción central de Noruega la amplitud, que se incrementa a 120-140 millas, con profundidad de 170 a 280 m, a 40-50 m tiene un amplio desarrollo, con relieve de lomeríos de origen glaciar formados por la acción de los hielos y el oleaje.

En el Mar del Norte la PC es amplia, su porción noreste bordea las costas de Noruega en donde se extiende un valle en "U" de 300-400 m de profundidad; el resto es una planicie inclinada al norte, con profundidades de 30-40 y hasta 150-180 m.

En Escocia Occidental e Irlanda varía de 20 a 70 millas de amplitud, y de las islas escocesas hasta La Mancha es una planicie ondulada, con algunos bancos de menos de 100 m de altura. La margen se encuentra a profundidades de 150-170 m.

Frente a las costas occidentales de Francia se reduce gradualmente al sur, de 80 a 25 millas, con una superficie nivelada. La margen profunda se encuentra a 150 m en el norte, y hasta 100 m en el sur.

En las costas de la península de los Pirineos es estrecha, de 10-20 millas y presenta una estructura en bloques, con cambios bruscos de profundidad.

En el continente africano, desde el estrecho de Gibraltar hasta las islas Canarias no supera las 25 millas, alcanzando la profundidad de 150 a 190 m. La superficie es nivelada; sin embargo, frente a los cabos se reconocen crestas de origen estructural. Al sur disminuye la profundidad de la margen limítrofe con el talud continental, hasta 110 m en el cabo Jubi, conservándose ésta hasta el golfo de Guinea, con leves variaciones. La amplitud es de 3-4 millas frente a Cabo Verde y de 100-110 millas al sureste, en Conakry y Free-town, pero en el resto es de 20-40 millas. En su relieve son comunes las crestas y lomas de origen estructural.

Del golfo de Biafra hasta la desembocadura del Congo la PC presenta amplitudes de hasta 35 millas, mientras que la margen profunda se encuentra a 100-110 m. En su mayor parte la PC es plana, aunque cortada por un cañón de 800 m de profundidad, continuación del río Congo, haciéndose más estrecha y profunda hacia el sur, incluso en partes casi desaparece y se vuelve a ampliar en la bahía de Walvis en donde tiene 70 millas de amplitud y 110 de profundidad máxima.

Al sur de la bahía Walvis la PC se estrecha en dos ocasiones hasta 10 millas; en el resto del territorio es de 50-70 millas de amplitud. La profundidad máxima es de 250 m, y en El Cabo de hasta 400 m. En su mayor parte es plana con algunas crestas.

La PC de la Antártida presenta también como rasgo notable el modelado glaciar. En el mar de Wedell (occidente) es considerablemente amplia y al oriente estrecha, y en toda su extensión cubierta de hielo. En el mar de Wedell la profundidad máxima es de 300-350 m, reconociéndose al sureste un cañón de 1 400-1 600 m, de corte vertical. En la Tierra de la Reyna Maud algunas lenguas glaciares alcanzan el extremo de la PC.

El Océano Índico (Fig. 25).

Resultado de las investigaciones modernas sobre el fondo del Océano Índico es la reciente monografía de Kanaev (1979) que, entre numerosos trabajos afines, destaca por la detallada descripción que ofrece de los rasgos geomorfológicos de la superficie del Índico.

En el extremo sur de África, en la región de Cabo Agujas, la PC es amplia, de hasta 140 millas, disponiéndose en su margen exterior el banco del mismo nombre, en cuya superficie se levanta una estructura submarina. La superficie, suave, se extiende hasta profundidades de 200-300 m. En dirección al oriente de Cabo Agujas la PC se reduce a 50 millas, disminuyendo gradualmente hacia el cabo Recife (Puerto Elizabeth) hasta 20 millas, con profundidad de 80-120 m, aunque la PC aparentemente continúa con aspecto de un bloque hundido; el límite con el talud se observa a 300-500 m.

Del cabo Recife al cabo San Luis la PC se conserva estrecha, de 20 a 25 millas, disminuyendo cerca de los cabos a 4-5 millas.

Al norte del cabo San Luis se reduce hasta 2-6 millas, localmente presenta menos de 2 y una profundidad máxima de 70-90 millas.

De la bahía de Algoa y hasta el puerto Inhambane es de unas 20 millas de amplitud y 200 m de profundidad, disminuyendo a 10-7 millas la desembocadura del río Limpopo incrementándose a 30-40 millas al oriente. Desde el puerto Inhambane y casi hasta puerto Beira se vuelve a estrechar a 10-15 millas, con orientación norte-sur; aunque en la región del puerto muestra un fuerte incremento a 70 millas, con un relieve accidentado con numerosos bancos, dunas y cañones. Al noreste vuelve disminuir en amplitud, presentando 8-10 millas en el cabo de Mozambique.

Al norte de la parte media del estrecho de Mozambique la amplitud de la PC varía de unos cientos de metros a 10-15 millas en una zona donde tienen amplio desarrollo los arrecifes de barrera que originan bancos e islas.

En dirección sur del paralelo 12° sur muestra una amplitud de 1-4 millas, con un relieve accidentado. Después de la bahía de Lindo vuelve a disminuir su amplitud, alcanzando en partes varios cientos de metros. Más al norte del paralelo 9° sur se vuelve a ampliar hasta 40 millas, y entre la desembocadura del río Ruvuma y el puerto de Mozambique vuelve a estrecharse a 1-2 millas.

En la región de la isla de Zanzíbar se amplía a 40 millas, y a su alrededor tiene desarrollo un arrecife coralino. A lo largo de la costa oriental es de 2-3 millas, y en parte de 5. Al norte del estrecho de Zanzíbar es de 7-5 millas; más al norte, en la bahía de Formosa varía de 1-5 millas, y solamente alcanza 10 frente a la isla de Pemba.

Frente a las costas de Kenia la PC es estrecha y nivelada, delimitada por una rotura de pendiente

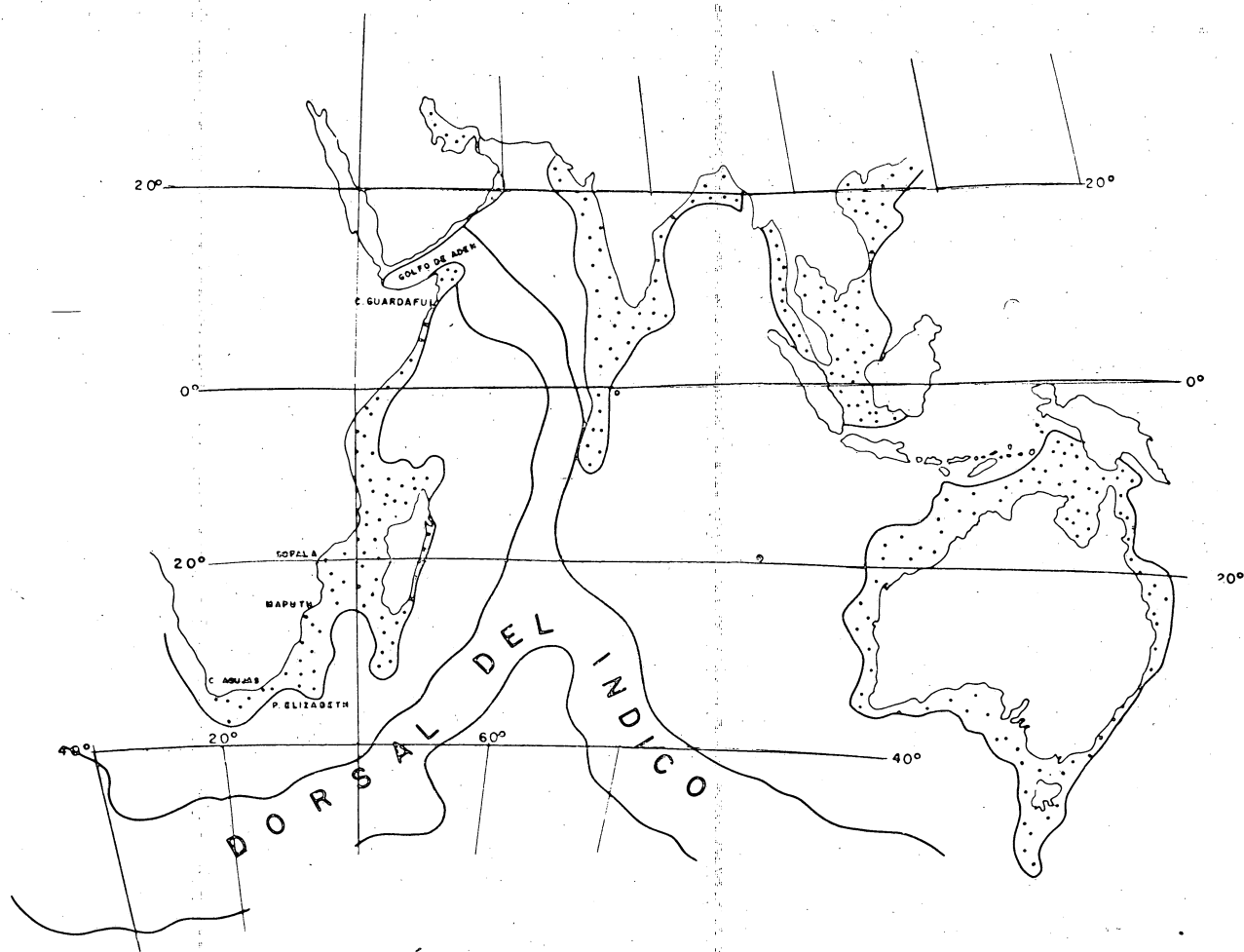


Fig. 25. La Plataforma Continental (punteado) en el Océano Índico y el Continente Australiano.

a 40 m de profundidad. En las proximidades se amplía a 40 millas con un escalonamiento originado por posibles hundimientos, con niveles hasta de -800 , $-1\ 000$ m.

A lo largo de las costas de Somalia es estrecha, generalmente de unas 10 millas, promedio, con mínimos de 3 y máximos de 18, pero alcanza 35 al sur de la península de Hafun (10° N).

En África Ecuatorial y Nororiental los sedimentos de la PC son predominantemente de origen orgánico, con un espesor que alcanza hasta 2 km.

En el extremo nororiental de África la PC es amplia, de hasta 45 millas en la región de las islas Socotra y The Brothers, con una profundidad máxima de 180 m.

En el golfo de Adén es de 2-5 millas, localmente de hasta 10 millas, y su límite con el talud continental aproximadamente paralelo a la línea

de costa, excepto al norte del cabo Guardafui y al oriente del golfo de Tadjoura donde forma una saliente de hasta 40 millas, con profundidad de 250 m.

Al oriente del golfo de Tadjoura en la región de Djibuti se amplía a 20 millas, siendo su profundidad de 30-40 m, con una superficie muy accidentada por arrecifes coralinos. En el golfo es estrecha, de 2 millas y menos, debido al origen tectónico del mismo.

A lo largo de la mitad sudoriental de la península Árabe la margen submarina del continente es estrecha. La PC, desde la isla de Perim y hasta el cabo Ras-el Hadd tiene una amplitud variable de 10 a 24 millas, una profundidad máxima de 100 m y una superficie ligeramente ondulada. Entre el cabo de Ras Silan y hasta la bahía de Kuria Muria presenta su mayor estrechez, de 5-6

millas, aunque en algunas localidades es de sólo 1 milla e incluso menos. Sólo localmente se incrementa a 10-22 millas.

La porción nororiental de la PC de la península Árabe, desde la bahía de Kuria Muria hasta el cabo Ras-el Hadd se caracteriza por fuertes variantes de la amplitud, desde 1 a 45 millas, lo que está relacionado con la presencia de numerosas bahías.

En el golfo de Omán, del cabo Ras-el Hadd hasta la bahía Maskat la amplitud es de 1-5 millas, aunque al occidente se incrementa a 16, con variaciones posteriores de 12-8 millas hacia el golfo de Omán, donde la PC ocupa todo el fondo del estrecho de Ormuz.

En la porción noroccidental del Mar de Arabia, hacia las costas de Irán se extiende un fondo poco profundo de hasta 100 m. En el NW del golfo Pérsico la PC recibe grandes depósitos de los ríos Tigris y Éufrates, por lo que dominan las formas acumulativas del tipo de los bancos.

La costa norte del mar de Arabia, del estrecho de Ormuz hasta el golfo de Sonmiyani se extiende de este a oeste con una PC estrecha, de 5-10 millas en el occidente y hasta de 30 en el oriente.

Al NW, en el golfo de Sonmiyani la PC cambia de orientación SE, mientras que la amplitud se incrementa de 30 a 60-75 millas encontrándose el límite con el talud continental a profundidades de 420-500 m.

El extremo de la PC al suroeste de Bombay se encuentra a una profundidad máxima de 170 m. Hacia el extremo del Indostán se estrecha y presenta una superficie plana o ligeramente ondulada. En la isla de Sri Lanka es muy estrecha, de 3 a 15 millas, con su extremo poco profundo, de 60-80 m.

En el norte del golfo de Bengala la margen continental está influida por el gran delta de los ríos Ganges y Bramaputra, lo que provoca una considerable amplitud, de 60 a 140 millas, mientras que la profundidad máxima se sitúa a 200-240 m. En su superficie se encuentran con frecuencia colinas de hasta 150 m de altura.

La costa occidental de Birmania se caracteriza por el predominio de un relieve disecado, pero cerca de la margen de la superficie se hace más plana. La amplitud, incluyendo la isla, varía de 60 a 15 millas, disminuyendo, en general, de norte a sur.

En la región de la Sonda, al norte del mar de Andamán la PC tiene una superficie plana o lige-

ramente ondulada, cuya amplitud, de 45 millas al occidente y hasta 140 al oriente se manifiesta con una profundidad débil, menor de 50 m. A lo largo de la costa oriental la amplitud es de 100-120 millas y consiste en dos partes: una amplitud de hasta 100 millas y otra estrecha que frente a las costas de Malaca alcanza 20 millas. Su margen profunda se encuentra a 350-500 m.

A lo largo de la costa sudoccidental de Sumatra se extiende como una franja continua de 5 a 50 millas de amplitud, y desde la isla de Sumatra se une con la PC de las islas vecinas, donde toda la estructura se amplía a 70-80 millas. La profundidad no es mucha, frecuentemente el límite se encuentra a 60 m.

En la Isla de Java y al occidente de las islas Menores de la Sonda la PC se estrecha de 5 a 10 millas, pero localmente se amplía frente a las bahías hasta 20-25 millas.

Entre Nueva Guinea y Australia se disponen los mares de Arafura y Timor, y el golfo de Carpentaria. Precisamente en este último alcanza la máxima amplitud, de 570 millas.

Al norte de la península de Arnhemland se dispone la PC de Arafura, la que representa una unidad con la de Nueva Guinea. Gracias a esto la amplitud general alcanza aquí 450 millas. Hacia el occidente del mar de Arafura, frente a las islas Tanimbar la PC tiene una amplitud de 40 y 80 millas.

A lo largo de las costas noroccidentales de Australia la amplitud de la PC disminuye de 210 millas a 40 en el mar de Scotia, siendo su profundidad de 100-250 millas.

A lo largo de las costas occidentales de Australia tiene una amplitud de 20 a 60 millas y solamente en algunas localidades se estrecha hasta 6 millas, con su margen profundo a 270 m.

En dirección al puerto Fremantle predomina la amplitud de unas 30 millas, solamente en la bahía de Geographer se amplía hasta 55 millas.

En el sur de Australia es de 20-40 millas hacia el occidente, con un relieve accidentado condicionado por el basamento cristalino; el extremo marginal se sitúa a unos 110 m de profundidad. En el Gran Golfo Australiano el límite con el talud continental se encuentra a una profundidad de 200 m, donde la amplitud de la PC es de 70-120 millas. Hacia el sureste de la isla de Eire presenta una amplitud de 70 millas que se incrementa a 160 millas frente al golfo de San Vicente, donde la profundidad máxima es de 165 m. Hacia el estrecho Bass se reduce de

50 a 15 millas, y frente a los cabos de Northumberland y Nelson muestra 20 y 15 millas y una profundidad, en la margen, de 160-180 m.

Entre Australia y la isla de Tasmania la PC es de mares someros, de 100 m. A lo largo de las costas occidentales y sur se estrecha a 20-50 millas, con una profundidad de 137 m.

La PC de la Antártida es de un tipo especial conocido como "glaciar" por la influencia que han tenido los hielos en el cuaternario; sobre todo, el peso de los mismos que han provocado hundimientos del continente. En el Índico la PC tiene una profundidad considerable, generalmente 500 m.

El límite del sector del Océano Índico en la Antártida se sitúa en el meridiano 20° y el paralelo 146° 55'. Al oriente, en el mar de D'Urville la amplitud es de unas 60 millas, mientras que al occidente es de 60-80 millas, en general con pocas variaciones respecto a la anterior. En la región costera de Budd (meridianos 110-115° E) la PC se estrecha hasta 20 millas; al occidente el relieve es accidentado, con variaciones de amplitud de la PC de 10 a 100 millas.

En la PC del mar de Davis la margen es poco profunda, con frecuencia menor de 200 m, en parte afectada por cañones de origen tectónico.

En el mar de la Cooperación la amplitud disminuye, de oriente a occidente, de 90 a 40 millas; sólo frente al golfo de Prydz se incrementa hasta 150 millas; su superficie presenta elevaciones tipo bancos y cañones submarinos.

En el mar de los Cosmonautas la amplitud de la PC es de 25-40 millas, pero cerca de los golfos de Amundsen, Lena, y Alashev se incrementa hasta 60, y localmente a 100 millas.

El Talud Continental (TC)

Es ésta una porción del fondo oceánico, más o menos estrecha, que se extiende a partir del borde de la PC hasta una profundidad de 1 000 a 4 500 m. Su pendiente media es de 5-7°, aunque a veces alcanza 25° y en ocasiones rebasa los 50° (Leontiev y Richagov, 1979). En amplitud varía de 8-10 hasta 250-270 km.

La morfología del TC consiste generalmente en una planicie inclinada, desmembrada en escalones en los que el piso de cada uno limita con un escarpe que se interpreta con frecuencia como falla normal. Cuando los pisos adquieren gran amplitud, de decenas y centenas de kilómetros, reciben el nombre de *mesetas del talud continental* (*op. cit.*). En la ma-

yoría de los casos los pisos no están cubiertos de sedimentos, siendo frecuente que adquieran la forma de pilares separados por depresiones del tipo de los cañones submarinos (Fig. 26). Precisamente estas formas son características del TC, y a partir de su límite con la plataforma continental inciden verticalmente, alcanzando en algunos casos 2 000 m de corte vertical y cientos de kilómetros de longitud. En perfil transversal presentan laderas abruptas con la forma de valle en "V" y una pendiente que disminuye a profundidad, generalmente con valores de 120 m/km en la cabecera, 70 m/km en la parte media y 40 en la parte inferior (*op. cit.*). Muchos cañones tienen ramificaciones y sinuosidades aunque en la mayoría de los casos son rectilíneos. El origen de estas formas algunos autores lo atribuyen a un proceso erosivo que llevan a cabo las corrientes de turbiedad; otra teoría sostiene que su origen se debe a factores tectónicos que han provocado la ruptura del talud en bloques escalonados —así como el desarrollo de fracturas radiales que lo cortan en sentido transversal— a lo largo de los cuales las corrientes de turbiedad llevan a cabo su trabajo erosivo.

El TC es, en conjunto, la forma de mayores dimensiones del relieve terrestre, y a diferencia de la PC, que es esencialmente acumulativa, el talud es tectónico, con deformaciones que son una clara expresión de la actividad endógena.

Los rasgos morfológicos del TC de los océanos están expuestos en las monografías de Menard (1963), Ilin (1976) y Litvin (1980) para el Atlántico; Kanaev (1979) para el Índico, Heezen *et al.* (1959) y Udintsev (1971) para el Pacífico; así como numerosos artículos de varios autores.

El Océano Pacífico

En este océano donde predomina la zona transicional, el talud continental, al igual que la PC, es estrecho; pero, además, su límite inferior es impreciso, ya que en la mayoría de los casos se fusiona con una de las laderas de las trincheras, o, bien, es parte de las cuencas de mar marginal.

En el Pacífico Occidental el TC es una franja estrecha que separa la PC de las trincheras o cuencas de mar marginal que tienen gran desarrollo en esta región.

En las costas de Centroamérica y del sur de México se considera un plano hundido, de un sistema montañoso marginal del continente (la Sierra Madre del Sur, por ejemplo). En Sud-

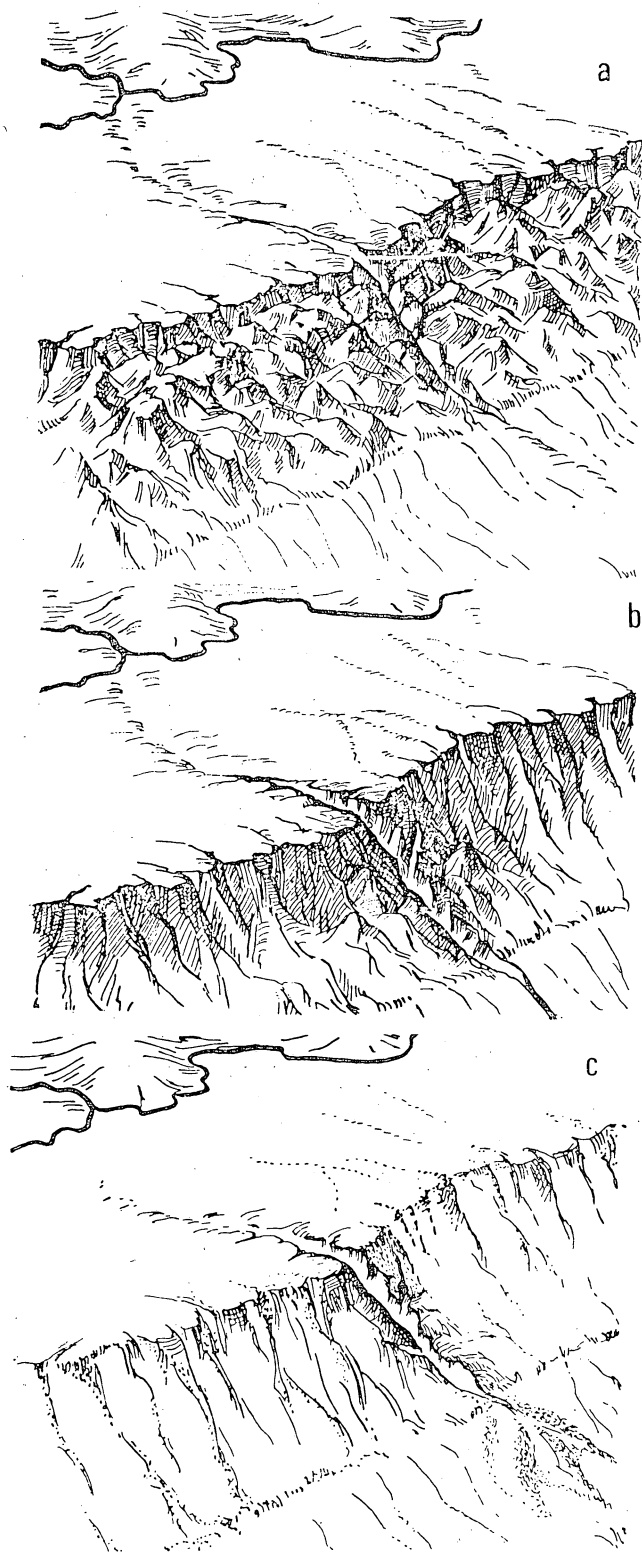


Fig. 26. Estadios de formación de los cañones submarinos (tomado de Ilin, 1976). a) Relieve tectónico del TC con una disección intensa; b) Ligeramente nivelado por acumulaciones; c) Cañones formados por la acción de las corrientes de turbiedad.

américa es el mismo caso: la Cordillera de los Andes, cuya base se extiende a las profundidades oceánicas. Una particularidad del TC en esta región es que está cortado por numerosos cañones submarinos. Como rasgos morfológicos principales existe una pendiente de unos $6-7^\circ$ en un perfil escalonado con escarpes de hasta 45° y más. Hacia la parte inferior es más inclinado que hacia la superior: fenómeno común cuando limita con una trinchera. En amplitud alcanza valores de 30 a 40 millas, lo que lo hace uno de los más estrechos de la Tierra (Udintsev, 1972).

En las costas del norte de Chile, de Valparaíso a Antofagasta es, en especial, abrupto y estrecho, de 30 a 40 millas (del límite de la PC hasta el eje de la trinchera). En el sur de Chile y hacia la Tierra de Fuego se hace más suave y se encuentra desmembrado en escalones.

La altura es también considerablemente menor, pero la amplitud se conserva y la pendiente disminuye de 2 a $5-6^\circ$, y crece hacia el sur del Estrecho de Magallanes.

El Océano Atlántico (Fig. 27)

En Groenlandia el TC es una ladera con pendiente media de $3-4^\circ$ cuyo límite inferior se encuentra a 2 800-3 200 m de profundidad. Al sur del paralelo 72° N, a lo largo del pie del talud, se extiende el cañón de España-Groenlandia, con profundidades de 1 500-1 600 m, que en el estrecho de Dinamarca se hace menos profundo, de 590 a 600 m.

Al suroeste se conserva la pendiente de $3-5^\circ$; el fondo se encuentra a 2 100-2 200 m, donde pasa a una planicie suave. Hacia el extremo sur de Groenlandia la pendiente se incrementa a $8-10^\circ$; en algunas localidades a 15° ; la profundidad alcanza 2 800-3 000 m, y tienen desarrollo cañones submarinos. En la parte superior presenta $10-15^\circ$ y la inferior se va haciendo más suave. La profundidad máxima disminuye gradualmente hacia el norte, hacia el escollo de Canadá-Groenlandia. La superficie, débilmente inclinada al oriente, tiene una profundidad de 400 a 800 m.

En Norteamérica, del escollo de Canadá-Groenlandia hasta el banco de Flemish Cape el TC es homogéneo, suave y con poca disección. La parte superior tiene una pendiente de $2-3^\circ$, desarrollándose localmente pequeños cañones y terrazas. La porción inferior del TC, a profundidades de 2 500 m pasa a un manto plano acumulativo.

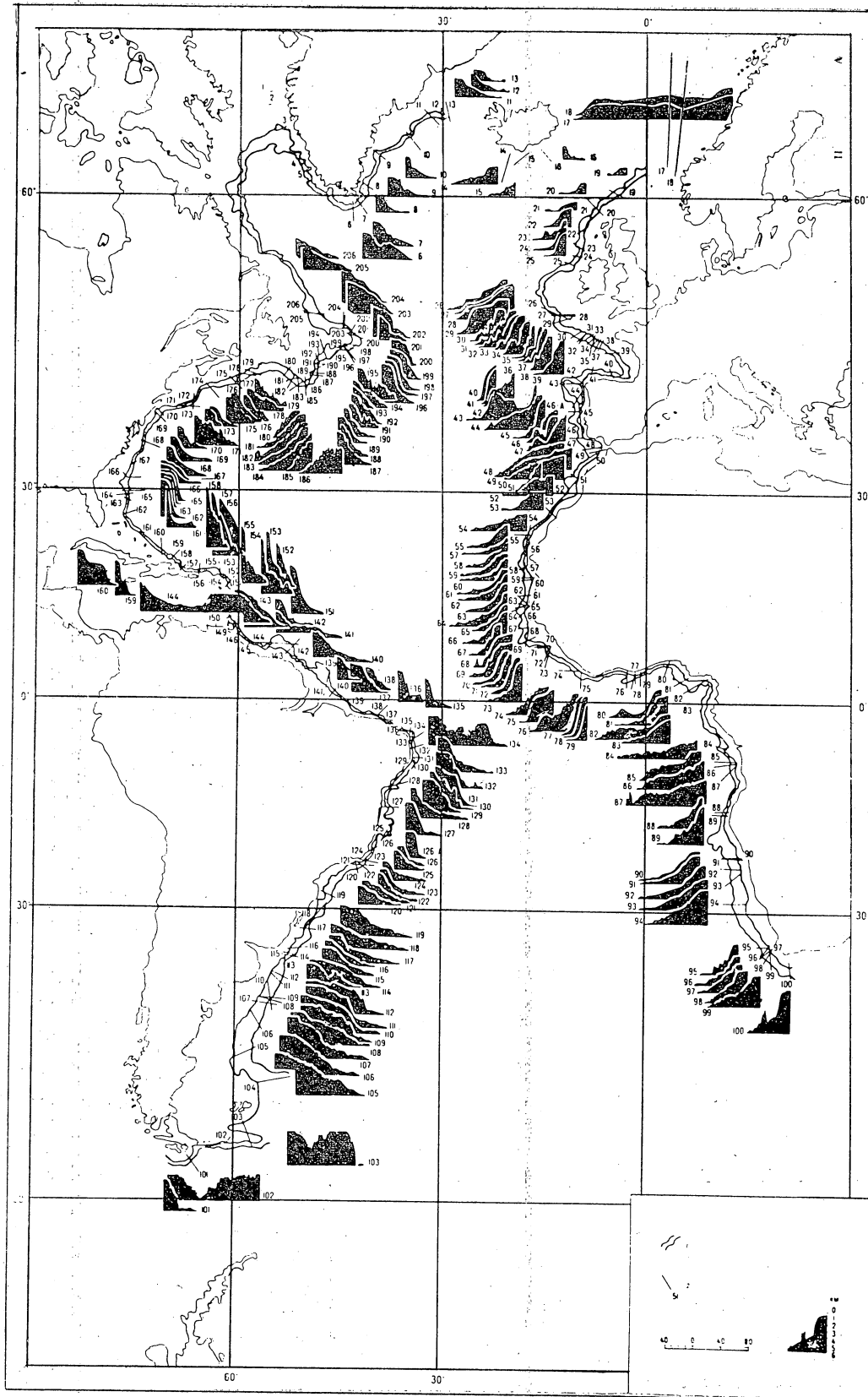


Fig. 27. Esquema del talud continental del Océano Atlántico (tomado de Ilin, 1976). 1, Límites del talud continental; 2, Posición y número de perfil.

Más al oriente del Gran Banco de Newfoundland se extiende un cañón submarino de 1 200 m de profundidad que lo separa del banco de Flemish Cape; en sí es una meseta elevada, a profundidades de 150 a 350 m.

Hasta el Cabo Hatteras el TC consiste en un escarpe cóncavo, desmembrado por numerosos cañones submarinos y terrazas estructurales. La pendiente es constante, en promedio de 4-6°, pero en varias localidades alcanza más de 10°. El extremo profundo se encuentra a 2 800 m, pero con un valor máximo de 3 600 m. En seguida se extiende una amplia planicie inclinada, acumulativa. Los cañones principales, como los de Hudson, Oceanographer, Gally y otros, se extienden incluso sobre el manto acumulativo, a manera de canales de corrientes turbias.

Más al sur de Cabo Hatteras, el TC está afectado por la meseta de Blacke, de 150 millas de amplitud. Su superficie está nivelada e inclinada al oriente, a profundidades de 900 a 1 200 m. El escarpe exterior, abrupto, de 20-30°, representa un ejemplo típico de una porción de falla normal del TC, y su base se encuentra a 4 500-5 000 m.

Al sureste de la mesa de Blacke se extiende una región de mares someros donde se localizan el banco de las Bahamas e islas coralinas. En la porción norte de la región predomina un amplio banco desmembrado por cañones estrechos.

En el Golfo de México, de acuerdo con Shepard (1973), la porción superior del TC es suave aunque con un relieve complejo de lomeríos y depresiones de origen aparentemente erosivo y tectónico (domos salinos). La porción inferior, por el contrario, se caracteriza por la presencia de escarpes de 20-30° y desniveles de 600 a 1 300 m. En la región del Caribe el TC adquiere las características de las zonas transicionales: estrecho, con límites imprecisos y cortado por fallas numerosas.

El TC de Sudamérica, a lo largo de la costa nororiental es de una estructura simple, con una pendiente media de 4-6° y una profundidad de 3 300-3 500 m. En las regiones de Paramaribo y la desembocadura del Amazonas está afectado por los salientes del escudo de la Guyana y la mesa del Amazonas. Su superficie nivelada alcanza una profundidad máxima de 1 100-1 200 m y 1 400-1 600 m.

En la costa oriental de Brasilia se encuentra desmembrado por cañones submarinos a manera de valles tectónicos que delimitan bloques. La

profundidad máxima es de 3 500-3 800 m, con una pendiente de 6-8° en la parte media y 2-3° hacia la base.

Al sur de Río de Janeiro el TC está afectado por la meseta de San Paulo, de superficie nivelada y débilmente inclinada hacia el océano, con una profundidad de 2 200-2 700 m. El escarpe exterior de la mesa es suave y su base se encuentra a 3 500 m.

A lo largo de las costas de Argentina el TC tiene una pendiente media de 3-5° y está desmembrado por numerosos cañones submarinos. El pie se encuentra a 3 500-5 000 m de profundidad.

Al oriente de las islas Malvinas se extiende la mesa Falkland, con una extensión de más de 600 millas. La superficie está inclinada al oriente y presenta una profundidad media de 2 500-2 700 m. La parte oriental se encuentra levantada como un bloque, a profundidad de 1 300-1 500 m.

En Europa Occidental, a lo largo de Spitzbergen, en la región del banco de Medvezhin, el TC es abrupto (4-6°) y está dividido en bloques. En la costa noroccidental de Noruega es más inclinado, en promedio de 8-10° y en algunas localidades hasta 20°, cortado por numerosos cañones submarinos de origen tectónico. El fondo alcanza los 2 700-2 800 m. En la región central de Noruega la parte superior forma un escarpe suave que a una profundidad de 1 300-1 400 m se convierte en la meseta de Noruega. El relieve es ondulado, con laderas exteriores de 6-7° de pendiente y la base a 3 100-3 500 m de profundidad.

Una región que especialmente presenta una estructura en bloques se localiza al noroeste de Gran Bretaña. Esto incluye las islas Faeroe, los escollos submarinos de Willville-Tomson y de Faeroe-Islandia, la meseta de Rockall, el cañón de Irlanda y la meseta de Islandia. La formación de esta región condicionada, aparentemente, por un hundimiento irregular, a lo largo de líneas de falla de antiguos bloques continentales.

Entre las islas Faeroe e Islandia se extiende el amplio escollo de Faeroe. Su superficie se encuentra a una profundidad de 300 a 450 m. La meseta de Islandia, la isla del mismo nombre y Jan Mayen son una planicie ondulada, con profundidades de 1 800-2 200 m, afectada por lomas y escarpes orientados al noreste. Desde el lado oriental, al sur de la isla Jan Mayen se extiende la cadena-bloque del mismo nombre, cuya profundidad se encuentra a 600-900 m. Su extremo sur está desmembrado en una serie de bloques asimétricos. La meseta de Islandia es una porción de

corteza continental submarina que ha sufrido algunas transformaciones por procesos rift.

Hacia el ángulo suroriental del golfo de Vizcaya el TC es considerablemente abrupto, de 6-8°, en varias localidades hasta de 10°, y desmembrado por numerosos cañones submarinos; el pie del talud se encuentra a profundidades de 4 500-4 600 m. A lo largo de las costas norte y occidental de la península de los Pirineos el TC tiene una estructura compleja de bloques, con pendientes que varían de más de 20° en los escarpes. El pie se extiende a profundidades de 4 600-4 700 m en la costa norte y 5 000 en la occidental. Al noroeste se encuentra la meseta de Iberia, con una superficie de lomeríos a una profundidad de 1 500-1 700 m.

En la margen atlántica del continente africano, desde el estrecho de Gibraltar hasta la región de las islas Canarias, el TC es una ladera inclinada 4-6°, afectada por cañones y terrazas. El pie se encuentra a profundidades de 2 500-2 800 m, donde se convierte en una superficie acumulativa. El archipiélago de las Canarias está separado del TC por un cañón de 2 000 m de profundidad.

En la región entre las islas Canarias y Cabo Verde el TC tiene una pendiente media de 3-5°. Al norte del mismo se presentan numerosos cañones submarinos de los cuales el mayor es el de Cayar. La profundidad máxima se encuentra a 2 600-2 800 m.

Al sur de las islas de Cabo Verde y hasta el delta del río Níger el TC es más abrupto, de 8-10°, con una estructura de bloques escalonados. Localmente se encuentran cañones submarinos. El pie se localiza a profundidades de 3 500-3 800 m, lo más profundo en la cuenca de Guinea. Al occidente de Conakry el TC se encuentra afectado por la meseta de Guinea, con una superficie ligeramente inclinada en dirección del océano y a una profundidad de 600 a 1 000 m.

En la región del delta del río Níger el TC es una zona de acumulación que forma un gran cono de deyección con una superficie suave de 2° y su base a más de 3 500 m, donde se produce la transición al manto acumulativo del pie del continente.

Del golfo de Biafra a la desembocadura del Congo se extiende el TC con poca inclinación, de 2 a 3°, mientras que el pie se encuentra a 2 500-3 000 m, cortado por el cañón submarino del Congo. Más al sur de este cañón, hasta el paralelo 14° S está afectado por la meseta de Angola cuyo margen exterior se localiza a 2 000-

2 500 m de profundidad. En sí presenta un escalonamiento.

Hacia el banco de Agujas el TC consiste en una ladera con pendiente media de 3-5°, con su pie a una profundidad de unos 3 500 m, y sólo cerca del banco Agujas se incrementa hasta 5 000 m. Hacia la zona del paralelo 20° S, a 1 300-1 400 m se extiende una terraza amplia delimitada por una ladera de hasta 3° que se extiende a una profundidad de 2 300 m hacia la cadena de Walvis.

El TC de la Antártida presenta una estructura en bloques. La ladera más simple está en el mar de Wedell donde su inclinación es de 3-5°. El pie se dispone a profundidades de 3 100-3 400 m. A lo largo de las costas de la Tierra de la Reina Maud numerosas formas bloque dan al talud una configuración angulosa. En las porciones rectilíneas la inclinación del talud varía de 3 a 8°, incrementándose en algunas localidades a 10-15°. El pie se localiza a 3 800-4 300 m.

El Océano Índico

Cerca del banco Agujas el TC es una estructura compleja, con numerosos escalones, pero dos principales: a 1 000-1 500 m de profundidad el primero y a 3 000 el segundo. La transición al lecho oceánico se produce a los 4 500 m, en una región donde se levantan numerosas montañas submarinas cuyas cimas se encuentran a 1-2 km bnm.

Al oriente del banco Agujas el TC es de una estructura más simple, de pendiente fuerte, hasta de 15°. Cerca de puerto Elizabeth alcanza 4 km de profundidad y 3-2.5 hacia Durbán; asimismo, se reduce considerablemente a 500 m en la región de Maputo, esto relacionado con la presencia de la cadena de Mozambique (ver p. 279).

Del estrecho de Mozambique y hasta el cabo Guardafui el TC es variable en estructura y dimensiones. En la parte norte del estrecho de Mozambique el TC sigue paralelo a la costa, con dirección norte-sur, hasta el cabo de Ruvuma, con una pendiente considerable de 10-15° y una altura relativa de hasta 2 000 m, encontrándose desmembrado por numerosos cañones submarinos.

Al norte del cabo Ruvuma el TC cambia su orientación al noroeste, conservándola casi hasta el cabo Mafia, con pendiente considerable y desmembración. En el paralelo 9° S corta la cabecera del cañón Tanganica.

Hacia la bahía de Formosa está afectado por un amplio escalón de 500 a 1 000 m de profundidad. Este tiene mejor desarrollo al oriente de la isla de Zanzíbar y al noreste de la isla Pemba.

Hacia el cabo Guardafui el TC es una ladera de hasta 5 km de altura, con relieve accidentado y con numerosos cañones submarinos en una pendiente general promedio de 8-10°.

En la región de la isla de Socotra el TC tiene en conjunto una estructura compleja: la orientación y la pendiente varían, en ocasiones bruscamente. La mayor inclinación, de más de 20°, se localiza en la parte norte del TC. Asimismo, la ladera sur es de 10-15° de inclinación.

En el golfo de Adén presenta una fuerte inclinación de 12-15° y altura de 2 000-2 500 m.

En Asia, a lo largo de la costa sudoccidental de Arabia, el TC es un escarpe abrupto, de altitud de 350-400 m, en el estrecho de Bab el-Mandeb; en la porción superior el TC presenta un perfil recto de 6° de inclinación y el fondo a 450-500 m, aunque son 600 en la región del puerto de Adén.

Al noreste el TC conserva su pendiente de 10°, incrementa su altura, y tiene su base a 1 690 m. En la región del meridiano 50° E, el TC, de perfil recto, está afectado por numerosos cañones. El pie alcanza 2 140 m de profundidad.

En la región del cabo Ras Fartak (52° E) el TC sigue paralelo a la costa, con una variación brusca al norte, y la pendiente en una corta extensión fluctúa de unos cuantos grados hasta 15-20°.

Al oriente del meridiano 57° E el TC varía bruscamente en su dirección a noreste, conservándola hasta el paralelo norte, en el extremo de la isla de Masira. Posteriormente el TC se orienta al norte. La porción NE se extiende 350 millas, desmembrada por cañones transversales.

En el golfo de Omán, de Arabia, el TC al sureste es rectilíneo y abrupto (15°), con cañones submarinos. Al noreste está cortado por un valle profundo.

En la parte norte del mar de Arabia presenta un perfil muy complejo en el que se alternan los escarpes de 10-15°, con peldaños horizontales entre los cuales hay diferencias verticales de 500-700 m. Las porciones superior e inferior son generalmente más inclinadas, de unos 10°, mientras que la parte media es de 1-2°. La altura del talud es de unos 3 300 m, reduciéndose hacia los extremos oriental y occidental, hasta 1 km.

A lo largo del TC de la península del Indostán, cerca de Karachi, es de poca altura, 600 m, debido a que limita con la cadena de Murray. Frente a

la desembocadura del río Indo tiene una altitud de 800 m y un perfil complejo escalonado.

Cerca de Bombay el TC se hace más alto, de 3 000 a 3 100 m, y su perfil transversal se complica por numerosos levantamientos y depresiones. La pendiente cambia, en partes, alcanzando 8-10° en algunas localidades. Cerca de la margen norte del extremo de la cadena de las Maldivas la altura del TC disminuye hasta 1 500 m. Localmente, sobre las laderas se levantan altas montañas hasta de 2 000 m. En la región del puerto Cochin el TC es abrupto (hasta 10°) y de 2 500 m de altura. Al sur de Cochin presenta un perfil escalonado con una altura general de 2 000 m.

Entre Karachi y Bombay pertenece al TC una fosa profunda, rellena, con un espesor de sedimentos de 8-5 km.

A lo largo de la costa sudoriental del Indostán la margen submarina tiene una orientación nororiental, y solamente cerca de la margen sur de la península se dispone el macizo de la isla de Sri Lanka. Este se distingue por una pendiente fuerte de hasta 30°, pero cerca de la parte sur y sudoccidental se encuentran la pendiente y altura mayores, de 30° y 4 200 m, y cortado por numerosos cañones submarinos.

Cerca del Indostán, al norte de Sri Lanka es de poca amplitud, variando su altura de 3 500 a 2 500 m de norte a sur; al noreste es de 1 000 m. La pendiente, al oriente de Madrás es de 15°, con un perfil recto.

Al norte del golfo de Bengala es de poca altitud, de 1 000 m, con un perfil convexo de 15-10° de inclinación.

Cerca de la costa occidental de Birmania alcanza una altura que se incrementa al sur, de 1 000 a 2 500 m. En varias localidades cortado por cañones.

En el mar de Andamán el TC es de poca altura, de 1-2 km. En la parte norte la altura se incrementa de occidente a oriente, de 500 a 1 500 m. La porción oriental, de 1 700 m de altura, se incrementa hasta más de 2 000 m, con una pendiente media de 4-5°.

El TC de Australia, en los mares de Australia y Timor se inicia cerca de la costa de Nueva Guinea, frente a la bahía de Kamrau. La parte superior, hasta la profundidad de 500 m, es un escarpe abrupto que de la isla de Adu se extiende inicialmente al noreste y después al noroeste. Su profundidad es de 3 000 m.

La siguiente porción está orientada de noreste a suroeste, pasa a lo largo de las costas occidentales de Aru y más adelante al suroccidente de la

isla Tanimbar. La altura varía de 3 600 a 1 000 m.

En el mar de Arafura, de Australia, el TC es abrupto, de 15-20°, con débil disección. Frente a las islas Tanimbar se hace más suave.

A lo largo de la costa noroccidental de Australia el TC es de estructura compleja, con varios escalones y salientes. Hacia el noreste, frente a la meseta de Kimberly, la base del talud tiene una amplitud de 160-70 millas, con una profundidad de 2 500 a 3 000 m, lo que se expresa como un amplio escalón de 15 millas de amplitud que en algunas localidades alcanza hasta 300-700 millas.

La porción superior del TC al occidente del arrecife Ashmor y de las islas Cartier se extiende al norte, con amplias depresiones de cañones submarinos. Al sudoeste del arrecife de Scott la parte superior del talud es de pendiente suave, de 0.5°; hacia la parte central, de 1° 30' en promedio, de 5° hacia la porción inferior. A lo largo del lado noroccidental la parte inferior es suave, de 2° 30', mientras que en la base es de 10°. El pie se encuentra a 5 320 m de profundidad, con una altura al occidente del arrecife de Scott de 4 600 m.

La porción sudoccidental del TC está afectada por el saliente de Exmouth, una superficie plana que forma un amplio escalón de 70 a 2 000 millas, y a una profundidad de unos 1 000 m. En la porción norte del saliente de Exmouth, a 2 100-2 500 m se extiende un escalón de 50 × 70 millas. La amplitud del TC es de unas 180-240 millas, la mayor en Australia. La meseta pasa gradualmente a una ladera, hasta la profundidad de 2 300 m, con una pendiente de 8°: El pie se encuentra a 4 500 m de profundidad.

En la costa occidental de Australia es de unas 40-130 millas de amplitud, aunque al sur se amplía a 250. En la región del cabo Noroccidental el TC presenta un perfil escalonado, con inclinaciones de 1 a 10° y con profundidades de hasta 4 270 m.

Del golfo de Shark y hasta el puerto de Fremantle la amplitud del TC se reduce y la pendiente se incrementa donde tienen desarrollo numerosos cañones submarinos.

Hacia el puerto de Fremantle el TC alcanza profundidades de hasta 4 000 m, y en algunas localidades se incrementa a 4 400 m.

Frente a los cabos del Naturalista y Luna la margen sur se vuelve otra vez compleja: en la base del TC se extiende la meseta del Naturalista, de 190 × 140 millas con pendiente de hasta 30° y profundidad de 4 500-5 000 m. A lo largo del litoral sur de Australia y Tasmania es una ladera cortada por numerosos cañones. Del cabo Luna y

hasta el Gran Golfo Australiano el TC es más inclinado, con 20-30°. Frente a este litoral es más suave y amplio, con una estructura más simple, pero con escalones, como las mesetas de Erie y Tsedum. La primera a 500-1 000 m de profundidad y 150 millas de longitud y amplitud media de 40 millas. La meseta de Tsedum a 1 000-1 500 m de profundidad y longitud de 300 millas por 100 millas de amplitud.

Hasta el estrecho de Bass el TC se hace más abrupto, de 10-20°, con numerosos cañones, en especial frente al golfo de Spencer y la isla de Canguro. En la región de la isla de Tasmania es más abrupto y está disecado por numerosos cañones.

En la Antártida el TC del Índico es un escarpe abrupto de estructura compleja, con una amplitud variable de 60 a 90 millas y una altura máxima de 1 500 a 2 000 m. Hacia las costas de Sabrina alcanza hasta 2 500 m de profundidad. Frente al glaciar de Shackleton es de estructura muy compleja afectada por numerosos cañones, depresiones y montañas, la mayor de estas últimas de hasta 1 200-1 500 m. El pie del talud, al norte del banco de Bross se encuentra a 4 000 m, con una amplitud de 80-110 millas.

En la región del mar de Davis la amplitud del TC es de 40-70 millas y pendiente de 8-10°, con su base a 1 700-2 000 m de profundidad, en ocasiones a 2 500 m.

En el mar de la Amistad el TC es de poca altura, de 1 000 a 1 500 m y 40-60 millas de amplitud. En la región de la Tierra de Enderby presenta varios cañones submarinos. En el mar de los Cosmonautas se divide en dos: la porción inferior y la superior, con profundidades máximas de hasta 1 500-2 500 m.

La porción occidental del TC de la Antártida, en el mar de Riverhansen alcanza profundidades de 2 000-3 000 m. Hacia la porción inferior es suave y de 4 000 m de profundidad.

El Pie del Continente (PdC)

A diferencia de las dos estructuras antes descritas, que son conocidas desde el siglo pasado, esta tercera se ha establecido en tiempos relativamente recientes. Fueron Heezen, Tharp y Ewing, en 1954, los primeros autores que la mencionan con el nombre de *continental rise*. Su traducción literal al español sería, "levantamiento continental", término que no representa el verdadero significado de la estructura en cuestión. Pero al observar los nombres que recibe

en otros idiomas nos encontramos con denominaciones más precisas: en alemán y en ruso significa *pie del continente*, mientras que en francés su nombre es *glacis marine continental* (Diccionario enciclopédico en cuatro idiomas, sobre geografía física, 1980). Consideramos que el término más apropiado *pie del continente*, es expresión fiel de lo que es la estructura.

El PdC representa una transición del continente al lecho oceánico, habiendo sido considerado como perteneciente a una y otra zona. Pero tomando en cuenta su morfología de talud de piedemonte, así como su basamento subyacente —que de acuerdo con las investigaciones geofísicas se infiere como un cuerpo granitoide— varios autores, como Bogolievov y Chikov (1976), Leontiev y Richagov (1979) y otros, lo sitúan en la zona continental submarina.

Consiste en una planicie inclinada, con frecuencia ligeramente ondulada, y delimita del TC con una ruptura de pendiente. Se extiende como una franja de cientos de kilómetros de amplitud (hasta mil aproximadamente) hacia la planicie abisal, con una pendiente de 2.5° en su cima, reduciéndose a 10' hacia su base. En profundidad termina, por lo general, a 3 500-4 500 m.

En su superficie tienen desarrollo elevaciones, a manera de lomas, de 10-20 y hasta 200-300 m de altura. Se consideran éstas como conos de deyección formados por las corrientes de turbiedad de los cañones submarinos. También se explican como resultado de movimientos gravitacionales de grandes masas de detritos. Por esto, a diferencia del TC que es esencialmente de origen tectónico, el PdC debe su formación a procesos acumulativos en los que los sedimentos alcanzan espesores de 2 a 3 km.

Sin embargo, el PdC puede deberse, en ocasiones, a procesos endógenos —volcánicos que originan al pie del TC coladas de lava, volcanes submarinos que, en caso de quedar cubiertos por sedimentos, muestran un relieve escalonado, de acuerdo con las consideraciones de varios autores (Bogolievov y Chikov, 1976).

Volnev (1979) da una especial importancia en la formación del PdC a las corrientes de turbiedad que siguen los cauces de los cañones submarinos, mismos que cortan la plataforma y talud continentales. Estas corrientes pueden ser catastróficas y comunes. Las primeras poseen una fuerte carga (cantidad de sedimentos por litro) y se presentan aisladamente, pero formando un depósito importante en cuestión de horas;

las segundas son las que ocurren permanentemente y poseen una carga considerablemente menor, además, son las que provocan las formas lineales erosivas en el PdC, de acuerdo con Leontiev (Volnev, 1979).

