

Imágen de satélite (ortofoto) de parte del Sistema Central Español. Madrid aparece en el centro de la imagen.

## 9.-LA DEFORMACIÓN DE LAS PLACAS

### 9.1.-ESTADO DE ESFUERZO Y REOLOGIA DE LA LITOSFERA

Aunque las placas son más rígidas que la astenosfera sobre la cual deslizan, no lo son tanto que no puedan ser deformadas. De hecho, sus interacciones mutuas provocan esfuerzos suficientes como para inducir deformaciones de gran intensidad, concentrándose éstas sobre todo en las proximidades de los límites de placas. Después de haber estudiado la deformación de las rocas y las estructuras generadas, vamos a ver en este capítulo en qué partes de las placas y en qué circunstancias se producen los diferentes tipos de estructuras. Vamos a centrarnos sobre todo en la corteza continental, debido a que es la que resulta accesible directamente a la observación, pero también a que, al no poder consumirse, puede registrar una larga historia deformativa. El ciclo de creación-consumción de la corteza oceánica opera sin inducir grandes deformaciones en la misma, salvo en las zonas de subducción, pero la corteza subducida acaba desapareciendo, en parte por fusión y en parte por integración en el manto astenosférico. Además, el ciclo impide que este tipo de corteza se conserve mucho tiempo, por lo que la mayor parte de la corteza oceánica actual no ha sido sometida a grandes deformaciones y sólo los fragmentos de la misma que se incorporan a los continentes por medio de obducciones suelen aparecer deformados.

Hemos mencionado varias veces que los mecanismos de deformación y las estructuras producidas varían con las condiciones físicas de la deformación y que los mecanismos pueden agruparse esencialmente en dos, frágiles y dúctiles. Vamos a analizar ahora con cierto detalle los mecanismos de deformación a distintas profundidades en una litosfera continental y cómo su resistencia a los esfuerzos varía con la

profundidad, es decir, vamos a efectuar una descripción de la **reología de la litosfera**, o sea, de la deformación y el flujo de la misma. Para ello, vamos a describir cómo se construyen las llamadas **gráficas de resistencia máxima**, que representan los esfuerzos de cizalla (o los esfuerzos diferenciales) máximos que pueden existir en la litosfera a distintas profundidades.

La parte más superficial de la corteza está fría y se comporta frágilmente. Las estructuras típicas de los primeros 5 a 10 km son, por tanto, las fallas, que serán de un tipo u otro según sea la distribución de los esfuerzos. Dado que en las fallas se produce deslizamiento entre los labios, el régimen de deformación frágil se suele denominar **régimen de deslizamiento friccional**. Debido a que las fracturas de cizalla se producen siguiendo el criterio de Coulomb, los esfuerzos principales máximo y mínimo posibles están relacionados entre sí. Llamamos **esfuerzo máximo posible** al esfuerzo principal mayor ( $\sigma_1$ ) más grande que una roca puede resistir para un determinado valor del esfuerzo principal menor ( $\sigma_3$ ). Similarmente, **esfuerzo mínimo posible** será el esfuerzo principal menor ( $\sigma_3$ ) más pequeño que una roca puede resistir para un determinado valor de  $\sigma_1$ . Si se alcanza el esfuerzo máximo o el esfuerzo mínimo, la roca romperá. Si uno de los esfuerzos principales ( $\sigma_1$  ó  $\sigma_3$ ) se fija en un valor determinado, el valor máximo o

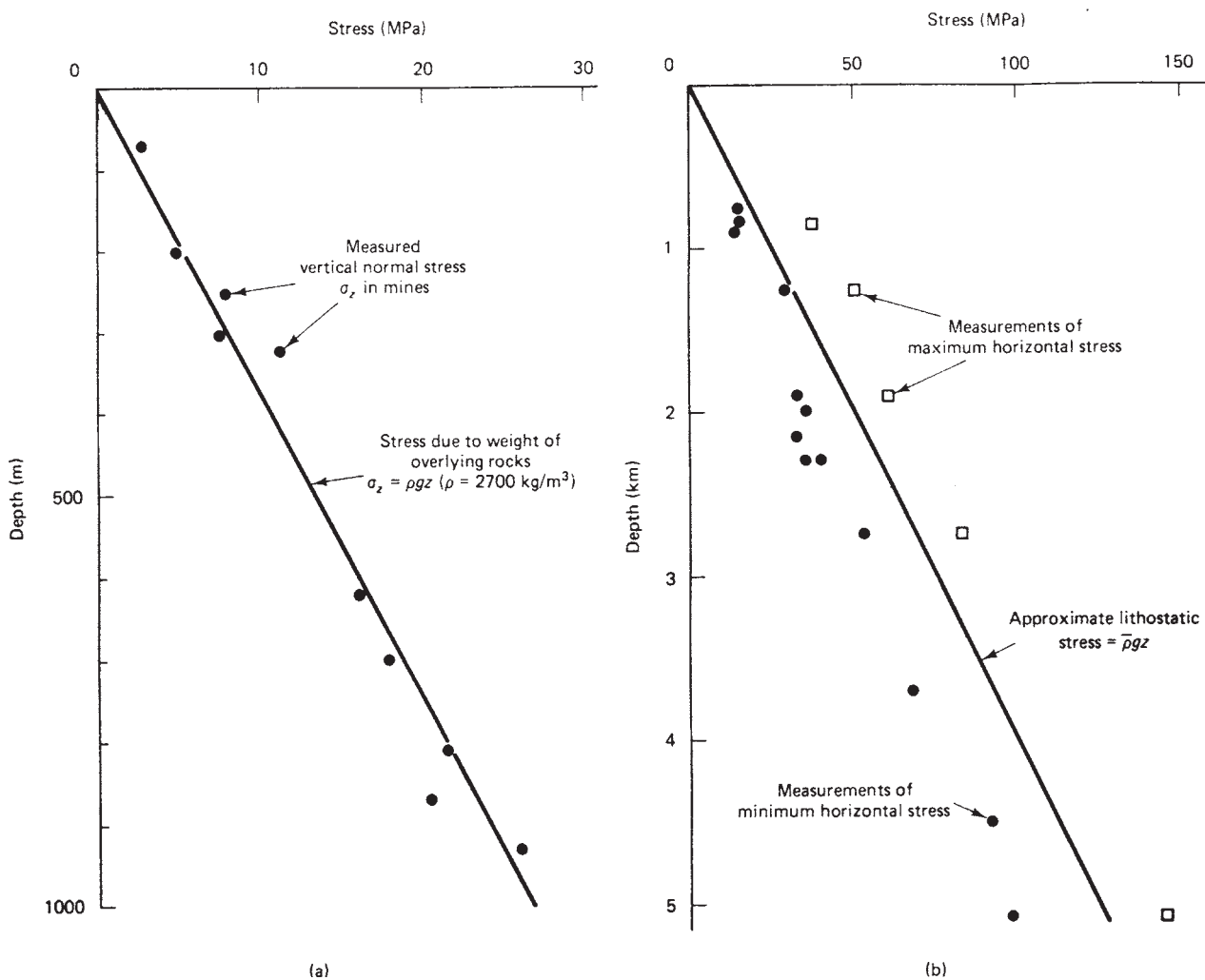


Figura 9-1- Esfuerzo vertical medio en minas a varias profundidades (izquierda). Obsérvese su equivalencia aproximada a la presión litostática (línea recta). A la derecha, esfuerzos horizontales medios en minas y sondeos.

mínimo del otro está condicionado por el coeficiente de rozamiento interno de las rocas, que es similar para casi todas ellas. Por tanto, también está determinado el **máximo esfuerzo diferencial** ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ), que corresponde al diámetro del círculo de Mohr cuando éste es tangente a la curva intrínseca.

Veamos el significado de lo anterior con un ejemplo: supongamos que en una región, el esfuerzo menor  $\sigma_3$  es vertical y coincide con la presión litostática, por lo que aumenta con la profundidad. Entonces, el esfuerzo mayor,  $\sigma_1$ , será horizontal y puede tener cualquier valor entre  $\sigma_3$  y un máximo, alcanzado el cual, se producirán fallas, en este caso inversas. La Fig.9-1 muestra, a la izquierda, varias medidas del esfuerzo vertical efectuadas en minas (puntos) y cómo se adapta muy bien a la presión litostática calculada para cada profundidad. Esa misma figura, a la derecha, muestra medidas de esfuerzos horizontales, observándose que éstos son a veces mayores que los verticales (cuadrados) y otras menores o iguales (puntos).

Como el máximo esfuerzo de cizalla equivale al radio del círculo de Mohr, si conocemos el esfuerzo diferencial máximo para las distintas profundidades, conocemos también el esfuerzo de cizalla máximo, llamado **resistencia a la cizalla** ("shear strength"):

$$\tau_{\text{máx}} = (\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{máx}} / 2$$

Puede entonces construirse una gráfica en la cual se proyecta en el eje vertical la profundidad y en el eje horizontal el máximo esfuerzo de cizalla posible (Fig.9-2, arriba). La relación entre ambas variables es de tipo lineal y directamente proporcional: a mayor profundidad, mayores esfuerzos de cizalla soportan las rocas, dentro del régimen de deslizamiento friccional. Ello es una consecuencia del criterio de Coulomb: a mayor  $\sigma_3$ , mayor es el círculo de Mohr tangente a la línea de fracturación o a la curva intrínseca. Por tanto, la línea que relaciona  $\tau_{\text{máx}}$  y la profundidad es una recta.

A profundidades mayores de entre 7 y 15 km, las rocas pueden deformarse dúctilmente por mecanismos como la disolución por presión y el deslizamiento intracrystalino, también llamado creep de dislocaciones. La disolución por presión es importante entre unos 7 y 20 km de profundidad. Es éste un mecanismo de tipo Newtoniano, es decir, viscoso lineal, lo que

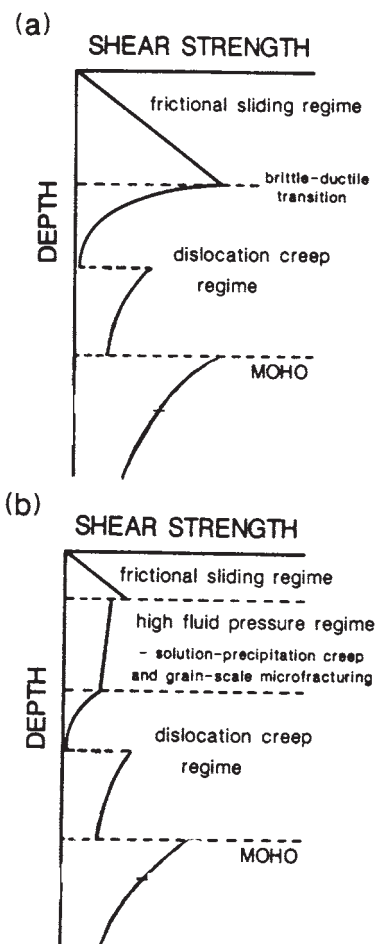


Figura 9-2- Gráficas de resistencia a la cizalla de la litosfera. (a) - en un régimen con baja presión de fluidos en la corteza superior. (b)- en un régimen de elevada presión de fluidos. Eje horizontal: resistencia a los esfuerzos de cizalla. Eje vertical: profundidad.

implica que hay una relación directa entre el esfuerzo de cizalla aplicado y la velocidad de deformación obtenida. Por tanto, para esfuerzos pequeños se producirá deformación, aunque será lenta, y para grandes esfuerzos la deformación será rápida. Para un intervalo temporal de actuación de los esfuerzos, la deformación alcanzada será mayor cuanto mayores fueran los esfuerzos. El máximo esfuerzo de cizalla posible no viene acotado en este caso por el mecanismo de deformación dúctil, sino por el de deslizamiento friccional: si los esfuerzos llegan a ser muy grandes, las rocas pueden llegar a romper, pero si no son tan grandes, se deformarán dúctilmente por disolución por presión, con el consiguiente desarrollo de clivajes.

A partir de 10 a 15 km de profundidad, el creep de dislocaciones adquiere mucha importancia. La ley por la que se rige es de tipo exponencial, es decir, la velocidad de deformación por cizallamiento es proporcional al esfuerzo de cizalla elevado a una potencia, que suele variar entre 2 y 3. En este caso, en principio, tampoco existe un límite superior para el esfuerzo y por pequeño que sea éste, se produce deformación. La ecuación que relaciona en ese caso el esfuerzo diferencial con la temperatura es una curva que determina la **resistencia plástica** para cada temperatura. La Fig.9-3 muestra varias de estas curvas para diferentes rocas y para una velocidad de deformación de  $10^{-14} \text{ seg}^{-1}$ . Las velocidades de deformación geológicas varían entre  $10^{-13}$  y  $10^{-15} \text{ seg}^{-1}$  y las curvas de resistencia plástica para las

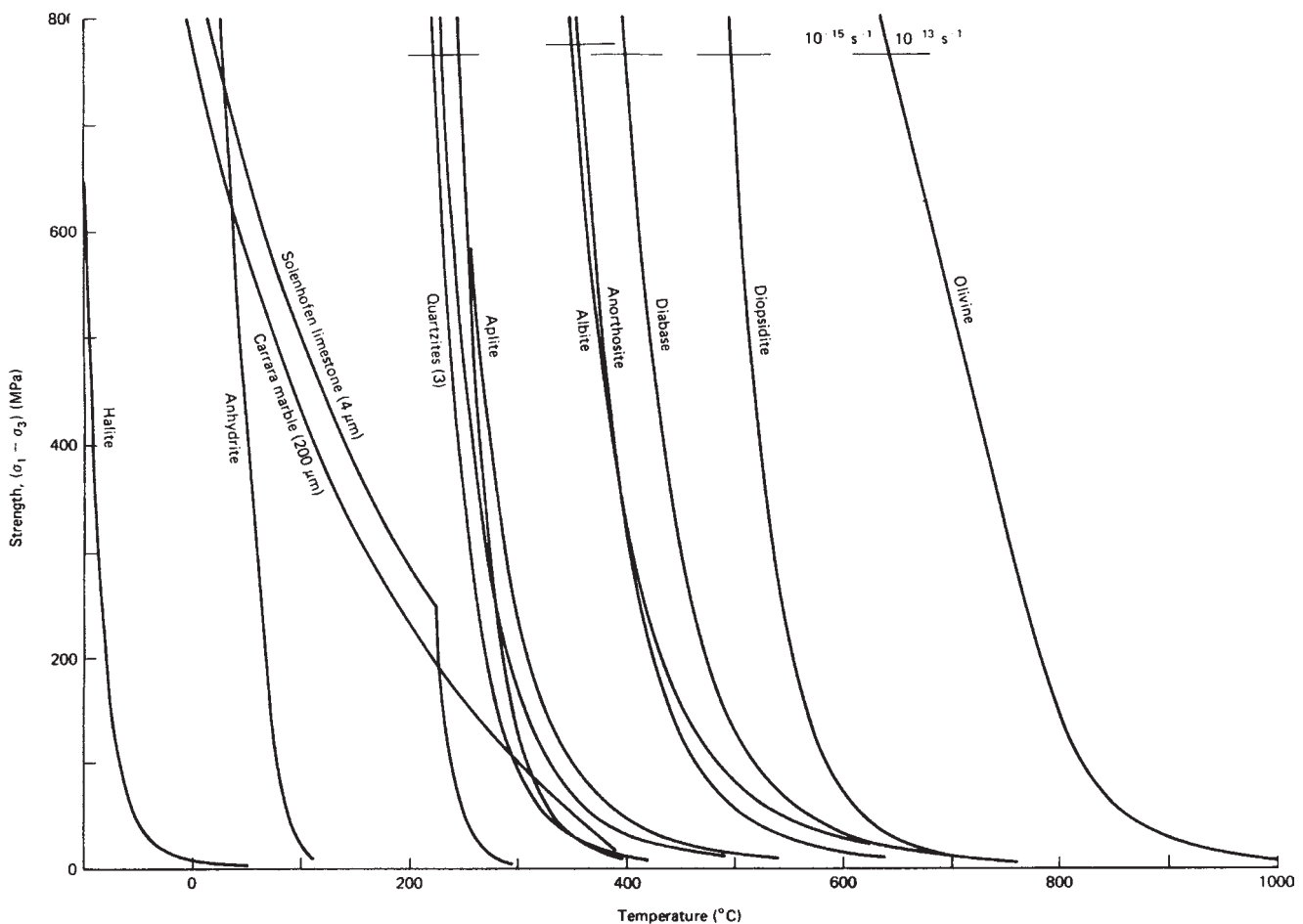


Figura 9-3- Curvas de resistencia plástica para distintas rocas y una velocidad de deformación constante de  $10^{-14} \text{ seg}^{-1}$ . Las barras en la parte superior de las curvas indican el rango de variación para el intervalo de velocidades de deformación comprendido entre  $10^{-13}$  y  $10^{-15} \text{ seg}^{-1}$ .

