

Carlos Schubert, venezolano, nacido en Alemania el 9 de octubre de 1938, es geofísico-geoquímico graduado en la Universidad de Arizona en 1961, con maestría y doctorado en geología en la Universidad de Rice, Estados Unidos. Investigador titular del Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas (IVIC) es también miembro del cuerpo docente del Centro de Ecología de ese instituto. Ha sido asesor en numerosas oportunidades del Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico de la U.C.V., de la National Science Foundation de Estados Unidos y del Natural Environment Research Council de Gran Bretaña. Actualmente es miembro del Comité Asesor de la Biblioteca "Marcel Roche", de la Comisión Editora de la revista "Acta Científica Venezolana" y del Comité Editorial de la revista "Quaternary Science Reviews". Es también miembro activo de diversas instituciones científicas y profesionales en Venezuela, Estados Unidos y Alemania. Ha publicado más de ochenta artículos científicos y de divulgación de diferentes aspectos de la geología del territorio venezolano.

PORTADA: Parte de Caracas destruida por el terremoto de 1812. Cuadro de Ferdinand Bellermann (1842 - 1845). CONTRAPORTADA: Convento de los Capuchinos, Maiquetía. Bellermann (1842). GUARDA: La Silla de Caracas con ruinas del terremoto de 1812. Bellermann (1842).

Carlos Schubert

LOS TERREMOTOS
EN VENEZUELA
Y SU ORIGEN



CUADERNOS LAGOVEN



Predicción sísmica popular en Mérida.

“...para explicar todos estos fenómenos geológicos ya no es necesario recurrir a alteraciones en el eje de rotación de la Tierra, a la ruptura de la corteza, o a gigantescos derrumbes subterráneos. Esta no es, en general, la forma de actuar de la Naturaleza; ella es más calmada y más metódica en sus operaciones y, cautelosa por su poderío, realiza los cambios más grandes sin que siquiera los seres que ella mantiene lo noten. Ella levanta montañas y seca mares sin perturbar el vuelo del mosquito. Alguna revolución, que a nosotros nos parece producto de un gran cataclismo, quizá tuvo lugar en miles de años. El tiempo es el atributo de la Tierra. Año tras año, ella pausadamente renueva su vestuario encantador de plantas y flores, de la misma manera que durante largas épocas ella reconstituye sus mares y sus continentes, y los mueve poco a poco sobre su superficie”.

ELISEE RECLUS (1872)

“Mientras más tiempo ha transcurrido desde el último terremoto, menos falta para el próximo”.

BAILEY WILLIS (1922)



Dedicado a la memoria de
CLEMENTE GONZALEZ DE JUANA



Introducción

Los disturbios de la corteza terrestre, los cuales se registran como vibraciones o como sus movimientos, pueden subdividirse en: 1. disturbios continuos y 2. disturbios aislados o únicos.

Entre los disturbios continuos naturales se pueden citar aquellos causados por procesos meteorológicos (tormentas, viento, congelamiento), por agua en movi-

miento (oleaje, corrientes, cascadas) y vibraciones volcánicas. Entre los disturbios continuos artificiales se encuentran alteraciones generadas por el tráfico y maquinarias en acción. Estos disturbios son fácilmente reconocibles y cuantificables, y representan un fondo detrás del cual se registran los disturbios aislados. Estos últimos representan los más importantes desde el punto

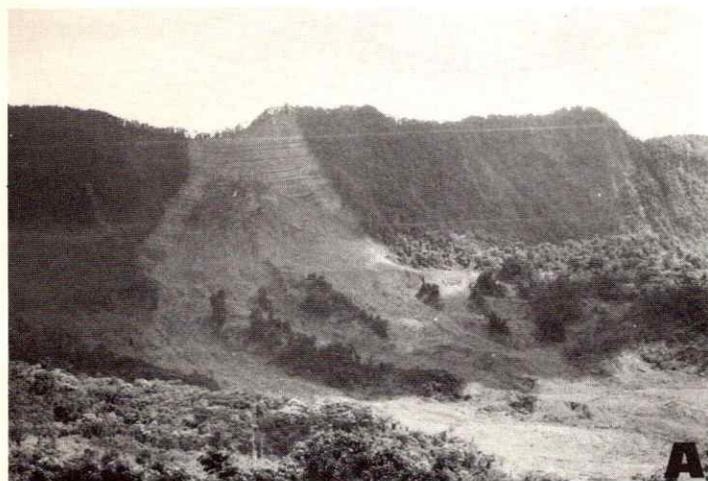


Figura 1. A. Derrumbe en una secuencia de rocas sedimentarias del Terciario (Tabla 1) cerca de la población de Masparrito (Estado Barinas) en el piedemonte andino. B. Edificio destruido durante el terremoto de Caracas del 29 de julio de 1967 (Mansión Charaima, Urbanización Caraballeda, Litoral Central).

de vista de su efecto sobre vidas, propiedades, industrias, comunicaciones, etc., y son el objeto de investigaciones intensivas para determinar su origen y, en lo posible, su instante de ocurrencia.

Entre los disturbios aislados o únicos artificiales se encuentran las explosiones: explosiones en la exploración geofísica (petróleo, minería), en canteras de roca, demoliciones, bombardeos y pruebas balísticas, disparos y detonaciones artificiales. Entre los disturbios aislados naturales, producidos por causas menores, está el colapso de cuevas, los derrumbes, el desplome de rocas en minas y los meteoritos. Entre los disturbios aislados naturales mayores, están aquellos generados por el volcanismo (superficial y explosivo, o magmático y eruptivo) y aquellos producidos por el tectonismo (generalmente a lo largo de fracturas o fallas de la corteza terrestre, generando terremotos).

En Venezuela, los disturbios de la corteza terrestre más comunes son los derrumbes y los terremotos (Fig. 1). De éstos, los derrumbes en gran parte son ocasionados por obras o interferencias humanas en la superficie de la Tierra (por ejemplo, en la construcción de carreteras, cortes y rellenos para urbanizaciones, etc.) y, por lo tanto, son razonablemente predecibles. Los terremotos, en cambio, han sido y siguen siendo en gran parte impredecibles, tanto en su localización precisa como en su momento de ocurrencia. En este volumen revisaremos lo que se conoce sobre el origen de los terremotos en Venezuela y lo que se está haciendo para predecirlos y, en lo posible, para aminorar sus efectos.

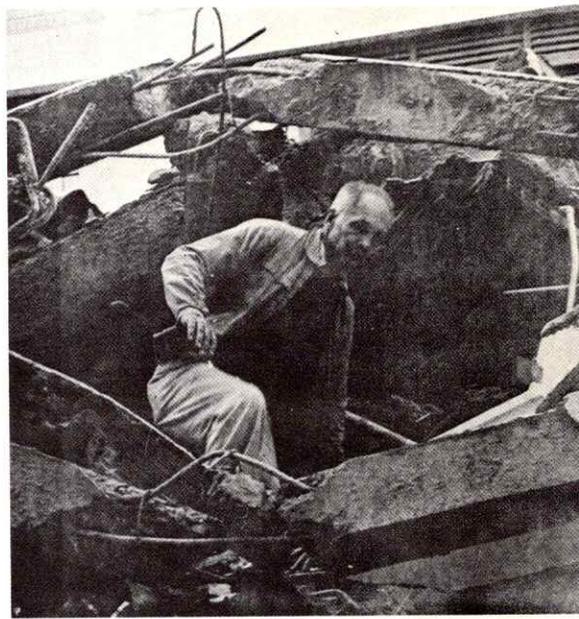
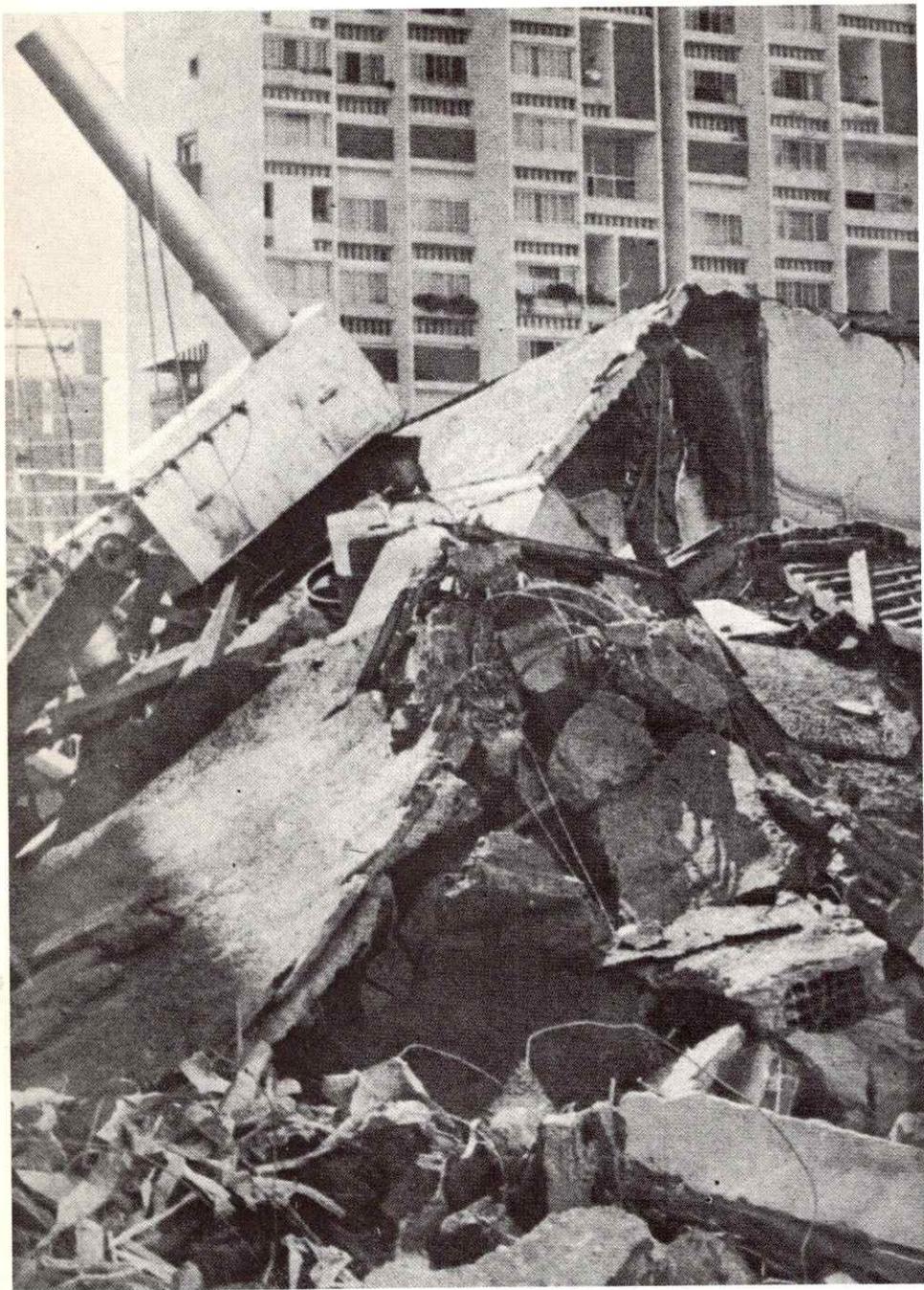
El estudio de los movimientos geológicamente recientes (desde el Terciario Tardío, ver Tabla 1) se de-

nomina neotectónica. Esta disciplina es una parte de la tectónica, una rama de las Ciencias de la Tierra que se dedica al estudio de la dinámica de la corteza terrestre, e incluye dentro de su área de interés la formación de montañas y grandes depresiones en la corteza, el levantamiento, hundimiento, desplazamiento horizontal y deformación de la corteza, y el origen y cuantificación de estos fenómenos.

TABLA 1
EL TIEMPO GEOLOGICO
(SEGUN HARLAND Y OTROS, 1982)

Era	Período	Duración (millones de años)	Millones de años antes del presente (comienzo)
Cenozoico	Cuaternario	2	2
	Terciario	63	65
Mesozoico	Cretáceo	79	144
	Jurásico	69	213
	Triásico	35	248
Paleozoico	Pérmico	38	286
	Carbonífero	74	360
	Devónico	48	408
	Silúrico	30	438
	Ordovícico	67	505
	Cámbrico	85	590
Precámbrico		~ 3.900	~ 4.500







La corteza dinámica de la Tierra

Para entender el origen de los terremotos y otros disturbios naturales de la corteza terrestre, es necesario recurrir a la *Tectónica de Placas*, una teoría que ha sido desarrollada durante los últimos veinte años por geocientíficos de todo el mundo.

Antes de 1912, los continentes y océanos eran considerados como rasgos estáticos de la corteza terrestre, ocupando el mismo lugar desde el origen de la Tierra. En ese año, Alfred Wegener, un geofísico alemán, publicó sus primeras ideas sobre la posibilidad de movimientos relativos entre los diferentes continentes. Esta idea ya había sido asumida por otros científicos y autores antes de Wegener, como por ejemplo por Antonio Snider en 1858, por Elisée Reclus en 1872, por Osmond Fisher en 1882 y por Frank Taylor en 1910, quienes estaban intrigados por la similitud entre la forma de las costas de África occidental y América del Sur oriental (Fig. 2). Reclus, en particular, demostró que estaba adelantado en más de 100 años con respecto al estado de la geología de su época (Berkland, 1979); por ejemplo, pensaba que la Tierra tenía cientos de millones de años de edad (cuando todavía prevalecía la concepción de la edad bíblica de aproximadamente 5.000 a 6.000 años); que la deriva continental, la formación de montañas y la convección en el manto terrestre (los primeros dos temas tratados nuevamente unos 50 años des-

pués y el tercero unos 80 años después) estaban íntimamente relacionados; que los terremotos eran producidos por la actividad volcánica y que los animales presentaban los terremotos mucho antes que el hombre. Sin embargo, fue Alfred Wegener quien por primera vez concretó y sistematizó estas ideas en su hipótesis de la

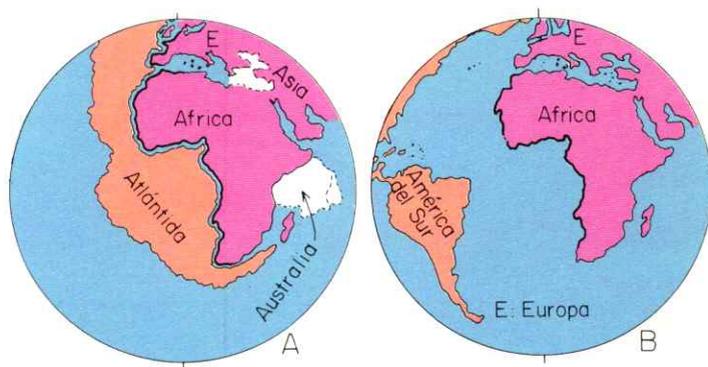


Figura 2. Grabados del globo terrestre realizados por Antonio Snider en 1858 (en Marvin, 1973, p. 43): A. tal como aparecía antes de la separación de los continentes, durante el intervalo de tiempo entre Adán y Noé; B. después de la separación, la cual, según Snider, tuvo lugar durante el Diluvio Universal.

Deriva Continental. Basado en estudios paleontológicos, paleoclimáticos, estratigráficos y geofísicos (la ma-

yor parte de estos términos están definidos en el Glosario del Apéndice 2), Wegener llegó a la conclusión de

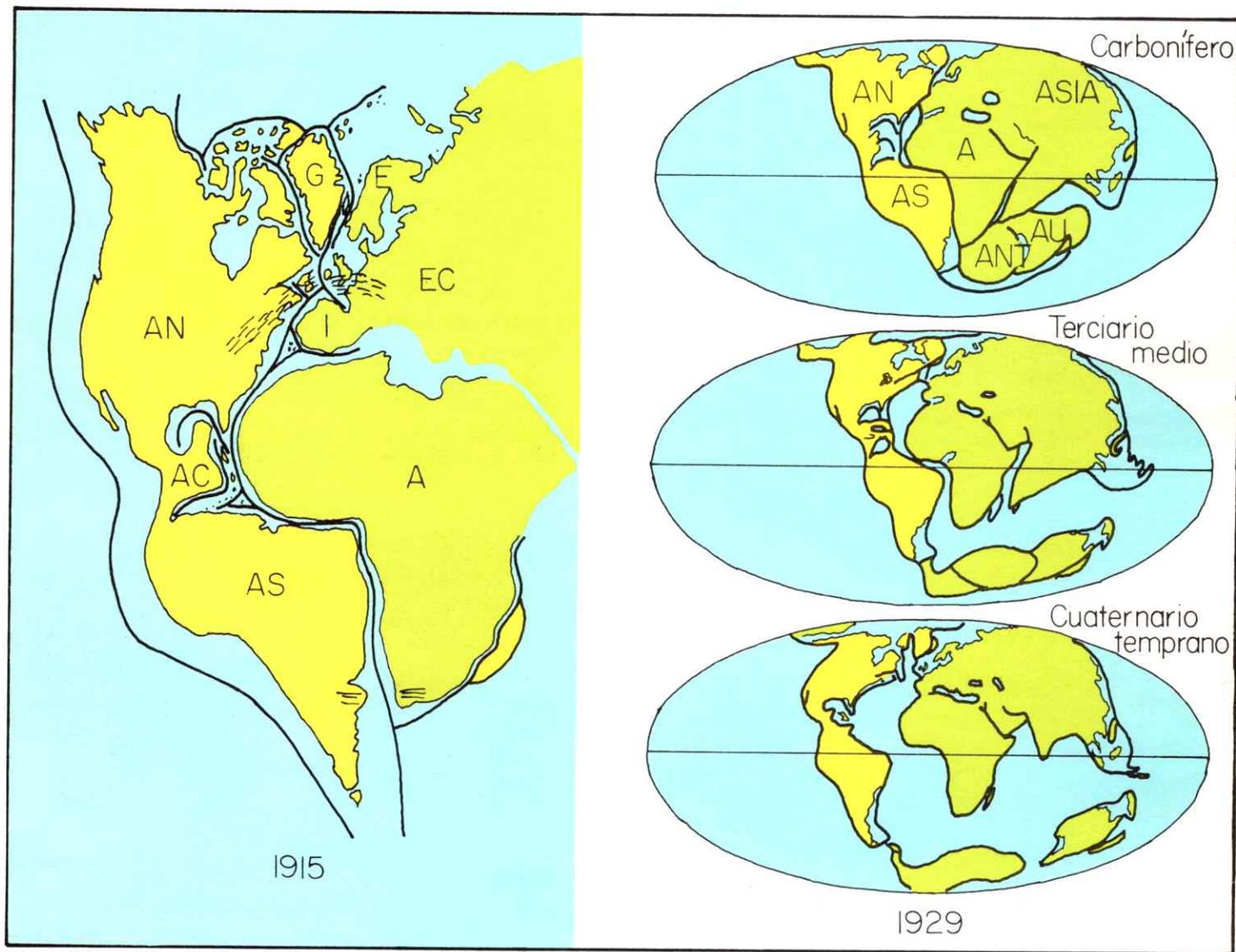


Figura 3. Deriva de los continentes según Wegener en 1915 y 1929. Se muestran reconstrucciones del supercontinente Pangaea para tres períodos geológicos (Tabla 1). Símbolos: A: África; AN: América del Norte; AS: América del Sur; E: Escandinavia; ANT: Antártida; AU: Australia; EC: Europa Central; G: Groenlandia.

que en la Era Paleozoica (la segunda gran era del tiempo geológico; ver la Tabla 1) existió un solo super-continente, denominado por él *Pangaea*, el cual reunía todas las masas continentales existentes hoy en día. Este super-continente se fraccionó entre los períodos Cretáceo y Cuaternario (Tabla 1), formando los continentes que hoy conocemos, los cuales se separaron y derivaron a sus posiciones actuales (Fig. 3).

Desde su postulación hasta fines de la Segunda Guerra Mundial, la hipótesis de la deriva continental de Wegener fue objeto de grandes y, en parte, calurosos debates. En general, esta hipótesis no fue aceptada, principalmente debido a que no se tenían datos para demostrar o refutar su veracidad y, especialmente, por la falta de conocimiento de un *mecanismo* que permitiera impulsar masas del tamaño de los continentes sobre un subsuelo presumiblemente sólido o plástico.

PRIMEROS INDICIOS DE LA DERIVA CONTINENTAL

A fines de la cuarta y principios de la quinta década de este siglo, adquirió gran auge una técnica geofísica denominada *paleomagnetismo*, la cual consiste en medir la *magnetización natural remanente* de las rocas. Esta magnetización es aquella adquirida por una roca en el momento de su formación, debido al campo magnético de la Tierra en ese mismo momento. De esta forma, se puede medir la dirección del campo magnético terrestre (orientación del polo norte magnético) en el pasado geológico, de acuerdo a la edad de las rocas bajo estudio. La muestra de roca, orientada en la misma posición que tenía en el sitio de su recolección, se introduce en un *magnetómetro* (Fig. 4) y se puede obtener la dirección del campo magnético de la Tierra en la época de formación de la roca.

Cada determinación paleomagnética representa la dirección del polo norte magnético correspondiente a la edad de la roca. Suponiendo que la posición de los polos magnéticos y geográficos han coincidido a través

del tiempo geológico, al tener varias determinaciones paleomagnéticas en diferentes sitios de un mismo continente, o de diferentes continentes, en rocas de la misma edad geológica, se puede deducir la posición de los polos (norte y sur) para esa época. Esto ha permitido establecer la posición de los polos a través del tiempo. Si los resultados obtenidos en diferentes continentes no

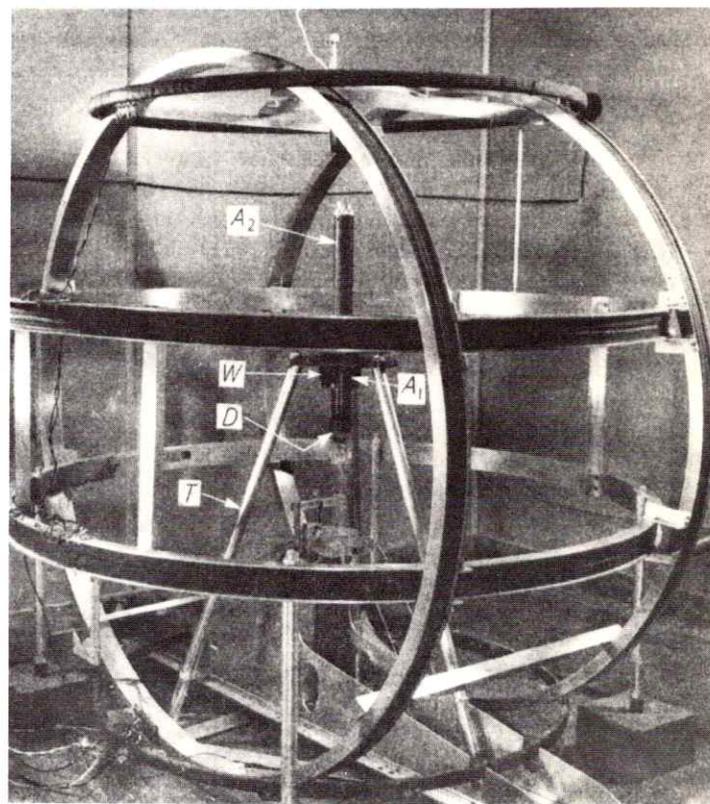


Figura 4. *Magnetómetro usado para medir la magnetización natural remanente (en Collinson y Creer, 1960). Los anillos entrecruzados producen un campo magnético artificial; la muestra se coloca en el centro del aparato, y el ángulo determinado entre la magnetización natural y la artificial producida por el aparato es la desviación del campo magnético de la Tierra, en la época de formación de la roca y el campo magnético actual.*

Figura 5. Migración del polo sur según determinaciones paleomagnéticas de América del Norte, América del Sur, Europa y África (según Creer, 1970). Nótese que el área polar migra uniformemente desde el norte de América del Sur y África, hacia África del Sur y el Océano Índico, durante el Paleozoico (ver Tabla 1), hasta el Triásico. Del Jurásico hasta el presente, las curvas de migración del polo divergen, sugiriendo desplazamiento de los continentes entre sí. Símbolos: J: Jurásico; K: Cretáceo; T: Terciario.

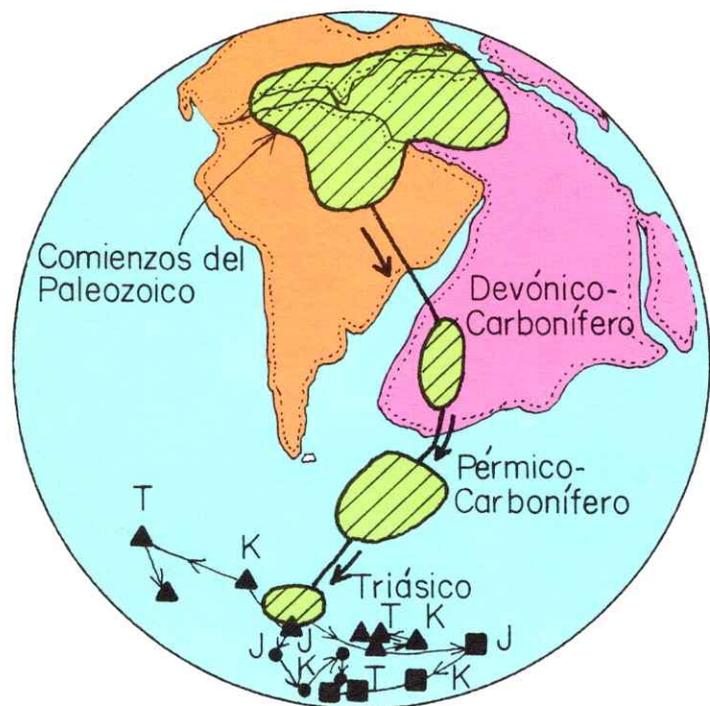
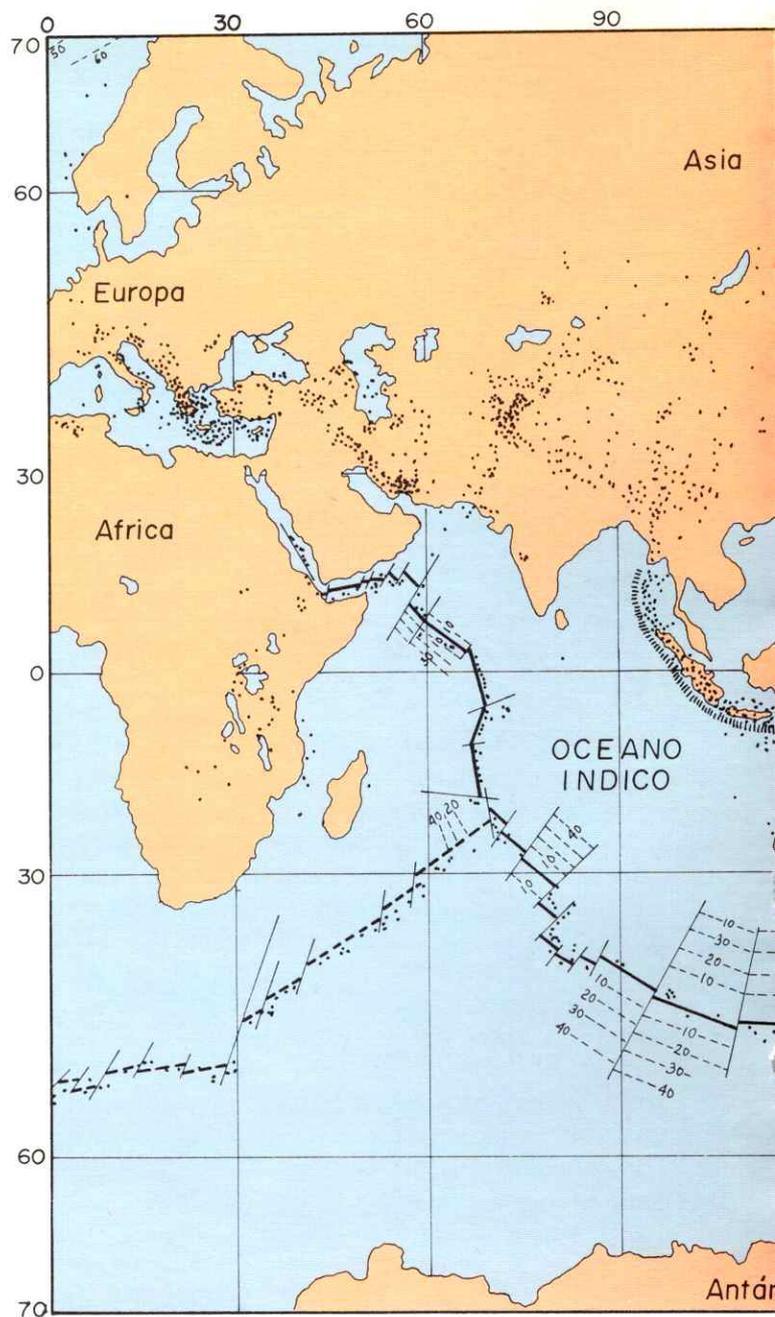
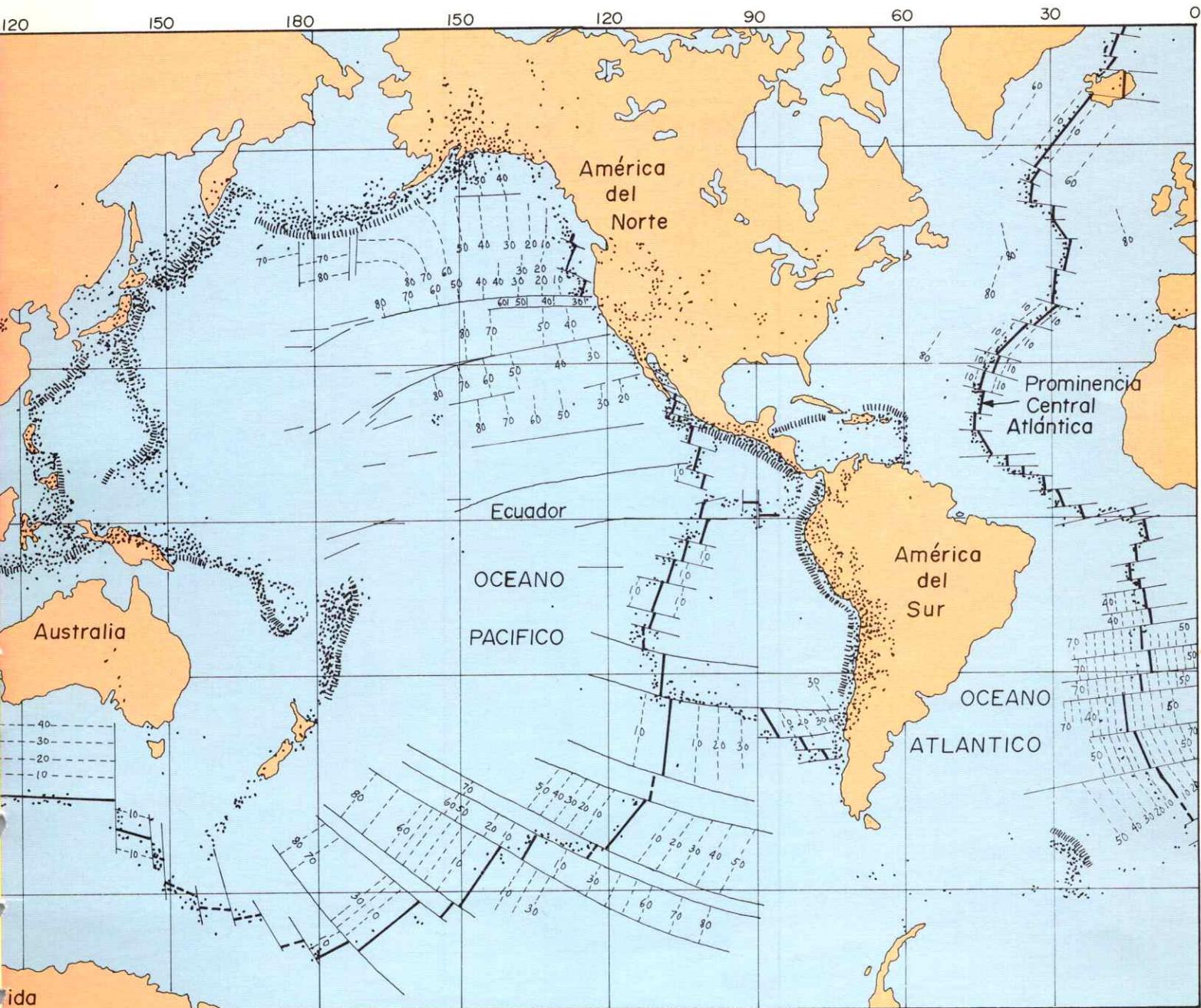


Figura 6. Mapa de los fondos oceánicos mostrando las prominencias oceánicas (línea gruesa) cortadas y desplazadas por fallas (líneas finas) y las fosas marinas (sombreado con rayas) según Heirtzler, 1976. Las regiones sísmicas se denotaron por puntos y la densidad de los puntos representa la frecuencia relativa de los terremotos. Las líneas finas cortadas, simétricas con respecto a las prominencias, representan alineaciones de anomalías magnéticas (ver Fig. 11); los números re-





presentan la edad de estas alineaciones en millones de años.