Los procesos que transcurren en los cañones submarinos son semejantes a los de los grandes ríos de la tierra firme: en las cabeceras (en la plataforma continental o en la porción superior de talud continental) predomina la erosión, en la parte media el transporte, y hacia la desembocadura la acumulación.

De acuerdo con Nelson y Milsen (citados por Volnev), los conos de deyección submarinos son de dos tipos: oceánicos y mediterráneos. En el primer caso un solo cañón forma un gran cono de deyección; en el segundo es un sistema de cañones submarinos que dan lugar a varios conos de deyección superpuestos (en sentido longitudinal y transversal). Los oceánicos son propios de los fondos de mar abierto, los segundos de cuencas mediterráneas.

El desarrollo del manto acumulativo submarino de conos de deyección depende mucho de la distancia entre los cañones. En su configuración, el PdC adquiere una forma de abanico isométrico ligeramente cóncavo, cortado en su superficie por cauces lineales submarinos.

Volnev (*op. cit.*) clasifica a las formas de acumulación del pie del continente en cuatro: conos de deyección gigantes (fondo del golfo de Bengala), conos de deyección aislados, mantos de acumulación originados por la fusión de varios conos, y formas acumulativas gigantes en la planicie abisal (bancos de las Bahamas, Newfoundland).

Naturalmente, el conocimiento de esta estructura en toda la extensión del fondo oceánico es inferior respecto a la plataforma y talud continentales. Está prácticamente ausente en el Pacífico, y con amplio desarrollo en el Atlántico e Índico aunque mejor conocida en el primero.

El Océano Atlántico

Las descripciones de Heezen *et al* (1959) e Ilin (1976) señalan que el PdC en el Atlántico, en Groenlandia y en Labrador es una planicie suave que se encuentra a profundidades de 2 200-3 600 m, con una inclinación de 10 a 50', y cortada por numerosos cañones.

En la región de Newfoundland el límite superior del PdC se encuentra a profundidades de 2 000-4 000 m, con una amplitud media de 200

millas. La profundidad máxima se encuentra a 5 000 m. Así, su pendiente es de 10' en promedio.

Frente a las costas de Estados Unidos de Norteamérica (Fig. 28) es una superficie de lomeríos en la cima, con alturas de 10-20 m, de posible origen erosivo-acumulativo relacionado con los cañones submarinos y sus corrientes de suspensión. El límite inferior es una franja de lomeríos de 200-300 m de altura y hasta 3 millas de amplitud. Esta se infiere como depósitos gravitacionales.

El elemento estructural más importante del PdC de Norteamérica es la cadena alineada, o cadenas sepultadas en su porción superior, que va desde el banco de Newfoundland hasta la meseta de Blacke. Posteriormente, hasta las Antillas, el PdC está ausente.

A lo largo del TC de Sudamérica, el PdC se extiende sin interrupción con amplitudes de 250 a 400 millas y su límite superior se encuentra a 3 000 m de profundidad en promedio; el inferior a 5 000 m.

En general, en el Atlántico Occidental el PdC consiste en una alternancia de porciones accidentadas y niveladas. Estas últimas se presentan en Norteamérica, Argentina, el Golfo de México y otras regiones. Accidentado es frente a las costas del Brasil (formas de origen volcánico). Hacia Uruguay es una planicie acumulativa nivelada.

En el Atlántico Oriental el PdC presenta su mayor desarrollo en el noroeste de África y en la porción entre el golfo de Guinea y la cadena submarina de Walvis. Su amplitud varía desde 300 a 650 millas, aunque en el resto del océano pocas veces supera las 100-150 millas. El PdC más estrecho se localiza frente a las costas de Francia y España y al norte de la cuenca de Guinea.

La profundidad de la cima se localiza a profundidades de 3 000 a 4 000 m, mientras que la base está a 5 000 m. En especial es amplio al occidente del Sahara.

El PdC africano es muy variable en su espesor, lo que está influido por la presencia continua de fallas normales, estructuras dómicas (diapiros), y el basamento presente a poca profundidad (unos cientos de metros).

El Océano Índico

La información existente sobre el PdC del Índico es todavía más reducida que la del Atlántico. Algunos rasgos que señala Kanaev (1979) son los siguientes:

En la región del banco de las Agujas, a 4 500-

5 000 m de profundidad se inicia el PdC, estrecho, debido a una débil acumulación que se concentra en un amplio escalón del TC.

Cerca del meridiano 50° E el PdC es considerablemente plano y de superficie ligeramente cóncava. Su cima se encuentra a 2 000 m de profundidad y su base a 2 500 m.

El río Ganges, al desembocar en el golfo de Bengala forma un gigantesco cono de deyección que se extiende desde la zona litoral hasta la planicie abisal. Sin embargo, se reconocen con precisión los límites de la plataforma y talud continentales. Esta última estructura se extiende a más de 1 000 m de profundidad como una ladera empinada de 10-15° que pasa en su base a un manto suave de 1-2° de inclinación, en lo que es el pie del continente, donde tiene desarrollo, aún, el gran cañón submarino del Ganges, continuación del río continental.

El Borderland

Este término, de aceptación universal, se refiere a las franjas continentales submarinas de estructura compleja: presencia de escarpes, elevaciones y depresiones que, en conjunto, no permiten delimitar con precisión la plataforma y talud continentales.

El ejemplo típico de un *borderland* se encuentra frente a las costas de California (Fig. 29), descrito por Emery en 1960. En longitud presenta más de 2 000 km, con su extremo sur en Cabo San Lucas, B. C. S. Su amplitud es de 100-250 km, y se le considera una continuación de la cordillera montañosa marginal de California. Consiste esencialmente en un amplio escalón a 2 000 m de profundidad, separado hacia arriba y hacia abajo por escarpes. Su superficie está afectada por elevaciones y depresiones que se extienden paralelamente a la franja del *borderland*. Algunas de estas formas, positivas y negativas, de formas ovaladas, tienen diferencias verticales de alturas de hasta 1 500 m, aunque predominan las de 1 000 m, mientras que sus amplitudes son de unos 10-30 km, con una pendiente media de 1:10. A los levantamientos corresponden varias islas: San Miguel, Santa Rosa, Santa Cruz, San Clemente, San Nicolás, Guadalupe y otras.

Al norte de Cabo Mendocino (paralelos 40-51° N), y a lo largo de las costas de los Estados Unidos y Canadá se extiende una franja de 450 km de amplitud, semejante a las antes descritas, marginal

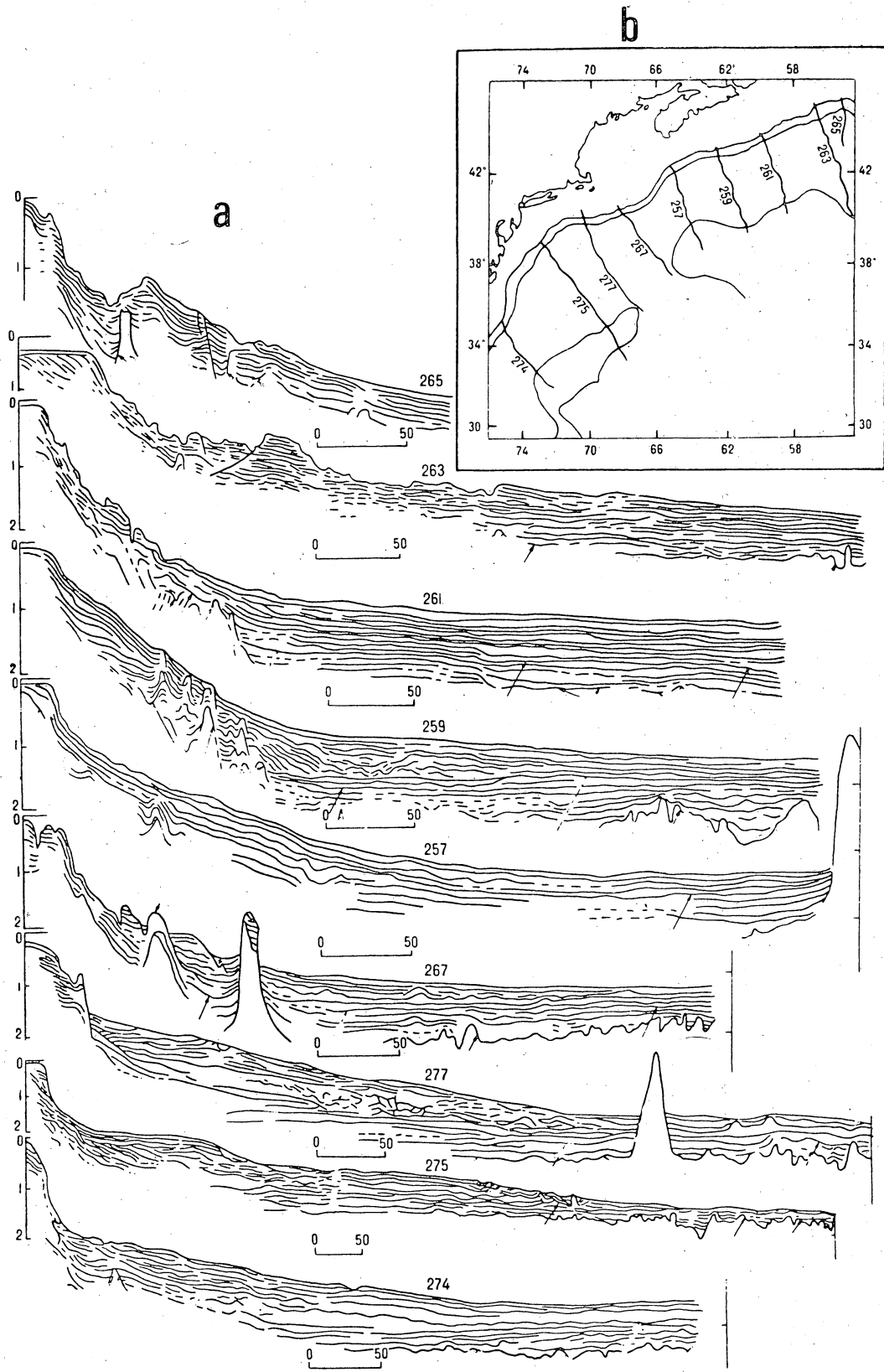


Fig. 28. Estructura del pie del continente de Norteamérica, interpretada de perfiles sísmológicos (Uchupi *et al* En: Ilin, 1976). a) Perfiles; b) Localización de éstos.

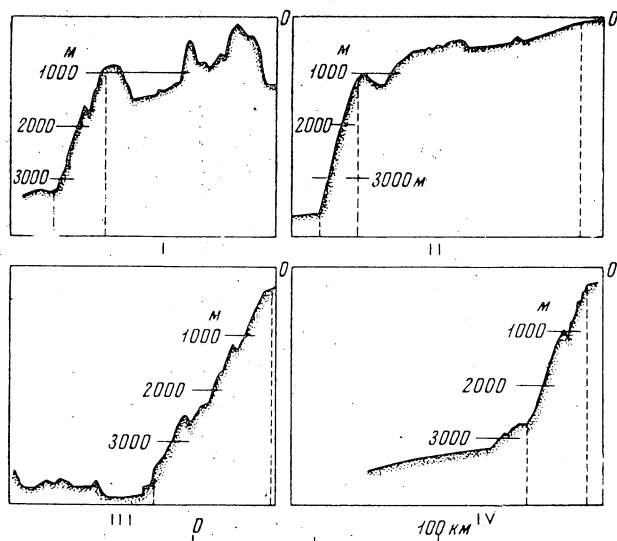


Fig. 29. Perfiles del talud continental de Norteamérica, en la región de California y Baja California (tomado de Uchupi y Emery, 1963). I, "Borderland"; II, Meseta de Argüello; III, Proximidades de la isla de Cedros; IV, Proximidades de San Francisco.

a la provincia de Cuencas y Cadenas Montañosas. Consiste en un escalón a 3 000 m de profundidad, con relieve accidentado por elevaciones y depresiones cuyas diferencias de altura son del orden de cientos de metros. Algunas cimas se encuentran cerca del nivel del océano.

II. LA ZONA TRANSICIONAL

Las Cuencas de Mar Marginal (CMM)

Son estas estructuras porciones del fondo oceánico, delimitadas por todos sus lados por elevaciones que bien pueden ser márgenes continentales, arcos insulares o montañas submarinas. Son, en general, amplias, con un fondo casi plano en ocasiones desmembrado por montañas más o menos niveladas. En su forma, en planta, son en la mayoría de los casos ovaladas o asimétricas, con profundidades que alcanzan de 2 a 3.5 km, aunque en ocasiones llegan a 5 km. Respecto a la posición que ocupan en relación con otros elementos tectónicos, se distinguen dos tipos de CMM: en un caso delimita con la margen del continente y un arco insular; en otro está definida por dos arcos insulares.

Las montañas submarinas que se levantan sobre los fondos de las CMM son de dos tipos: bloque y volcánicas. Las primeras se forman por la tectónica

disyuntiva y las segundas por los procesos volcánicos submarinos. Pero, en ocasiones, las montañas representan una continuación de sistemas montañosos continentales.

Se aprecia que el espesor de los sedimentos disminuye a medida que la cuenca es más profunda. Así, en el caso de algunas menores, de escasa profundidad, los sedimentos alcanzan espesores de 2-3 km. Pero esto es muy variable y los hay de más de 10 km.

Una característica de las CMM en cuanto a su estructura, es la ausencia de la capa granítica, la que se reconoce sólo en algunos grandes levantamientos submarinos. Así, los sedimentos con frecuencia cubren a la capa "basáltica". En todas las CMM se reconocen grandes anomalías gravimétricas positivas, una disminución del valor del flujo térmico, y una actividad sísmica considerable. También se localizan epicentros de sismos profundos.

Las CMM están presentes en todos los océanos, y para la mejor comprensión de estas estructuras, se describen a continuación sus rasgos principales.

El Océano Pacífico (Fig. 30).

La geología y geomorfología de las cuencas de mar marginal del Pacífico son tratadas en las monografías de Menard (1964), Udintsev (1972) y Levin (1979), entre las principales.

Desde Alaska hasta Nueva Zelanda las CMM tienen un amplio desarrollo y se encuentran en estrecha relación con el Eje Montañoso —o Cinturón— del Pacífico que conforma sus límites. De norte a sur las principales CMM que se reconocen son las siguientes.

1. Cuenca del mar de Behring. Delimitada por el arco insular de las Aleutianas y la margen continental de Norteamérica y Eurasia. Se pueden reconocer en ella tres subcuencas: Aleutianas, Bowers y Comandor. La primera, la más amplia, con profundidades de 3 800-3 900 m, con depresiones locales de más de 4 000 m de profundidad. El levantamiento de Bowers, de más de 3 000 m de altura sobre el fondo, delimita la cuenca anterior de la de Bowers, con una profundidad de 1 000 a 2 000 m. En la cuenca de Comandor se encuentran las mayores profundidades que alcanzan 4 420 m. Asimismo, sobre el piso de la cuenca se levanta la cadena de montañas submarinas de Shirshov, de 370 millas de longitud por 90-150 millas de amplitud.

2. Cuenca del mar de Okhotsk. Semejante a la anterior, está delimitada por cadenas de montañas submarinas: bloques de rocas de corteza continental y volcánicas jóvenes del arco insular de las Kuriles. La profundidad máxima es de 3 374 m, mientras que la media es de 777 m. Su relieve es una alternancia de elevaciones y depresiones.

3. Cuenca del mar del Japón. Se encuentra delimitada por el arco insular del Japón, así como por complejos de montañas de estructura de corteza "granítica". Su profundidad media es de 1 535 m y la máxima de 4 224 m. Su relieve es accidentado y en éste destaca la meseta de Yamato, a 285-485 m de profundidad máxima.

4. Cuenca del mar de China Oriental. Junto con el Mar Amarillo se extiende entre el antiguo cratón chino (occidente) y el arco insular de Riukiu (oriente). En su relieve, sencillo, domina en la parte profunda la cuenca de Okinawa, de poca profundidad, la máxima de 2 717 m.

En las cuencas antes descritas tiene amplio desarrollo la plataforma continental, así como bloques de rocas del tipo del granito. Udintsev (1972) considera porciones hundidas de la PC, como la meseta de Yamato y la cadena montañosa submarina de Shirshov. Pero sus porciones profundas son de corteza oceánica, semejante a la PA.

5. Cuenca del mar de Banda (Fig. 31). Está delimitada por los arcos insulares a que pertenecen las islas Molucas, Célebes, Orientales de la Sonda y el mar de Arafura, así como por el arco insular de las Filipinas. Esto la convierte en el tipo de CMM delimitadas por todos lados por conjuntos de islas. Su profundidad media es de 5 000 m, y la máxima de 5 912 m. Sobre su fondo se levantan montañas donde destaca el volcán Hunung Api que desde la profundidad de 4 500 m se eleva hasta 280 msnm. También está cortada por una trinchera (lo que se observa también en las cuencas del Coral y Salomón) de hasta 7 440 m de profundidad (trinchera de Weber).

6. Cuenca del mar de Nueva Guinea. Sus límites los representa un semicírculo de cadenas de montañas submarinas que se extienden hasta el noreste de las costas de Nueva Guinea: Islas Occidentales, Almirantazgo, Nueva Hanover, Nueva Irlanda y Nueva Bretaña. En su fondo se encuentran lo mismo superficies planas que montañas submarinas, incluyendo volcanes activos. La profundidad no es mucha; se reconocen valores de 2 000 a 2 600 m.

7. Cuenca del mar de Salomón. Se encuentra

al sureste de Nueva Guinea, delimitada por el arco insular del mismo nombre y los de Nueva Bretaña y las islas Salomón. Aquí se presentan dos subcuencas: Nueva Bretaña (más de 4 000 m) y Salomón (más de 5 000 m) separadas por una cadena montañosa en la que sobresale la isla de Woodlark, y su fondo cortado por una trinchera.

8. Cuenca del mar del Sur de China (Fig. 31). En ésta tiene amplio desarrollo la PC, y solamente un territorio reducido de su parte central presenta la corteza propia de las CMM, de rocas de corteza oceánica, donde la profundidad máxima en depresiones de falla locales alcanza más de 5 000 m. En su relieve se reconocen mesetas, elevaciones montañosas (volcanes) y depresiones.

9. Cuenca del mar de Sulavesa. Se localiza al occidente de la CMM de las Filipinas, entre el arco insular del mismo nombre y las islas Sulú (al norte). Es de fondo plano, con profundidades de más de 6 000 m, con una margen de volcanes activos.

10. Cuenca del mar de Sulú (Fig. 31). Está separada de los mares del Sur de China y de Sulavesa por una serie de islas, de corteza de tipo continental que se extienden de Kalimantan a las Filipinas. Su relieve muestra como rasgos principales una meseta submarina a 1 000-2 000 m de profundidad y dos cuencas con profundidades máximas de 2 064 y más de 5 000 m.

11. Cuenca del mar del Coral. Se localiza entre el cratón de Australia y el arco insular de las Nuevas Hébridas, al oriente y norte. La profundidad media, con un relieve accidentado, es de 2 394 m; se reconocen los arrecifes de barrera mayores descritos, así como la meseta submarina de Queensland y la de Bellona, y el levantamiento de Mellish en la parte central. Entre este último y las mesetas se disponen cuatro subcuencas: la del Coral de 4 842 m, la de Frederick, la de Nuevas Hébridas y la de Santa Cruz, estas tres últimas de más de 4 000 m de profundidad. La trinchera que corta el fondo de la cuenca es la de San Cristóbal, de 5 658 m de profundidad, además las de Torres y Nuevas Hébridas, de hasta 7 660 m.

Al oriente de Australia, y en dirección a Nueva Zelanda, se disponen las cuencas marginales Austral y Septentrional de Fiji, Nueva Caledonia, Tasmania y Mar de Scotia.

12. Cuenca Septentrional de Fiji. Todos sus límites son arcos insulares y montañas submarinas: al norte, el AI de la Melanesia y las montañas sub-

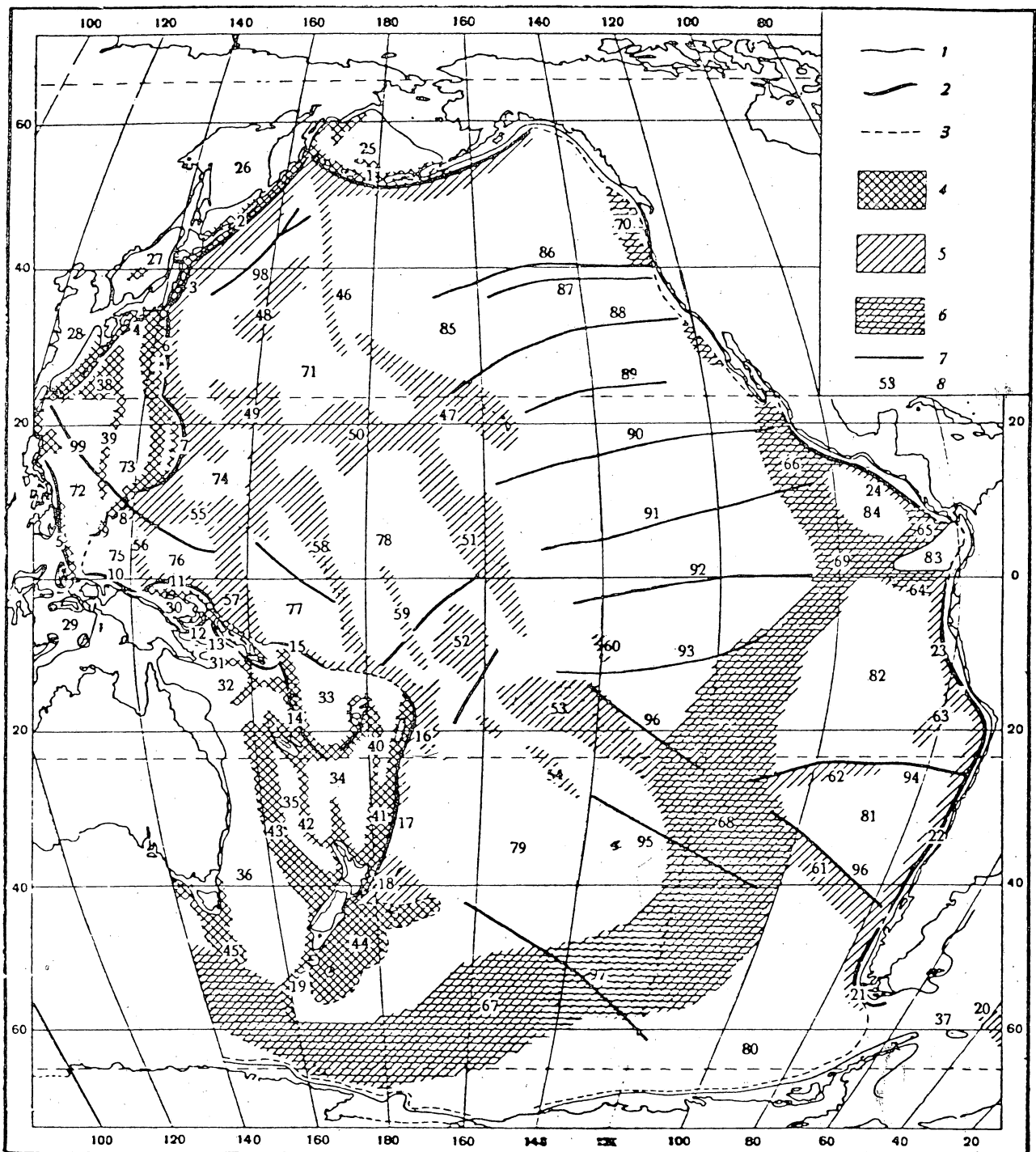
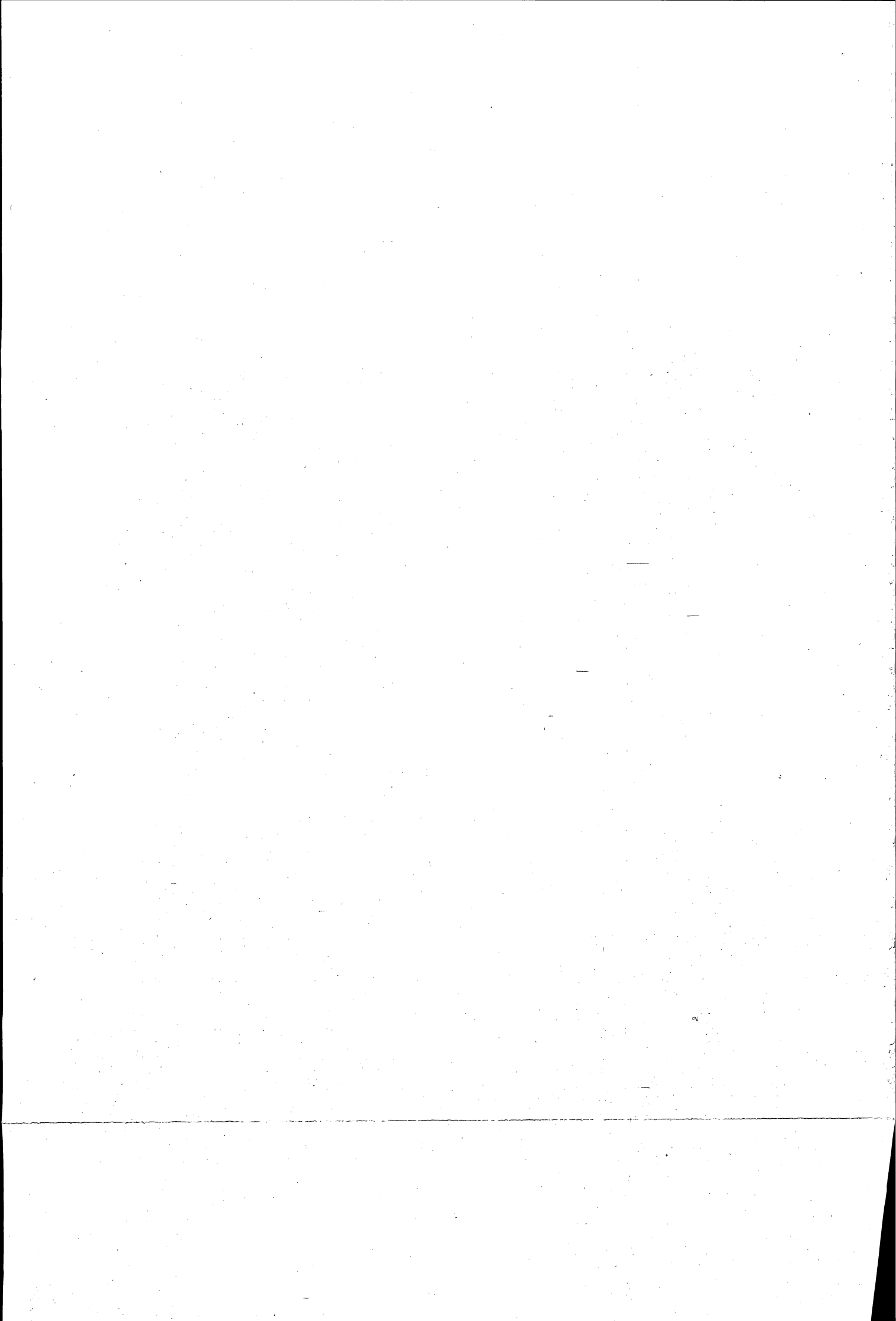


Fig. 30. Esquema de localización de formas planetarias y megaestructuras del relieve del fondo del Océano Pacífico (tomado de Udintsev, 1972). 1. Margen exterior de la plataforma continental; 2. Trincheras; 3. Margen exterior de la zona transicional; 4. Levantamientos en la zona transicional; 5. Levantamientos del lecho oceánico; 6. Dorsales; 7. Fallas principales; 8. Números que refieren los nombres de las estructuras: 1. AI y T de las Aleutianas; 2. AI y T Kuriles-Kamchatka; 3. AI y T del Japón; 4. AI y T de Nansey; 5. AI y T de las Filipinas; 6. AI y T de Izú Bonín; 7. AI y T de las Marianas; 8. AI y T de Yap; 9. AI y T de Palau; 10. AI y T de Nueva Guinea; 11. AI y T de Melanesia Occidental; 12. AI y T de Nueva Bretaña; 13. AI de Salomón y T de Buganvilla y Guadalcanal; 14. AI y T de Nuevas Hébridas; 15. AI de Melanesia Oriental y T de Vityaz; 16. AI y T de Tonga; 17. AI y T de Kermadec; 18. AI de Nueva Zelanda y T de Hikurangi; 19. Arco de Maquarrie; 20. AI y T de las Antillas Australes; 21. T de Tierra de Fuego; 22. T de Chile; 23. T de Perú; 24. T Mesoamericana. *Cuenclas de mares marginales.* 25. Mar de Behring; 26. Mar de Okhotsk; 27. Mar de Japón; 28. Mar de la China Oriental; 29. Mar de Banda; 30. Mar de Nueva Guinea; 31. Mar de Salomón; 32. Mar Coral; 33. Fiji Septentrional; 34. Fiji Austral; 35. Nueva Caledonia; 36. Mar de Tasmania; 37. Mar de Scotia. *Levantamientos en la zona transicional.* 38. Levantamiento de Borodino y extremo norte del sistema de Kiusiú-Palau; 39. Sistema de Kiusiú-Palau; 40. Levantamiento de Fiji; 41. Levantamiento de Kermadec; 42. Sistema de Norfolk; 43. Sistema de Lord Howe; 44. Meseta de Nueva Zelanda; 45. Levantamiento de Mill. *Elevaciones montañosas del lecho oceánico.* 46. Noroccidental (Emperador); 47. Hawaii; 48. Shatsky; 49. Marcus-Wake; 50. Wake-Necker; 51. Line; 52. Manihiki; 53. Tuamotu-Sociedad; 54. Tubuai; 55. Carolinas; 56. Euarpiik; 57. Kapingamarangui; 58. Marshall-Gilbert-Ellice; 59. Fenix-Tokelau; 60. Islas Markis; 61. Chile Occidental; 62. Sala y Gómez; 63. Nazca; 64. Carnegie; 65. Cocos. 66. Tehuantepec; 67. Pacífico Austral; 68. Pacífico Oriental; 69. Albatros; 70. Juan de Fuca. *Cuenclas abisales.* 71. Noroccidental; 72. Filipinas; 73. Occidental de las Marianas; 74. Oriental de las Marianas; 75. Occidental de las Carolinas; 76. Oriental de las Carolinas; 77. Melanesia; 78. Central; 79. Austral; 80. Bellingshausen; 81. Chile; 82. Perú; 83. Panamá; 84. Guatemala; 85. Nororiental. *Fallas.* 86. Mendocino; 87. Pionero; 88. Murray; 89. Molokai; 90. Clarión; 91. Clipperton; 92. Galápagos; 93. Markis; 94. Pascua; 95. Challenger; 96. Fernández; 97. Eltanin; 98. Noroccidental; 99. Taiwan-Palau.



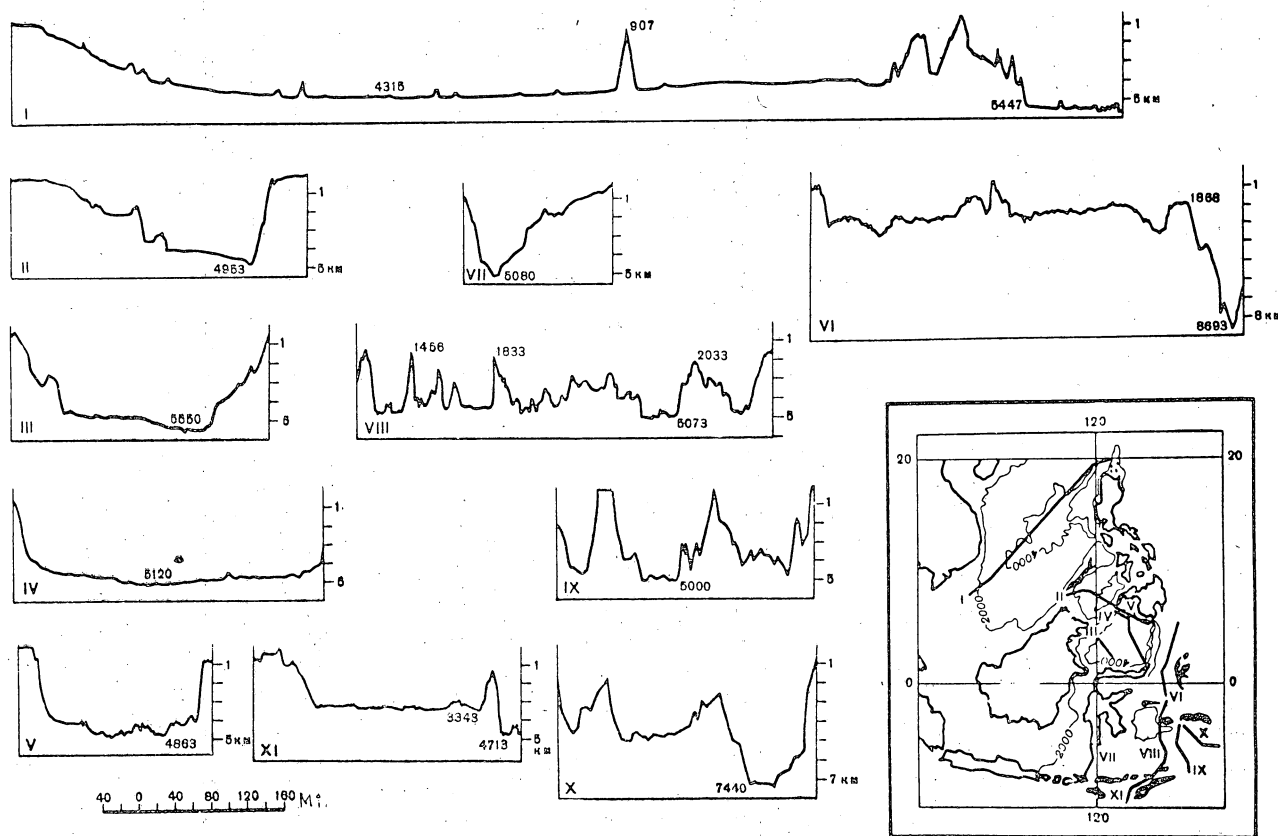


Fig. 31. Perfiles de los fondos de los mares de China Austral (I), Sulú (II), Célebes (III-V), Molucas (VI), Flores (VII), Banda (VIII-X), Savu (XI) (tomado de Udintsev, 1972).

marinas que se extienden hasta la trinchera de Tonga (al oriente), al occidente el AI de Nuevas Hébridas y las montañas submarinas de Norfolk. Su relieve es complejo aunque de poca profundidad, máxima de 3 000 a 4 000 m.

13. Cuenca Austral de Fiji. Representa una continuación de la anterior, pero separada por las montañas submarinas de Hanter, y al occidente y sur por la cadena submarina de Norfolk. De norte a sur tiene 900 millas, con una amplitud de 400 y una profundidad máxima, en su parte central, de 5 304 m.

14. Cuenca de Nueva Caledonia. Se extiende al oriente de la cadena submarina de Lord Howe y en el extremo opuesto delimitada por la cadena submarina de Norfolk. Su máxima profundidad es de 4 000 m. Su eje mayor es de 1 200 millas, con una amplitud de 50 a 30 millas a 3 000 m de profundidad.

15. Cuenca del mar de Tasmania. Se localiza entre Australia y Nueva Zelanda, está delimitada por el occidente por la cadena submarina de Lord

Howe. La cuenca es de forma rómbica, alargada de norte a sur; al noreste delimita con Nueva Zelanda y las montañas de Maquarrie. En su fondo se reconocen varias subcuencas, con un relieve más o menos plano, definidas por volcanes submarinos y bloques de hasta 2 074 m. La profundidad máxima es de 5 994 m. En longitud presenta 1 800 millas por 800 de amplitud.

16. Cuenca de las Filipinas. Sus límites los representan los sistemas montañosos de los arcos insulares de Izú Bonín, Volcano, Marianas, Java y Palau. Por el occidente limita con el arco insular de las Filipinas; al norte con el sistema montañoso submarino de Nansey y Japón. La cadena submarina de Kiusiú-Palau divide la cuenca en dos partes: Occidental o Filipinas propiamente y la Oriental (Nampo y Marianas Occidentales). Una gran zona de falla corta la cuenca, de la isla de Taiwan hacia las islas Carolinas. La primera cuenca muestra una profundidad de 6 000 m y 6 600 la segunda. Por su posición es también considerada como cuenca abisal.

17. Cuenca del mar de las Molucas (Fig. 31). Está delimitada por el arco insular de Sulavesa al occidente y el de Halmahera al oriente, la cadena submarina de Snellius la separa del Océano Pacífico. En ella se reconocen tres subcuencas con profundidades máximas de 3 280, 3 500 y 4 800 m.

18. Cuenca del mar de Java. Éste es el caso especial de una cuenca de mar marginal, cuyo relieve es esencialmente una plataforma continental con una profundidad media de 40-50 m. Se encuentra en las márgenes orientales del sistema peninsular de Sumatra y Java. Es muy semejante en su morfología a la cuenca del mar Austral de China. Ambas muy jóvenes, de fines del pleistoceno.

19. Cuenca del mar de Scotia. Se sitúa entre los océanos Atlántico y Pacífico, en la Tierra de Fuego, delimitada por el arco insular de las Antillas Australes o de Scotia y una serie de grupos de islas. La descripción de esta región, por Gershanovich y Dmitrienko (1975), señala que los límites de la CMM son aún imprecisos. Asimismo, en su relieve complejo se reconocen planicies, montañas submarinas y fosas (trincheras). La cuenca se subdivide en dos: la Occidental, con un relieve de planicies acumulativas a unos 4 000 m de profundidad; la Oriental, de menor superficie y profundidades de 3 500 m, con numerosas montañas submarinas y fosas. En sus dimensiones presenta 1 300 millas de longitud por 350 de amplitud.

Las CMM son jóvenes, propias de la etapa neotectónica; han surgido, así, en el transcurso del neógeno y cuaternario. En algunas tiene un amplio desarrollo la PC, fenómeno que se observa en las de Behring, Okhotsk, China Oriental, China Austral y Java. En el resto la PC es una franja estrecha: regiones donde es más clara la transición del tipo de corteza continental a oceánica.

El Océano Atlántico

Una de las zonas transicionales más complejas se encuentra en la región del mar Caribe, entre Norte y Sudamérica. La descripción de Khain (1975) comprende seis cuencas y cuatro cadenas montañosas submarinas, además de dos trincheras, que en conjunto integran la zona transicional del Caribe (Fig. 32).

20. Cuenca de Yucatán. Esta se localiza entre la porción oriental de la península de Yucatán, norte de Honduras y la margen sur de Cuba. Su profundidad máxima es de 4 626 m y está delimitada al sur por la cadena montañosa submarina de Caimán, al norte y noreste por el sistema montañoso de la isla de Cuba (entre los cuales se extiende una fractura profunda; al oriente es contigua al golfo de Guacanaibo. El espesor de la corteza, de 9 km, es esencialmente de tipo oceánico.

La cadena submarina de Caimán delimita a la cuenca de Yucatán de la trinchera de Caimán. Surge a unos 100 km al oriente de la PC de Belice, y en esa dirección se correlaciona con la Sierra Maestra de Cuba, como un solo sistema.

Otra cadena montañosa submarina es la de Nicaragua, que representa un saliente de la PC, extensión del antiguo macizo centroamericano. Con dirección noreste-suroeste corta la trinchera de Caimán y se extiende a través de la cuenca de Yucatán hasta el extremo occidental de Cuba y el estrecho de Yucatán. La corteza muestra aquí un espesor de 20-25 km, 18 de los cuales son de corteza "basáltica".

21. Cuenca de Colombia. Sus límites son: el macizo de Centroamérica al occidente, las cadenas submarinas de Nicaragua y Jamaica al norte, las costas de Colombia al sureste, el Istmo de Panamá al sur, y la cadena submarina de Beta al oriente. La profundidad máxima es de 4 500 m.

La cadena submarina de Beta tiene una extensión de 400 km, desde el extremo sur de Haití hasta el acceso de Aruba (depresión que separa las cuencas de Colombia y Venezuela). Se eleva hasta 2.5 km, con una pendiente fuerte de 15-25°. En su composición consiste en vulcanitas del cretácico, aunque cubiertas de sedimentos de la misma edad, y terciarios.

22. Cuenca de Venezuela. Ésta es la mayor de la cuenca del Caribe, con un relieve nivelado que la diferencia de las demás. Delimita al norte con las Antillas Mayores (al este de Haití), al sur con el levantamiento de Curazao, al suroeste se une con la cuenca de Colombia, y al oriente delimita con la cadena submarina de Aves. La profundidad máxima es de 5 630 m.

La cadena submarina de Aves, de orientación casi norte-sur, se extiende más de 700 km y divide la cuenca de Venezuela de la de Granada. Su estructura geológica consiste en vulcanitas (de 56

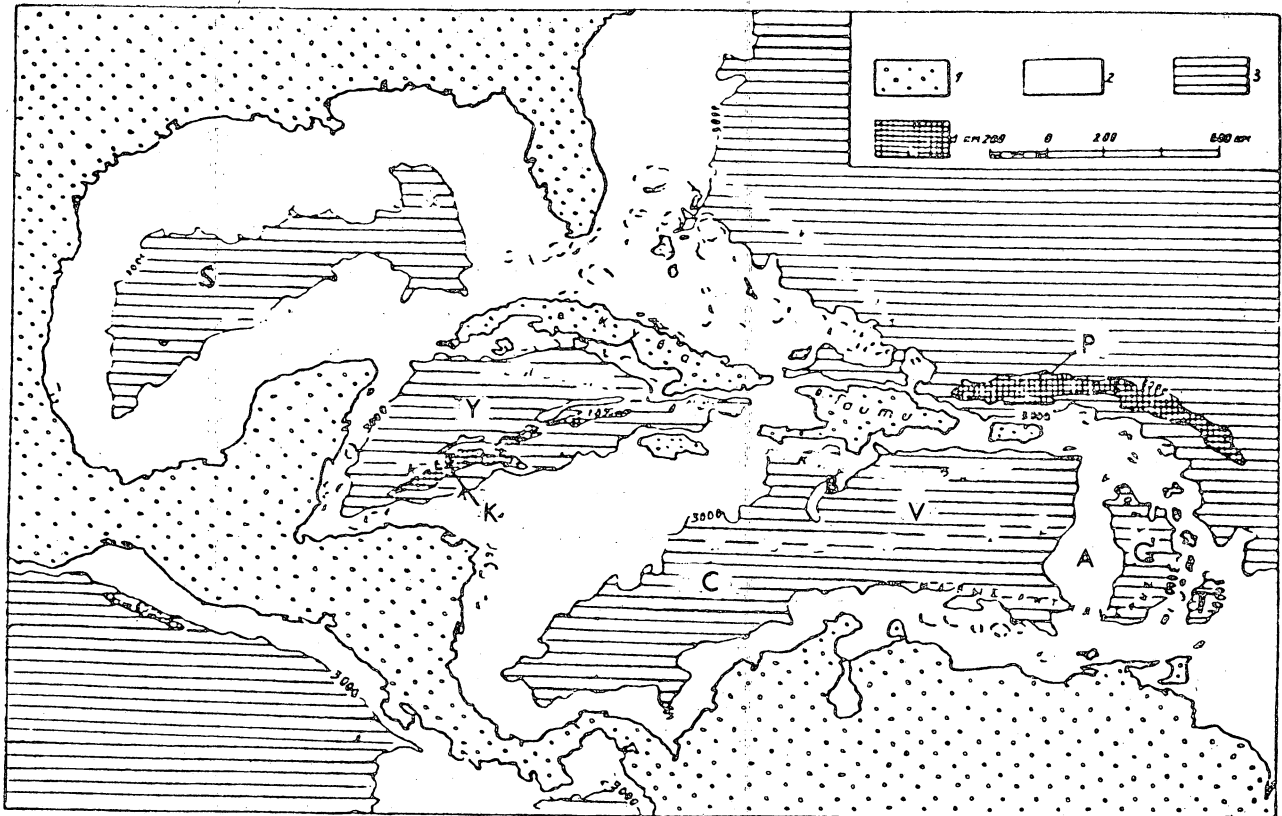


Fig. 32. Esquema del relieve de la región Mexicano-Caribeña (tomado de Khain, 1975). 1. Tierra firme; 2-4. Mares con profundidades de: 2 000-3 000 m; 3. 3 000-6 000 m; 4. 6 000 m (trincheras). S. Cuenca de Sigsbee; Y. de Yucatán; C. de Colombia; K. Trinchera de Caimán; B. Levantamiento de Beta; V. Cuenca de Venezuela; A. Levantamiento de Granada; T. de Tobago; P. Trinchera de Puerto Rico.

a 60 millones de años) cubriendo a intrusivos más antiguos (58-89 millones de años).

23. Cuenca de Granada. Se sitúa entre la cadena submarina de Aves y el arco de las Antillas Orientales. Presenta un fondo plano relleno de sedimentos de 9 km de espesor. Su máxima profundidad es de 4 120 m.

24. Cuenca de Tobago. Se encuentra entre las Antillas Orientales y la cadena submarina de Barbados; presenta un fuerte espesor de sedimentos, de 10 km. Su profundidad es mayor de 5 000 m.

25. Cuenca del Golfo de México. Ésta gran depresión de 1 602 000 km² y una profundidad máxima de 3 822 m, presenta un relieve donde tienen amplio desarrollo la PC y el TC. La cuenca profunda de Sigsbee queda delimitada aproximadamente a unos 3 000 m de profundidad, donde domina una corteza de tipo oceánico. Al oeste de ésta se extiende un gran cono de deyección

originado por las acumulaciones del Misisipi, que cubre el sustrato rocoso. En conjunto la corteza tiene un espesor de unos 20 km, hasta la discontinuidad de Mohorovicic (Khain, 1975). En el relieve de la cuenca del Golfo de México destacan elevaciones del tipo de lomeríos, en el fondo, que se han interpretado como domos salinos; asimismo están presentes escarpes y cañones submarinos a los que se considera controlados por fallas tectónicas.

El mar Mediterráneo, objeto de numerosos estudios, es considerado como una cuenca de mar marginal en donde tienen desarrollo cuatro cuencas principales y está presente la corteza oceánica.

26. Cuenca de las Baleares. Está delimitada por los sistemas montañosos del Atlas y Beta. Su fondo es nivelado, con profundidades de 2 600-2 887 m.

27. Cuenca del mar Tirreno. Se caracteriza por la presencia de epicentros sísmicos y numerosos volcanes activos que en parte originan las islas

Lipar aunque en ella, como en la anterior, predomina un relieve nivelado, propio de planicie abisal, con una profundidad aproximada de 3 000 m.

28. Cuenca del mar Jónico. Se encuentra en la porción central del Mediterráneo, delimitada por el eje montañoso Alpino. Es ésta la más profunda, con 4 117 m en la parte central. Su relieve es accidentado, con numerosas montañas submarinas, algunas de hasta 3 000 m sobre su base.

29. Cuenca del mar Levante. En el extremo oriental del Mediterráneo, se extiende con un relieve accidentado, de lomeríos y montañas submarinas. Al norte de ésta se levanta la cadena de Chipre-Macizo Central del Mediterráneo que la separa de la cuenca del mar Jónico.

30. Cuenca del mar Caspio. También se encuentra asociada al Eje Mediterráneo, en concreto con el Kopet Dag, Elburz y Cáucaso.- Aun cuando tienen amplio desarrollo las estructuras de corteza continental, su porción central está constituida de rocas de tipo oceánico, con una profundidad máxima de 788 m. Sin embargo, esta porción central está limitada al sur por un escollo que define otra subcuenca más profunda, de 1 025 m, posible relicto del antiguo Tetis y en proceso de hundimiento (Logvinenko, 1980). La capa sedimentaria es de una gran potencia, de 10 a 25 km.

Al Mediterráneo pertenecen varias cuencas más, pero con la diferencia de que su relieve es de margen continental. Entre éstas destaca la cuenca del mar Negro, con una profundidad media de 1 197 m y una máxima de 2 115 en un fondo plano, y también con potentes capas de rocas sedimentarias, semejante a la cuenca del Caspio. El resto de las cuencas son poco profundas, en las que domina la PC en su relieve: mares del Norte, de Irlanda, de Barents, de Kara (Océano Glacial Ártico), de Siberia Oriental y de Chukotka (OGA), de Beaufort, Hudson, Blanco, Báltico, Baffin y Labrador.

Océano Índico (Fig. 33).

En este océano se reconoce una cuenca de mar marginal, propia de zona transicional.

31. Cuenca del Mar de Andamán. De acuerdo con las descripciones que proporciona Kanaev (1979), en su relieve tiene un amplio desarrollo la margen continental donde la PC alcanza hasta 200 km de amplitud, reconociéndose en su fondo dos cuencas: Occidental y Oriental. La primera

es una depresión, con relieve complejo, que se extiende desde la base del continente australiano hasta el estrecho de Nicobar, al sur, con una profundidad máxima de 4 180 m. La segunda es menos profunda, de alrededor de 2 000 m. Asimismo, en la porción central de la cuenca se extiende una cadena submarina de 110 millas de longitud por 50 de amplitud, elevándose, sobre su base, de 1 500 a 2 000 m.

32. Cuencas de la Antártida. En esta región se reconocen dos cuencas marinas: Ross y Wedell. La primera es esencialmente una estructura de margen continental, con profundidades hasta de 1 500 m. En la segunda se reconoce un fondo de corteza oceánica, a 4 880 m, aunque en la mayor parte dominan la PC y el TC.

Los Arcos Insulares (AI)

Estas estructuras son, en sí, sistemas montañosos que se extienden longitudinalmente de 1 000 a 4 000 km. En planta presentan una configuración en arco, en algunos casos con un radio de curvatura suave, marcado en otros. También pueden ser rectilíneos, aunque esto sucede muy raras veces. Por su posición tectónica representan una zona de unión del continente y el océano.

Además de los arcos simples, los hay también que consisten en dos, incluso tres cadenas montañosas paralelas pero separadas por fosas más o menos profundas.

La estructura geológica de los AI es una corteza basáltica sobre la cual descansan capas de rocas volcánicas y sedimentarias, sobre todo en los arcos jóvenes en desarrollo, pero cuando han evolucionado a otra etapa geológica, de madurez, su basamento es de tipo granítico, época en la que predomina el vulcanismo de tipo central con numerosas estructuras andesíticas y riolíticas.

La disposición de los volcanes en los AI está subordinada a las fracturas profundas de orientación transversal. Los volcanes mayores se orientan precisamente desde el arco, donde lo cortan en su eje fracturas profundas que se aprecian en el relieve por estrechos como el Friza y Bussol, en las Kuriles (Leontiev y Richagov, 1979).

En varios casos, los AI se presentan en un sistema doble en el cual se aprecian los arcos interior y exterior, paralelos y separados por una depresión.