velocidades comprendidas en ese intervalo caerían en una banda paralela a la de  $10^{-14} \text{ seg}^{-1}$  a ambos lados y cuya anchura sería la de la barra dibujada en la parte superior de algunas curvas en la Fig.9-3. Debido a que no suelen darse velocidades de deformación mayores, podemos suponer que no se dan, a esas profundidades, esfuerzos mayores de una cierta magnitud. Es decir, podemos considerar las curvas de resistencia plástica para velocidades geológicamente razonables como límites del esfuerzo que las rocas soportan realmente para las distintas profundidades. En teoría podrían soportar esfuerzos mayores pero, entonces, las velocidades de deformación serían mayores, lo cual es posible eventualmente y localmente, pero no puede generalizarse a un periodo largo de tiempo ni a escala de la deformación de toda la litosfera.

Como, por otra parte, la temperatura depende del gradiente geotérmico y de la profundidad, podemos trasladar esas curvas al gráfico de máximo esfuerzo de cizalla (o resistencia a la cizalla) de la Fig.9-2 (a), simplemente poniendo el eje horizontal de la Fig.9-3 vertical y haciendo coincidir la temperatura con la profundidad a la cual se da esa T. Eso equivale a girar  $90^\circ$  las curvas de la Fig.9-3 en sentido de las agujas del reloj. La primera curva de la Fig.9-2 (a), justo por debajo de la línea que representa la transición frágil-dúctil, corresponde a la resistencia plástica del cuarzo en presencia de agua y es representativa de la corteza continental para profundidades medias, cuya composición es muy rica en cuarzo y donde hay todavía agua en los intersticios de los granos o dentro de la red cristalina de los mismos. Esto es debido a que basta con que el mineral más blando de una roca (en este caso el cuarzo) esté en una proporción de entre el 20 y el 30%, para que la roca en su conjunto se deforme según una ecuación similar: comparar las curvas de cuarcita (>90% de cuarzo) y aplita (35% de cuarzo aproximadamente). La siguiente curva corresponde al comportamiento del cuarzo en ausencia de agua o al de la plagioclasa (ambas son parecidas), y es representativa de la corteza continental inferior, granulítica. Finalmente, la curva inferior, por debajo del Moho, corresponde al olivino, constituyente mayoritario del manto terrestre.

La lectura de la Fig.9-2 (a), ahora que sabemos cómo se ha construido, es sencilla: nos dice que la litosfera es muy resistente en la parte inferior de la zona con un **régimen de deslizamiento friccional** y, también, en la parte superior del manto, justo por debajo de la discontinuidad de Mohorovicic. En la zona con **régimen de creep de dislocaciones** hay un máximo relativo de resistencia en la transición entre la corteza hidratada y la seca. En cambio, son zonas con muy poca resistencia a los esfuerzos la parte baja de la corteza hidratada y la base de la corteza. Si existen fluidos abundantes, se puede definir una zona con un **régimen de solución-cristalización**, la cual no suele acumular grandes esfuerzos (Fig.9-2 b) pues éstos se disipan por deformación dúctil.

La Fig.9-4 muestra el gráfico correspondiente a una corteza continental de un cratón, gruesa (50 km) y fría. El bajo gradiente geotérmico de los cratones (unos  $17^\circ\text{C}/\text{km}$ ) hace que las curvas de resistencia plástica de los distintos minerales se proyecten a más profundidad que en el caso de las cortezas continentales jóvenes. P. ej., la curva de un determinado mineral o roca se proyectará al doble de profundidad que lo haría en una corteza continental joven con un gradiente geotérmico de  $34^\circ\text{C}/\text{km}$ .



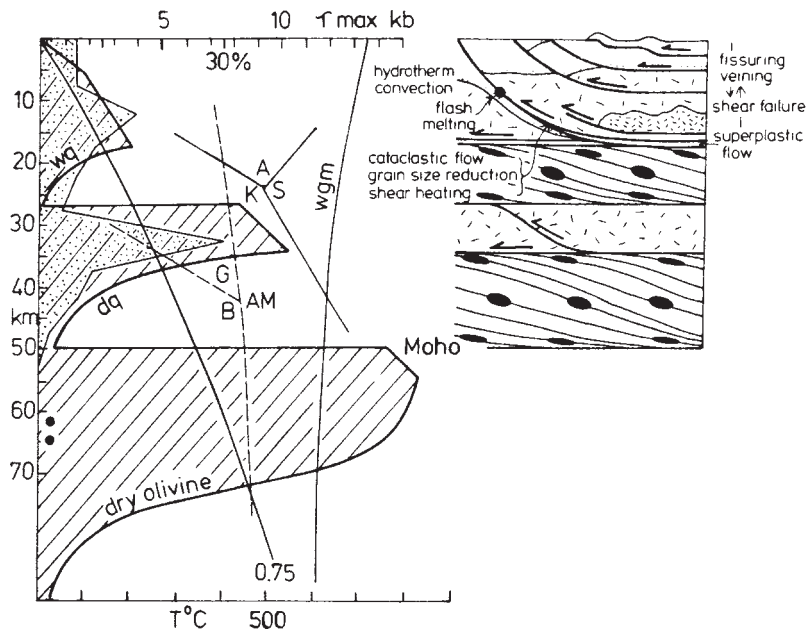


Figura 9-4- Gráfica de resistencia de una litosfera continental correspondiente a un cratón o escudo de 50 km de espesor. Rayado oblicuo: rango de esfuerzos de cizalla posibles. Punteado: histograma de los focos de terremotos situados en la corteza continental.

Debido a eso, las curvas pueden intersectar a la recta que expresa el criterio de Coulomb antes que a la superficie horizontal que separa unas capas de otras. P. ej., la curva del cuarzo en seco (dq) corta antes a la recta inclinada que expresa el criterio de Coulomb que a la línea que separa las cortezas hidratada y seca (a 27 km en la Fig.9-3). Sin embargo en la Fig.9-2 (a), esto no sucede. La diferencia entonces es que, mientras en el caso de una corteza continental joven (Fig.9-2 a) sólo hay un campo con régimen de deformación frágil, en la corteza superior, en un viejo escudo precámbrico (Fig.9-3) hay tres: en la corteza superior, en la parte superior de la corteza seca y en la parte superior del manto litosférico.

Así, en un régimen compresivo, podrían generarse en éste último caso: 1-cabalgamientos en la parte superior de la corteza, 2-deformación dúctil debajo, con desarrollo de esquistosidad, en la corteza hidratada inferior 3-estructuras frágiles de nuevo en la parte superior de la capa granulítica y 4-un comportamiento dúctil de nuevo en la base de la corteza. Las distintas estructuras se han dibujado en la derecha de la Fig.9-3. En el gráfico de resistencias, la zona rayada representa los esfuerzos de cizalla posibles para cada profundidad. La zona punteada expresa las frecuencias de los focos de los terremotos en cortezas continentales. Obsérvese que hay dos máximos, uno entre 10 y 15 km y otro entre 30 y 35 km. Dado que los terremotos se producen por movimientos de fallas, la coincidencia de los máximos con las zonas de régimen de deslizamiento friccional apoya la exactitud de la gráfica de resistencias de la litosfera. La zona de contacto entre una franja resistente y otra poco resistente, dentro de la litosfera, es una zona de despegue potencial, es decir, la zona de menor resistencia puede independizar las partes por encima y debajo de ella y permitir que las deformaciones en ambas sean independientes. Pueden formarse **niveles de despegue** entre las cortezas seca e hidratada y entre la corteza basal y el manto, además de los que tienen como causa un contraste litológico de reología, como p. ej., entre capas competentes e incompetentes en una serie sedimentaria o entre la cobertera sedimentaria y su basamento cristalino.

A menudo se habla de **niveles tectónicos** o **estructurales** para referirse a las zonas en las que predominan unos determinados mecanismos de deformación y, consecuentemente, unas determinadas estructuras o familia de estructuras. La Fig.9-5 muestra esquemáticamente las diferentes estructuras que pueden aparecer con la profundidad en una serie sedimentaria potente depositada sobre un margen continental en el caso de una tectónica compresiva. En la parte superior son frecuentes los cabalgamientos y fallas inversas, aunque pueden formarse pliegues debido a que los sedimentos son rocas relativamente blandas y con capacidad para flexionarse sin romperse para esfuerzos no muy grandes. La deformación dúctil es, en esa zona, de intensidad limitada y los pliegues serán paralelos o poco aplastados. Hacia abajo, la disolución por presión y el creep de dislocaciones inducen deformaciones internas de gran intensidad, generando clivajes. Los pliegues son, en esa zona, aplastados, de geometría similar (s.l.) y sus planos axiales son subparalelos al clivaje, el cual evoluciona, hacia abajo, desde un clivaje espaciado o grosero a un clivaje pizarroso, una esquistosidad y un bandeado gnéisico. En las partes más profundas, los sedimentos o el basamento sobre el cual reposan pueden llegar a fundir, un proceso conocido como **anatexia** o **anatexis**, que da lugar a rocas ígneas graníticas (cruces).

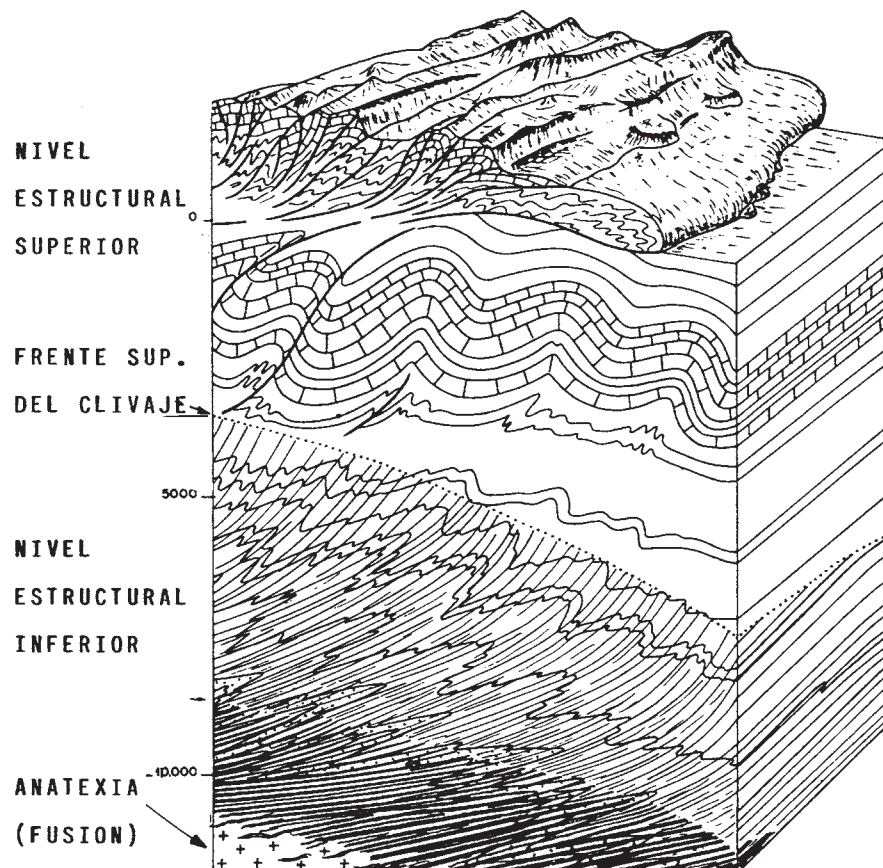


Figura 9-5- Diferentes niveles estructurales desarrollados en una potente serie sedimentaria en el curso de una orogenia.

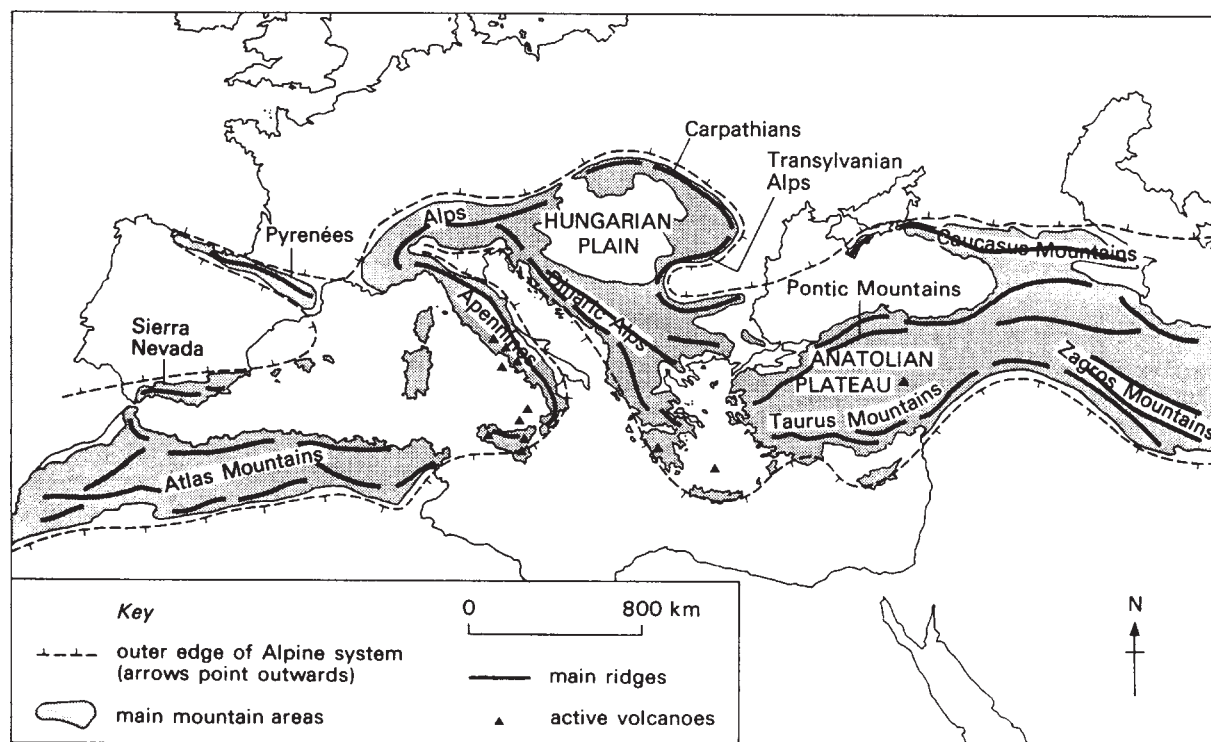


Figura 9-6- El cinturón orogénico alpino. Las líneas negras representan las principales alineaciones montañosas.