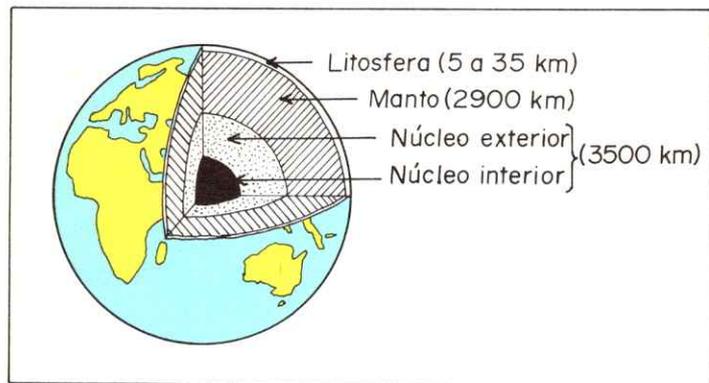


Figura 7. Sección transversal de la Tierra con espesores aproximados de las capas (según Takeuchi y otros, 1970).

coinciden, esto puede ser la consecuencia de errores en las determinaciones o, lo que es más importante para la hipótesis de la deriva continental, puede ser el resultado de *movimientos relativos de los continentes entre sí*.

Los resultados de las investigaciones paleomagnéticas han comprobado los siguientes eventos:

1. Los polos han variado su posición con respecto al eje de rotación de la Tierra.

2. Los continentes se han desplazado entre sí.

Con respecto a la deriva continental, han demostrado lo siguiente:

1. Pangaea existió como una unidad desde el Paleozoico (período Ordovícico) hasta fines del Triásico (Tabla 1).

2. Durante este intervalo de tiempo geológico, el cual comprende aproximadamente 300 millones de años, el polo sur migró a través de Pangaea, desde el noreste de Brasil en dirección sureste, a través de Africa del Sur y la Antártida, por una distancia angular de 90° (Fig. 5).

3. Pangaea comenzó a desintegrarse a finales del Triásico, cuando América del Norte se separó del noroeste de Africa.

4. La fase más intensa de dispersión de los continentes se efectuó durante el Mesozoico y el Terciario.

5. Existen algunos indicios muy tenues de que Pangaea se formó originalmente a principios del Paleozoico.

CONFIRMACION DE LA DERIVA CONTINENTAL

La Segunda Guerra Mundial generó un gran impulso a la tecnología marina, principalmente en los

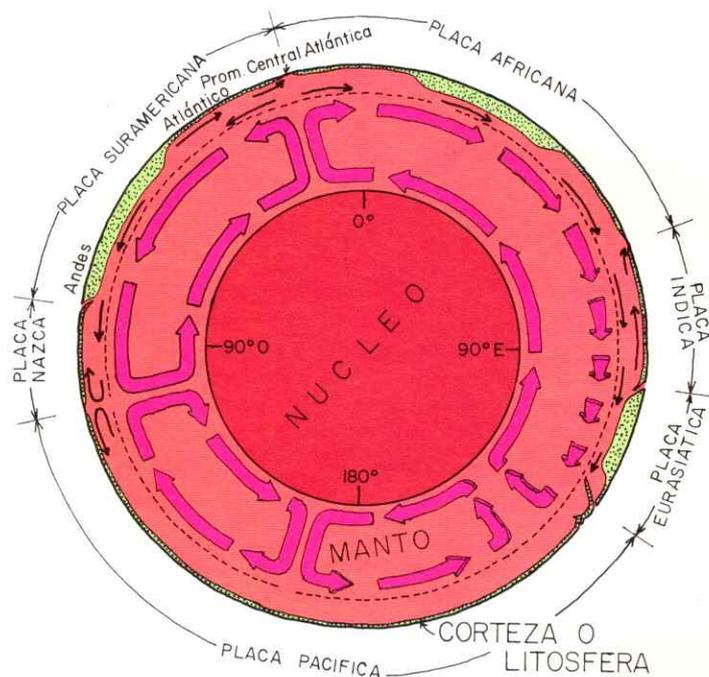


Figura 8. Corte ecuatorial a través de la Tierra, mirando del centro hacia el norte. Se muestra el patrón del flujo o convección en el manto. Las flechas sólo indican la dirección del flujo, no su velocidad. Este flujo induce movimiento y deformación en el manto superior y en la litosfera, ocasionando el desplazamiento de grandes fragmentos de esta última (las placas). Simplificado según Alvarez (1982).

métodos de detección remota de submarinos. Después de la guerra, esta tecnología fue aplicada masivamente a la exploración de los océanos. Para 1960, la mayor parte de los fondos oceánicos había sido reconocida y cartografiada. Quizás el hecho más importante que surgió de estas investigaciones fue el descubrimiento de una red de largas cadenas montañosas submarinas (prominencias oceánicas) (Fig. 6). Al mismo tiempo que se realizaban los reconocimientos *batimétricos* de los océanos, los geofísicos marinos realizaban exploraciones *sísmicas*, mediante la medición del tiempo de reflexión de ondas sonoras desde las diferentes capas de roca por debajo del fondo marino, para determinar la estructura de la *litosfera* marina; además, realizaron mediciones *gravimétricas*, mediciones de la fuerza de la gravedad terrestre, y *magnéticas*, para determinar indirectamente la composición de las rocas de la litosfera, e investigaciones sobre el *flujo de temperatura* desde el interior de la Tierra hacia el exterior, siendo esto último un indicador del tipo e intensidad de la actividad debajo de la corteza terrestre o litosfera.

Los resultados principales de estas investigaciones pueden resumirse así:

1. Las cadenas montañosas oceánicas se caracterizan por un flujo de temperatura mayor que el resto del fondo oceánico, además de ser localidades con una gran frecuencia de terremotos (Fig. 6).

2. El borde del Océano Pacífico, desde Chile hasta Alaska y desde allí hasta Nueva Zelandia, además del archipiélago malayo y otras zonas, tales como el Mar Caribe, se caracterizan por la presencia de depresiones alargadas, angostas y muy profundas, denominadas *fosas marinas*, las cuales coinciden con fajas angostas en las cuales ocurren la gran mayoría de los terremotos sobre la superficie terrestre.

3. El resto del fondo oceánico es prácticamente inactivo, con una bajísima frecuencia de terremotos (Fig. 6).

Con base en éstas y otras conclusiones, Harry Hess y Robert Dietz, geólogos, de Estados Unidos, postula-

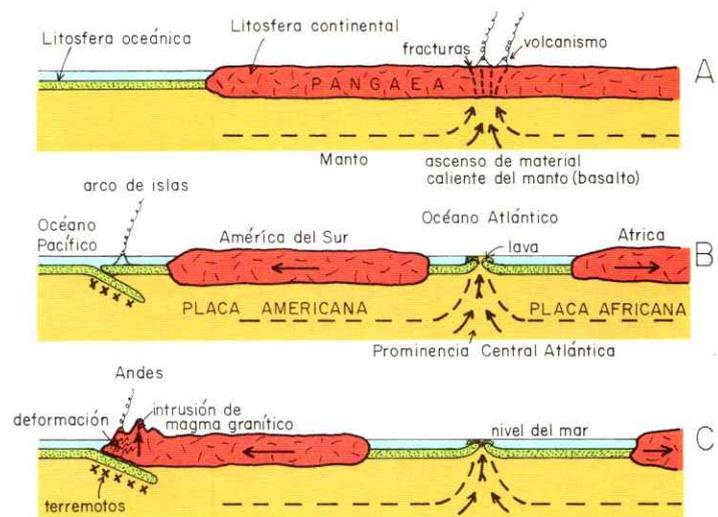


Figura 9. Representación esquemática del fracturamiento de Pangaea, la formación del Océano Atlántico por el esparcimiento del fondo oceánico, y la separación de las placas americana y africana. El tiempo transcurrido entre la configuración A y la C es de aproximadamente 180 millones de años.

ron en forma independiente, a fines de 1961, que los océanos se formaron por el *esparcimiento de los fondos oceánicos*. Una idea muy parecida fue propuesta por Osmond Fisher en 1881 y por Arthur Holmes en 1928, pero, al igual de lo que sucedió con Wegener, no fueron tomados en serio. Según esta hipótesis, el fondo oceánico se forma en las prominencias oceánicas y migra hacia los continentes. En consecuencia, las prominencias oceánicas representan el sitio de afloramiento de grandes *células de convección termal* del *manto terrestre* (Figs. 7, 8, 9). La idea de que en el manto terrestre existen células de convección fue postulada hace más de 50 años, principalmente como el resultado de las investigaciones geofísicas submarinas de F. A. Venning Meinesz, un geofísico holandés. Básicamente, esta hipótesis propone que a mayor profundidad en el manto, la densidad de los materiales allí existentes es menor

que más cerca de la superficie, debido al aumento del calor con la profundidad (*gradiente geotérmico*). Esta disminución en la densidad produce en el material a profundidad una tendencia a ascender, igual de lo que sucede con un corcho en el agua, y así se forma una célula de convección. El material caliente más liviano sube hasta llegar a la superficie, donde se enfría y más adelante vuelve a hundirse (Fig. 9). Según la hipótesis de Hess y de Dietz, debajo de las prominencias oceánicas sube el material caliente del manto terrestre (lo cual

concuera con el aumento en el flujo de calor medido allí), el cual se *esparce* o migra más o menos en forma perpendicular desde las prominencias hacia los sitios donde desciende nuevamente. Estos últimos sitios representan la parte descendente de las células de convección termal, y están localizados en los *arcos de islas volcánicas* (tales como las Antillas Menores y Japón), las fosas marinas (tales como las fosas de Puerto Rico, Chile y Japón) y las *fajas volcánicas* (América Central y algunas partes de los Andes) (Fig. 10).

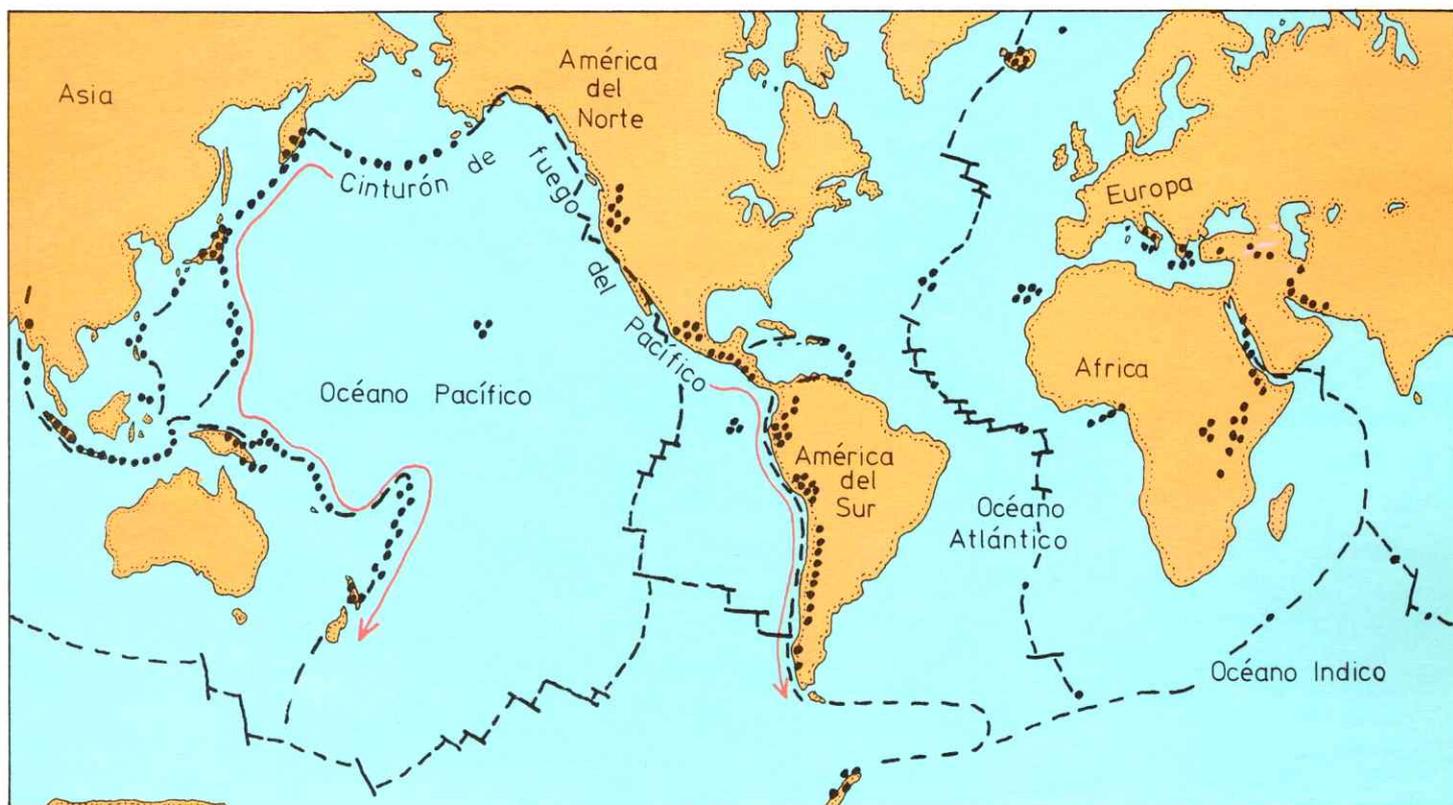


Figura 10. Distribución mundial de volcanes (puntos negros). El límite entre las placas de litosfera (Fig. 13) se indica como una línea interrumpida. Nótese la alineación de volcanes alrededor del Océano Pacífico (denominado el "Cinturón de Fuego del Pacífico"). Modificado según Ollier (1981).

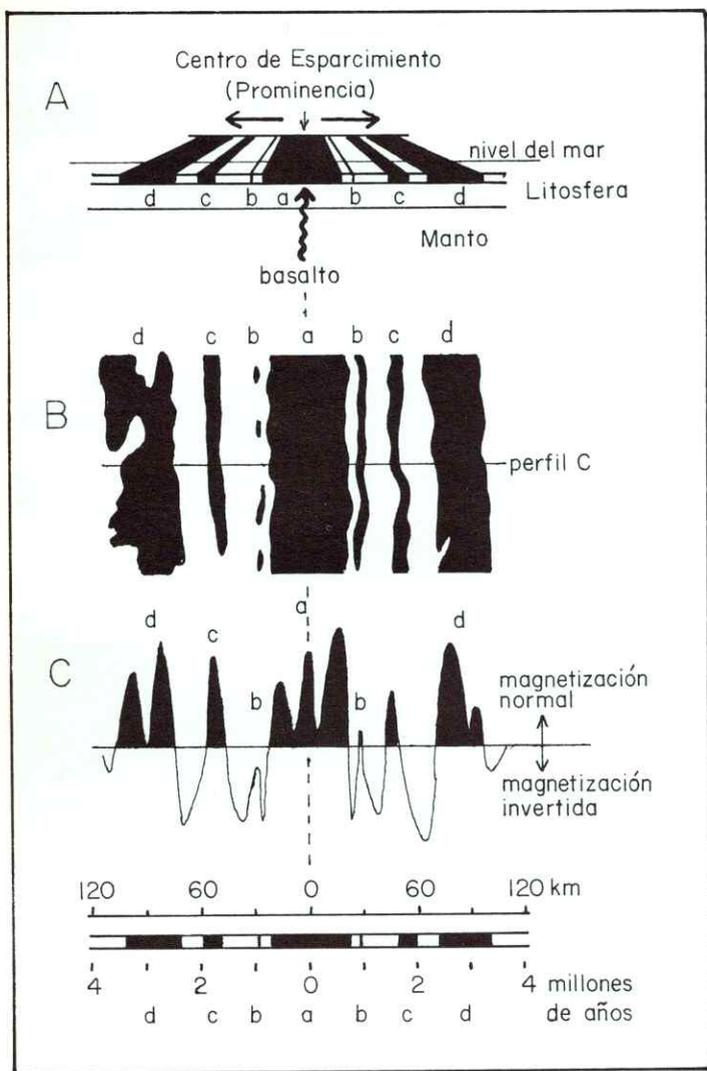


Figura 11. La generación de anomalías magnéticas en una prominencia oceánica o centro de esparcimiento de la litosfera oceánica (simplificado y modificado según Mc Kenzie, 1972). A. En la prominencia se genera litosfera oceánica con el ascenso de basalto desde el manto terrestre. En el momento de cristalización de esta roca, los minerales magnéticos que contiene adquieren la orientación del campo magnético de la Tierra. Si hay cambios en esta orientación (inversiones del campo magnético), entonces las rocas mostrarán una variación en la orientación de sus minerales, y formarán bandas simétricas y equidistantes de la prominencia con orientaciones similares. Las bandas negras, en este caso, representan los períodos de magnetización normal (igual que en la actualidad) y las bandas blancas representan períodos de magnetización invertida (polo norte magnético en el sur). B. En un mapa se observarán bandas más o menos simétricas y paralelas, las cuales representan las rocas formadas durante cada período de magnetización (normal o invertida). La ubicación de estas bandas se determina con un magnetómetro arrastrado por un barco, el cual cruza repetidas veces y en sitios diferentes las bandas; la magnetización de las rocas del fondo queda registrada en perfiles parecidos al ilustrado en C. En la parte inferior de la figura se muestra la escala y la edad de las rocas, más antiguas mientras mayor es su distancia de la prominencia que las generó. Con investigaciones de este tipo pueden determinarse las velocidades de esparcimiento de la litosfera oceánica. Por ejemplo, en este caso, las rocas con 4 millones de años están a 120 km. de la prominencia; por tanto, la velocidad de esparcimiento durante los últimos 4 millones de años es de: $120 \text{ km.} / 4.000.000 \text{ años} = 3 \text{ cm./año.}$

Los principales indicios que apoyan la hipótesis del esparcimiento de los fondos oceánicos son:

1. El campo magnético terrestre ha cambiado de polaridad numerosas veces en el pasado geológico. En otras palabras, los polos magnéticos se invirtieron periódicamente. Esto resultó en que las rocas volcánicas

producidas en las prominencias oceánicas al subir el material caliente del manto, adquieren magnetizaciones con polaridad invertida y, por lo tanto, al esparcirse, estas direcciones de magnetización contrarias forman *bandas de anomalías magnéticas*, las cuales son *paralelas y simétricas* con las prominencias (Fig. 11).

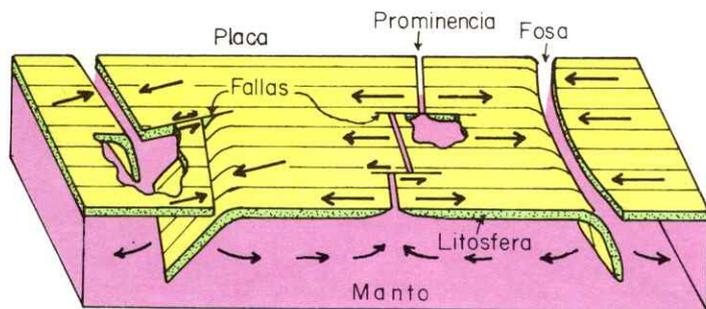


Figura 12. Diagrama esquemático mostrando el mecanismo de la tectónica de placas (según Isacks y otros, 1968). Las flechas indican la dirección de esparcimiento o choque de las placas de litosfera. Nótese la producción de fallas o fracturas en los sitios de cambios de orientación o velocidad de esparcimiento.

2. Al mismo tiempo, la edad de las rocas submarinas es proporcionalmente mayor mientras más lejos se encuentran de las prominencias (Fig. 6). Las determinaciones de edad en rocas de los fondos oceánicos han demostrado que la velocidad de esparcimiento varía entre 1 y 10 centímetros por año.

3. Los sedimentos marinos más antiguos, depositados sobre las rocas de la litosfera marina producidas en las prominencias oceánicas, aumentan en edad geológica a mayor distancia de las prominencias. En efecto, en la parte occidental del Océano Atlántico, cerca del continente americano, se halló que los sedimentos más antiguos que yacen inmediatamente sobre los basaltos (rocas volcánicas producidas en las prominencias) de la litosfera oceánica, son de edad cretácea (Tabla 1), mientras que más cerca de la Prominencia Central Atlántica son progresivamente más jóvenes (Terciarios y Cuaternarios).

Con la postulación del esparcimiento de los fondos oceánicos y de la existencia de células de convección termal en el manto terrestre, la fragmentación del super-continente Pangaea y la posterior dispersión de los continentes por deriva, recibió el mecanismo necesario

para su explicación. La deriva continental ya no se interpreta como una migración de los continentes sobre un sub-estrato plástico, sino como un cabalgamiento de las masas continentales sobre un substrato que se está esparciendo (Fig. 9).

LA TECTONICA DE PLACAS

Los estudios sismológicos han llevado más allá las hipótesis de la deriva continental y del esparcimiento de los fondos oceánicos. Basados en extensos análisis de la *sismicidad global*, han postulado que la litosfera consiste de varias *placas*, cuerpos tabulares rígidos de la corteza terrestre, las cuales interactúan a lo largo de sus bordes. Estos bordes representan las fajas o cinturones sísmicos de la Tierra (Fig. 11). La extensión de este concepto a toda la superficie terrestre lo convirtió en la *teoría de la tectónica de placas*, nombre usado por primera vez por Bryan Isacks y sus colaboradores en 1968, debido a que explica los *fenómenos tectónicos* a escala global.

La tectónica global postula que en las prominencias oceánicas se generan y separan grandes placas de litosfera, las cuales se esparcen en dirección opuesta y aproximadamente en forma perpendicular a las prominencias, se rozan entre sí a lo largo de grandes *zonas de fallamiento* o *fracturamiento*, debido a diferencias en la velocidad de esparcimiento entre diferentes segmentos de una misma placa, y convergen en los arcos de islas volcánicas, fosas marinas y cinturones volcánicos, donde una de las placas convergentes desciende por debajo de la otra por *subcorrimiento* (Fig. 12). En otras palabras, en las prominencias oceánicas se producen las placas, y luego se consumen en los arcos de islas, fosas y cinturones volcánicos. Los continentes actuales, formados por rocas de menor densidad (*granito* y *sedimentos*) que las rocas de la litosfera marina (*basalto*), se formaron al fraccionarse Pangaea por la acción de las células de convección termal del manto y

la producción simultánea de las placas oceánicas. Los fragmentos continentales están sobre las placas y se desplazan con ellas hasta que chocan con otra placa u otro continente en los sitios de descenso o consumo de la placa sobre la cual se encuentran, y se estacionan allí. Imposibilitados de ser succionados hacia el manto por su densidad menor, los continentes se quedan allí hasta que un cambio en la dirección de convección o un nuevo proceso de convección re-inicia el ciclo. Se han postulado por lo menos seis placas sobre la superficie terrestre (Fig. 13), cuyos límites son las prominencias oceá-

nicas, los arcos de islas volcánicas, las zonas sísmicas de la Tierra, las fosas marinas, los cinturones volcánicos y las grandes zonas de fallamiento.