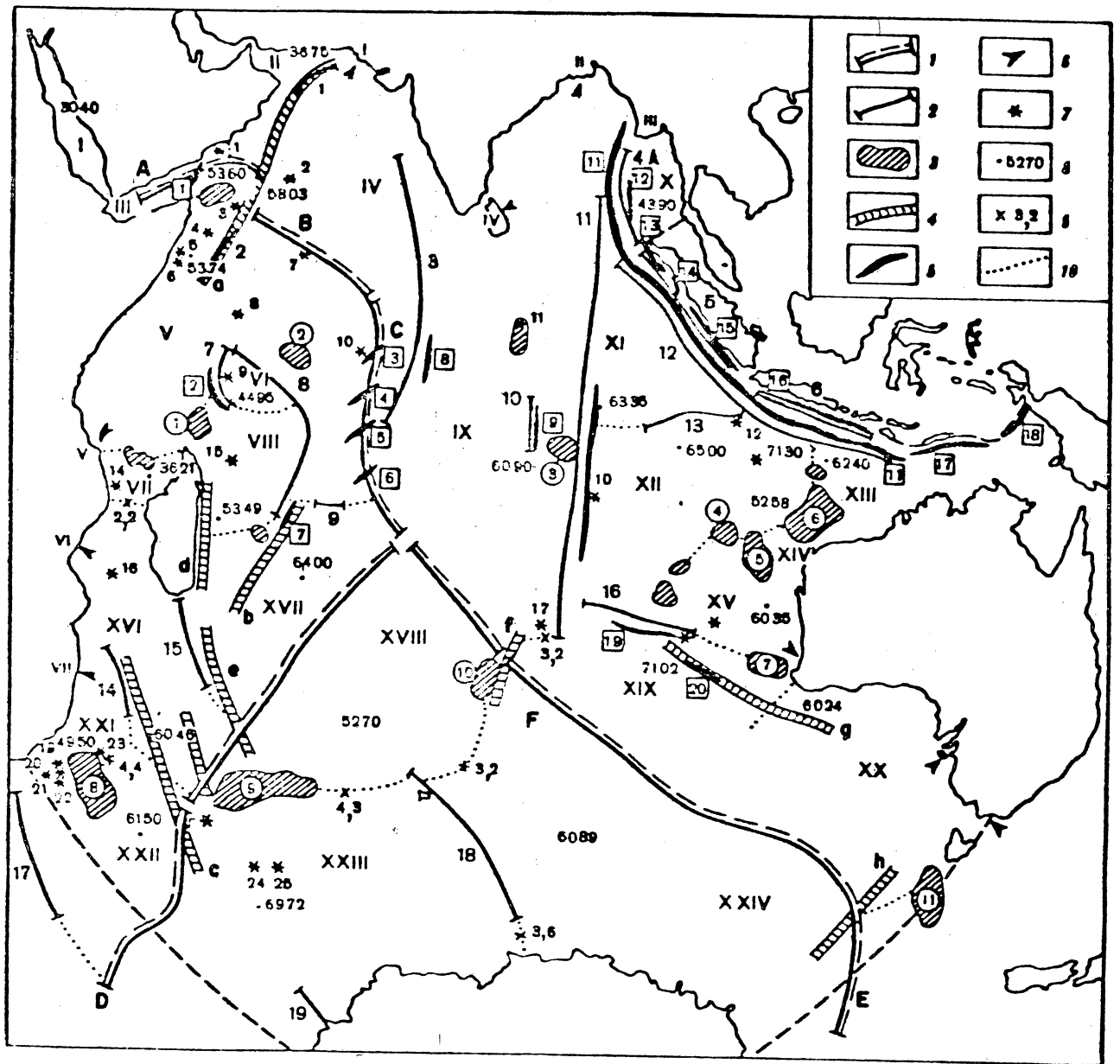


Fig. 33. Esquema orográfico del fondo del Océano Índico (tomado de Kanaev, 1979). 1. Eje de la dorsal; 2. Eje de los sistemas montañosos; 3. Mesetas y macizos montañosos; 4. Zonas de falla; 5. Trincheras; 6. Cañones submarinos; 7. Montañas submarinas; 8. Profundidades máximas de cuencas; 9. Depresiones profundas; 10. Límites de cuencas.

Cuencas y sus profundidades máximas (en m).

I	Mar Rojo	3 040
II	Omán	3 675
III	Adén	5 360
IV	Arabia	5 803
V	Somalia	5 374
VI	Amirante	4 495
VII	Comoro	3 621
VIII	Mascareñas	5 349
IX	Central	6 090
X	Andamán	4 390
XI	Cocos	6 335
XII	Australia Occ.	6 500
XIII	Australia Mer.	6 240
XIV	Cuvier	5 258
XV	Naturalista	6 035
XVI	Mozambique	6 046
XVII	Madagascar	6 400
XVIII	Crozet	5 270
XIX	Amsterdam	7 102
XX	Sur de Australia	6 024
XXI	Transkei	4 950
XXII	Agujas	6 150
XXIII	Africano-Antártica	6 972
XXIV	Australo-Antártica	6 089

Dorsales (profundidades mínimas en m).

A	Adén Central	365
B	Árabe-Indú	1 147
C	India Occidental	250
D	India Sudoccidental	947
E	India Sudoriental	1 145
F	Australo-Antártica	1 145

Sistemas y crestas montañosas (Prof. mínima en m).

1	Murray	251
2	Chain	1 778
3	Maldivas	
4	Andamán	
5	Mentawai	
6	Bali	704
7	Amirante	
8	Mascareñas	
9	Rodríguez	
10	Lanka	2 950
11	India Oriental	847

12	Sonda		13
13	Cocos		14
14	Mozambique	1 163	15
15	Madagascar	20	16
16	Australo Occidental	563	17
17	Cabo		18
18	Kerguelen		19
19	Gunnerus		20

Mesetas, elevaciones y macizos montañosos (Profundidad mínima en m).

1	Farquhar		I
2	Madinglay	2 257	II
3	Mónaco	1 596	III
4	Zenith	1 924	IV
5	Cuvier	2 047	V
6	Exmouth	741	VI
7	Naturalista	2 030	VII
8	Agujas	2 025	VIII
9	Crozet		IX
10	Amsterdam		X
11	Mill	730	XI

Zonas de Falla.

a	Owen	1	Gen
b	Mauricio	2	MG
c	Mozambique	3	Erré
d	Príncipe Eduardo	4	Diti
e	Madagascar	5	And
f	Amsterdam	6	Dav
g	Diamantina	7	Veri
h	Tasmania	8	Ecu
		9	Frec
		10	Kur
		11	Afa

Trincheras (profundidad máxima en m).

1	Aula-Fartak	5 360	12	Sché
2	Amirante	5 477	13	XXI
3	Vityaz	5 544	14	Paisl
4	Vema	6 492	15	Barc
5	Argo	4 978	16	Hall
6	María Celeste	5 396	17	Kan
7	Mauricio	5 300	18	Cru
8	Chagos	5 408	19	Dav
9	Lanka	5 586	20	Shac
10	India Oriental	6 335	21	Mail
11	Sonda	7 130	22	Nat
12	Andamán	4 390	23	Afri
			24	Ob
			25	Len

s máximas (en m).

3 040	12	Sonda	
3 675	13	Cocos	
5 360	14	Mozambique	1 163
5 803	15	Madagascar	20
5 374	16	Australo Occidental	563
4 495	17	Cabo	
3 621	18	Kerguelen	
5 349	19	Gunnerus	

13	Simealue	2 730
14	Nias	675
15	Mentawai	2 332
16	Bali	4 644
17	Timor	3 310
18	Kai	3 625
19	Ob	5 880
20	Diamantina	7 102

Mesetas, elevaciones y macizos montañosos
(Profundidad mínima en m).

4 390	1	Farquhar	
6 335	2	Madinglay	2 257
6 500	3	Mónaco	1 596
6 240	4	Zenith	1 924
5 258	5	Cuvier	2 047
6 035	6	Exmouth	741
6 046	7	Naturalista	2 030
6 400	8	Agujas	2 025
5 270	9	Crozet	
7 102	10	Amsterdam	
6 024	11	Mill	730

Zonas de Falla.

a	Owen
b	Mauricio
c	Mozambique
d	Principe Eduardo
e	Madagascar
f	Amsterdam
g	Diamantina
h	Tasmania

Trincheras (profundidad máxima en m).

251	1	Aula-Fartak	5 360
1 778	2	Amirante	5 477
	3	Vityaz	5 544
	4	Vema	6 492
	5	Argo	4 978
704	6	María Celeste	5 396
	7	Mauricio	5 300
	8	Chagos	5 408
	9	Lanka	5 586
2 950	10	India Oriental	6 335
847	11	Sonda	7 130
	12	Andamán	4 390

Cañones.

I	Indú
II	Ganges
III	Martaban
IV	Trinkomalee
V	Tangañica
VI	Zambezi
VII	Tagela
VIII	Perth
IX	Murray
X	Flinders

Montañas submarinas (profundidad mínima en m)

1	Genista	188
2	MGU	2 758
3	Error	368
4	Ditrich	1 928
5	Andrew	1 535
6	David	1 710
7	Vernadsky	1 715
8	Ecuador	1 068
9	Fred	435
10	Kurchatov	1 658
11	Afanasy Nikitin	1 549
12	Scherbakov	1 433
13	XXXV Crucero del Vityaz	2 474
14	Paisley	296
15	Bardin	1 527
16	Hall	412
17	Kanaev	1 033
18	Cruceros del Vityaz XXXV-XXXVI	1 074
19	Davie	1 360
20	Shackleton	1 198
21	Mallory	825
22	Natal	1 811
23	Africana	1 434
24	Ob	247
25	Lena	254

Para los AI es propio un valor elevado del flujo térmico, así como anomalías positivas pequeñas de la fuerza de gravedad. Representan también zonas de alta sismicidad y volcanismo. Precisamente, la mayoría de los volcanes activos de la Tierra están asociados a los AI, predominando las rocas andesíticas y andesítico-basálticas, pero están presentes desde los basaltos de olivino hasta las riolitas. Los volcanes se disponen en las deformaciones arco de la estructura interior; además, la cadena montañosa exterior, en la mayoría de los casos está privada de volcanes. En todo caso, son escasos. Así, el volcanismo se aprecia mejor en la cadena interior.

El término AI maduro se refiere al conjunto estructural actual de gran desarrollo, como las islas de Indonesia, Filipinas, Japón y Cuba, y la península de Kamchatka; pero cada una de éstas inicialmente fue semejante a los jóvenes AI actuales.

Este último se refiere a la cadena de islas, relativamente pequeñas, constituidas por rocas cenozoicas que descansan sobre un basamento paleozoico o mesozoico.

La sedimentación se lleva a cabo en sentido lineal, predominando los materiales terrígenos, volcanogénicos, biógenos y carbonatados. En las laderas abruptas tienen desarrollo los depósitos gravitacionales submarinos y de corrientes de suspensión. Los AI juegan papel de barreras para los sedimentos, predominantemente los terrígenos, impidiendo su deposición en el fondo oceánico.

El origen de los arcos insulares, en la actualidad se explica como elementos integrantes de una zona de subducción de una placa oceánica bajo una continental. Este proceso da lugar a una fosa profunda (trinchera) y, como resultado, a la formación de un sistema montañoso paralelo (arco insular). Sobre esta teoría novedosa, parte integrante de la tectónica de placas, se exponen algunos datos más, páginas adelante.

Los AI del Pacífico, al igual que las cuencas de mar marginal y las trincheras, han sido objeto de numerosos trabajos, sobre todo hacia la porción norte (Japón-Alaska) donde estas estructuras son mejor conocidas. Resultado de investigaciones directas, así como de información bibliográfica, es la monografía de Udintsev (1972), en que se apoyan principalmente las siguientes notas.

El Océano Pacífico (Figs. 34, 35)

1. *Arco insular de las Aleutianas.* Es éste un gigantesco sistema montañoso que delimita la cuenca del mar de Behring, extendiéndose desde las costas de Norteamérica a las de Eurasia. Presenta la característica forma de arco, con un radio de curvatura de 760 millas. En gran parte es una estructura submarina, pero con emersión, sobre el océano, de los picos montañosos que forman varias islas y las penínsulas de Alaska y Kenai. Su extensión es de 2 240 millas y en su estructura predominan las montañas bloque sobre las volcánicas. En amplitud alcanza hasta 250 millas en su porción oriental; en la occidental se estrecha hasta 50 millas; 75 a 30 en la porción central y 15-25 en los estrechos. Respecto a la CMM contigua, la profundidad fluctúa entre 4 500 y 6 500 m, y hacia el fondo de la trinchera la altura vertical promedio es de 8 500 m (esto, tomando en cuenta la altura snm).

2. *Arco insular de las Kuriles-Kamchatka.* Consiste en dos cadenas montañosas paralelas. La primera, la interior, es la que origina las islas, o sea, son las simas principales que se elevan sobre el nivel del mar. La exterior es submarina en casi toda su extensión, y sólo en su segmento sur forma las Kuriles Menores. La estructura encuentra continuación hacia el continente, a través de la península de Kamchatka. En este arco se calculan más de 80 volcanes de los cuales 39 son activos, de acuerdo con Karameskaya (Leontiev, 1968). Sin embargo, agregando a los volcanes del arco los de la península, resultan más de 200; de ellos 60 son activos, de acuerdo con Aprodov (*op. cit.*). La longitud del AI alcanza 2 200 km, en amplitud hasta 200, y la altura máxima snm respecto a la CMM Okhotsk es de más de 5 000 m, mientras que sobre el fondo de la trinchera el desnivel es de 12 000 m. En su estructura se reconocen cuerpos sedimentarios y volcánicos, así como afloramientos de intrusivos.

3. *Arco insular del Japón.* Hacia el extremo suroeste del AI de las Kuriles se extiende éste, delimitando la CMM del Japón. En este sistema montañoso quedan comprendidas las islas de Hokkaido, Honsiu, Shikoku y Kiurice, así como otras menores. El arco se extiende hasta el continente, a través del estrecho de Corea. En su extensión es menor que los anteriormente descritos,

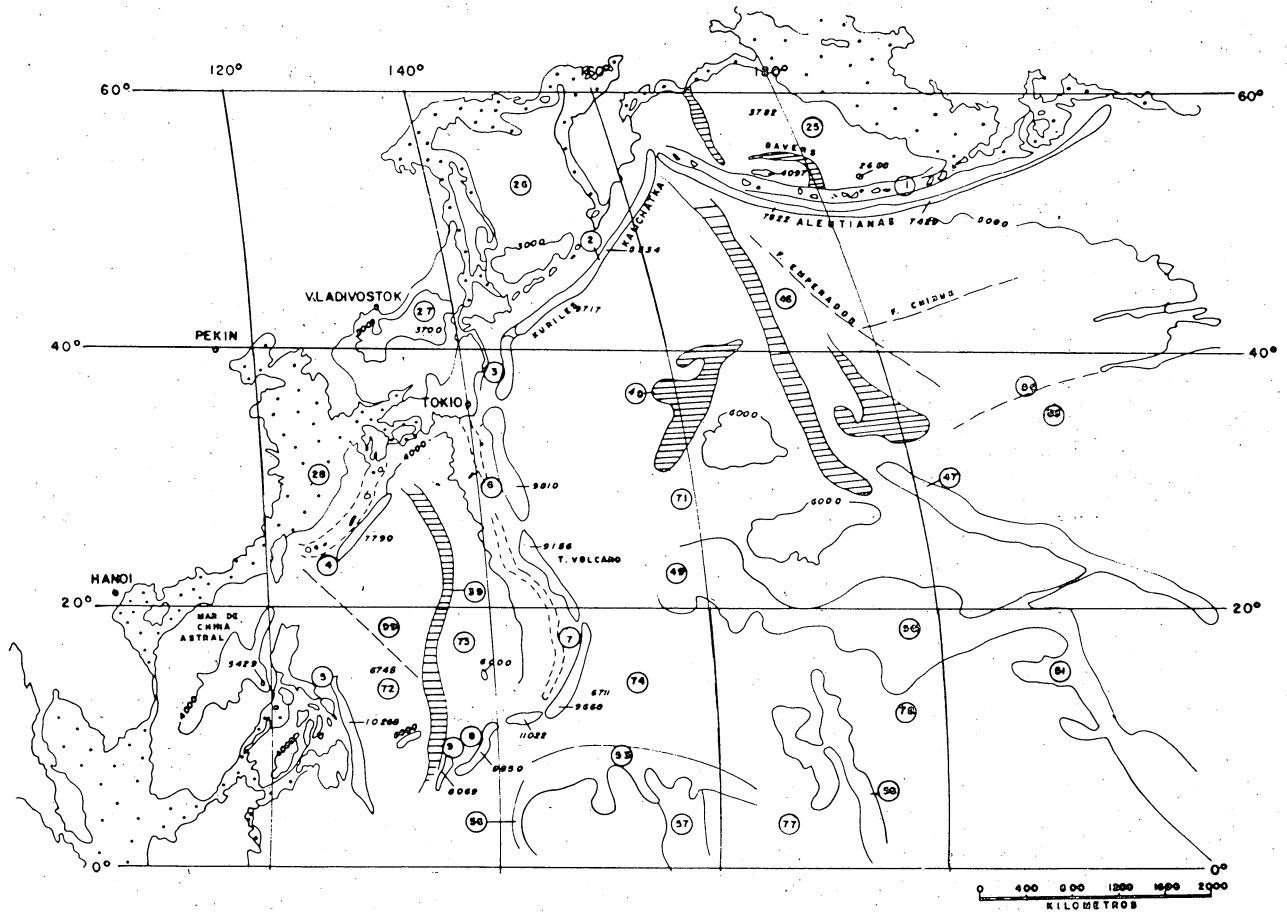


Fig. 34. Estructuras del Pacífico Noroccidental (tomado de Udintsev, 1972 y Udintsev *et al.* 1977). Punteado, plataforma continental; los números encerrados en círculos señalan las estructuras enunciadas en la figura 30.

aproximadamente con 1 000 km de longitud. Las profundidades máximas de la CMM y trinchera contiguas son de 3 000 y 8 412 m, respectivamente; y considerando que las alturas máximas de las islas japonesas son del orden de 2 000 m, en igual cantidad se incrementan esos valores.

A partir del extremo sudoccidental del AI del Japón se extienden dos sistemas: uno, aproximadamente hacia el sur, y otro hacia el suroeste (Izú Bonín, Mariana, Yap, para el primer sistema, y Nansey para el segundo).

4. *Arco insular de Nansey (Riukiu)*. Éste es una continuación del AI de Japón, y se extiende a partir de la isla de Honshu. Delimita la cuenca del Mar Oriental de China y tiene sus extremos en el estrecho de Orunsi, al norte, y la isla de Taiwan al suroeste. Su extensión general es de 2 250 km.

5. *Arco insular de las Filipinas*. También conocido como "cresta montañosa" por presentar un grado de desarrollo mayor que los AI a que nos hemos referido. En su extensión longitudinal toca en los extremos a la isla de Taiwan y las islas Molucas, y, en conjunto, representa un límite de varias cuencas: China Austral, Sulú, Célebes, Molucas, Banda, Seram. Así, ésta es una de las estructuras con un núcleo de rocas metamórficas antiguas, pero actualmente en proceso de desarrollo tectónico, con gran actividad.

6. *Arcos insulares de Izu Bonín y Volcano*. Este conjunto de islas se extiende desde la isla de Honshú hacia el sur, unos 1 500 km. El AI de Izú Bonín, marginal a la trinchera del mismo nombre, presenta una máxima altura snm en la isla de Khachie, con 854 m. Este es un AI constituido por la cadena montañosa exterior, mientras que

de las islas de Nueva Bretaña, Nueva Irlanda, Nueva Hanover y Altamirantazgo. La isla de Nueva Guinea, la segunda del mundo por sus dimensiones, tiene 2 400 km de longitud. En la estructura geológica tiene un amplio desarrollo la corteza de tipo continental. Al oriente de la isla, los sistemas del Almirantazgo y Nueva Irlanda representan arcos insulares jóvenes con presencia de volcanes activos. Asimismo, están asociados a trincheras. Esta es una zona compleja donde la placa Australiana se desplaza al norte, mientras que la del Pacífico lo hace al occidente (Visser y Loffler, 1975).

11. *Arco insular de la Melanesia Occidental*. Es una cadena montañosa que representa el límite austral de la cuenca oriental de las Carolinas. Se levanta de 50 a 1 000 msnm, aunque la altura absoluta, tomando en cuenta el fondo oceánico, es de 3 100 a 4 000 m, mientras que en amplitud alcanza de 60 a 100 millas.

12. *Arco insular de Nueva Bretaña*. Este presenta la parte cóncava hacia la trinchera (de Nuevas Hébridas). En su estructura geológica está constituido por rocas volcánicas eocénicas, así como intrusiones asociadas. Junto con este AI se extienden las islas de Nueva Irlanda, Nueva Hanover y Almirantazgo.

13. *Arco insular de Salomón*. Es un sistema montañoso continuación de las cadenas de islas de Nueva Hanover y Nueva Irlanda, pero separadas por el estrecho del Pionero (3 506 m de profundidad). Las montañas de la isla Salomón son uno de los límites de la cuenca del mar del mismo nombre. Su extensión general es de 1 200 km, y en su estructura predominan los procesos tectónicos disyuntivos (Coleman, 1975). Al este está delimitado por una falla que lo separa del AI de las Nuevas Hébridas. El relieve es montañoso y alcanza su máxima altitud en la isla de Guadalcanal, con 2 455 m. Las islas son esencialmente volcánicas.

14. *Arco insular de Nuevas Hébridas*. Consiste en tres grupos insulares principales: occidental, central y oriental. En el primero se incluyen dos islas principales: Espíritu Santo y Malekula; en el oriental, las de Maevo y Pentecostés; el central, de mayor extensión, contiene la mayoría de los volcanes. Aparentemente el AI se une por medio de la cadena de Hanter con el sistema de Tonga (Warden y Coleman, 1975).

15. *Arco insular de Melanesia Oriental*. Repre-

senta la continuación, al este, del AI de las Nuevas Hébridas, a partir de la isla de Santa Cruz. Se levanta bruscamente sobre el fondo oceánico, con 5 804 m de altura. Es una cadena de islas volcánicas basálticas que delimitan la meseta marginal de Melanesia.

16. *Arco insular de Tonga*. Esta es una cadena montañosa orientada aproximadamente de norte a sur, con coordenadas de 15-22° paralelos N, y 173-177° W, meridianos. Las islas se disponen como dos cadenas paralelas rectilíneas; la exterior (oriental) forma un eje, llamado "avolcánico", que se expresa sobre el nivel del océano por islas y arrecifes coralinos. Las islas volcánicas son, en general, de composición andesítica, andesitobasáltica y dacítica. En el arco interior la actividad volcánica es intensa, en él ocurre en promedio una erupción cada cuatro años (Stearns y Fairbridge, 1975), además está presente también el volcanismo submarino. Esta región, considerablemente mejor estudiada que la de las Filipinas y las Carolinas, se reconoce como una importante zona de subducción y de formación joven (*op. cit.*).

17. *Arco insular de Kermadec*. Está constituido por una serie de islas volcánicas andesíticas, extendiéndose desde el archipiélago de Tonga, en dirección sudoccidental, hacia Nueva Zelanda. Además de la actividad de los volcanes-isla se reconocen volcanes submarinos activos (Searle, 1975). En conjunto, los arcos de Tonga y Kermadec se extienden unas 1 600 millas incluyendo también el de Nueva Zelanda.

18. *Arco insular de Nueva Zelanda*. En la margen oriental de esta isla, de corteza continental, se dispone una cadena de volcanes, cinco de ellos activos (Stevens, 1975), alineados al sur de los de Kermadec. En la parte central de la cadena el espesor de materiales volcánicos es del orden de más de 1 000 m, de composición variable que incluye basaltos, andesitas, riolitas e ignimbritas. La cadena volcánica está cortada por numerosas fallas, en especial de tipo normal y orientadas al noroeste (*op. cit.*).

19. *Arco insular de Maquarrie*. Es un conjunto reducido de islas alineadas entre la isla de Nueva Zelanda y la isla de Maquarrie (paralelo 54° 40' S y 158° 57' E, meridiano). Se encuentra en una zona donde están presentes fallas transformantes (Dalziel, 1975). Se considera que su posición tectónica corresponde a la posición de las islas de la dorsal Subantártica. En el relieve dominan

las rocas basálticas, y asociadas a éstas, diques doleríticos, gabro y peridotitas serpentinizadas, de acuerdo con autores varios (*op. cit.*).

20. *Arco insular de las Antillas Australes*. También conocido como AI de Bellingshausen, se encuentra al sureste de Tierra de Fuego, en la zona límite de los océanos Pacífico y Atlántico. Su nombre proviene de la extraordinaria semejanza que guarda con el arco de las Antillas del Caribe. En su mayor parte es una estructura submarina, originando los picos de las montañas algunas islas pertenecientes a tres cadenas bien definidas: Oriental, Septentrional y Austral. Sus características principales se describen a continuación, de acuerdo con Udintsev (1972). En conjunto se extiende 940 millas.

a) Segmento Norte. Consiste en levantamientos bloque orientados de este a oeste, contiguos a la porción extrema final del continente sudamericano. Sus elevaciones las constituyen el banco de Burdwood, de 240 millas de extensión y hasta 4 500 m de altura. El resto son varias montañas submarinas.

b) Segmento Oriental. Consiste en una cadena de volcanes asentados sobre una cresta, que se elevan unos 100 m sobre su base, mientras que su amplitud es de 100 millas aproximadamente. Su extensión longitudinal es de 400 millas. Las montañas más altas originan las islas Sandwich Australes, once en total, de las cuales cinco son volcanes activos. El perfil es asimétrico, con 3 400 m hacia el occidente y 8 427 hacia el oriente (trinchera). Estas islas constituyen el típico arco insular de volcanes jóvenes, activos incluso; con alta sismicidad y presencia de una trinchera, profunda en el caso dado.

c) Segmento Austral. Este se separa del anterior por una profundidad de 3 000 m. En su estructura es semejante al Septentrional: consiste en grandes levantamientos bloque de cimas planas, bancos-isla. En el extremo oriental se levantan las islas Orkneys Australes, y en la occidental una depresión de 2 500 m de profundidad la separa de las islas Escocesas Australes que se extienden hacia el continente de la Antártida.

Océano Atlántico

En la región del Caribe se encuentra el único AI de este océano, que es parte de la zona compleja que comprende el Golfo de México, Centro-

américa y los sistemas montañosos submarinos y trincheras.

21. *Arco insular de las Antillas*. En éste quedan comprendidas las Antillas Mayores, las de Barlovento y las Menores Orientales. Además, en la zona están las islas Bahamas, pero éstas son de plataforma continental, por lo que no se consideran en estas líneas. A pesar de la complejidad tectónica y geológica de la región del Caribe, existen numerosos trabajos recientes que permiten apreciar lo fundamental en cuanto a origen, desarrollo y morfología de las megaformas del relieve caribeño. El arco en cuestión consiste, así, en tres segmentos que se describen a continuación.

a) Las Antillas Mayores. A este segmento pertenecen las islas principales: Cuba, Jamaica, Haití, Puerto Rico y las Islas Vírgenes. Están apoyadas en un basamento metamórfico jurásico (Khain, 1975) y adquirieron su aspecto actual desde fines del mioceno, a consecuencia de fuertes movimientos verticales de bloques (*op. cit.*).

b) Las Antillas Orientales Menores. Separadas del segmento anterior por un sistema de fallas del estrecho de Anegada, consisten en dos cadenas paralelas de islas: la exterior (madura), originada por un volcanismo antiguo, y la interior, con procesos volcánicos activos en la actualidad. Hacia el sur se extiende sólo la primera en cuyo extremo se localiza la isla de Granada.

En esta porción del AI se encuentran las islas de Sotavento, nombre que también se da al segmento. Hacia el norte, entre las islas de Sombrero y Guadalupe Occidental, el volcanismo cuaternario se presenta con mayor intensidad.

c) Las islas Barlovento. Este conjunto de islas representa una cadena submarina que se extiende a lo largo de las costas de Venezuela, de la isla de Blanquilla, al este, a la de Aruba, al oeste. Las islas principales son las que integran —políticamente— las Antillas Holandesas: Curazao, Aruba y Bonaire, cuya estructura geológica es un braquianticlinal con calizas arrecifales (*op. cit.*). Al oriente continúa la cadena con las islas de Trinidad y Tobago, en la transición de la cadena submarina a continental.

Océano Índico

22. *Arco insular de la Sonda*. Se extiende desde Birmania hasta Nueva Guinea y su estructura es también de gran complejidad: se localiza en la

zona donde se conjugan dos grandes ejes montañosos: el del Pacífico y el del Mediterráneo. De acuerdo con la descripción de Kanaev (1979), la longitud del arco de Birmania a Nueva Guinea es de casi 3 000 millas. Al norte, la estructura se orienta hacia el cinturón Alpino (continuación del mismo); al oriente, en dirección a la margen submarina de Australia, y hacia el norte termina en los mares indonesios de oriente. La parte norte del arco comprende a la cadena de Andamán, con las islas del mismo nombre y las de Nicobar, con una extensión general de 550 millas por 100 de amplitud. En altitud alcanza 3 500 m en la parte central y 4 800 m en la isla de Gran Nicobar.

La porción central del AI comprende las islas de Sumatra y Java. En la primera se trata de la cadena exterior de un arco volcánico; la otra es la cadena exterior de Bali, de 900 millas de longitud, 1 000-2 000 m de altura y amplitud de 40 a 60 millas. A ésta pertenecen las islas Menores de la Sonda.

El extremo oriental del AI es un sistema de dos cadenas estrechas que encuentran continuación hacia el Pacífico. La corteza es de tipo transicional, de continental a oceánica.

Las Trincheras

Estas estructuras de la corteza terrestre son depresiones estrechas, alargadas en forma de arco con la parte cóncava orientada hacia el océano y la convexa hacia el AI. Esto es en la mayoría de los casos, aunque hay excepciones en que se aprecia lo contrario. También hay trincheras paralelas al continente, a un sistema montañoso marginal activo tectónicamente. En su longitud presentan grandes dimensiones, de 2 000-4 000 km e incluso más, mientras que la amplitud de su fondo es de unos 5.5-6 km; pocas veces tienen más de 15 km. Sin embargo, tomando en cuenta las bocas, la amplitud alcanza entonces 100-200 km. En perfil transversal son asimétricas, con perfil en "V", y una ladera empinada de 10-25° (hacia el AI o el continente) y otra suave de 3 a 8° hacia el océano. La pendiente se incrementa gradualmente con la profundidad, presentando en algunas localidades escarpes abruptos: es común que se reconozcan dos o tres escalones. En el Pacífico Occidental se presentan, por lo general, dos escalones o "terrazas": la superior, a 2 500-3 500 m, y la inferior a 5 500-6 500 m, donde la amplitud

del escalón es de 10-50 km y está cubierto de sedimentos de 2-3 y 5-6 km de espesor. Estos descansan horizontalmente en la primera, y aparecen deformados por la presencia de fallas normales en la segunda (Zoneishan y Neprochnov, 1979). La sedimentación, así, influye en el modelado de la trinchera, lo que es obvio ante un aporte considerable de sedimentos que transforma sustancialmente el perfil original de la estructura.

Se considera que las trincheras representan el límite de una zona de subducción donde una placa oceánica se desplaza por debajo de otra continental, lo que provoca en la margen la formación de un sistema montañoso que sea un AI o esté presente en los límites del continente. En la teoría clásica del geosinclinal la T representa uno de los elementos principales de éste: la fosa eugeosinclinal. Esto significa que son estructuras con intensa actividad tectónica, donde los movimientos negativos no se ven compensados por la acumulación de sedimentos, de relativo escaso espesor. Esta relación tiene clara expresión en el relieve: son las trincheras las regiones más profundas de la superficie terrestre, y si se toma en cuenta la diferencia de alturas entre el fondo y las cimas de las montañas marginales, los valores de diferencia vertical alcanzan hasta 15 km; respecto al nivel del mar, el máximo es de 11 km; las T poco profundas son aquellas que alcanzan de 4-6 km.

Son características propias de estas estructuras las elevadas anomalías gravimétricas y los valores del flujo térmico bajos. También se localizan en ellas la mayoría de los epicentros sísmicos de la corteza. Bajo el eje de las T la capa "basáltica" es de unos 10 km de espesor, y en los AI las rocas dominantes son las ofiolitas (*op. cit.*): peridotitas y dunitas en la parte inferior, y piroxenitas y gabro en la superior, y, finalmente, hacia la superficie, amfibolitas y toleitas.

En la actualidad se reconocen 35 trincheras: 28 en el Pacífico, 2 en el Atlántico y 5 en el Índico. (Leontiev y Richagov, 1979).

Leontiev (1980) hace una serie de consideraciones sobre la evolución de las trincheras, que en una etapa inicial de su desarrollo pueden ser poco profundas y no ir acompañadas del arco insular. El espesor de los sedimentos en este caso es pequeño; por ejemplo la T de Vityaz. Posteriormente tiene lugar una profundización, ligeramente compensada por la sedimentación, formándose el arco insular

o, bien, una cadena montañosa submarina, como en el caso de las Marianas, Tonga y Kermadec.

En la medida que crece el AI mejoran las condiciones de acumulación en la T, alcanzando el espesor de sedimentos 5-6 km y disminuyendo la profundidad. Este es el caso de las trincheras de Kuriles-Kamchatka, Puerto Rico, Japón, Aleutianas, Sonda,

La disminución del espesor de sedimentos puede deberse a que el perfil sísmico no alcanza la parte más profunda, sino que se limita a una ladera.

La continuación de la sedimentación puede conducir a una profundidad de 6 km, como en las trincheras de Timor y Kay. Posteriormente puede producirse un plegamiento por posibles compresiones de la capa sedimentaria y una inversión de la trinchera. Leontiev (*op. cit.*) cita como ejemplos Timor, Seram, Kay, Barbados. Después de la inversión puede tener lugar el nacimiento de otra T en lo que es una migración lateral. Sin embargo, la inversión puede no ocurrir. En longitud, las variaciones pueden también ser sustanciales: disminución por inversión o por relleno, e incremento a costa de la reducción lateral.

Océano Pacífico

Al igual que los arcos insulares, las trincheras se extienden a partir del norte (Alaska) hacia el oeste (Kuriles-Kamchatka) y posteriormente en dirección sudoccidental hasta Japón. A partir de aquí se produce una bifurcación en dos sistemas: al occidente el de las Filipinas, y al oriente el de Izú Bonín, Marianas, Yap y Palau. Al norte del Mar de Banda se produce una aproximación de estos dos grandes sistemas, continuando hacia la Antártida con las trincheras comprendidas entre Nueva Guinea y Nueva Zelanda. Antes, en la región de los mares de Nueva Guinea, Salomón, Coral y Fiji se reconocen otras. También pertenece al Pacífico la T de las Antillas Australes (Udintsev, 1972).

1. *Trinchera de las Aleutianas* (Fig. 36). Ésta, al igual que las otras del Pacífico Norte son mejor conocidas, en grado significativo, que la mayoría de las que ocupan una posición austral. Presenta una profundidad máxima de 7 822 m y 2 240 millas de longitud. Sin embargo, las alturas verticales entre el fondo de la trinchera y las montañas marginales son, en promedio, de 8 500 m. Su perfil es asimétrico, de laderas empujadas hacia

sus márgenes oriental y occidental; en cambio, es muy suave hacia la zona de profundidad máxima.

2. *Trinchera Kuriles-Kamchatka*. Alcanza una extensión de 2 200 km, una profundidad máxima de 9 717 m, y presenta un perfil en "V", asimétrico. La pendiente de sus laderas es de 7° en promedio, aunque hacia la parte superior es de 5-6°, y la inferior de 20-25°; en su relieve se reconocen varios escarpes y peldaños de origen tectónico, alcanzando los primeros, incluso, pendientes de 45° y más. El fondo es suave, casi plano, con depósitos de sedimentos, en general, de más de 2 000 m de espesor y una amplitud de 1-20 km. Hacia el noreste se intersecta con la T de las Aleutianas, en un ángulo de 70° y a una profundidad de 5 600 m.

3. *Trinchera del Japón*. El fondo de esta estructura es excepcionalmente estrecho, de 1-10 millas, y en algunas localidades casi plano. La profundidad máxima es de 8 720 m (V. Leontiev, 1981) y las laderas muestran variaciones en su inclinación; en un perfil se aprecia que la porción superior de la ladera es de 3-4°; a 4 500 m de profundidad se incrementa a 5-10°. La asimetría se aprecia en la ladera de la trinchera que corresponde al arco insular, más abrupta que el opuesto de sólo 2-3° de pendiente.

4. *Trinchera de Izú Bonín* (Fig. 37). Algunos autores la han considerado parte integrante de la anterior, sin embargo, es mayor la tendencia a considerarla como una estructura independiente por estar asociada a un AI del mismo nombre. En ésta se reconocen las mayores profundidades de la región del mar del Japón, con 9 810 m de profundidad (*op. cit.*).

5. *Trinchera de Nansey*. Conocida también como Riukiu, se extiende en la margen del AI del mismo nombre. La ladera que mira hacia el AI es de inclinación fuerte y muestra un relieve accidentado y complejo, con inclinaciones de 7-10°. La profundidad máxima conocida es de 7 790 m (Agapova, Budanova, *et al.*, 1979).

6. *Trinchera de Volcano* (Fig. 37). Está asociada a un sistema montañoso submarino insular que se extiende al sur de la isla de Honshu con varias cadenas, una de ellas es a la que pertenece la isla de Volcano (Iwozima). En conjunto, el sistema montañoso delimita la gran cuenca oceánica de las Filipinas y en su estructura dominan dos cadenas principales: la exterior, a la que per-

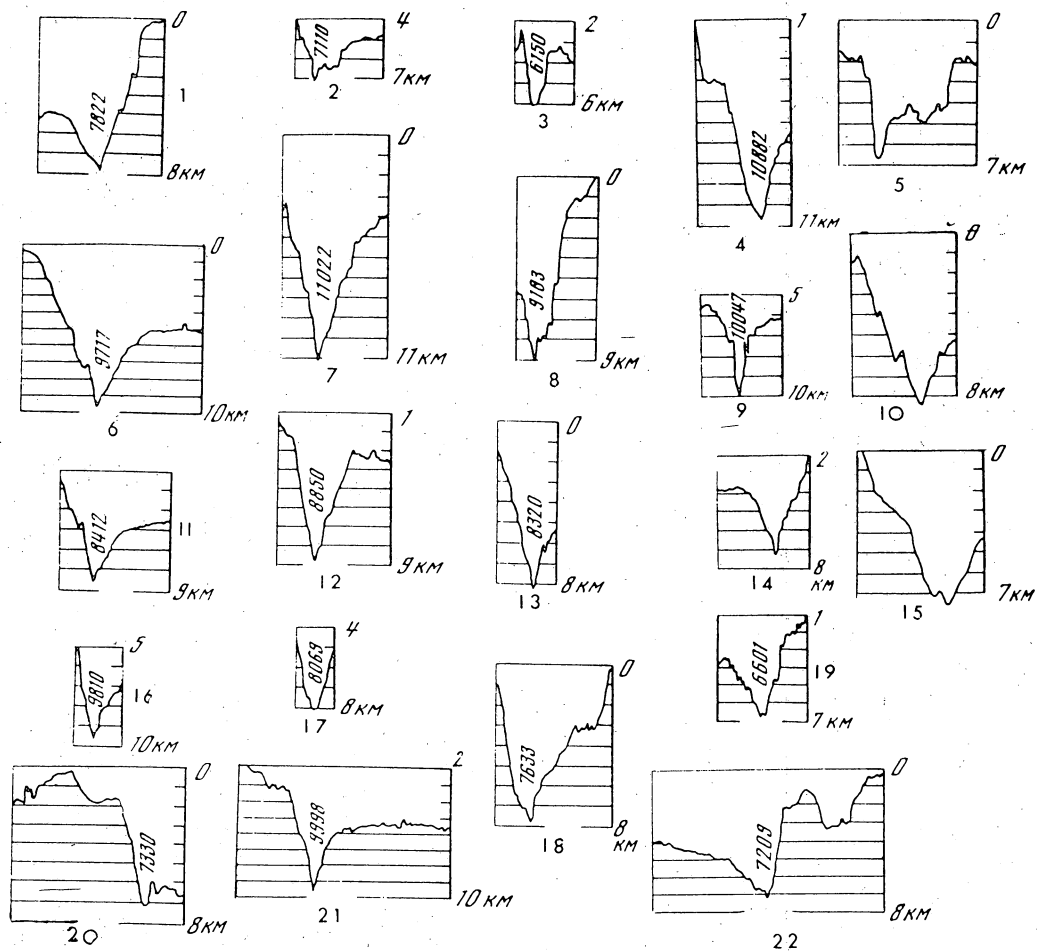


Fig. 36. Perfiles de las trincheras principales (tomado de Agapova, Budanova, et al., 1979). 1, Aleutianas; 2, Volcano; 3, Vityáz; 4, Tonga; 5, Caimán; 6, Kuriles-Kamchatka; 7, Marianas; 8, Buganvilla; 9, Kermadec; 10, Puerto Rico; 11, Japón; 12, Yap; 13, Nueva Bretaña; 14, Chile; 15, Sandwich Austral; 16, Izú Bonín; 17, Palau; 18, Nuevas Hébridias; 19, Perú; 20, Nansey; 21, Filipinas; 22, Sonda.

tenecen las islas del grupo de Izú Bonín, y las Marianas, y la interior donde queda representada la isla de Volcano. Paralelamente se extiende la trinchera con una profundidad máxima de 9 156 m (V. Leontiev, 1981).

7. *Trinchera de las Marianas*. Se caracteriza por presentar la profundidad máxima conocida del fondo oceánico: 11 022 m; posee un fondo amplio y plano y un perfil asimétrico. La pendiente mayor se observa en la ladera que mira hacia el mar abierto, con pendientes mayores, de 5-7° en la porción inferior, que disminuyen a 2-3° (esto en un perfil en el que la profundidad máxima es de 9 740 m). A una profundidad de 10 000-10 900 m el fondo es plano, con una amplitud de 1-3 millas.

8. *Trinchera de las Filipinas*. Se dispone en la porción sur de la cadena submarina que se extiende de la isla de Taiwan a las islas Molucas (Fig. 34). Presenta un perfil asimétrico con mayor inclinación hacia el lado del arco insular que en dirección al océano; el fondo es plano y estrecho, de 0.5 millas de amplitud. La profundidad máxima es de 10 265 m.

9. *Trinchera de Yap*. Es parte integrante del sistema de las Marianas y se extiende al noreste, paralelo al AI del mismo nombre. La profundidad máxima que alcanza es de 8 850 m (V. Leontiev, 1981).

10. *Trinchera de Palau*. La última del sistema de las Marianas, presenta un perfil asimétrico en

"V", con laderas desmembradas y de fuerte inclinación: de 8 a 9°. El fondo es plano y estrecho en su porción sur, pero se amplía bruscamente hasta 6 millas en la porción norte. La profundidad máxima conocida es de 8 069 m.

11. *Trincheras de Weber*. Conocida también como T de Banda, pertenece a una categoría especial en la cual estas estructuras están orientadas hacia el continente y se sitúan en cuencas oceánicas. En este caso tiene desarrollo en el mar de Banda. Este tipo de trincheras se conocen como interiores, y de acuerdo con Agapova (*op. cit.*) su desarrollo se produce en el mismo arco insular. La T en cuestión alcanza 7 440 m.

12. *Trincheras de Lira*. De corta extensión, se extiende precisamente cortando la línea ecuatorial, de norte a sur, al norte y en sentido aproximadamente transversal a la T y AI de la Melanesia Occidental. Su profundidad máxima es de 6 881 m (V. Leontiev, 1981).

13. *Trincheras de Mussau*. Se extiende al sur de la anterior como una extensión de ella y alcanza una profundidad máxima de 7 028 m.

14. *Trincheras de Melanesia Occidental*. También se le conoce como T del Almirantazgo, y al norte de las islas del mismo nombre presenta un fondo plano de 3 millas de amplitud. Sus laderas se inclinan aproximadamente 8-10°, donde la profundidad es de 5 460 m. Sin embargo, la máxima conocida es de 6 887 m.

15. *Trincheras de Nueva Bretaña*. Se extiende desde las costas de Nueva Guinea hacia el estrecho del Pionero que separa a las islas de Nueva Irlanda y Salomón. El perfil transversal de la trincheras es en forma de "V", con laderas abruptas y su fondo plano de 1-3 millas de amplitud. La profundidad máxima conocida es de 8 320 m.

16. *Trincheras de Buganvilia*. En la región del estrecho del Pionero se unen en un ángulo de 70° las trincheras de Nueva Bretaña y Buganvilia, a una profundidad de 7 550 m. Pertenece esta estructura al AI de las islas Salomón, cuya ladera correspondiente a la trincheras es de pendiente fuerte, de 8-10°. Es de perfil en "V" y su fondo plano muestra una amplitud de 1-2 millas. La profundidad máxima conocida es de 9 103 m.

17. *Trincheras de Nuevas Hébridas*. Al oriente de las islas Salomón se extiende esta estructura de

perfil asimétrico y un relieve suave hacia el AI. La profundidad máxima es de 7 633 m.

18. *Trincheras de San Cristóbal*. Esta estructura es otro caso de T interior, extensión del sistema de las islas Salomón, con una profundidad máxima de 8 332 m (*op. cit.*).

19. *Trincheras Vitiaz*. Pertenece al AI de la Melanesia Oriental, por lo que se le conoce también con este nombre. Con una profundidad máxima de 6 150 m, está asociada a la cadena montañosa submarina en la cual quedan comprendidas las islas de Anuda, Mitre, Daff, Tikopia y Rotuma.

20. *Trincheras Santa Cruz*. Es otra del tipo interior, de 9 174 m profundidad y asociada a la cadena montañosa submarina de las islas Santa Cruz, continuación de la de las Nuevas Hébridas.

21. *Trincheras de Tonga*. Esta estructura de gran extensión, que se reconoce contigua a la T de Kermadec, tiene sus límites entre los paralelos 13 y 26° S. De una profundidad considerable, al sur del paralelo 14° supera los 8 000 m, y más al sur presenta la máxima de 10 882. Sin embargo, la diferencia vertical de alturas de la cadena montañosa submarina alcanza incluso 12 000 m. El perfil es en "V", con laderas convexas que se hacen más abruptas hacia la parte inferior, y en él se observan escalones en los que el escarpe alcanza incluso 45°, pero el valor promedio es de 8-15° en la ladera del AI, y 3-8° en el lado contrario. La amplitud, a una profundidad de 5 500 m, es de unas 30 millas, y el fondo se encuentra nivelado por las acumulaciones de sedimentos.

22. *Trincheras de Kermadec*. Se extiende al sur de la anterior, de los paralelos 30 al 34° S, siendo una característica de ambas trincheras su posición rectilínea. En lo que respecta a su morfología es muy semejante a la de Tonga, aunque de menor profundidad: la máxima conocida es de 10 047 m.

23. *Trincheras de Maquarrie*. A lo largo de la cadena montañosa submarina del mismo nombre, en dirección de Nueva Zelanda a la Antártida, se dispone la trincheras que alcanza una profundidad máxima de 6 670 m (*op. cit.*).

24. *Trincheras Mesoamericana*. Descrita originalmente por Fisher, en 1961, ésta es una estructura marginal al continente y de relativa poca profundidad. Se extiende 1 260 millas frente a las costas del sur de México (Sierra Madre del Sur) y Cen-

troamérica, desde Cabo Corrientes hasta Panamá. La profundidad máxima, que se encuentra frente a las costas de Tehuantepec, es de 6 489 m. Muestra el característico perfil asimétrico con una ladera más inclinada hacia el continente. En su fondo la profundidad no es uniforme, sino que a manera de cuencas independientes presenta gradualmente valores menores hacia el norte. El fondo tiene un espesor de sedimentos de 100 a 700 m, en varias localidades plegados.

25. *Trincheras del Perú*. En la margen continental de Sudamérica se extienden las T de Perú y Chile, en conjunto con una longitud de más de 3 400 millas. Aunque se ha considerado que es en sí una sola estructura, los datos más recientes permiten considerar que son dos. La ladera de la T que da hacia el continente —o sea el TC— es excepcionalmente estrecha, de 30 a 40 millas, con inclinación media de 6-7°, donde están presentes escarpes de unos 45°. La profundidad máxima es de 6 601 m.

26. *Trincheras de Chile*. Queda desmembrada de la anterior por el sistema montañoso submarino de Nazca, siendo sus rasgos morfológicos semejantes a los de la T del Perú. Sin embargo, es más profunda (8 069 m) y, además, se encuentra en la margen de las montañas más altas de los Andes, por lo que se obtiene una diferencia máxima de alturas verticales de casi 15 000 m. Frente a las costas chilenas, entre Valparaíso y Antofagasta tiene sus laderas más abruptas, y continúa con menor profundidad hacia el sur del estrecho de Magallanes. El fondo de la T es amplio, alcanzando en las proximidades de Valparaíso 15 millas.

27. *Trincheras Austral de Sandwich*. Se extiende paralela a las islas del mismo nombre, que comprenden la cadena oriental del AI de las Antillas Australes (Scotia o Bellingshausen). La profundidad máxima es de 8 428 m (V. Leontiev, 1981).

Éstas son las trincheras actualmente conocidas del Pacífico. La última señalada la sitúan algunos autores en el Atlántico, pero consideramos conveniente la proposición de Udintsev (1972) de situarla en el Pacífico. Otros autores: Agapova *et al.* (1979) señalan una trinchera más: la de Manila, de 5 249 m de profundidad. Se basa esta relación en la reciente compilación de V. Leontiev (1981), en la que la información recabada comprende las investigaciones realizadas entre 1952 y 1977, fundamentalmente, aunque hay excepciones: la de Banda fue descrita en 1929; la de las Aleutianas en 1936 y alguna del Índico en 1948. Esto

se refiere a las profundidades originalmente establecidas que no han sufrido correcciones sustanciales.

Océano Atlántico

28. *Trincheras de Caimán*. Se localiza en la compleja zona del Caribe que ha sido objeto de varias investigaciones que han proporcionado una información básica sobre la morfología y tectónica de la región caribeña. De acuerdo con Khain (1975) la T de Caimán tiene una extensión de 1 600 km y está orientada al oeste-suroeste, desde el golfo de Honduras al estrecho que forman las islas de Cuba y Haití (Fig. 32); su amplitud es de 125 km a una profundidad de 4 000 m, y su estructura tanto en perfil longitudinal como transversal es compleja. Posee dos fosas: Bartlet y Oriente, con profundidades mayores de 7 000 m, pero el valor máximo conocido es de 7 491 m (V. Leontiev, 1981). El fondo es plano únicamente en algunas localidades de los extremos y la porción más abrupta se sitúa en la margen cubana de Sierra Maestra. La corteza terrestre en esta porción es delgada, de 6 km.

29. *Trincheras de Puerto Rico*. Se extiende unos 900 km desde el occidente de Navidad (Bahamas) hacia el extremo oriental de Haití. Posee un fondo plano de una amplitud de 2-4 millas, donde alternan cuencas estrechas con elevaciones, siendo las laderas de la estructura de pendiente fuerte, con perfil escalonado. La pendiente media es de 5-6°, pero en los escarpes alcanza 20° y más. La profundidad máxima —y del Atlántico— es de 8 742 m (V. Leontiev, 1981). Al sur de la isla de Guadalupe la continuación de la trinchera está representada por la cadena montañosa submarina de Barbados a la que pertenece la isla del mismo nombre.