En el caso de la Fig.9-5 y en general, puede hablarse de un **nivel estructural superior**, caracterizado por los mecanismos de flexión y deslizamiento friccional y un **nivel estructural inferior**, caracterizado por la deformación interna. En el superior son frecuentes los pliegues paralelos (s.l.) y las fallas y en el inferior los pliegues similares (s.l.) y los clivajes. La separación entre ambos niveles estructurales vendría marcada por la aparición generalizada del clivaje, cuyo límite, que suele ser una superficie irregular, se denomina **frente superior del clivaje o de la esquistosidad**. Existen otras subdivisiones, que incluyen un nivel estructural medio, pero, a menudo, más que hablarse de niveles estructurales en concreto, se habla en términos comparativos: el nivel tectónico de las rocas que afloran en una región es más o menos profundo que el de otra región o área.

En los apartados que siguen trataremos brevemente de las asociaciones de estructuras o **familias estructurales** más frecuentes en la corteza continental. Aunque estructuras compresivas, extensivas y transcurrentes pueden aparecer juntas en una determinada región e, incluso, haberse formado a la vez, cuando una región relativamente grande de la corteza continental se deforma, lo hace debido a que está sometida a un campo de esfuerzos que tiende a acortarla o a alargarla en una dirección horizontal, o bien simplemente a deslizar una parte de ella junto a otra. Para la siguiente descripción, agruparemos las estructuras de acuerdo con el régimen general de deformación en el cual se formaron, diferenciando los procesos compresionales, en los cuales se produce acortamiento cortical, los extensionales y los transcurrentes.



## 9.2.-EL ACORTAMIENTO CORTICAL: LA OROGENIA

El **diastrofismo**, (del griego *diastrophe*, distorsión) es un término genérico que incluye el conjunto de fenómenos relacionados con la dinámica interna de la Tierra y es, por tanto, equivalente al de **Tectónica**. Si los fenómenos conllevan acortamiento cortical se habla de **orogénesis**, que significa literalmente creación de relieve, aunque bajo esta denominación se incluyen los procesos que dan lugar a una zona intensamente deformada por compresión horizontal. La zona en sí recibe diversos nombres: **orógeno**, cadena orogénica, **cadena de montañas**, cordillera, cinturón de plegamiento o **cinturón orogénico**. Aunque es evidente que la creación de las grandes cadenas montañosas actuales de los continentes, como el Himalaya, los Alpes o los Andes, se debe a procesos de este tipo, el término se aplica también a zonas deformadas en la antigüedad que se supone que implicaron la creación de grandes relieves, pese a que éstos hayan desaparecido hace tiempo. La forma de los orógenos o cadenas es alargada, es decir, son mucho más largos que anchos. Su longitud puede ser de varios miles de kilómetros y su anchura de varios cientos o hasta dos millares. La Fig.9-6 muestra las cadenas de montañas actuales de la región mediterránea y la Fig.9-7 la cadena andina. Como puede apreciarse, las cadenas son a veces rectilíneas y otras veces tienen geometrías curvadas, denominándose en este último caso **oroclinales**. La zona donde un orógeno tiene una forma curvada se denomina también **virgación**. La Fig.9-8 muestra los principales cinturones orogénicos de Europa.

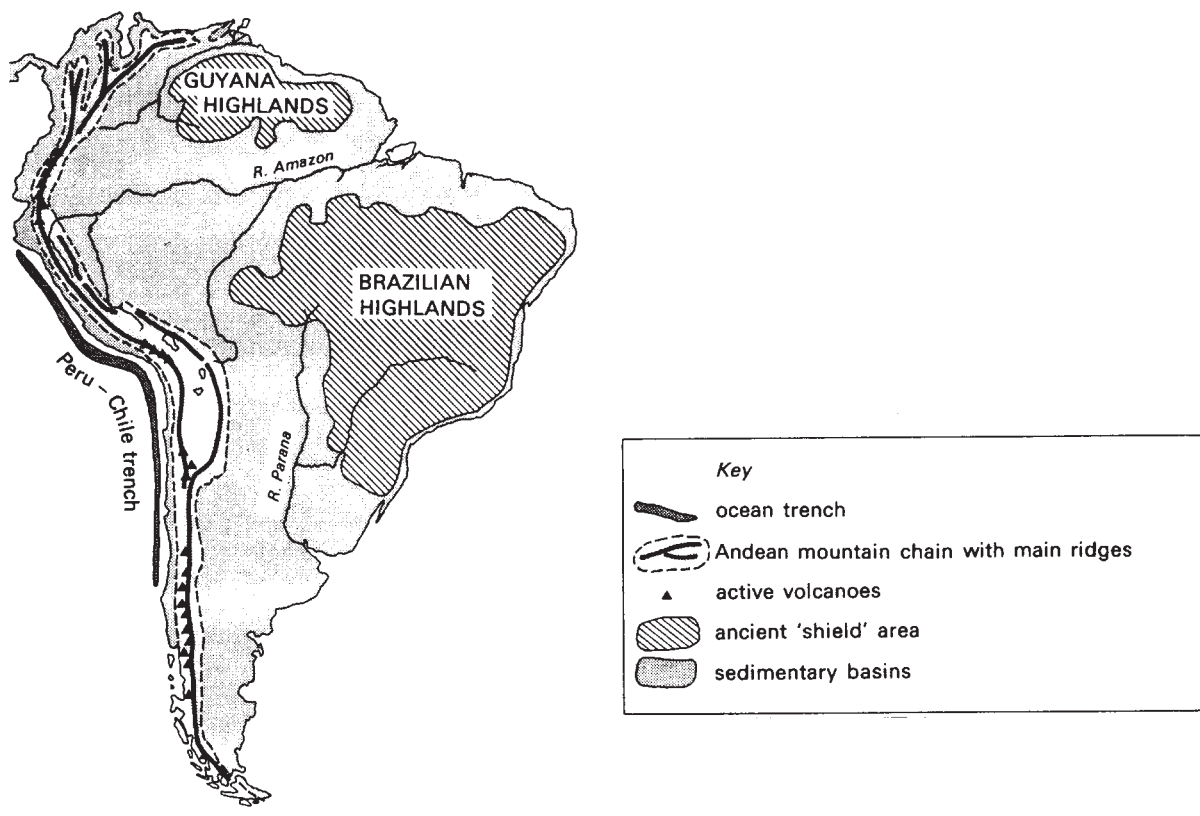


Figura 9-7- La cadena de los Andes, en el margen occidental de Sudamérica.

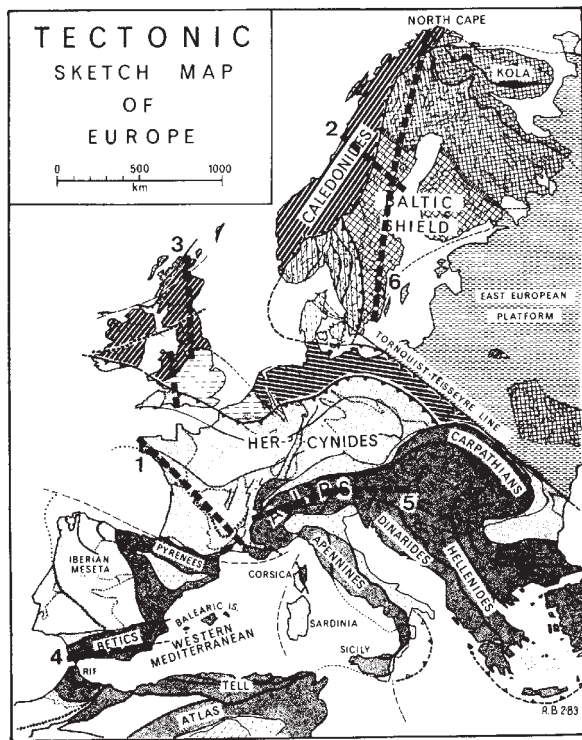


Figura 9-8- Esquema tectónico de Europa mostrando la superposición de los cinturones orogénicos Caledónico, Hercínico y Alpino. Las líneas gruesas a trazos son perfiles sísmicos realizados para determinar la estructura de la litosfera en profundidad.

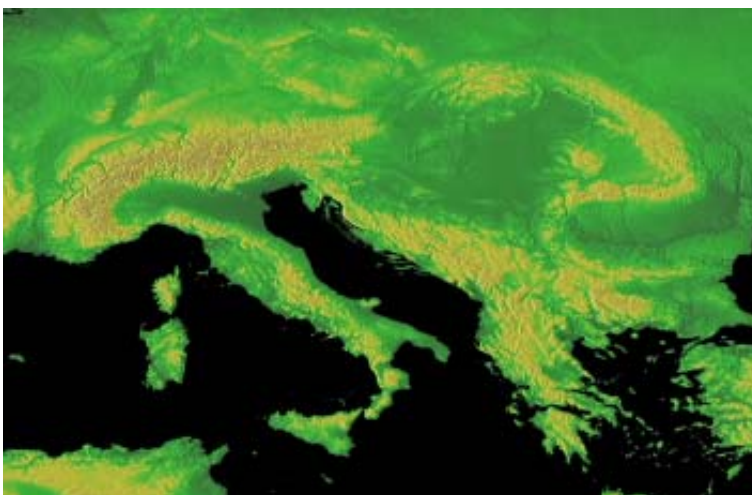
Se llama **orogenia** o **ciclo orogénico** a una sucesión de eventos, limitados en el tiempo, que dan lugar a un orógeno. En la época anterior al desarrollo de la Nueva Tectónica Global, predominaba una idea catastrofista de las orogenias, consistente en suponer que éstas correspondían a periodos de tiempo en los que la actividad tectónica de la Tierra había sido especialmente intensa. Con esas ideas, se tendía a correlacionar las orogenias de unos continentes y otros y, no sólo eso, se correlacionaban también fases de deformación de menor duración dentro de las orogenias. Ello dio lugar a una compilación de las orogenias y sus fases, que fue esencialmente efectuada por el geólogo alemán Hans Stille y que está representada en la Fig.9-9 con la correspondiente edad y el periodo o piso de la escala cronoestratigráfica durante el cual tuvo lugar.

Hoy sabemos que las orogenias se producen por interacciones de las placas y que ni afectan a toda la Tierra, ni sus causas son siempre las mismas, ni

sus fases son correlacionables. No obstante, la nomenclatura de las orogenias y fases es muy popular y sigue utilizándose, pese a que su validez no es mundial sino regional y, a veces, meramente local.

Los grandes ciclos orogénicos del Fanerozoico (desde hace 570 ó 540 Ma hasta el presente) son la **Orogenia Caledónica** del Paleozoico Inferior, la **Orogenia Hercínica** o **Variscica** del Paleozoico Superior y la **Orogenia Alpina** o, mejor, el **Ciclo Orogénico Alpídico**, del Mesozoico, Terciario y Cuaternario. La gran extensión de los cinturones orogénicos que se formaron en ellas se debe a que en

su mayor parte son producto de colisiones de grandes masas continentales, que se unieron para formar continentes aun mayores, llamados **supercontinentes**. Como los supercontinentes se disgregan y vuelven a amalgamarse, los cinturones orogénicos se pueden superponer unos a otros, los más recientes sobre los más antiguos. La Fig.9-8 es un esquema tectónico de Europa en el que se han representado los escudos (“shields”) precámbricos, formados en el curso de



Situación de las principales cadenas montañosas alpinas en Europa.

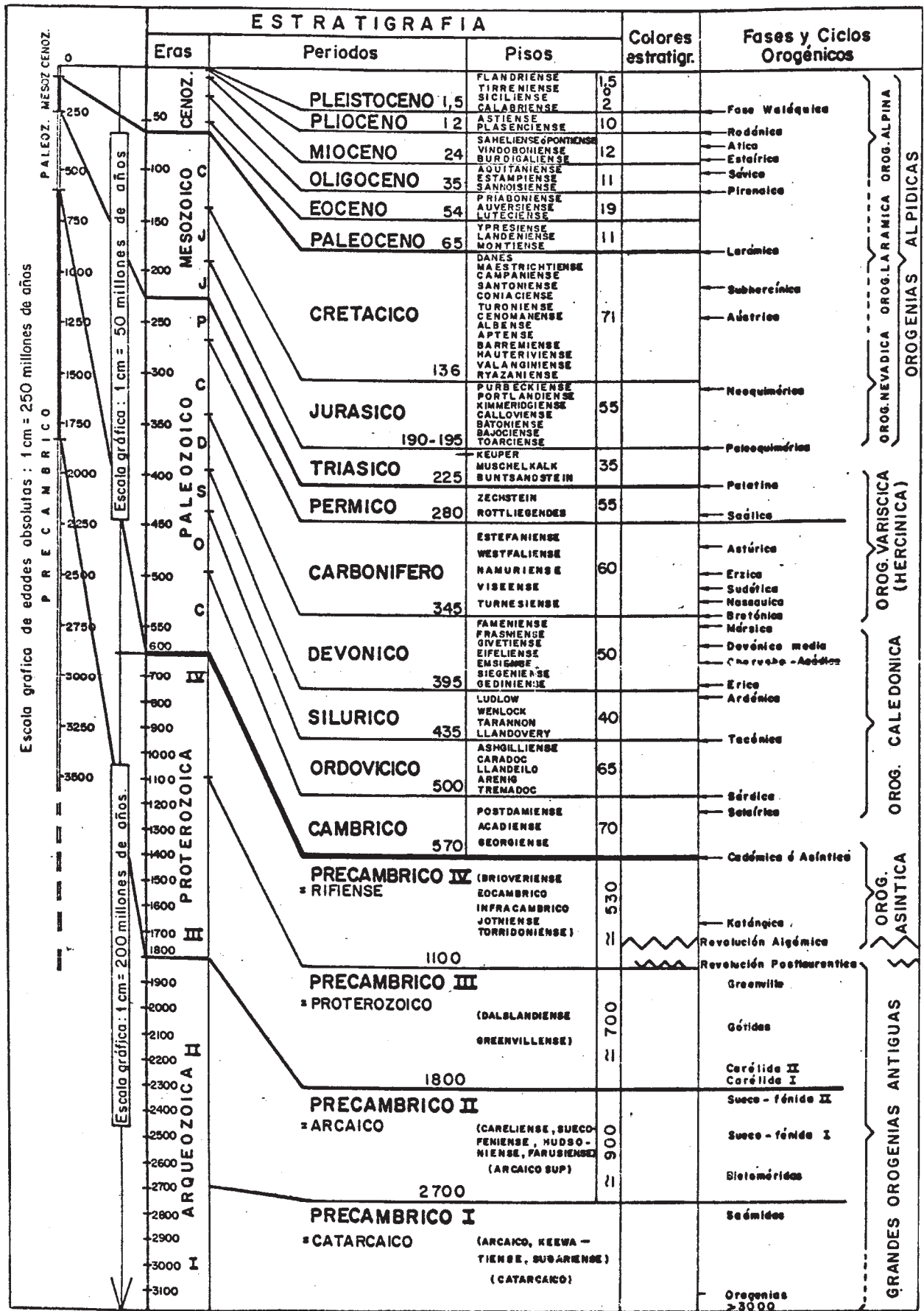


Figura 9-9- Escala geológica del tiempo con indicación de las fases y ciclos orogénicos.

orogénias muy antiguas, y los cinturones orogénicos fanerozoicos Caledónico (rayas), Hercínico (gris claro) y Alpino (gris oscuro). El borde o frente de cada uno de los cinturones se ha dibujado como un cabalgamiento debido a que suele ser una estructura de este tipo la que limita el orógeno. Como puede apreciarse, la corteza de la Península Ibérica está compuesta por rocas deformadas en los ciclos Hercínico y Alpino.