Una de las pruebas más difíciles por la que debe pasar cualquier hipótesis científica antes de convertirse en una teoría aceptada, es que pueda predecir, o por lo menos, explicar fenómenos que anteriormente no tenían relación o explicación aparente. Antes de la formulación de la tectónica de placas, el origen de las cadenas montañosas continentales se buscaba en el enfriamiento y consiguiente contracción de la corteza terrestre y,

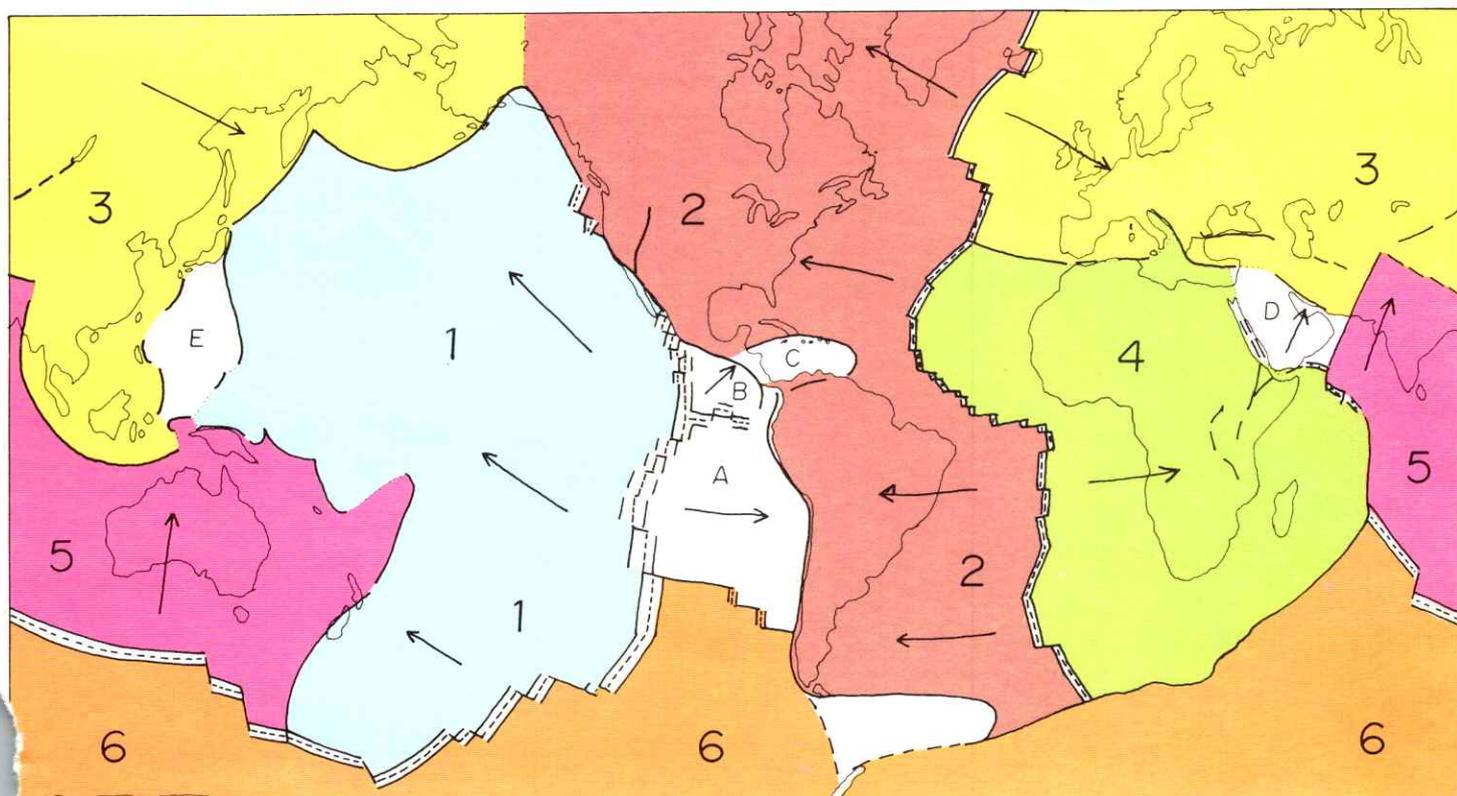


Figura 13. Mapa mostrando las seis placas principales de la litosfera, según Bullard (1969) (1: Pacífico; 2: América; 3: Eurasia; 4: África; 5: Indio; 6: Antártida). Existen también varias placas menores (A: de Nazca; B: de Cocos; C: del Caribe; D: Árabe; E: del Japón). Las flechas indican el movimiento relativo de las placas.

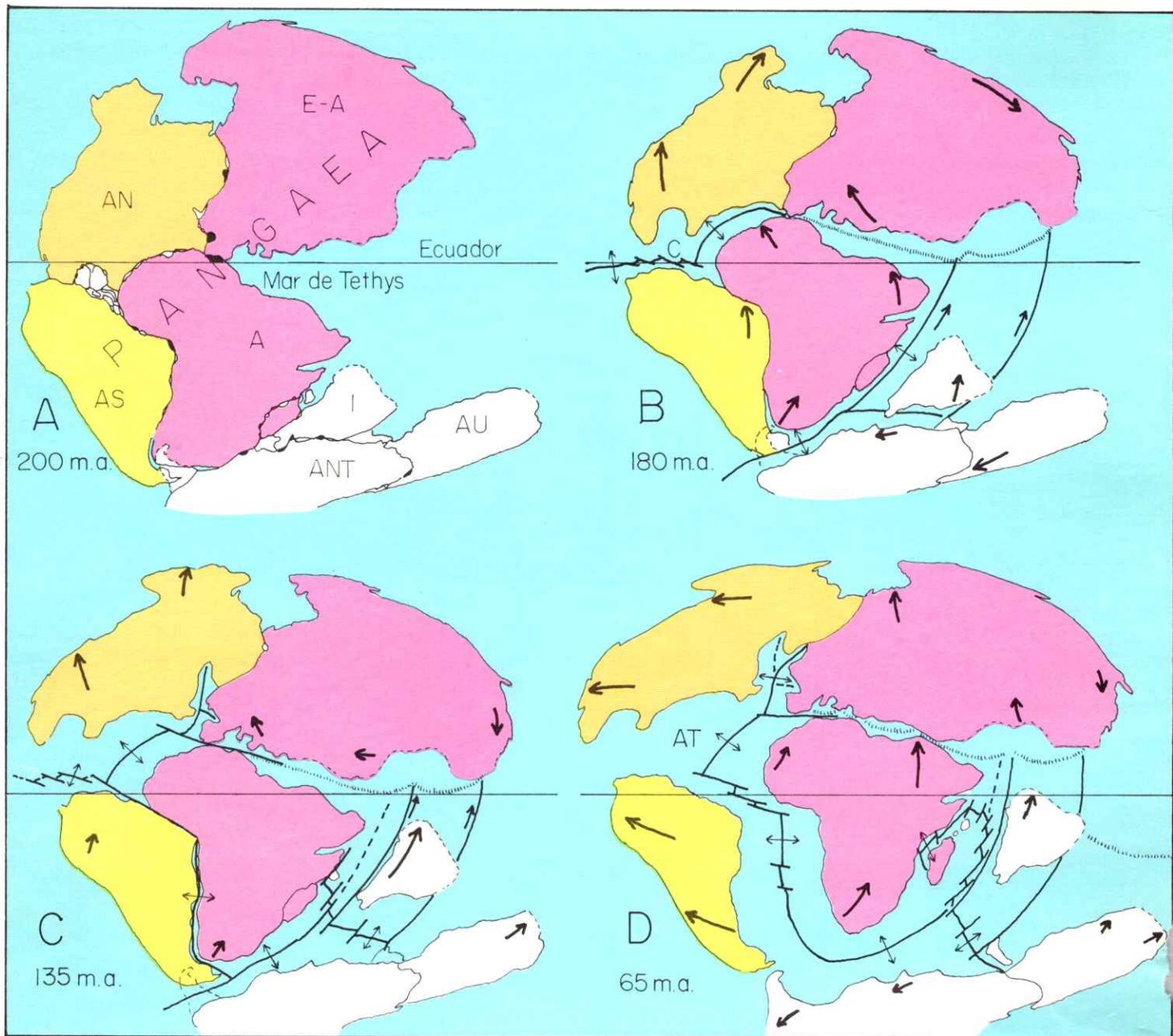


Figura 14. *Fraccionamiento del super-continente Pangaea y dispersión posterior de los fragmentos, según una versión moderna de Dietz y Holden (1976); Símbolos: A: África; AN: América del Norte; ANT: Antártida; AS: América del Sur; AT: Océano Atlántico; AU: Australia; C: Mar Caribe; E-A: Eurasia; I: India. A. Pangaea antes de comenzar el fraccionamiento, a principios del Jurásico (Tabla 1), hace aproximadamente 200 millones de años. Nótese la similitud entre esta versión y aquella de Wegener en 1929 (Fig. 3). El mar de Tethys representa un gran brazo de mar cuyos restos se encuentran hoy en el Mar Caribe-Mar Mediterráneo-Mar Negro-Mar Caspio. B. Después de 20 millones de años, o sea, hace 180 millones de años, ha comenzado el fracturamiento entre América del Norte y África-América del Sur, y entre África e India-Antártida. El mar de Tethys ha comenzado a cerrarse y expandirse hacia el oeste para unirse al proto-Océano Atlántico. India comienza su rápida migración hacia el norte. Comienza el fracturamiento entre América del Sur y África en el extremo sur de estos continentes. Las líneas gruesas representan prominencias oceánicas, en las cuales se forma litosfera oceánica y que se esparce en dirección perpendicular a las prominencias, separando los fragmentos continentales. La banda sombreada con líneas representa la sutura a lo largo de la cual se cierra el mar de Tethys. Las flechas delgadas indican la dirección del desplazamiento relativo de cada fragmento continental. C. Después de 65 millones de años, o sea, hace 135 millones de años, los Océanos Atlántico Norte e Indico ya estaban bien desarrollados. América del Sur se ha separado más de África. India continúa su migración al norte y Australia-Antártida comienzan a fracturarse. D. Después de 135 millones de años, o sea, hace 65 millones de años, el Océano Atlántico Sur se ha ensanchado, comenzando a formarse el Océano Atlántico que conocemos. Madagascar se ha separado de África Oriental y se ha ensanchado el Océano Indico. India ha llegado al Ecuador, cerrándose cada vez más el mar de Tethys.*

después de Wegener, en los choques entre diferentes masas continentales. Utilizando la tectónica de placas, John Dewey y John Bird demostraron que existe una relación *causal y directa* entre las cadenas montañosas activas (tales como los Andes, los Himalayas y otras) y la interacción entre las placas de la litosfera. Donde las placas chocan entre sí, si consisten de litosfera marina, se forma un arco de islas volcánicas; si consisten de una masa continental y litosfera marina, respectivamente, se forma una cadena montañosa cordillerana (Andes), caracterizada por un origen predominantemente termal (altas temperaturas, rocas volcánicas, intrusiones de granito); y si consisten de dos masas continentales, se forma una cadena montañosa de tipo alpino o himalayano, caracterizada por colisión e intensa deformación de las rocas.

En la Fig. 14 se muestra una versión moderna del fracturamiento de Pangaea y la dispersión de los conti-

nentes entre el Jurásico y el Terciario (Tabla 1). En la Fig. 15 se muestra la distribución actual de los continentes y de los océanos, producto de la tectónica de placas durante los últimos 200 millones de años.

En este breve resumen, hemos visto cómo una idea aparentemente descabellada, como lo era la movilidad continental durante el siglo XIX y principios del XX, se convirtió en una teoría aceptada, basada en indicios recolectados por innumerables científicos durante muchos años, trabajando en especialidades distintas y sin aparente relación. Cuando el momento es propicio, surge la relación entre todas en forma más o menos instantánea, tal como sucedió con Harry Hess y Robert Dietz. La tectónica de placas es la teoría fundamental de las Ciencias de la Tierra en la actualidad y es indispensable para comprender en forma más detallada los fenómenos que trataremos a continuación y su actuación en Venezuela.

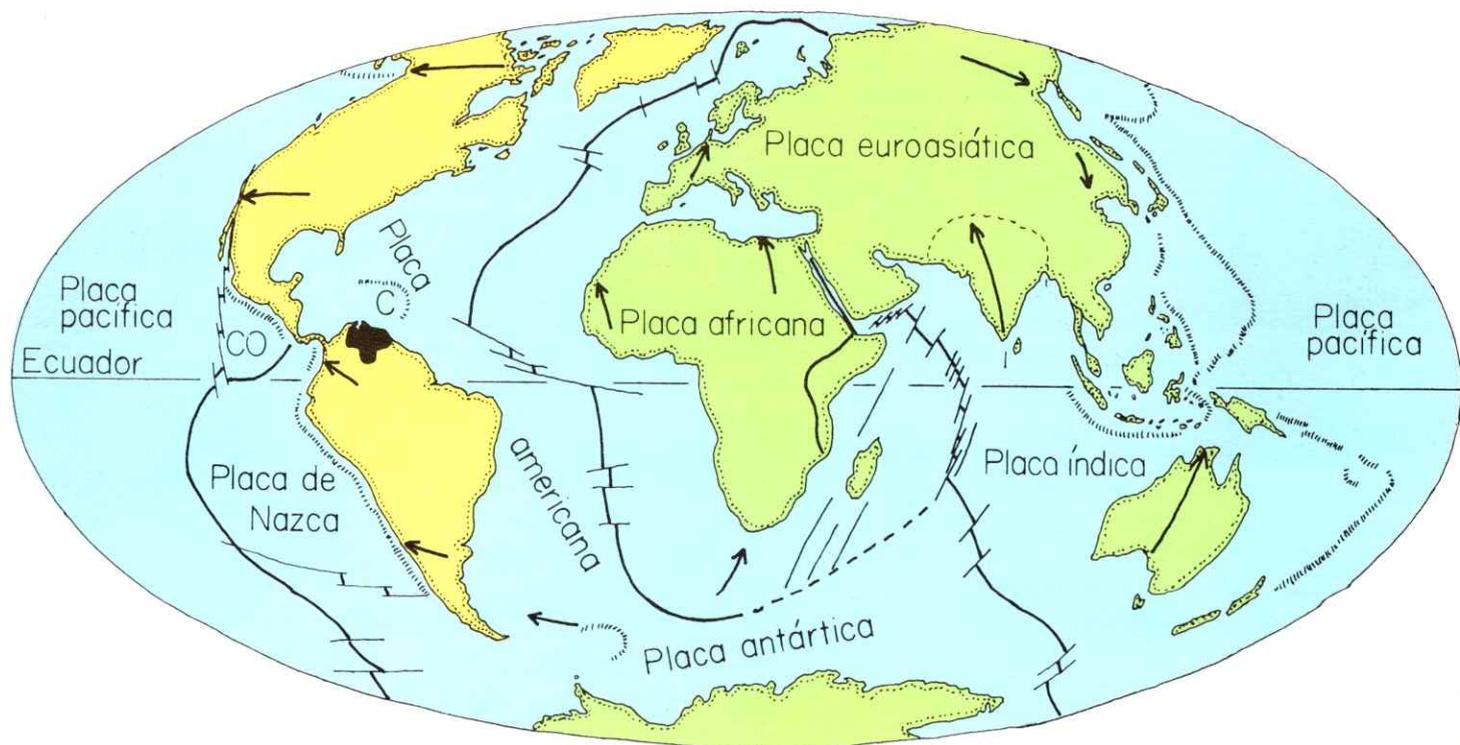


Figura 15. Configuración actual de la litosfera, como producto de la tectónica de placas y la fragmentación de Pangaea, ilustrada en la Fig. 14. Las líneas gruesas representan las prominencias oceánicas y las líneas sombreadas con líneas cortas representan las fosas oceánicas o los sitios de convergencia de placas. Símbolos: C: placa del Caribe; CO: placa de Cocos. Nótese que India colidió con la placa Eurásica formando la cadena montañosa del Himalaya y Australia migró hasta la región tropical. Según Dietz y Holden (1976).







Los terremotos: su origen y detección

Cuando dos bloques de la corteza terrestre se rozan y desplazan entre sí, por ejemplo, cuando una placa se hunde por debajo de otra o cuando se rozan en forma paralela, se producen vibraciones. Asimismo, cuando el *magma*, roca fundida a profundidad en el manto o la litosfera debido al aumento en la temperatura, trata de ascender y penetrar hacia la superficie, también genera vibraciones (terremotos que acompañan a las erupciones volcánicas). Estas vibraciones se transmiten a través de las rocas sólidas de la litosfera y el manto. En líneas generales, entonces, podemos decir que los terremotos, los cuales representan el efecto en la superficie de la Tierra de estas vibraciones, pueden ser de origen *tectónico* (producidos por desplazamientos de bloques de la litosfera) o *volcánico* (producidos por el emplazamiento de magma en la litosfera o su extrusión hacia la superficie).

En Venezuela, los terremotos son de origen tectónico, ya que en la actualidad (y desde por lo menos el Terciario; ver Tabla 1) no existe ninguna faja volcánica en ninguna parte de nuestro territorio. Las fajas volcánicas más cercanas son el arco de las Antillas Menores y la faja volcánica de Colombia central y occidental.

Por este motivo, nos ocuparemos de aquí en adelante de los terremotos de origen tectónico. Primero ve-

remos un modelo reciente del desarrollo de un terremoto y luego, las distintas formas de detectarlo y cuantificarlo.

LA MAQUINA SISMICA

El desarrollo de un terremoto o evento sísmico puede compararse con una máquina que acumula *energía potencial* de una fuente a profundidad (corteza terrestre) y la convierte en forma instantánea a *energía cinética*, por ejemplo, en forma de terremotos. La Fig. 16 ilustra en forma esquemática el mecanismo de producción de un terremoto por una falla geológica activa. El cubo representa un segmento de la litosfera; el plano de falla inclinado muestra una traza rectilínea donde corta la superficie. En el punto donde se produce una ruptura o relajamiento del esfuerzo está el *foco* del terremoto. Desde ese foco se propagan superficies de dislocación en todas las direcciones sobre el plano de la falla, produciendo las vibraciones características del terremoto. El punto en la superficie que marca la salida de la línea imaginaria que une el centro de la Tierra y el foco se denomina *epicentro*, el cual se encuentra perpendicularmente sobre el foco.

En la parte central de la máquina sísmica (Fig. 17)

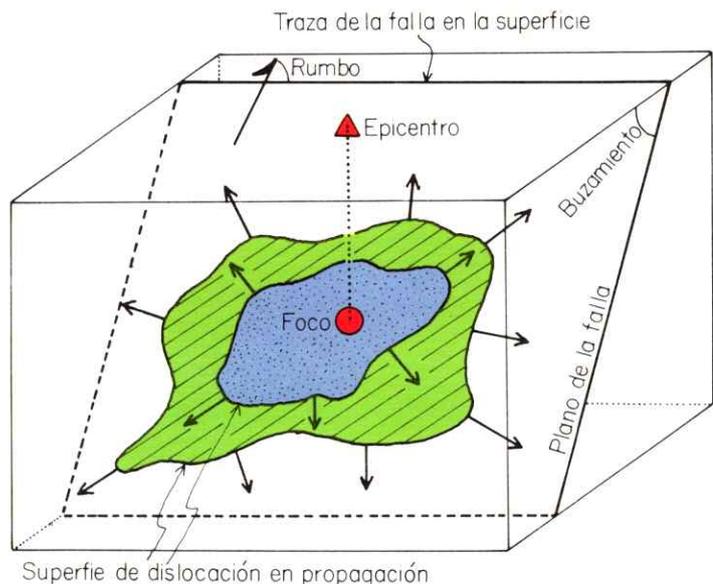
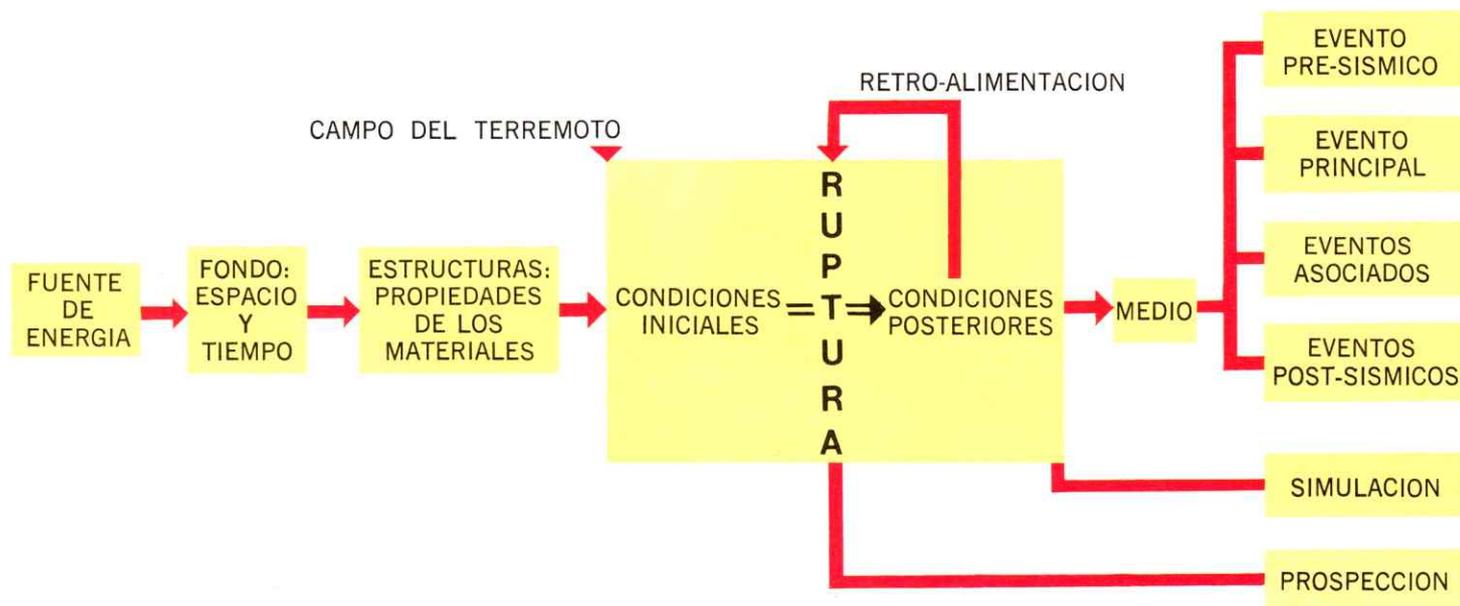


Figura 16. Ilustración esquemática del mecanismo de ruptura a lo largo de una falla geológica (adaptado de Bolt, 1981, Fig. 6). El plano de la falla está definido por su rumbo (ángulo entre la dirección del norte magnético y la traza de la falla en la superficie) y el buzamiento (ángulo entre el plano de la falla y la horizontal). En el foco se produce la dislocación inicial, o ruptura, la cual produce superficies de dislocación que se propagan en todas direcciones sobre el plano de la falla, produciendo, a su vez, las vibraciones características del terremoto.

Figura 17. La máquina sísmica (simplificado según Kasahara, 1981). Ver texto para su explicación.



se encuentra el campo del terremoto. En ese campo se produce la ruptura, el evento principal de un terremoto; de esa forma se pasa de un campo con las *condiciones iniciales* de temperatura, presión, densidad y factor de disipación a un campo posterior con *condiciones distintas*. El campo del terremoto recibe energía potencial desde una fuente a profundidad (calor, material ascendente del manto, esparcimiento de los fondos oceánicos) hasta llegar a un *estado crítico*; se produce una ruptura, generando una onda sísmica y se produce la transición desde las condiciones iniciales del campo del terremoto a las condiciones posteriores. Si estas condiciones posteriores no disipan toda la energía potencial acumulada, puede generarse una o más rupturas posteriores (denominadas *réplicas*), originando así un proceso de *retro-alimentación*.

Esta serie de eventos puede ocurrir en forma repetida a través del tiempo en una misma región. En otras palabras, se puede esquematizar la historia sísmica de una región en forma de un *ciclo sísmico*, como se puede

ver en la Tabla 2. Este ciclo comprende tres estadios, en el siguiente orden: *intersísmico*, *cosísmico* y *post-sísmico*. Además, puede definirse un estadio *pre-sísmico*, el cual, evidentemente, es el que se analiza y estudia con más interés, ya que su detección es un requisito indispensable para una eventual predicción de terremotos.

DISCIPLINAS QUE ESTUDIAN LOS TERREMOTOS

Las disciplinas que se ocupan de estudiar todo lo referente a los terremotos pueden subdividirse de acuerdo al rango de tiempo del que se ocupan (Fig. 18). La *sismología* se ocupa de la detección, localización, grabación y análisis de los terremotos; por lo tanto, su acción se circunscribe principalmente al rango de tiempo de los milisegundos hasta varios días. La *geodesia* realiza mediciones muy precisas de distancias y diferen-

TABLA 2

ESTADIOS SUCESIVOS (1 A 4) DEL CICLO SISMICO Y ASPECTOS ASOCIADOS A CADA UNO (SEGUN KASAHARA, 1981)

1 Intersísmico	2 Pre-sísmico	3 Cosísmico	4 Post-sísmico
Acumulación de energía potencial.	Comportamiento anelástico del medio en el nivel crítico del esfuerzo.	Conversión de la energía potencial a energía cinética.	Transición hacia un nuevo equilibrio.
Aspectos: Fuente de energía. Mecanismo de acumulación, velocidad, distribución espacial. Cambios asociados en el estado físico.	Aspectos: Reconocimiento de los precursores sísmicos y sus mecanismos.	Aspectos: Mecanismo disparador, catástrofes previas. Ruptura: tipo, geometría, desarrollo (velocidad), radiación de la onda sísmica, mecanismo de finalización. Cambios en el estado y las propiedades de la región focal.	Aspectos: Mecanismo de réplicas y otros eventos post-sísmicos. Recuperación del estado cambiado y sus propiedades. Efectos retardados.

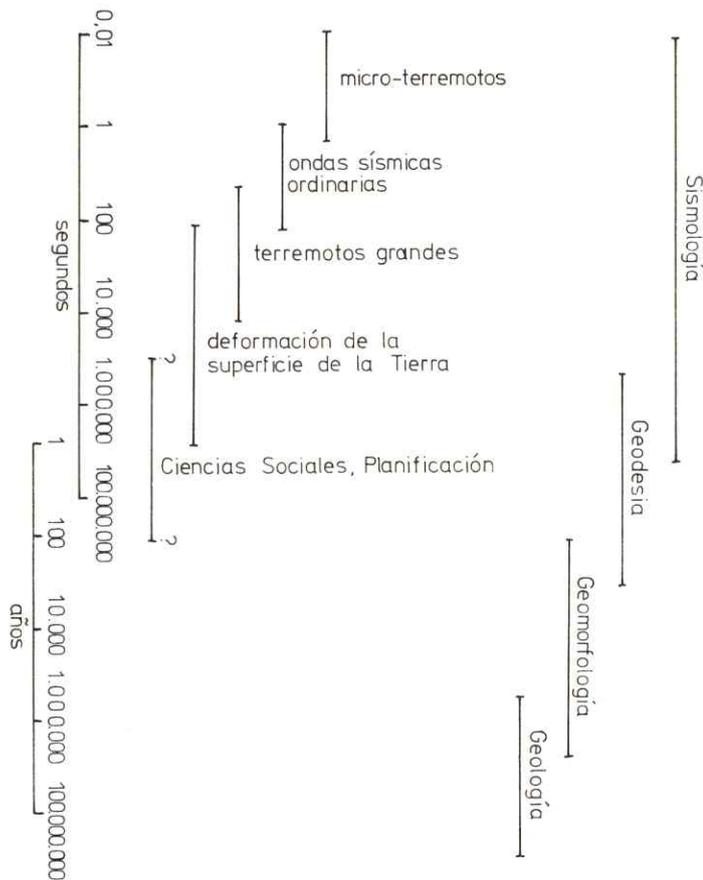


Figura 18. Aspectos que estudian diferentes disciplinas que se ocupan de los terremotos y el rango de tiempo que cubren.

cias de elevación de puntos conocidos sobre la superficie terrestre, con el objetivo de determinar el sentido y la velocidad de los movimientos de la corteza que generan terremotos; su acción necesariamente está limitada a un rango temporal mínimo del orden de algunos días hasta 100 años o más. La *geomorfología* se ocupa de detectar anomalías en las formas de la superficie terrestre, atribuibles a la acción de terremotos en el pasado y tratar de cuantificar esta acción; está limitada

principalmente al rango temporal de 100 hasta un millón de años, aproximadamente. Este rango temporal varía de acuerdo a las condiciones climáticas de cada región, ya que el clima es el factor más importante, a largo plazo, para la modificación de formas generadas por terremotos. La *geología* se ocupa principalmente de detectar estructuras generadoras de terremotos en el pasado geológico y, en general, su rango temporal es mayor a las decenas de miles de años hasta cientos de millones de años. Finalmente, las *ciencias sociales* han incrementado últimamente su interés en los fenómenos sísmicos, debido principalmente a la concentración de grandes poblaciones en las áreas sísmicamente más activas de la Tierra (por ejemplo, China, Japón y California). Su rango temporal necesariamente se encuentra entre los días y cientos de años.

Lo anterior representa una descripción aislada de los aspectos que estudian cada una de las disciplinas científicas mencionadas. En la realidad, todas ellas interactúan y los límites entre ellas y en el rango de tiempo en el cual se concentran, varían y se superponen. En este sentido, representan un ejemplo excelente de un proyecto de investigación *multidisciplinario*.

INTENSIDAD, MAGNITUD Y FRECUENCIA DE LOS TERREMOTOS

A mediados del siglo XIX, se comenzó a reconocer que era posible representar los efectos *macrosísmicos* de un terremoto en la superficie de la Tierra en forma de líneas sobre mapas, parecidas a las curvas de nivel topográficas, las cuales indicaban los límites decrecientes de estos efectos. Estas líneas, denominadas *isosistas* (Fig. 19), fueron luego definidas como los límites entre zonas de diferente *intensidad sísmica*. En otras palabras, la intensidad sísmica mide *cualitativamente* los efectos de un terremoto y delimita las áreas con efectos similares. En la Tabla 3 se encuentra un listado de los criterios utilizados en una de las escalas más populares para definir la intensidad.

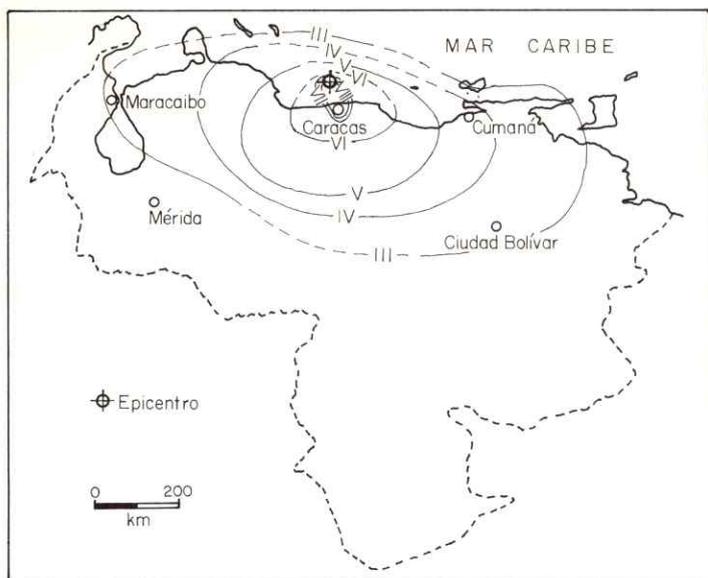


Figura 19. Mapa de isosistas del terremoto de Caracas del 29 de julio de 1967 (según Fiedler, 1968). El epicentro del terremoto se encuentra al norte de la costa del litoral central, a unos 62 km. de Caracas. La intensidad cerca del epicentro se calculó entre VI y VIII. Las líneas que rodean el epicentro representan los límites de las áreas en las cuales la intensidad fue progresivamente menor a mayor distancia del epicentro: VIII, VII, VI, V, IV, III. Por debajo de la intensidad III, el terremoto frecuentemente pasa desapercibido.