30. *Trincheras de Romanche*. Este tipo especial de trinchera se encuentra situada en la dorsal del Atlántico, en la porción ecuatorial, en una zona de fracturas profundas que desmembran a la dorsal en bloques; esta trinchera pertenece precisamente a la fractura de Romanche, de acuerdo con las descripciones hechas por Heezen y otros autores (Ilin, 1976). La profundidad máxima es de 7 853 m, presenta laderas empinadas, con frecuencia de más de 20°, y escarpes. Las rocas que la constituyen son del tipo de las básicas y ultrabásicas, con presencia de milonita que atestiguan actividad tectónica (*op. cit.*). El autor citado

atribuye su origen a fallas normales posteriores a las transversales (este-oeste).

Océano Índico

Kanaev (1979) describe 13 trincheras en este océano, aunque la mayoría de ellas de relativa poca profundidad (menos de 6 000 m). Es posible que por esto V. Leontiev (1981), en su reciente compilación, considere sólo cinco trincheras. Estas se describen a continuación, con apoyo en la monografía de Kanaev.

31. *Trincheras de la Sonda*. En esta región marginal a las grandes islas de Sumatra y Java, y otras menores entre las que se encuentran las de Flores y Timor, se extienden numerosas trincheras. Pero por su profundidad y longitud destaca la de la Sonda. Se extiende desde el golfo de Bengala hasta Nueva Guinea, y hacia su extremo norte está asociada al TC de Birmania. Cerca del estrecho de la Sonda se reconoce en su perfil transversal un escalón entre los 2 400 y los 2 800 m de profundidad, que delimita dos zonas: una superior de 3° de inclinación, con rupturas de pendiente donde pasa bruscamente a 5-10°, y la otra, inferior, que presenta 4 000 m de distancia vertical, con pendientes de hasta 20° en los escarpes. La amplitud es muy variable: 30 a 40 millas en las islas Andamán, 15-20 en el estrecho de Nicobar, y 5 millas en el de la Sonda. La profundidad máxima, de 7 209 m, se encuentra frente a la porción central de Java (V. Leontiev, 1981).

32. *Trincheras de Amirante*. Se extiende paralelamente a la cadena montañosa submarina del mismo nombre, a la que está integrada su ladera de pendiente mayor (20°). Su fondo es plano, de 10 a 15 millas de amplitud y profundidad de hasta 9 074 m (*op. cit.*).

33. *Trincheras de la India Oriental*. Se localiza en la margen occidental de la cuenca Australiana Occidental y al pie de la cadena montañosa India Oriental. Es estrecha, de 10-20 millas, con una profundidad máxima de 6 335 m. En la parte media alcanza hasta 5 940 m y hacia el sur supera ligeramente los 5 000 m. Las laderas son, en general, de fuerte inclinación, del orden de 15-20°.

34. *Trincheras de Diamantina*. Esta estructura está controlada por la fractura de Diamantina, misma que alcanza una profundidad máxima de 7 102 m. La zona de fractura es estrecha, de 100-

150 millas, con una extensión de 1 500 millas en dirección noreste.

35. *Trincheras de Vema*. Está asociada al sistema montañoso principal del Índico (dorsal). Su longitud es de unas 150 millas y su amplitud en la parte superior es de 20 millas. La máxima profundidad que alcanza es de 6 492 m, con un fondo estrecho, en partes plano, de 1-2 millas de amplitud.

En la tabla 3 están indicadas las profundidades máximas de las trincheras descritas en este texto, así como la posición geográfica de estos valores máximos. Hay que considerar que no todos los valores son definitivos; por ejemplo, algunas mediciones que establecieron una profundidad dada no fueron confirmadas por investigaciones posteriores; asimismo, en otros casos un trabajo de investigación arroja como resultado la presencia de zonas más profundas en una trincheras, corrigiendo y complementando los datos anteriores. Así, se dan casos en que la rectificación de las profundidades consiste tanto en restas como en sumas sobre los valores establecidos. Hay que tomar en cuenta, también, que los datos con que contamos actualmente son muy recientes, en la mayoría de los casos de los últimos 25 años, por lo que hay que esperar continuas modificaciones.

Algunas consideraciones sobre la zona transicional

Una vez estudiadas las propiedades principales de las tres estructuras que integran la ZT, en especial en lo que se refiere a morfología, es necesario señalar algunos conceptos modernos sobre la zona en sí, en lo que se refiere a su origen y evolución. Hay que tener en cuenta que de las tres zonas del fondo oceánico ésta es la más compleja; que los estudios son recientes y los conceptos científicos actuales en ninguna manera son definitivos. Esto quiere decir que las teorías existentes están en función del volumen de información obtenida que todavía es insuficiente, por lo que es de esperar que las teorías actuales se enriquezcan en los próximos años o, bien, que sean corregidas —o negadas— por otras.

En los conceptos de la tectónica se conoce ya, desde el siglo pasado, el término geosinclinal, equivalente al de la zona transicional. En efecto, la teoría del geosinclinal supone la presencia de una fosa profunda, estrecha y alargada donde tienen lugar procesos de acumulación de sedimentos y volcanismo, lo que es la fosa eugeosinclinal (trincheras). Para-

TABLA 3

LAS TRINCHERAS DE LOS OCÉANOS, SU PROFUNDIDAD MÁXIMA Y LA POSICIÓN GEOGRÁFICA DE ÉSTA
(Compilación de V. Leontiev, 1981)

No.	Nombre de la T.	Prof. M.	Coordenadas	No.	Nombre de la T.	Prof. M.	Coordenadas
<i>Océano Pacífico</i>				19.	Santa Cruz	9 174	12° 28' S 165° 51' E
1.	Aleutianas	7 822	51° 13' N 174° 48' E	20.	Nuevas Hébridas	7 633	22° 20' S 169° 54' E
2.	Kuriles-Kamchátka	9 717	45° 25' N 152° 45' E	21.	Tonga	10 882	23° 13' S 174° 42' W
3.	Japón	8 720	35° 54' N 143° 02' E	22.	Kermadec	10 047	31° 58' S 177° 26'
4.	Izú-Bonín	9 810	25° 05' N 142° 53' E	23.	Maquarrie	6 670	59° 21' S 158° 32' E
5.	Volcano	9 156	24° 17' N 143° 23' E	24.	Mesoamérica	6 489	13° 56' N 93° 33' W
6.	Marianas	11 022	11° 19' N 142° 07' E	25.	Perú	6 601	11° 10' S 79° 36' W
7.	Nanseý	7 481	24° 30' N 127° 23' E	26.	Chile	8 069	23° 27' S 79° 36' W
8.	Filipinas	10 265	10° 24' N 126° 40' E	<i>Océano Atlántico</i>			
9.	Yap	8 850	8° 25' N 137° 56' E	27.	Puerto Rico	8 742	19° 36' N 68° 20' W
10.	Palau	8 069	7° 47' N 134° 58' E	28.	Caimán	7 491	19° 03' N 80° 22' W
11.	Weber (Banda)	7 440	5° 34' S 130° 49' E	29.	Romanche	7 856	0° 16' S 18° 36' W
12.	Lira	6 881	0° 28' N 150° 57' E	30.	Sandwich Aus.	8 428	56° 25' S 25° 00' W
13.	Mussau	7 208	0° 04' S 149° 05' E	<i>Océano Índico</i>			
14.	Almirantazgo	6 887	0° 40' S 149° 50' E	31.	Sonda	7 209	10° 19' S 110° 23' E
15.	Nueva Bretaña	8 320	5° 51' S 152° 21' E	32.	Diamantina	7 102	35° 00' S 103° 00' E
16.	Buganvilia	9 103	6° 18' S 153° 43' E	33.	India Orient.	6 335	11° 20' S 90° 14' E
17.	Vityaz	6 150	10° 27' S 170° 17' E	34.	Vema	6 492	9° 08' S 67° 14' E
18.	San Cristóbal	8 332	11° 15' S 163° 02' E	35.	Amirante	9 074	

lamente a la anterior se dispone un levantamiento montañoso (arco insular), o sea el geoanticlinal. Y el tercer elemento fundamental es una cuenca, separada del eugeosinclinal por el geoanticlinal donde predominan los procesos de acumulación de sedimentos, con volcanismo relativamente débil: ésta es la fosa miogeosinclinal.

Los estudios del fondo oceánico que dieron origen a la tectónica de placas transformaron sustancial-

mente la teoría del geosinclinal, cambiando radicalmente una de sus bases: la que suponía una posición fija de las estructuras tectónicas en desarrollo, con movimientos verticales positivos y negativos.

El origen de las tres estructuras de la zona transicional: AI, T y CMM se explica, así, por el proceso de la subducción. Y si bien esto explica satisfactoriamente las dos primeras estructuras, no

sucede lo mismo con la tercera. Resulta que la fosa profunda corresponde a la zona donde la placa oceánica "repta" por debajo de la continental dando origen a una depresión profunda no compensada por los procesos acumulativos. Simultáneamente se produce el volcanismo que da origen al AI, así como los procesos de plegamiento y metamorfismo.

Sobre el origen de las cuencas de mar marginal han surgido varias hipótesis, siendo tres las principales. La primera de ellas considera una "captura", lo que significa que el AI se forma en el océano originando una cuenca marina como un simple rasgo fisiográfico. Sin embargo, resulta objeto de crítica (Uyeda, 1978) porque no toma en cuenta la acumulación de sedimentos que la rellenaría rápidamente.

Otra hipótesis supone que los AI, en concreto el del Japón, representan la margen del continente, la que sufrió un desplazamiento hacia el océano dejando libre una zona donde tendría lugar el ascenso de material mántico. Asimismo, la placa oceánica no sería asimilada por completo ya que una parte de ella vuelve a levantarse en el lado continental del arco, formando la placa perteneciente a la CMM. Resulta, así, que el desarrollo de la CMM y el AI se produce en una relación estrecha: a medida que crece la primera el segundo adquiere mejor expresión en el relieve.

La tercera hipótesis supone la transformación de la corteza continental en oceánica, partiendo de la consideración de que las CMM fueron originalmente porciones de tierra firme, afectadas por hundimientos. Sin embargo, varios especialistas afirman que este proceso es inadmisibles desde el punto de vista de la termodinámica (Uyeda, 1978).

Karig (1971) supone que las CMM sufren un proceso de expansión, separando los AI de los continentes. Esto va acompañado de una disección del arco en dos porciones, en sentido longitudinal, entre las cuales se origina una cuenca. Una de las cadenas montañosas, la que se desplaza hacia el océano, presenta actividad volcánica en su margen exterior, lo que explica el autor citado, con apoyo en los casos de los AI de Tonga-Kermadec, Nuevas Hébridas y las Marianas.

Así, predomina actualmente la tendencia a considerar que en las CMM se produce una "oceanización", o sea, el desarrollo gradual de la corteza "basáltica" a costa de la continental. Este fenómeno ha sido descrito en la cuenca del Caspio (Leontiev,

1968). Las zonas de subducción representan, por el contrario, el crecimiento de la corteza continental.

Leontiev y Richagov (1979) diferencian cinco tipos de zona transicional, de acuerdo con el grado de desarrollo alcanzado por éstas. Resulta que la secuencia de CMM-AI-T, como se ha visto ya, no siempre está presente. En ocasiones sólo existe la trinchera; en otros casos se conjugan varias T y AI, así como también hay relictos de zona transicional.

1. *Tipo Vityaz*. Se caracteriza por la presencia de una trinchera en el fondo marino (Fig. 38, I), fenómeno que se observa en la cuenca meridional de Fiji. Aparentemente, el volcanismo y la sismicidad son débiles.

2. *Tipo Marianas*. En este caso está presente la trinchera y el arco insular (Fig. 38, II), en que las primeras son de gran profundidad, como las de Izú Bonín, Volcano, Marianas, Tonga-Kermadec.

3. *Tipo Kuriles*. Es semejante al anterior, pero con la diferencia de que el arco presenta una estructura doble (Fig. 38, III), lo que origina islas de mayores dimensiones. Asimismo, en éstas la sismicidad es de las más elevadas conocidas.

4. *Tipo Japón*. En este tipo se distinguen penínsulas e islas de grandes dimensiones (Fig. 38, IV), cuya corteza es del tipo continental, lo que se interpreta como la fusión de varios arcos insulares de edades diversas (con rocas incluso del proterozoico). Las trincheras, a la vez, son menores que en el tipo de las Kuriles, y el volcanismo y la sismicidad son intensos.

Los mismos autores (*op. cit.*) reconocen también dos subtipos de zona transicional respecto a este tipo de trincheras:

a) El Pacífico Oriental: se refiere a las trincheras marginales del continente: Mesoamericana, Perú-Chile (Fig. 38, VI). En éstas está ausente el AI y la CMM, y los sismos y el volcanismo se presentan con gran intensidad.

b) Tipo Indonesio: su estructura es de gran complejidad, ya que cada zona particular contiene varias estructuras CMM, AI y T (Fig. 38, V). Asimismo, en cada cuenca se reconoce en el fondo un conjunto de montañas submarinas. Por otro lado, las trincheras se observan hacia el lado exterior del AI, además del característico interior. La sismicidad y el

volcanismo son también de gran intensidad; los ejemplos conocidos son, además de la región de Indonesia, el Caribe y las Antillas Australes.

5. *Tipo Mediterráneo.* En este último predomina la corteza de tipo continental, con relictos de trincheras y de corteza suboceaánica (Fig. 38, VII). Son comunes las islas y penínsulas, montañas y planicies. En sí, son estructuras propias de los continentes, ya tratadas anteriormente.

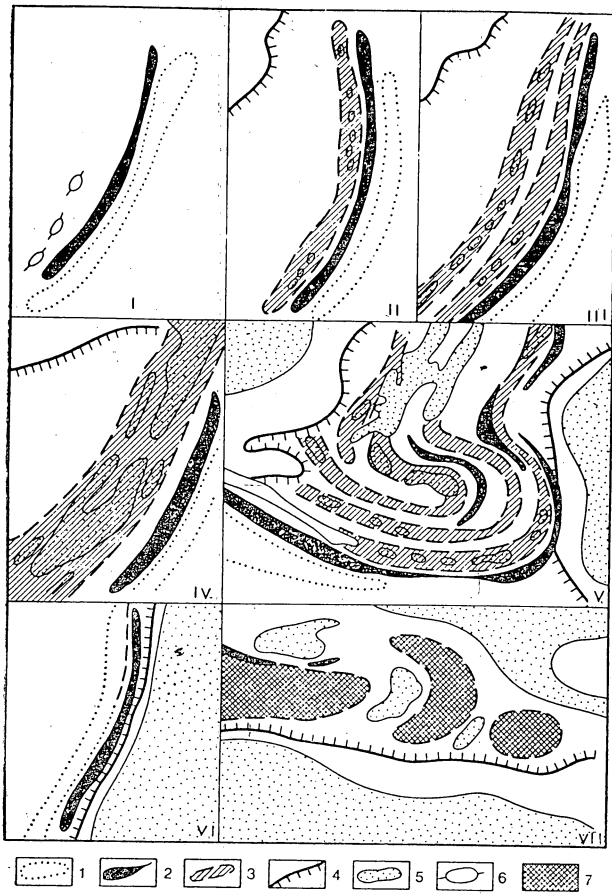


Fig. 38. Esquema de la evolución de las zonas transicionales (tomado de Leontiev y Richagov, 1979). I, Tipo Vityaz: la única estructura es la trinchera; II, Tipo Marianas: trinchera y arco insular; III, Tipo Kuriles: arco doble con islas de dimensiones considerables; IV, Tipo Japón: islas de grandes dimensiones y penínsulas; V, Subtipo Indonesia: grandes macizos-isla, formas de arco cerrado de las estructuras insulares; VI, Subtipo Pacífico Oriental: trincheras marginales al continente; VII, Tipo Mediterráneo: predominan las estructuras continentales, están presentes relictos de trincheras y afloramientos (ventanas) de corteza suboceaánica (7). 1, Cadena montañosa exterior; 2, Trinchera; 3, Arco insular; 4, Talud continental; 5, Tierra firme; 6, Montañas submarinas.

III. EL LECHO OCEÁNICO

Las Planicies Abisales (PA)

Éstas son porciones niveladas del fondo oceánico, que se localizan, en general, a profundidades de 4 000 a 6 000 m y están delimitadas por el PdC o por la trinchera. Asimismo, las PA se encuentran desmembradas por montañas submarinas y dorsales, dando origen a una serie de *cuenclas abisales* presentes en todos los océanos. Sin embargo, los límites de éstas no siempre son precisos, resultando, así, un tanto convencionales. Por otro lado, las cuenclas abisales están ya integradas a la cartografía geográfica, lo que facilita considerablemente la descripción de los océanos.

El relieve de las PA consiste en dos tipos principales reconocidos por Heezen, Tharp, Ewing (1959), originalmente: las superficies planas y las irregularidades de lomeríos. En el primer caso son superficies prácticamente horizontales con ondulaciones suaves, o ligeramente inclinadas con pendientes mínimas del orden de 2-5'. Su extensión es mucho más limitada ya que representan sólo un 8% de la superficie del lecho oceánico (Agapova, Budanova *et al.* 1979).

Son más comunes las PA del segundo tipo, con un relieve de lomeríos, el que se presenta especialmente en el Pacífico. Al igual que en el caso anterior, los procesos acumulativos han originado una capa, de espesor variable, de materiales terrígenos y orgánicos, con la diferencia de que no han cubierto totalmente las deformaciones originales del sustrato rocoso que debe su origen a procesos volcánicos que originan estructuras tipo escudo (*op. cit.*). Se presentan, así, levantamientos de forma circular u ovalada de alturas hasta de 500 m (de mayor altura se consideran ya parte de otra categoría de estructuras) y diámetro de unos 5 000 m en su base. Se observan también colinas alargadas, con frecuencia orientadas en series lineales, que ocupan superficies considerables.

Otro rasgo de las PA son las grandes fracturas o zonas de fractura, que se expresan por depresiones alargadas de 2 a 3 km de profundidad con relación a la PA, que en longitud alcanzan 1 000 km y más, mientras que su amplitud es de 1-5 a 3 km.

Los espesores de los sedimentos son muy variables: de 200 a 400 m, como valores mínimos, ampliamente representados; de unos 1 000 m son valores medios, y del orden de 3 000 m en los casos de

fuertes espesores. Se ha determinado también la velocidad de la sedimentación en muchas cuencas abisales, lo que proporciona cifras de unidades y decenas de milímetros por 1 000 años.

La estructura de la corteza en las cuencas abisales muestra lo siguiente (Zoneinshan, y Neprochnov, 1979): la primera capa, de 200 a 600 m de espesor, corresponde a los sedimentos (la velocidad de las ondas sísmicas es de 1.5-3 km/seg.); la segunda, de 1.5 a 3 km de espesor (4.5 km/seg), representa el basamento de tipo basáltico de la capa sedimentaria; la tercera, de 4-6 km de espesor (6.5-7 km/seg), la capa conocida como oceánica, es de composición desconocida, pero se considera que consiste en peridotitas serpentinizadas, gabroides y amfibolitas (*op. cit.*). La discontinuidad de Mohorovicic se encuentra, así, a 6-8 km bajo el piso del océano.

El flujo térmico no es elevado, de valores semejantes a los que se reconocen en los continentes: de 1.1 a 1.2 cal./cm² seg. Las PA son, así, regiones estables tectónicamente, sin epifocos de sismos, lo que permite interpretarlas como placas rígidas que se desplazan como unidades no dislocadas (*op. cit.*).

A continuación se presenta una descripción de las cuencas abisales de los océanos.

Océano Pacífico (Figs. 39, 40)

En este océano se reconocen 15 cuencas abisales, descritas esencialmente en los trabajos de Menard (1964) y Udintsev (1972), así como en numerosos artículos referentes a localidades o regiones.

1. *Cuenca Noroccidental*. Se localiza en el cuadrante noreste del océano (Fig. 39) delimitada al noroeste por el sistema montañoso de las Kuriles y su trinchera; al occidente por las islas del Japón; al sur está delimitada por las montañas de Marcos-Wake y Wake-Necker (dorsal del Pacífico), al este por el sistema de las islas Hawai, continuación de las montañas del Emperador y por las elevaciones de Obruchev.

En la porción central de la cuenca se localiza un levantamiento en arco: las elevaciones marinas de Shatsky. En toda su extensión el lecho oceánico está desmembrado por numerosas cadenas y montañas que se extienden a manera de fosas-fractura. Es de mayor profundidad hacia su porción sur donde alcanza de 6 100 m, mientras que al noreste llega de 4 800 a 5 200 m. Las profundidades mayores se reconocen en las fosas-fractura donde alcanzan de 6 500 a 6 900 m.

Los depósitos de sedimentos son de poco espesor en las elevaciones, donde presentan de 200 a 400 m, y 500 a 900 m en las planicies.

2. *Cuenca de las Filipinas*. El sistema montañoso que comprende a Izú Bonín, Volcano, Marianas, Yap y Palau, representa uno de los límites principales de esta cuenca; además, por el occidente la delimitan el AI de las Filipinas y el sistema de Nansey y el Japón por el norte. La cuenca también está dividida en dos partes por la cadena montañosa submarina de Kiusiu-Palau, la porción occidental corresponde a las Filipinas y la oriental a la de *Nampo* y *Marianas Occidentales*. Una gran zona de fractura corta esta cuenca desde la isla de Taiwan, al sureste en dirección a las islas Carolinas.

3. *Cuenca Oriental de las Marianas*. Se extiende al sur de la cuenca Noroccidental, delimitada por el sistema montañoso de Marcos-Wake. Al occidente la cierrtan los AI y T de Volcano y Marianas; al sur se localiza el sistema de las Carolinas, con las islas Marshall, y al oriente las montañas de Wake-Necker. La superficie de la cuenca es ligeramente cóncava en su parte central, con profundidades máximas del orden de 6 050-6 100 m, mientras que en la periferia varían de 5 000 a 5 600 m. Grandes extensiones están privadas de deformaciones, y solamente en algunas localidades se reconocen fosas estrechas de 300 a 500 m de profundidad con respecto al plano horizontal, y se relacionan con una zona de fractura. En otra porción, en cambio, se levantan numerosas montañas y sistemas de éstas. La sedimentación se lleva a cabo con velocidades de 3-4 mm/1 000 años, mientras que los espesores alcanzan de 300 a 700 m.

4. *Cuenca Occidental de las Carolinas*. Forma parte, en sí, del triángulo occidental del Pacífico, delimitado al norte por el sistema de las Carolinas; al sur por las montañas de Nueva Guinea, y al oriente por las de Euarpiik. Tiene la cuenca una amplitud de 540 millas y 480 m de altura, mientras que sus profundidades máximas varían de 4 000 a 5 500 m, aunque hay localidades de 5 798 m. Su relieve consiste en una superficie desmembrada por lomeríos que alcanzan de 100 a 500 m de altura, con amplitud 2 a 10 millas. También se reconocen fosas-fractura de 500-600 m de profundidad con respecto a la planicie.

5. *Cuenca Oriental de las Carolinas*. Queda separada de la anterior por la cadena montañosa

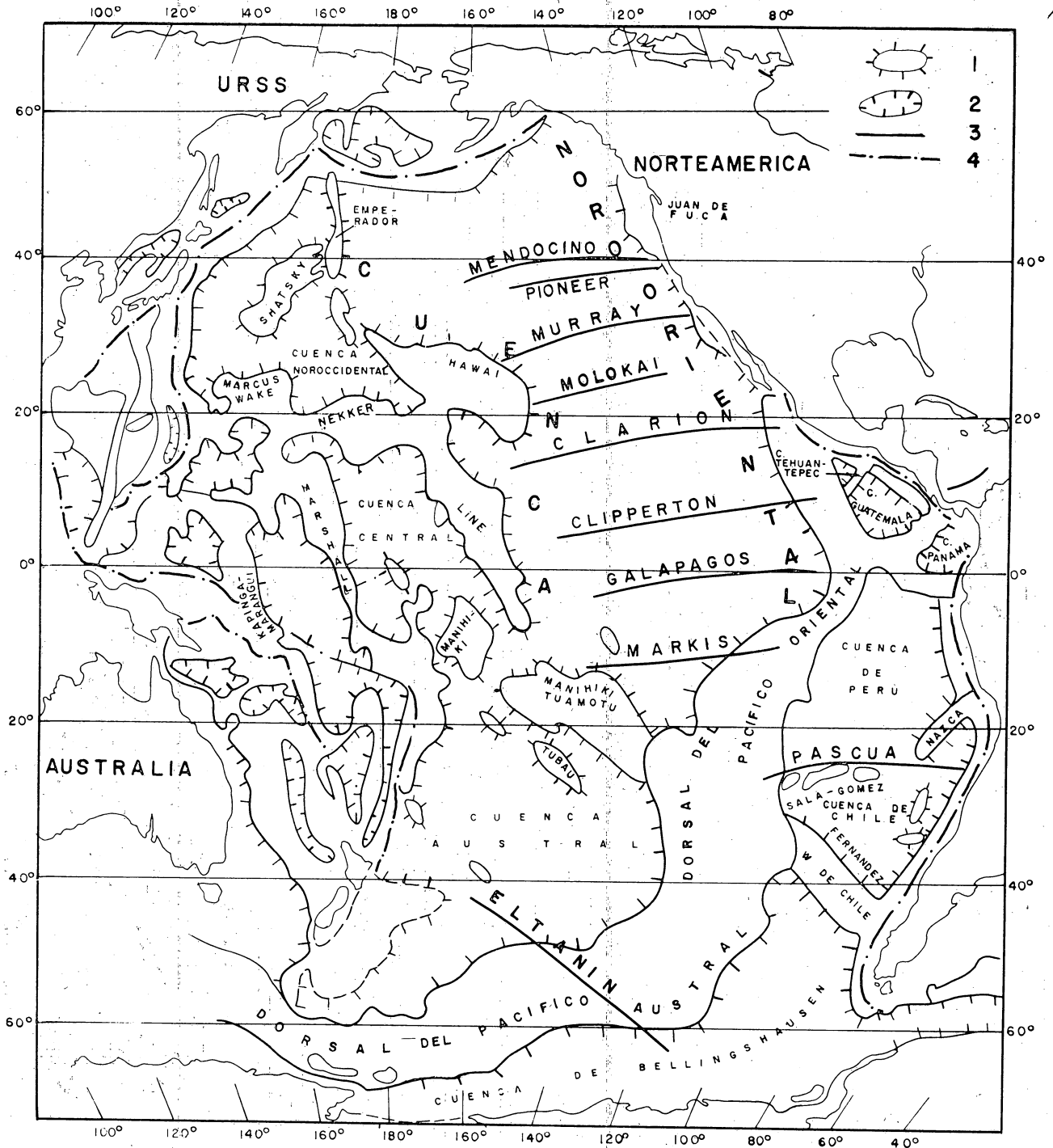


Fig. 39. Esquema de localización de las estructuras principales del lecho del Océano Pacífico (tomado de Udintsev, 1972).
 1. Elevaciones; 2. Depresiones; 3. Fracturas; 4. Trincheras.

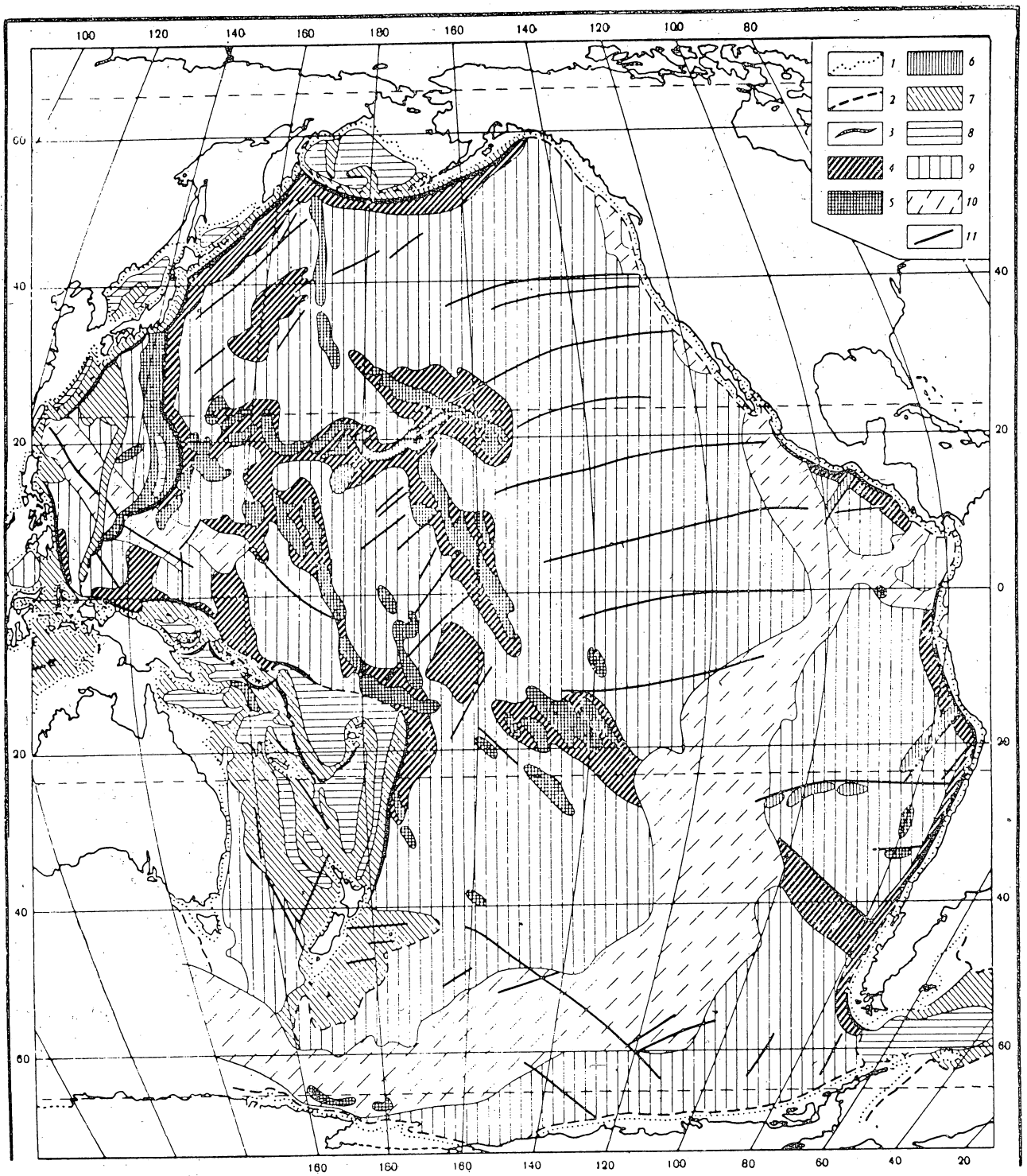


Fig. 40. Tipos de morfoestructuras del fondo del Océano Pacífico (tomado de Udintsev, 1972). 1. Margen exterior de la plataforma y talud continentales; 2. Límite exterior de la zona transicional; 3. Trincheras; 4. Elevaciones tipo arco; 5. Sistemas volcánicos; 6. Sistemas montañosos tipo bloque; 7. Sistemas montañosos bloque-plicativos; 8. Cuencas de la ZT; 9. Cuencas abisales; 10. Dorsales; 11. Fracturas y zonas de fractura.

submarina de Euarpiik; al norte se extiende el sistema de las Carolinas; al sur, la zona transicional de la Melanesia, y al oriente, la cresta de Kapingamarangui. Su configuración es asimétrica, con una amplitud, de este a oeste, de 570 millas, y de norte a sur de 450 millas. Predominan las profundidades de 3 000 a 5 000 m, con una máxima de 5 920 m. El relieve consiste en una planicie de lomeríos de alturas que se miden en decenas de metros, así como numerosas elevaciones de 400-500 m de altura. En muchas localidades se reconocen fosas-fractura de 300-500 m de profundidad, que contienen varios volcanes submarinos de los cuales seis son bien conocidos. El espesor de los sedimentos es de unos 400 m.

6. *Cuenca de Melanesia* (Fig. 41). Se sitúa al oriente del sistema de Kapingamarangui, y está delimitada al norte por las montañas de las islas Marshall; al oriente por las islas Gilbert y Ellice, y al sur por el AI de Melanesia Oriental. Es de forma ovalada, alargada al noroeste y en esta dirección delimita con las islas de Seniavín. Su extensión es de 1 500 millas de sureste a noroeste, y la amplitud del eje es de alrededor de 900 millas. Las profundidades varían de 3 000 a 5 400 m, mientras que en el norte (Fig. 41) la máxima es de 5 634 m.

7. *Cuenca Central*. Se reconoce precisamente en el centro del océano (Fig. 39), aunque ligeramente desplazada al occidente. Con forma de paralelogramo inclinado hacia el occidente, su eje mayor alcanza 2 400 millas y el menor unas 1 400 millas. Sus límites con otras cuencas: Noroccidental, Nororiental, Marianas Orientales, Melanesia y Austral no son barreras bien definidas y continuas. Al norte se levantan las montañas de Wake-Necker o Pacífico Central; al oriente, montañas e islas orientadas al noroeste de los atolones de Johnston hacia el de Flint; al sur los límites son imprecisos: el arco de la Melanesia y las montañas volcánicas de Samos y el sistema de las islas Sociedad. Pero en el centro-sur, entre las montañas limítrofes, un amplio estrecho de 600 millas comunica con la cuenca Austral. En su relieve predominan las montañas submarinas, y las mayores profundidades, de más de 6 000 m, se reconocen en fosas-fractura, siendo la mayor de 6 555 m.

8. *Cuenca Austral*. Hacia el sur del Pacífico se localiza esta depresión (Fig. 39) limitada al occidente por los arcos insulares de Tonga, Ker-

madec, Nueva Zelanda (y su meseta submarina) y las islas Maquarrie; al oriente por el sistema montañoso del Pacífico Oriental; al norte por las islas Tuamotu, Sociedad y Samoa, y al sur por la dorsal del Pacífico Austral. Es de forma triangular, con un perímetro aproximado de 7 500 millas, y su superficie consiste en lomeríos a profundidades predominantes de 5 000 m, mientras que la máxima conocida es de 6 000 m (Udintsev, 1972). Los espesores de los sedimentos son del orden de 100 a 300 m.

9. *Cuenca de Bellingshausen*. Es una depresión que ocupa la porción más austral del Pacífico (Fig. 39), y la delimita en esa dirección la margen submarina de la Antártida; al norte, el sistema montañoso submarino Occidental de Chile; al oriente la península Antártida. Se extiende longitudinalmente casi 3 000 millas de occidente a oriente, mientras que su amplitud es de aproximadamente 1 000 millas. En su porción central predominan las profundidades de más de 5 000 m, mientras que la máxima conocida es de 5 395 m. Su superficie es una planicie desmembrada en tres porciones: Sur, Central y Nororiental diferenciadas por su relieve: la primera, plana, ligeramente inclinada; la segunda prácticamente horizontal, y la última con un relieve de lomeríos con montañas que llegan a rebasar los 1 000 m de altura. Los sedimentos alcanzan espesores de 500 a 600 m.

10. *Cuenca de Chile*. Se localiza al norte de la cuenca de Bellingshausen (Fig. 39), separada de ésta por el sistema montañoso submarino Occidental de Chile; al oeste se levanta el sistema de la dorsal del Pacífico Oriental, al oriente la isla de Pascua, con la cadena submarina de Sala y Gómez, al norte, y la trinchera de Chile y el Eje montañoso Andino al oriente. Tiene forma triangular, con 1 500 millas de longitud de este a oeste, y unas 900 millas de norte a sur. El fondo queda, en general, delimitado por la curva batimétrica —3 500 m rebasando la parte más profunda los 4 000 m profundidad, aunque las hay mayores, relacionadas con depresiones locales de las fosas-fractura que en la isla de Pascua alcanzan —5 738 m. En su relieve es una planicie de lomeríos inclinada al sureste, con diferencias de altitud sobre su base, de 500-600 m. Asimismo, se reconocen montañas submarinas de 2 000-3 000 m de altitud, y fosas-fractura de 300-500 m de profundidad. En la región de la isla de Juan Fernández son numerosas las montañas de altitudes de hasta

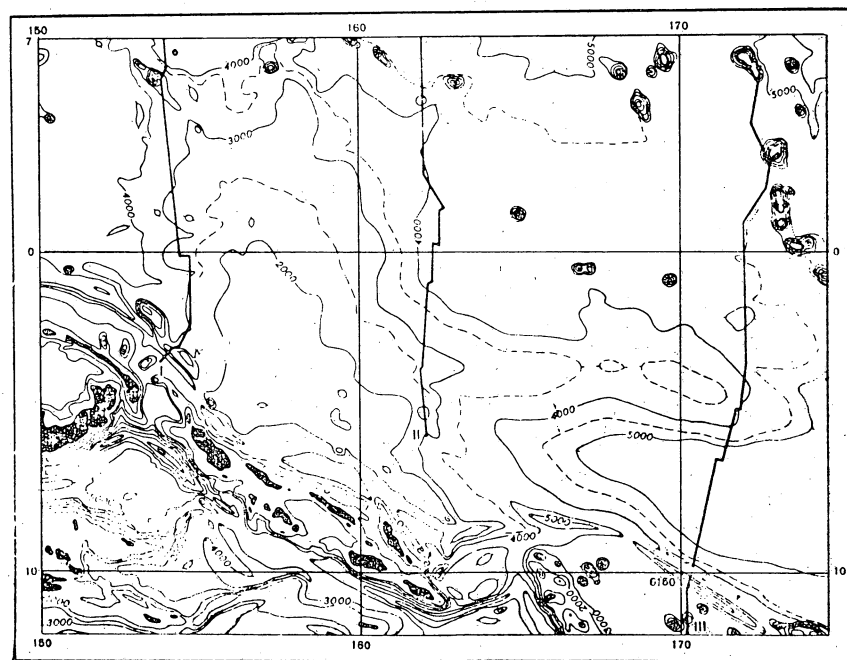
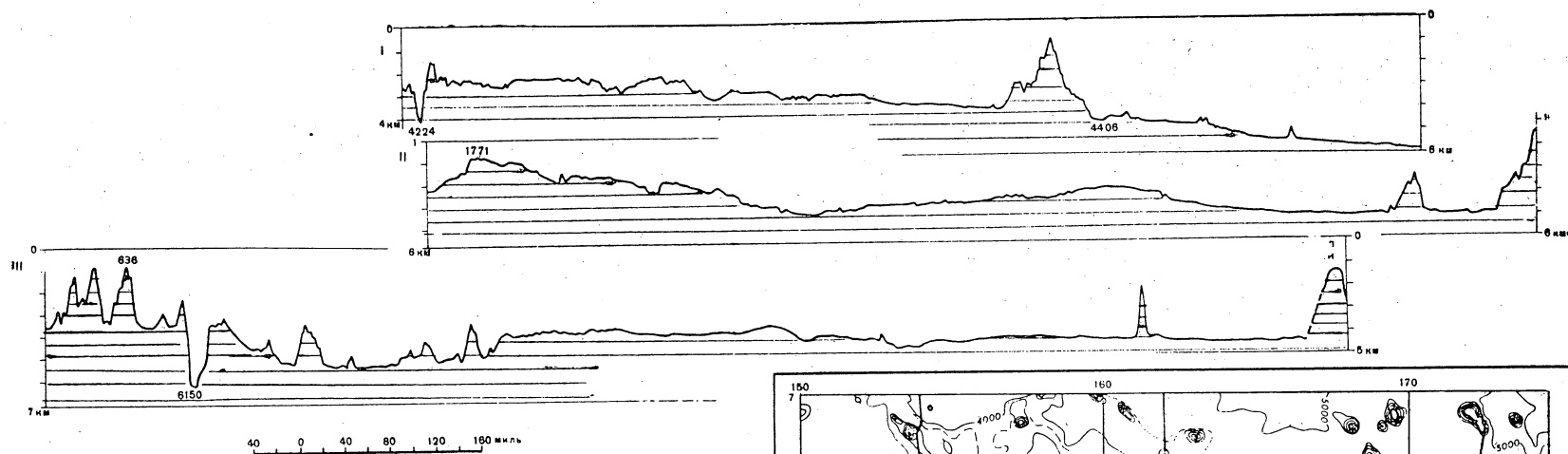


Fig. 41. Perfiles del fondo de la cuenca de Melanesia y el sistema montañoso de Kapingamarangui. La profundidad máxima corresponde a la trinchera de Vityaz (6150 m) (tomado de Udintsev, 1972).

1 800 m. Los sedimentos se presentan con espesores débiles, de unas decenas de metros.

11. *Cuenca de Nazca*. Esta es de dimensiones considerablemente menores; tiene forma triangular, con perímetro de unas 450 millas, y se localiza al norte del extremo nororiental de la planicie abisal de Chile. Su límite profundo es de unos 4 500 m, y su relieve consiste en una planicie de lomeríos que alcanzan 100-200 a 800 m. La profundidad máxima es de 5 334 m y en ella se levantan varias montañas de 1 300 a 2 700 m. El espesor de los sedimentos en el fondo es de unos 100 m.

12. *Cuenca del Perú*. Se presenta al norte de la zona de fractura de la isla de Pascua y delimita al occidente con el levantamiento del Pacífico Oriental, al norte con el de las Galápagos y al oriente con la trinchera del Perú y el eje montañoso de la Cordillera de Sudamérica. Tiene una amplitud de unas 1 200 millas y su profundidad dominante es de 4 400 m, mientras que la máxima alcanza 5 600 m.

El relieve es complejo (Fig. 42), en general, una planicie de lomeríos con fosas-fractura de 300-400 m de profundidad, con escasas montañas submarinas, y un espesor de los sedimentos de unos 1 300 m.

13. *Cuenca de Panamá*. Se localiza al oriente de las islas Galápagos, y la separa de la cuenca del Perú la cadena submarina de Carnegie; al oriente la delimita el TC de Centro y Sudamérica, y a profundidad se delimita a —3 000 m. Su relieve es complejo, con fosas de 4 200 m de profundidad. En el centro de la cuenca se levanta una cadena montañosa sobre la superficie, donde queda comprendida la isla Malpelo. Un rasgo particular es su intensa actividad tectónica. Se interpreta a la cuenca de Panamá como un ramal de la zona rift de la dorsal del Pacífico Oriental (Udintsev, 1972).

14. *Cuenca de Guatemala* (Fig. 42). Se reconoce al norte de las Galápagos. Delimita al occidente con el extremo norte del sistema montañoso del Pacífico Oriental (Albatros), al oriente con el SMS de Cocos, y al sureste con la trinchera Mesoamericana. Es de forma triangular, con sus vértices en las islas Galápagos, en el cabo de Zacatula y en el cabo Blanco (Costa Rica). De sureste a noroeste alcanza 1 000 millas de longitud y unas 500 de amplitud (del sistema de Albatros a América Central). Las profundidades máximas

medias son de 3 300 a 3 600 m, mientras que las máximas absolutas, controladas por fracturas, son de 4 900 a 5 300 m. Las mínimas se relacionan con las cimas de montañas submarinas: 1 700 a 2 700 m, y la cadena montañosa submarina de Tehuantepec, 1 800 a 2 700 m. Su relieve consiste en alternancias de planicies y lomeríos (Fig. 42). Asimismo, se inclina hacia el noroeste, de —3 300 hasta —4 100 m.

La CMS de Tehuantepec, descrita originalmente por Menard y Fisher (1958), es estrecha y asimétrica, con amplitud de 5-7 millas, con una extensión de 300 millas, y una altura de 1 000 m sobre su base. Esta estructura y la zona de fractura con la que se encuentra asociada se aproxima hacia la fractura de Clipperton. Los sedimentos alcanzan en el fondo de la cuenca espesores de 200-300 m, en algunas localidades hasta de 500 m.

15. *Cuenca Nororiental*. Esta comprende una porción significativa del Pacífico Oriental (Fig. 39), aproximadamente la mitad de este territorio, o sea, que representa el cuadrante nororiental de toda la cuenca del Pacífico. Sus límites son: al sureste el sistema montañoso de Albatros y la dorsal; al suroeste, el sistema de Tamuotú; al occidente el sistema de Line, las islas Hawai y las montañas submarinas Noroccidentales; al norte la trinchera de las Aleutianas y las montañas contiguas; al noreste el complejo Californiano de Norteamérica. Posee dimensiones considerables: de norte a sur 4 800 millas, con amplitud de oriente a occidente de 2 300 millas. Las profundidades varían de 3 500 al noreste, 4 000 al sureste y hasta 6 500 al noroeste, mientras que al oeste son del orden de 6 000 m. Las profundidades máximas están condicionadas por fosas-fractura que alcanzan 7 168 m, como la de Chinuk.

Las montañas isla son muy escasas: las de Reviligedó y la de Clipperton al oriente, y las Markis al sur de la cuenca.

Su relieve consiste en una planicie débilmente inclinada de oriente a occidente, donde se extienden tanto planicies amplias (en el noreste de la cuenca), como lomeríos (en la parte central) y zonas montañosas (al sureste). Además, la planicie abisal está desmembrada en bloques por varias fracturas profundas con desplazamientos horizontales; de éstas se conocen ocho principales: Markis, Galápagos, Clipperton, Clarion, Molokai, Murray, Pionero y Mendocino (Fig. 39).

Sus zonas de fractura se expresan en el relieve por fosas profundas, alargadas, orientadas de este a oeste, con profundidades de 4 000 a 6 500 m,

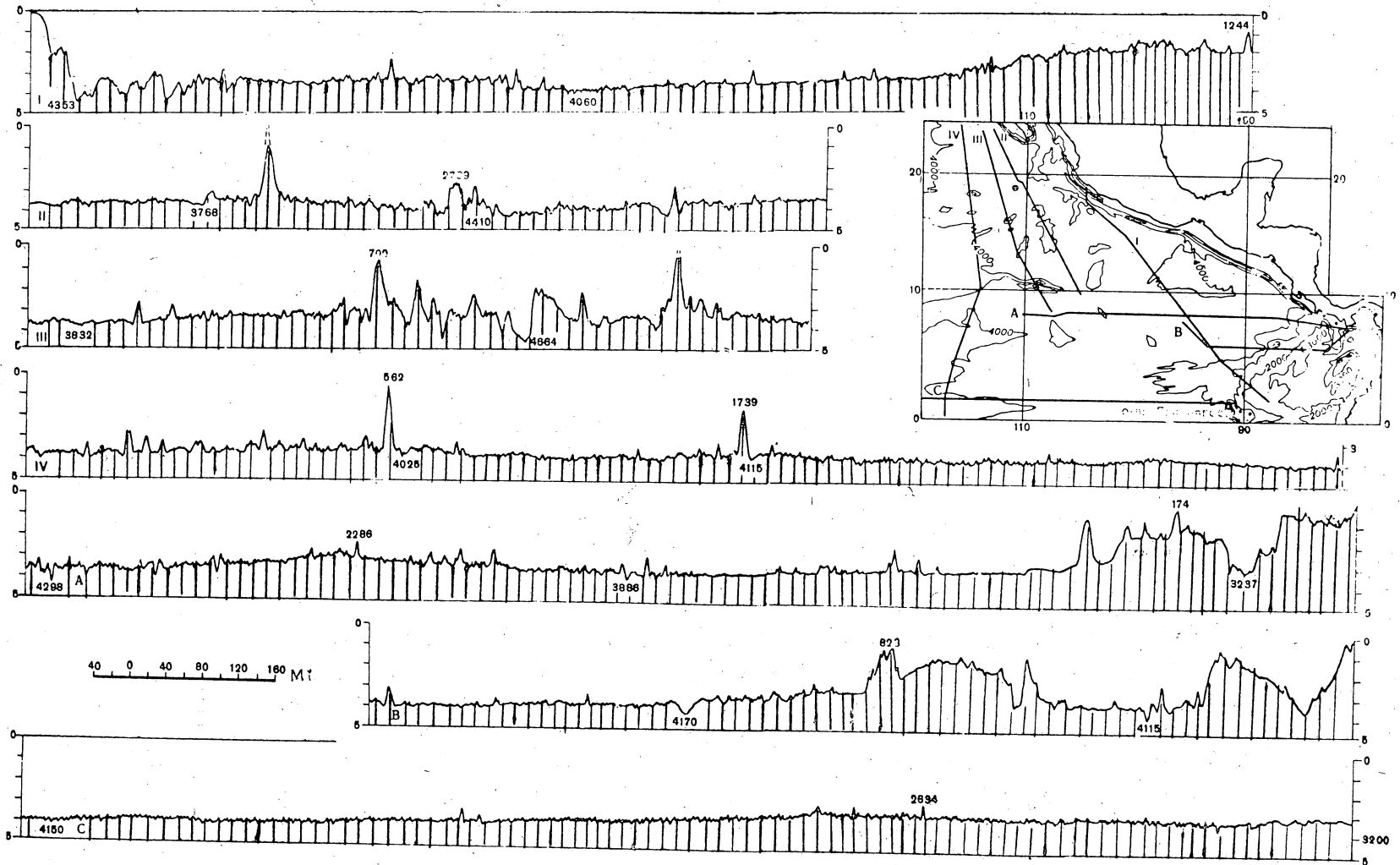


Fig. 42. Perfiles del fondo de las cuencas de Guatemala y Panamá (tomado de Udintsev, 1972).

donde están presentes montañas submarinas de origen volcánico, muchas de ellas formando islas, como las Markis. En altitud alcanzan, en general, de 1 000 a más de 4 000 m. La fractura de Clipperton, de unas 2 000 millas se extiende incluso a través del sistema de Albatros, hasta Guatemala (Menard y Fisher, 1958), bifurcándose en dos ramas: una de este a oeste y otra de noreste a suroeste, a lo largo de la costa de Tehuantepec (*op. cit.*).

La fractura Clarión (Fig. 43) sigue un rumbo

casi de este a oeste, desde la cadena de las islas Line hasta la región de las islas Revillagigedo, con una extensión de 3 000 millas. Su relieve es el característico de una falla escarpada, y controla las cuatro islas Revillagigedo: Clarión, Roca Partida, Socorro y San Benedicto, todas de origen volcánico.

La zona de fractura Molokai se extienden desde las islas del mismo nombre (en las Hawai), hacia la isla de Cedros en Baja California, de acuerdo con Smith y Menard (1955) (Udintsev, 1972).