### 9.2.1 EL MODELO DEL GEOSINCLINAL

Los geólogos norteamericanos del siglo pasado James D. Dana y James Hall fueron impresionados por el hecho de que los grandes cinturones orogénicos de su país y de otras regiones coincidían con áreas alargadas en las que se había producido una sedimentación muy potente con anterioridad a la deformación. La serie sedimentaria alcanzaba 13 km de espesor en los Apalaches, la cadena montañosa paleozoica que bordea Norteamérica por el este, y 20 km en las Montañas Rocosas, la cadena mesozoica y cenozoica que bordea el continente por el oeste, mientras que las series eran mucho más delgadas sobre la parte central del continente, que no ha sido deformada desde el Precámbrico. Estas observaciones condujeron a proponer un modelo según el cual las zonas que durante un periodo habían sido muy subsidentes y habían permitido el depósito de potentes series sedimentarias, evolucionaban con el tiempo transformándose en un cinturón orogénico. La zona alargada donde esos fenómenos tenían lugar se denominó **geosinclinal** por ser inicialmente un surco o sinforme de escala global.

Según los modelos más evolucionados, un geosinclinal normal constaría en realidad de dos surcos, llamados respectivamente **miogeosinclinal** y **eugeosinclinal** (Fig.9-10). El primero sería menos profundo y estaría más próximo del continente emergido que el segundo. Entre la parte emergida del continente y el miogeosinclinal se situaría una zona denominada **antepaís** (“foreland”) en clara referencia a la región que, después de la deformación, queda por delante o por fuera del cinturón. Los sedimentos del antepaís y del miogeosinclinal son someros, es decir, de aguas poco profundas, y su potencia puede alcanzar unos 5 km en el antepaís y hasta 12 km en el surco.

Después del miogeosinclinal, en dirección a lo que sería el mar abierto, aparece una zona con menor potencia de sedimentos, que se denomina el **miogeoaanticlinal** y, después, el eugeosinclinal, caracterizado por una potencia de sedimentos excepcional (hasta 18 ó 20 km). Estos sedimentos son de aguas profundas y constituyen lo que se denomina un **flysch**: sedimentos marinos detríticos compuestos por una alternancia rítmica de argilitas, limolitas y grauvacas y caracterizados por su gran potencia, monotonía y escasez de fósiles. En algunas zonas del eugeosinclinal se encuentran las asociaciones de rocas básicas y ultrabásicas denominadas **ofiolitas**, que se interpretaban como producidas por una gran efusión submarina de rocas ígneas a través de una fisura (en negro en la Fig.9-11). La parte externa de la masa ígnea se enfriaría y sería después fracturada y atravesada por magma todavía fundido del interior,



dando una cubierta exterior de basaltos y pillow lavas, mientras que en el interior, el lento enfriamiento daría lugar a gabros y otras rocas ígneas intrusivas. Finalmente, se encontraría el **eugeoanticlinal**, una zona elevada con pocos sedimentos y a menudo con rocas ígneas básicas.

Según la teoría, los geosinclinales se desarrollarían sobre corteza continental (Fig.9-10, izda., dibujo nº 1), según ciclos completos que incluyen tres fases. La primera es la llamada fase de individualización, durante la cual se forman los surcos. La segunda sería la fase de estado y durante ella se rellenan los surcos (nº2 en la figura; los sedimentos están en negro en la sección transversal de los bloques diagrama) y se produce la efusión de las ofiolitas en el eugeosinclinal. La tercera fase, o de orogénesis, sería la que produciría la deformación (nº3 en la figura), acompañada de metamorfismo y de la fusión de los sedimentos y de su zócalo, con la consiguiente intrusión de rocas graníticas, sobre todo en el eugeosinclinal. La deformación sería diferente en las zonas más próximas al continente, llamadas **extérnides** o **zonas externas** que en las más alejadas, llamadas **intérnides** o **zonas internas**. Las primeras coinciden con el antepaís y el miogeosinclinal y las segundas con el eugeosinclinal (Fig.9-10, dcha.). Las intérnides se caracterizan por una gran intensidad de la deformación, así como por el metamorfismo generalizado y la abundancia de rocas graníticas. Las extérnides tendrían una menor deformación, serían menos metamórficas y tendrían menos rocas graníticas. La deformación comenzaría en las zonas internas e iría migrando con el tiempo hacia las externas.

El ciclo geosinclinal sería seguido de un periodo tardío, durante el cual se depositan sedimentos detríticos que provienen de la erosión de la cordillera recién creada (trama de puntos en el dibujo nº4 en la Fig.9-10, izda.) y que constituyen lo que se denomina la **molasa**: sedimentos detríticos de aguas

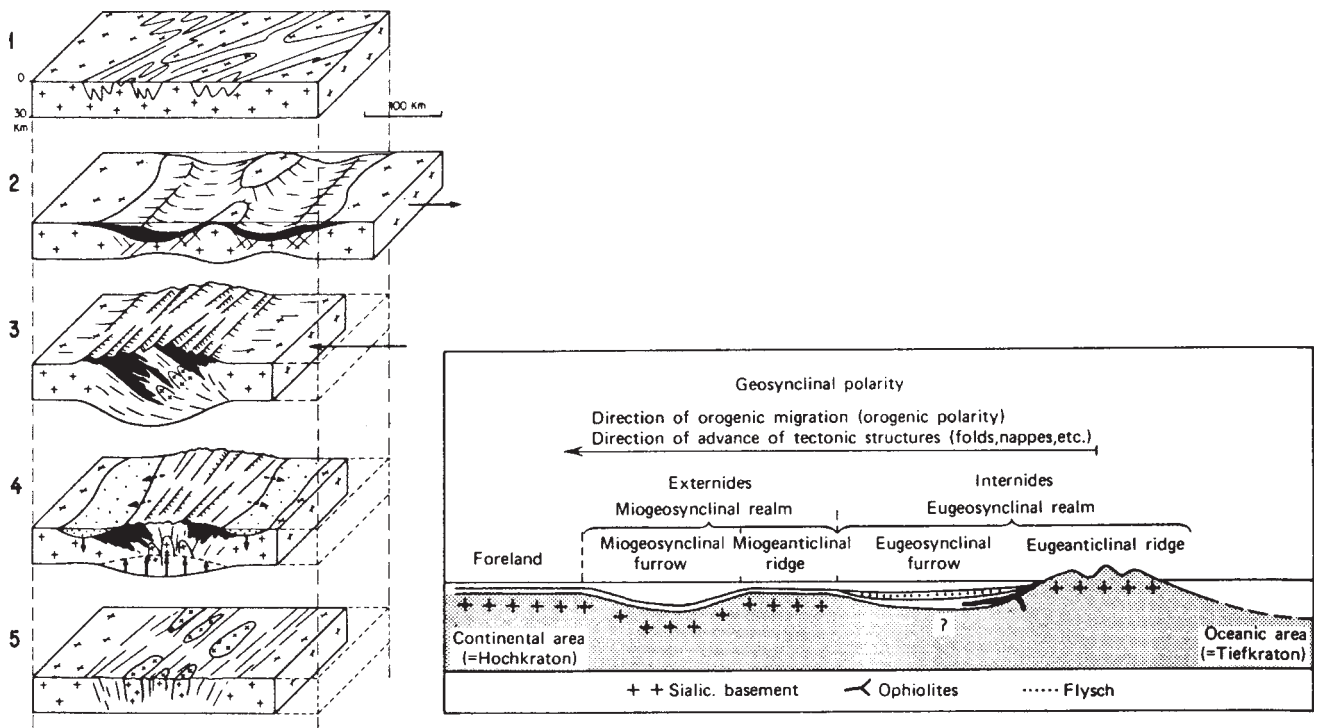


Figura 9-10- Esquema del desarrollo y evolución de un geosinclinal (izquierda) y las diferentes partes de que se compone.



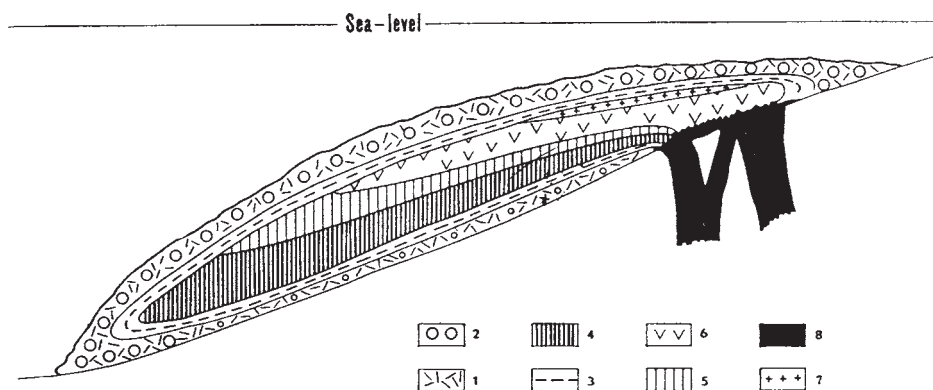
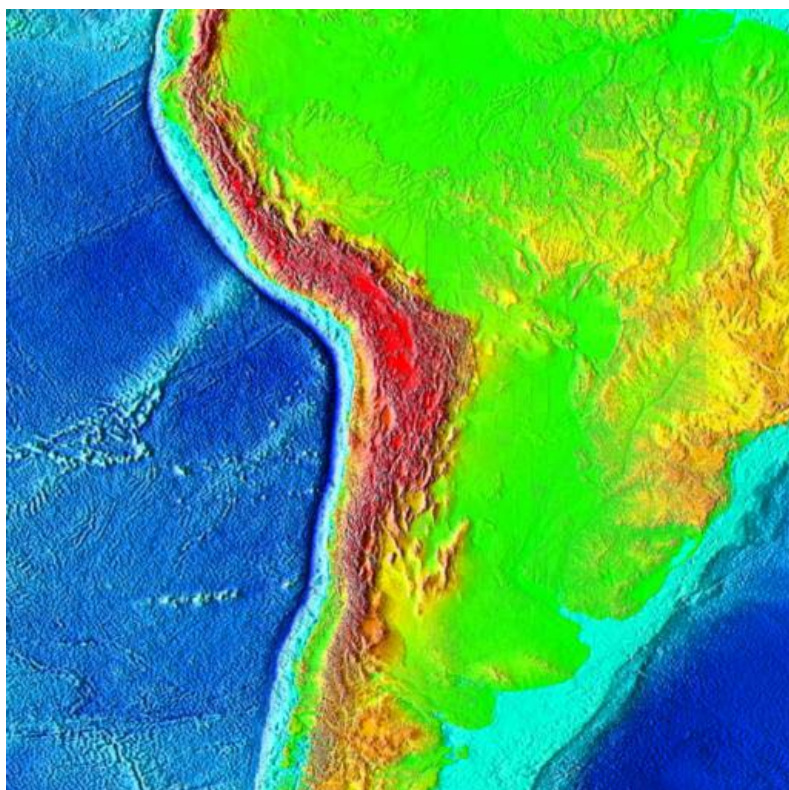


Figura 9-11- Esquema de la efusión de las ofiolitas en el eugeosinclinal, tal y como se contemplaba en el modelo. 1- basaltos; 2- *pillow-lavas*; 3- diabasas; 4- peridotitas; 5- gabros; 6- piroxenitas; 7- rocas ácidas y 8- fisuras rellenas de rocas básicas.

lacustres y marinas someras caracterizados por una alternancia rítmica de argilitas, arcosas y conglomerados, con frecuentes intercalaciones de calizas y capas de carbón. Las molasas más precoces, llamadas tardiorogénicas, se formarían cuando la deformación era todavía activa, por lo que es frecuente encontrarlas deformadas. Con el tiempo, todo el edificio montañoso construido durante la orogenia acabaría siendo desmantelado por denudación (nº5 en la figura), debida al efecto combinado del reajuste isostático y la **gliptogénesis** o erosión.

Hoy sabemos que el geosinclinal corresponde a un margen continental pasivo. Los surcos no son

tales, pero sí son zonas con gran acumulación de sedimentos: el miogeosinclinal corresponde a la cuña clástica de la plataforma continental y el eugeosinclinal son las turbiditas y contornitas del talud y glaciais submarinos (Fig.9-12). El miogeoanticlinal no es sino la zona de transición entre sedimentos de plataforma y sedimentos de talud, y el eugeoanticlinal no es una elevación sino, por el contrario, la llanura abisal. Las ofiolitas no representan una emisión fisural de rocas ígneas, sino fragmentos de corteza oceánica incorporados al orógeno y las frecuentes rocas básicas del eugeoanticlinal son también restos de cortezas



Los Andes son el resultado de un orógeno de activación que se encuentra activo.

oceánicas. La razón de la excepcional acumulación de sedimentos en estas zonas no es otra que el adelgazamiento cortical producido durante el proceso de rifting. La explicación de la coincidencia entre zonas con muchos sedimentos y zonas orogénicas es también obvia: el desarrollo de zonas de subducción y las colisiones continentales correspondientes al final del ciclo de Wilson deforman los márgenes continentales.

El modelo del geosinclinal era una interpretación de una serie de fenómenos cuyas causas no se comprendían. Con el desarrollo de la Tectónica de Placas, el modelo ha quedado obsoleto, pero no así muchos de los términos que los geólogos acuñaron para su descripción. El antepaís, el miogeosinclinal y el eugeosinclinal, llamados ahora con frecuencia **miogeoclinal** y **eugeoclinal** (eliminando el prefijo “sin” por su significado de surco) son términos muy usados hoy día y justifican por sí solos este breve resumen de lo que representó una forma muy popular de describir y entender los orógenos durante un siglo, entre 1859, fecha del trabajo pionero de Hall y 1961, que marca el inicio de la Nueva Tectónica Global.