TABLA 3

ESCALA DE INTENSIDAD DE MERCALLI
(MODIFICADA) SEGUN RICHTER (1958)

- I. No sentido. Efectos marginales y a largo plazo de terremotos grandes.
- II. Sentido por personas en estado de reposo, en pisos altos o en posición favorable.
- III. Sentido dentro de las casas. Objetos colgantes os-

cilan. Vibración parecida a la que producen los camiones pequeños. Duración estimada. Puede pasar desapercibido.

- IV. Objetos colgantes oscilan. Vibración parecida a la que producen camiones grandes, o una sensación de sacudimiento, como si un objeto pesado choca con la pared. Automóviles pesados se mecen. Ventanas, vajillas y puertas teclean. Vasos tintinean. Floreros etc. chocan. En el límite superior de IV las paredes de madera y las vigas crujen.
- V. Sentido al aire libre. Dirección estimada. Personas dormidas se despiertan. Los líquidos son perturbados y pueden derramarse. Objetos inestables se desplazan o voltean. Las puertas se abren o cierran. Los postigos y los cuadros se mueven. Relojes de péndulo se paran, comienzan a andar o cambian su velocidad.
- VI. Sentido por todos. Muchas personas se asustan y corren al aire libre. Las personas caminan inestablemente. Los vidrios de las ventanas y las vajillas se rompen. Los libros y otros objetos se caen de las repisas. Los cuadros se caen de las paredes. Los muebles ruedan o se voltean. Los frisos débiles se agrietan. Las campanas pequeñas sueñan. Los árboles y arbustos son sacudidos visual y acústicamente.
- VII. Es difícil permanecer en pie. Notado por choferes de automóviles en movimiento. Los objetos colgantes se estremecen. Los muebles se quiebran. Se dañan las paredes débiles (por ejemplo, las de adobe), incluyendo su agrietamiento. Las chimeneas débiles se quiebran a nivel del techo. Caen los frisos, ladrillos sueltos, piedras, cornisas y adornos arquitectónicos no sujetos adecuadamente. Algunas grietas en las paredes de fabricación ordinaria. Se producen olas en espejos

- de agua. El agua se enturbia. Pequeños derrumbes en bancos de arena y grava. Las campanas grandes repican. Se dañan los canales de irrigación de concreto.
- VIII. La conducción de automóviles se ve afectada. Se dañan y se colapsan parcialmente las paredes de fabricación ordinaria. Algún daño a paredes de alta calidad reforzada y ninguno en paredes diseñadas para resistir esfuerzos laterales. El estuco se cae así como algunas paredes. Torcimiento y caída de chimeneas, monumentos, torres y tanques elevados. Las casas con armazón se mueven sobre sus fundamentos. Paredes pre-fabricadas se caen. Los pilotes ruinosos se quiebran y se caen. Caen ramas de los árboles. Cambios en el flujo y la temperatura de fuentes y pozos. Grietas en suelo húmedo y en pendientes fuertes.
- IX. Pánico general. Paredes débiles destruidas totalmente. Las paredes ordinarias son fuertemente afectadas, algunas veces hasta el colapso completo. Las paredes de caliza reforzada son afectadas seriamente. Daño general en los fundamentos. Las estructuras con armazón, si no están sujetas firmemente, son removidas de su fundamento. Las armazones son sacudidas fuertemente. Daño serio a los reservorios. Los tubos subterráneos son fracturados. Se ven grietas conspicuas en el suelo. En áreas aluviales se forman volcanes de arena y lodo.
- X. La mayor parte de las estructuras de ladrillo y con armazón son destruidas junto con sus fundamentos. Algunas estructuras de madera bien construidas y algunos puentes son destruidos. Daño severo a los diques, canales y canalizaciones. Derrumbes grandes. El agua es arrojada fuera de los canales, ríos y lagos. La arena y el lodo son transportados lateralmente en playas y terrenos llanos. Los rieles comienzan a doblarse.

- XI. Los rieles se doblan. Los tubos subterráneos son destruidos totalmente.
- XII. Daño casi total. Grandes masas de roca desplazadas. Desplazamiento en visuales topográficas y de nivelación. Objetos lanzados al aire.

La *magnitud* de un terremoto es una escala relativa, en la cual se compara cada terremoto con uno definido arbitrariamente como de *magnitud-patrón*. De esa forma, se establece una relación entre un terremoto cualquiera y el terremoto-patrón, bajo condiciones de observación iguales.

En la Fig. 20 se muestra esquemáticamente cómo se calcula la magnitud de un terremoto, utilizando el terremoto-patrón, definido por Charles Richter, uno de los fundadores de la sismología moderna. En la figura,

TABLA 4
RELACION ENTRE LA INTENSIDAD Y LA
MAGNITUD SEGUN RICHTER (1958)

Magnitud	Intensidad	Radio (km.)
2	I-II	0
3	III	15
4	V	80
5	VI-VII	150
6	VII-VIII	220
7	IX-X	400
8	XI	600

El radio representa la distancia epicentral hasta el límite de percepción del terremoto por personas.

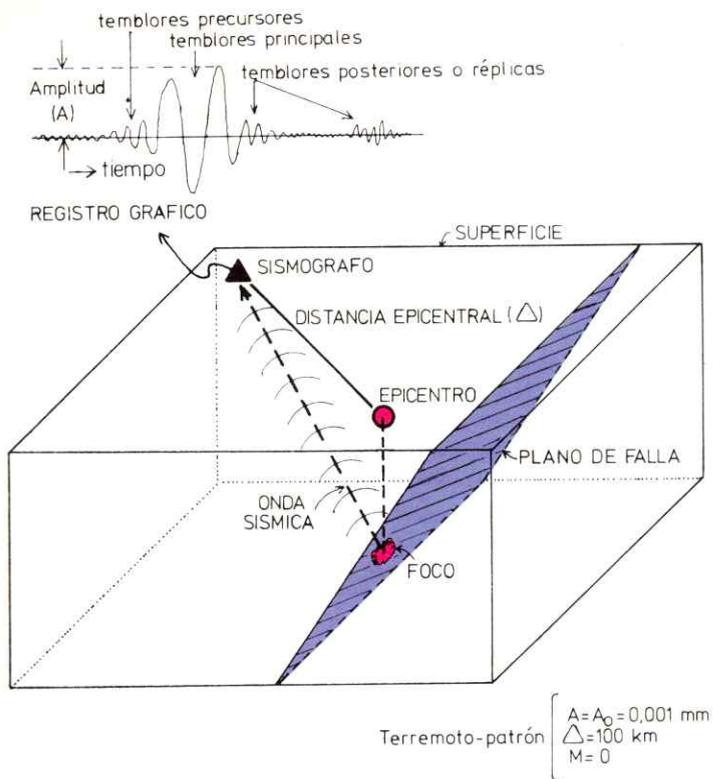


Figura 20. Ilustración esquemática de la detección de un terremoto. Al producirse la ruptura en alguna parte de un plano de falla, se generan ondas sísmicas las cuales se desplazan a través del material de la litosfera. El sitio de la ruptura se denomina el foco del terremoto. El sitio donde la línea que conecta el foco con el centro de la Tierra aflora en la superficie, se denomina epicentro. La detección de las ondas sísmicas se realiza en un sismógrafo colocado a una distancia cualquiera del terremoto (distancia epicentral, Δ). En el sismógrafo, estas ondas sísmicas generan un gráfico en el cual aparecen las vibraciones correspondientes a las ondas. La amplitud (A) es la distancia entre la línea central del gráfico (o sismograma) y la anchura de cada onda. La amplitud define en forma gráfica la magnitud (M) de un terremoto. Según Richter (1958) la magnitud 0 corres-

ponde a una amplitud de 0,001 mm. en un sismógrafo Wood-Anderson, colocado a una distancia epicentral de 100 km. Un temblor de esta magnitud se denomina terremoto-patrón y es el terremoto que sirve de base a la escala de magnitud de Richter, comúnmente usada. Un terremoto de magnitud 1 tendría, bajo las mismas condiciones, una amplitud de 0,01 mm., uno de magnitud 2 una amplitud de 0,1 mm., y así sucesivamente, en una escala geométrica o logarítmica, con múltiplo de 10.

A es la amplitud de la traza de la onda sísmica de un terremoto registrada en un sismógrafo. Richter definió al terremoto-patrón como aquel que produce una amplitud de una milésima de milímetro (0,001 mm) en un sismógrafo del tipo Wood-Anderson (utilizado comúnmente en California antes de la Segunda Guerra Mundial, cuando Richter realizó sus investigaciones), a una distancia epicentral (Δ) de 100 km.; a este terremoto se le asignó una magnitud de cero (0). Como la escala de magnitudes es geométrica, o sea, que cada valor sucesivo es 10 veces mayor que el anterior, un terremoto que registra una amplitud de un milímetro (1 mm.) es asignado una magnitud de 3 (0,001 mm. \times 10 \times 10 = 1 mm.). Esta es una definición arbitraria, útil únicamente para comparar terremotos entre sí y establecer una escala de magnitud. Desde entonces, la magnitud de un terremoto se mide comparando su amplitud (A) y la distancia epicentral (Δ) con aquella del terremoto-patrón.

La relación entre la intensidad y la magnitud de un terremoto fue calculada en forma aproximada por Richter y se relaciona en la Tabla 4. El radio, definido en esta tabla, representa la distancia epicentral (Δ) hasta el límite de la percepción del terremoto por personas. Siendo la escala de magnitud una escala geométrica o logarítmica, esto significa que la diferencia entre un valor y otro en esta escala es un factor de 10. En otras palabras, un terremoto de magnitud 5 es 10 veces mayor que uno de magnitud 4.

La frecuencia de un terremoto es el número de

eventos de una magnitud dada durante un año. La Tabla 5 muestra una compilación del número de terremotos relacionados de acuerdo a rangos de magnitud. De ella se desprende claramente la relativa poca frecuencia de terremotos con magnitudes superiores a 4,9 (2% del total registrado). Sin embargo, son los terremotos con magnitud 5 o más, los que causan las mayores pérdidas humanas y materiales, y son el objeto de intensos estudios por parte de sismólogos y otros geocientíficos, para poder llegar eventualmente a predecirlos. En la tabla también se muestra que del total de energía sísmica liberada anualmente en forma de terremotos, el 99% es liberada durante terremotos de magnitud 5 o mayor. Nuevamente, se puede apreciar la importancia que tienen estos eventos sísmicos relativamente raros.

TABLA 5

Frecuencia promedio mundial de terremotos de acuerdo a su magnitud Richter y el porcentaje del total de la energía sísmica que disipa cada rango de magnitud (según Kasahara, 1981)

Magnitud	8 o más	7-7,9	6-6,9	5-5,9	4-4,9	3-3,9
Frecuencia (Nº de terremotos)	1	13	108	800	6.200	49.000
% del total de energía disipado	49	43	4	3	1	







Estructuras geológicas que originan terremotos: las fallas

TIPOS DE FALLAS

El evento principal que constituye un terremoto es la ruptura de la litosfera. Esta ruptura tiene lugar preferentemente a lo largo de planos de fracturamiento que se producen en el sitio más propicio para ello, generalmente donde el esfuerzo al cual se somete la litosfera durante los movimientos de las placas es relajado o disipado más fácilmente. Estos planos de fracturamiento se denominan *fallas* y se caracterizan porque a través de ellas se puede detectar un desplazamiento de los dos bloques de litosfera adyacentes a la falla. De acuerdo al desplazamiento relativo que se observa a través de las fallas, éstas pueden clasificarse en forma general en (Fig. 21):

1. *Fallas normales*, en las cuales el plano de falla o fractura es muy empinado y el desplazamiento es prácticamente vertical; 2. *fallas inversas o de corrimiento*, en las cuales el plano de falla puede ser muy empinado hasta casi horizontal, y cuyo desplazamiento induce a uno de los bloques de litosfera a cabalgar el otro; y 3. *fallas rumbo-deslizantes*, en las cuales el plano de falla es esencialmente vertical y el desplazamiento es paralelo a la traza de la falla en el suelo, o sea, es horizontal. Como es de esperarse, bajo las condiciones naturales, la gran mayoría de las fallas muestran indi-

cios de todos estos desplazamientos, aunque generalmente uno solo de ellos es predominante, por lo menos en la actualidad (Fig. 22). Otros ejemplos de fallas que se muestran en la Fig. 21, y cuyos desplazamientos muestran componentes verticales, horizontales y de corrimiento, son las *fallas oblicuas*, las *fallas en bisagra*, las *fallas en tijera* y las *fallas escalonadas*. Asimismo, es común encontrar en el campo *zonas de fallamiento* caracterizadas por casi todos estos tipos de fallas (Fig. 22).

Otra forma de clasificar a las fallas es con base en su expresión en la superficie terrestre (Fig. 23). Un *sistema de fallas* representa un grupo de fallas de ángulo alto que aflora en una faja más o menos ancha; una *zona de fallas* representa una faja de fracturas más o menos paralelas que se entrecruzan, con una anchura de varios kilómetros; y una *falla* representa la fractura principal, a lo largo de la cual se produjo la ruptura más reciente. Esta nomenclatura fue definida por John Crowell (1975) después de extensos estudios sobre la zona de fallas de San Andrés en California, una de las zonas de fallas más activa y mejor conocida del mundo.

Como vimos en la sección sobre tectónica de placas, el roce y la interacción de las grandes placas de la litosfera se produce en parte a lo largo de fracturas o zonas de fallamiento, produciendo a su vez, los grandes cin-

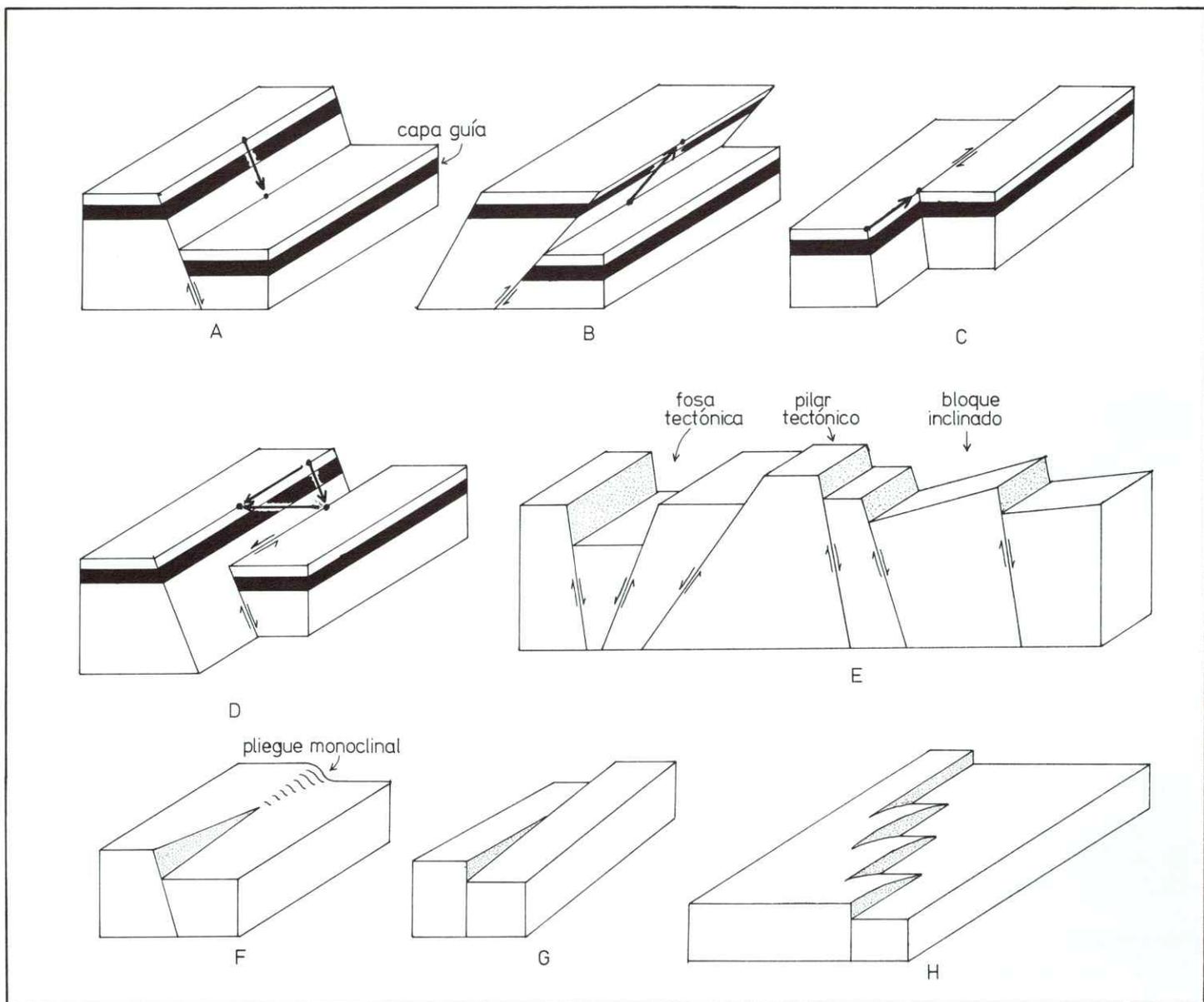
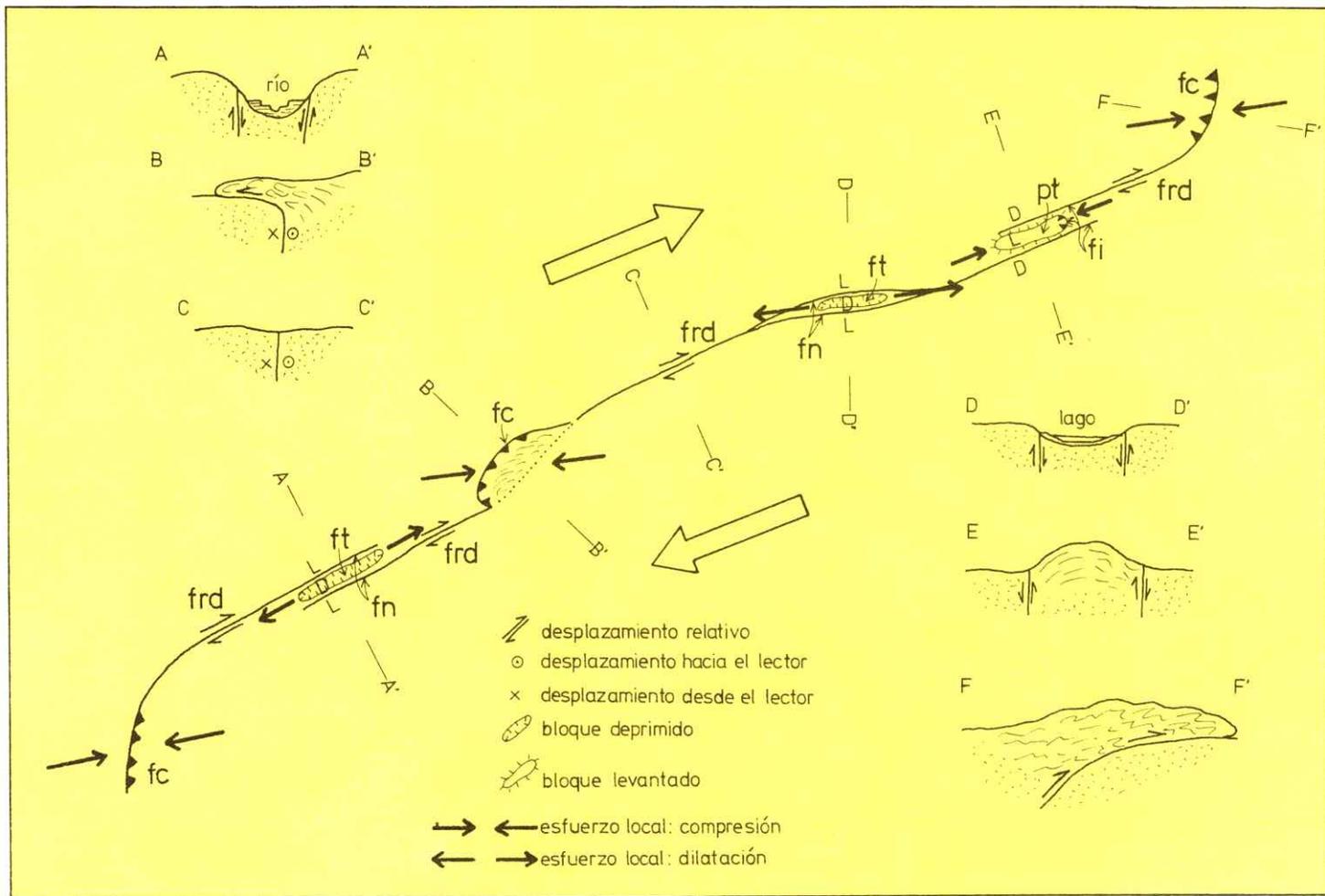


Figura 21. Principales tipos de fallas geológicas, indicadas esquemáticamente como bloques desplazados de la litosfera. El desplazamiento relativo entre los bloques está indicado por la capa guía de color negro. A. Falla normal: desplazamiento vertical hacia abajo. El plano de la falla está inclinado con ángulo alto (buzamiento alto)

hacia el bloque hundido. B. Falla inversa: desplazamiento vertical hacia arriba, con un bloque tendiendo a cabalgar el otro. El plano de falla buza con ángulo alto hacia el bloque levantado. Si el plano de la falla buza con el ángulo bajo (más horizontal), el cabalgamiento es mayor y se superponen los bloques; en este caso, la falla se denomina falla de corrimiento. C. Falla rumbo-deslizante: desplazamiento horizontal o de roce entre los dos bloques. El plano de la falla generalmente es vertical o buza con un ángulo muy alto con respecto a la horizontal. D. Falla oblicua: ejemplo más típico de la situación natural; desplazamiento normal (vertical) y rumbo-deslizante (horizontal) combinados. El desplazamiento neto es oblicuo, con una componente horizontal y otra vertical. E. Combinación de todos los tipos ideales de fallas (A a C), formando una topografía típica de fallamiento. La depresión entre dos bloques levantados se denomina fosa tectónica. El alto entre dos bloques hundidos se denomina pilar tectónico. El fallamiento puede también producir bloques inclinados en cualquier dirección. F. Falla de bisagra: este tipo de falla tiene un desplazamiento mayor en un extremo y en el otro sólo produce un plegamiento monoclinial (capa plegada hacia abajo en un solo lado) en la superficie (no hay ruptura) en el otro extremo. G. Falla de tijera: desplazamiento de bloques en forma rotatoria, con desplazamientos normales invertidos en ambos extremos de la falla. H. Falla escalonada: desplazamiento escalonado lateralmente. Estas pueden ser normales, inversas o rumbo-deslizantes.

Figura 22. Ejemplo esquemático de cómo pueden encontrarse todos los tipos principales de fallamiento a lo largo de una misma zona de fallas. En este caso se ilustra en forma de mapa una zona de fallas rumbo-deslizante hacia la derecha (las flechas grandes indican el desplazamiento rumbo-deslizante regional de dos bloques de la litosfera). A lo largo de la zona de falla, como es muy común en la naturaleza, existen irregularidades, tales como curvaturas o saltos en las trazas superficiales de los planos de falla activos. Dependiendo del sentido de la curvatura o salto (hacia la derecha o hacia la izquierda) se producen diferentes fenómenos tectónicos locales. En los saltos hacia la derecha se producen esfuerzos locales de dilatación y se hunde o deprime el bloque situado entre los dos planos de falla, formando una fosa tectónica. En los saltos hacia la izquierda, por el contrario, se producen esfuerzos locales de compresión y el bloque comprendido entre los planos de falla es levantado, formando un pilar tectónico. En forma similar, en los sitios de curvatura hacia la derecha se forman fosas tectónicas, y en los sitios de curvatura hacia la izquierda, debido a la compresión, se produce levantamiento y corrimiento de un bloque sobre el otro. En aquellos sitios donde el rumbo de la zona de fallas es aproximadamente paralelo a los esfuerzos regionales, en la litosfera el desplazamiento local es rumbo-deslizante hacia la derecha. En los extremos de la zona de fallas, con frecuencia se forman corrimientos de un bloque de litosfera sobre otro, en los cuales se encuentra acumulado el total del desplazamiento que se efectuó a lo largo de la zona de fallas. Las secciones transversales (A-A' a F-F') muestran esquemáticamente la estructura local de cada uno de estos rasgos tectónicos a lo largo de la zona de fallas. Símbolos: fc: falla de corrimiento; fi: falla inversa; fn: falla normal; frd: falla rumbo-deslizante; ft: fosa tectónica; pt: pilar tectónico.

(ver página 40)



turones o fajas de actividad sísmica reconocidos en la superficie terrestre.

Venezuela está situada en el borde entre dos placas de litosfera: la placa del Caribe y la placa de las Américas (Fig. 13), o también, la placa de América del Sur. La Fig. 24 muestra en forma esquemática las relaciones tectónicas de la región del Mar Caribe y las zonas de fracturamiento principales debidas a la inter-

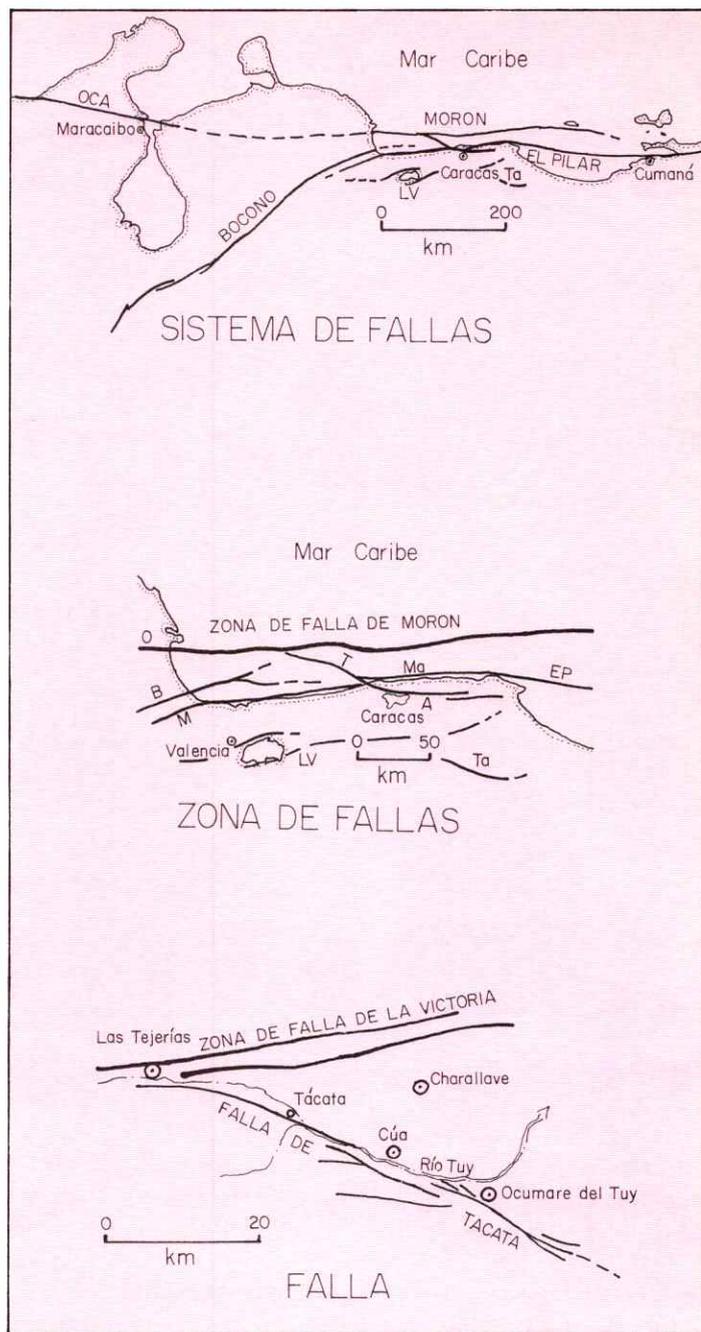
acción entre estas dos placas. La Fig. 25 muestra el sistema de fallas más importante de Venezuela y las zonas de fallas que producen la mayor parte de la *sismicidad* del país. Este sistema comprende (de oeste a este): 1. las zonas de fallas de Boconó, Oca, Morón y El Pilar; 2. la zona de fallas de La Victoria; y 3. numerosas fallas individuales, asociadas con las zonas de fallas anteriores, tales como las fallas de Valera, de

San Simón-Icotea, de Caparo, de Tacagua, de Táchata, del Avila, de Macuto, de Urica, de San Francisco y muchas otras.