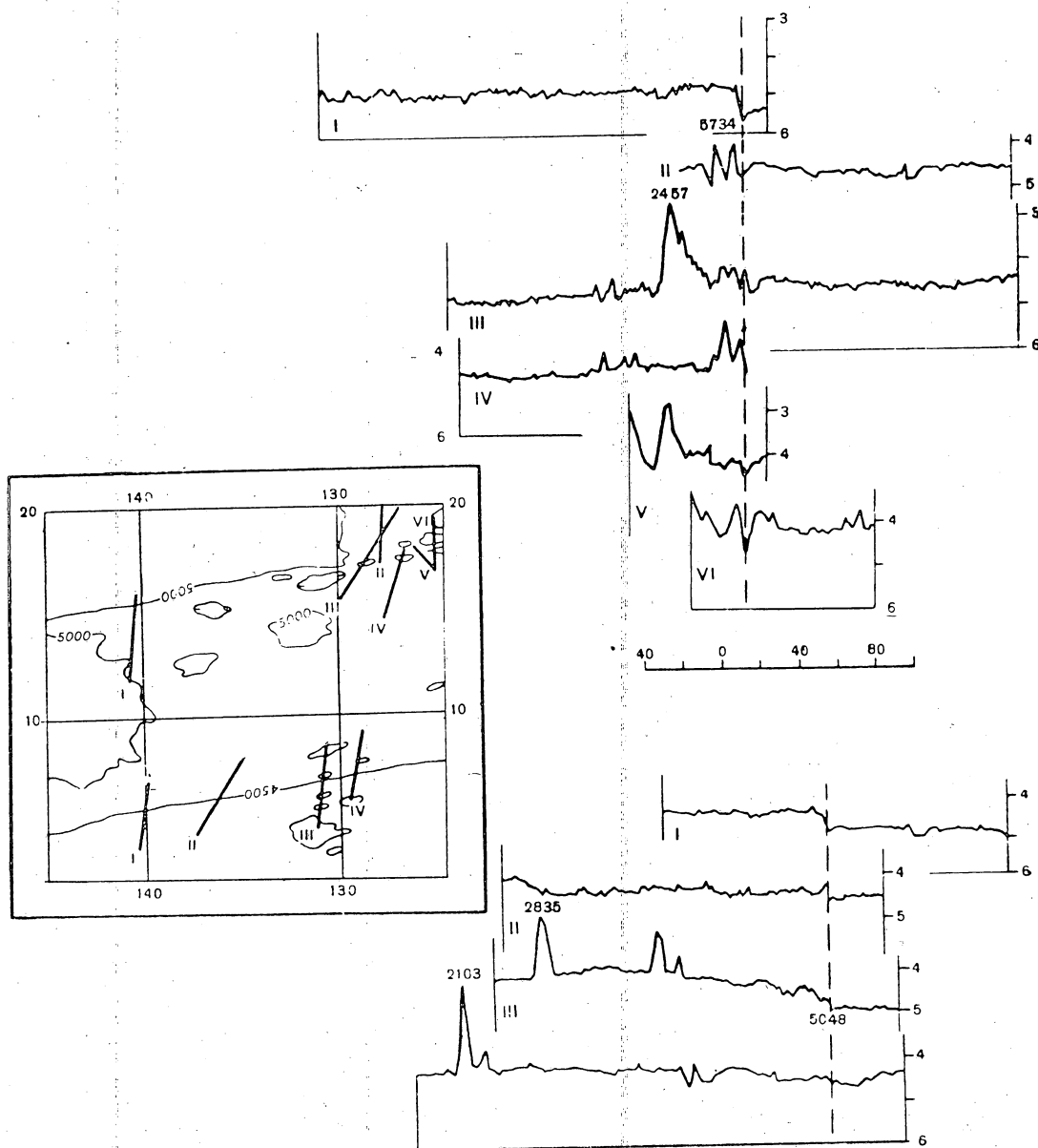


Fig. 43. Perfiles de la planicie abisal del Pacífico en la zona de las fracturas de Clarión y Clipperton (tomado de Udintsev, 1972). El punteado señala la posición de las fracturas.

En el extremo oriental, y al noreste de esta fractura, se localizan las montañas submarinas de Baja California, en un fondo de relieve montañoso volcánico, con alturas de 1 000 y hasta 3 000-4 000 m de altitud. Las más altas son la de Fieberling y la de Guadalupe con 137 msnm.

La zona Murray se extiende de las Hawai hasta el PdC, en la región de las montañas submarinas de San Juan y Rodríguez, con una extensión de 1 500 millas.

La planicie abisal al norte de la zona de fractura de Mendocino muestra grandes profundidades hacia su extremo norte, con 6 600-6 800 m. En el golfo de Alaska tienen gran desarrollo las montañas volcánicas submarinas, con alturas de más de 3 000 m. Igualmente en las proximidades de la trinchera de las Aleutianas y en la porción central de esta cuenca, entre las elevaciones de Parker y Scott.

Los espesores de los sedimentos alcanzan hasta 1 600 m en el oriente.

Océano Atlántico (Figs. 44, 45)

Además de las descripciones originales de Heezen, Tharp, Ewing (1959), del relieve del Atlántico, Ilin (1976) y Litvin (1980) en recientes monografías presentan una información que complementa la anterior. Con base en estos trabajos se presenta a continuación una breve descripción sobre los principales rasgos morfológicos de las cuencas abisales del Atlántico (Fig. 44).

16. *Cuenca de Noruega-Groenlandia*. Esta depresión se localiza en el extremo norte del Atlántico, desmembrada en tres cuencas abisales:

a) De Groenlandia. Limita con la dorsal del Atlántico y el TC de Groenlandia Oriental; sus profundidades son de unos 3 200 m al norte y 3 600-3 800 m al sur. En esta PA se levantan montañas submarinas, la más alta de 3 000 m de altitud.

b) De Noruega. Se localiza en la porción central del mar de Noruega, y se caracteriza por presentar un fondo plano sobre el cual se levantan numerosas montañas submarinas de 1 000 a 2 000 m de altura; las profundidades del piso son del orden de 3 600-3 700 m.

c) De Lofoten. Consiste en una planicie de inclinación débil, en dirección al oeste, con profundidades de 2 900 a 3 200 m.

17. *Cuenca de Irminger*. Se extiende al suroeste

de Islandia con un relieve poco profundo, de 2 400 a 3 000 m; consiste en una superficie plana, ligeramente inclinada al suroeste, en cuyas márgenes se levantan montañas y lomeríos.

18. *Cuenca de Labrador*. También ésta es de poca profundidad, de 3 000 a 4 500 m y pendientes de unos 3'. Ocupa una superficie de 420 000 km², limita con el PdC de Groenlandia (Fig. 44), y en su relieve lo mismo se reconocen superficies planas, niveladas por la acumulación, que montañas submarinas en los límites con la dorsal.

19. *Cuenca de Newfoundland*. Se extiende al sur de la cuenca anterior como una continuación de la misma, con profundidades máximas de 4 500 a 5 000 m. En su porción central se extiende una superficie nivelada, mientras que la oriental presenta un relieve de lomeríos y montañas submarinas, algunas de más de 3 000 m de altura.

20. *Cuenca de Norteamérica*. Ésta es la mayor del Océano Atlántico y limita con el PdC de la dorsal y la margen oriental de Norteamérica, bordeando el sistema montañoso de las Bermudas. En esta gran PA se reconocen las cuencas de Sohm, Hatteras y Nares.

La cuenca de Sohm se localiza al sur de Newfoundland, con forma de "T", 250 millas de amplitud, y profundidades de 5 300 a 5 500 m.

La cuenca de Hatteras se reconoce al noreste del sistema de Las Bermudas, entre estas islas y Long Island. Comprende una superficie de 600 millas cuadradas, con un relieve accidentado en el que son comunes los escarpes. Su profundidad es semejante a la de la anterior, de 5 300 a 5 500 m.

La cuenca de Nares se sitúa al norte de la trinchera de Puerto Rico y al sur y sureste del sistema de Las Bermudas. Su profundidad es de 5 800 a 6 000 m, con relieve plano desmembrado por colinas locales y depresiones del tipo de fosas-fractura.

En la margen oriental de la cuenca de Norteamérica se extiende una amplia zona de lomeríos orientada paralelamente a la dorsal.

21. *Cuenca de la Guyana*. Se extiende paralelamente a las costas de Sudamérica con un relieve esencialmente acumulativo y una profundidad máxima de 4 500 m. En las porciones noroccidental y sudoriental de la cuenca se localizan la PA de Demerara y Ceara, donde tienen desarrollo fosas-fractura. En la porción sureste de la cuenca de Guyana se levantan varias montañas

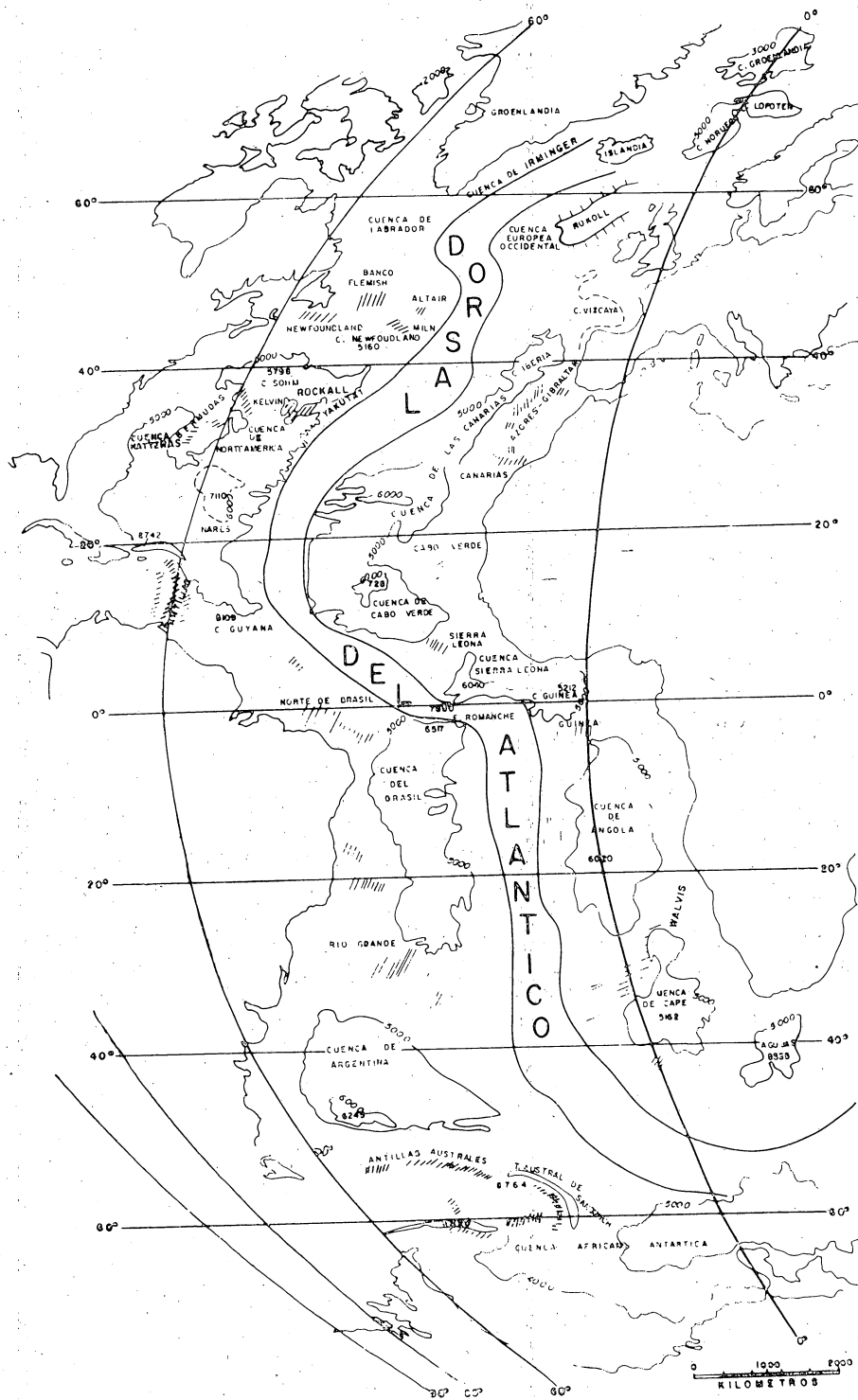


Fig. 44. Estructuras principales del lecho del Océano Atlántico (elaborado con base en Heezen, *et al.*, 1959, Udintsev, *et al.*, 1977 y Litvin, 1980).

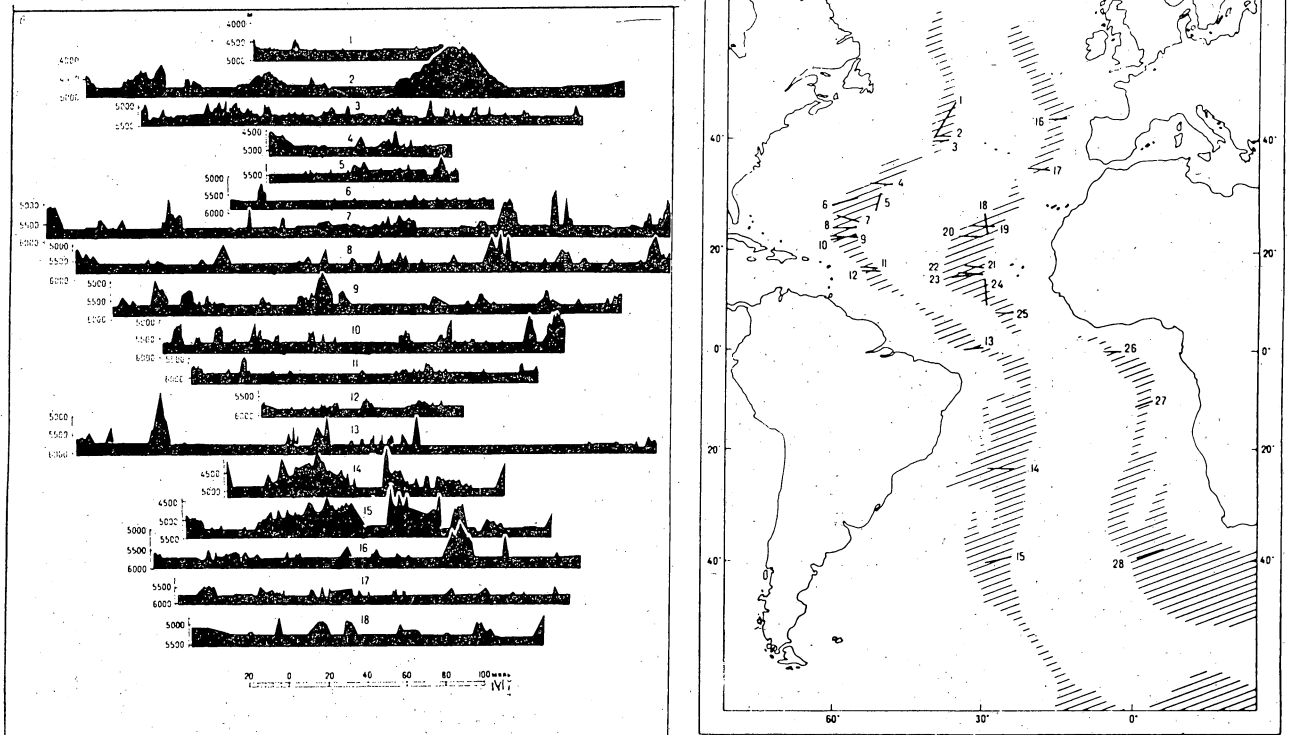


Fig. 45. Perfiles típicos del relieve de lomeríos de las planicies abisales del Atlántico (a), su localización en el plano geográfico (b) (tomado de Ilin, 1970).

submarinas de 3 000-3 500 m de altura, formando las más altas las islas de Rocas y Fernando de Noroña.

22. *Cuenca del Brasil*. Limita con el PdC del Brasil, a una profundidad de 4 500-4 800 m, donde se inicia la planicie inclinada hacia el sur, y limita también con otras cuencas interiores de fondo plano, como la de Pernambuco, al norte. En el centro de la cuenca se levanta una CMS que forma algunas islas volcánicas, como las de Trinidad y Martin Vaz. Las porciones más profundas son del orden de 5 200 a 5 600 m. Al sur se encuentran otras cuencas delimitadas por lomeríos que, asimismo, se extienden al oriente, con alturas de 300 a 500 m. Asimismo, en el fondo hay varias montañas submarinas, algunas de las cuales casi llegan al nivel del mar, a 35-45 m de éste.

23. *Cuenca de Argentina*. Limita con el PdC a profundidades mayores de 4 500 m, que se

incrementan hacia el sur hasta alcanzar una profundidad de 6 000 m. Por el sur limita con la CMS de Falckland. Su fondo es plano, ondulado en la porción central, con lomeríos escasos mejor representados al oriente donde se levantan de 500 a 800 m, dispuestos paralelamente a la dorsal.

24. *Cuenca Africano-Antártica*. Se extiende en la margen submarina de la Antártida y en ella queda comprendida la cuenca de Wedell, de 4 800-4 900 m de profundidad, aunque se incrementa al oriente, alcanzando 5 300-5 400 m.

25. *Cuenca Europea Occidental*. En ésta queda comprendida la cuenca de Vizcaya, de fondo plano, ligeramente inclinado hacia el sur, con profundidades de 4 500-4 800 m. Por el occidente delimita a la cuenca un conjunto de lomeríos, y hacia el noroeste se levantan grupos de montañas submarinas de hasta 1 500 m de altura. En la porción sur de la cuenca alcanzan 2 000 m de altitud.

26. *Cuenca de Iberia*. Se localiza al occidente de la península de los Pirineos, con un relieve que en su mayor parte es una superficie nivelada, de 5 100 a 5 200 m de profundidad, sobre la cual se levantan colinas y montañas. A lo largo de los límites occidental y sur de la planicie se extiende una franja de lomeríos.

27. *Cuenca de Las Canarias*. Esta es una de las grandes cuencas del Atlántico, con presencia de numerosas montañas submarinas que comprenden a las islas volcánicas de Las Canarias, con más de 2 000 m de altitud. En la porción oriental de la cuenca se encuentra una planicie abisal inclinada hacia el sur, con profundidades que se incrementan gradualmente de 5 000 a 6 000 m. Al occidente tienen amplio desarrollo lomeríos de 500 a 800 m, dispuestos en dirección casi norte-sur.

28. *Cuenca de Cabo Verde*. En su relieve se encuentra una superficie nivelada, perteneciente a la cuenca de Gambia, de 5 000-5 500 m de profundidad, y otra de lomeríos en la que se encuentran algunas montañas submarinas que superan incluso los 3 200 m de altura.

29. *Cuenca de Sierra Leona*. Uno de sus límites principales lo representa la CMS del mismo nombre, y está separada de la cuenca de Guinea por lomeríos. Las profundidades son del orden de 4 800 a 5 200 m, pero en el sur se incrementan a 6 000 m.

30. *Cuenca de Guinea*. Se localiza en la porción occidental del golfo de Guinea, limitando con el PdC, de gran desarrollo, por la alimentación que recibe del río Niger. La PA ocupa una gran extensión superficial, con profundidades de 5 000 a 5 100 m, sobre la cual se levantan algunas lomas y montañas. Al sureste limita con la cadena de Guinea, a 4 700-4 800 m de profundidad, y se levanta 2 000-2 500 m.

31. *Cuenca de Angola*. Limita con el PdC a 4 600-4 800 m, con un fondo nivelado, inclinado hacia el occidente, y profundidades que se incrementan gradualmente de 4 800 a 5 600 m. Al occidente está desmembrada por una franja estrecha de lomeríos de 300 a 500 m de altura. Se levantan también varias montañas submarinas, en especial en el norte, a lo largo de una línea que une el volcán de Camerún con la isla Santa Helena.

32. *Cuenca del Cabo*. Se localiza al sur del sistema de Walvis, con el que limita a profundida-

des de unos 4 500 m. Consiste en una franja estrecha, de profundidades de 4 600 a 5 200 m, en la que se levantan lo mismo lomeríos que montañas submarinas de hasta 4 000 m de altura.

33. *Cuenca de Agujas*. Se sitúa al noroeste del SMS del mismo nombre, que se levanta 2 000-2 500 m sobre el fondo. La profundidad máxima de la cuenca es de 5 200-5 400 m y en su fondo tienen desarrollo lomeríos cerca de la dorsal del Índico. Por su posición intermedia entre dos océanos también es considerada parte del Índico.

Océano Índico (Fig. 46).

La descripción de las cuencas abisales de este océano, igual que las posteriores descripciones de las montañas submarinas y las dorsales se apoya en la reciente monografía de Kanaev (1979) que describe tres segmentos del océano: Africano, Asiático-Australiano y Antártico, en cada uno de los cuales una serie de sistemas montañosos delimitan un total de 24 cuencas (Fig. 33), de las más diversas dimensiones: de 200 a 300 millas de amplitud hasta 2 500-3 000 millas. Sus límites consisten en diversos accidentes estructurales tales como elevaciones montañosas, depresiones estrechas, etcétera.

a) Segmento africano

34. *Cuenca de Mozambique*. Es una depresión estrecha, de 300 por 1 500 millas de longitud, delimitada al occidente por el PdC de África y la CMS de Mozambique; al oriente por la isla y montañas submarinas de Madagascar, y al sur se une con la cuenca de Agujas mediante un escollo de 200-300 m de altura. Es, en sí, una planicie ondulada, inclinada al sur, sobre la que se levantan algunas montañas volcánicas. La parte más profunda alcanza 6 046 m, y los espesores de los sedimentos varían de 1 500 a 1 800 m.

35. *Cuenca de Mascareñas*. Delimita al occidente con las laderas de la isla de Madagascar y de Farquhar, y al oriente con la cadena de Mascarene. Los límites norte y sur son convencionales, en el primer caso la cadena de las islas Agulega y la de Amirante; en el segundo la zona de las islas Reunión y Madagascar. Sus dimensiones son de 700 millas en longitud por 400-500 millas de amplitud. El fondo es en su mayor parte una planicie acumulativa localmente ondulada. También se levantan montañas de alturas diversas: el volcán de Bordín alcanza 3 200 m de altitud.

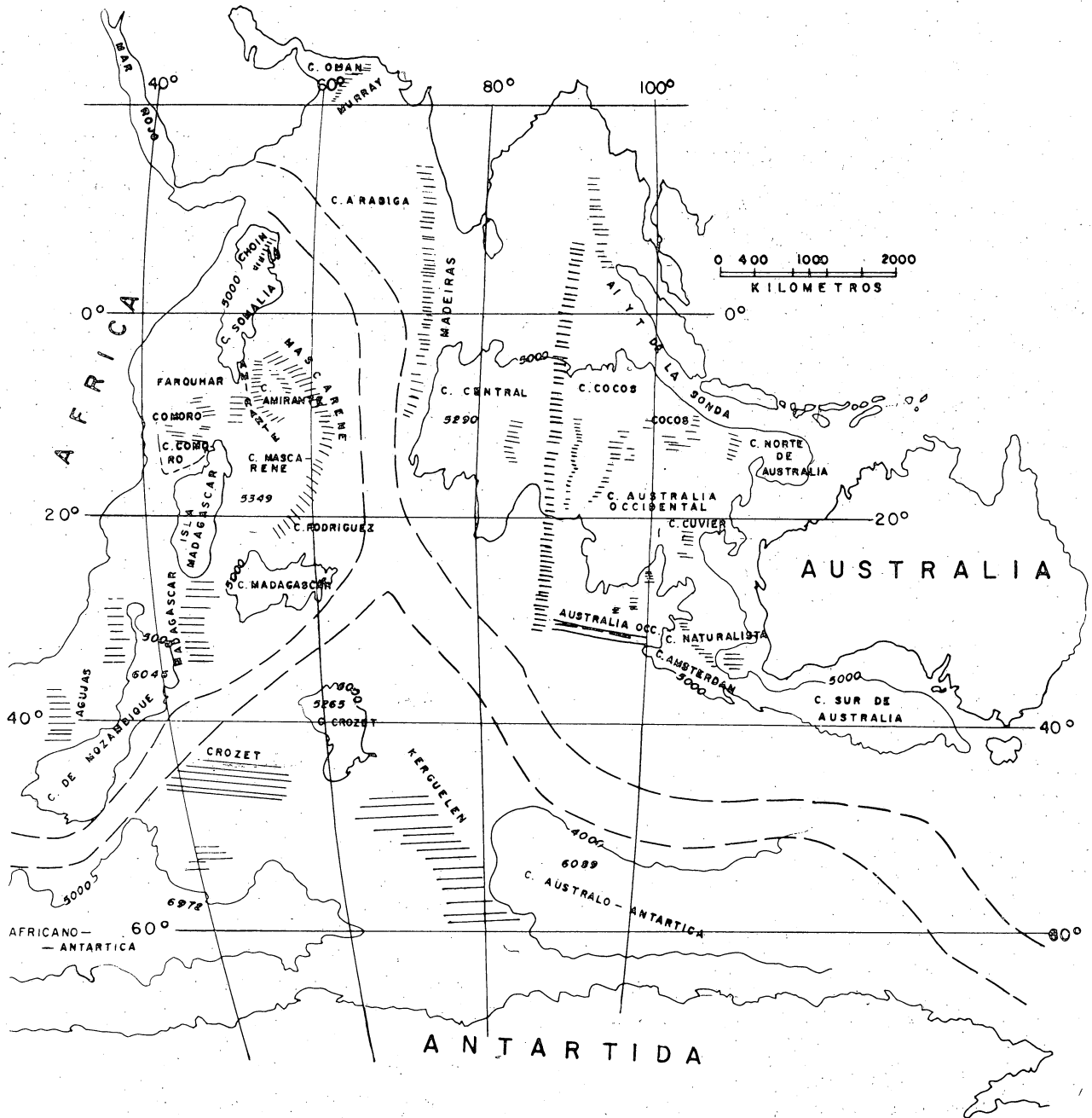


Fig. 46. Estructuras principales del lecho del Océano Índico (tomado de Udintsev *et al.* 1977 y Kanaev, 1979).

La profundidad máxima se ha determinado en 5 349 m, y los sedimentos, que presentan espesores de 200-400 m, localmente alcanzan hasta 700 m y más.

36. *Cuenca de Amirante*. Que se extiende al oriente de las islas del mismo nombre, delimita al norte y oeste con la cadena de Mascareñas; al sur,

entre la cadena de Amirante y las islas Agulega se localiza un acceso de amplitud y profundidad considerable. La cuenca es de forma ovalada, con ejes de 450 y 250 millas, y el fondo es una planicie acumulativa ondulada, inclinada al sur, con profundidades de 2 500 a 4 500 m. Los espesores de sedimentos varían de 200 a 400 m.

37. *Cuenca de Comoro*. Ocupa la mitad norte del estrecho de Mozambique y la delimita al occidente el TC de África; al oriente las islas de Madagascar, y al sur el estrecho de Mozambique. Es de forma aproximadamente triangular, con lados de 300-400 millas. Todo el relieve es una planicie acumulativa de 3 500 a 3 550 m de profundidad, con la máxima local de 3 621 m. El espesor de los sedimentos es de 1 000 metros y más.

38. *Cuenca de Somalia*. Se localiza frente a las costas de la península del mismo nombre, delimitada al noroeste y occidente por el PdC africano; al sur por las cadenas de las islas Comoro, Madagascar, Farquhar y Amirante, y al oriente y noreste por la cadena Árabe-Indú. Su longitud es de 1 500 millas; con un fondo esencialmente plano, acumulativo, y una profundidad máxima de 5 374 m. Algunas montañas-isla se localizan al occidente de las islas Farquhar, tales como las de Aldana, Cosmoledo y otros bancos pequeños. Los espesores de sedimentos varían de 200 a 500 m.

39. *Cuenca de Madagascar*. Es ésta una gran depresión del Índico localizada al sureste de la isla de Madagascar, con otro límite natural hacia la dorsal del Índico Occidental (al oriente) y al norte la cadena de las islas Mascareñas. En su forma en planta la cuenca aparenta un triángulo rectángulo con longitudes de 740 y 1 100 millas; asimismo, está bien delimitada de las cuencas contiguas, a excepción de la de Mascareña con la que la une un estrecho profundo. En su fondo, en el que predomina el relieve de lomeríos, destaca la zona de falla de Mauricio que de la isla del mismo nombre va hacia el suroeste unas 700 millas en esta zona de fractura; al sur de la isla Reunión, se reconoce la profundidad máxima de 5 815 m. Sin embargo, se ha establecido en una fosa, al pie de la dorsal, un valor de 6 400 m. El espesor de los sedimentos es variable, de cero a 200 m.

b) Segmento asiático-australiano

40. *Cuenca de Omán*. Se sitúa al noroeste del segmento entre Arabia e Irán, limitando con el PdC asiático al norte, occidente y suroeste, y la cadena de Murray al sureste. Al sur la cuenca está comunicada con la Arábica a través de un acceso. Es de forma ovalada, con ejes de 120 y 350 millas; su fondo es plano, en parte ondulado y de relativa poca profundidad: 3 350 a 3 370 m. Los sedimentos alcanzan espesores de hasta 1 000 m.

41. *Cuenca Arábica*. Ocupa una gran porción del mar Arábigo, y delimita al noroeste con el TC de la península Arábica, al norte con la cadena de Murray, al noreste con el Indostán, al oriente con las Maldivas, y al suroeste con las cadenas Árabe-Indú. Es de forma rómbica, de 1 000 por 700 millas, y de poca profundidad: no rebasa los 4 500 m. Toda su superficie es acumulativa, semejante a un gigantesco cono de deyección. En partes se levantan montañas de hasta 1 300 m. La porción noroccidental de la cuenca está cortada por la zona de fractura de Owen, con montañas de 1-2 km de altura. Los sedimentos alcanzan al norte hasta 2.5 km.

42. *Cuenca Central*. Se extiende en el centro de la mitad norte del océano y presenta por todos lados límites precisos. Al oriente colinda con la dorsal del Índico Oriental, al sur con la del Central y los SMS Árabe-Indú y de las Maldivas, al norte con el PdC asiático. Es una depresión alargada, de 3 250 por 850 millas, con un fondo plano al norte y desmembrado por lomeríos al sur. Al norte se forma un gigantesco cono de deyección (en el Golfo de Bengala) producido por el río Ganges. La profundidad máxima, se reconoce en la fosa de Lanka, de 5 586 m, y el valor máximo de espesor de sedimentos se presenta al norte del Golfo de Bengala, con 3 km, pero disminuye a 100-200 m al sur.

43. *Cuenca de Cocos*. Se extiende en la porción nororiental del océano, al norte de las islas de Cocos. Limita al occidente con la dorsal del Índico Oriental; al noreste con el extremo del arco de la Sonda, y al sur con la cadena montañosa que se extiende de las islas Navidad a las de Cocos. Es de forma triangular, con un perímetro de unas 900-1 000 millas, con un fondo que es en sí una planicie, inclinada hacia el sur, de origen acumulativo. En su base se levantan algunas montañas, y la profundidad máxima es de 5 470 m. Los espesores de los sedimentos varían de 500 a 1 000, incluso más metros.

44. *Cuenca Australiana Occidental* (Fig. 47). Se localiza en las márgenes de Australia Occidental, y está delimitada al norte por la cadena de Cocos, al noreste por el arco de la Sonda, al sur por el PdC australiano, y al occidente por la dorsal de la India Oriental. Es de forma cuadrangular, con un perímetro de 2 100 millas, y se reconocen en ella profundidades superiores a los 6 000 m. Al

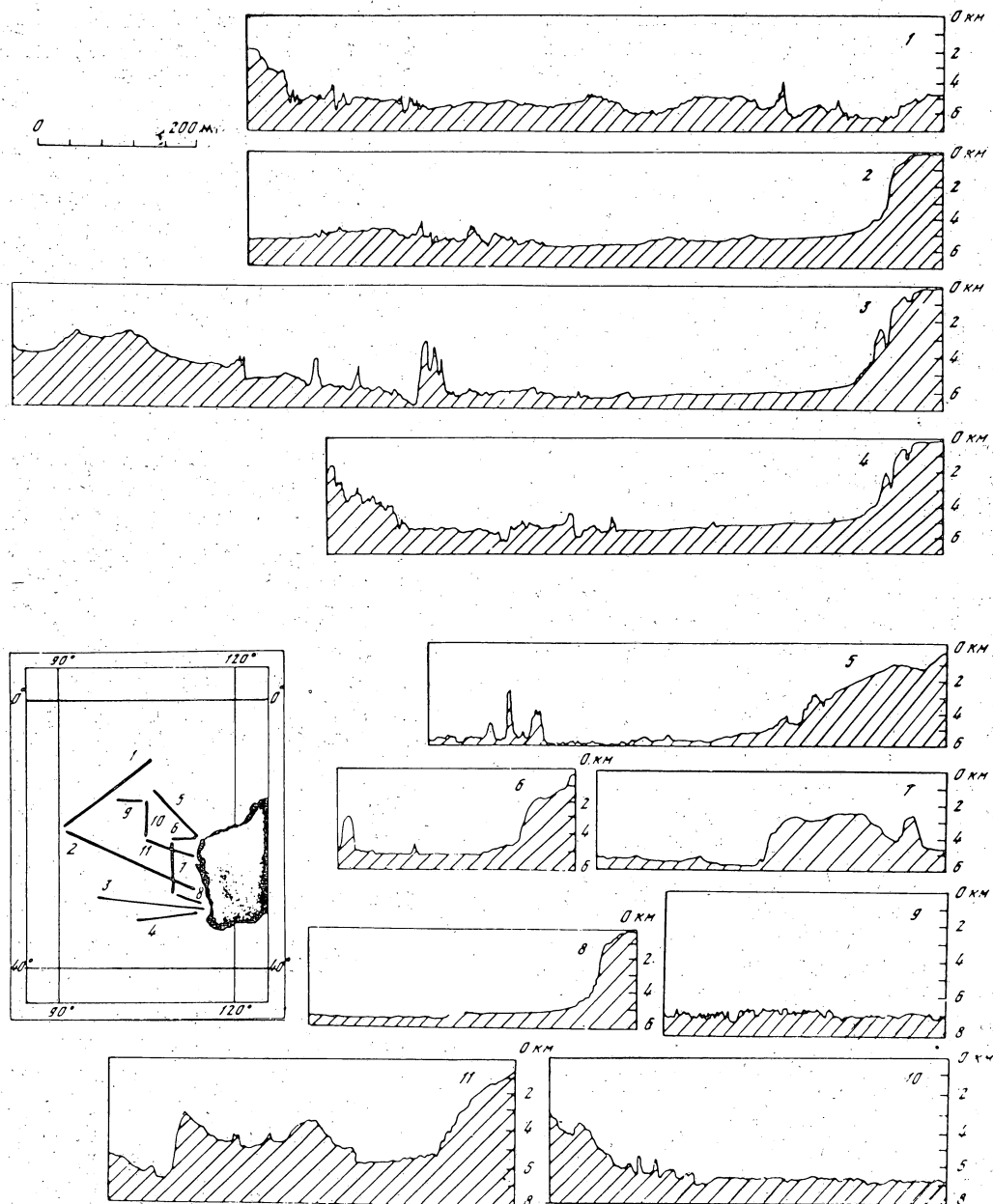


Fig. 47. Perfiles de las cuencas de Australia Occidental, del Naturalista y del macizo montañoso de Cuvier (tomado de Kanaev, 1979).

pie de la dorsal se extiende una fosa-fractura de 6 335 m de profundidad máxima. Son comunes también las montañas volcánicas y conjuntos de éstas (Fig. 47). El espesor de los sedimentos es débil, de 100 a 300 m.

La *cuenca del Naturalista* es una parte integrante de la cuenca Australiana (porción sud-oriental), con un relieve de elevaciones y depre-

siones (Fig. 47), con diferencias de alturas de 3 a 5 km. El fondo de las fosas alcanza hasta 6 200 m de profundidad.

45. *Cuenca de Cuvier*. Se localiza frente al PdC de Australia Occidental, con un relieve ondulado al occidente y plano al oriente; alcanza profundidades de hasta 5 800 m, aunque están presentes depresiones locales de hasta 5 233 m.

46. *Cuenca del Norte de Australia*. Se dispone al oriente del océano, al pie del TC, y en la margen del sistema de la Sonda. Es de forma casi circular, con fondo plano y ondulado, a profundidades de 5 500 a 5 600 m. Al occidente se elevan montañas y se presentan depresiones de 6 035 y 6 240 m. Los sedimentos alcanzan espesores de hasta 900 m.

47. *Cuenca de Amsterdam*. Se sitúa entre la mesa del Naturalista y la dorsal de Australia Occidental; es de forma ovalada, con radios de 1 300 a 1 400 millas. La zona de fractura Diamantina corta la cuenca dividiéndola en dos porciones: sudoccidental y nororiental. La primera con una superficie de lomeríos a profundidades de 4-4.5 km, y de alturas verticales de las lomas de alrededor de 5 000 m. La segunda porción, que presenta profundidades de unos 5 000 m, está ocupada por una planicie acumulativa en partes ondulada. También se reconocen fosas de hasta 6 000 m de profundidad. La zona de Diamantina se estrecha 100-150 millas, con una extensión de 1 500 millas. La profundidad máxima de la fosa es de 7 100 m. Asimismo, se reconocen volcanes de más de 3 000 m de altitud. Los sedimentos tienen espesores de 400-500 m.

48. *Cuenca del Sur de Australia*. Se localiza en la parte sudoccidental del Índico, frente a las costas del sur de Australia. Además de su límite con el continente y la isla de Tasmania, por el norte, colinda con las elevaciones montañosas de Mill por el oriente, y al sur con la dorsal Australo-Antártica. Es de forma ovalada, con radios de 1 500 y 500 millas y una profundidad máxima de 6 024 m en la zona de la fosa de Diamantina. Los sedimentos tienen espesores de 100 a 500 m.

c) Segmento antártico

49. *Cuenca Australo-Antártica*. Se localiza en la porción sudoriental del Océano Índico, cerca de la Antártida. Delimita al norte y oriente con el sistema Australo-Antártico, al sur con el continente y al occidente con la cadena de Kerguelen. Es de forma ovalada con radios de 3 000 y 5 000 m, y su relieve consiste en una planicie ondulada cerca del PdC, y casi horizontal en la parte central. La fosa más profunda, de 6 000 m se encuentra en la porción central de la cuenca, con 6 089 m. Sobre la planicie acumulativa se levantan lomas

y montañas, y el espesor de los sedimentos varía de 100 a 400 m.

50. *Cuenca de Crozet*. Ésta es una gran depresión del Índico; se localiza entre las islas de Crozet, Kerguelen, San Paolo y Amsterdam, delimitando al noroeste con la dorsal del Índico Occidental, con la del Índico Central al noreste y este; la CMS de Kerguelen y las islas de Crozet al sur. Tiene una extensión de unas 1 000 millas, donde el relieve es predominantemente de lomeríos, aunque en el sur y suroeste es ondulado y plano. Los sedimentos alcanzan espesores de 100 a 500 m.

51. *Cuenca Africano-Antártica*. Se extiende frente a las costas del mar de Wedell, en el occidente, siguiendo en dirección oriental hasta la cadena de Kerguelen. Delimita con el sistema Africano-Antártico y con la mesa de Crozet al norte, la cadena de Kerguelen al oriente, y el PdC al sur. Es de forma ovalada irregular, con ejes de 1 800 y 1 200 millas; con fondo plano, en algunas localidades ondulado, alcanza profundidades de 5 400 m cerca del pie de la montaña submarina Lena. Las mayores profundidades se reconocen en fosas de 6 972 m. Sobre la planicie se levantan colinas y montañas con altitudes de hasta 4 000 m. Los sedimentos alcanzan espesores de cero a 600 m.

Las Elevaciones Montañosas Submarinas (EMS)

El relieve del fondo oceánico, al igual que el de los continentes, se caracteriza por el contraste entre formas positivas y negativas, mayor aún en el caso del primero. Ya se han tratado algunas elevaciones montañosas submarinas, como los arcos insulares, o aquellas pertenecientes a las CMM. Otra compleja categoría de montañas submarinas relacionadas con las PA se expone en este capítulo.

Otra vez nos encontramos con problemas de terminología respecto a estas estructuras. Partiendo de la forma simple, la montaña aislada, hay que considerar como tal a toda elevación de más de 500 m sobre el piso oceánico, de acuerdo con Udintsev (1972). Otros autores, como Shepard (1973), consideran que las montañas submarinas (*seamount*) son de más de 900 m de altitud. A un conjunto de montañas alineadas lo denominamos cadena montañosa submarina (CMS), equivalente al *ridge* utilizado en lengua inglesa. Esta estructura se caracte-

riza por la presencia de laderas abruptas (Shepard, 1973).

Una elevación montañosa sobre el fondo oceánico, alargada, amplia y con laderas suaves y niveladas la denominamos levantamiento submarino (*rise*) de acuerdo con la terminología usada por Shepard (*op. cit.*). Se denomina mesa o meseta (*plateau*) a un amplio levantamiento del fondo oceánico (en ocasiones se le llama también macizo). Asimismo, hemos usado también el término sistema montañoso submarino (SMS) para referirnos a las elevaciones que alcanzan grandes extensiones.

Una publicación reciente de Agapova, Gershonovich, *et al.* (1979 b) propone una clasificación de las EMS en tres tipos: volcánicas, volcano-tectónicas y tectónicas. Esta clasificación abarca todas las estructuras montañosas del relieve de los océanos, incluyendo los arcos insulares y las dorsales. Estas últimas se consideran más adelante.

Es importante, antes de analizar cada uno de los tipos genéticos de las EMS, señalar algunos criterios que permiten ordenarlas de acuerdo con su morfología (*op. cit.*). Así, pueden ser cónicas, bloques, dómicas, en grada. Sus cimas se presentan agudas o en cresta (varios picos), dómicas y de cima plana (guyots).

Por su altura las EMS son bajas (1-2 km); medias (2-3 km) y altas (más de 3 km). Por su volumen se clasifican en menores (hasta 300 km³), medias (300 a 3 000 km³) y mayores (más de 3 000 km³), de acuerdo con la proposición de los autores citados.

En el fondo oceánico se reconocen actualmente cerca de 6 000-7 000 montañas submarinas volcánicas, 3 000-4 000 volcano-tectónicas y alrededor de cien tectónicas. La gran mayoría de ellas se ha reconocido en el Océano Pacífico.

I. Montañas submarinas volcánicas. Son éstas las mejor representadas en los fondos oceánicos y se refieren a volcanes tanto de tipo de emanaciones centrales como de lineales. En esta segunda categoría es común que presenten laderas suaves, cimas agudas y longitudes, en su base, de 10 a 15 millas. Las montañas de dimensiones medianas presentan un relieve más complejo: forma circular o elíptica, con ejes de hasta 50 millas. Sus pendientes son, en general, fuertes, de 10 a 15°, algunas veces se incrementan a 30-40° en la porción superior; se han observado

también escarpes de basalto de 1 000 m de altura. Los volcanes mayores están rodeados por mantos acumulativos de más de 3° de inclinación, cuyo origen lo interpreta Menard (1964) como lavas fluidas que surgen por conductos lineales.

Las altas montañas que se acercan al nivel del mar presentan formas del tipo de terrazas debidas a las variaciones del nivel del mar; de acuerdo con una hipótesis, porque se reconocen escalones originados por la disposición de lavas basálticas. La estructura de la cima de las montañas submarinas permite reconocer calderas, guyots y atolones, entre las principales.

Los guyots, término propuesto por Hess en 1946, en honor de Arnold Guyot, son montañas de cima plana, generalmente de formas más o menos circulares, con laderas de fuerte inclinación, de 15 a 20°, y frecuentemente de altitudes de 1 300-1 500 m. Hess atribuyó el origen de los guyots al hundimiento de una isla antigua cuya cima fue nivelada por la abstracción producida al nivel del mar.

El atolón se origina cuando se produce una acumulación de formas coralinas en la cima de una montaña oceánica.

Las montañas también se presentan en disposiciones de distinto tipo: lineal, zonal, concentrada, anular y dispersa. Las primeras se encuentran asociadas a grandes fracturas, levantamientos en arco, cadenas volcánicas, y arcos insulares.

La disposición zonal se refiere a una densidad (cantidad de volcanes por unidad de superficie) más o menos regular en un territorio dado.

En el caso de la disposición concentrada, varios volcanes (2-3 o más) se levantan sobre un zócalo de 40 a 100 millas de largo; se explica como zona de intersección de grandes fracturas.

El tipo anular se ejemplifica por una disposición aproximadamente circular de volcanes, separados decenas de millas, que no pertenecen a un mismo zócalo.

El último tipo, el disperso, se refiere al predominio de montañas menores junto a grandes volcanes aislados.

II. Montañas volcano-tectónicas. En éstas quedan comprendidas todas aquellas elevaciones asociadas a las dorsales que se estudian páginas adelante. Otro grupo de este tipo de montañas volcano-tectónicas está relacionado con las cadenas de montañas cons-

tituidas por rocas ultrabásicas que se desarrollan a lo largo de las fallas de desgarre, mejor representadas en los océanos Atlántico e Índico. Son, en sí, levantamientos estrechos (de unas 30 millas en su base), con alturas sobre el fondo de las fosas-fractura de 3-5 km. Algunas montañas forman islas, aunque se reconocen también guyots con una cubierta superior de sedimentos del tipo de las arenas, fosforitas y otras. Sin embargo, la mayoría de estas montañas, que presentan cimas agudas, en su composición tienen basaltos y rocas ultrabásicas.

Otro grupo de montañas submarinas de origen volcano-tectónico está relacionado con límites activos entre cuencas. Forman parte de estructuras de tipo arco y anulares, y su cantidad no supera algunas centenas.

III. Montañas tectónicas. A diferencia de los dos tipos anteriores, en éste el volcanismo no ha jugado un papel decisivo. Sin embargo, las rocas volcánicas están también presentes como testigos de la antigua corteza terrestre. Asimismo, se reconocen varios tipos genéticos.

En la periferia de las cuencas abisales, en los límites con zonas inactivas y con el TC, tienen desarrollo levantamientos tipo bloque, trapezoidales o dómicos según su aspecto en planta. La corteza terrestre en esta región es de tipo continental. En la estructura de las montañas, junto con las rocas del basamento, toman parte complejos sedimentarios. Se han propuesto tres formas de desarrollo de estas montañas: de origen continental, transformadas por una sumersión de una PC antigua; debidas a movimientos verticales; y originadas por movimientos horizontales: la expansión del fondo oceánico (*spreading*).

Otras montañas tectónicas se relacionan con la subducción de una placa bajo otra; con los movimientos neotectónicos en las cuencas oceánicas, y en los flancos de las dorsales. Así, los AI son el ejemplo más claro y representativo.

Océano Pacífico

La descripción de las grandes elevaciones montañosas de este océano está comprendida en la monografía de Udintsev (1972) que hace referencia a 17 conjuntos de montañas que se tratan a continuación.

1. *Sistema montañoso submarino del Hawai* (Figs. 48, 49). Consiste en un levantamiento en arco, de poca altitud, de unos 50 m, aunque su amplitud es considerable, de 600-700 por 1 400 millas de extensión. Sobre este arqueamiento se asientan, a lo largo de su eje, las montañas que forman la cadena de las islas Hawai. Consisten estas últimas en montañas submarinas que emergen sobre el nivel del mar dando origen a las islas: Hawai, Maví, Kahoolawe, Lanaí, Molakai, Oahu, Kawaií, Niihaú y otras 39 menores. La mayoría son de origen volcánico y sólo 13 son corallinas. El zócalo submarino consiste en unos 50 volcanes en escudo que se unen en su base formando una cadena de 1 400 millas de longitud por 100-200 millas de amplitud, que se extiende en dirección noroeste, desde la isla de Hawai, a través de los atolones de Midway.

La isla Hawai tiene un diámetro de 60 millas y contiene cinco volcanes en escudo, todos activos, dos de ellos de grandes alturas: el Mauna Loa de 4 170 y el Mauna Kea de 4 210 msnm. Estas islas son, así, resultado de una relación compleja de procesos tanto endógenos (volcanismo) como exógenos (erosión marina y fluvial), ambos de intensidades considerables.

En esta región la discontinuidad de Mohorovicic se encuentra aproximadamente a 14 km bajo el lecho oceánico. Además de la dorsal, es ésta la única región de actividad sísmica del Pacífico (en lo que se refiere a las montañas submarinas).

2. *Sistema montañoso Noroccidental.* Con una extensión de 1 400 millas por 30-40 de amplitud, representa una continuación de las de Hawai hacia la zona transicional de las Aleutianas, en dirección norte. Vista en planta muestra varias montañas alineadas que, a semejanza de las Hawai, se levantan sobre un zócalo plano de una profundidad general de 5 500 m, aunque localmente muestra hasta 6 000-6 500 m y un valor máximo en una fosa, de 6 830 m. Las cimas de las montañas más altas alcanzan hasta 5 000-6 000 m, sin embargo, no llegan a formar islas, aunque son unas 30 las grandes estructuras montañosas. Cinco de ellas son guyots que se interpretan como antiguas islas. Predomina la constitución volcánica con andesitas, tobas y pómez.

3. *Sistema montañoso de Line.* Consiste en una serie de montañas submarinas que se extienden hacia el sur de las islas Hawai, separadas por una depresión de 5 100-5 200 m de profundidad,

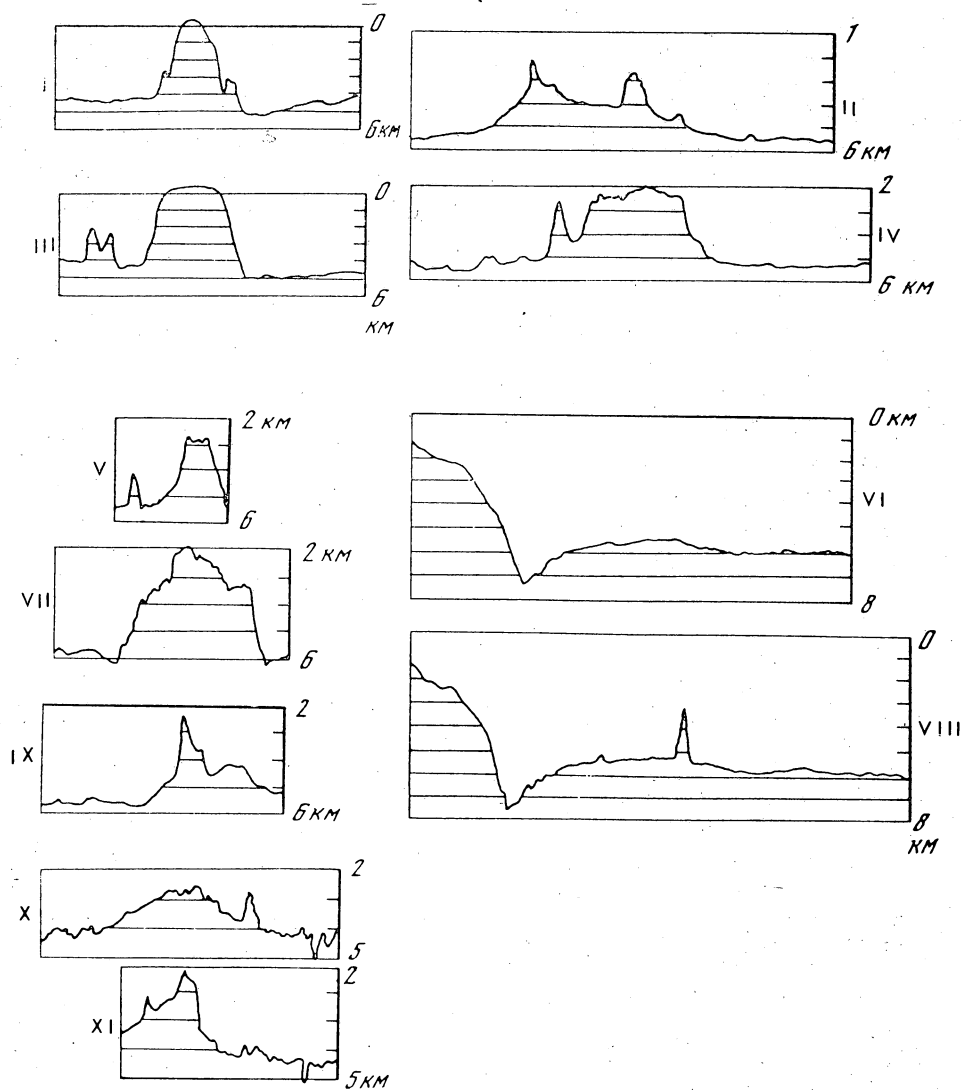


Fig. 48. Perfiles de levantamientos del lecho oceánico (tomado de Agapova, Budanova, et al. 1979). I, Hawaii; II, Marcus-Wake; III, Isla Hawaii; IV, Marcus-Wake; V, VII, IX, Emperador; VI, VIII, Zenkievich; X-XI; Nazca.

con un desplazamiento, al occidente, de casi 600 millas. Longitudinalmente presenta 2 300 millas entre el atolón Johnston y las islas Tuamotu. También las alturas son grandes: 4 500 a 5 200 m, formando islas como las de Johnston y Navidad.