### 9.2.2. TIPOS DE OROGENIAS Y CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS ORÓGENOS

Existen dos grandes tipos de cinturones orogénicos: los formados por la colisión de dos masas continentales y los formados en un margen continental activo simplemente por procesos ligados a la subducción continuada de litosfera oceánica. Un ejemplo reciente del primer tipo son los orógenos alpinos de la región mediterránea (Fig.9-6), formados por colisión de las placas euroasiática y africana, con el consiguiente cierre de un océano, el Tethys, situado aproximadamente en la región del actual Mediterráneo. Otro ejemplo, actualmente activo, es el Himalaya, formado por colisión de la India con la parte meridional de Asia, colisión que empezó hace 50 Ma. Este tipo de cinturones de plegamiento se denominan **orógenos de colisión**.

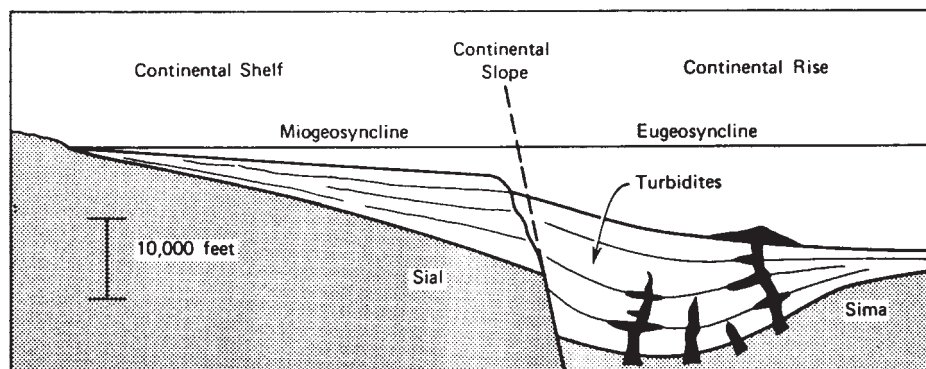
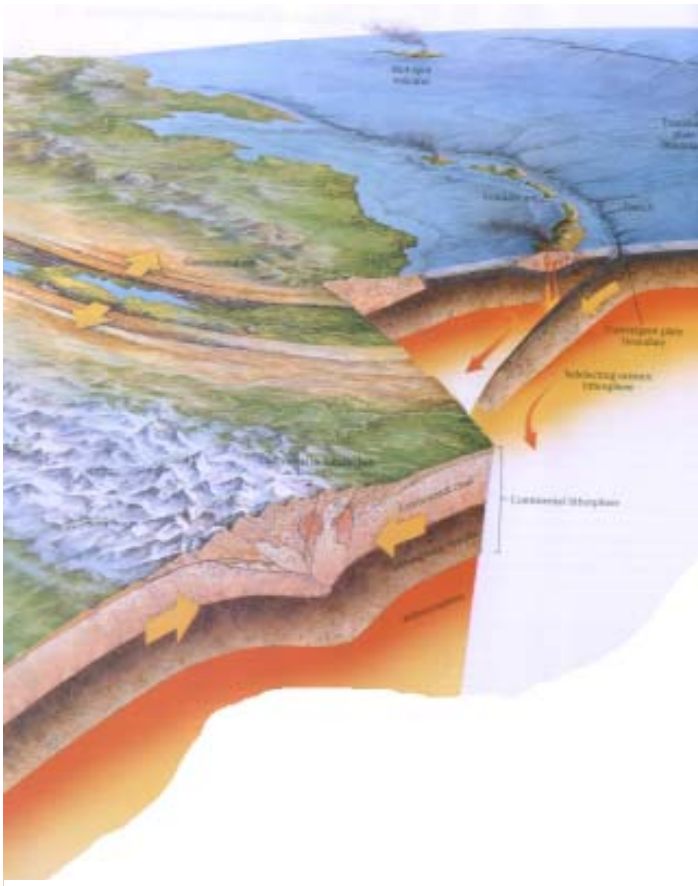


Figura 9-12- Interpretación actual del geosinclinal como un margen continental pasivo. El miogeosinclinal corresponde a los sedimentos de plataforma y el eugeosinclinal a los de talud y glacis. La escala vertical está muy exagerada.



El ejemplo más espectacular de orógeno reciente relacionado con una subducción oceánica es la cadena montañosa que bordea el occidente del continente americano: las Montañas Rocosas en Norteamérica y los Andes en Sudamérica (Fig.9-7). No hace muchos años, se pensaba que la simple subducción de litosfera oceánica bajo un continente era suficiente para producir acortamiento en éste último, dando lugar a un proceso orogénico, y estos cinturones fueron denominados **orógenos de activación** y, también, **orógenos de tipo cordillerano**, por ser el término español cordillera utilizado por los norteamericanos para referirse a su cadena de montañas occidental, las Montañas Rocosas y Sierra Nevada. La Fig.9-13 muestra muy esquemáticamente un orógeno de activación, una de cuyas características esenciales es la

Esquema representando la magnitud y los procesos involucrados en orógenos de colisión y activación

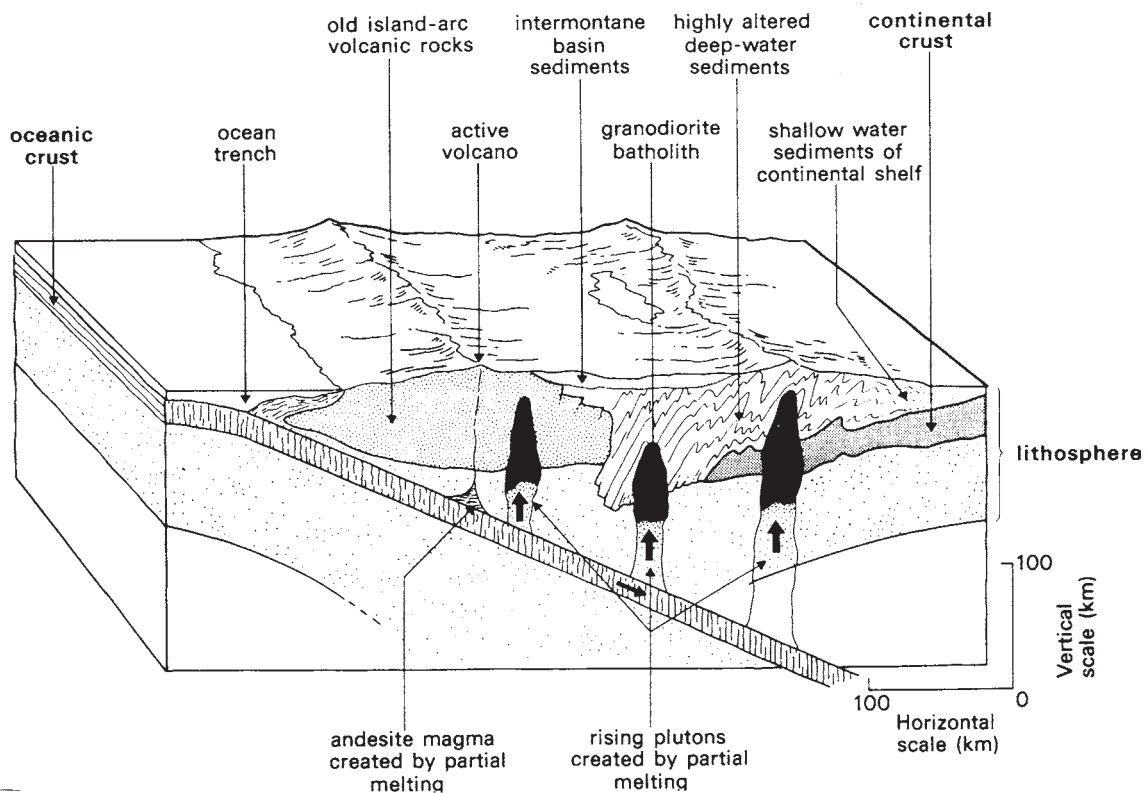


Figura 9-13- Bloque diagrama esquemático de un orógeno de activación o cordilleriano.



abundancia de rocas volcánicas y plutónicas de quimismo calcoalcalino, provenientes de la fusión de la corteza oceánica subducida. La Fig.9-14 muestra la evolución de los Andes del Perú desde el Jurásico Inferior hasta la actualidad. Las flechas encima de cada esquema indican si en un determinado momento se estaba produciendo acortamiento o extensión cortical transversalmente a la cadena.

A comienzos de la década de los ochenta, sin embargo, empezaron a identificarse en los orógenos relacionados con márgenes activos, unidades de entidad regional (cientos a miles de km<sup>2</sup>) cuya historia geológica era diferente de la del propio margen continental, por lo que se supuso que provenían de fuera de él y se habían incorporado por colisión. Estas unidades son fragmentos de litosfera de diversos orígenes, ajenos en general al continente en el que encuentran incorporados o acrecidos, por lo que se les denomina **terrenos acrecidos**. Otras denominaciones usadas son las de terrenos sospechosos, terrenos alóctonos, terrenos tectonoestratigráficos, retazos litosféricos, litosferoclastos o, simplemente y en lenguaje coloquial, **terrenos**. Pueden representar arcos de islas o fragmentos de ellos, pueden ser

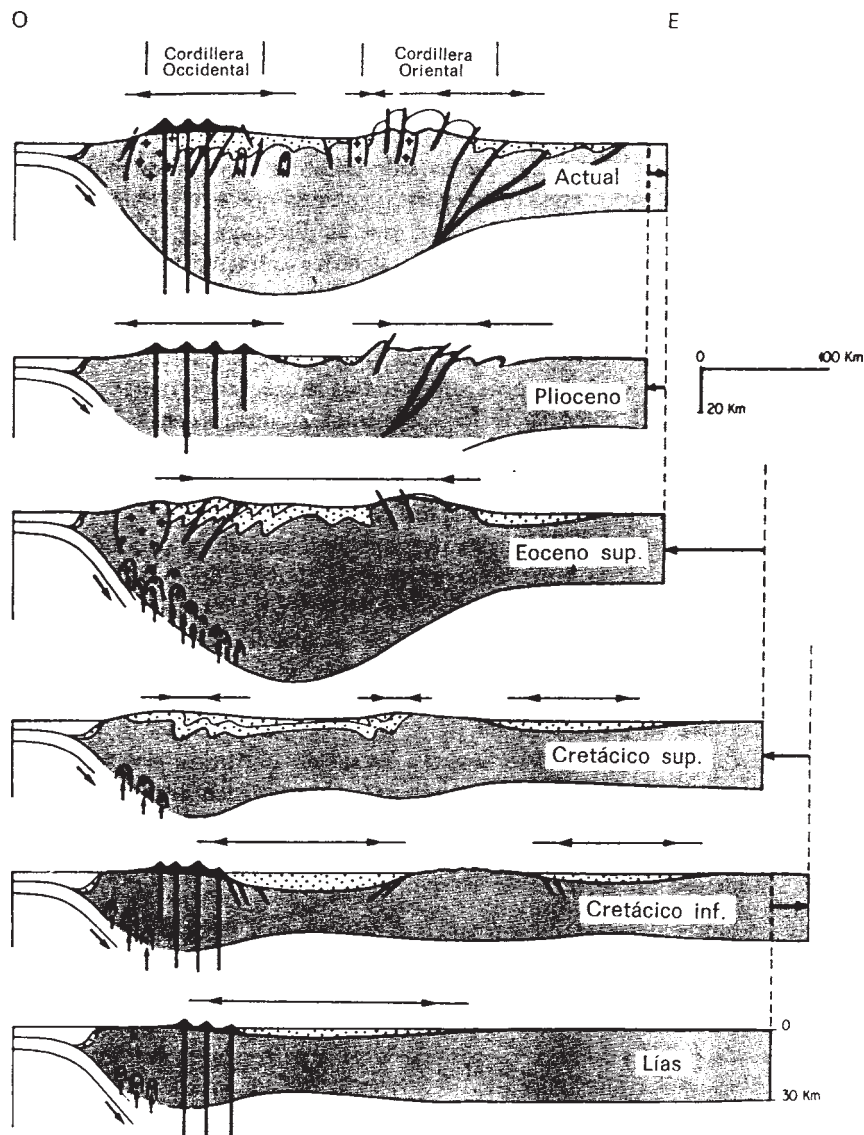


Figura 9-14- Evolución de los Andes del Perú, considerados como el ejemplo reciente más típico de orógeno de activación. Las flechas indican acortamiento y extensión en los diferentes momentos y en las diferentes zonas.

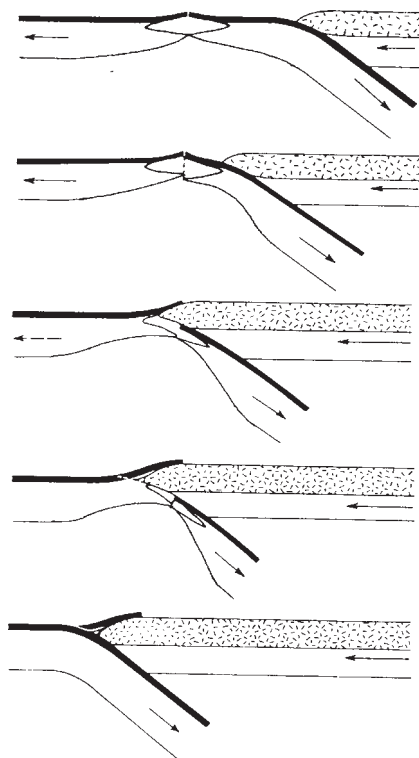


Figura 9-15- Obducción de corteza oceánica sobre un margen continental activo debido a la llegada a la zona de subducción de una dorsal oceánica. La obducción no puede proceder indefinidamente, por lo que una nueva fractura (debajo) provoca la subducción, de nuevo, de la corteza oceánica (en negro).

retazos de litosfera continental desgajada de algún continente mayor, pueden también ser restos de mesetas volcánicas submarinas o de dorsales asísmicas relacionadas con la actividad de un punto caliente, o pueden ser simplemente trozos de litosfera oceánica normal o de una cuenca trasera de arco. En este último caso se habla de obducción, pero en todos los demás, el proceso de acreción es una auténtica colisión, aunque sea a pequeña escala. La Fig.9-15 muestra uno de los mecanismos posibles de producción de una **obducción**: una dorsal, bien sea centro-oceánica o de una cuenca marginal, llega a una zona de subducción y, como la litosfera en ella es delgada, no tiende a hundirse y cabalga sobre el continente. La Fig.9-16 muestra otro mecanismo: la subducción parcial de un margen continental pasivo que llega a una zona de Benioff.

La abundancia de terrenos acrecidos en los orógenos de margen activo, por un lado, y la constatación de que la subducción de la litosfera oceánica en general no tiende a producir acortamiento cortical sino extensión, con la consiguiente separación de un arco de islas y la individualización de la cuenca marginal, llevaron al cuestionamiento de si podía darse una orogenia de activación pura, es decir, acortamiento sin colisión en un margen activo. De hecho, en la cordillera norteamericana, los episodios principales de deformación coinciden con la acreción de los mayores terrenos. Sin embargo, el caso de los Andes del Perú y norte de Chile, donde no se han identificado terrenos acrecidos durante el Terciario, que fue la época en que se formó la cordillera (Fig.9-14), se interpreta como una orogenia de este tipo.