EL AMBIENTE TECTONICO DE VENEZUELA Y LA FORMACION DE FALLAS

El primero en reconocer la existencia de grandes zonas de fallas, con un desplazamiento principal rumbo-deslizante, en Venezuela fue Emile Rod, un geólogo suizo, en 1956. En particular, Rod definió por primera vez las zonas de fallas de Oca, Boconó y El Pilar, y describió sus características más importantes. En esa época, el pensamiento geológico en Venezuela estaba dominado por la concepción clásica de continentes estáticos y desplazamientos verticales en la corteza, pro-

Figura 23. Dimensiones relativas de los sistemas de fallas, zonas de fallas y fallas (según Crowell, 1975). Un sistema de fallas consiste en un grupo de varias fallas formando una faja ancha y larga (cientos de kilómetros); este ejemplo representa el sistema de fallas de Boconó-Oca-Morón-El Pilar, el cual es el sistema de fallas más importante de Venezuela que genera la mayor parte de la actividad sísmica del país. Asociado a este sistema, se encuentra la zona de fallas de La Victoria (LV) y la falla de Táchata (Ta). Una zona de fallas consiste de una faja relativamente angosta (20 a 30 km.) de fracturas, las cuales se cruzan, unen y divergen; en este caso, se ilustra la zona de fallas de Morón, la cual representa el segmento central del sistema de fallas de Boconó (B)-Oca (O)-Morón (M)-El Pilar (EP); además están asociados a la zona de fallas de Morón, las fallas de Tacagua (T)-El Avila (A) y Macuto (Ma). Símbolos: LV: zona de fallas de La Victoria; TA: falla de Táchata. Una falla consiste de la fractura principal, a lo largo de la cual se produce ruptura; en este caso, se ilustra la falla de Táchata, perteneciente a la zona de fallas de La Victoria. Nótese la diferencia en las escalas de cada una de las ilustraciones.



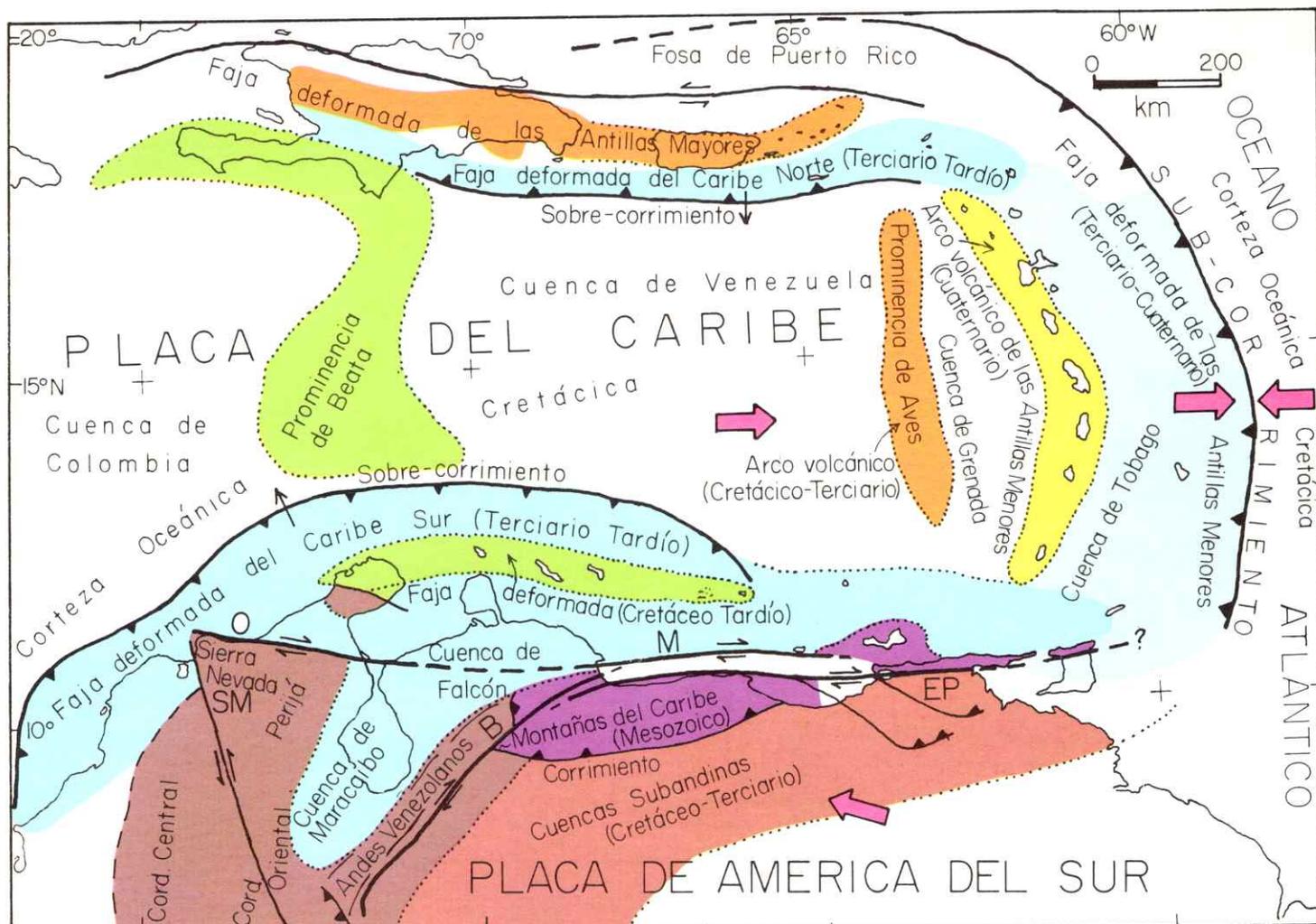


Figura 24. Mapa esquemático mostrando los principales aspectos tectónicos del Mar Caribe centro-oriental y regiones adyacentes (modificado y simplificado según Case y Dengo, 1982). El área terrestre comprende desde Haití al este alrededor del arco de las Antillas Menores y al oeste el norte de América del Sur hasta el Golfo de Darién. Se muestra la posición de los rasgos geológico-morfológicos y tectónicos del norte de Venezuela en relación al Caribe. En forma muy abreviada, los bordes norte, este y sur de la placa del Caribe consisten de una faja de rocas terciarias deformadas por: 1. el choque entre la placa y la corteza atlántica, formando el arco de islas volcánicas de las Antillas Menores; y 2. por el roce entre las placas del Caribe y América del Norte y Sur, con sobre-corrimientos parciales de estas placas sobre la primera. El borde sur de la placa del Caribe comprende una zona tectónicamente compleja, de aproximadamente 300 km. de ancho, la cual consiste, de norte a sur, de los si-

guientes rasgos: 1. la faja deformada del Caribe sur, representada principalmente por sedimentos terciarios sobre-corridos sobre la placa; 2. una faja deformada de corteza oceánica y rocas volcánicas mesozoicas y terciarias tempranas, que forma parte del sobre-corrimiento; y 3. un sistema de fallas convergentes y divergentes, a lo largo del cual se produce una parte significativa del desplazamiento relativo entre la placa del Caribe y la placa de América del Sur. Este sistema de fallas consiste de las zonas de fallas de Oca (O), Boconó (B), Morón (M), El Pilar (EP), y Santa Marta (SM), entre Colombia nororiental y Trinidad.

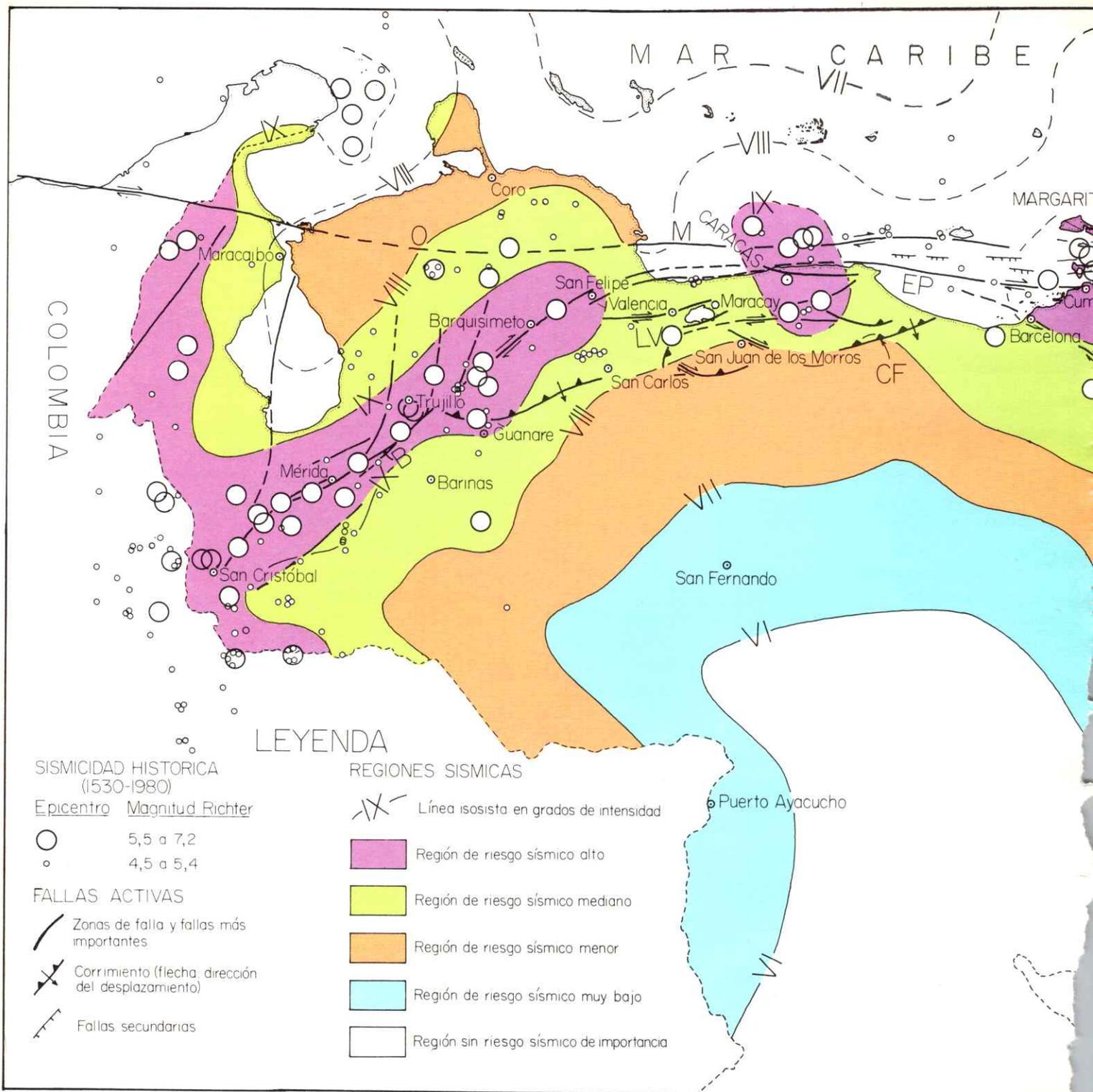
duciendo montañas y cuencas sedimentarias, en las cuales se acumuló el petróleo, cuyo estudio fue el objetivo fundamental de la gran mayoría de los geólogos. Al igual que con la tectónica de placas, fue sólo después de que se publicaron los primeros mapas geológicos, tectónicos y de sismicidad de Venezuela (por Bucher, Smith y Fiedler, entre 1952 y 1962), cuando se comenzó a tener una visión de la tectónica venezolana a escala del país y su relación con la tectónica continental y del Caribe.

En la actualidad, y en rasgos muy generales, se considera que el norte de Venezuela es parte del límite entre las placas del Caribe y de América del Sur (Fig. 24). En tierra firme y en la plataforma continental de Venezuela, este límite se caracteriza por un sistema de fallas orientado aproximadamente en dirección este-oeste, a lo largo de la costa y a través de los Andes y las Montañas del Caribe (nombre que en la literatura geológica venezolana se le ha dado a la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior). Este sistema de fallas se denomina Sistema de Fallas de Boconó-Oca-Morón-El Pilar y, como lo indica su nombre, está constituido principalmente por las cuatro zonas de fallas que la designan. Los rasgos tectónico-topográficos más importantes que intervienen en este límite de placas son: la Sierra Nevada de Santa Marta y la Cordillera Oriental (Colombia), la Sierra de Perijá, la cuenca del Lago de Maracaibo, los Andes venezolanos, la cuenca de Falcón, las Montañas del Caribe y las Fajas Deformadas al norte de Venezuela (Fig. 24). El desplazamiento relativo hacia el oeste de América del Sur con respecto al Caribe, en dirección este-oeste, origina un esfuerzo en la corteza terrestre, el cual consiste de compresión

en dirección este-oeste o en dirección este-sureste a oeste-noroeste, con componentes diagonales (noreste y noroeste). En otras palabras, a lo largo de las fallas que conforman el sistema de fallas de Boconó-Oca-Morón-El Pilar, la magnitud y la velocidad del desplazamiento depende de la orientación de las zonas de fallas con respecto a la dirección principal de esfuerzo este-oeste. Solamente en una dirección norte-sur podría generarse un esfuerzo de corrimiento; en las direcciones noreste, noroeste y este-oeste, se generan esfuerzos parcial o totalmente rumbo-deslizantes. El corrimiento de las Montañas del Caribe hacia el sur, mostrado en la Fig. 24, es un desplazamiento más antiguo de la placa del Caribe sobre América del Sur. Este corrimiento ha sido cortado y desplazado por el sistema de fallas que actúa hoy en día. Se estima que el sistema de fallas de Oca-Boconó-Morón-El Pilar data desde fines del Terciario (Tabla 1); antes de ese tiempo (Cretáceo a Terciario Medio), se cree que los esfuerzos tectónicos en la corteza de esta región tenían una orientación distinta (norte-noroeste a sur-sureste) y se formaron, entre otras estructuras, las Montañas del Caribe.

CARACTERÍSTICAS DE UNA FALLA ACTIVA: LA FALLA DE BOCONO

La característica fundamental de una falla activa es su actividad sísmica. En la Fig. 25 se muestra la sismicidad de Venezuela y la localización de las principales zonas de fallas y fallas. Es evidente la concentración de epicentros de terremotos en las cercanías de las zonas de fallas. Una de las zonas de fallas más importante y



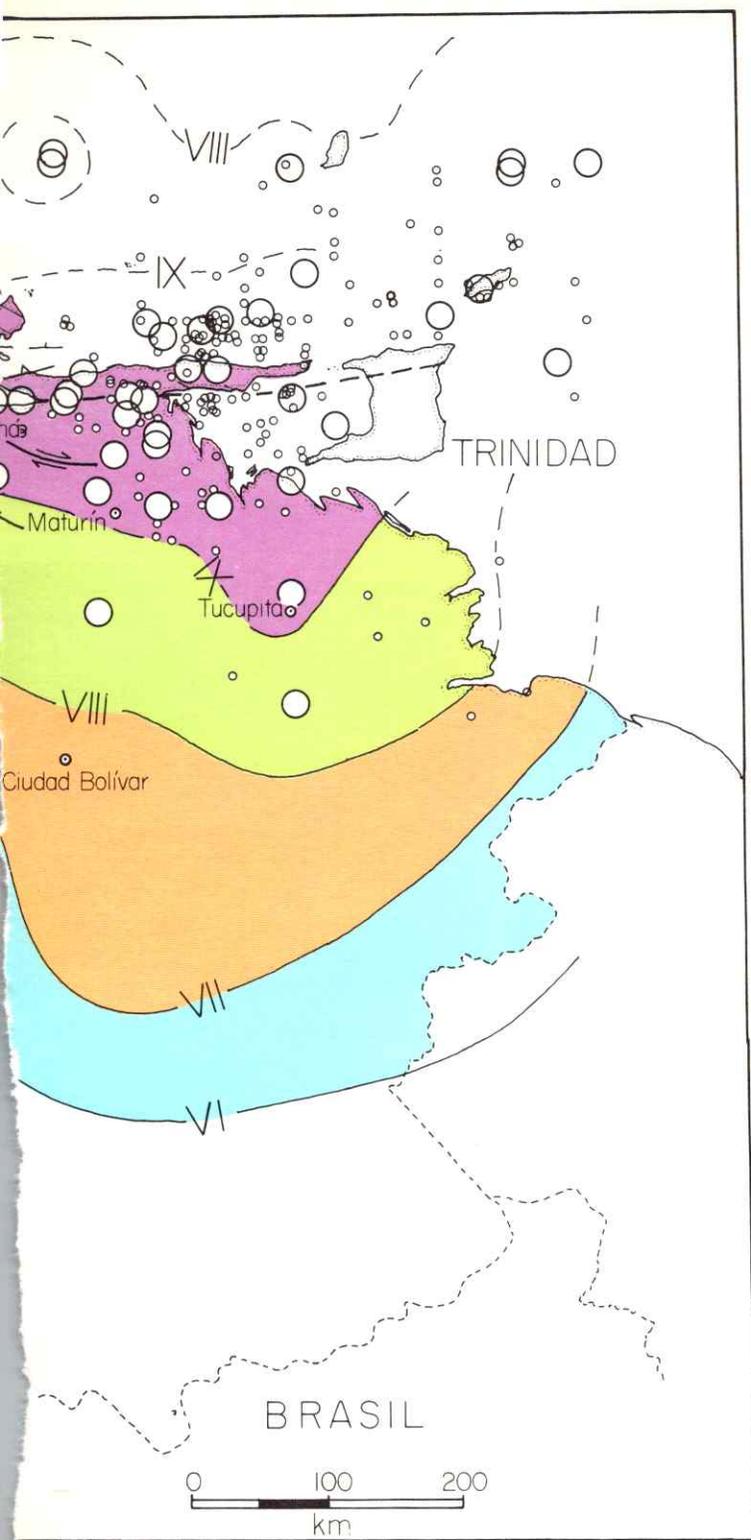


Figura 25. La sismicidad histórica de Venezuela (1530-1980) en relación con las principales fallas geológicas activas (simplificado y modificado según Fiedler, 1981, y Schubert, 1982b). Las líneas negras gruesas representan las principales fallas activas, según comprobación en el campo, en imágenes aéreas y por su sismicidad. Símbolos: B: falla de Boconó, con desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha; CF: corrimiento frontal de las Montañas del Caribe, las cuales cabalgan a la placa de América del Sur de noroeste a sureste, y es más antiguo que el sistema de fallas; EP: falla de El Pilar; LV: falla de La Victoria; M: falla de Morón; O: falla de Oca; todas con desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha. La sismicidad se representa como la localización de epicentros de terremotos discriminados en dos rangos de magnitudes Richter: terremotos medianos (4,5 a 5,4) y terremotos fuertes (5,5 a 7,2). La regionalización sísmica de Venezuela se realizó estimando el área hasta donde llegan a sentirse intensidades específicas, tal como se explica en el texto. Sólo se incluyen las curvas isosísticas hasta la intensidad VI, la cual es aproximadamente el límite en el cual comienzan los daños significativos durante un terremoto. Las tres áreas de mayor riesgo sísmico son: los Andes y la Sierra de Perijá, la región de Caracas y la región nororiental (esto ya fue notado por Centeno-Grañi en la primera edición de su volumen en 1940). Nótese la concentración de terremotos fuertes en esas regiones y su asociación con zonas de fallamiento importantes. La dispersión de los epicentros en la región nor-oriental se debe a la interacción compleja entre la placa del Caribe, la placa de América del Sur y la litosfera atlántica.

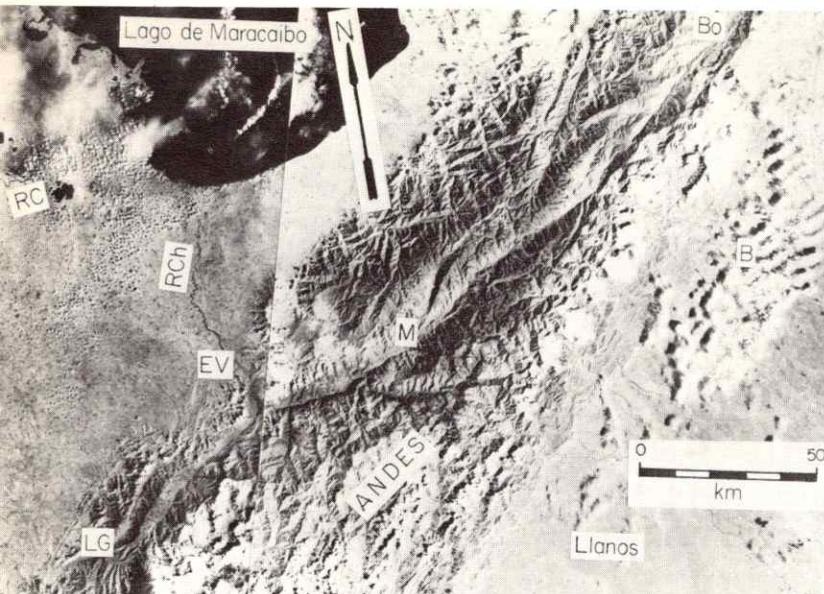


Figura 26. Imagen del satélite ERTS-NASA de la región occidental de Venezuela, mostrando parte de la cuenca del Lago de Maracaibo, los Andes Centrales y parte de los Llanos. Símbolos: B: Barinas; Bo: Boconó; EV: El Vigía; RC: Río Catatumbo; RCh: Río Chama; LG: La Grita; M: Mérida. Nótese la traza de la falla de Boconó en dirección noreste, desde La Grita hasta Boconó, pasando por Mérida. Se pueden ver otras trazas de fallas que convergen y divergen de la falla de Boconó.

mejor conocida de Venezuela es la zona de fallas de Boconó, la cual, además, tiene la ventaja de aflorar en tierra firme en toda su longitud y es, así, asequible a ser estudiada. Esta zona de fallas está orientada en dirección noreste y atraviesa diagonalmente a los Andes venezolanos, desde la depresión del Táchira hasta el Mar Caribe en Morón. En el último tramo, antes de llegar al Caribe, corta y desplaza el extremo occidental de las Montañas del Caribe.

En las Figs. 26 y 27 se muestra la traza de la falla de Boconó (la fractura más reciente y activa dentro de la zona de fallas de Boconó) en la superficie. Las zonas

sombreadas con puntos representan depresiones tectónicas locales, de las cuales las más importantes son: la cuenca de Las González, al suroeste de Mérida, y la cuenca del río Yaracuy, entre Barquisimeto y Morón. La falla se caracteriza por una traza superficial más o menos continua por aproximadamente 500 km., y frecuentes fallas que convergen o divergen con la traza principal.

En el campo, la traza de la falla de Boconó se reconoce por las modificaciones que produce en la morfología de la superficie terrestre. Debido a que en gran parte la falla de Boconó atraviesa una cordillera, desde el nivel del mar hasta 3.600 m. de elevación, la traza de la falla y los efectos del desplazamiento a lo largo de ella, están sometidos a una erosión intensa y, por lo tanto, los rasgos que la caracterizan no duran mucho, geológicamente hablando (algunos miles de años). Esto implica que los rasgos típicos de la falla representan una actividad geológicamente reciente y atestiguan que es, en efecto, una falla activa.

En la Fig. 27 se indican los diferentes rasgos geomorfológicos que caracterizan a la traza de la falla de Boconó en forma de iniciales; estos rasgos son típicos de fallas activas, en particular de fallas rumbo-deslizantes. Los rasgos están listados en orden de abundancia (de más abundantes a menos abundantes) para cada segmento de la falla comprendido entre dos poblaciones a lo largo de ellas.

Los principales rasgos geomorfológicos de esta falla activa son: aluviones desplazados, fuentes de agua termal, colinas desplazadas, ciénagas de falla, depresiones abiertas, depresiones cerradas, drenajes desplazados, planos y espejos de falla con o sin indicios del desplazamiento relativo, escarpas de falla, entalladuras en las laderas de montaña, lagunas de falla, fumarolas, facetas triangulares en las laderas de montaña, escalones de falla, zonas de roca triturada, rasgos de origen glacial desplazados, pasos de montaña en forma de silla, trincheras de falla y valles alineados.

Los aluviones desplazados (AD) consisten de aba-

nicos de sedimentos depositados por quebradas y ríos a través de la traza de la falla, la cual eventualmente los corta y desplaza. Las aguas termales (AT) y fumarolas (FU) consisten de emanaciones de agua caliente, con frecuencia sulfurosa, y con menos frecuencia, emanaciones de vapor en forma más o menos violenta, a lo largo de la traza de la falla. Este es uno de los indicios más evidentes de la actividad reciente de la falla. Las

colinas desplazadas (CD) se forman cuando la traza de la falla corta una colina o cerro y desplaza relativamente los dos lados adyacentes. Las depresiones cerradas (DC) o abiertas (DA) consisten de pequeños hundimientos a lo largo de la traza de la falla, los cuales, de estar cerrados, pueden contener lagunas de falla (LF) o ciénagas de falla (CF), o bien, pueden estar abiertas con un drenaje hacia el exterior. Los drenajes desplaza-

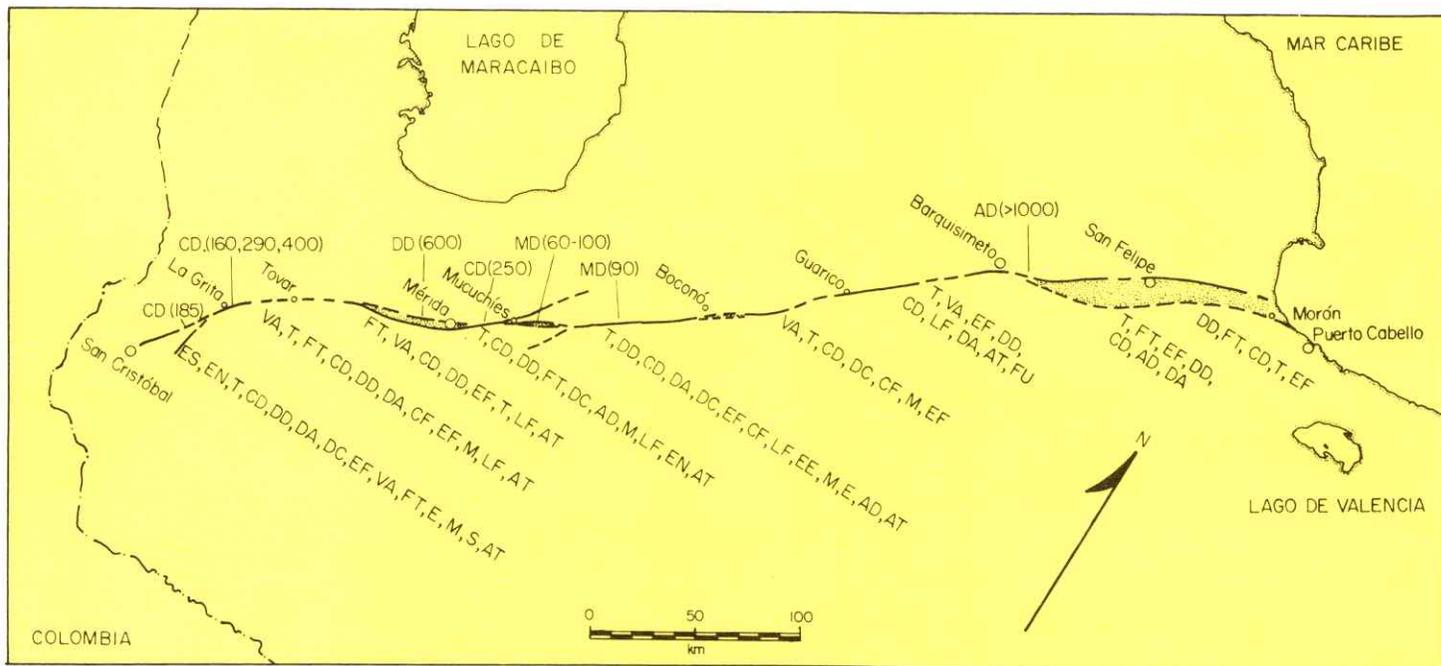


Figura 27. Mapa de la región occidental de Venezuela mostrando la localización de la traza de la falla de Boconó, entre San Cristóbal y Morón. Las zonas sombreadas con puntos representan depresiones tectónicas locales formadas en las zonas de curvatura o saltos laterales en la traza. Las iniciales representan los rasgos geomorfológicos neotectónicos determinados (los números indican el desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha, en metros) entre cada una de las poblaciones a lo largo de la traza (en orden de abundancia decreciendo de izquierda a derecha). Símbolos: AD: aluvión desplazado; AT: aguas termales; CD: colina desplazada; CF: ciénaga de falla; DA: depresión abierta; DC: depresión cerrada; DD: drenaje desplazado; E: espejo de falla; EE: espejo de falla estriado; EF: escarpa de falla; AN: entalladura; ES: escalón de falla; FU: fumarola; FT: faceta triangular; LF: laguna de falla; M: milonita, roca triturada o harina de falla; MD: morrena desplazada; S: paso de montaña en forma de silla; T: trinchera de falla; VA: valle alineado. Ver explicación de cada uno de estos rasgos en el texto.

dos (DD) se forman cuando la traza de la falla corta el curso de un río o quebrada, desplazándolo y obligándolo a seguir a lo largo de la traza por una distancia variable. Una escarpa de falla (EF) se produce por un levantamiento pequeño a lo largo de la traza de la falla, por un desplazamiento horizontal de una zona de mayor elevación que la adyacente a través de la falla, o por la erosión diferencial de un lado de la traza. A lo largo de una escarpa puede aflorar el plano de la falla en la roca expuesta, el cual puede mostrar un espejo de falla (E), el cual consiste de un plano pulido por el desplazamiento más reciente; este espejo de falla puede tener estrías o surcos paralelos (EE), los cuales indican la dirección relativa del último desplazamiento. La roca asociada con el plano de falla puede estar triturada (arena o harina de falla) o puede consistir de un material, generalmente verdoso, deformado en forma plástica, denominado *milonita* (M). La traza de la falla activa, al atravesar un cerro o ladera de montaña, puede formar una entalladura (EN), la cual es realzada por la erosión posterior. Si esta entalladura se produce en un filo de montaña puede aparecer como un paso de montaña en forma de silla (S). Un escalón de falla (ES) se produce en una ladera debido a un desplazamiento vertical o a la erosión a lo largo de la traza. En algunos sitios a lo largo de una traza activa, especialmente donde la traza cambia de dirección o donde hay saltos laterales en la traza, se producen depresiones relativamente grandes con desplazamiento local vertical, el cual produce en las laderas facetas triangulares (FT), las cuales indican los planos de desplazamiento vertical. En las partes altas de la cordillera, por encima de los 3.000 m., se encuentran indicios de sedimentación y erosión por los glaciares de la última glaciación del Cuaternario (Tabla 1), la cual culminó con un avance de los glaciares hasta esa elevación hace aproximadamente 18.000 años. Uno de los rasgos sedimentarios más prominentes dejados por los glaciares son las *morrenas*, grandes cerros alargados, en forma de herradura, que representan los bordes de los antiguos glacia-

res. Estas morrenas fueron cortadas por la falla de Boconó y desplazadas (MD). Las trincheras de falla (T) son depresiones angostas, largas y rectas a lo largo de la traza de la falla. Los valles alineados (VA) se forman debido a la relativa facilidad con que un río o quebrada puede erosionar la roca triturada a lo largo de la falla.