4. *Sistema montañoso de Tuamotu-Sociedad*. Se reconocen en éste cuatro ejes de cadenas montañosas orientadas al noroeste, hacia las islas de sus extremos: Bellingshausen al NW y Ducie al SE. Se reconocen también islas menores tanto volcánicas como coralinas; entre las primeras se encuentran los grupos de las islas Tahití, Murea

y Tetiaroa, con cimas que se elevan de 1 200 a 2 300 msnm.

5. *Sistema montañoso de Marcus-Wake* (Fig. 48). Es una extensión montañosa orientada de occidente a oriente, entre las islas de Marcus y Wake, con 1 200 millas en longitud por 350 millas en amplitud. Consiste en unas 80 montañas con altitudes de más de 2 000 m; algunas incluso rebasan los 4 000 m.

6. *Sistema montañoso de Wake-Necker* (Pacífico Central). Consiste en varias cadenas montañosas que se extienden en conjunto 1 200 millas

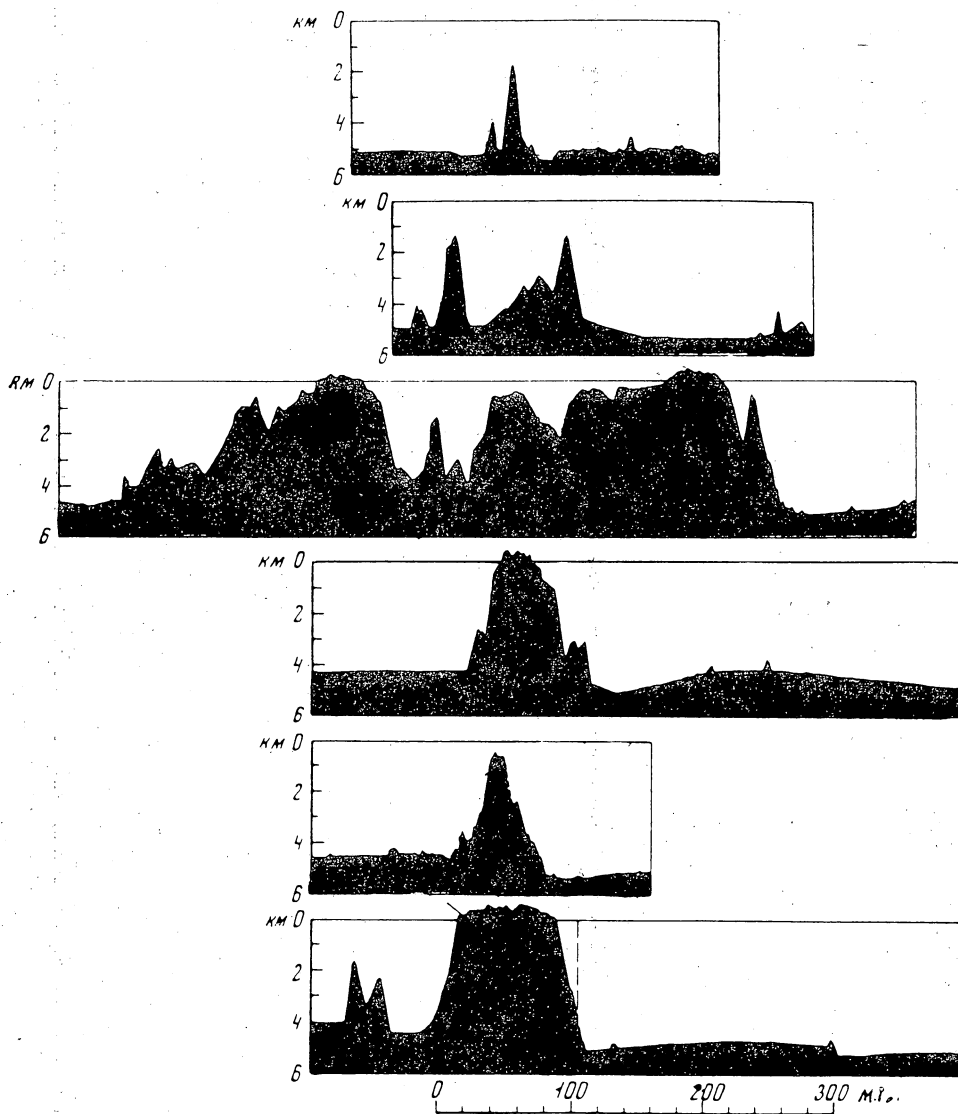


Fig. 49. Perfiles del sistema montañoso, fosa y arco de Hawai (tomado de Udintsev, 1972).

por 500 millas de amplitud, con su base a una profundidad media de 5 000 m. Sobre ésta se levantan las montañas a altitudes aproximadas de 2 000 m. En su ramal occidental presenta cinco cadenas montañosas orientadas de oeste a este, asentadas aparentemente sobre una zona de falla continuación de la fractura Murray.

7. *Sistema montañoso de las Carolinas.* Tiene una extensión longitudinal de unas 700 millas por 200 de amplitud y alturas de 2 000-2 500 m. Orientado de oeste a este tiene sus límites entre la trinchera de Java y las montañas del Kapingamarangui. Las montañas, que se asientan sobre

un levantamiento-arco, son todas volcánicas, varias alcanzan el nivel del mar y en ellas se han formado arrecifes coralinos.

8, 9. *Sistemas montañosos de Euarpiik y Kapingamarangui.* El primero de éstos es un levantamiento orientado de sur a norte, de la región donde coinciden las trincheras de Nueva Guinea y Melanesia Occidental, hacia el sistema montañoso de las Carolinas. Su longitud es de unas 500 millas por 130 de amplitud.

El sistema de Kapingamarangui coincide también en las Carolinas (al sur), y en esa dirección se extiende unas 1 000 millas, con amplitud de 300

millas, hasta las islas Salomón. Al sur están expuestos sobre el nivel del mar algunos atolones y arrecifes, y hacia la porción central se levantan varios volcanes de más de 2 000 m de altitud. En esta región los espesores de los sedimentos son fuertes, de hasta 1 000 m (principalmente carbonatos), dando lugar a formas niveladas.

10. *Sistema montañoso de Marshall-Gilbert-Ellice*. Son tres cadenas montañosas, cuyas islas principales le dan el nombre mencionado, que se localiza al oriente del sistema de Kapingamaranguí. En la región de las islas Marshall alcanza una longitud de 380 millas, con dos cadenas de montañas que originan en algunos casos atolones e islas coralinas. En esta zona se encuentran los atolones mayores del Pacífico: en las islas Kwajalein, con dimensiones de 70 por 20 millas; el atolón Eniwetok, por ejemplo, es parte de una montaña de 6 000 m de altura. Los sedimentos alcanzan espesores de 600 a 1 000 m de espesor.

Hacia el oriente de las islas Marshall se extiende la cadena de las islas Gilbert, en la que se reconocen 11 atolones y 5 islas coralinas.

Al sur de las islas Gilbert se levantan dos montañas submarinas, y al sur de éstas las islas Ellice, de 400 millas de extensión, dispuestas en dos cadenas montañosas donde tienen desarrollo atolones.

11. *Sistema montañoso de Tokelau*. Tiene una extensión de unas 2 000 millas y se localiza entre la margen de la cuenca de Melanesia y la isla de Samoa. Consiste en montañas submarinas próximas al nivel del océano, así como de elevaciones menores.

Todos los casos de EMS descritos se refieren a un tipo de estructura que Udintsev (1972) clasifica como levantamientos-arco, sobre los cuales se asienta una serie de montañas volcánicas. Los sistemas montañosos que se describen a continuación están relacionados con las zonas de fractura del fondo oceánico.

12. *Sistema montañoso de las islas de Pascua y Gómez*. Entre estas dos islas, con una extensión de 1 200 millas, se extiende una serie de cadenas montañosas que en partes alcanzan alturas de 3 000-3 500 m.

13. *Sistema montañoso de Nazca* (Fig. 48). Tiene una longitud de aproximadamente 600 millas, con sus extremos en la zona de fractura de Pascua (oriente de la misma) y en la trin-

chera de Perú-Chile. Su base se encuentra a una profundidad de 4 000 m donde la amplitud es de 100 millas. Con laderas abruptas y asimétricas, las montañas son numerosas, varias del tipo de los guyots, con sus cimas a unos 300 msnm.

14. *Levantamiento de Obruchev*. Se localiza en el extremo noroccidental del Pacífico, y por su estructura se define como una mesa delimitada por escarpes abruptos. Limita al noroeste con la trinchera de Kuriles-Kamchatka, y hacia su extremo sur se aproxima al sistema montañoso del Emperador. Ha sido considerado como un gran bloque-horst, aunque también como un gran bloque de corteza continental sumergido que ha perdido muchas de sus características originales (desde el punto de vista de la geofísica).

15. *Levantamiento de Shatsky*. Es éste un arco de 900 millas de longitud que se localiza en la parte central de la cuenca noroccidental del Pacífico. Está constituido por cuatro grandes grupos montañosos, tres de ellos orientados al noreste y el otro al noroeste, con cimas que superan los 2 000 m y una capa delgada de sedimentos que cubre a las rocas volcánicas.

16. *Levantamiento de Manibiki (islas Cook)*. Es de configuración rómbica y consiste en tres cadenas orientadas al noreste. En amplitud presenta ejes más o menos de iguales dimensiones, de 600 millas. El extremo sur es una mesa amplia donde se encuentran las islas de Nassau y Daenger. Los sedimentos, del tipo de los carbonatos, alcanzan hasta 1 000 m de espesor.

17. *Cadena montañoso de Tebuantepec*. Descrita originalmente por Menard y Fisher (1958) es una elevación estrecha y asimétrica de 5-7 millas con una extensión de 300 millas y una altura de unos 1 100 m. Se encuentra asociada a una zona de fractura con la que hace contacto en ángulo de 45° (al oriente de la fractura de Clipperton).

Océano Atlántico (Fig. 50).

Se han mencionado ya los principales trabajos monográficos sobre el relieve del Atlántico (Menard, Ilin, Litvin), que permiten la siguiente descripción de las EMS.

18. *Levantamiento de las Bermudas*. Es éste el mayor en su género, en la cuenca del Atlántico, ocupando una superficie de 600 000 km². Está

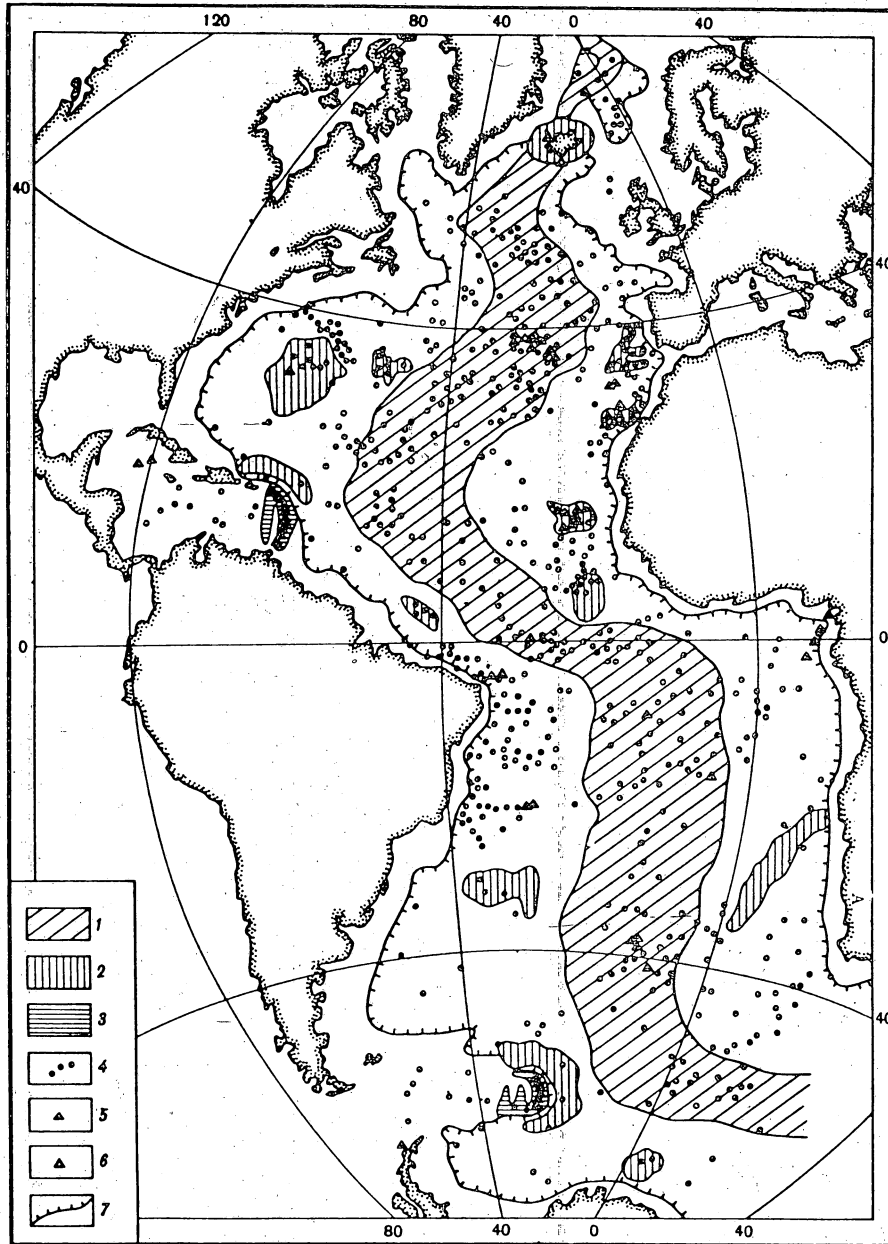


Fig. 50. Carta esquemática de morfoestructuras volcánicas y volcano-tectónicas, y de formas del relieve del fondo del Océano Atlántico (tomado de Litvin, 1980). 1, Dorsal; 2, Levantamientos arco y de arco-bloque; 3, Arcos insulares volcánicos; 4, Montañas volcánicas submarinas; 5, Islas volcánicas; 6, Islas volcánicas de formación reciente; 7, Límites del lecho oceánico, con la margen continental o la zona transicional.

situado en el centro de la cuenca de Norteamérica, es de forma ovalada, y consiste en una mesa limitada por escarpes de hasta 500-1000 m de altura. Presenta una superficie nivelada por la acumulación, reconociéndose en él dos porciones: la occidental, donde predominan las áreas nivela-

das, y la oriental, considerablemente afectada por elevaciones y fracturas. Estas últimas se expresan por escarpes de hasta 1000 m de altura. En dirección noreste se extiende la cadena montañosa de Kelvin, que atraviesa el levantamiento de las Bermudas que origina las islas del mismo nombre,

360 en total, con una estructura de calizas corallinas. En la misma dirección continúan las montañas submarinas de Muir que se extienden unas 140 millas.

19. *Sistema montañoso del Sureste de Newfoundland.* Es, en sí, una extensión del talud continental del Gran Banco de Newfoundland, y está limitado por dos planicies abisales profundas: Newfoundland y Sohm. De perfiles asimétricos, se encuentra cubierto por sedimentos, por lo que a profundidad su expresión va siendo menos clara.

20. *Levantamiento de Rockall.* Se extiende en dirección aproximada este-oeste, unas 600 millas, con una amplitud de 200. Las elevaciones consisten en cadenas separadas por una depresión, tres elementos cada uno de los cuales tiene una amplitud aproximada de 70 millas. La altura sobre el fondo es de unos 500 m. En sí, esta estructura representa el hundimiento de un gran bloque de corteza continental situado al noroeste de Gran Bretaña.

21. *Levantamiento exterior de las Antillas.* Este es una ligera elevación de poca altitud, del fondo oceánico, relacionado con la trinchera de Puerto Rico. Hacia las Bermudas muestra en su desarrollo la influencia de procesos acumulativos.

22. *Levantamiento de Ceara.* Entre las Antillas Menores y el ecuador se extiende el levantamiento de Par, entre las cuencas de Norteamérica y Brasil, sobre el cual se asienta otro, el de Ceara que separa dos planicies. Ambas estructuras positivas no han sido, a la fecha, estudiadas suficientemente, por lo que se carece de información más completa. El zócalo (Par) es de origen acumulativo, y se considera su origen por las grandes acumulaciones de sedimentos provocadas por el río Amazonas.

23. *Levantamiento de Río Grande.* (Fig. 51). Ocupa una superficie de 500 000 km²; separa las cuencas de Brasil y Argentina, y consiste en dos partes: la occidental, que es un bloque escalonado del tipo de una mesa delimitada por todos lados por escarpes. La superficie (cima) se encuentra a 2 500-2 900 m de profundidad, en tanto que su base se sitúa a 4 000 m. Y la porción oriental, cuyo relieve consiste en una cadena montañosa orientada al norte, con sus cimas a profundidades de 2 500-3 000 m.

24. *Levantamiento de Argentina.* (Fig. 51). Se extiende al sur del levantamiento de Río Grande,

con una superficie nivelada, a manera de un arco suave. Está constituido por sedimentos de hasta 2 500 m de espesor originados, en apariencia, por corrientes de suspensión.

25. *Sistema montañoso de las Azores-Gibraltar.* Incluye éste todo un conjunto de montañas dispuestas entre el estrecho de Gibraltar (Eje Alpino del Mediterráneo) y la dorsal del Atlántico. Las montañas más altas se encuentran en la parte oriental de la zona formando una cadena que incluye altitudes de más de 4 500 m, cuyas cimas casi alcanzan el nivel del mar. En este sistema quedan comprendidas las islas volcánicas de Madeira y las Canarias.

26. *Levantamiento de Cabo Verde.* Frente a las costas atlánticas africanas se disponen las montañas que originan las islas de Cabo Verde, con alturas de 1 000-2 000 m. Limitan al sur la planicie abisal de Gambia, y son aparente continuación de las islas Canarias.

27. *Levantamiento de Sierra Leona.* Consiste en un arco, alargado de norte a sur, constituido por una mesa escalonada a profundidades de 3 500-4 000 m. En su porción norte se levanta un grupo de montañas de 1 500 a 2 000 m. La estructura geológica consiste en dos formaciones: una neogénico-cuaternaria, de carbonatos, y otra paleógeno-cretácica, con pocos carbonatos o sin ellos. Se considera, a partir de datos sísmicos, la presencia de rocas metamórficas originadas por intrusiones de material volcánico.

28. *Levantamiento de Guinea.* Es una elevación que separa las cuencas de Guinea y Angola, y aunque sus límites precisos no se han establecido (Ilin, 1976), sus dimensiones se calculan en 1 500-2 000 km de longitud (orientación noreste), entre el PdC del golfo de Guinea y la dorsal del Atlántico; su amplitud es de 500-600 km, con su base a una profundidad de unos 5 000 m. Sobre este levantamiento se elevan montañas de 1 000-2 000 m, de origen volcánico, que forman algunas islas. Aparentemente está relacionada con la falla de Camerún.

29. *Sistema montañoso de Walvis* (Fig. 51). Que se extiende unas 1 000 millas a partir del PdC de África, en dirección suroeste, en toda su longitud es un gran bloque con cima de meseta y laderas escalonadas que presentan pendientes de 12-15°; en algunas localidades 6°. La cima está desmembrada en tres grandes bloques por dos fosas. Dos bloques tienen sus partes más altas

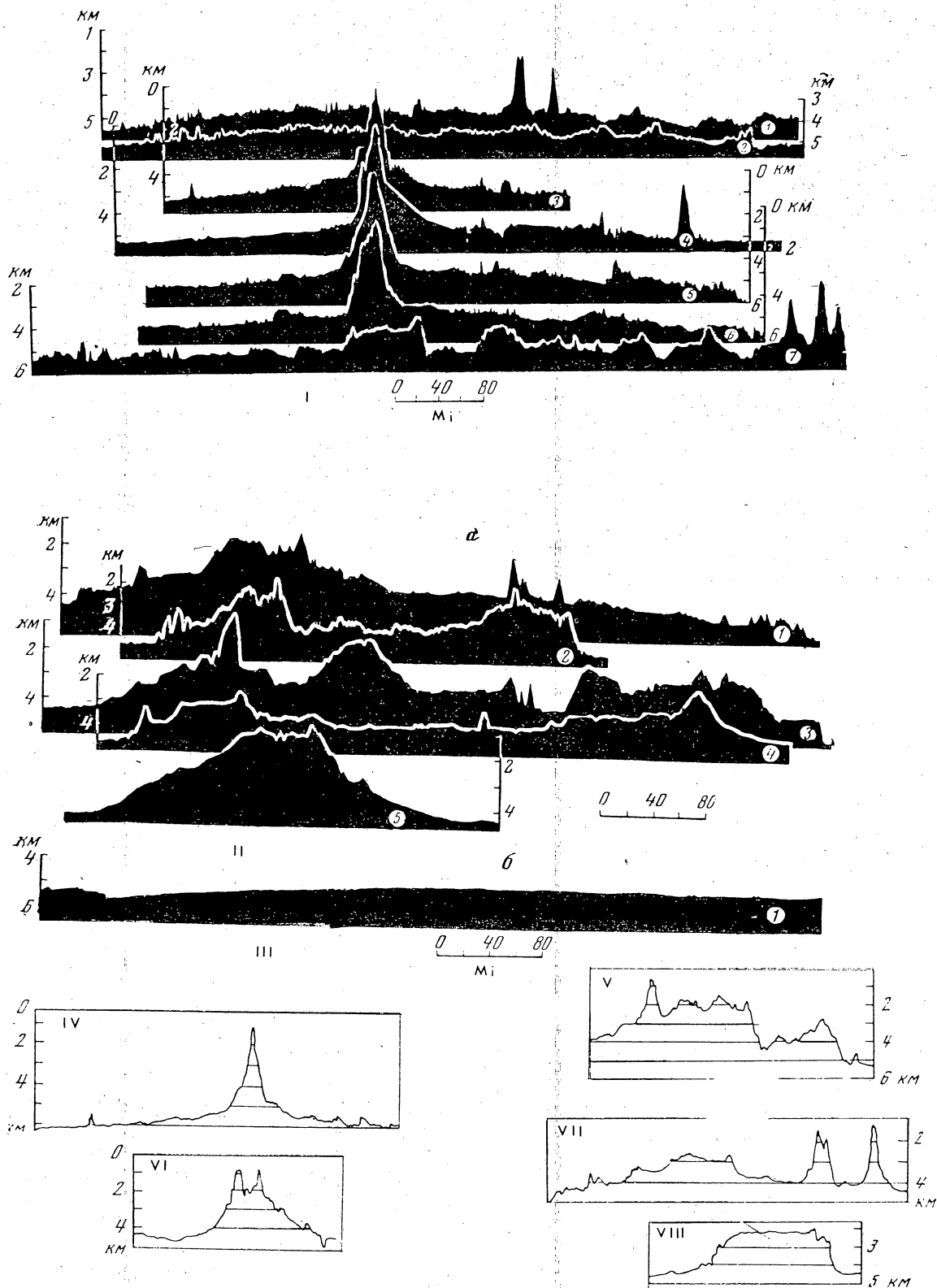


Fig. 51. Perfiles de levantamientos del lecho del Océano Atlántico (tomado de Ilin 1976 y Agapova, Budanova, et al., 1979); I, Bermudas; II, Río Grande; III, Argentina; IV, Bermudas; V, Horshu; VI, Río Grande; VII, Sierra Leona; VIII, Walvis.

a profundidades de 2 000-2 500 m, otro más elevado, que se encuentra a 216 mbnm, se conoce como banco de Valdivia.

Los conjuntos antes mencionados son las principales elevaciones montañosas del Atlántico: levantamientos-bloque y cadenas de montañas volcánicas. Además se presentan concentraciones de montañas, diferenciadas por Heezen *et al.*, (1959) en otra categoría, entre las cuales las principales son las siguientes.

30. *Montañas Kelvin*. Se concentran en una franja estrecha de 1 500 km de longitud, con rumbo noroeste. En su base, las montañas, como unidades, presentan pocas millas de amplitud y más de 3 000 m de altura, sobre una base aproximadamente a 5 000 m de profundidad. La mayoría de ellas son de forma cónica, algunas guyots, con laderas que muestran pendientes fuertes, de 13-14°. Aparentemente esta franja montañosa es una zona de fractura que favoreció el desarrollo del volcanismo, calculado de edad cretácica.

31. *Montañas del Norte del Brasil*. En esta región del Atlántico se levantan numerosas montañas, con orientación dominante al este. Muchas son de origen volcánico y alcanzan alturas de 3 000-3 500 m.

Otras montañas del Atlántico son las de Altair, Muir, Antialtair, Anton Dorn, Yakutat, Gauss, Rockaway. De éstas resaltan las dos últimas, pertenecientes al grupo de Corner, con alturas del orden de 2 500 m, y representan una extensión de las montañas de Kelvin.

Así, la mayoría de las montañas del Atlántico, de origen volcánico, están dispuestas en zonas determinadas, lo que confirma que este océano ha tenido una evolución que se diferencia de una zona a otra (Ilin, 1976). No es posible explicar la formación de las montañas del Atlántico por los movimientos de las placas (*op. cit.*). Se puede considerar la presencia de movimientos tectónicos y volcánicos dentro de éstas.

Océano Índico

Como se ha mencionado antes, en este océano se reconocen tres segmentos en cada uno de los cuales se sitúa un número determinado de cadenas o sistemas montañosos, de acuerdo con Kanaev (1979).

e) Segmento africano

32. *Levantamiento de Agujas*. Situado en la margen austral del continente africano, se presenta como una elevación de configuración casi rectangular, con una altura de 2 000-2 500 m. Está separado del PdC por una franja de 50 millas de amplitud, de planicie abisal ondulada. Sus laderas son de 4-6° de inclinación.

33. *Sistema montañoso de Madagascar*. Es un levantamiento del fondo, que se extiende desde la isla del mismo nombre, hacia el sur, unas 700 millas, por lo que se le considera continuación de aquélla. Las montañas se levantan hasta 1 000 m sobre un fondo poco profundo, de 1 500 a 2 000 m en el norte y 2 500 a 3 000 m en el sur. Las cadenas montañosas son, en conjunto, de 200-250 millas.

34. *Sistema montañoso de Mascareñas (Mascarene Plateau)*. Es el mayor levantamiento del occidente del Índico (Fig. 52). De forma arqueada, se extiende desde las islas de Seychelles, en el norte, hasta la de Mauricio, en el sur. Su longitud general es de 1 250 millas por 100-200 millas de amplitud, aunque en el sur se reduce a 60 millas. Las cimas de algunas montañas forman arrecifes coralinos. Una de las montañas principales es la de Reunión, de 3 070 m de altura, equivalente a un volcán activo cuya base se encuentra a 4 000 m de profundidad, lo que proporciona una altura absoluta de 7 300 m, la mayor del Índico.

35. *Cadena montañosa de Rodríguez*. Se localiza al sur del sistema de Mascareñas, con una altura que alcanza 386 msnm. Es estrecha, de 10-30 millas y longitud de unas 200 millas. Esta estructura es un antiguo conjunto volcánico cuya actividad cesó en el plioceno, de acuerdo con Fisher (1967) (Kanaev, 1979).

36. *Cadena montañosa de Amirante* (Fig. 52). Situado en la porción occidental del océano, es un levantamiento orientado de norte a sur, 450 km al norte de la isla de Madagascar. En su corta extensión de 100 millas por 20 de amplitud, se levantan las islas coralinas de Amirante. La mitad austral es más profunda, con relieve más nivelado. La longitud total es de 400 millas por 30-50 millas de amplitud; la altura sobre el fondo es de 3,5-km. Ambas laderas presentan pendientes de 20°.

37. *Levantamiento de Farquhar*. Se localiza cerca de la margen meridional de la isla de Madagascar,

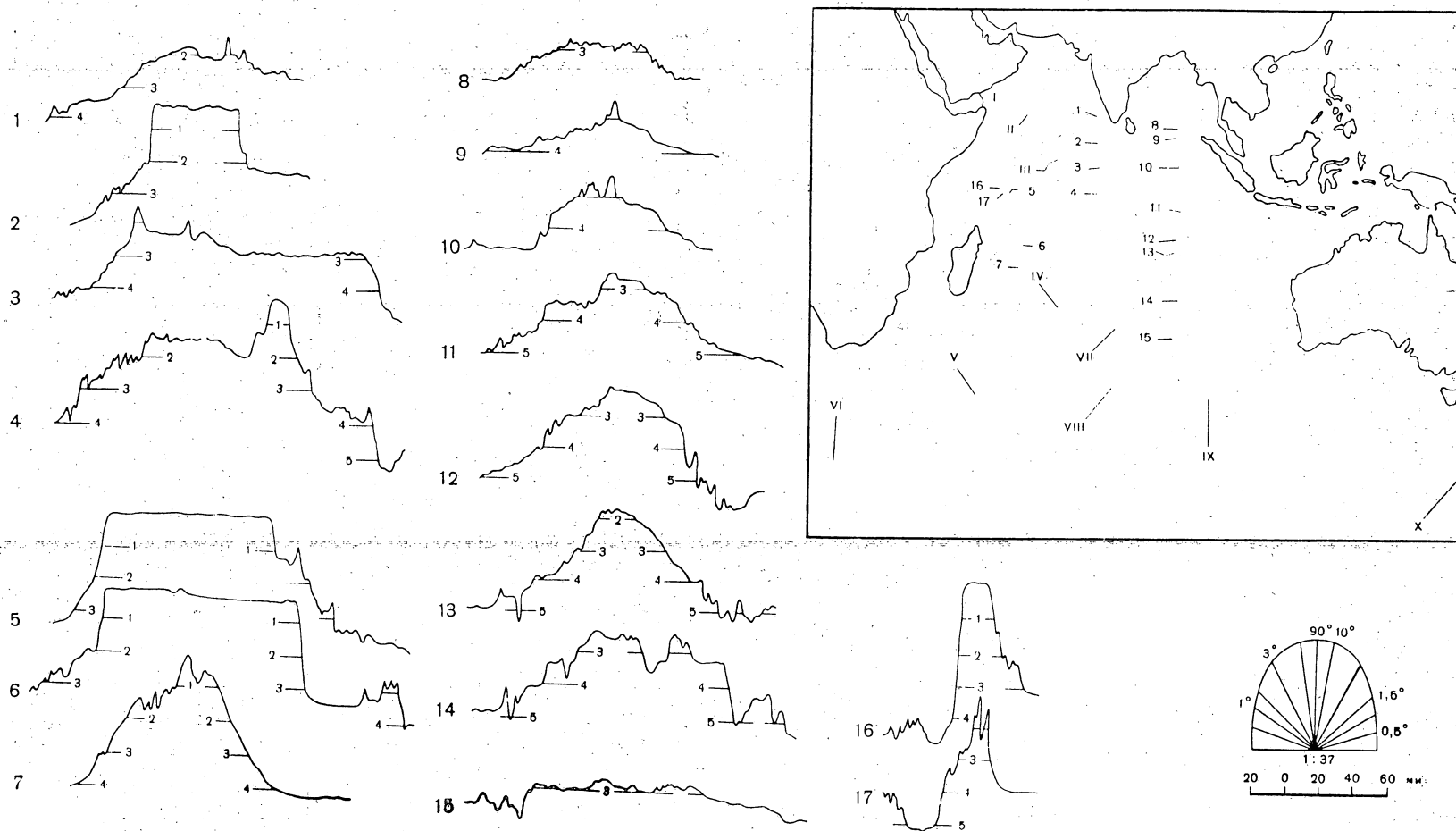


Fig. 52. Perfiles del fondo del Océano Índico y su localización en el plano (tomado de Agapova, Budanova, *et al* 1979). Sistemas montañosos: 1-4, Maldivas; 5-7, Mascareñas; 8-15, Índico Oriental; 16-17, Amirante.

entre las cuencas de Somalia y Mascareñas; consiste en cuatro montañas volcánicas que se elevan de 1 500 a 2 000 m, con amplitudes de 80-180 millas. La cima de las montañas da origen a varias islas coralinas.

38. *Montañas Comoro*. Es un grupo de cuatro volcanes alineados cuyas bases se fusionan. Sus cimas originan islas coralinas de las cuales la mayor es la de Gran Comoro, de 2 400 m de altura.

39. *Cadena de Chain*. Se levanta sobre la planicie abisal de Somalia, como parte de la zona de fractura de Owen. Sus dimensiones son de 370 millas de longitud por 20 millas de amplitud y 1 200 m de altura.

40. *Cadena montañosa de Murray*. Se localiza en la parte norte del mar Árabe, entre las cuencas Árabe y de Omán. Su extensión es de 270 millas; en ella se reconocen tres porciones: un levantamiento hacia el occidente, consistente en dos montañas de cima plana, a poca profundidad (300 y 400 m); dos cadenas alargadas, una al norte, de unas 50 millas de longitud por 15 de amplitud y alturas de 1 500 a 2 000 m.

41. *Sistema montañoso de Chagos-Laquedivas*. Se extiende desde el centro de la península del Indostán casi 1 600 millas hacia el sur. En toda su longitud sobresalen cimas que dan origen a islas como las de Laquedivas, Maldivas y Chagos. En su mayoría, las islas son atolones de unas 40-80 millas de amplitud y 2 000 m de altura.

42. *Sistema montañoso del Índico Oriental*. (Figs. 52, 53). Éste es el mayor del océano en cuestión, con una longitud aproximada de 5 000 km, alineado en forma rectilínea. Es relativamente estrecho, de unas 120 millas y 4 000 m de altura. En su perfil transversal muestra una alternancia de escarpes y peldaños, por lo que las pendientes se presentan desde muy suaves hasta de 25°. En su estructura se encuentra desmembrado por varias depresiones, algunas de hasta 3 600 m de profundidad. En las laderas abruptas y en las cimas los sedimentos están ausentes y afloran rocas basálticas; al noreste está cubierto por las acumulaciones del golfo de Bengala, que en la arista son del orden de 300-400 m de espesor.

43. *Sistema montañoso de la Sonda*. Es éste un levantamiento del lecho oceánico, que se extiende a lo largo de la trinchera del mismo nombre, con una extensión de casi 2 000 millas. Su ampli-

tud varía de 50 a 130 millas y su altura es de hasta 2 500 m. Está desmembrado en dos partes por fosas profundas, de 5 500 m, que definen las porciones occidental y oriental. La primera es una cadena convexa de 500 m de altitud, con una superficie ondulada de lomeríos, pero hacia el ecuador alcanza 1 000 a 1 500 m y sobre ella se levantan varias montañas volcánicas. La segunda, oriental, es más alta, de hasta 2 500 m, con sus cimas a 1 500 m de profundidad. Al sur es de laderas abruptas, de 30° y 1 800 m de altura.

44. *Cadena montañosa de Cocos*. Se localiza en la porción central del sistema de la Sonda, con una extensión de 700 millas al oeste y 60-150 millas de amplitud. Su altura es de 500 m y sobre la cadena se levantan montañas submarinas de 5-50 millas de diámetro. Dos son las principales, mismas que originan las islas de Navidad y Cocos. La primera, un atolón con alturas de 5 500 m, la segunda, un arrecife de 4 500 m, ambas separadas por una depresión de 4 000 m.

45. *Sistema montañoso Australiano Occidental* (Broken Plateau). Es un conjunto montañoso de 800 millas de longitud por 300 de amplitud, con alturas de 4 500 m. Presenta un perfil transversal asimétrico: 30 a 40° en una ladera y 1° en la opuesta. En la cresta se reconoce un fuerte espesor de sedimentos de 800 m.

III. Segmento Antártico

46. *Sistema montañoso de Kerguelen* (Kerguelen Plateau). Tiene una longitud de 1 200 millas por 400 de amplitud y una cima de superficie plana desmembrada por depresiones con profundidades hasta de 2 000 m. Las cimas de las montañas se encuentran a poca profundidad, entre 400 y 620 m; dos cimas representan las islas de Kerguelen, de 1 960 msnm. El pie del sistema montañoso se encuentra a 2 500-4 500 m de profundidad y presenta una ligera inclinación hacia el sur.

47. *Mesa de Crozet*. Ésta consiste en tres grandes levantamientos apoyados en un zócalo general, pero separados por depresiones de 2 500-3 000 m de profundidad. Presenta dimensiones de 240 por 600 millas y alturas de 3 000 m en el occidente, 2 000 m en el centro y 3 500 m en el oriente.

En la figura 54 se representan las montañas submarinas principales de la Tierra.

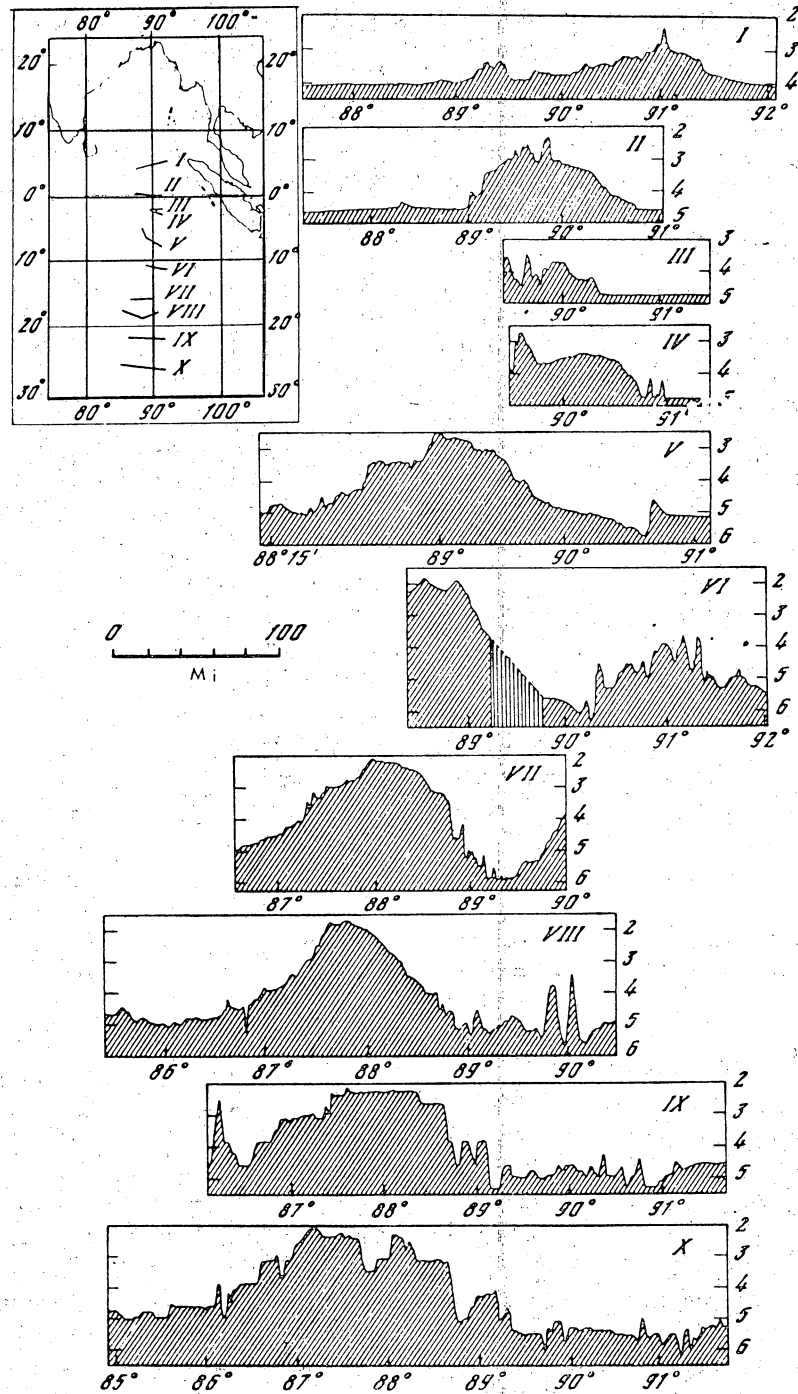


Fig. 53. Perfiles del sistema montañoso del Índico Oriental (tomado de Kanaev, 1979).

Las Dorsales (D)

Estas estructuras montañosas del fondo oceánico son las más importantes del mismo, tanto por su

disposición en un solo sistema planetario, como por el significado que tienen en cuanto a la dinámica evolutiva de la corteza terrestre y de gran porción del relieve del fondo del océano. Aunque desde la

segunda mitad del siglo pasado se tenía idea de su existencia, fue en la posguerra cuando se estableció su realidad, posición geográfica y rasgos morfológicos. En esto aportaron una gran contribución Heezen, Sharp, Ewing y Menard; en cuanto a su origen y desarrollo son fundamentales las investigaciones de Bullard, Dietz, Hess y posteriormente de Vine, Matthews, Wilson, Morgan, Heirtzler, Le Pichon y otros autores.

Las investigaciones del lecho oceánico que se han llevado a cabo en forma ininterrumpida en los últimos 20 años, han permitido la acumulación de una información que complementa considerablemente los trabajos de los autores citados, indudablemente, clásicos de la "nueva geología".

Las dorsales o sistemas montañosos centro-oceánicos constituyen un cinturón de más de 60 000 km de longitud, que ocupa aproximadamente la porción central de los océanos Atlántico e Índico. De uno a otro océano las D se unen por medio de "eslabones" montañosos quedando, así, definidas en una unidad. Su amplitud es de alrededor de 1 000-2 000 km y su altura de 3 000-4 000 m, aunque en varias localidades alcanza más de 6 000 m. Llegan a formar algunas islas como las de Buvier, Amsterdam, Pascua y otras. En conjunto, las D representan el 15.3% de la superficie del lecho oceánico (Agapova, Budanova, *et al*, 1979).

En su perfil transversal muestran clara simetría en la que se reconocen dos laderas, considerablemente dislocadas hacia las cimas, que se van haciendo suaves hacia el pie donde se fusionan con las planicies abisales a través de una serie de lomeríos. La otra zona la representa la cresta, con una depresión profunda que llega a alcanzar hasta 3 000 m en sentido vertical (valle rift). Ésta es la zona más joven; gradualmente, hacia los flancos y la base el relieve va siendo más antiguo. Por otro lado, el rift es la porción que muestra actividad tectónica, sísmica y volcánica. Se ha establecido que su extensión longitudinal no es continua, sino que se encuentra obstruida por bloques montañosos, además de que también sufre desplazamientos horizontales. Estos bloques son de unas cuantas millas de longitud, aunque llegan a alcanzar algunas decenas de millas.

Se ha reconocido por Sclater *et al* (1972) una interesante relación matemática la que sostiene que la profundidad a que se encuentra algún punto de la dorsal es proporcional a la raíz cuadrada de la distancia medida entre el punto dado y el eje de la

dorsal, o, bien, inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la velocidad de expansión (*spreading*).

Los límites de los bloques que se reconocen en la D corresponden generalmente a fallas transversales que tienen una expresión muy clara en el relieve: fosas de 1 000-2 000 m de profundidad relativa. A lo largo de éstas se producen corrimientos horizontales de 20-30 millas. A estas fallas, Wilson (1965) les llamó *transform-faults*, término que ha sido traducido al español como fallas transformantes. Mientras mayor es la falla, mayor es el desplazamiento del eje de la dorsal.

En lo que se refiere a su origen, Dietz (1961) y Hess (1962) exponen la teoría de la expansión del fondo oceánico, apoyados en la morfología, composición litológica, espesor de sedimentos, sismología, etcétera. La teoría sostiene que el valle rift de las dorsales representa una falla profunda con movimientos horizontales opuestos en sentido transversal, lo que va acompañado del ascenso de magma a la superficie. Así, el fondo oceánico se encuentra en un proceso permanente de creación o desarrollo, fenómeno que se ve compensado por la subducción en otro extremo de la placa, en una margen continental o en una zona de arcos insulares.

Los sedimentos en la zona rift, que son de muy poco espesor o están completamente ausentes, son predominantemente carbonatos o volcanogénicos que no superan algunas decenas de metros. Sin embargo, en las fosas de las fallas los sedimentos llegan a alcanzar de 500 a 1 000 m de espesor. Asimismo, va siendo mayor la potencia de sedimentos en los flancos, creciendo gradualmente hacia el pie donde llegan a presentar, en promedio, de 100 a 300 m de espesor.

Las rocas que componen estas estructuras son variables: en las fosas de las fallas transformantes están presentes hiperbasitas, al igual que en partes del valle rift. En niveles más altos se encuentra gabro asociado con amfibolita. Los basaltos presentan con frecuencia estructura de almohadilla.

Otros parámetros de las dorsales son anomalías gravimétricas bajas y un flujo térmico elevado de 2 a 4 cal/cm² seg.). Las anomalías magnéticas están orientadas paralelamente a la dirección del eje de la dorsal. Las velocidades de expansión son de 2 a 4 cm/año, en lo que son valores bajos, y 6 a 7 cm/año valores elevados. Poseen también una alta sismicidad que se sitúa tanto en los valles rift como en las fallas transformantes.