La condición para que se produzca una orogenia de activación pura es que la litosfera oceánica subducida sea joven y, por lo tanto, delgada y con poca tendencia a hundirse. Este es el caso de América, donde, debido a la apertura del Atlántico, el continente ha avanzado sobre la litosfera del Pacífico y se encuentra cerca de la dorsal medio-oceánica e incluso ésta ha sido subducida parcialmente en E.E.U.U. y Canadá. La subducción entonces no es provocada por el peso de la litosfera oceánica del Pacífico

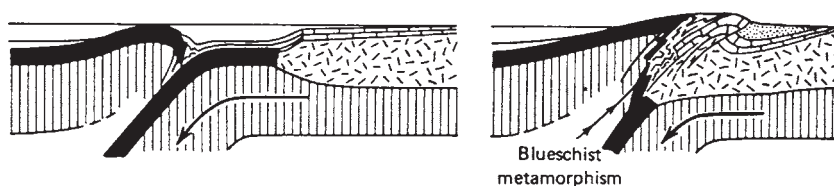


Figura 9-16- Obducción de corteza oceánica por subducción parcial de un margen continental pasivo.



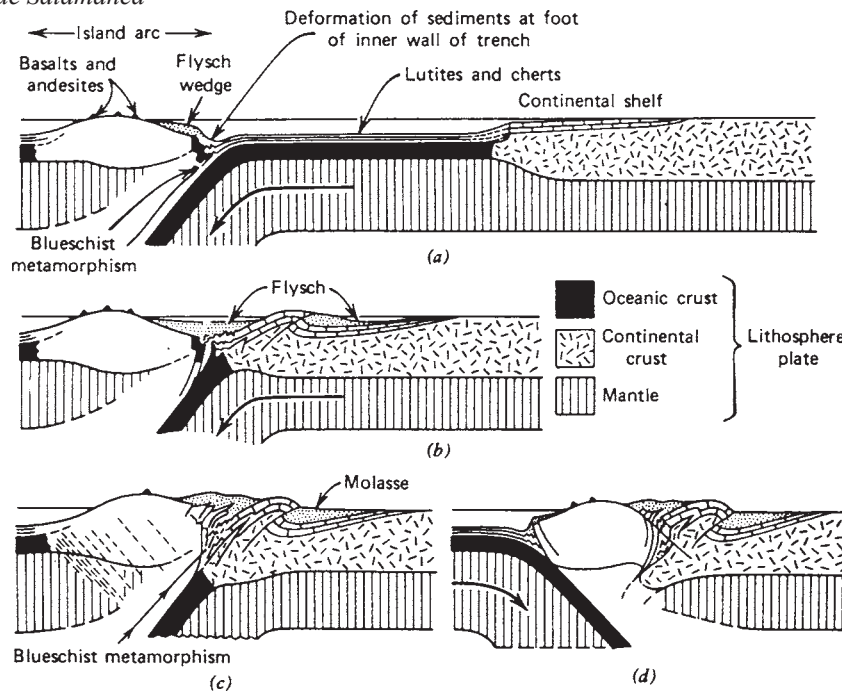
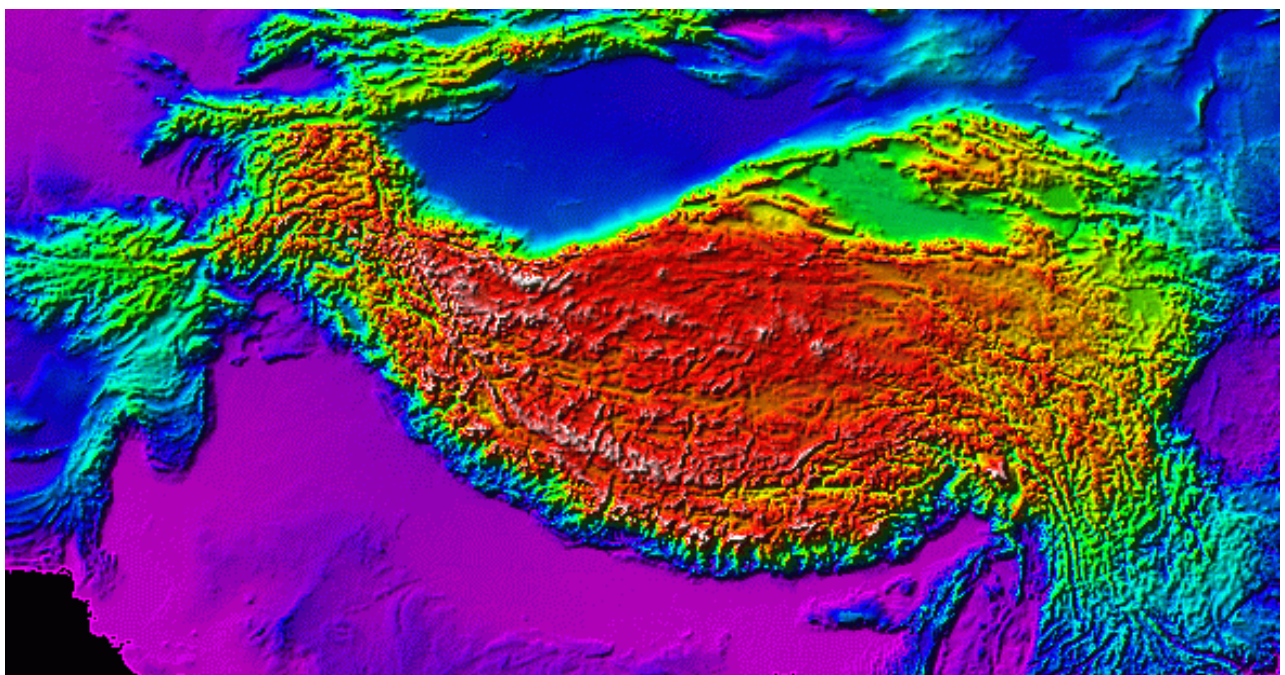


Figura 9-17- Sucesivos estadios de la colisión de un continente y un arco de islas.

oriental, sino por la translación de America, la cual es empujada hacia el oeste por el deslizamiento gravitatorio de la litosfera sobre la astenosfera en la región de la dorsal Atlántica. Este empuje provoca esfuerzos horizontales compresivos que pueden dar lugar al acortamiento orogénico.

Las colisiones, suelen ser complejas e involucrar a más de dos entidades litosféricas. La colisión de un arco de islas con un continente se ha representado en la Fig.9-17. El continente se aproxima a la zona de subducción que ha generado el arco y, al llegar a ella, subduce parcialmente. No obstante,



El resultado de las orogenias de colisión es la génesis de grandes cadenas montañosas como el Himalaya.

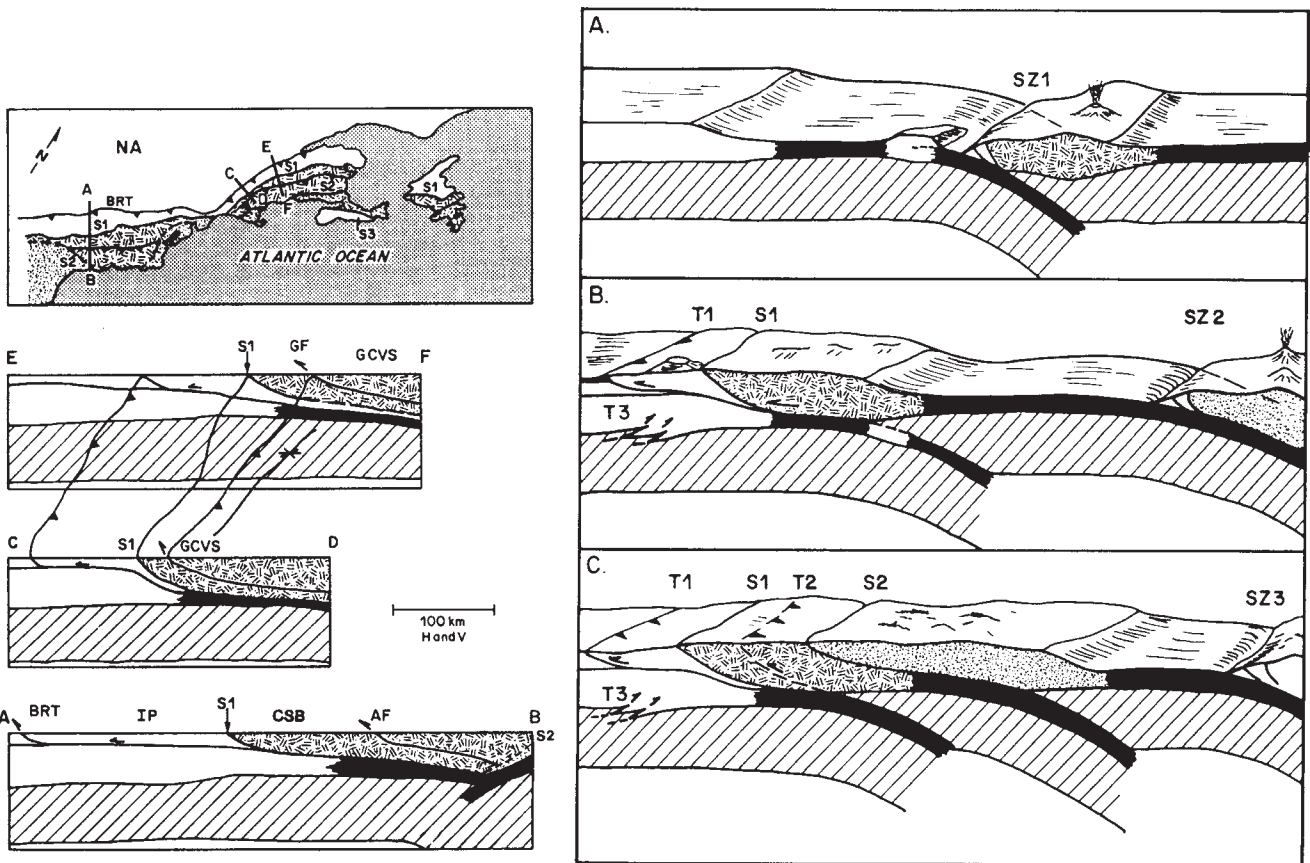


Figura 9-18- Esquema del desarrollo de la cordillera de los Apalaches, en el borde oriental de Norteamérica. Las tramas representan terrenos acrecidos. La cadena se formó por la colisión entre Norteamérica, África y una serie de fragmentos litosféricos intermedio, y se desarrolló a lo largo de un gran intervalo de tiempo: entre el Ordovícico y el Pérmico y, por tanto, a lo largo de los ciclos orogénicos Caledónico y Varisco.

debido a la flotabilidad de la corteza continental, la subducción se interrumpe y las fuerzas que provocaban la subducción pasan a inducir la deformación orogénica en el margen continental y en el propio arco. Aunque no está dibujado en la figura, detrás del arco debe haber una cuenca marginal y un continente. Si el proceso de convergencia continúa, lo probable es que la cuenca marginal se cierre y acaben chocando los dos continentes, quedando en la zona central del orógeno fragmentos del arco de islas y de la cuenca trasera de arco.

Los orógenos de colisión entre masas continentales implican que, antes de la colisión, al menos uno de los márgenes ha sido activo, pues la litosfera oceánica que los separaba originalmente ha tenido que ser consumida para que pudieran aproximarse y chocar. Por tanto, es muy probable que se haya desarrollado un arco de islas, que luego aparecerá involucrado en la orogenia. Además, la convergencia se ha podido dar en los dos márgenes, con la consiguiente posibilidad de desarrollo de dos arcos de islas, uno a cada lado. Por otra parte, pequeños fragmentos pudieron desgajarse previamente de uno o los dos continentes, durante el inicio del ciclo de Wilson. Estos fragmentos se incorporarán también al orógeno durante el cierre del océano. La Fig.9-18 muestra el proceso de sucesivas acreciones ligadas a la colisión continental entre Norteamérica y África que dio lugar a la formación de los Apalaches. Las unidades que tienen una trama de rayitas al azar y de puntos son terrenos acrecidos que, en parte, fueron

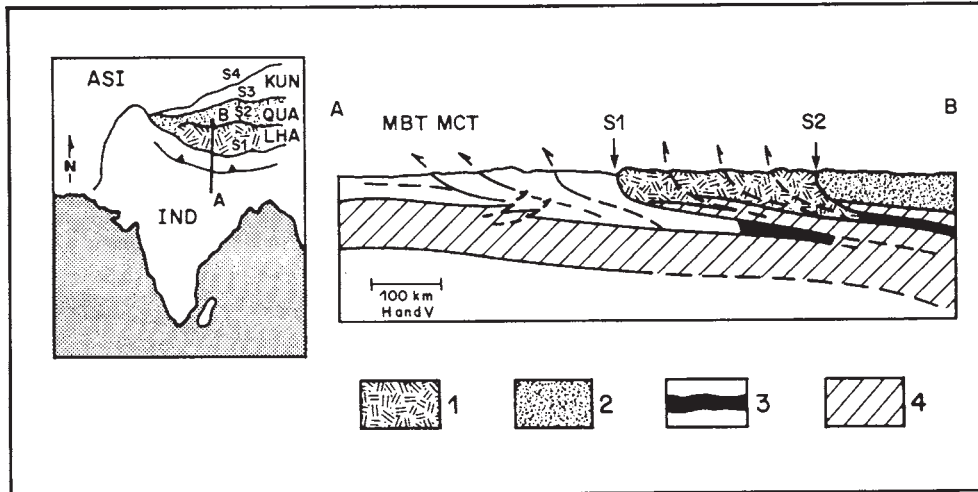
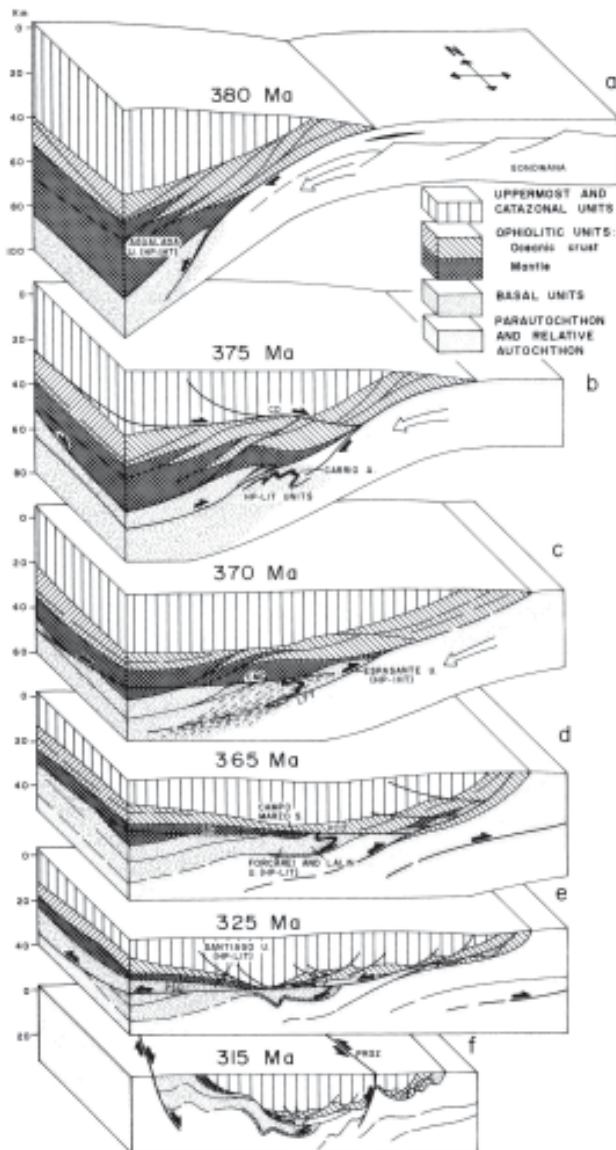


Figura 9-19- Esquema de la cordillera del Himalaya. 1 y 2 son terrenos acrecidos a Asia antes de la colisión de la India (8 en blanco). 3- corteza oceánica. 4- litosfera mantélica.