En la Fig. 28 se muestran ejemplos de algunos de estos rasgos a lo largo de la falla de Boconó. Todos estos rasgos, de hallarse en forma aislada, no serían indicio seguro de la existencia de una falla. Es la alineación repetida y constante de todos estos rasgos a lo largo de una dirección cualquiera, la que sugiere la existencia de una falla activa.

En la Fig. 27 se muestran, además, entre paréntesis, los desplazamientos medidos en metros de los rasgos neotectónicos a lo largo de la falla de Boconó. En la Tabla 6 se relacionan los desplazamientos rumbo-deslizantes hacia la derecha medidos en la falla de Boconó. En general, el desplazamiento aumenta con la edad del rasgo desplazado, como se espera de una falla activa por un tiempo más o menos largo. El desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha máximo que se ha detectado es de aproximadamente 100 km., medido en el desplazamiento del Corrimiento Frontal de las Montañas del Caribe. Este corrimiento se estima que tiene una edad Terciario Inferior a Medio; por lo tanto, el desplazamiento por la falla de Boconó data de una época posterior, Terciario Medio a Superior, o sea, aproximadamente unos 25 millones de años. Esto sugiere, a su vez, que durante ese lapso de tiempo, la velocidad de desplazamiento a lo largo de la falla de Boconó fue de aproximadamente $100 \text{ km}/25.000.000 \text{ años} = 0,4 \text{ cm/año}$. Según la Tabla 6, el desplazamiento de morrenas de origen glacial por la falla de Boconó varía entre 60 y 250 m.; la edad máxima de estas morrenas es de 18.000 años. Por lo tanto, la velocidad de desplazamiento a lo largo de la falla de Boconó desde la formación de las morrenas varía entre 0,3 y 1,0 cm/año.

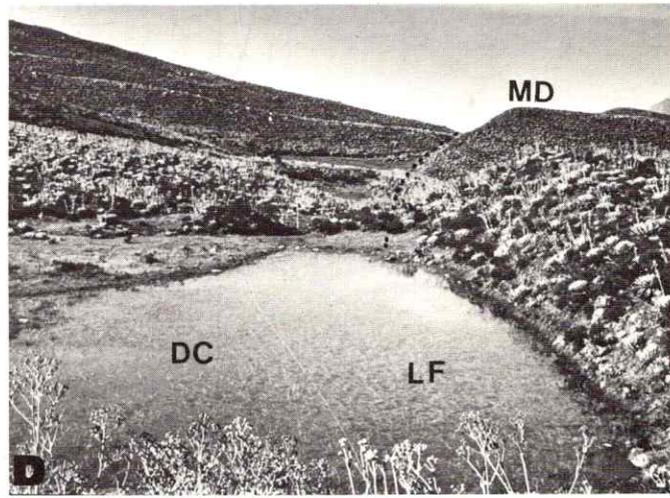
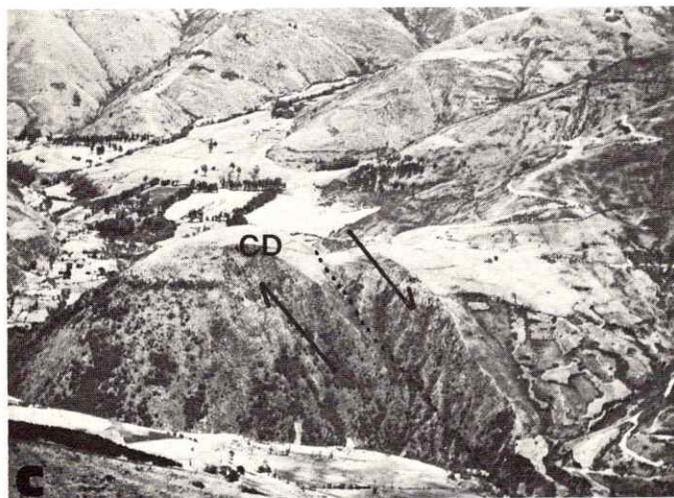
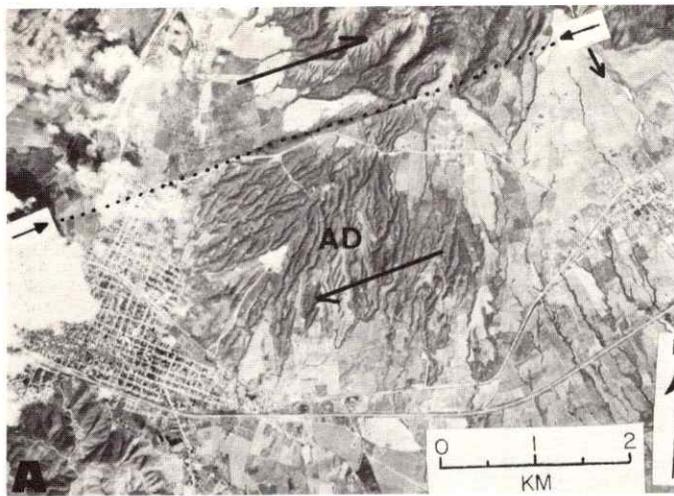
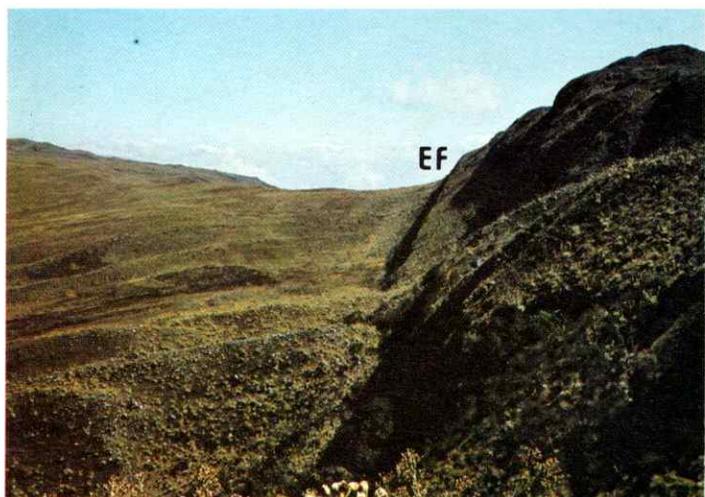
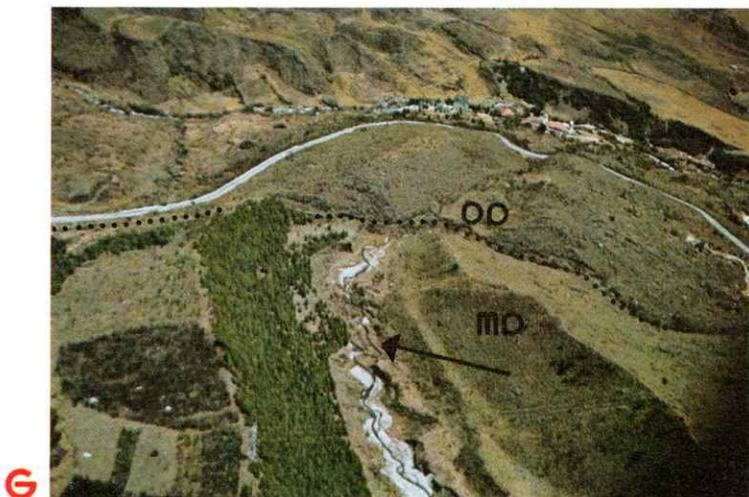
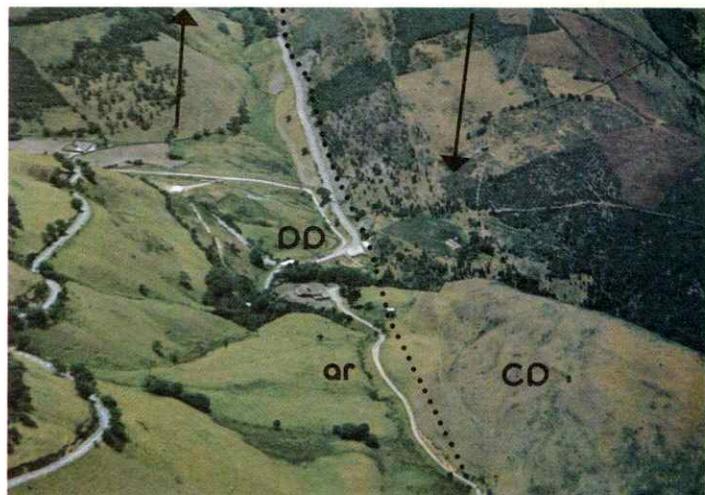
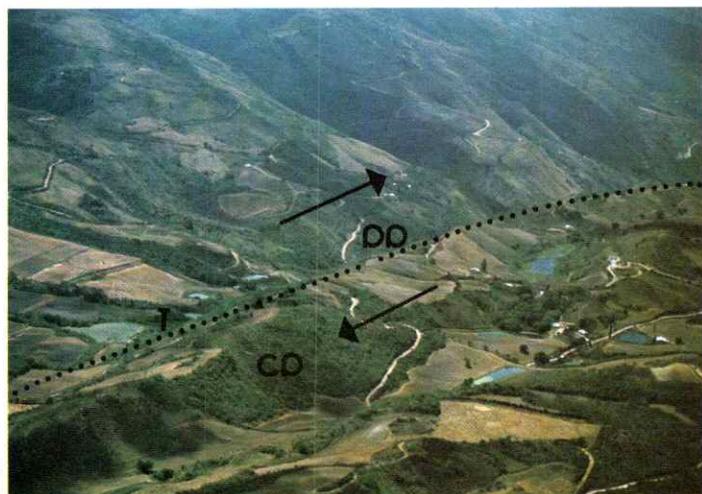
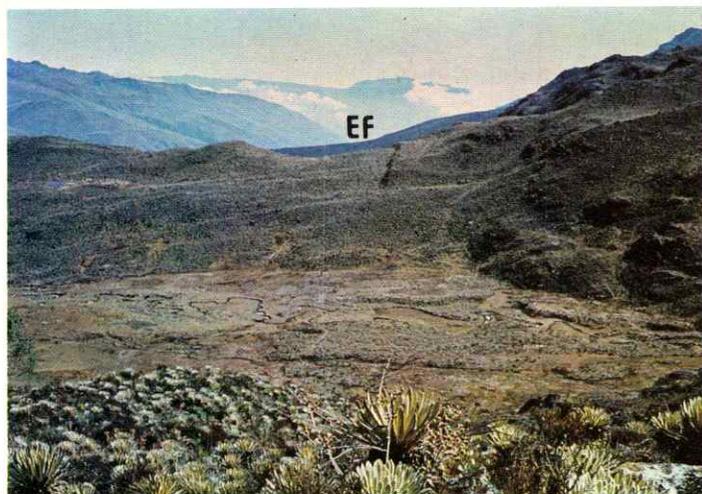


Figura 28. Ejemplos de rasgos neotectónicos a lo largo de la traza superficial de la falla de Boconó. La traza de la falla se representa por una línea de puntos. El desplazamiento relativo está indicado por las flechas negras gruesas. **A.** aluvión desplazado (AD) al noreste de Yaritagua (Estado Lara). El aluvión fue depositado por la quebrada marcada por la flecha hacia el sureste y desplazado hacia el suroeste por la falla de Boconó. El desplazamiento es mayor a 1 km. **B.** aluvión cortado por la traza de la falla al oeste de Santo Domingo (Estado Mérida). El aluvión fue depositado en el valle del río Santo Domingo por una quebrada desde la izquierda. **C.** colina desplazada (CD) en Mucurubá (Estado Mérida). **D.** traza de la falla en Mucubají (Estado Mérida), mostrando una depresión cerrada (DC) rellena por una laguna de falla (LF). En el fondo se ve una morrena desplazada (MD); la colina a la derecha de la traza está 80 m. más cerca del lector que la continuación de la colina a



la izquierda. **E.** trinchera de falla (T) conteniendo una depresión cerrada (DC), al sur de Bailadores (Estado Mérida). **F.** traza de la falla mostrando colinas desplazadas (CD), un drenaje desplazado (DD) marcado por una línea interrumpida y un aluvión represado (AR). Este aluvión fue depositado por la quebrada desde la izquierda (flecha) contra la colina desplazada. Esta localidad está al norte de La Grita (Estado Táchira). **G.** morrenas desplazadas (MD) y el drenaje interno del valle morrénico desplazado hacia la derecha (DD), cerca de Mucubají (Estado Mérida). **H.** escarpa de falla (EF) en el páramo de Llano Corredor (Alto Río Aracay, Estado Mérida). Se ve el plano de falla aflorando en la escarpa, de perfil al lector. **I.** escarpa de falla (EF) en una morrena de Mucubají (Estado Mérida). Esta escarpa pertenece a una falla menor asociada a la falla de Boconó, y desplazó a la morrena verticalmente por unos metros (lado izquierdo hacia abajo). **J.** morrena desplazada (MD) cerca de Mucubají



(Estado Mérida). La cara triangular en la morrena representa el sitio por donde fue cortada por la falla. **K.** trinchera de falla (T) cerca de Sanare (Estado Lara). La colina desplazada (CD) represó todas las quebradas del lado izquierdo y desplazó todos sus drenajes (DD). **L.** valle alineado del río Burate (Estado Trujillo), a lo largo de la traza de la falla.

En la Fig. 29 se muestra la relación entre la longitud total de una falla y su desplazamiento total, según una compilación mundial de fallas. En ella se nota la concordancia entre la longitud total de la falla de Bo-

conó (500 km.) y el desplazamiento total detectado en ella (aproximadamente 100 km.). Finalmente, en la Fig. 30 se ilustra en forma esquemática y en forma tridimensional, el desplazamiento a lo largo de una falla

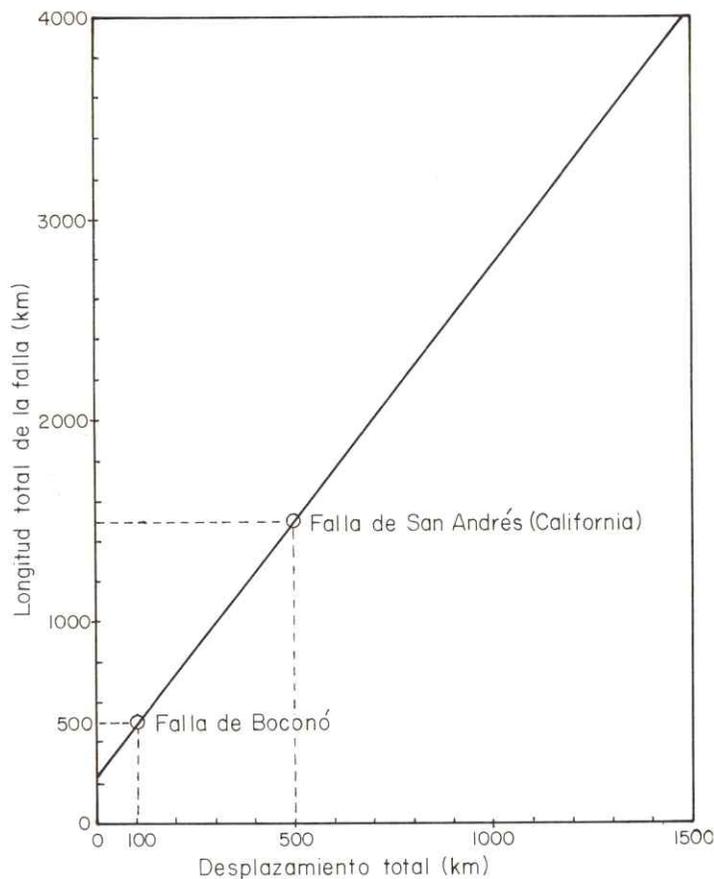


Figura 29. Representación gráfica de la relación entre la longitud de una falla rumbo-deslizante y el desplazamiento total a través de ella, según compilación mundial de 15 fallas con datos confiables, realizada por H. W. Menard (1962). En el cálculo estadístico de esta relación se incluyeron los datos de la falla de Boconó (500 km. de longitud total y aproximadamente 100 km. de desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha total). Si se considera la longitud total del sistema de fallas de Boconó-Morón-El Pilar (más de 1.300 km.), según esta relación, el desplazamiento total a lo largo del sistema debería ser más de 400 km., en sentido rumbo-deslizante hacia la derecha. El hecho de que, hasta el presente, no

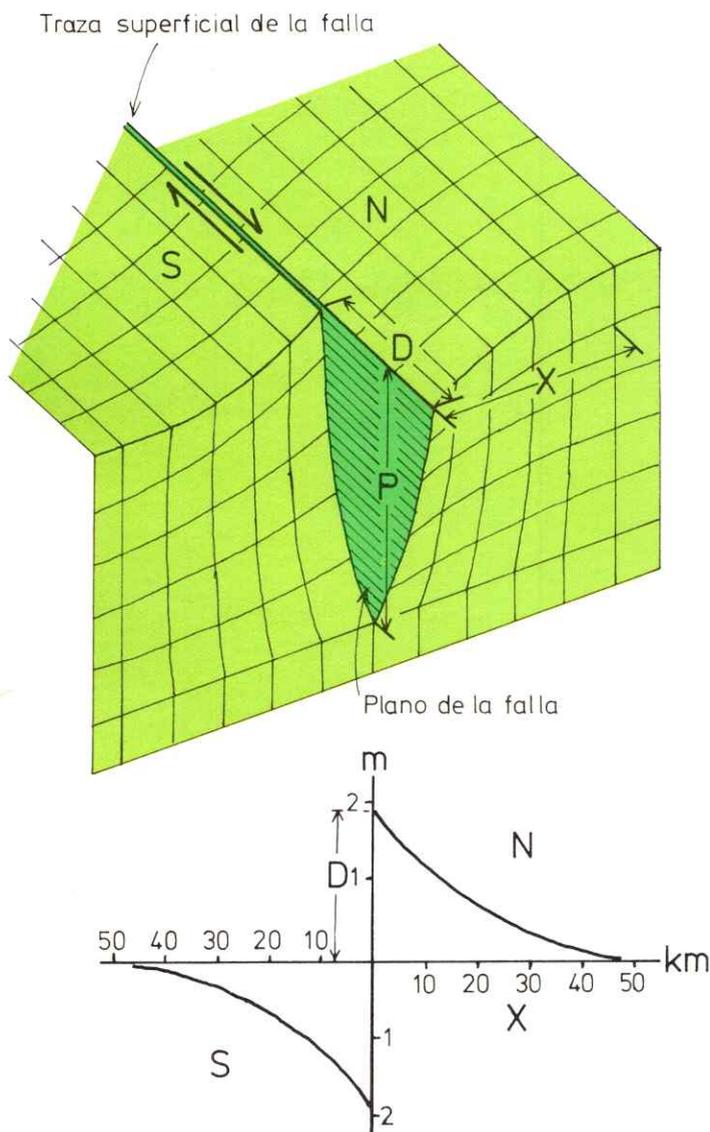
se ha detectado un desplazamiento total de esta magnitud a lo largo del sistema, sugiere que cada una de las zonas de fallas que lo componen actúe en forma relativamente independiente o individual.

TABLA 6

Desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha, medido en rasgos geológicos y geomorfológicos de edades variables, a lo largo de la falla de Boconó (compilados por Schubert, 1982a)

Desplazamiento	Tipo y edad del rasgo
100 km.	Desplazamiento del Corrimiento Frontal (Terciario Temprano).
15-75 km.	Afloramientos de rocas Precámbricas-Terciarias.
68 km.	Desplazamiento del Corrimiento Frontal (Terciario Temprano).
65 km.	Afloramiento de rocas Precámbricas-Paleozoicas.
50 km.	Contraste en rocas metamórficas (Mesozoico Tardío).
45 km.	Desplazamiento de rocas Cretácicas.
40 km.	Desplazamiento de rocas Paleozoicas.
10-37 km.	Desplazamiento de rocas pre-Cretácicas.
33 km.	Drenaje desplazado (Terciario Tardío?).
30 km.	Contraste en rocas metamórficas (Mesozoico Tardío).
9 km.	Desplazamiento de rocas Cretácicas.
120-1.000 m.	Aluvión desplazado (Cuaternario).
70-1.600 m.	Colinas desplazadas (Cuaternario).
120-600 m.	Drenaje desplazado (Cuaternario).
100-400 m.	Aluvión desplazado (Cuaternario).
100-250 m.	Morrenas desplazadas (Cuaternario Tardío).
80-100 m.	Morrenas desplazadas (Cuaternario Tardío).
98 m.	Morrenas desplazadas (Cuaternario Tardío).

- 60-80 m. Morrenas y drenajes desplazados (Cuaternario Tardío).
- 1-80 m. Rasgos glaciales desplazados (Cuaternario Tardío).
- 62-69 m. Morrenas desplazadas (Cuaternario Tardío).



rumbo-deslizante hacia la derecha (como la falla de Boconó) y la deformación que se produce en sus cercanías. En el gráfico se muestra la magnitud del desplazamiento (D) en metros a distancias progresivamente mayores (X), en kilómetros, desde la traza superficial de la falla, para un ejemplo típico medido. Se nota que el desplazamiento disminuye rápidamente, generalmente en las primeras decenas de kilómetros desde la traza. La zona de ruptura en el plano de la falla se extiende hasta la profundidad (P) a la cual el comportamiento de las rocas ya no es elástico sino dúctil o plástico. Esta profundidad varía de acuerdo a las condiciones de la litosfera; en la falla de Boconó se estima que es de una o dos decenas de kilómetros.

Figura 30. Representación gráfica del desplazamiento, profundidad de ruptura y deformación a lo largo de una falla activa. En el diagrama superior, en la traza superficial se detecta un desplazamiento rumbo-deslizante hacia la derecha, de magnitud D. La profundidad (P) hasta la cual llega la ruptura en el plano de la falla varía de acuerdo con las condiciones locales de la litosfera, pero corresponde a la profundidad a la cual el comportamiento de las rocas, debido a la presión y temperatura, pasa de elástico (sólido) a dúctil o plástico. Las líneas en el diagrama tridimensional representan el campo de deformación en la litosfera. El gráfico inferior muestra el desplazamiento medido en metros a distancias progresivamente mayores (X; en kilómetros) desde la traza superficial de la falla en los dos bloques adyacentes a la falla (N y S).



Predicción de terremotos

El objetivo principal de la predicción de terremotos es la determinación precisa del momento, sitio y magnitud de un terremoto. La dificultad principal en la realización de este objetivo es que, a pesar de los avances en las investigaciones sismológicas, todavía no se conocen con precisión las condiciones y causas de un terremoto; además, no se han podido realizar observaciones directamente en el área del foco de un terremoto y debemos limitarnos a observaciones indirectas, desde la superficie terrestre o en minas y pozos.

Kasahara (1981) reconoce cuatro etapas en el proceso de predicción sísmica, en orden decreciente de incertidumbre: la predicción estadística, la predicción tectónica, la predicción física y la "alarma inminente".

La *predicción estadística* presupone que la secuencia de terremotos en una región particular ocurre en forma estadística, con un período específico de repetición. Esta etapa es necesariamente imprecisa y es adecuada solamente como una investigación preliminar. Por ejemplo, para la región de Cumaná, la relación de terremotos ruinosos, entre 1530 y 1929, compilada por Fiedler (1961), sugiere un período de repetición de aproximadamente 22 ± 22 años. Esto quiere decir que el período de repetición de un terremoto ruinoso en Cumaná está entre 0 ($22 - 22$) y 44 ($22 + 22$) años. Claramente, esta precisión no es buena y se debe prin-

cipalmente a la corta historia sísmica de la región (450 años).

La *predicción tectónica* se ocupa de estudiar la magnitud, el tipo y cualquier otro parámetro tectónico de un terremoto que pueda ocurrir en una región cualquiera. Uno de los aspectos más importantes es el *estudio neotectónico* detallado de las zonas de fallas activas, con el objetivo de cuantificar con la mayor precisión posible la cantidad de desplazamiento acumulado y los eventos sísmicos que lo produjeron. En este sentido, la predicción tectónica no se ocupa del tiempo preciso de ocurrencia de un terremoto sino del período entre terremotos.

La *predicción física* trata de determinar los tres factores (tiempo, sitio y magnitud) de un terremoto con base en el conocimiento de las leyes físicas que regulan los procesos sísmicos. En este sentido, es la etapa más importante y, a la vez, la más difícil de realizar, debido a que esas leyes físicas no se conocen todavía a cabalidad.

Finalmente, la "*alarma inminente*" no es, en realidad, una técnica de predicción. Es, más bien, un método práctico para reducir los efectos de un terremoto y consiste en un sistema de observación automatizado, el cual, en el caso de un terremoto inminente, puede mantener operativos a aquellos organismos que son indispensables durante la crisis.

La Fig. 31 muestra esquemáticamente el proceso de predicción sísmica, y la Tabla 7 resume los problemas de investigación, los objetivos y las aplicaciones prácticas de la predicción de terremotos. Los aspectos sismológicos que son de importancia para la eventual predicción son: el régimen espacial de los terremotos, el mecanismo de su producción, el foco, el análisis de la frecuencia de los terremotos y los diferentes aspectos en la detección de los mismos. El estudio de la deformación consiste en mediciones geodésicas y topográficas para cuantificar el movimiento a corto plazo de la corteza terrestre, ya sea de levantamiento, de hundimiento, de inclinación u horizontal. Los procesos electromagnéticos que se estudian con respecto a la predicción son los cambios en las *corrientes telúricas* (corrientes eléctricas subterráneas dentro de la corteza terres-

tre), la variación en la magnitud y orientación del campo magnético de la Tierra en un sitio específico y los cambios en la conductividad eléctrica de las aguas subterráneas. Los procesos geoquímicos que han sido considerados importantes en la predicción, son los cambios en la concentración de gases en las rocas o la composición química del agua en manantiales, pozos, etc. Finalmente, las condiciones térmicas, tales como los cambios en el flujo de calor en perforaciones o manantiales, son objetivos de estudio para la predicción de terremotos.

Todos estos parámetros son analizados, particularmente cuando forman parte de los *eventos precursoros* de un terremoto. Eventualmente se llegará a establecer una relación causal y temporal entre estos precursores y el terremoto posterior.