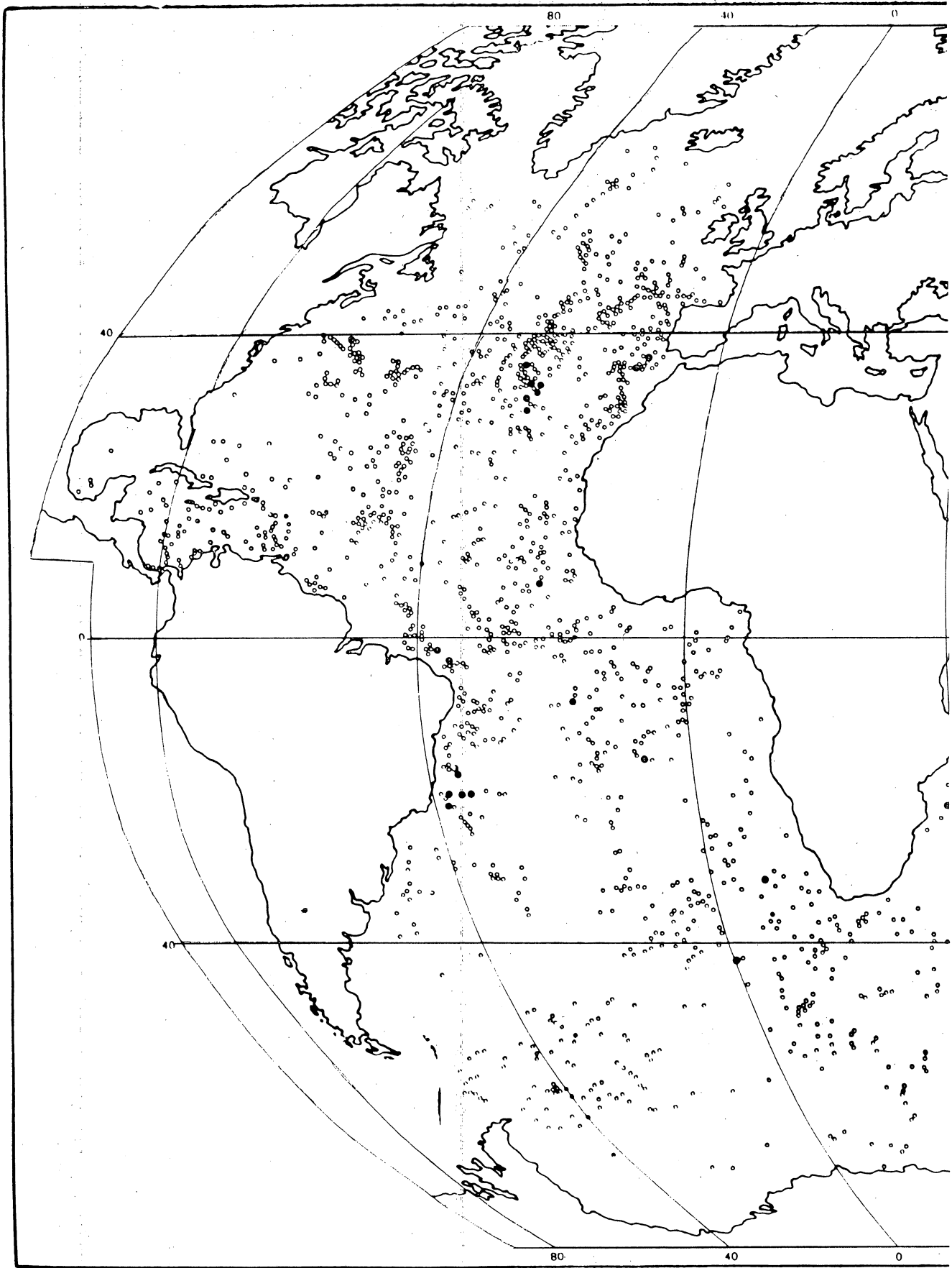
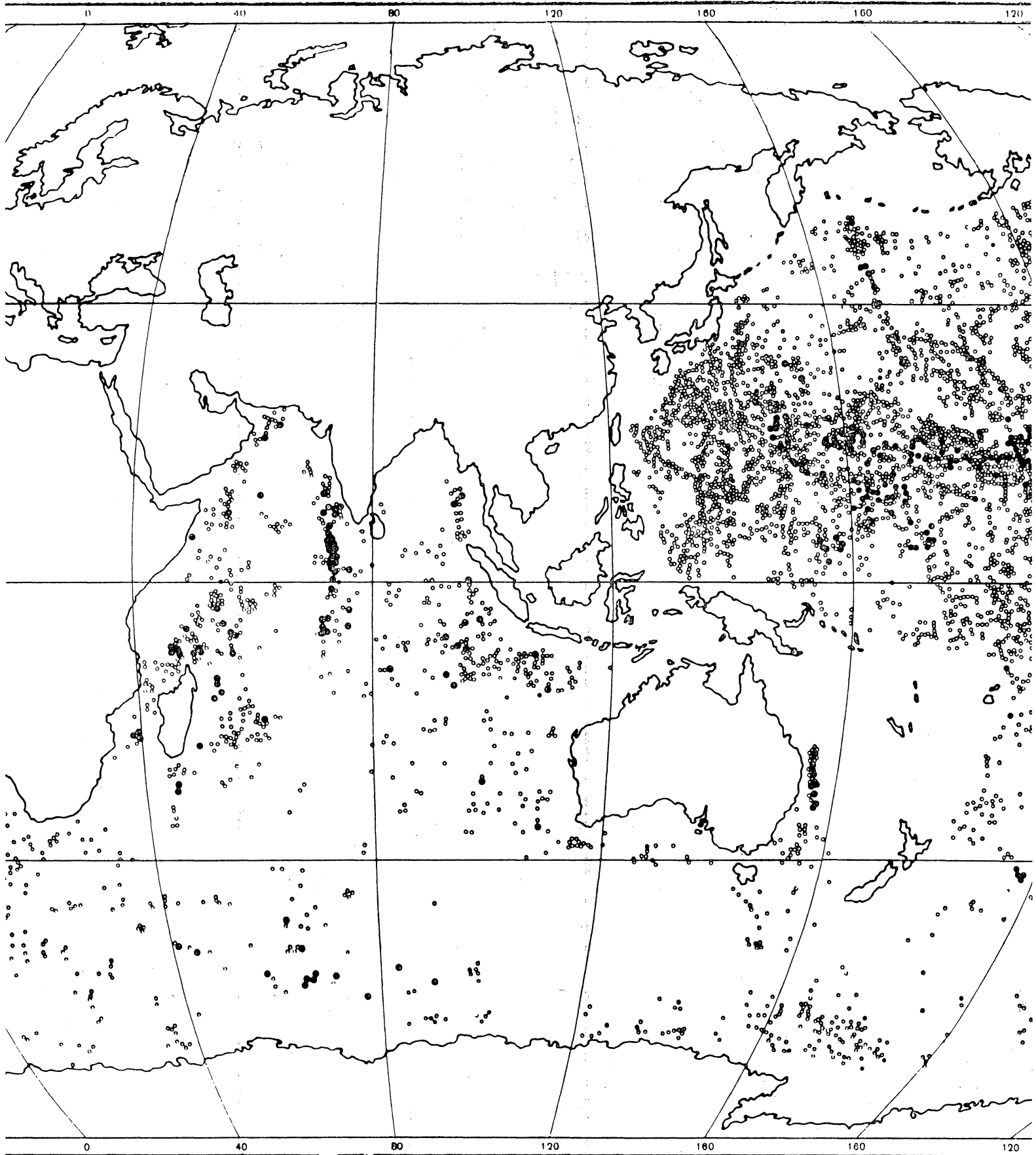
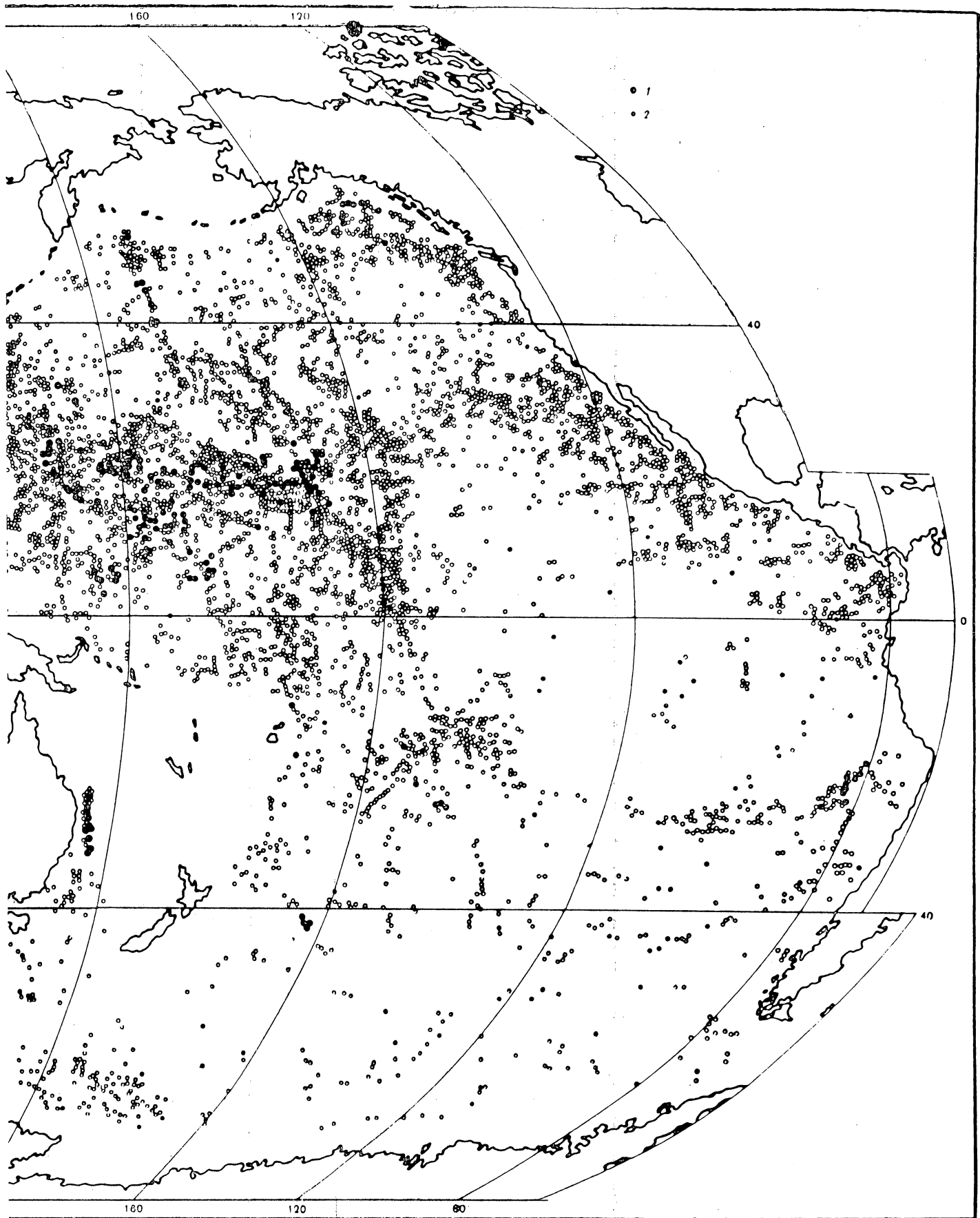


Fig. 54. Carta de montañas d



ta de montañas del océano (tomado de Larina *et al.* 1979). Los puntos rellenos representan montañas de cima plana; los círculos, de cima aguda.



cima plana; los círculos, de cima aguda.

Océano Pacífico

Las dorsales de este océano, al igual que otras grandes estructuras del mismo, son descritas ampliamente en las monografías de Menard (1964) y Udintsev (1972). De acuerdo con estos autores, la dorsal del Pacífico consiste en varios sistemas montañosos unidos en uno solo. Estos son los del Pacífico Austral, Oriental, de Albatros y el valle rift del golfo de California, las cadenas montañosas marginales de Norteamérica, la cadena montañosa Gorda y la de Juan de Fuca, así como ramificaciones de Chile Occidental y las Galápagos, con los levantamientos de Cocos y Carnegie, y la cuenca rift de Panamá.

1. *La dorsal del Pacífico Austral.* Es una continuación de la dorsal del Índico en su rama Australo-Antártica, que penetra al Pacífico entre el continente de Australia, la cuenca de Tasmania, las montañas submarinas de Maquarrie y la mesa de Nueva Zelanda, al norte; la Antártida, al sur. Se extiende hasta el meridiano 130° donde se inicia el sistema de la dorsal Oriental. En su mayor parte predominan las alturas de 1 500-2 000 m, y la amplitud alcanza hasta 600 millas. Así, las laderas son suaves y gradualmente se fusionan con la planicie abisal.

Por su morfología se pueden reconocer dos porciones: Occidental y Oriental. La primera tiene orientación sureste y es una extensión directa del sistema Australo-Antártico; la Oriental tiene rumbo noreste.

La zona axial presenta, en partes, profundidades del valle rift de 3 800 a 4 600 m (absolutas) y relativas de 3 000 a 4 000 m. El relieve de la ladera sur es complejo, con numerosos picos aislados.

Al oriente, entre los meridianos 180 y 130° la dorsal presenta un incremento en su amplitud, de 700 a 900 millas, con laderas muy suaves, continuamente cortada por numerosas fallas normales y fracturas que originan fosas de profundidades de 700 a 1 200 m. La dorsal tiene su pie a 5 000 m de profundidad, en el norte, y 4 200 m en el sur. La altura relativa es de 2 000 m, o sea, el mismo valor de la profundidad de las cimas. Al noreste la altura es de 2 000 a 2 500 m, y el valle rift se presenta sólo localmente.

2. *Dorsal del Pacífico Oriental (Fig. 55).* Es éste el siguiente sistema, separado del anterior por una zona de falla, con corrimiento lateral que provoca un empalme de dos sistemas. Por su mor-

fología se divide en tres porciones: Sur (paralelo 60 a 27° S), Central (del paralelo 27° S al ecuador), y Norte (hasta Cabo Corrientes, paralelos 20-21° N).

La porción Sur tiene una amplitud de 600 a 500 millas, y su zona axial, que se localiza a 300 m de profundidad, tiene una amplitud de 100 millas. La profundidad es del orden de 2 400-2 500 m, pero algunos picos se encuentran de 730 a 1 600 m. Al norte del paralelo 40° S la profundidad de la cresta montañosa varía de 2 000 a 2 800 m, y el pie se localiza a 3 700 m. La altura sobre la superficie límite resulta del orden de 1 700 a 900 m, con laderas afectadas por fallas. La presencia del rift no es muy clara, aunque en algunas localidades se reconocen fosas de zonas axiales poco profundas.

En los paralelos 33-36° S se aproxima a la dorsal el sistema Chileno Occidental, de orientación sureste-noroeste. En la región de la isla de Pascua, donde se inicia la porción Central, la dorsal se estrecha a 400-450 millas. La zona axial tiene una amplitud de 90 a 150 millas, y las profundidades mínimas a que se encuentran las cimas principales son del orden de 1 300 a 1 600 m. Al oriente se fusiona con la cadena montañosa alargada de Sala Gómez (isla) que, junto con la isla de Pascua, presenta las alturas mayores en esta zona. La isla de Pascua está constituida por tres volcanes cineríticos y lavas andesito-basálticas; tiene una amplitud de 800 millas en la porción central, con una profundidad de 4 200 m al pie. La altura sobre el lecho es de 1 700 a 1 200 m, con algunos picos que se elevan sobre la dorsal, a 500-1 000 m.

La porción Norte se estrecha en algunas partes a 300 y 100 millas, y en la región del ecuador se asocia a las islas Galápagos. La ladera oriental es en esta zona una superficie casi horizontal; la occidental es suave hasta la profundidad de 4 000 m.

En la zona axial los sedimentos son de un espesor insignificante, y hacia el pie, sobre la ladera superior se reconocen de edad plioceno, y miocénicos en la inferior y media.

3. *Sistema de Albatros y Golfo de California.* El primero de éstos presenta laderas de inclinación suave donde las amplitudes de la dorsal son de hasta 600-800 millas en la región del ecuador, pero más al norte el levantamiento se funde con la trinchera Centroamericana y se estrecha hasta 300 millas en el paralelo 15°, y 100 millas al

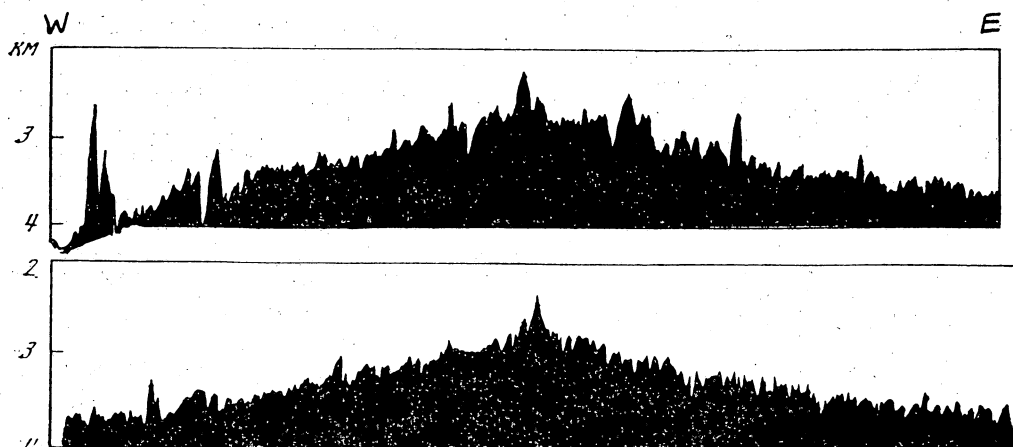


Fig. 55. Perfiles de la dorsal del Pacífico Oriental (tomado de Udintsev, 1974)

sur de Cabo Corrientes. Hacia el paralelo 10° las profundidades son de 3100-3400 m, pero algunas montañas y crestas se levantan sobre el arco con alturas de 500-1700 m. Así, las profundidades de sus cimas varían de 1700 a 2900 m, entre ellas se encuentran las montañas de Mathematycian descritas originalmente por Menard y Fisher (Udintsev, 1972).

El relieve de la zona axial es complejo. En la porción sur, al occidente de las Galápagos predomina un relieve en gradas relacionado, en apariencia, con una zona de falla este-oeste. Al norte, la zona axial muestra numerosas crestas y fosas dispuestas en forma simétrica al eje de la dorsal. Los sedimentos presentan un espesor de 2 m en el eje, que a 22 km de distancia se incrementa a 20 m.

El fondo del golfo de California se caracteriza por la presencia de bancos estrechos y escarpes de falla. Estos últimos tienen orientaciones al noroeste y desmembran el lecho en varias cuencas de 2 000-2 600 m de profundidad.

4. *Extensiones del sistema rift al norte de California.* La extensión del eje activo del Pacífico se reconoce en la provincia de Cuencas y Sierras. Con un relieve complejo, la zona rift continúa a través de las cadenas montañosas de Gorda y Juan de Fuca que, separadas por la zona de falla Blanco, presentan un relieve en gradas característico de las dorsales.

5. *Dorsal del Occidente de Chile.* Es ésta un ramal del sistema del Pacífico Oriental, que surge de la isla de Pascua con dirección sudoriental, aproximadamente hacia la isla de Taitao de las costas de Chile, con una extensión de casi 1 200

millas. La arista de estas montañas se encuentra a una profundidad de 3 000 m, aunque algunas cimas aisladas se sitúan a profundidades de 2 400 a 2 900 m, con altura promedio de 1 500 m sobre su base. El relieve es complejo y consiste en crestas y trincheras, con una depresión profunda y amplia con su sima a 4 631 m en la zona axial. No se reconocen sedimentos.

6. *Cadenas montañosas de Carnegie y Cocos.* Pertenecen a la porción Oriental de la dorsal del Pacífico, en el ecuador. Es, en sí, un bloque amplio con sus crestas a profundidades de 2 000-2 500 m. Las cimas mayores se reconocen en las islas Galápagos y la de Cocos. En su base la cresta tiene unas 150 millas de amplitud por 600 de extensión; entre las dos cadenas montañosas se encuentra la cuenca de Panamá, con un relieve muy complejo con desarrollo de fosas estrechas en su fondo.

Océano Atlántico

La dorsal del Atlántico (Fig. 56a, b) fue la primera que se estableció con detalle considerable de cartografía, y correspondió a Heezen, Tharp, Ewing (1959) dar a conocer su existencia. Al igual que las otras dorsales, ésta muestra un relieve complejo de sistemas de montañas cortadas transversalmente por fallas transformantes que en el relieve se expresan a través de fosas. En esta forma delimitan bloques gigantescos alargados, desmembrados y desplazados horizontalmente, en la característica configuración en empalme. La morfología de la dorsal del Atlántico ha permitido que esta gran estructura sea subdividida en seis sistemas que se describen a continuación, de acuerdo con

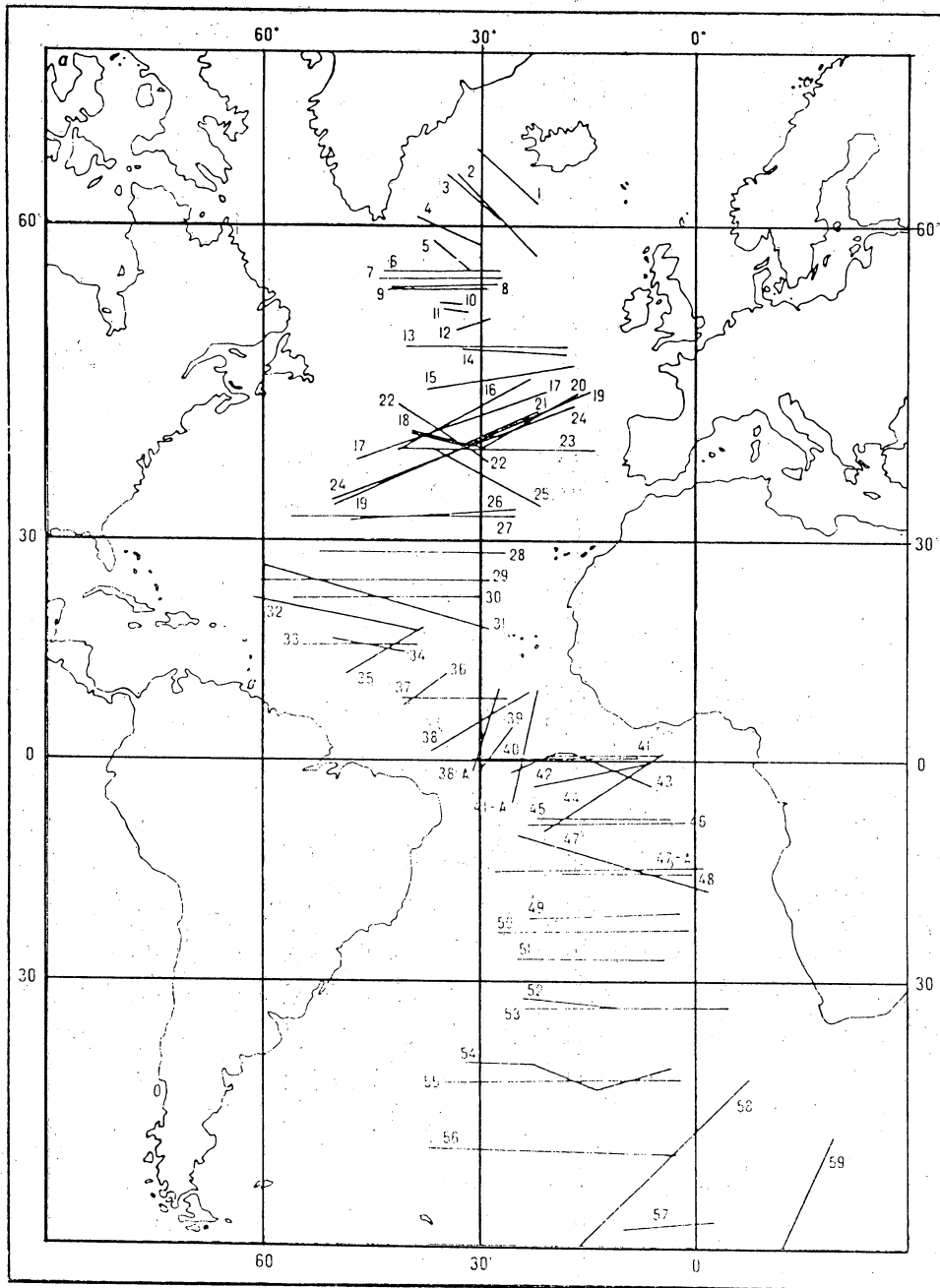


Fig. 56 a. Líneas de perfil de la dorsal del Atlántico (tomado de Ilin, 1976).

los datos producto de investigaciones y compilación que proporciona Litvin (1980).

1. *Dorsal de la cuenca de Noruega-Groenlandia.* Se extiende desde las laderas submarinas de Islandia, hacia el norte, hasta el paralelo 71° N, estructura que se conoce como dorsal de Islandia o Kolbeinsey que consiste, en sí, en una mesa

considerablemente dislocada por una zona rift de 50-60 millas de amplitud y profundidades de 200 a 700 m, aunque donde la corta la fractura de Spair la profundidad alcanza 1 700 m.

Como parte de este sistema montañoso se reconocen los bloques de Mohn y Knipovich. El primero se extiende al noreste, hasta el meridiano 10° E, donde cambia de rumbo hacia el norte; su

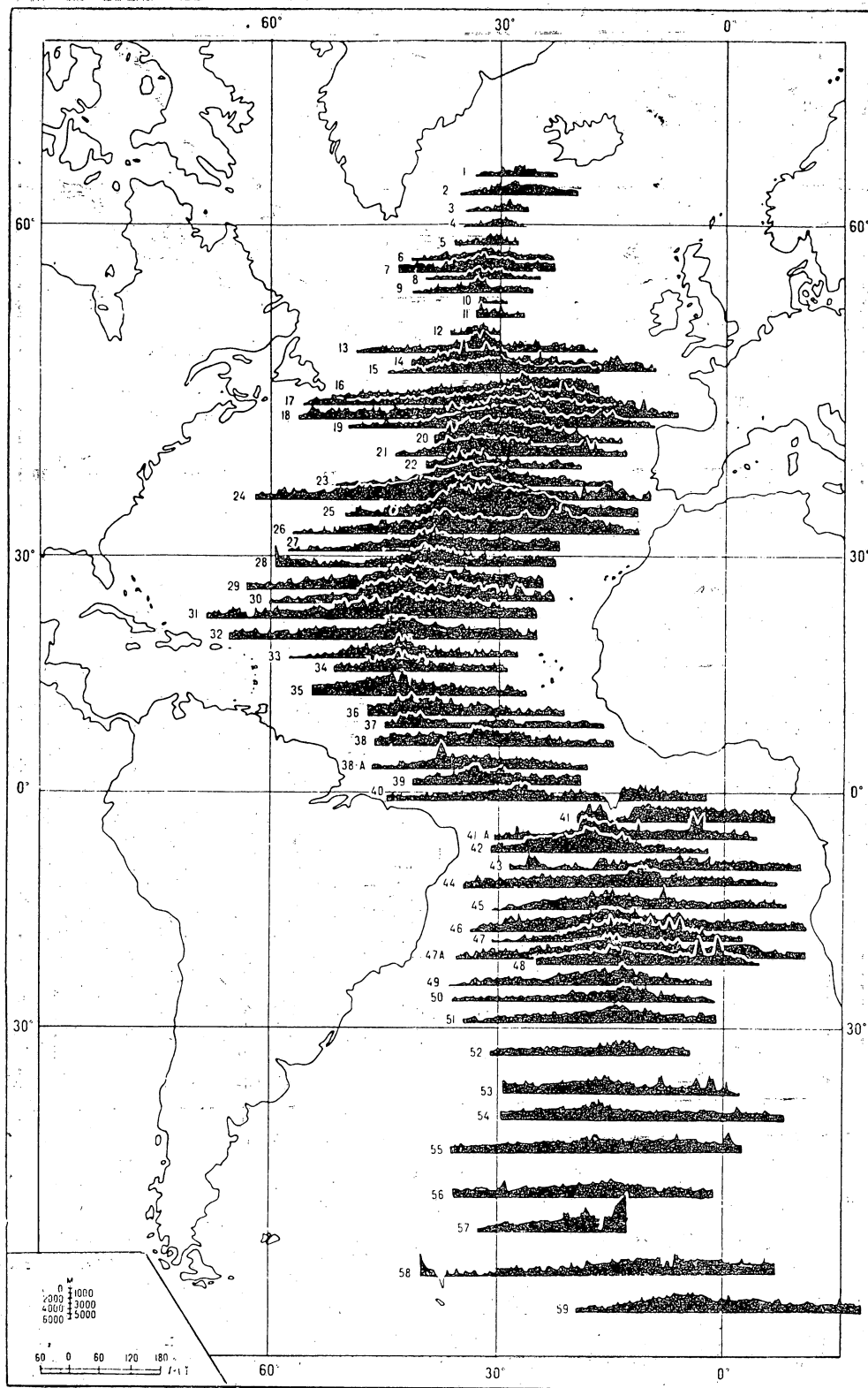


Fig. 56 b. Perfiles de la dorsal del Atlántico.

continuación la representa el bloque de Knipovich, ambos separados por una depresión de hasta 1 500 m de profundidad. En el bloque de Mohn el valle rift no presenta una línea continua, sino interrumpida en varias fracciones, pero su profundidad alcanza de 2 800 a 3 400 m. En su continuación hacia el norte, en el otro bloque, se extiende más de 300 millas con profundidades de 3 000-3 500 m.

2. *Zona rift de Islandia.* Esta representa un eslabón de la dorsal, entre su porción de la cuenca de Noruega-Groenlandia y la del Atlántico Norte. Se extiende a través del graben Central de Islandia, cortando la isla de noreste a suroeste. A ambos lados se presentan mesetas basálticas terciarias semejantes a las de las islas Farrero, Groenlandia y Escocia. El graben Central es una zona activa tectónicamente, con volcanismo y sismicidad.

3. *Dorsal de Reykjanes.* Se localiza entre la plataforma continental de Islandia y la zona de fractura de Gibbs, al suroeste, en el paralelo 53° N. Su amplitud es de 300 a 500 millas, y en su cresta se reconoce el valle rift de 30 a 100 millas de amplitud. Este último, cerca de Islandia se encuentra a una profundidad de 900-1 000 m (cimas) y está desmembrado en numerosos bloques. El rift tiene profundidades de 1 100 a 1 200 m y hacia sus lados se extienden superficies suaves, onduladas que representan los flancos de la dorsal. Asimismo, dos escarpes de 500 m definen dos niveles: uno a profundidades de 1 500-1 600 m y otro a 2 000-2 500 m.

El relieve sufre una transformación gradual hacia el sur del paralelo 60° N, donde la zona rift se va ampliando y alcanzando mayores profundidades, del orden de 2 500-2 900 m. Hacia los paralelos 57 y 55° la dorsal está cortada por depresiones transversales, apreciándose en este sentido un desplazamiento transversal del valle rift. La zona de fractura de Gibbs se reconoce por una serie doble de fosas-fractura que cortan la zona rift y parcialmente los flancos. En ellas se han determinado profundidades de 4 000-4 200 m, alcanzando el desplazamiento por las fracturas unas 200 millas.

4. *Dorsal del Atlántico Norte.* Consiste en dos porciones: una septentrional y otra austral entre las cuales se encuentra el macizo volcánico de las Azores. La primera tiene una amplitud de 600-800 millas, con una zona rift en la cresta, a 1 000-1 500 m, y una amplitud de 90-110 millas; la

profundidad es del orden de 2 500 a 4 000 m. Las cimas de las crestas llegan a levantarse hasta 1 000 mbnm.

La porción septentrional está cortada por numerosas fracturas, siendo las mejor conocidas las de Faraday, en el paralelo 49° N, Maxwell en el 48°, Humboldt en el 42° y Kurchatov en el 41°; en cada uno de estos casos se observa un desplazamiento de alrededor de 15-20 millas. Las laderas de la dorsal son suaves con escarpes locales.

El macizo volcánico de las Azores tiene cimas que se elevan sobre el nivel del mar, como las de Flores y Corvo, pertenecientes a la zona rift, separadas por su valle de las otras islas entre las cuales se reconocen las de San Miguel, Terceira, San Jorge y otras.

Al sur del macizo de las Azores la dorsal se extiende como un arco gigantesco convexo hacia el occidente, con una amplitud de 900-1 000 millas pero reduciéndose hacia el sur hasta 300-400 millas. En su extensión hasta el ecuador está cortada por numerosas fracturas transversales entre las cuales las principales son las de Oceanógrafo en el paralelo 35° N, Atlantis en el 30°, Kane en el 24°, Cabo Verde en el 14.5°, Vernadsky en el de 7-8°, San Paulo en 1.5°, Romanche en el ecuador, Chain en el 1.5° S; en cada uno de éstas se aprecia un desplazamiento transversal de los valles rift, de 30 a 300 millas. La profundidad de las fosas correspondientes a las fracturas son de 4 500 m, con laderas empinadas de 20-30° y afectadas por escalones.

El valle rift de la dorsal, al sur de las Azores, presenta una continuidad clara con profundidades de 3 000 a 4 000 m. Las laderas de la dorsal están desmembradas en bloques paralelos y transversales a la estructura. Estos son de amplitudes de 10-20 millas y alturas de 300 a 800 m; en algunas localidades se levantan montañas submarinas de 1 500 a 4 000 m.

5. *Dorsal del Atlántico Sur.* Se extiende desde la zona de fractura de Chain, hacia el sur, hasta la isla de Buvier, con una expresión clara del valle rift que presenta una amplitud de 250 millas al sur. La dorsal también se reduce de 1 000 a 500 millas de amplitud en este sentido. El valle rift adquiere especial expresión en las proximidades de la isla de la Ascensión donde alcanza 4 000 m de profundidad; esta isla resulta una de las montañas mayores de la región. Asimismo, en esta parte la dorsal está cortada por una falla transformante que ha provocado un desplazamiento lateral de 120 millas.

Al sur de la isla de la Ascensión la D es de forma arqueada, y el valle rift se extiende alcanzando profundidades de 4 000-4 300 m. Las cimas de la cresta presentan profundidades de 2 500-2 800 m; algunas montañas se elevan un poco más alto. La profundidad relativa en el valle rift es del orden de 500 a 1 000 m, y está cortado por fracturas transversales entre las cuales son mejor conocidas las de Santa Helena, en el paralelo 17° S; Hotsper, en el 19° S; Martín Vaz, en el 22°, Río Grande, en el 30°, y Gauf en el 40°.

Hacia la isla de Buvier la dorsal va perdiendo expresión en el relieve, por ejemplo: el valle rift se extiende en porciones desmembradas donde su profundidad máxima es de 3 500-4 000 m. La cresta de la zona rift se encuentra a unos 2 500 m de profundidad, en tanto que la relativa es de 400-600 m. La isla de Buvier está controlada por la fractura del mismo nombre, cuya fosa presenta profundidades de 5 000-5 200 m, apreciándose un desplazamiento horizontal de 140 millas.

Los flancos de la dorsal muestran una estructura más o menos homogénea; sin embargo, en el oriental se levantan numerosas montañas submarinas, como la que origina la isla de Santa Helena, de 5 000 m de altitud, o las de Tristán de Cunha y la de Gough.

6. *Dorsal Africano-Antártica*. Este sistema representa la transición del eje dorsal Atlántico al Índico. Su amplitud general es de 500 millas, mientras que su zona rift es de unas 100 millas en sentido transversal. Esta región también está cortada por fracturas transversales, pero de orientación noreste.

Océano Índico (Fig. 57).

Kanaev (1979), en su descripción de la dorsal del Índico, la subdivide en tres sistemas, correspondiendo a cada uno de ellos dos zonas:

SISTEMAS	ZONAS
Noroccidental	Adén Central Árabe-Indú
Sudoccidental	India Occidental (o India Central) Africano-Antártica (o India Sudoccidental)
Sudoriental	India Central (o Sudoriental) Australo-Antártica

La región donde se unen los sistemas dorsales se denomina macizo central. Asimismo, los límites

naturales entre las zonas consisten en grandes fracturas, islas y rift.

1. *Dorsal del Índico Noroccidental y rift del Mar Rojo*. La dorsal es una gran estructura montañosa de unas 3 200 millas de longitud, de rumbo norte, entre el ecuador y el golfo de Adén donde cambia a rumbo noroeste. Cerca de la boca de este golfo está cortada por la zona de fractura de Owen, donde se reconoce un desplazamiento horizontal del eje unas 170 millas.

El rift del Mar Rojo es una depresión profunda y estrecha que, por su posición y estructura, resulta una forma transicional con respecto al rift continental Africano Oriental (Khain, 1971). La depresión rift tiene una profundidad de 2 a 2.5 km y una amplitud de 100 a 200 millas, con 1 200 millas de longitud. Sus laderas son abruptas, en parte escarpadas, constituidas por rocas continentales y calizas coralinas (en la parte superior). El fondo de la depresión es amplio y plano al noroeste y estrecho y dislocado al sureste. En el primer caso se reconoce a mil metros de profundidad una planicie escalonada sobre la que se levantan varias montañas de cimas arrecifales. A lo largo de la depresión se reconocen mesetas y fosas, mientras que a distancia del eje los sedimentos alcanzan 1 800 m de espesor.

La porción sureste de la cuenca es más profunda, 2-3 km, con desarrollo de numerosas fosas locales delimitadas por elevaciones submarinas. Los sedimentos descansan sobre rocas cristalinas, pero en el eje lo hacen sobre intrusiones de origen profundo.

A. *La zona Central de Adén*. Es un conjunto montañoso que se extiende en el golfo del mismo nombre, con 1 000 millas de longitud y alcanza una altura de 1 500 a 2 000 m por 100-150 millas de amplitud, disminuyendo a 6 en la porción central. La estructura consiste en formas lineales: cadenas y fosas orientadas de suroeste a noreste.

La profundidad máxima se reconoce en la fosa de Alula-Fartak, con 5 360 m. Las cimas más altas se localizan a menos de 1 000 m de profundidad (365 m la cima mayor).

La zona de fractura de Owen se sitúa entre la cadena de Adén Central y la Árabe-Indú, con 1 500 millas de longitud. El relieve de esta zona consiste en una serie de elevaciones y fosas alineadas paralelamente. Se reconoce la profundidad máxima a 5 803 m; también tienen desarrollo las montañas submarinas aisladas. En el fondo de la fosa los sedimentos llegan a alcanzar 500 m.

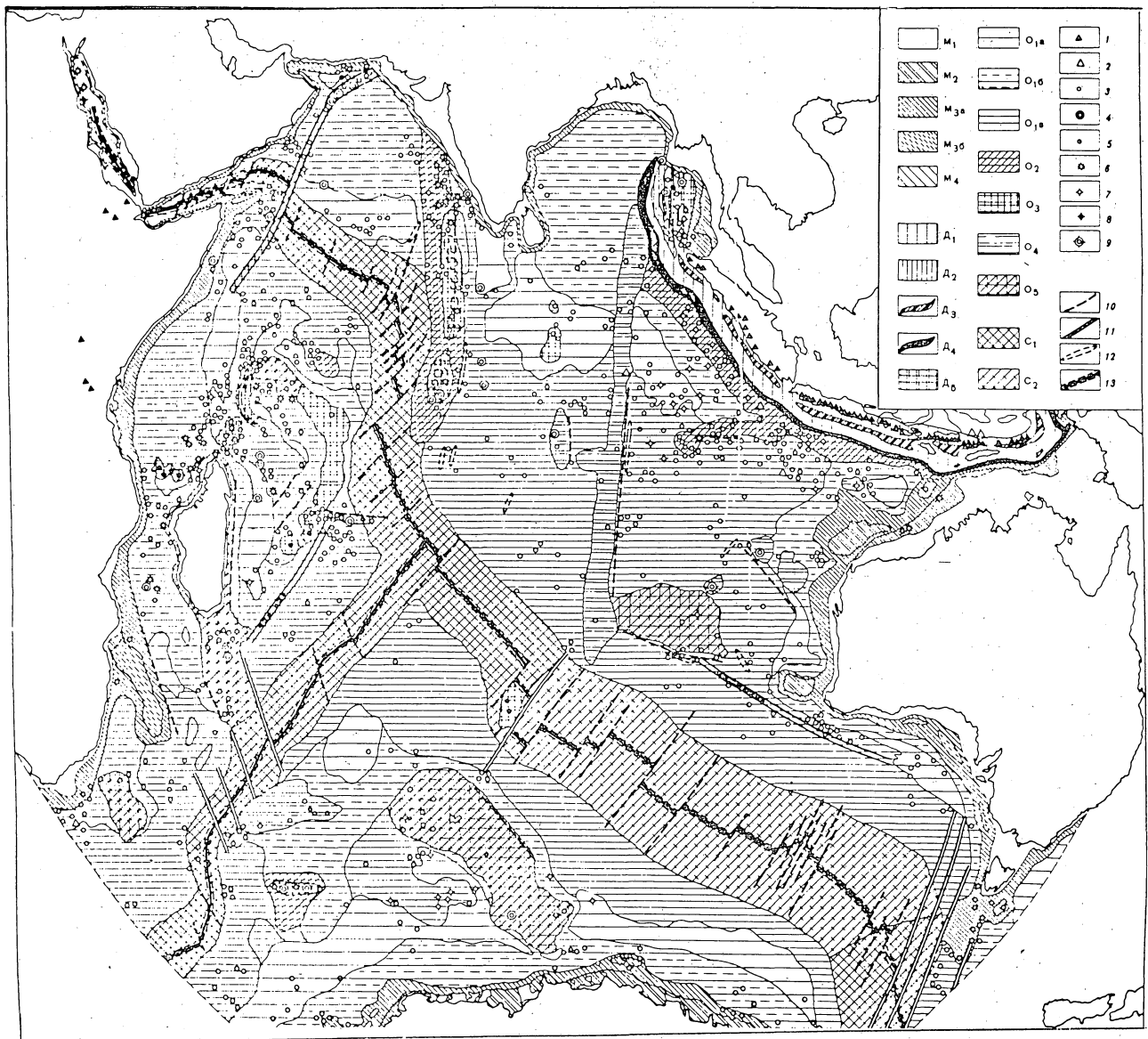


Fig. 57. Carta geomorfológica del fondo del océano Índico. Geoestructuras y morfoestructuras principales (elaborada por Kanaev y Turko) (tomado de Kanaev, 1979).

M₁. Plataforma continental; M₂. Porciones hundidas de la PC; M_{3a}. Talud continental, escarpes; M_{3b}. Talud continental, peldaños; M₄. Fondos de cuencas de la zona continental submarina; A₁. Sistemas montañosos; A₂. Sistemas y macizos montañosos del mar de Andamán; A₃. Trincheras intermontañas; A₄. Trincheras marginales; A₅. Fondo de cuencas de la zona transicional. Fondo de cuencas de la zona abisal. O_{1a}. Planicies subhorizontales; O_{1b}. Planicies inclinadas; O_{1c}. De relieve de lomeríos-montañosos; O₂. Levantamientos arco; O₃. Macizo y sistemas volcánicos; O₄. Levantamientos-bloque y macizos montañosos; O₅. Sistemas montañosos plicativos-bloque y macizos (microcontinentes). Dorsales: C₁. Elevadas (con valle rift); C₂. Bajas (sin valle rift). Símbolos complementarios: 1. Volcanes snm; 2. Emanaciones volcánicas submarinas; 3. Volcanes submarinos; 4. Volcanes submarinos de cima plana; 5. Volcanes submarinos con cimas snm; 6. Volcanes que unen arrecifes e islas coralinas; 7. Montañas submarinas no volcánicas; 8. Montañas submarinas con cimas snm; 9. Montañas no volcánicas, con cimas planas; 10. Fracturas; 11. Zonas de fractura; 12. Fosas-fractura; 13. Zona rift.

B. *La zona Árabe-Indú.* Es éste el mayor conjunto montañoso de la dorsal del Índico y el mejor estudiado. Tiene una longitud de 2 200 millas por 150 a 400 de amplitud y una altura sobre su base de 1 000 a 2 000 m, con algunas cimas de hasta 3 000 m. Las depresiones rift son de 3 000-4 000 m de profundidad, pero localmente se incrementan a 5 000-6 000 m. La mayor se localiza en la fosa Vema, de 6 492 m.

El valle rift de la cresta presenta un perfil en "V" con un fondo estrecho de 1-5 millas y una altura de 500 m, aunque en algunas localidades alcanza 1 000-1 500 m de profundidad.

Los límites de esta porción de la dorsal son claros hacia el noreste, donde se funde con las planicies abisales; al suroeste son imprecisos, ya que limita con el relieve montañoso de la cuenca de Somalia. La porción sur (del ecuador al macizo central) se extiende de sur a norte; sin embargo, las formas del relieve siguen rumbos del suroeste al noreste.

2. *Dorsal del Índico Sudoccidental.* Se extiende del macizo central al suroeste, en donde se une con la dorsal del Atlántico. En la región de las islas del Príncipe Eduardo se divide en dos ramales (zonas): la del Índico Occidental y la Africano-Antártica.

A. *La zona Índico Occidental.* Es conocida también como Central y representa una porción de la dorsal, de 1 200 millas de longitud por 200-300 millas de amplitud; su altura relativa es de 2 500 a 3 000 m, aunque en partes es de 500-2 000 m de altura mínima y máxima de hasta 5 000 m. La zona rift presenta una depresión de 20-30 millas de amplitud en la parte superior del valle rift; sus laderas son abruptas, de 20-30° y tiene una profundidad máxima conocida de 5 130 m.

B. *La zona Africano-Antártica.* Ésta ya ha sido mencionada en la descripción de la dorsal del Atlántico, ya que, en realidad, queda comprendida en los dos océanos.

3. *Dorsal del Índico Sudoriental.* Esta porción de la dorsal del Índico consiste en dos zonas o ramales: Central y Australo-Antártica.

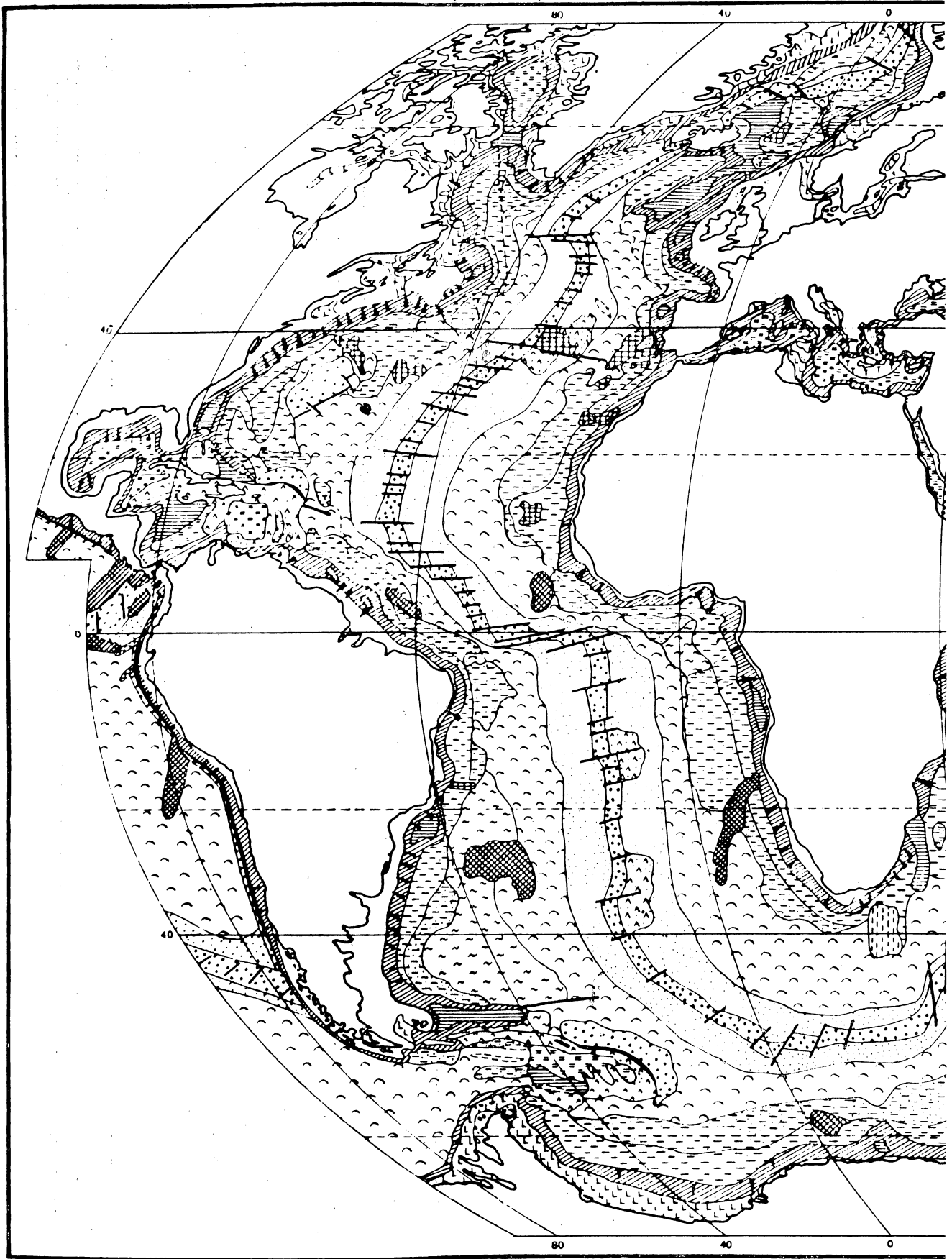
A. *La zona Índico Central.* Se caracteriza y se diferencia del resto de la dorsal del Índico por su poca altitud, de unos 1 500 m, y por presentar un valle rift poco profundo. Su longitud es de 1 200 millas por 400-500 de amplitud y una profundidad máxima de 4 245 m que se reconoce en la margen occidental. Asimismo, las montañas más altas son las islas de Amsterdam y San Paulo.

El macizo de Amsterdam, de 1 500 m de altitud, presenta una disección débil en sus laderas asimétricas, de 6 y 12° de inclinación. Posee una arista plana y amplia, desmembrada localmente por valles, colinas y montañas. La presencia alrededor de las islas de Amsterdam y San Paulo, de amplias porciones niveladas del fondo, se interpreta como intensas acumulaciones de origen volcánico.

B. *La zona Australo-Antártica.* Ésta consiste en un levantamiento montañoso de 3 500 millas de longitud, entre el macizo de Amsterdam y el extremo del sistema montañoso de Maquarrie, con una amplitud de 500 a 900 millas. A diferencia de la dorsal Australo-Antártica, se trata de un arco suave y amplio con una superficie considerablemente dislocada, aunque en una gran extensión carece del valle rift. La cresta se encuentra a profundidades de 3 000-4 000 m, disminuyendo en algunas localidades a 2 500 m. La profundidad mayor se reconoce en una fosa de 4 755 m.

Las laderas de este sistema dorsal se fusionan con una superficie de lomeríos y con otra completamente plana. Su orientación es de este a oeste, y al sureste.

La geomorfología general de los fondos oceánicos queda resumida en la figura 58. Algunos parámetros de las estructuras principales se presentan en la tabla 4.



Plataforma continental.

1. Planicie litoral abrasivo-acumulativa.
2. Porciones hundidas denudatorio-acumulativas.

Tabud continental o zona transicional

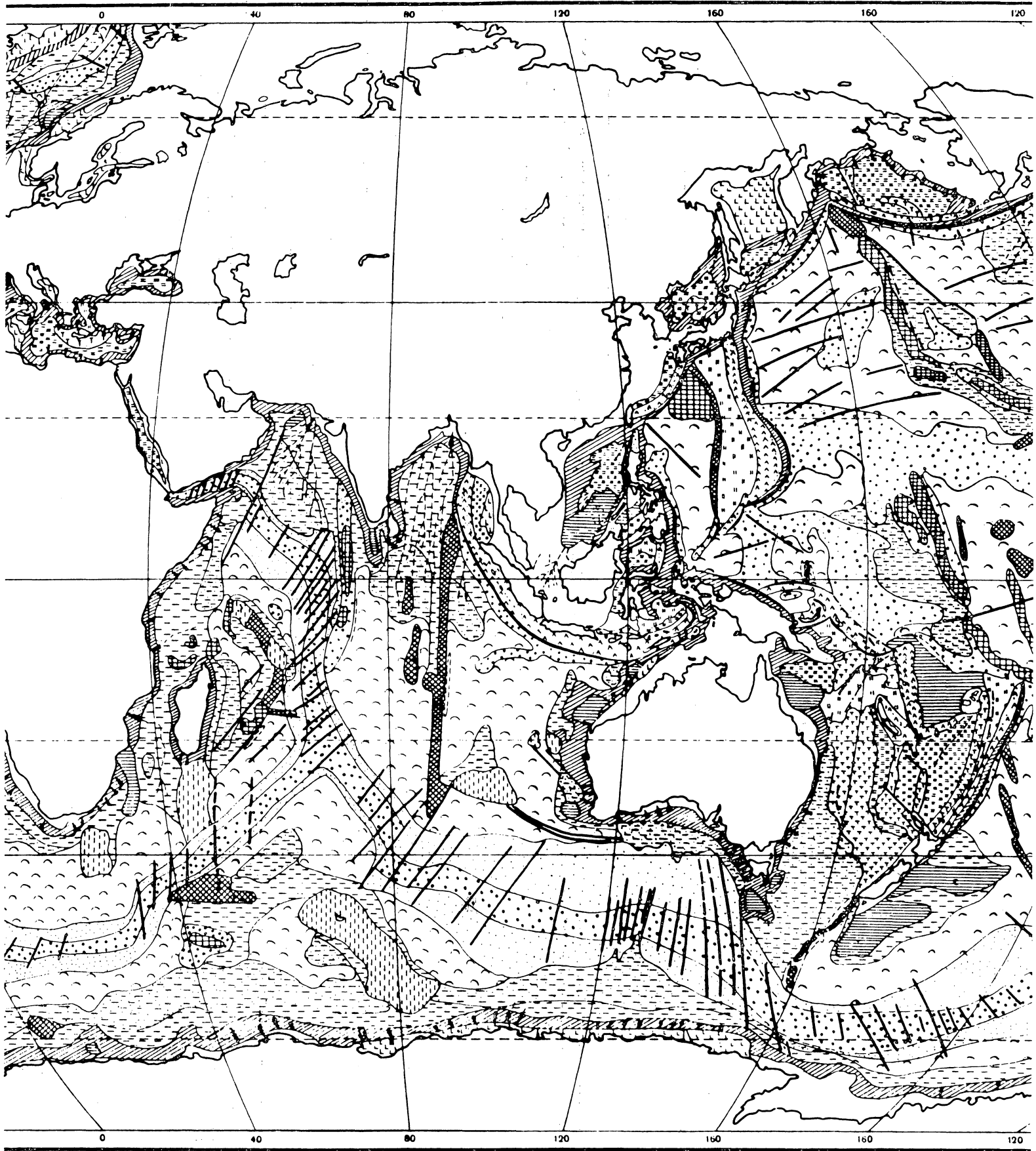


Fig. 58. Geomorfología del fondo del océano (tomado de Agapova, Budanova, et al. 1979).

Lecho oceánico.