Modelo de génesis de la sutura Varisca del NW de la Península Ibérica.

inicialmente separados de Norteamérica y en parte de África y sobre los cuales se desarrollaron arcos volcánicos (bloques diagrama de la derecha). SZ1, SZ2 y SZ3 son las sucesivas zonas de subducción activa y S1 y S2 son las denominadas **suturas** o límites entre fragmentos litosféricos diferentes. La Fig.9-19 muestra el caso del Himalaya: en blanco se ha representado la corteza continental de la India, deformada sobre todo por múltiples cabalgamientos. Las tramas representan: 1 y 2-terrenos acrecidos a Asia antes de la colisión de la India, 3-corteza oceánica subducida y 4-litosfera mantélica.

Algunos cinturones orogénicos de pequeña extensión no se forman en zonas próximas a límites de placas, sino relativamente alejados de ellos, aunque siempre en relación con la actividad de las mismas. Por ejemplo, los Pirineos, que forman parte del cinturón alpino (Fig.9-6), están relacionados con la





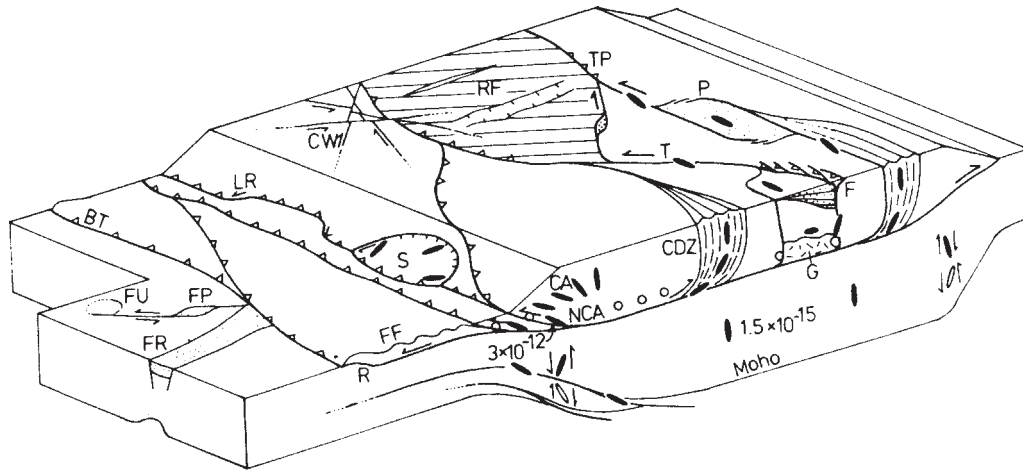
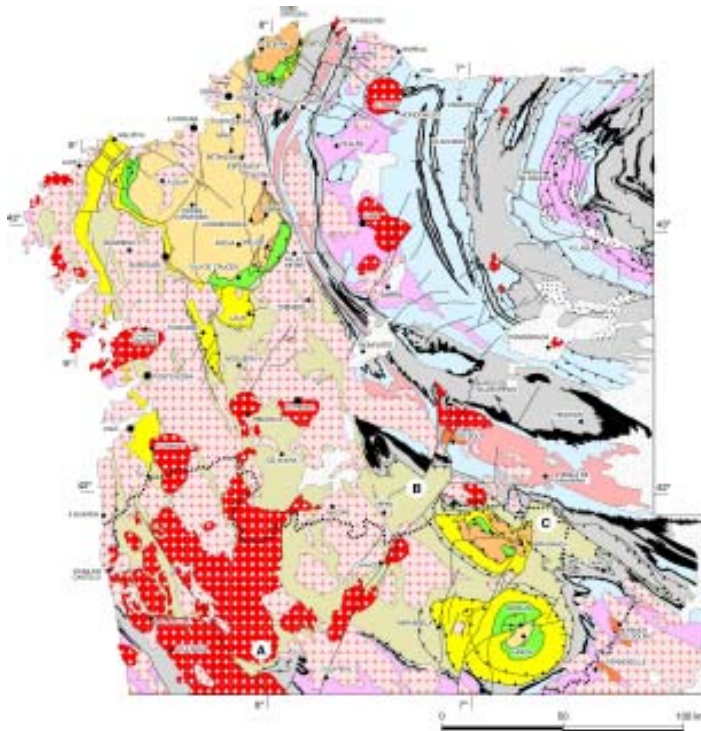


Figura 9-21- Bloque diagrama esquemático de un orógeno con indicación de las diversas estructuras que pueden aparecer y de su variación lateral. La elipse de deformación ha sido indicada en varios sitios.

convergencia y colisión entre Eurasia y Africa, pero no pueden considerarse en sí mismos un orógeno de colisión, pues la Península Ibérica no llegó nunca a separarse de Francia, aunque sí se creó un rift continental entre ambas en el Mesozoico. Se denominan **cadenas intraplaca** a los orógenos de este tipo, formados en el interior de una masa continental, normalmente por movimiento a lo largo de estructuras de debilidad existentes en la misma, tales como rifts continentales que no llegaron a generar litosfera oceánica o grandes fracturas de desgarre.



Mapa geológico del NW de la Península Ibérica donde se encuentra la sutura del orógeno Varisco.

La duración de un proceso orogénico es variable y depende en gran medida de dónde pongamos sus límites. Una colisión continental sencilla puede tardar en completarse entre 40 y 60 Ma, pero la deformación en al menos uno de los márgenes continentales o arco de islas correspondiente seguramente comenzó decenas de millones de años antes. La formación del Himalaya empezó hace unos 50 Ma, pero los terrenos acrecidos del sur de Asia se fueron incorporando a ella desde 200 Ma antes. El proceso que creó los Apalaches, con sus sucesivas colisiones, duró más de 200 Ma.

Los párrafos anteriores dan una idea de la complejidad que puede adquirir el desarrollo de una orogenia. Además, las



grandes colisiones continentales no siempre involucran sólo a dos continentes mayores sino, a veces, a tres o más. Por otra parte, las irregularidades de los márgenes colisionantes pueden hacer que la colisión se complete en algunas zonas mientras que en otras el océano intermedio no llegue a cerrarse totalmente, con lo que se pasa lateralmente de un orógeno de colisión típico, a uno de activación. La conclusión es que cada orógeno tendrá sus características particulares, que serán consecuencia de las causas que lo produjeron, de la historia previa del ciclo de Wilson y de muchos otros factores.

A pesar de ello, existe una serie de características que suelen ser comunes a todos los orógenos, sean de activación o de colisión y, en el último caso, sean dos o más las entidades colisionantes y sea cual sea su tamaño. La Fig.9-20 representa un corte esquemático de un orógeno de colisión, y está basada en los Apalaches. Incluye los dos grandes continentes involucrados (Norteamérica a la izquierda y África a la derecha, en el caso de los Apalaches) y dos terrenos acrecidos: uno derivado de un arco de islas, con abundantes rocas plutónicas y volcánicas, y otro derivado del continente de la derecha (con trama de uves muy pequeñas). Los terrenos están separados entre sí y de los continentes por **suturas**, en las cuales es frecuente la presencia de ofiolitas, es decir, restos de cortezas oceánicas. A veces los restos de corteza oceánica son muy escasos o inexistentes, por lo que la sutura resulta difícil de identificar, denominándose en ese caso **sutura críptica** u oculta. La Fig.9-21 representa un bloque diagrama de un orógeno del mismo tipo. Un orógeno de activación puro carecería de los terrenos e incluiría basamento de un sólo continente, mientras que en el lugar del otro habría litosfera oceánica (Fig.9-13) pero, por lo demás, el aspecto general del corte en lo que se refiere a estructuras no sería muy diferente al de la Fig.9-20.

Lo primero que llama la atención es una cierta simetría bilateral, marcada por los cabalgamientos que vergen hacia la parte de fuera del orógeno a ambos lados. Los cabalgamientos reflejan el sentido de zonas de subducción que funcionaron durante la construcción del cinturón. En el caso de la Fig.9-20 y, en general, en las orogenias de colisión continental, los límites del orógeno son dos zonas de subducción de tipo A, es decir, de corteza continental subducida. Ello no implica que siempre hayan sido así, ya que las subducciones de corteza oceánica (tipo B) pueden pasar a ser de tipo A cuando un margen continental comienza a subducir (Fig.9-18). Las orogenias de activación también suelen estar limitadas por dos zonas de subducción, una de tipo A y otra de tipo B, siendo esta última la que limita el orógeno y, a la vez, la placa.

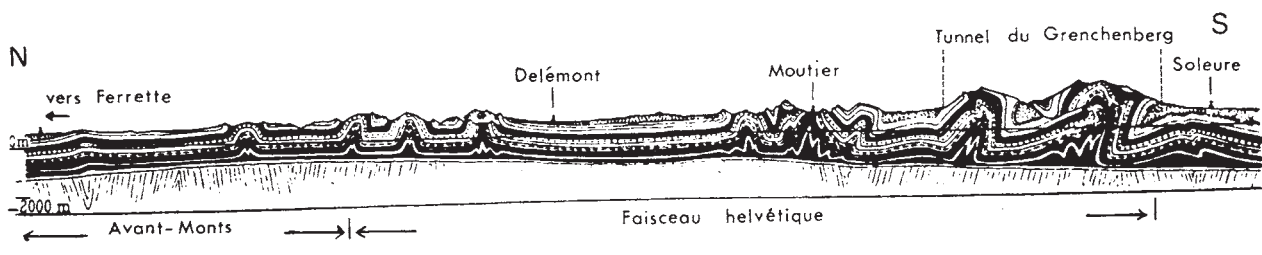


Figura 9-22- Corte geológico de las montañas del Jura, en el frente de los Alpes.

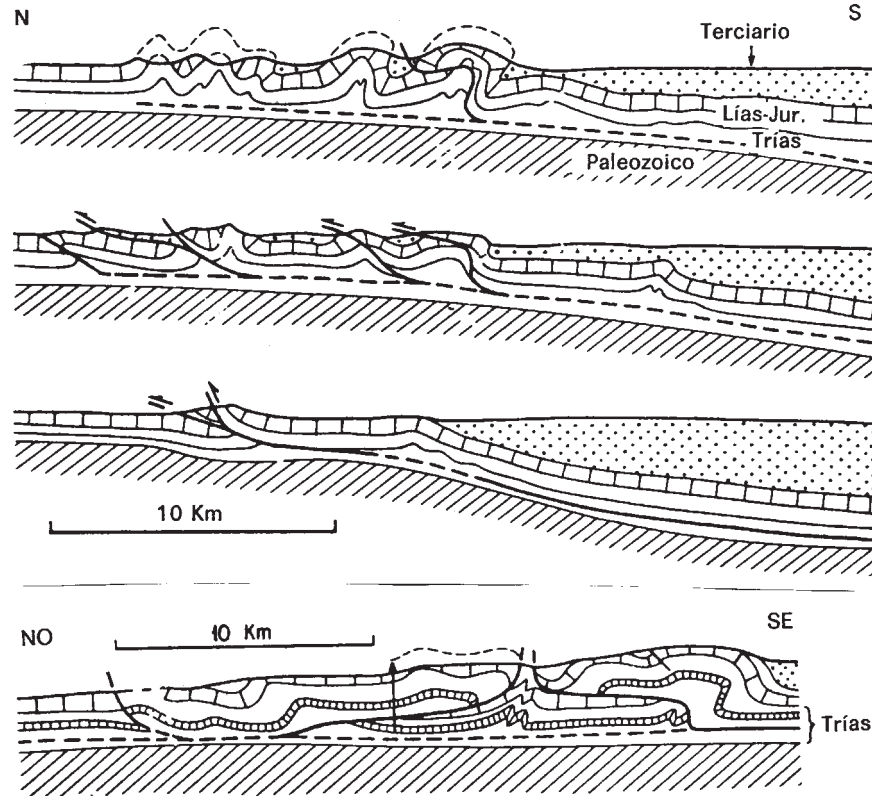


Figura 9-23-Cortes esquemáticos del Jura mostrando las características del llamado estilo jurásico.

Desde el punto de vista estructural, se diferencian en la cadena dos dominios: las zonas externas y las zonas internas. Las primeras se definen como las que ocupan la parte exterior del orógeno y las segundas como las que ocupan su parte central. En general, y debido a que las cadenas tienen una asimetría aproximadamente bilateral, aunque ésta no es ni mucho menos perfecta, pueden definirse en cada orógeno dos zonas externas y una zona interna. Las **zonas externas** se caracterizan por carecer de metamorfismo o haberlo sufrido en grado muy bajo, y por la escasez de rocas graníticas intruidas durante la orogenia o al final de la misma. Se caracterizan también porque las rocas no suelen presentar una deformación interna fuerte. Cuando están bien desarrolladas, estas zonas consisten en un abanico imbricado de cabalgamientos y estructuras asociadas que se denomina **cinturón de cabalgamientos de antepaís** (“foreland thrust belt”), debido a que afectan a las series marinas someras y continentales de poco espesor que, en el modelo del geosinclinal, correspondían al antepaís (Fig.9-10). Estas series constituyen la **cobertera** y la corteza continental sobre la cual se depositaron son lo que se denomina **basamento o zócalo**.

La asociación o familia de estructuras característica de estos cinturones fue descrita en el curso pasado, bajo el epígrafe de “Asociaciones de fallas inversas y cabalgamientos” y su característica más saliente se aprecia a la izquierda la Fig.9-20: todos los cabalgamientos se unen asintóticamente a uno basal que es subhorizontal y que acaba enraizándose en el basamento. Por lo tanto, en la zona externa en sí, la deformación afecta sólo a la serie sedimentaria por encima de ese cabalgamiento o despegue basal, mientras que el basamento no se ha deformado. Se denomina por ello **tectónica epidérmica** (“thin skinned tectonics”) y puede apreciarse cómo, por debajo del cabalgamiento basal, las fallas lítricas

normales del basamento, formadas al principio del ciclo de Wilson, no han rejugado de nuevo. Los abanicos imbricados y los duplexes son típicos de este tipo de cinturones, en los cuales la propagación de la deformación suele ser hacia el exterior del cinturón, según el tipo de secuencia denominado “piggy-back”, de forma que el cabalgamiento más exterior de todos, el que limita el orógeno, es generalmente el último en formarse y, en su movimiento, lleva a cuestras a todos los demás.