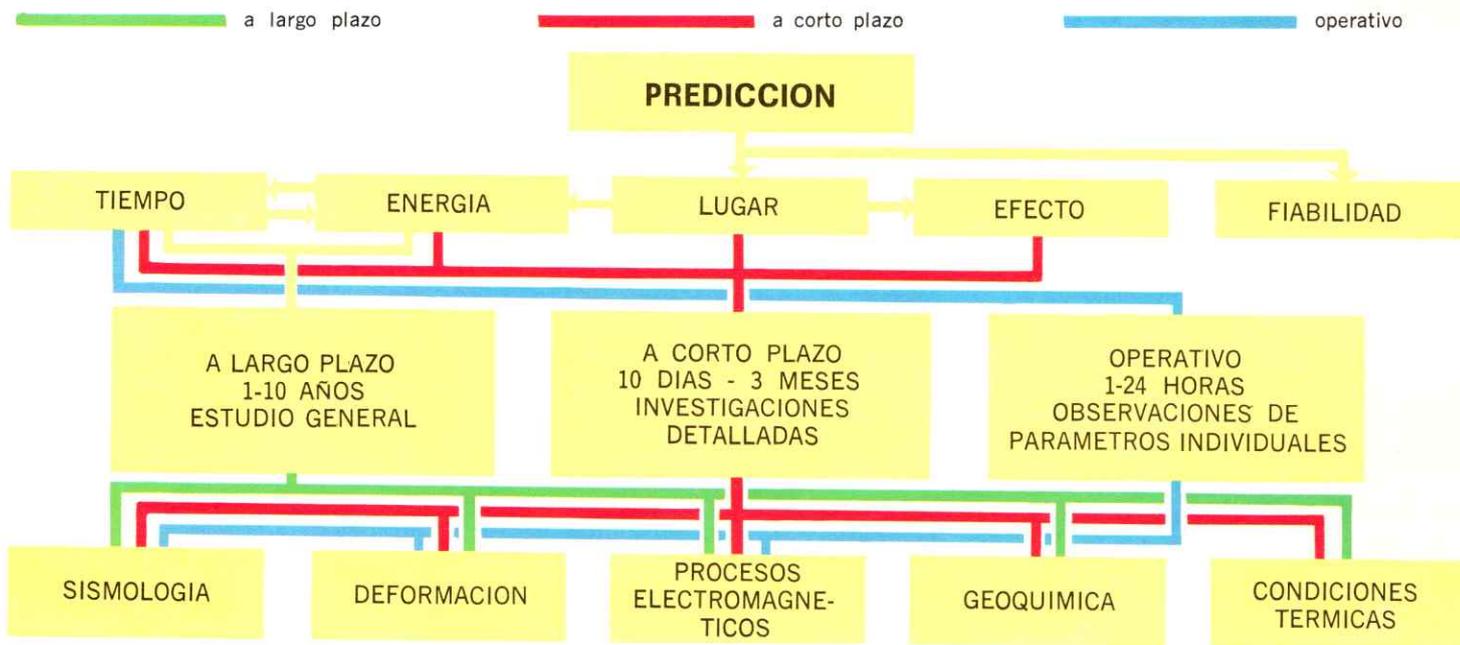


Figura 31. Factores que intervienen en la predicción sísmica (simplificado según Savarenskij y Nersesov, 1980). Ver el texto para la explicación detallada.

TABLA 7

Plan general de investigación sobre predicción de terremotos (simplificado según Savarenskij y Nersesov, 1980).

Problemas de investigación	Objetivos	Aplicaciones prácticas
Naturaleza física Lugar Tiempo Magnitud esperada Intensidad esperada Fenómenos secundarios asociados	Zonificación sísmica Evaluación de los efectos Predicción sísmica	Planificación de construcciones Preparación de planes de emergencia Planes de evacuación y sistemas de alerta Efectos sociales y económicos

LA PREDICCIÓN DE TERREMOTOS EN VENEZUELA

En países como Japón, la Unión Soviética y Estados Unidos, cada uno con vastas regiones afectadas por terremotos, las investigaciones resumidas en la sección anterior han tenido gran auge en los últimos años. Esto ha sido impulsado principalmente por el establecimiento de redes de observación extensas, con cientos de sismógrafos repartidos en grandes áreas. Esto permite el estudio detallado de cada terremoto y su inclusión en un programa de estudio global de la actividad sísmica.

En Venezuela, se está comenzando a establecer una red de sismógrafos comparable, particularmente después de la creación de la *Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas* (FUNVISIS), organismo que coordina todas las investigaciones sismológicas del país. Esta institución fue fundada sobre las bases de la labor pionera realizada por el *Observatorio Cajigal* a través de muchas décadas de trabajo tesonero y sin recursos adecuados. Además, existen grupos de trabajo que realizan investigaciones locales, notablemente en la Universidad de los Andes (Mérida) y la Universidad del Zu-

lia (Maracaibo). Mientras se termina de instalar esta red sismográfica y se puede comenzar a investigar la etapa de *predicción física*, se están adelantando investigaciones relacionadas con la *predicción tectónica*. Estas investigaciones, llevadas a cabo principalmente por FUNVISIS, el Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas (IVIC), la Universidad del Zulia, la Escuela de Geología de la Universidad Central de Venezuela, y el Ministerio de Energía y Minas, se concentran en el sistema de fallas más importante de Venezuela: el sistema de fallas de Boconó-Morón-El Pilar, y las zonas de fallas y fallas asociadas a este sistema.

La única falla venezolana sobre la cual existe un estudio preliminar, pero relativamente completo, es la falla de Boconó. Esta falla, como vimos anteriormente, se extiende desde la depresión del Táchira hasta Morón, sobre el Mar Caribe, una extensión de más de 500 km. A lo largo de toda su extensión se han observado y cartografiado indicios de desplazamiento, particularmente los desplazamientos geológicamente más recientes, ya que son éstos los más prometedores en un análisis de la actividad sísmica actual y futura a lo largo de la falla (Fig. 27). Además, en 1974 se inició un proyecto de

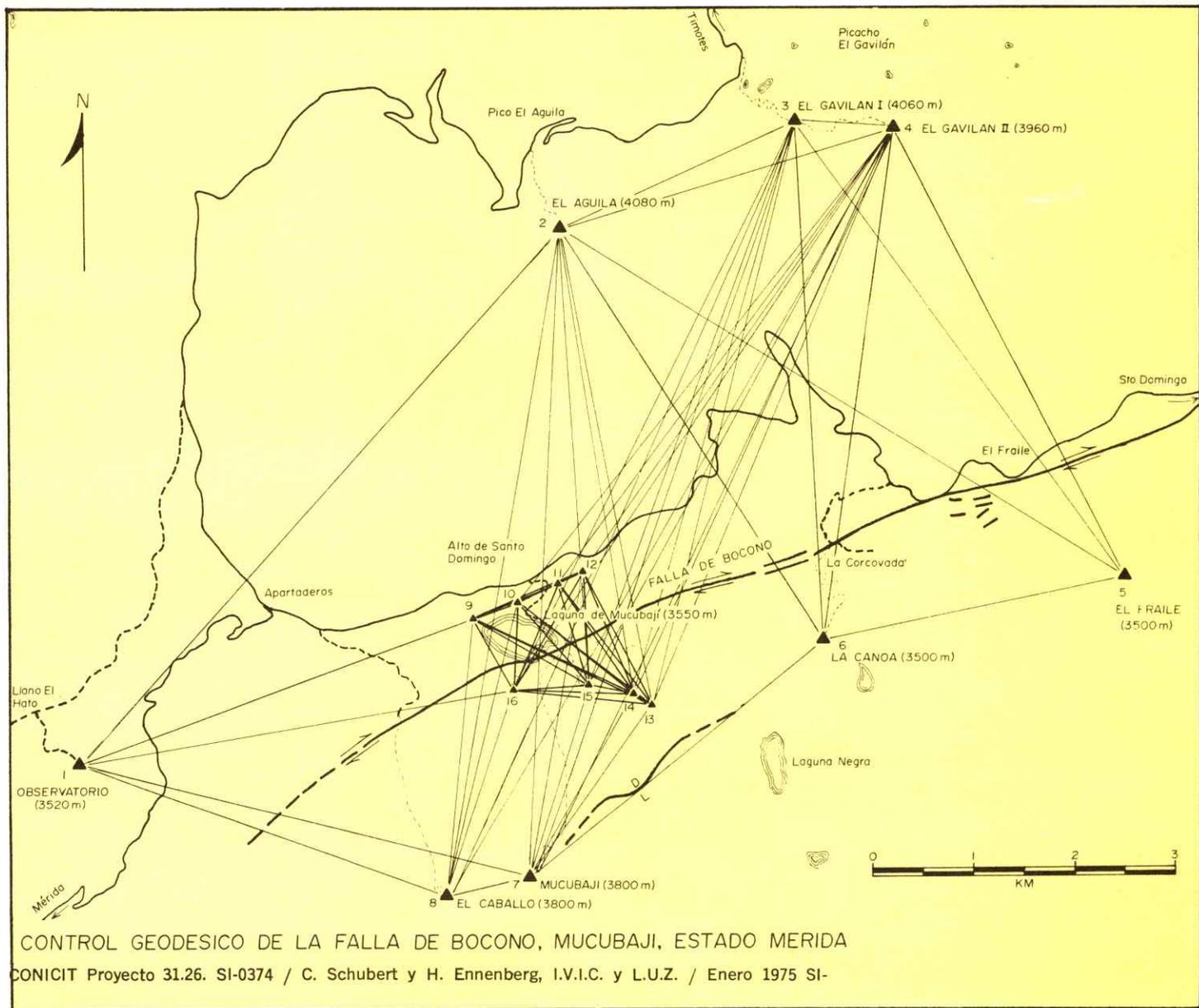


Figura 32. *Sistemas geodésicos de control del movimiento a lo largo de la falla de Boconó, en la región de Mucubají (Estado Mérida). Los triángulos representan las localizaciones de las estaciones geodésicas y las líneas representan las visuales medidas. Nótese que ambos sistemas (el grande y el pequeño, alrededor de la laguna de Mucubají) son atravesados por la traza activa de la falla de Boconó. En el sistema pequeño se han detectado desplazamientos rumbo-deslizantes hacia la derecha de algunos milímetros en los últimos 10 años.*

mediciones geodesicas de alta precisión en las regiones de Mucubají y La Mitisús (Estado Mérida), con el objetivo de cuantificar el desplazamiento local actual a lo largo de la falla de Boconó y su efecto sobre estructuras de ingeniería, tales como la Represa "José Antonio Páez". Este proyecto, cuya fase inicial fue llevada a cabo por el IVIC, la Universidad del Zulia, la Universidad de los Andes y el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICIT), es el primer proyecto de este tipo que se realiza en el país. Actualmente es llevado adelante bajo la dirección de la Escuela de Geodesia de la Universidad del Zulia. El proyecto consiste en el establecimiento de estaciones geodésicas en dos redes centradas alrededor de la Laguna de Mucubají, a 3.650 m. de elevación, a 3 km. al este de Apartaderos (Estado Mérida) (Fig. 32). Desde estas estaciones, las cuales consisten de una torre de concreto armado firmemente anclada en la roca (Fig. 33), se mide periódicamente la distancia desde cada estación hacia todas las demás, así como el ángulo entre estas visuales, con instrumentos ópticos y electrónicos de alta precisión. En los 10 años que lleva funcionando el proyecto, se ha logrado medir desplazamientos rumbo-deslizantes hacia la derecha, así como verticales, en la región, lo cual confirma, una vez más, la actividad contemporánea de la falla de Boconó.

Los criterios fundamentales, en los cuales se basa la predicción tectónica, son: el desplazamiento durante un terremoto, la longitud total de la ruptura superficial durante un terremoto, la longitud total de la falla, la velocidad de deformación a largo plazo y la velocidad de deslizamiento a lo largo de la falla no relacionado con terremotos. Estos parámetros se pueden estimar con base en los estudios de campo, o por los indicios dejados por terremotos prehistóricos. En particular, se ha estudiado la relación entre la magnitud de un terremoto, el desplazamiento y la longitud de ruptura superficial (Fig. 34); utilizando datos derivados del análisis de estos parámetros en fallas activas en todo el mundo, se han determinado las relaciones mostradas en la figura y, con base en ellas, una relación *empírica* del tipo:

$$M = a + b (\log L)$$

en la cual, M es la magnitud Richter de un terremoto, L es la longitud de la ruptura superficial durante ese terremoto, log es el *logaritmo* con base de 10, y a y b son constantes que pueden variar de región en región. Esto implica que estas últimas constantes preferiblemente deben determinarse para cada región, por ejemplo, para la falla de Boconó, a fin de maximizar la precisión de los datos. En la falla de Boconó, así como en todas las demás fallas activas de Venezuela, no se ha tenido la oportunidad de establecer los parámetros de ruptura, desplazamiento y magnitud de ningún terremoto hasta el presente (solamente se ha observado ruptura superficial durante un solo terremoto: el de Cumaná en 1929, como se ilustra en la Fig. 35, pero no se realiza-

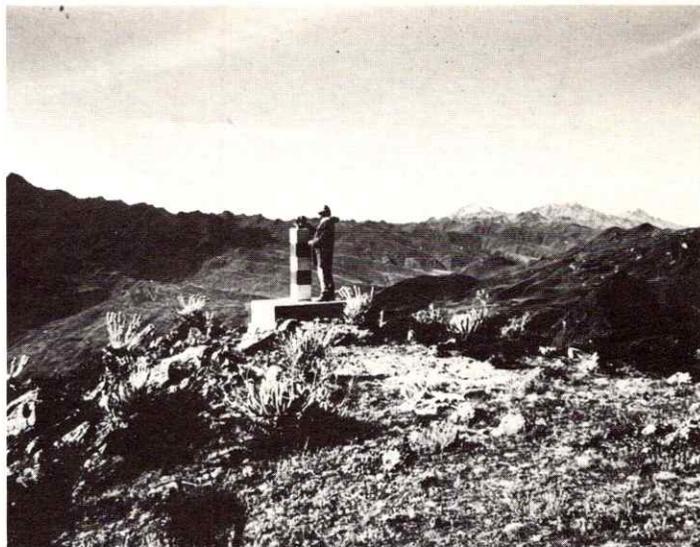


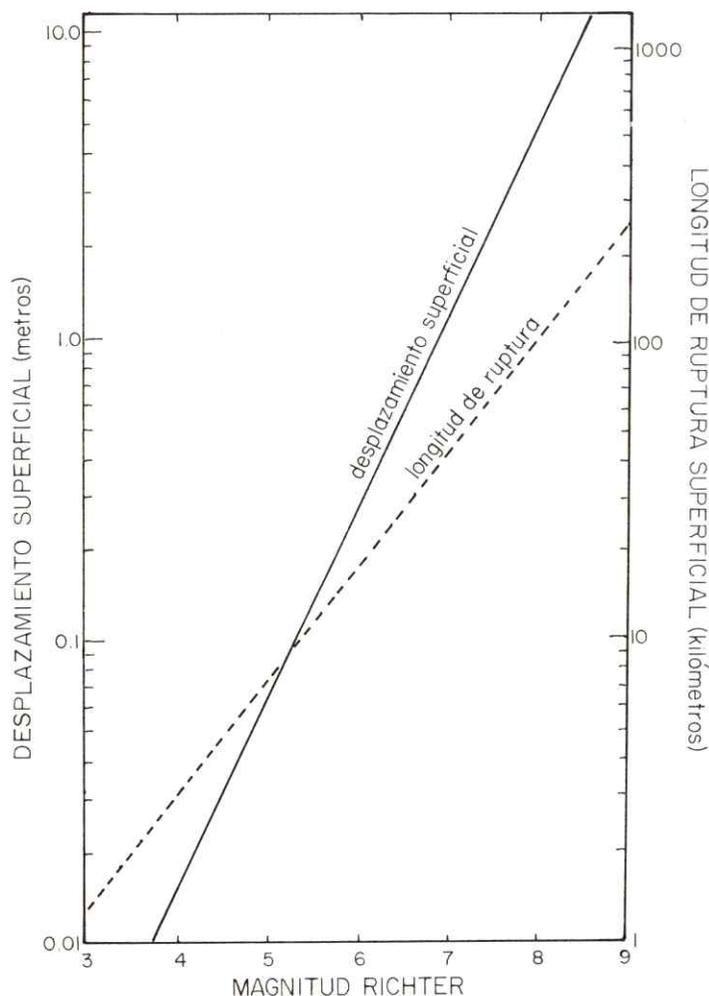
Figura 33. *Aspecto general de una estación geodésica, durante una medición de ángulos en el sistema grande de la región de Mucubají (Estación El Gavilán I, 4.060 m. de elevación). Nótese los picos nevados de Humboldt, Bonpland y Pico Bolívar en el fondo a la izquierda.*

ron mediciones cuantitativas). Por esta razón, debemos utilizar las relaciones determinadas en el análisis estadístico de este tipo de datos establecidos en otras fa-

llas en el mundo, haciendo la suposición básica de que la falla de Boconó es una falla rumbo-deslizante típica. Estas relaciones sugieren una relación aproximada de:

$$M = 4,96 + 1,24 (\log L)$$

Figura 34. Relación entre la magnitud Richter de un terremoto, el desplazamiento superficial en metros y la longitud total de ruptura superficial en kilómetros, basado en datos de fallas en todo el mundo (simplificado según Bonilla y Buchanan, 1970, y Mark, 1977).



para fallas rumbo-deslizantes (Mark y Bonilla, 1977).

No se conoce la longitud de ruptura producida por ningún terremoto a lo largo de la falla de Boconó. Sin embargo, suponiendo que la longitud de la traza más continua de la falla, medida entre Mucuchíes y Boconó, una longitud de aproximadamente 80 km., representa la longitud de ruptura de un terremoto prehistórico, según la relación mencionada, la magnitud Richter esperada para una ruptura de esa longitud es de 7,3 a 7,5.

Según la Fig. 34, para un sismo de magnitud Richter de 8, lo cual se considera aproximadamente la magnitud máxima registrada durante el terremoto de 1812, el mayor a lo largo de la falla de Boconó en tiempos históricos, corresponde un desplazamiento superficial máximo de 5 m. y la longitud de ruptura superficial es de aproximadamente 100 km. Según la Tabla 6, el desplazamiento rumbo-deslizante promedio hacia la derecha de las morrenas laterales, con una edad mínima de 13.000 años y una edad máxima de 18.000 años, es de aproximadamente 80 m. Con base en estos datos, se puede calcular que se necesitan 80 m./5 m./ evento = 16 eventos de magnitud 8 para producir 80 m. de desplazamiento. El intervalo promedio entre eventos es de 13.000 años/16 eventos = 813 años (mínimo) o 18.000 años/16 eventos = 1.125 años (máximo). Para una longitud total de la falla de 500 km. y una longitud de ruptura de 100 km. durante un terremoto de magnitud 8, la falla puede subdividirse en 500 km./100 km. = 5 segmentos de ruptura. Para cada segmento, el intervalo promedio de retorno de un terremoto de magnitud 8 es de 813 años/5 = 163 años (mínimo) o 1.125 años/5 = 225 años (máximo).

Este es sólo un ejemplo del tipo de cálculos que se pueden realizar, basados en los parámetros tectónicos determinados en el campo. Por supuesto, las variaciones

pueden ser numerosas: la magnitud de los terremotos a lo largo de una falla activa es variable y, por lo tanto, mientras menor es la magnitud, más frecuente es la posibilidad de un terremoto. Al mismo tiempo, no conocemos los parámetros característicos para fallas activas venezolanas; por lo tanto, la aplicación de relaciones determinadas en otras regiones sísmicas del mundo puede no ser adecuada. Por estas razones, se realizan actualmente investigaciones neotectónicas y sismológicas para determinar en un plazo lo más breve posible, el comportamiento de nuestras fallas.

POTENCIAL SISMICO DEL BORDE SUR DE LA PLACA DEL CARIBE

Recientemente se han determinado algunos criterios para evaluar el potencial sísmico de una región, particularmente en los límites entre las placas de la litosfera, los cuales, como vimos en la primera parte de este cuaderno, son los sitios con la mayor frecuencia de terremotos. Estos criterios, según John Kelleher y sus colaboradores, pueden subdividirse en: criterios iniciales y criterios adicionales, y pueden aplicarse a aquellos segmentos a lo largo de un límite de placas que muestra una actividad sísmica característica.

Los *criterios iniciales* son: 1. que el segmento en cuestión sea parte de un límite entre placas, caracterizado por desplazamientos rumbo-deslizantes o de corrimiento; 2. que este segmento no haya sufrido ruptura en los últimos 30 años. Los *criterios adicionales*, cuya aplicación depende de la cantidad de información que se tenga sobre la zona de falla o límite entre placas, son: 1. un registro histórico con uno o más terremotos fuertes a lo largo del segmento, lo cual implica que pueden registrarse otros terremotos a lo largo de él; 2. la existencia de indicios, basados en la sismicidad histórica, de que el intervalo de retorno de terremotos fuertes es parecido al tiempo transcurrido desde el último terremoto; y 3. que en el segmento en cuestión puede localizarse la próxima serie de terremotos. En la Fig. 36 se muestra la aplica-

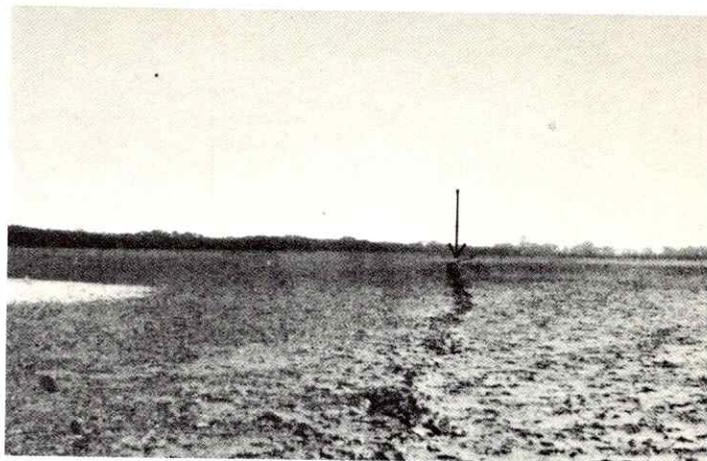


Figura 35. Ruptura superficial formada al sur de Cumaná durante el terremoto de 1929, de más de 4 km. de longitud (según Paige, 1930) (Fotografía cortesía de Bárbara Voorhies).

ción de estos criterios en la zona central y oriental del Mar Caribe. Evidentemente, casi todo el borde sur, este y norte de la placa del Caribe cumple con los criterios iniciales, excepto un segmento corto en Venezuela nor-oriental (en el cual hubo un terremoto fuerte en los últimos 30 años) y entre Puerto Rico y la República Dominicana. Las fajas delimitadas por la flecha doble gruesa, representan aquellos segmentos que no han sufrido ruptura en los últimos 30 años (antes de 1977). Estos segmentos, según Kelleher y colaboradores, deben observarse con atención ya que, según los criterios mencionados, representan posibles localizaciones de terremotos fuertes en el futuro cercano. Debe tomarse en cuenta que el período de retorno para sismos fuertes en estos segmentos muy probablemente es mayor a 30 años; por ejemplo, para la falla de Boconó parece ser mayor a 100 años, según los cálculos en la sección anterior. Por lo tanto, este tipo de mapa de potencial sísmico debe interpretarse únicamente como un indicador de una *tendencia*, no como una predicción absoluta.

Más recientemente, un refinamiento de este mapa

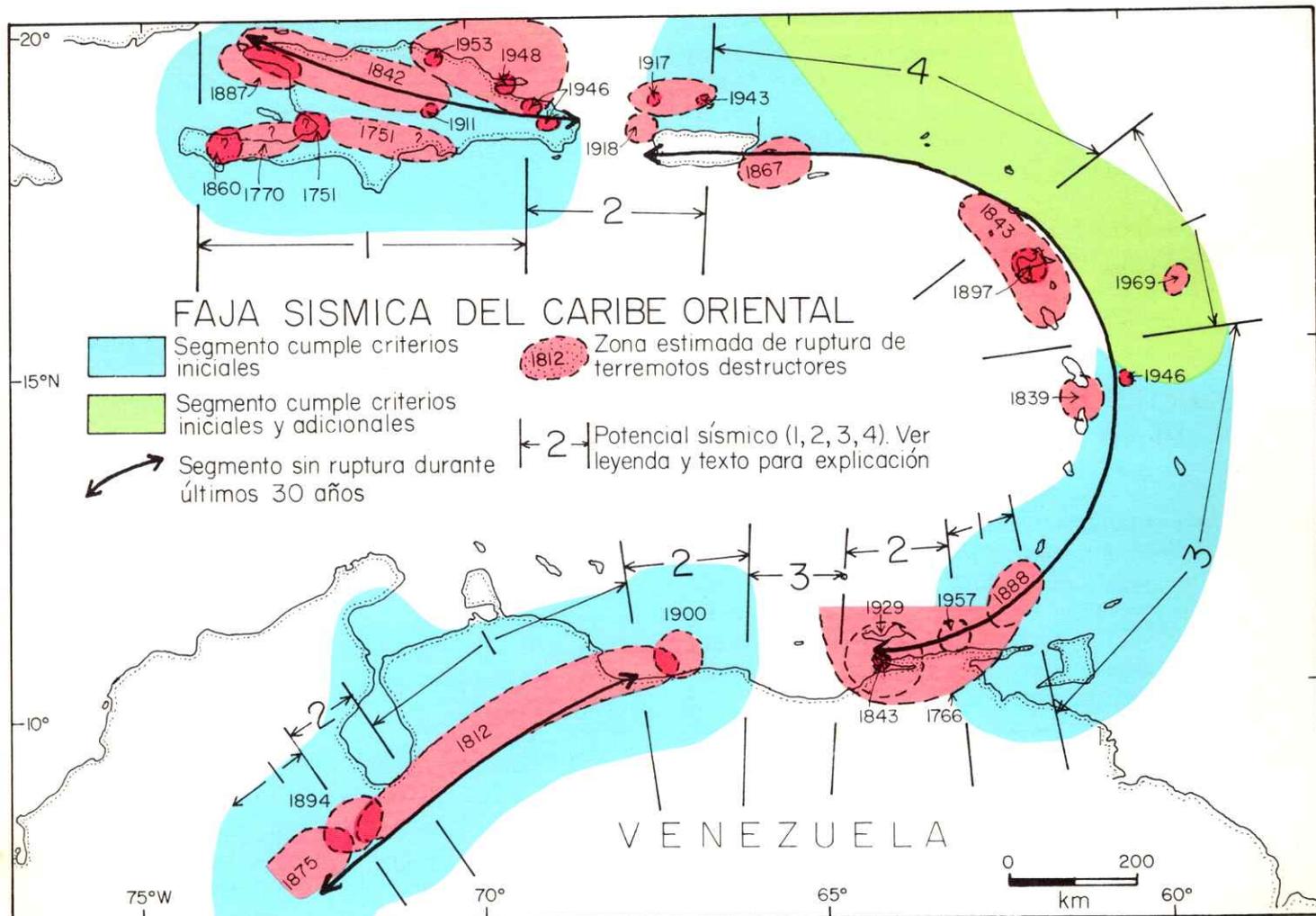


Figura 36. La faja sísmica del Caribe Oriental definida por los terremotos destructores más importantes de la región (simplificado y modificado según Kelleher y otros, 1973, y Nishenko y McCann, 1981). Los segmentos de esta faja indicados en color azul cumplen con los criterios iniciales de Kelleher y otros (1973): son parte de un borde entre dos placas, con desplazamientos rumbo-deslizantes (norte y sur) o inverso o de corrimiento (este), y no han sufrido ruptura durante los últimos 30 años. El segmento de la faja sísmica indicado en color verde cumple con estos criterios y, además, con por lo menos uno de los criterios adicionales: un registro histórico de uno o más terremotos grandes, indicios de que el intervalo de retorno para terremotos grandes es similar al intervalo transcurrido desde el último terremoto, y que en el segmento puede producirse el próximo evento sísmico. La zona de ruptura para terremotos destructores individuales (color rojo) fue estimada con base en los efectos descritos en publica-

ciones de la época. El potencial sísmico fue estimado utilizando el criterio de la localización de "vacíos" sísmicos a lo largo de la faja sísmica (Nishenko y McCann, 1981). Los números representan una secuencia decreciente de potencial sísmico: 1. El segmento ha experimentado por lo menos un terremoto grande en el pasado histórico y el último evento hace más de 100 años. Este segmento presenta el potencial sísmico más alto. 2. El segmento ha experimentado por lo menos un terremoto grande en el pasado y el último evento hace más de 30 años, pero menos de 100 años. 3. El segmento tiene una historia sísmica incompleta, o sea, no se ha documentado en forma clara ninguna ruptura; sin embargo, no puede descartarse la eventualidad de un evento mayor. 4. El desplazamiento a lo largo del borde entre las placas es paralelo a él. Esta categoría representa el potencial sísmico menor de la parte oriental del Mar Caribe.

fue publicado por Nishenko y McCann. Para la región que nos interesa y que está representada en la Fig. 36, estos autores definen cuatro categorías de potencial sísmico (en orden decreciente de potencial): 1. el segmento, parte de un límite entre placas, ha experimentado por lo menos un terremoto fuerte en el pasado histórico y el evento más reciente ocurrió hace más de 100 años (antes de 1981). 2. El segmento ha experimentado por lo menos un terremoto fuerte en el pasado histórico y el evento más reciente ocurrió hace más de 30 años y menos de 100 años. 3. El segmento tiene una historia sísmica incompleta en lo que se refiere a terremotos fuertes; no se ha documentado un evento histórico de ruptura, y por lo tanto, el segmento tiene un potencial para grandes terremotos. 4. El movimiento entre las placas es paralelo al límite entre ellas (lo cual implica una disipación menos violenta del esfuerzo) y el potencial sísmico es menor que en las primeras tres categorías.