Dorsales

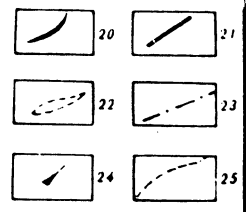
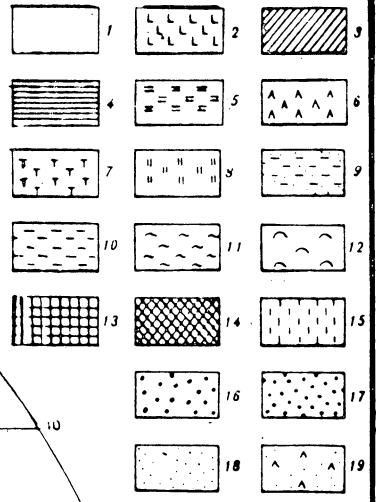
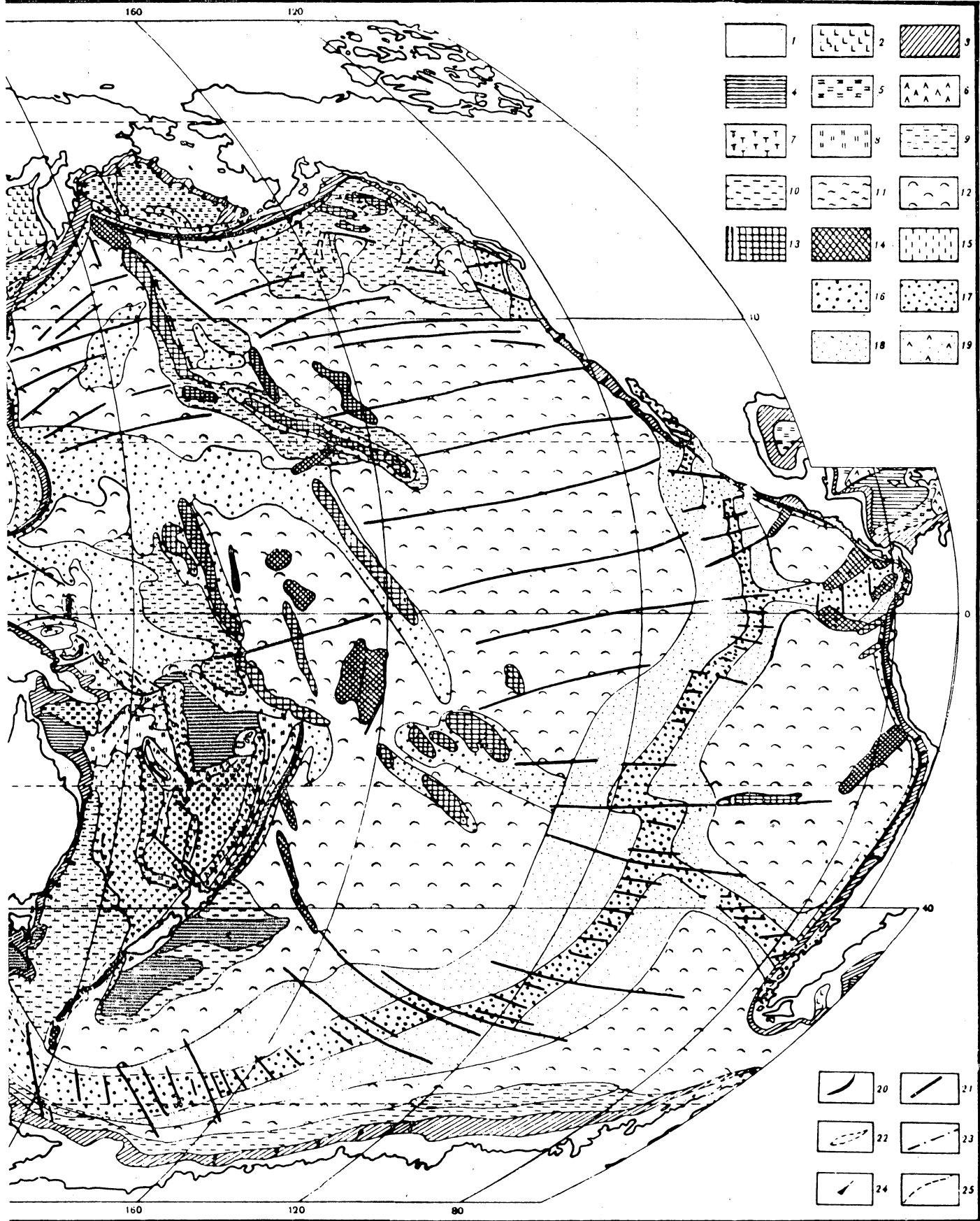
acumulativa.
 datorio-acumulativas.
 ional.

- 9. Planicies acumulativas.
- 10. Planicies inclinadas, acumulativas.
- 11. Planicies onduladas.

- 17. Cresta.
- 18. Laderas.
- 19. Cadenas y macizos m

160

120



1979).

Dorsales

- 17. Cresta.
- 18. Laderas.
- 19. Cadenas y macizos montañosos volcánicos.

TABLA 4

ZONAS Y ESTRUCTURAS DEL FONDO OCEÁNICO Y SUS RASGOS MORFOLÓGICOS PRINCIPALES

ZONA	ESTRUCTURA	CATEGORIA	POSICION	PENDIENTE	DIMENSIONES	PROFUNDIDAD	RELIEVE	%
CONTINENTAL	PLATAFORMA CONTINENTAL	I PLANETARIA	ENTRE LA LINEA DE COSTA Y EL BORDE EXTERIOR DEL TC.	7° EXTERIOR 30°-1° INT.	15-20 A 1200 Km. DE AMPLITUD	60-400 m. 200m. PROM.	SUPERFICIE NIVELADA ACUMULATIVA, EN PARTES ABRASIVA. PRESENTA FORMAS ORIGINADAS EN TIERRA FIRME.	7.5
	TALUD CONTINENTAL	I PLANETARIA	ENTRE PC Y CIMA DEL PdC, O TRINCHERA, O CMM	3-7° LOCALMENTE 25-50°	8-270 Km DE AMPLITUD	1000 A 4500 m.	LADERA DE ORIGEN TECTONICO, ESCALONADA, DEBIDO A FALLAS NORMALES. LA CORTAN CANONES SUBMARINOS.	14.2
	PIE DEL CONTINENTE	II MEGAFORMA	ENTRE EL BORDE INFERIOR DEL TC Y LA PA	2-5° EN LA CIMA A LA BASE	HASTA 1000 Km DE AMPLITUD.	3500 A 4500m.	PLANICIE ACUMULATIVA INCLINADA, PLANA O DE LOMERIOS DE 20 A 300 METROS DE ALTURA.	
TRANSICIONAL	CUENCA DE MAR MARGINAL	II MEGAFORMA	ENTRE CONTINENTE Y AI; ENTRE ARCOS INSULARES	EL FONDO SEMEJANTE A PA	VARIABLES	2000 - 3500 m. Y HASTA 5000m.	DEPRESIONES ACUMULATIVAS DE FONDO PLANO Y ONDULADO, DESMEMBRADO POR MONTAÑAS.	
	ARCO INSULAR	II Y III MEGA Y MACROFORMA	ENTRE CMM Y TRINCHERA	DEBIL HACIA LA CMM y FUERTE A LA T.	HASTA 4000 Km DE LONGIT.	> 6000 m	SISTEMA MONTAÑOSO VOLCANICO, EN PLANTA EN FORMA DE ARCO, EN OCASIONES RECTILINEO.	9.7
	TRINCHERA	IGUAL	ENTRE AI y PA o TC y PA	ASIMETRICA 10-25° Y 3-8° IGUAL A AI	100-200Km BOCAL HASTA 4000 Km LONGITUD. 5-6Km: FONDO	5000 - 11000 m.	DEPRESIONES ALARGADAS Y ESTRECHAS PROFUNDAS, ORIGINADAS POR UN TECTONISMO JOVEN.	
OCEANICO	PLANICIES ABISALES	I PLANETARIA	LIMITAN CON PdC, T Y D.	2-5° (MINIMOS)		6000 - 4000 m	SUPERFICIES PLANAS, ONDULADAS Y DE LOMERIOS, ACUMULATIVAS Y VOLCANICAS, CON PRESENCIA DE MONTAÑAS SUBMARINAS	51.4
	ELEVACIONES MONTANOSAS SUBMARINAS	II Y III MEGA Y MACROFORMAS	SE LEVANTAN SOBRE LOS FONDOS DE CMM Y PA	3-40°	≈ 15 x 22 Km EN SU BASE: MONTAÑAS AISLADAS	4000-6000m. (BASE). ALTURAS HASTA 9000 m.	MONTAÑAS VOLCANICAS, VOLCANO-TECTONICAS Y TECTONICAS, CONTROLADAS POR FRACTURAS PROFUNDAS.	
	DORSALES	I PLANETARIA	SE LEVANTAN SOBRE LAS PA.	10-40°	> 60 000 Km DE LONGITUD TOTAL	3000 - 6000 m	EJE MONTANOSO CON LADERAS ESCALONADAS Y CRESTA CON VALLE RIFT	17.2

LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES DE LOS FONDOS DE LOS OCEANOS

CUARTA PARTE

YACIMIENTOS MINERALES

No es nueva la consideración de que los yacimientos minerales se localizan en determinadas condiciones tectónicas que obedecen a un desarrollo en el tiempo y a una extensión espacial. Sin embargo, con la aparición de la novedosa teoría de la tectónica de placas, han surgido otras que, paralelamente, tratan de explicar el origen de muchos tipos de yacimientos, en relación con el proceso tectónico.

Este tema ha sido tratado por varios autores como Sillitoe (1972), Guild (1972), Sawkins (1972), Rona (1976), Smirnov (1978). Estos autores exponen la relación existente entre algunos tipos de yacimientos minerales y las zonas límites de placas divergentes y convergentes, los sistemas montañosos y la zona transicional.

Los yacimientos de pórfidos de cobre son uno de los tipos más señalados como ejemplo de relación con los procesos tectónicos globales. Se presentan esencialmente en los sistemas montañosos jóvenes, como la Cordillera de la margen pacífica del continente americano. Son importantes algunos yacimientos de Chile, Sonora, Arizona y Nuevo México, y en otras regiones, en Puerto Rico y la Dominicana, en Taiwan, Filipinas, Kalimantan, Irán Occidental, Papoa, Nueva Guinea, Islas Salomón, en Rumania, Yugoslavia, Bulgaria, Armenia, Irán, Pakistán. En todas estas regiones están presentes las formaciones calcoalcalinas (Sillitoe, 1972).

Los Andes, un sistema montañoso marginal a una trinchera, es una importante provincia metalogénica en donde son bien conocidos los yacimientos minerales de Chile, Argentina, Perú, Ecuador y Bolivia.

Los yacimientos de tipo hidrotermal se encuentran asociados a las zonas de subducción; entre ellos son de importancia especial los que se deben a las precipitaciones de sulfuros (Rona, 1973).

Precisamente es la zona de transición la más favorable para el desarrollo de la metalogénesis; en ella se presentan tres formaciones de rocas magmáticas relacionadas con mineralización (Smirnov, 1978): en primer lugar la peridotítica con yacimientos de

cromita (Filipinas), en algunas localidades con platino. En segundo, la formación de gabro-piroxenita con titanio-magnetita (Japón). En tercero, la más potente, con amplio desarrollo volcánogénico, en general basalto-andesito-dacítico con yacimientos de cobre, cinc y plomo, así como hidrotermales de mercurio, auro-argentíferos, óxidos de hierro y manganeso.

Otros yacimientos, como los de estaño-wolframio de Bolivia y el sur de Asia; los de plata, plomo y cinc de México, Sawkins (1972) los relaciona con el proceso de la subducción.

En el caso de las placas divergentes, como en el Mar Rojo y Chipre, se dan las condiciones favorables para la formación de sulfuros metálicos diseminados en sedimentos de 20 a 110 m de espesor, donde están presentes, en orden de importancia, Fe, Zn, Cu, Pb, Ag, Au (Rona, 1973).

En el caso del choque de dos placas continentales (Himalaya) el magmatismo se presenta débilmente y no surgen yacimientos significativos; en cambio, cuando estas dos placas están separadas por un mar interior con corteza oceánica, se forma un círculo amplio de yacimientos (Urales, Hercínidas Europeas, Tetis y otras —Smirnov, 1978). En un tercer caso, el de la subducción, se forman yacimientos transicionales entre el océano y el continente, como en la margen del Pacífico (*op. cit.*).

Otro tipo de metalogénesis es la exógena, propia de las acumulaciones sedimentarias del fondo oceánico. Resulta que en éste se encuentran en disolución masas colosales de minerales. Valores proporcionados por varios autores (Vinogradov, 1967, en: Smirnov, 1978) son los siguientes: las reservas de oro se calculan en 5.5 millones de toneladas, el mercurio, el plomo y la plata en 45 millones, el wolframio en 150 millones, el níquel en 3 000 millones, el uranio, el cobre y el estaño en 4 000 millones, el molibdeno de 16 000 millones, y el magnesio en 2×10^{12} toneladas.

En las costas de mares y océanos, en la zona litoral, tienen amplia representación los placeres de magne-

tita, ilmenita, rutilo, circón, monacita, xenotima, casiterita, minerales con contenido de elementos raros y radiactivos, piedras preciosas, oro y otros. Los placeres se encuentran en las playas actuales, en la plataforma de abrasión y en las terrazas marinas. Son muy bien conocidos en la India, en Sri Lanka, en Bangladesh, en Australia, Nueva Zelanda, Brasil, en la península de Florida, en las costas del golfo de Hudson, en Japón, en el Océano Glacial Ártico, en una serie de mares interiores (Azov, Negro, Báltico y otros).

Los placeres se encuentran también en la plataforma de abrasión, aunque en menor proporción que en las playas. Se encuentran, por ejemplo, en los litorales del Báltico con minerales pesados. También son placeres de plataforma de abrasión los diamantes de las costas del suroeste de África, cerca de la desembocadura del río Orange, en el Congo, y el ámbar del Báltico.

Concreciones de fosforita se localizan en la plataforma continental y porción superior del talud continental. Son conocidas en las costas de Nueva Zelanda, en Chile y Perú, California y Baja California, en el Banco de Agujas y en la margen sur de África, suroeste de África y Atlántico de Norteamérica.

En la plataforma continental y el talud también son comunes los yacimientos de glauconita. Se localizan yacimientos en todos los océanos.

En la actualidad es de gran importancia la extracción de petróleo y gas de las plataformas continentales: en el Caspio, en el Pérsico, en el golfo de Suez y en algunas regiones del Mediterráneo; en el Mar Negro, en el Golfo de México, en las costas de California, Sudamérica, suroeste de África, sur de Australia, Indonesia, Japón, Alaska y Mar del Norte.

Los yacimientos de carbón del continente se extienden a profundidad bajo la plataforma continental del Mar Rojo de Turquía y en Australia (New South Wells). En el Mar Negro (Odesa) se encuentra el carbón a profundidades de 1 400-1 500 m. También en Inglaterra las capas se extienden a profundidad en la península de Wells y Cornwell. Igual se conoce en la isla de Kiwi y otras menores.

Los yacimientos de hierro se encuentran en la isla de Newfoundland, en América del Norte y se extienden a profundidad hacia el Atlántico. Se extraen minerales en el golfo de Finlandia.

Belousov (1975) relaciona con los regímenes tectónicos de la corteza terrestre tipos específicos de yacimientos. Esto significa que el desarrollo en el tiempo geológico, de las grandes estructuras de la corteza y el relieve de la Tierra, han favorecido la formación de tipos determinados de minerales. Reconoce, así, el autor citado, los regímenes geosinclinal (*eu, mio* y *parageosinclinal* y macizo intermedio), orogénico (epigeosinclinal y epicratónico), rift, cratónico (joven y antiguo), activización de los cratones (volcanismo de fisuras y chimeneas de explosión) y margen de los continentes.

A cada régimen corresponden, asimismo, parámetros como sismicidad, magnetismo, tectonismo, metamorfismo, petrología, estructuras plicativas y disyuntivas, etcétera.

1.1 *Régimen eugeosinclinal.* En la etapa de hundimiento, minerales de cobre, cinc y plomo en calcedonia; mineralizaciones magmáticas de cromo, platino, titano-magnetita. En *skarn* mineralizaciones de hierro y cobre. En la etapa de inversión, mineralizaciones de wolframio en *skarn*; hidrotermales de cobre, molibdeno; pegmatíticas de estaño y wolframio.

1.2 *Régimen miogeosinclinal.* Vanadio, molibdeno y fosforitas en la etapa de hundimiento. En la de inversión, lo mismo que en la correspondiente del eugeosinclinal.

1.3 *Régimen parageosinclinal.* Carbón, petróleo, sal, mineralizaciones hidrotermales de mercurio, antimonio, fluorita, metales raros, oro, plomo, cinc.

1.4 *Régimen de macizo intermedio.* Mineralizaciones hidrotermales y de *skarn* de metales no ferrosos, raros y preciosos.

2.1 *Orogénico epigeosinclinal.* Mineralizaciones hidrotermales de metales no ferrosos, raros y preciosos; en *skarn* de plomo-cinc; sedimentarias de hierro, cobre, vanadio. Sal, yeso. Bauxita, carbón, gas. Petróleo.

2.2 *Orogénico epicratónico.* Mineralizaciones hidrotermales de estaño, wolframio, plomo, cinc, mercurio, antimonio. Bauxita. Placeres de oro, platino y otros. Sal. Carbón, gas, petróleo.

3.0 *Rift. Diamantes en kimberlitas.* Metales raros en carbonatos. Aguas termales. Diatomitas, Carbón.

4.1 *Cratones antiguos.* Carbón, gas, petróleo, sal.

Mineralizaciones sedimentarias de cobre, hierro, manganeso. Bauxita.

4.2 *Cratones jóvenes*. Carbón, gas, petróleo. Sal. Mineralizaciones sedimentarias de hierro, manganeso. Bauxita. Mineralizaciones de níquel por intemperismo, y de hierro.

5.1 *Activización de los cratones*: mesas basálticas. Mineralizaciones magmáticas de níquel, cobre; hierro en *skarn*. Bauxita de corteza de intemperismo.

5.2 *Activización de los cratones*: intrusiones centrales y chimeneas de explosión. Diamantes en kimberlitas. Mineralizaciones de *skarn* e hidrotermales (hierro). Metales raros y no ferrosos. Apatito, nefelina.

6.1 *Margen de los continentes*: tipo Atlántico. Gas, petróleo, sal. Placeres de rutilo, ilmenita, circón.

6.2 *Margen de los continentes*: tipo Pacífico. Mineralizaciones hidrotermales volcánicas de oro, plata, cinc, estaño, wolframio, cobre, mercurio, azufre y otros. Placeres de rutilo, ilmenita, circón, monacita (incluye las montañas marginales del continente y los arcos insulares).

Con esta clasificación sólo se pretende mostrar la relación entre los yacimientos minerales y las grandes estructuras consideradas en capítulos anteriores. La dinámica de desarrollo de la corteza ha sido ya estudiada, por lo que este tema resulta solamente un complemento a todo lo antes expuesto.

8-11

8-12

8-13

8-14

8-15

CONCLUSIONES

La geomorfología es en nuestros días una de las principales ciencias de la Tierra y, como tal, es novedosa y se enriquece constantemente con datos sobre la morfología de los fondos oceánicos, con métodos para el estudio del relieve —en conjunto o en partes— terrestre, en el sentido amplio de la palabra; también es ésta una disciplina que día a día encuentra mayor aplicación económica en la actividad humana.

Las ciencias de la Tierra pasaron a una nueva etapa después de la Segunda Guerra Mundial. Las aportaciones novedosas, simplemente las de los dos últimos decenios, representan no solamente una extraordinaria cantidad de información, sino dan también como resultado un cambio cualitativo, revolucionando los conceptos sobre la corteza terrestre, en especial en lo que se refiere a su origen y dinámica actual.

En el análisis de las formas del relieve de mayores dimensiones —las de primer orden o planetarias y las de segundo orden o megaformas— encontramos estrecha relación entre todas ellas, siendo posible su comprensión cuando las estimamos en función del tiempo y el espacio, factores que son una expresión del movimiento de la materia.

Hemos visto cómo en la actualidad se considera, por muchos autores, que la corteza y el relieve terrestre originales fueron una estructura basáltica semejante a la actual de la Luna, y que de la interacción de los procesos endógenos y exógenos surgieron las depresiones oceánicas y después los sistemas montañosos, ya en alineación y con una corteza distinta, la continental.

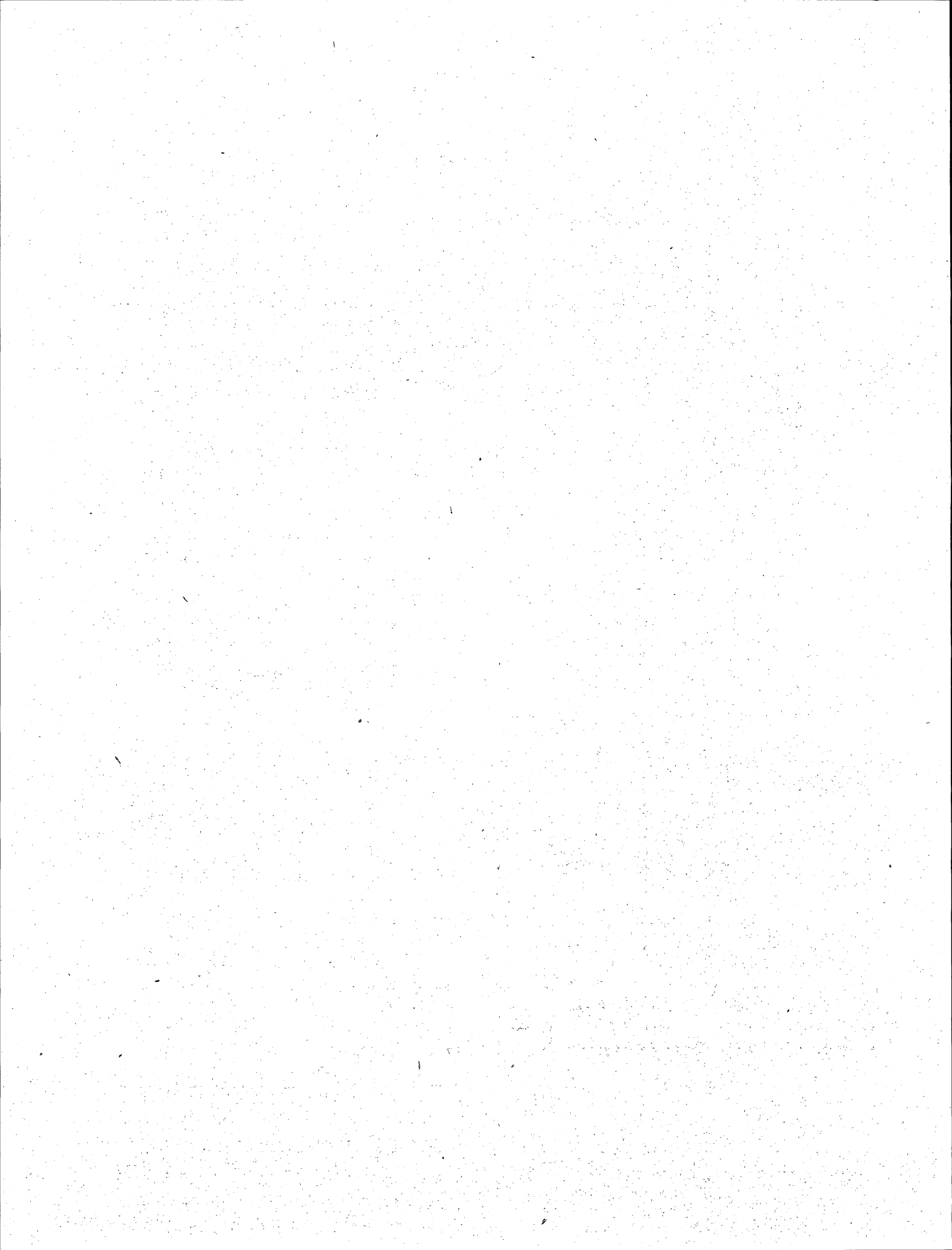
En la historia geológica la superficie terrestre ha estado siempre en continua transformación: la actividad interna se ha encargado de la formación de las elevaciones y depresiones del relieve; la actividad externa de su nivelación por la acción de la erosión y la acumulación. Encontramos, así, una secuencia en la formación y destrucción de las montañas.

Todos los procesos complejos que ocurren en el interior y exterior de la Tierra se explican a partir de la propiedad del movimiento que posee la materia: expansión del fondo oceánico, volcanismo, climas, etcétera.

Encontramos así, al considerar el relieve de la Tierra en función del tiempo y el espacio, la unidad del todo por la relación estrecha de sus componentes: cada una de sus partes tiene su contrario, los procesos pasan de lo cuantitativo a lo cualitativo, en la secuencia evolutiva son negados por otros, y así sucesivamente. Por ejemplo, encontramos en el relieve formas positivas y negativas: elevaciones y depresiones, procesos contrarios como erosión y acumulación, expansión y subducción, levantamiento y hundimiento. La acumulación continua de gases por la actividad volcánica de la era antegeológica condujo a un cambio cualitativo: la formación de la atmósfera y posteriormente el nacimiento de las formas primitivas de la vida. La historia del relieve de la Tierra es en sí una secuencia de negaciones: formación y destrucción de montañas. "La geología es una serie de negaciones negadas", escribió Engels en 1877.

Los continentes y las cuencas oceánicas no son simples elementos geográficos. Son dos estructuras distintas de la corteza, siendo aparentemente la original la oceánica. Asimismo, los continentes son una unidad constituida de cratones y sistemas montañosos que a principios del mesozoico estaban unidos en el continente de Pangea. En las cuencas oceánicas encontramos formas de una extraordinaria dinámica de desarrollo: los ejes rift de las dorsales y las zonas de subducción (trincheras).

La geomorfología, así, estudia el relieve de la Tierra, sistema complejo en el que todas sus partes se encuentran en relación estrecha. La geomorfología global estudia "las partes" mayores de ese sistema, y sus relaciones en tiempo y espacio.



BIBLIOGRAFÍA

- AGAPOVA, G. V., BUDANOVA, L. Y., ZENKEVICH, L. L., LARINA, N. I., LITVIN, V. M., MAROVA, N. A., RUDENKO, M. V., TURKO, N. N., "Geomorfología del fondo del Océano", En: *Oceanología. Geofísica del Océano*, t. I, cap. X, p. 150-205. Ed. Nauka, Moscú, 1979. *
- AGAPOVA, G. V., LITVIN, V. M., MAROVA, N. A., TURKO, N. N., "Carta geomorfológica del fondo del Océano", En: *Oceanología. Geofísica del Océano*, t. I, cap. X, ed. Nauka, Moscú, 1979. *
- AGAPOVA, G. V., GERSHANOVICH, D. E., KOTENEV, B. N., LARINA, N. I., UDINTSEV, G. B., "Los tipos genéticos principales de montañas submarinas". *Rev. Geomorfología*, núm. 2, p. 3-12, Academia de Ciencias de la URSS, ed. Nauka, Moscú, 1979. *
- AUBOIN, J., BROUSSE, R., LEHMAN, J., *Tratado de Geología*. t. III, *Tectónica, Tectonofísica, Morfología*. Ed. Omega, Barcelona, 1980.
- BATIUSHKOVA, I. V., *Historia del problema del origen de los continentes y los océanos*. Ed. Nauka, Moscú, 1976. *
- BELOUSOV, V. V., *La corteza terrestre y el manto superior de los océanos*. Ed. Nauka, Moscú, 1968. *
- , *Principios de geotectónica*. Ed. Niedra, Moscú, 1975. *
- , "Geología de los océanos", En: *La tectonósfera de la Tierra*. cap. v, p. 109-120. Ed. Nauka, Moscú, 1978. *
- , *Los regímenes endógenos de los continentes*. Ed. Niedra, Moscú, 1978. *
- BOGDANOV, A. A., "Sobre algunos problemas generales de la tectónica de los cratones antiguos". En: *Tectónica de cratones y regiones plegadas*, p. 202-225. Ed. Nauka, Moscú, 1976. *
- BOGOLEPOV, K. V., CHIKOV, B. M., *Geología del fondo de los océanos*. Ed. Nauka, Moscú, 1976. *
- BROWER, G. C., "Netherlands Antilles". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part 1, p. 362-365. John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975.
- BULLARD, E. (1969), "The Origin of the Oceans". En: *Ocean Science*, Scientific American, p. 45-54. W. H. Freeman, San Francisco, 1977.
- Carta batimétrica del Océano*, Esc. 1: 40 000 000. Redacción de G. B. Udintsev, G. V. Agapova y N. A. Marova. Dirección de Geodesia y Cartografía del Consejo de Ministros de la URSS, Moscú, 1977. *
- COLEMAN, P. J., "Solomon Islands". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part 1, p. 451-456. John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975.
- CSERNA, Z. de, "Mexico". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part 1, p. 348-360. John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975.
- DALZIEL, W. D., "Subantarctic Islands". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part 1, p. 457-467. John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975.
- DEMENITSKAYA, R. M., *La corteza y el manto de la Tierra*. Ed. Niedra, Moscú, 1975. *
- DEWEY, J. F., "Tectónica de placas". En: *Deriva continental y tectónica de placas*, Scientific American p. 180-193. Ed. Blume, Madrid, 1976.
- DEWEY, J. F., BIRD, J. M., "Mountain belts and the new global tectonics". *Journ. Geophys. Res.*, vol. 75, núm. 14, p. 2 625-2 647. American Geophysical Union, Washington, 1970 a.
- , "Plate tectonics and geosynclines". *Journ. Tectonophysics*, vol. 10, núm. 516, p. 625-638. Elsevier Scientific Pub. Co., Amsterdam-New York, 1970 b.
- Diccionario enciclopédico en cuatro idiomas sobre geografía física. Ruso-inglés-alemán-francés*. Redacción y elaboración A. I. Spiridonov, I. S. Schukin. Ed. Enciclopedia Soviética, Moscú, 1980. *
- Diccionario Geológico*. t. I, II. Ed. Niedra, Moscú, 1978. *
- DIETZ, R. S., "Continental and ocean basin evolution by spreading of the sea floor". *Nature*, vol. 190, núm. 4779, p. 854-857. MacMillan, Nueva York, 1961.
- DIETZ, R. S., HOLDEN, J. C., "The break up of Pangaea". En: *Continents adrift*, Scientific American, p. 30-41. W. H. Freeman, San Francisco, 1972.
- EARDLEY, A. J., *Structural geology of North America*. Harper and Row, Nueva York, 1962.
- EMERY, K. O., *The sea of Southern California*. John Wiley and Sons, Nueva York, 1960.
- , "The continental shelves". En: *Ocean Science* Scientific American, p. 33-44. W. H., Freeman, San Francisco, 1977.
- Encyclopedia of Earth sciences*, vol. VIII. *The encyclopedia of world regional geology*, part 1. Responsable R. W. Fairbridge, John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975.
- FAIRBRIDGE, R. W., "Caroline Islands". En: *The encyclo-*

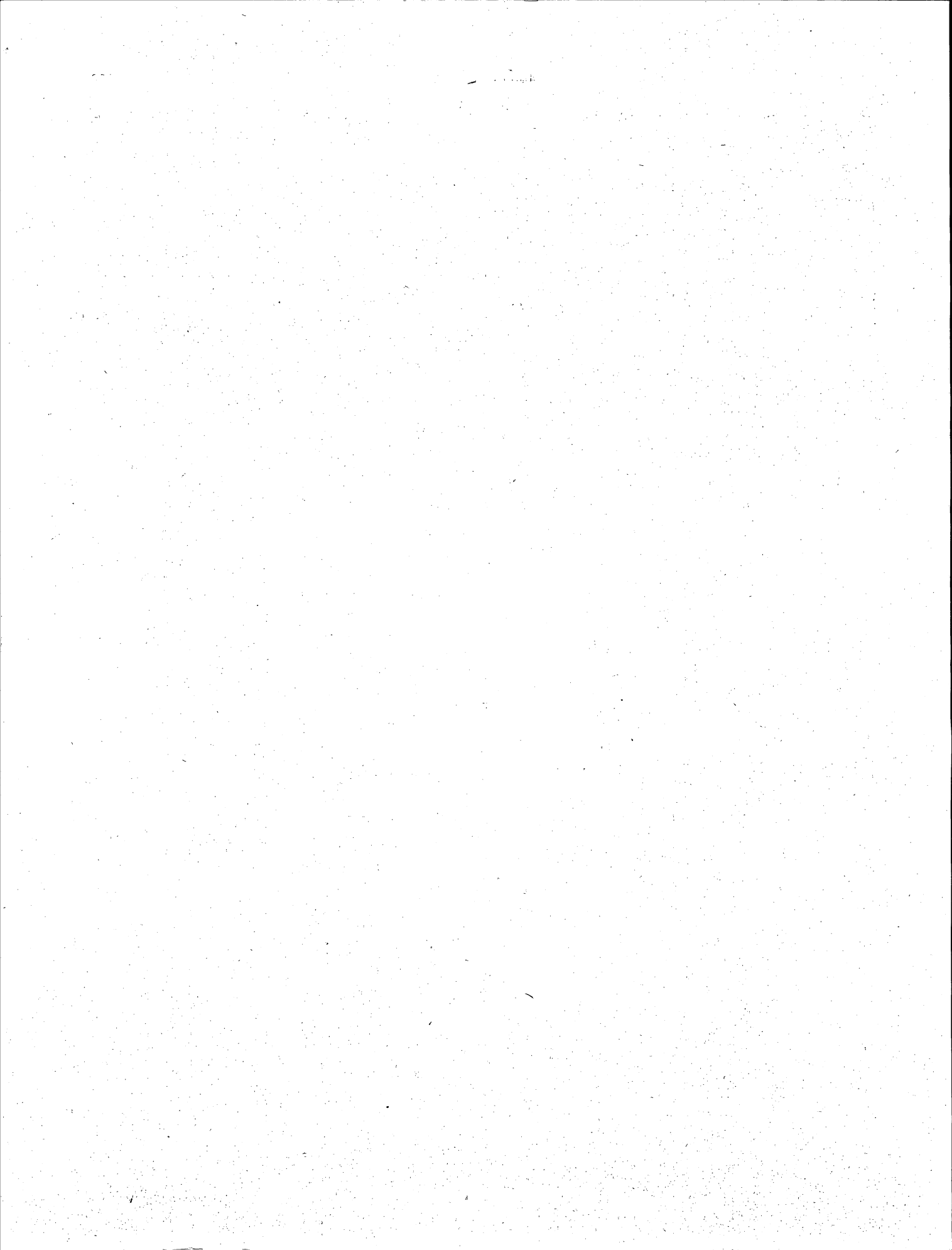
- pedia of world regional geology*, part 1, p. 225-226. John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975 a.
- , "Windward Islands". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part 1, p. 127. John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975 b.
- FINK, L. K. Jr.; FAIRBRIDGE, R. W., "Leeward Islands". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part 1, p. 339-341. John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975.
- FISHER, R., "Middle America trench: topography and structure". *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 72, núm. 5, p. 703-720. Colorado, 1961.
- , "Pacific-type continental margins". En: *The geology of the continental margins*. p. 25-41. Ed. Springer Verlag, Nueva York, 1974.
- FISHER, R. L., HESS, H. H., "Trenches". En: *The Sea*, v. 3, 411-436. Ed. Interscience, Nueva York, 1963.
- GAVRILOV, V. P., *Geología histórica y regional de la URSS*. Ed. Niedra, 1979. *
- GERSHANOVICH, D. E.; DMITRENKO, A. I., "Geomorfología y algunos aspectos de la estructura tectónica del mar de Scotia". En: *Tectónica, sismicidad y geodinámica de la margen sudoriental del Océano Pacífico*. *Investigaciones Geodinámicas*, núm. 1, p. 65-81. Sovetskoye Radio, Moscú, 1975. *
- GOODWIN, A. M., "Grant meteoric impacting and the development of continental crust". En: *Early history of the Earth*, p. 79-98, Responsable B. F. Windley. John Wiley and Sons, Londres, 1975.
- GUILD, P. W., "Metallogeny and the new global tectonics," 24 th. *Intern. Geol. Congr.*, Sect. 4, p. 17-26. Montreal, 1972.
- HAYES, D. E., "Continental margins of Western South America", En: *The geology of the continental margins*, p. 581-598. Ed. Springer-Verlag, Nueva York, 1974.
- HBEZEN, B. C.; THARP, M., EWING, M., "The floor of the oceans, I. The North Atlantic". *Geol. Soc. America*, Spec. Paper 65, Nueva York, 1959.
- HBEZEN, B. C.; MAC GREGOR, I. D., "The evolution of the Pacific". En: *Ocean Science*. Scientific American, p. 78-86. W. H. Freeman, San Francisco, 1977.
- HEIRTZLER, J. R.; BRYAN, W. B., "The floor the Mid-Atlantic rift". En: *Ocean Science*, Scientific American, p. 65-77. W. H. Freeman, San Francisco, 1977.
- HESS, H. H., "History of ocean basins". En: *Petrological Studies*, p. 599-620, Geol. Soc. America, Colorado, 1962.
- Historia de la Geología*. Responsable I. V. Batiushkova. Ed. Nauka, Moscú, 1973. *
- ILIN, A. V., *Geomorfología del fondo del Océano Atlántico*. Ed. Nauka, Moscú, 1976. *
- KANAEV, V. F., *El relieve del fondo del Océano Índico*. Ed. Nauka, Moscú, 1979. *
- KANAEV, V. F.; KRASNY, L. I., MARCHENKO, V. I., CHEMEKOV, V. F., DIBNER, V. D., "Plataforma continental". En: *Diccionario Geológico*, t. II, p. 416-417. Ed. Niedra, Moscú, 1978. *
- KARIG, D. E., "Origin and development of marginal basins in the Western Pacific", *Journ. Geophys. Res.*, V. 76, núm. 11, p. 2542-2561. American Geophysical Union, Washington, 1971.
- , "Mariana Islands". En: *The encyclopedia of the world regional geology*, part 1, p. 344-345. John Wiley and Sons, Nueva York, 1975.
- KATZ, H. R., "Margins of the Southwest Pacific". En: *The geology of the continental margins*, p. 549-565. Ed. Springer-Verlag Nueva York, 1974.
- KAZAKOV, I. N., *Geosinclinales y regiones plegadas*. Ed. Niedra, Leningrado, 1978. *
- KENNETH, J. H., "When the Mediterranean dried up". En: *Ocean Science*. Scientific American, p. 87-97. W. H. Freeman, San Francisco, 1977.
- KHAIN, V. E., "El relieve planetario de la Tierra como expresión de la evolución de la tectonósfera". *Rev. Geomorfología*, Academia de Ciencias de la URSS, núm. 4, p. 3-8. Ed. Nauka, Moscú, 1971a. *
- , *Geotectónica regional. Norte y Sudamérica, Antártida y África*. Ed. Niedra, Moscú, 1971b. *
- , (1973), *Geotectónica general*, t. I-II. Ed. Mir, Moscú, 1980a.
- , "Problemas tectónicos de la región mexicano-caribeña". En: *Investigaciones Geodinámicas*, núm. 1, p. 20-64. Sovetskoye Radio, Moscú, 1975. *
- , *Geotectónica regional. Asia Alpina Exterior y Australia*. Ed. Niedra, Moscú, 1979. *
- , "Antigüedad y juventud del relieve de la Tierra". *Rev. Ciencia y Desarrollo*, núm. 33, p. 108-116. CONACYT, México, 1980b.
- KING, C. A. M., *Introduction to marine geology and geomorphology*. Edward Arnold Pub., Londres, 1975.
- KING, L., *The morphology of the Earth*. Ed. Hafner, Edinburgo-Londres, 1967.
- KING, P. B., "United States-Apalachian Region". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part 1, p. 522-531. John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975.
- KOSTENKO N. P., *Desarrollo de las deformaciones plásticas y disyuntivas en el relieve orogénico*. Ed. Niedra, Moscú, 1972. *
- , *Los sedimentos cuaternarios de los países montañosos*. Ed. Niedra, Moscú, 1975. *

- KRIVOLUTSKY, A. E., *Vida de la superficie terrestre*. Ed. Misl, Moscú, 1971. *
- , *El relieve y el núcleo de la Tierra*. Ed. Misl, Moscú, 1977. *
- LARINA, N. I., LITVIN, V. M., RUDENKO, M. V., TURKO, N. N., "Carta de Las montañas del Océano". En: *Oceanología. Geofísica del Océano*, t. I, cap. X. Ed. Nauka, Moscú, 1979. *
- LE PICHON, X., "Sea floor spreading and continental drift". *Journ. Geophys. Res.*, V. 73, núm. 12, p. 3661-3697. American Geophysical Union, Washington, 1968.
- LEONTIEV, O. K., *El fondo del Océano*. Ed. Misl, Moscú, 1968. *
- , "Sobre la génesis y la geodinámica de las trincheras". *Rev. Geomorfología*, Academia de Ciencias de la URSS, núm. 4, p. 3-12. Ed. Nauka, Moscú, 1980. *
- LEONTIEV, O. K.; RICHAGOV, G. I., *Geomorfología general*. Ed. Vischaya Shkola, Moscú, 1979. *
- LEONTIEV, V. V., "Sobre el enfoque para la solución de algunos problemas oceanológicos complejos". En: *Problemas del Océano*, p. 95-104, Ed. Znanie, Moscú, 1981. *
- LEVIN, L. E., *Geología de los mares marginales e interiores*. Ed. Niedra, Moscú, 1979. *
- LITVIN, V. M., *Morfoestructura del fondo del Océano Atlántico y su desarrollo en el mesozoico y cenozoico*. Ed. Nauka, Moscú, 1980. *
- IOFFLER, E.; FAIRBRIDGE, R. W., "Bismark Achipiélago". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part 1, p. 121-123. John Wiley and Sons, Pensylvania, 1975.
- LOGVINENKO, N. V., *Geología marina*. Ed. Niedra, Leningrado, 1980. *
- MACHATCHEK, F., *Das relief der Erde*, t. I-II. Gebruder Bonteaeger, Berlín, 1955.
- MARKOV, K. K., *Problemas básicos sobre geomorfología*. Geografizd, Moscú, 1948. *
- MAYHEW, M. A., "Geophysics of Atlantic North America". En: *The geology of the continental margins*, p. 409-428. Ed. Springer Verlag, Nueva York, 1974.
- MENARD, H. W., "Development of median elevations in ocean basins", *Bull. Geol. Soc. America*, v. 69, núm. 9, p. 1179-1185, Colorado, 1958.
- , *Marine geology of the Pacific*. McGraw-Hill, Nueva York, 1964.
- , "The Deep-ocean floor". En: *Ocean Science*. Scientific American, p. 55-64. W. H. Freeman, San Francisco, 1977.
- MENARD, H. W.; FISHER, R., "Clipperton fracture zone in the Northeastern Equatorial Pacific". *Journ. Geol.*, v. 66, núm. 3, p. 239-253. University of Chicago Press, Chicago, 1958.
- MESCHERIAKOV, Y. A., *Geomorfología estructural de los países de planicie*. Ed. Nauka, Moscú, 1965. *
- , *El relieve de la URSS*. Ed. Misl, Moscú, 1972. *
- MILANOVSKY, E. E., *Las zonas rift de los continentes*. Ed. Niedra, Moscú, 1976. *
- , "Algunas secuencias del desarrollo tectónico y volcánico de la Tierra en el fanerozoico (problemas de pulsación y expansión de la Tierra)". *Rev. Geotectónica*, Academia de Ciencias de la URSS, núm. 6, p. 3-16. Ed. Nauka, Moscú, 1978. *
- , "Las etapas principales del desarrollo de los procesos de la riftogénesis y su posición en la historia geológica". En: *Problemas de tectónica de la corteza terrestre*, p. 38-60. Ed. Nauka, Moscú, 1981. *
- MILANOVSKY, E. E., KORONOVSKY, N. V., *El volcanismo orogénico y la tectónica del Eje Alpino de Eurasia*. Ed. Niedra, Moscú, 1973. *
- MOLNAR, P., TAPPONIER, P., "Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision". *Science*, v. 189, p. 419-426. American Association for the Advancement of Science, Massachusetts, 1975.
- MONIN, A. S., *Historia de la Tierra*. Ed. Nauka, Leningrado, 1977. *
- MORGAN, W. J., "Rises, trenches, great faults and crustal blocks". *Journ. Geophys. Res.*, v. 73, núm. 6, p. 1959-1982. American Geophysical Union, Washington, 1968.
- MURATOV, M. V., *El origen de los continentes y las cuencas oceánicas*. Ed. Nauka, Moscú, 1975. *
- , "Bosquejo sobre la tectónica de los continentes". En: *La tectonosfera de la Tierra*, cap. II, p. 67-78. Ed. Nauka, Moscú, 1978. *
- , "Tectónica regional de los continentes". En: *La tectonosfera de la Tierra*, cap. I, p. 11-33. Ed. Nauka, Moscú, 1978. *
- NIKOLAYEV, N. I., *La neotectónica y su expresión en la estructura y el relieve del territorio de la URSS*. Ed. GOSGEOLTEJIZDAT, Moscú, 1962. *
- , "Sobre el contenido y los objetivos fundamentales de la geomorfología". *Rev. Geomorfología*, Academia de Ciencias de la URSS, núm. 4, p. 23-45. Ed. Nauka, Moscú, 1976. *
- PAVLOVSKY, E. V., "El origen y desarrollo de la corteza de los continentes". *Rev. Geotectónica*, Academia de

- Ciencias de la URSS, núm. 6, p. 3-14. Ed. Nauka, Moscú, 1975. *
- RANTSMAN, E. Y., *Posición de los sismos y la morfoestructura de los países montañosos*. Ed. Nauka, Moscú, 1979. *
- READ, H. H., WATSON, J., *Earth History*, t. I-II. Macmillan Press, Londres, 1975.
- REID, W. M., BOYER, R. E., "United States-Gulf Coastal province". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part. 1, p. 572-581. John Wiley and Sons, Pensilvania, 1975.
- REZANOV, I. A., *La formación de las montañas*. Serie científico-popular, Academia de Ciencias de la URSS, Ed. Nauka, Moscú, 1977. *
- RICHARDS, H. G., "United States-Atlantic Coastal province". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part. 1, p. 531-541. John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975.
- RONA, P. A., "Tectónica de placas y recursos minerales". En: *Deriva continental y tectónica de placas*, Scientific American, p. 232-242. Ed. Blume, Madrid, 1976.
- SAWKINS, F. J., "Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics". *Journ. Geology*, v. 80, núm. 4, p. 377-397. University of Chicago Press, Chicago, 1972.
- SCHUKIN, I. S., *Geomorfología general*, t. III. Ed. Universidad Estatal de Moscú, 1974. *
- SCLATER, J. G., RITTER, U. G., DIXON, F. S., "Heat flow in the Southwest Pacific". *Journ. Geophys. Res.*, v. 77, núm. 29, p. 5697-5704. American Geophysical Union, Washington, 1972.
- SEARLE, E. J., "Kermadec Islands". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part. 1, p. 337-338. John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975.
- SHAW, D. M., "Development of the early continental crust. Part 2: Prearchean, Protoarchean and late Eras". En: *Early History of the Earth*, p. 33-35. Responsable B. F. Widley. Ed. John Wiley and Sons, Londres, 1975.
- SHEPARD, F. P., *Submarine Geology*. Harper-Row, Nueva York, 1973.
- SHERIDAN, R. E., "Atlantic continental margin of North America". En: *The geology of the continental margins*, p. 339-407. Ed. Springer-Verlag, Nueva York, 1974.
- SHOR, G. Jr., "Continental margin of Middle America". En: *The geology of the continental margins*, p. 599-602. Ed. Springer-Verlag, Nueva York, 1974.
- SHULTZ, S. S., *Tectónica de la corteza terrestre*. Ed. Niedra, Leningrado, 1979. *
- SILLITOE, R. H., "A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits". *Journ. Econ. Geol.*, v. 67, p. 184-197. Lancaster Press, Yale, 1972.
- , "Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere". *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 83, p. 813-818. Colorado, 1972.
- SMIRNOV, V. I., "Metalogenia endógena". En: *La tectonósfera de la Tierra*, cap. VI, p. 121-168. Ed. Nauka, Moscú, 1978. *
- SMITH, J. V., "Development of the Earth-Moon system with implications for the geology of the early Earth". En *Early history of the Earth*, p. 3-19. Responsable B. F. Widley, Ed. John Wiley and Sons, Londres, 1975.
- STEARNS, C. W., "Canada". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part. 1, p. 139-145. John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975.
- STEARNS, H. T., FAIRBRIDGE, R. W., "Tonga". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part. 1, p. 494-497. Ed. John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975.
- STEVENS, G. R., "New Zealand". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part. 1, p. 390-400. Ed. John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975.
- SUGIMURA, A., "Izu-Ogasawara-Iwo Islands (Nampo-Shoto)". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part. 1, p. 331-333. Ed. John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975.
- SVARICHESVSKAYA, Z. A., "Geomorfología". En: *Diccionario geológico*, t. I, p. 146. Ed. Niedra, Moscú, 1978. *
- TOLSTOY, I., "Submarine topography in the North Atlantic". *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 60, núm. 12, p. 1924. Colorado, 1951.
- TRICART, J., *Structural geomorphology*. Ed. Longman, Nueva York, 1974.
- UCHUPI, E., EMERY, K. O., "The continental slope between San Francisco, California and Cedros island, Mexico". *Deep-Sea Res.*, v. 10, p. 397-477. Ed. Pergamon Press, Oxford-Nueva York, 1963.
- UDINTSEV, G. B., *Geomorfología y tectónica del fondo del Océano Pacífico*. Ed. Nauka, Moscú, 1972. *
- UYEDA, S. (1971), *La nueva concepción de la Tierra*. Ed. Blume, Barcelona, 1980.
- , "Northwest Pacific trench margins". En: *The geology of the continental margins*, p. 473-491. Ed. Springer-Verlag, Nueva York, 1974.
- VISSER, W. A., LOFFLER, E., "New Guinea". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part. 1, p. 372-383. Ed. John Wiley and Sons, Pennsylvania, 1975.
- WARDEN, A. J., COLEMAN, P. J., "New Hebridas". En:

- The encyclopedia of world regional geology*, part 1, p. 383-390. Ed. John Wiley and Sons, Pensilvania, 1975.
- WEYL, R., "Las Indias Occidentales". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part 1, p. 658-666. Ed. John Wiley and Sons, Pensilvania, 1975.
- WILSON, G. T., "A New class of faults and their bearing of continental drift". *Nature*, núm. 4995, p. 343-347. Ed. Macmillan, Nueva York, 1965.
- WILSON, L., "USA", En: *The encyclopedia of world regional geology*, part 1, p. 502-513. Ed. John Wiley and Sons, Pensilvania, 1975.
- WORZEL, J. L., "Standard oceanic and continental structure". En: *The geology of continental margins*, p. 59-66. Ed. Springer-Verlag, Nueva York, 1974.
- WRIGHT, F. F., "Alaska". En: *The encyclopedia of world regional geology*, part 1, p. 513-522. Ed. John Wiley and Sons, Pensilvania, 1975.
- ZONENSHAIN, L. P., NEPROCHNOV, Y. P., "Características geológico-geofísicas de las estructuras tectónicas principales". En: *Oceanología. Geofísica del fondo oceánico*, t. I, cap. XVIII, p. 409-434. Ed. Nauka, Moscú, 1979.*
- ZONENSHAIN, L. P., SAVOSTIN, L. A., *Introducción a la Geodinámica*. Ed. Nedra, Moscú, 1979.*

* En ruso.



Las estructuras mayores del relieve terrestre,
editado por la Dirección General de Publicaciones,
se terminó de imprimir en la Imprenta Uni-
versitaria, el 25 de febrero de 1986. Su com-
posición se hizo en tipo Garamond 11:12, 11:11
y 9:10 puntos. La edición consta de 1 500
ejemplares.

CORRIGENDA

<i>Página</i>	<i>Renglón</i>	<i>Dice</i>	<i>Debe decir</i>
17	7 izq.	8800	8880
84	41 der.	Euarpiik	Eauripik
87	1 izq.	Euarpiik	Eauripik
103	4 der.	Euarpiik	Eauripik
65	Fig. 30(56)	Euarpiik	Eauripik
66	30 y 32 der.	Beta	Beata
67	Fig. 32	Beta	Beata
84	20 izq.	cal./cm ² seg.	mcal./cm ² seg.
112	44 der.	cal./cm ² seg.	mcal./cm ² seg.