Según esta última concepción y la Fig. 36, en la parte norte de Venezuela, correspondiente al límite entre las placas del Caribe y de América del Sur, el potencial sísmico actual se reparte, en líneas generales, como sigue: alto para la zona suroccidental de los Andes (en

donde ocurrió una ruptura recientemente en San Cristóbal, el 18 de Octubre de 1981); algo menor para la zona central de los Andes; alto para la zona entre aproximadamente Mérida y Puerto Cabello; algo menor para el litoral central; menos definido para la zona entre Cabo Codera y Cumaná; algo menor entre Cumaná y Carúpano; y alto entre Carúpano y Trinidad. Nuevamente, estas estimaciones *cualitativas* deben tomarse solamente como una *tendencia* y no como un riesgo sísmico demostrado. Solamente la *investigación detallada instrumental a través de un período de tiempo relativamente largo*, podrá determinar los parámetros específicos del comportamiento sísmico de Venezuela y la determinación del riesgo sísmico con bases *cuantitativas*.

En el Apéndice reproducimos las recomendaciones de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas para la prevención de una gran parte de las consecuencias catastróficas de un terremoto.

En conclusión, nunca debemos olvidar que Venezuela tiene un historial sísmico importante y que, de acuerdo a los conceptos aceptados hoy en día en las Ciencias de la Tierra, tiene un potencial sísmico real, para el cual debemos estar preparados.



Recomendaciones a la ciudadanía en caso de terremotos

(Preparado por FUNVISIS)

ANTES DEL SISMO:

- 1) Apoye todos los proyectos de leyes nacionales u ordenanzas municipales que propongan hacer de obligatorio cumplimiento las normas para construcciones antisísmicas dentro del distrito que usted habita con su familia.
- 2) Como buen ciudadano, exija y vigile que las normas para construcciones antisísmicas, se cumplan estrictamente en todas las construcciones, especialmente en edificios tales como:
 - a) Todos aquellos que tienen como característica común, una frecuente aglomeración de personas: escuelas, estadios, templos, salas de espectáculos, edificios de apartamentos, etc.
 - b) Edificios de importancia en caso de catástrofes: clínicas y hospitales, puestos de socorro, cuartel de bomberos, sede de Defensa Civil, cuartel de policía, centrales eléctricas, plantas de bombeo, telégrafos, correos, radioemisoras, etc.
 - c) Edificios de utilidad pública o de servicio: edificios gubernamentales y municipales, bibliotecas, registro público, archivos, etc.
- 3) Haga inspeccionar su vivienda, por un ingeniero especializado, con el objeto de constatar su solidez bajo los efectos de un movimiento sísmico; insista también en la revisión de aquellos elementos no estructurales que en caso de un temblor puedan representar un peligro para los habitantes del inmueble como para eventuales transeúntes, éstos son por ejemplo: estanques elevados, chimeneas, cornisas, aleros, revestimientos de mármol o similares, avisos comerciales, etc. Igualmente cuando usted contrate la ejecución de un proyecto para su nueva vivienda, exija y cerciórese de que en los planos y cálculos han sido aplicadas las normas para construcciones antisísmicas.
- 4) Asegúrese de que en su vivienda los muebles pesados estén firmemente sujetos, especialmente si están en alto. También constate la seguridad de artefactos como cocinas o calentadores a gas que constituyen una amenaza de fuego en caso de caída y/o rotura.
- 5) Conserve en un lugar fijo de fácil acceso un malecón de primeros auxilios, extinguidor de incendios, linterna eléctrica y radio de transistores que funcione con baterías.
- 6) Compruebe periódicamente que las vacunas de inmunización de su familia contra las enfermedades estén vigentes, especialmente en los niños.

DURANTE EL SISMO:

- 1) No corra por las calles y mucho menos cerca de edificios altos. Los lugares más peligrosos durante los sismos son aquellos sitios cercanos a las paredes exteriores de los edificios.
 - 2) Si se encuentra en el exterior al comenzar el sismo, evite pasar cerca de los edificios. Diríjase a zonas descubiertas y manténgase a distancia de paredes, postes, cables eléctricos, etc.
 - 3) Si al iniciarse el sismo se encuentra dentro de una casa sólida, permanezca en ella, pero tome precauciones contra los objetos que pueden volcarse o caer, manténgase alejado de estanques, chimeneas, cuadros y espejos pesados, etc. Refúgiase bajo el dintel de una puerta, debajo de una mesa o escritorio sólidos, etc. Generalmente es mejor no salir a la calle.
 - 4) Si se encuentra dentro de un edificio alto, manténgase alejado de las paredes exteriores, no se precipite hacia las puertas que probablemente estarán trabadas. Conserve la calma y refúgiase debajo de un mueble sólido, en el portal de una puerta o al lado de una columna y debajo de una viga.
 - 5) Si se encuentra en un cine, sala de espectáculos o establecimiento comercial cuando comienza el sismo, no corra hacia las salidas, seguramente muchas personas habrán sentido el mismo impulso, debido a esto han ocurrido accidentes que produjeron más víctimas que las causadas por el sismo.
- el radio y el televisor. No deje abiertas las llaves del agua, ni del gas. No use el teléfono a no ser que se trate de una verdadera emergencia y únicamente para pedir auxilio.
 - 2) No mueva a las personas heridas a menos que estén en peligro de sufrir una nueva lesión. No toque los cables eléctricos que hayan caído a tierra por causa del temblor, ni tampoco ningún objeto que esté en contacto con esas líneas de conducción de energía.
 - 3) Absténgase de salir a curiosear por las calles, en especial por aquellos sectores próximos a las playas del mar o lagos, porque después de muchos sismos ocurren fuertes marejadas. Tampoco se detenga a mirar inútilmente la remoción de escombros y el rescate de víctimas, probablemente su presencia pasiva obstaculice las labores de salvamento. Piense que es más conveniente utilizar su tiempo para proteger a su familia y prestarle ayuda a otras personas que la necesiten.
 - 4) Recuerde que en caso de necesidad puede encontrar agua en los tanques de algunas piezas sanitarias y en los calentadores de agua. No beba agua directamente de las tuberías del acueducto sin previa aprobación de las autoridades sanitarias. Hierva toda el agua destinada a ser ingerida.
 - 5) No haga caso de rumores infundados, ni de noticias alarmantes. Escuche atentamente en su radio transistor las instrucciones y noticias oficiales, que el Gobierno Nacional difundirá oportunamente por las cadenas nacionales de radio y televisión.

DESPUES DEL SISMO:

- 1) Después que haya cesado el movimiento sísmico puede tratar de salir, pero si se encuentra en un edificio alto no utilice los ascensores, baje por las escaleras. Antes de salir del inmueble apague las luces,



Glosario

Anelástico: propiedad de un material de deformarse permanentemente o sufrir ruptura después de ser deformado.

Arenisca: roca compuesta por granos de arena cementados por una matriz de material más fino.

Basalto: roca oscura de origen volcánico, formada por cristales muy finos a microscópicos y con alto contenido de hierro y magnesio.

Batimetría: la medición de la profundidad de los océanos y mares y la cartografía submarina.

Campo magnético: una región en la cual actúan fuerzas magnéticas sobre cuerpos magnetizados (imanes) o corrientes eléctricas.

Convección: supuesto movimiento del material en el manto terrestre, lateralmente o verticalmente, formando células de movimiento circular, debido principalmente a variaciones en la temperatura.

Corteza terrestre: la capa exterior de la Tierra, definida por varios criterios: composición de las rocas, velocidad de las ondas sísmicas, etc.

Cuenca: región deprimida en la corteza terrestre, de origen tectónico, en la cual se han depositado sedimentos.

Densidad: la masa de un material con respecto a su volumen.

Deriva continental: desplazamiento de grandes masas continentales sobre un substrato de corteza oceánica.

Elástico: propiedad de un material de retornar a su forma o tamaño original sin ruptura después de ser deformado.

Energía cinética: la energía de un cuerpo que se debe a su movimiento.

Energía potencial: la energía de un cuerpo que se debe a su posición relativa.

Epicentro: el punto sobre la superficie de la Tierra que

se encuentra directamente sobre el foco de un terremoto.

Erupción: expulsión de material volcánico sobre la superficie terrestre, desde un volcán o una fisura.

Esfuerzo: la fuerza por unidad de área que actúa sobre cualquier superficie dentro de un sólido.

Estratigrafía: disciplina de las Ciencias de la Tierra que estudia la sucesión y la edad de los estratos o capas de roca, así como su forma, distribución, composición, contenido de fósiles, etc.

Factor de disipación: facilidad de disipación de energía sísmica en un material.

Foco: punto inicial de ruptura durante un terremoto, donde la energía potencial producida por el esfuerzo se convierte por primera vez en energía cinética, elástica o anelástica.

Geodesia: disciplina de las Ciencias de la Tierra que se ocupa de la determinación del tamaño y forma de la Tierra y con la localización de puntos en su superficie.

Geofísica: disciplina de las Ciencias de la Tierra que se ocupa de la determinación del tamaño y forma de la Tierra y con la localización de puntos en su superficie.

Geofísica: disciplina de las Ciencias de la Tierra que la estudia con métodos físicos cuantitativos.

Geomorfología: disciplina de las Ciencias de la Tierra que estudia la configuración general de la superficie de ella.

Geología: la disciplina más general de las Ciencias de la Tierra que la estudia desde todo punto de vista: materiales, procesos, productos, historia, formas de vida desde su origen y fuerzas físicas.

Glaciación: la formación, el movimiento y la recesión de glaciares o capas de hielo sobre la superficie de la Tierra.

- Gradiente geotérmico:** la tasa de incremento en la temperatura en la Tierra con la profundidad (es de 25°C/km. en promedio).
- Granito:** roca de origen ígneo que se forma a gran profundidad del magma y cristaliza allí, aflorando algunas veces debido a la erosión.
- Gravimetría:** la medición de la fuerza de atracción (gravedad) de la Tierra.
- Hipótesis:** una proposición que se hace en forma tentativa y que es sometida posteriormente a comprobación por la obtención de indicios y experimentos.
- Ígneo:** una roca o mineral que se solidifica a partir de un material fundido o parcialmente fundido (por ejemplo, el magma).
- Intensidad:** una medida de los efectos de un terremoto en cualquier lugar sobre la superficie terrestre; depende de la distancia del epicentro.
- Isosista:** una línea que conecta aquellos puntos sobre la superficie terrestre en los cuales la intensidad de un terremoto es igual.
- Litosfera:** una capa de roca con una consistencia más fuerte que la capa infrayacente, más plástica; incluye la corteza terrestre y parte del manto.
- Logaritmo:** el exponente al cual hay que elevar una base (por ejemplo, el número 10) para obtener un número; el logaritmo de 100 es 2 ($=10^2$).
- Magma:** material natural rocoso móvil, generado dentro de la Tierra, del cual se generan las rocas ígneas y volcánicas.
- Magnetización:** que tiene propiedades magnéticas.
- Magnetometría:** medición de las propiedades magnéticas de los materiales.
- Magnetómetro:** instrumento que mide el campo magnético de la Tierra y sus cambios.
- Magnitud:** medida de la fuerza de un terremoto o la energía cinética que genera.
- Manto terrestre:** la capa intermedia de la Tierra, entre la corteza y el núcleo.
- Morrena:** acumulación de fragmentos de roca o minerales, por la acción de un glaciar y cuya forma generalmente es una colina en forma de herradura.
- Neotectónica:** el estudio de las estructuras y la historia estructural de la corteza terrestre desde el Mioceno (aproximadamente 25 millones de años).
- Onda sísmica:** término general para todas las ondas elásticas producidas por un terremoto.
- Paleoclimatología:** el estudio de los climas durante el pasado geológico.
- Paleomagnetismo:** el estudio de la magnetización remanente (original) de una roca.
- Paleontología:** disciplina de las Ciencias de la Tierra que estudia la vida durante el tiempo geológico.
- Prominencia:** cadena montañosa submarina.
- Sedimentos:** material fragmentario sólido que se origina por la desintegración de las rocas y es transportado o depositado por el aire, el agua o el hielo, o que se acumula por solución, secreción o precipitación químicas o biológicas.
- Sismicidad:** distribución de la actividad sísmica en una región.
- Sismógrafo:** instrumento que detecta, magnifica y registra las vibraciones de la Tierra, particularmente los terremotos.
- Sismología:** rama de las Ciencias de la Tierra que estudia los terremotos y la estructura interna de la Tierra, usando ondas sísmicas naturales o artificiales.
- Tectónica:** rama de las Ciencias de la Tierra que estudia la estructura de la parte externa de la Tierra, su deformación, origen y evolución.
- Teoría:** una hipótesis que está apoyada por indicios experimentales o de observación.
- Volcanismo:** los procesos por medio de los cuales el magma y sus gases suben en la corteza terrestre y llegan a la superficie y la atmósfera.

Bibliografía

- Allen, C. R. (1975).** Geological criteria for evaluating seismicity: Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 1041-1057.
- Alvarez, W. (1982).** Geological evidence for the geographical pattern of the return flow and the driving mechanism of plate tectonics: Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 6697-6710.
- Berkland, J. O. (1979).** Elisée Reclus - neglected geologic pioneer, and first (?) continental drift advocate: Geology, v. 7, p. 189-192.
- Bolt, B. A. (1981).** Terremotos: Ediciones Reverté, Barcelona-Caracas, 266 p.
- Bonilla, M. G. y Buchanan, J. M. (1970).** Interim report on worldwide historic surface faulting: Informe Inédito, U. S. Geological Survey, Menlo Park, 32 p.
- Bucher, W. H. (1952).** Geologic structure and orogenic history of Venezuela: Geological Society of America Memoir 49, 113 p.
- Bullard, E. (1976).** El origen de los océanos: en Deriva Continental y tectónica de placas, Scientific American, Blume Editores, Madrid, p. 98-111.
- Case, J. E. y Dengo, G. (1982).** The Caribbean region: en Palmer, A. R. (Editor) Perspectives in regional geological synthesis: Geological Society of America, D-NAG Special Publication, p. 163-170.
- Centeno-Graü, M. (1969).** Estudios sismológicos: Ediciones de la Biblioteca de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales. Caracas, 365 p.
- Collinson, D. W. y Creer, K. M. (1960).** Measurements in paleomagnetism: en Runcorn, S. K. (Editor) Methods and techniques in geophysics: Interscience Publishers, New York, p. 168-210.
- Committee on Socioeconomic Effects of Earthquake Predictions (1978).** A program of studies on the socioeconomic effects of earthquake predictions: National Academy of Sciences, Washington, 162 p.
- Creer, K. M. (1970):** A review of paleomagnetism: Earth Science reviews, v. 6, p. 369-466.
- Crowell, J. C. (1975).** The San Andreas fault in southern California: en Crowell, J. C. (Editor) San Andreas fault in southern California: California Division of Mines and Geology Special Publication 118, Sacramento, p. 7-27.
- Dewey, J. F. y Bird, J. M. (1970).** Mountain belts and the new global tectonics: Journal of Geophysical Research, v. 75, p. 2625-2647.
- Dietz, R. S. (1961).** Continental and ocean basin evolution of the sea floor: Nature, v. 190, p. 854-857.
- Dietz, R. S. y Holden, J. C. (1976).** La disgregación de Pangaea: en Deriva Continental y tectónica de placas, Scientific American: Blume Editores, Madrid, p. 154-167.
- Fiedler, G. (1961).** Areas afectadas por terremotos en Venezuela: Memorias del III Congreso Geológico Venezolano, Boletín de Geología, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Publicación Especial N° 3, tomo 4, p. 1791-1814.
- Fiedler, G. (1968).** Estudio sismológico de la región de Caracas en relación al terremoto del 29 de Julio de 1967: Boletín del Instituto de Materiales y Modelos Estructurales, Universidad Central de Venezuela, N° 23-24, p. 127-222.
- Fiedler, G. (1972).** La liberación de energía sísmica en Venezuela, volúmenes sísmicos y mapa de isosistas: Memorias del IV Congreso Geológico Venezolano, Boletín de Geología, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Publicación Especial N° 5, tomo 4, p. 2441-2462.
- Fiedler, G. (1981).** República de Venezuela. Mapa Sísmico 1530-1980: Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas.
- Fisher, O. (1882).** On the physical cause of the ocean basins: Nature, v. 25, p. 243-244.
- Grases, J. (1977).** Introducción al estudio sobre los sismos destructores del Caribe: Interciencia, v. 2, p. 222-230.
- Harland, W. B., Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smith, A. G. y Walters, R. (1982).** A geologic time scale: Cambridge University Press, Cambridge, 131 p.
- Heirtzler, J. R. (1976).** La expansión del suelo oceánico: en Deriva continental y tectónica de placas, Scientific American: Blume Editores, Madrid, p. 76-87.
- Hess, H. H. (1962).** History of ocean basins: en Engel, A. E. J. y otros (Editores) Petrologic studies: a volume in honor of A. F. Buddington: Geological Society of America, p. 599-620.
- Holmes, A. (1952).** Geología física: Editorial Omega, Barcelona, 512 p.
- Isacks, B. L., Oliver, J. y Sykes, L. R. (1968).** Seismology and the new global tectonics: Journal of Geophysical Research, v. 73, p. 5855-5899.

- Kasahara, K. (1981).** Earthquake mechanics: Cambridge University Press, Cambridge, 248 p.
- Kelleher, J., Sykes, L. y Oliver, J. (1973).** Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, v. 78, p. 2547-2585.
- Le Pichon, X., Francheton, J. y Bonnin, J. (1973).** Plate tectonics: Elsevier, Amsterdam, 300 p.
- Lomnitz, C. (1974).** Global tectonics and earthquake risk: Elsevier, Amsterdam, 320 p.
- Mark, R. K. (1977).** Application of linear statistical models of earthquake magnitude versus fault length in estimating maximum expectable earthquakes: *Geology*, v. 5, p. 464-466.
- Mark, R. K. y Bonilla, M. G. (1977).** Regression analysis of earthquake magnitude and surface fault length using the 1970 data of Bonilla and Buchanan: Informe Inédito. N° 77-614, U. S. Geological Survey, Menlo Park, 8 p.
- Marvin, U. B. (1973).** Continental drift: the evolution of a concept: Smithsonian Institution Press, Washington, 239 p.
- McKenzie, D. P. (1972).** Plate tectonics and sea-floor spreading: *American Scientist*, v. 50, N° 4, p. 425-435.
- Meinesz, F. A. V. (1962).** Pattern of convection currents in the Earth's mantle: *Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, B*, v. 65, p. 131-143.
- Menard, H. W. (1962).** Correlation between length and offset on very large wrench faults: *Journal of Geophysical Research*, v. 67, p. 4096-4098.
- Menéndez, A. (1966).** Tectónica de la parte central de las Montañas Occidentales del Caribe, Venezuela: *Boletín de Geología, Ministerio de Minas e Hidrocarburos*, v. 8, N° 15, p. 116-139.
- Nishenko, S. P. y McCann, W. R. (1981).** Seismic potential for the world's major plate boundaries: en Simpson, D. W. y Richards, P. G. (Editores) *Earthquake prediction. An international review: Maurice Ewing Series 4*, American Geophysical Union, Washington, p. 20-28.
- Ollier, C. D. (1981).** Tectonics and landforms: Longman, London, 324 p.
- Paige, S. (1930).** The earthquake at Cumaná, Venezuela January, 17, 1929: *Bulletin of the American Seismological Society*, v. 20, p. 1-10.
- Panel on Earthquake Prediction (1976).** Predicting earthquakes. A scientific and technical evaluation with implications for society: National Academy of Sciences, Washington, 62 p.
- Panel on the Public Policy Implications of Earthquake Prediction (1975).** Earthquake prediction and public policy: National Academy of Sciences, Washington, 142 p.
- Richter, C. F. (1958).** Elementary seismology: W. H. Freeman, San Francisco, 768 p.
- Rod, E. (1956).** Strike-slip faults of northern Venezuela: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 40, p. 457-476.
- Savarenskij, E. F. y Nersesov, I. L. (1980).** Predicción de terremotos: en UNESCO, *Terremotos. Evaluación y mitigación de su peligrosidad*: Blume Editores, Barcelona, p. 69-94.
- Scholz, C. H., Sykes, L. R. y Aggarwal, Y. P. (1973).** Earthquake prediction: a physical basis: *Science*, v. 181, p. 803-810.
- Schubert, C. (1970).** Venezuela y la "nueva tectónica global": *Acta Científica Venezolana*, v. 21, p. 13-16.
- Schubert, C. (1980).** Morfología neotectónica de una falla rumbo-deslizante e informe preliminar sobre la falla de Boconó, Andes meridionales: *Acta Científica Venezolana*, v. 31, p. 98-111.
- Schubert, C. (1981).** Are the Venezuelan fault systems part of the southern Caribbean plate boundary?: *Geologische Rundschau*, v. 70, p. 542-551.
- Schubert, C. (1982a).** Neotectonics of Boconó fault, western Venezuela: *Tectonophysics*, v. 85, p. 205-220.
- Schubert, C. (1982b).** Cuencas de tracción en los Andes meridionales y en las Montañas del Caribe, Venezuela: *Acta Científica Venezolana*, v. 33, p. 389-395.
- Schubert, C. y Henneberg, H. G. (1975).** Investigaciones geológicas y geodésicas sobre el movimiento a lo largo de la falla de Boconó, Andes venezolanos: informe preliminar: *Boletín Informativo, Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, v. 18, p. 221-231.
- Schwarzbach, M. (1980).** Alfred Wegener und die Drift der Kontinente: *Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft, Stuttgart* 160 p.
- Scientific American (1976).** Deriva continental y tectónica de placas: Blume Editores, Madrid, 268 p.
- Simpson, D. W. y Richards, P. G. (Editores) (1981).** Earthquake prediction. An international review: Maurice Ewing Series 4, American Geophysical Union, Washington, 860 p.
- Smith, F. D. (1962).** Mapa geológico-tectónico del norte de Venezuela: Primer Congreso Venezolano del Petróleo, Caracas.
- Stainforth, R. M. (1969).** The concept of sea-floor spreading applied to Venezuela: *Boletín Informativo, Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, v. 12, p. 257-274.
- Takeuchi, H., Uyeda, S. y Kanamori, H. (1970).** Debate about the Earth (2da. Edición): Freeman, Cooper & Co., San Francisco, 281 p.

Tarling, D. H. (1971). Principles and applications of paleomagnetism: Chapman & Hall, London, 164 p.

Tarling, D. M. y Tarling, M. P. (1975). Derivas continentales. Estudio de la superficie terráquea en movimiento: Editorial Alhambra, Madrid, 124 p.

Taylor, F. B. (196). Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the Earth's plan: Geological Society of America Bulletin, v. 21, p. 179-226.

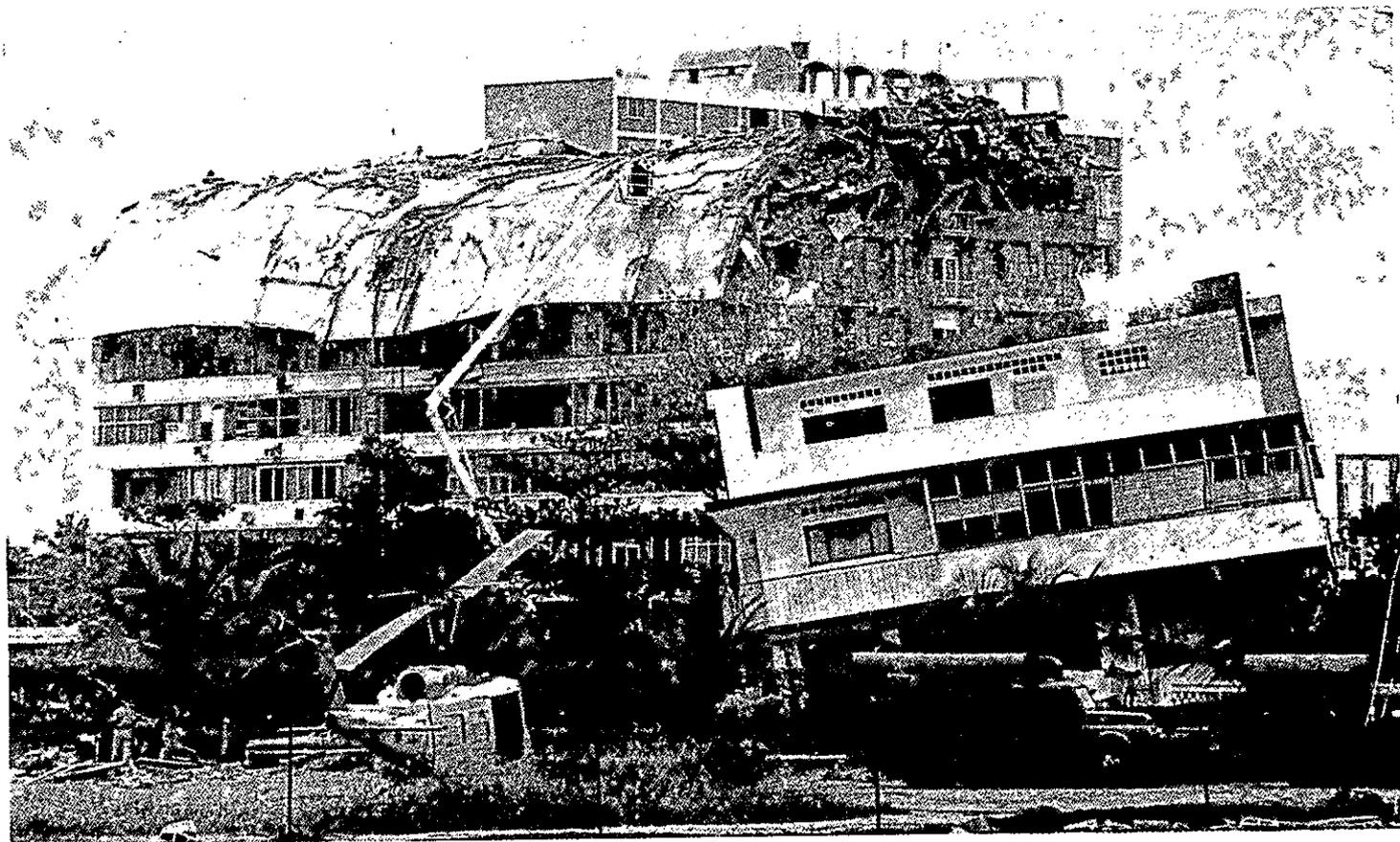
UNESCO (1980). Terremotos, Evaluación y mitigación de su peligrosidad: Blume Editores, Barcelona, 360 p.

Uyeda, S. (1980). La nueva concepción de la Tierra. Continentes y océanos en movimiento: Blume Editores, Barcelona, 269 p.

Wegener, A. (1912). Die Entstehung der Kontinente: Geologische Rundschau, v. 3, p. 276-292.

Wegener, A. (1929). Die Entstehung der Kontinente und Ozeane (4ª Edición): Vieweg Verlag, Braunschweig, 94 p.

NOTA: las referencias subrayadas son referencias generales, a las cuales se refiere al lector para profundizar en los diferentes temas.



Indice

	PAG.
INTRODUCCION	7
LA CORTEZA DINAMICA DE LA TIERRA	11
Primeros indicios de la deriva continental	13
Confirmación de la deriva continental	16
La tectónica de placas	20
LOS TERREMOTOS: SU ORIGEN Y DETECCION	27
La máquina sísmica	27
Disciplinas que estudian los terremotos	29
Intensidad, magnitud y frecuencia de los terremotos	30
ESTRUCTURAS GEOLOGICAS QUE ORIGINAN TERREMOTOS: LAS FALLAS	37
Tipos de fallas	37
El ambiente tectónico de Venezuela y la formación de fallas	41
Características de una falla activa: la falla de Boconó	43
PREDICCION DE TERREMOTOS	55
La predicción de terremotos en Venezuela	57
Potencial sísmico del borde sur de la placa del Caribe	61
APENDICES	64
Recomendaciones a la ciudadanía en caso de terremotos	64
Glosario	66
BIBLIOGRAFIA	68

TERREMOTOS EN VENEZUELA Y SU ORIGEN presenta las conclusiones de investigaciones realizadas sobre los disturbios de la corteza terrestre conocidos como terremotos y lo que se está haciendo en Venezuela para predecirlos y, en lo posible, aminorar sus efectos. El autor, Carlos Schubert, estudioso de la sismica y de la evolución tectónica del suelo venezolano, explica la teoría de la Tectónica de Placas —fundamental para entender el origen de los terremotos y otros fenómenos naturales de la corteza terrestre—, los medios de detección y predicción de éstos, las principales características de las estructuras geológicas que los originan y su ubicación en el territorio nacional. Acompaña la explicación técnica con gráficas de los terremotos de El Tocuyo (1950) y Caracas (1967), los más violentos ocurridos en Venezuela durante el presente siglo.

Las fotografías blanco y negro corresponden al terremoto de Caracas del año 1967, excepto las de las páginas 34, 35 y 36 que son del terremoto de El Tocuyo (1950).



CUADERNOS LAGOVEN

Editados por el Departamento
de Relaciones Públicas de LagoVen,
filial de Petróleos de Venezuela, S. A.

Coordinador de Publicaciones:
Néstor Rangel T.

Coordinadora de Producción:
Berenice Gómez T.

Diseño Gráfico:
José Luzuriaga

Depósito Legal If 83-1857

Impreso en Venezuela por Cromotip