Los pliegues son frecuentes, pero suelen corresponder a uno de los dos tipos que se desarrollan asociados a cabalgamientos: pliegues de recubrimiento y pliegues de propagación de fallas. Un cinturón de cabalgamientos de antepaís muy bien desarrollado se encuentra en la Cordillera Cantábrica, que representa la zona externa de la Orogenia Hercínica de la Península. Es también característico el cinturón de las Montañas del Jura, en el antepaís de los Alpes. La Fig.9-22 muestra un corte general de ese cinturón y la Fig.9-23 varios cortes parciales del mismo. Como puede apreciarse, los pliegues tienen la geometría angular. Este tipo de tectónica, con cabalgamientos y pliegues paralelos asociados, se denominaba antiguamente **estilo jurásico**. En el caso del Jura, el nivel de despegue entre cobertera y basamento coincide con una formación triásica de arcillas y yesos, muy plástica y que representa, por lo tanto, un nivel favorable. Una característica de los cinturones de cabalgamiento de antepaís es que los cabalgamientos son las primeras estructuras en desarrollarse y encuentran, por tanto, a las capas horizontales o casi. Eso favorece la adquisición de una geometría de rampas y llanos por parte de las superficies de cabalgamiento, coincidiendo los llanos con las capas menos competentes o con los contactos entre capas.

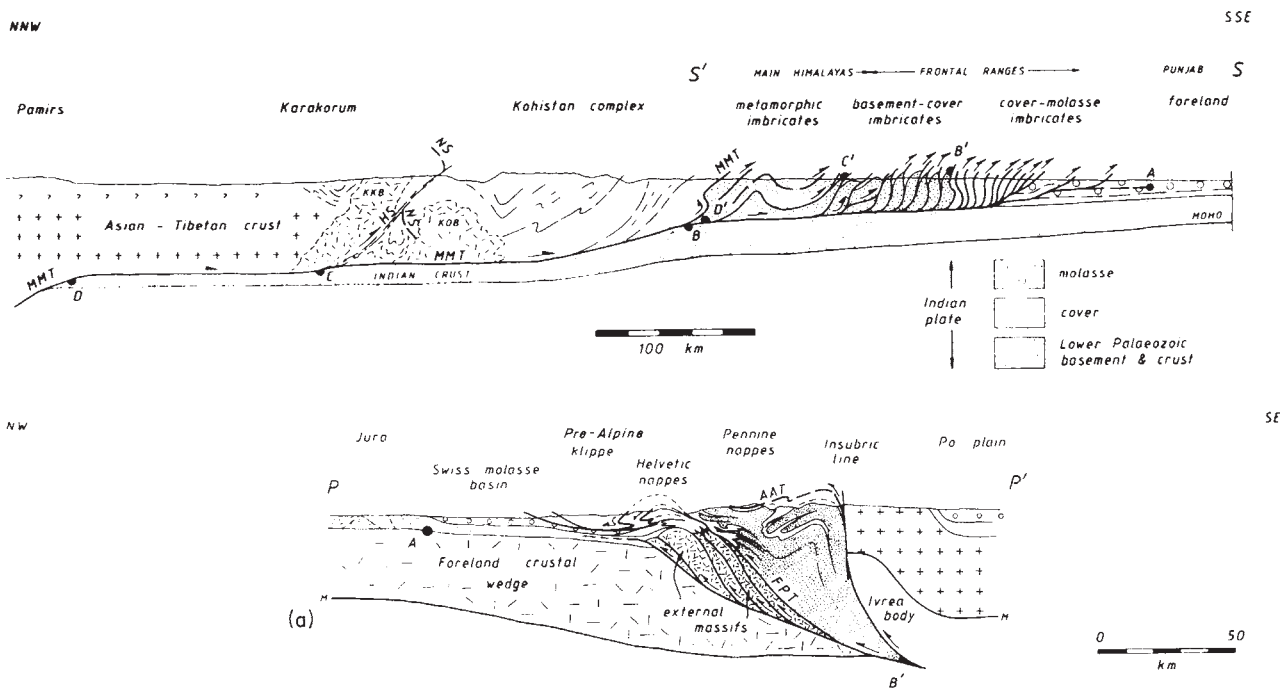
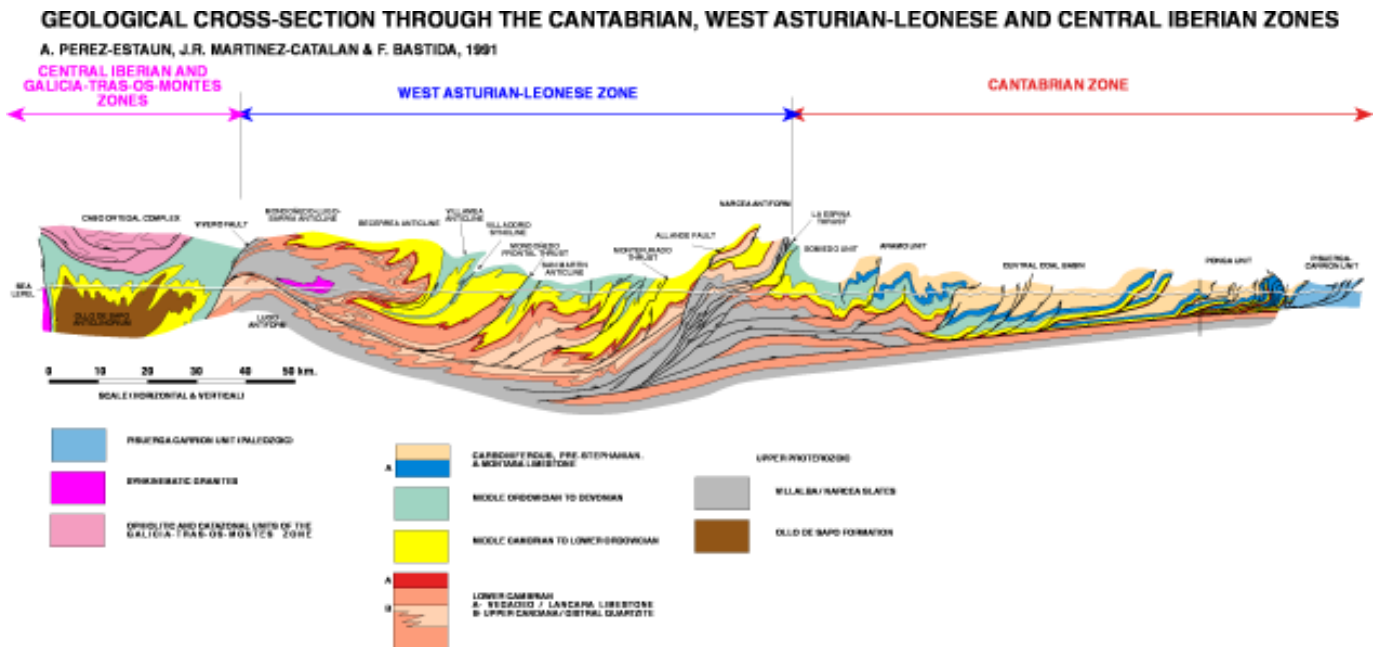


Figura 9-24- Cortes geológicos del Himalaya (arriba) y los Alpes (debajo).



Corte geológico de el orógeno Varisco del NW de la Península Ibérica donde se puede apreciar el estilo de la deformación en las zonas externas e internas.

Aunque en las zonas externas puede haber estructuras de deformación interna, ésta no suele ser muy intensa, resolviéndose el acortamiento orogénico mediante los cabalgamientos. Pueden aparecer localmente clivajes espaciados, groseros o pizarrosos, en determinadas zonas de los pliegues o en las proximidades de superficies de cabalgamiento, pero no suelen generalizarse. Existen zonas externas en las que no se han desarrollado cinturones de cabalgamiento o éstos no son de tipo epidérmico, sino que afectan también al basamento y atraviesan a veces toda la corteza (ver la zona externa de la derecha de la Fig.9-20, que corresponde a la formada sobre el continente africano en el orógeno apalachiano y que hoy se conserva en Mauritania). Es muy común en todas las zonas externas la presencia de depósitos de **molasa**, la cual a menudo está implicada en los cabalgamientos. Como fue mencionado en el apartado que trata del geosinclinal, la molasa es una asociación de rocas detríticas formada a partir de la erosión del edificio orogénico.

En general, por tanto, las zonas externas se caracterizan por corresponder al nivel estructural superior, tal como fue definido anteriormente. Esto se debe a que la corteza continental no ha sufrido un engrosamiento importante: cuando una corteza continental se acorta, debe aumentar su espesor para mantener el volumen y, cuando esto sucede, se produce un reajuste isostático. Como la corteza continental pesa poco, al engrosarse desarrolla unas raíces en profundidad, las cuales hacen que se cree una parte emergida. Este mecanismo es la causa de la creación de relieves, asociada al acortamiento cortical. Ahora bien, una corteza continental de 32 ó 35 km está en un equilibrio con el manto, de forma que su superficie topográfica se encuentra aproximadamente al nivel del mar y, por tanto, poco expuesta a la erosión (en el caso de cortezas precámbricas antiguas con una potente capa de SIMA en su base, ese espesor es de unos 45 ó 50 km). Si se engrosa, el ajuste isostático provoca relieves, que se erosionan



con relativa rapidez. Pero la erosión provoca de nuevo desequilibrio isostático, por lo que se sigue creando relieve y erosionándose hasta que el espesor cortical es el inicial. Esta es una de las causas de que la corteza de los cinturones orogénicos viejos tenga un espesor normal (Fig.9-20).

En los cinturones de cabalgamiento de antepaís, sólo la cobertera sedimentaria se ha engrosado, no el basamento. Por tanto, el reajuste isostático actuará hasta erosionar parte de la cobertera, pero no llegará hasta el extremo de descubrir el basamento. Una cobertera acortada en un 50%, que es un valor bastante común en cinturones de antepaís, duplicará su grosor para mantener su volumen. Si su espesor inicial era de 5 km, tendrá al final 10 km, lo que es poca carga para provocar un metamorfismo generalizado de la pila sedimentaria o del basamento subyacente. Por eso no hay metamorfismo o éste es de grado muy bajo y por eso la deformación interna es débil. También debido a que la erosión no es muy intensa, se conservan los sedimentos sinorogénicos, es decir, depositados durante la deformación y también los depositados poco después de su terminación: las molasas tardiorogénicas y postorogénicas respectivamente.

Las **zonas internas**, por el contrario, se caracterizan siempre porque el basamento sí fue deformado. Ello implica que se acortó y se engrosó, de forma que a menudo la corteza continental dobló su espesor, como en el caso del Himalaya, donde tiene actualmente unos 60 ó 70 km, o en el de los Alpes, donde alcanzó también esos valores y aún tiene 50 km (Fig.9-24). Es obvio que en la parte superior de esas zonas los mecanismos de deformación serían similares a los de las zonas externas y las estructuras parecidas, y también que se producirían depósitos sinorogénicos. Sin embargo, el reajuste isostático y la erosión no han permitido la conservación de testigos de esas partes altas y lo que aflora son rocas que se deformaron a profundidades de entre 10 y 40 km (excepcionalmente, hasta 70 km).

Por tanto, las zonas centrales o internas de las cordilleras, también llamadas axiales, son características del nivel estructural inferior, y el metamorfismo, la deformación interna intensa y el desarrollo de clivajes son fenómenos generalizados. Además, el engrosamiento hace que la corteza continental profunda se encuentre a una temperatura mucho mayor que en una corteza no engrosada, lo que induce su fusión. Los fundidos son granitos de diversos tipos que se emplazan diapíricamente en la corteza suprayacente y constituyen otra de las características esenciales de las zonas axiales. En las orogenias de activación, a estos fundidos se unen los provenientes de la corteza oceánica subducida, los cuales, por el aporte de calor que representan, favorecen la fusión de la corteza continental.

Las estructuras típicas de las zonas internas son los grandes plieques, a menudo recumbentes, y los clivajes pizarrosos, esquistosidades y bandeados gnéissicos. También son típicas las grandes zonas de cizalla dúctiles y los cabalgamientos. Estos últimos, que son estructuras frágiles, se superponen a menudo a estructuras previas dúctiles, tales como pliegues y zonas de cizalla. En la Fig.2-132 de los apuntes de Cartografía Geológica se muestra, arriba, la estructura de una de las zonas internas del cinturón hercínico ibérico, la Zona Asturoccidental-leonesa. Puede verse que los cabalgamientos son muy numerosos y forman un gigantesco abanico imbricado, pero no fueron la primera estructura en desarrollarse, ya que

cortan a los pliegues acostados desarrollados previamente. Los mayores de ellos son pliegues manto. Los pliegues acostados son también muy comunes en los Apalaches (Fig.9-20) y en los Alpes (Fig.9-24), mientras que no parecen abundar en el Himalaya. Estos pliegues definen un tipo de tectónica que se denominaba antes **estilo alpino**. A menudo, los anticlinales tienen en su núcleo al basamento cristalino removilizado (cruces alargadas en la Fig.9-20, gris en la Fig.9-24). Estos pliegues fueron descritos en primer lugar en los llamados Alpes Pénnicos, por lo que definen el denominado **estilo pénnico**.

Es característica la presencia de varios episodios deformativos. Los pliegues son a menudo afectados por zonas de cizalla, subhorizontales y subverticales, y ambos son con frecuencia replegados. Los diferentes clivajes, asociados a los diferentes episodios o fases, se superponen unos a otros, lo que da lugar al desarrollo de varios clivajes de crenulación. La Fig.2-87 de los apuntes de Cartografía Geológica muestra la característica superposición de plegamientos de las zonas axiales. Característica es también la heterogeneidad en la deformación, pudiendo pasarse de zonas en las que ésta es muy intensa a otras en las cuales es débil. La vergencia de las estructuras puede cambiar dentro de las zonas internas, coincidiendo estos cambios a veces con los límites de terrenos (Fig.9-20).

La transición entre zonas externas e internas suele efectuarse por un cabalgamiento o un conjunto de ellos, que se une al cabalgamiento basal de las zonas externas y que representa la zona de subducción de tipo A, ó intracontinental. Su prolongación por el basamento se realiza a veces por medio de un duplex cortical (Fig.9-20) desarrollado por lo que se denomina una **inversión tectónica**: las fallas lístricas normales del borde continental juegan como cabalgamientos lístricos, llevando sedimentos del talud a emplazarse sobre la plataforma. Este proceso puede llevar fragmentos del basamento a cabalgar sobre las zonas externas, dando lo que se denominan **macizos externos** (Fig.9-20).

Las **ofiolitas** son frecuentes en las zonas internas y aparecen jalonando las suturas. A veces, los restos de litosfera oceánica se disponen en grandes mantos de cabalgamiento cuya translación sobre el continente alcanza varios cientos de kilómetros. Otras veces, el juego posterior de fallas normales o de desgarre oculta parte de las ofiolitas y permite la erosión de otra parte de las mismas, con lo cual las suturas resultan difíciles de identificar (suturas crípticas).

También son frecuentes los **flysches**, que son depósitos de talud y glacis, de tipo turbidítico y contornítico que, en el modelo del geosinclinal, caracterizaban el eugeosinclinal. Muchos de estos depósitos registran una historia previa a la colisión que corresponde al desarrollo del complejo de subducción en el margen activo y, en general, van asociados a las ofiolitas. Algunos de estos flysches pueden ser incorporados en cabalgamientos y llevados sobre las zonas externas (Fig.9-20). La mayoría, no obstante, permanece en las zonas internas. En un mismo orógeno pueden existir varios tipos de flysch con historias diferentes, dependiendo del número y naturaleza de los terrenos involucrados. Un tipo de flysch común en algunas cadenas se desarrolla por erosión del edificio orogénico, de forma similar a la molasa, con la

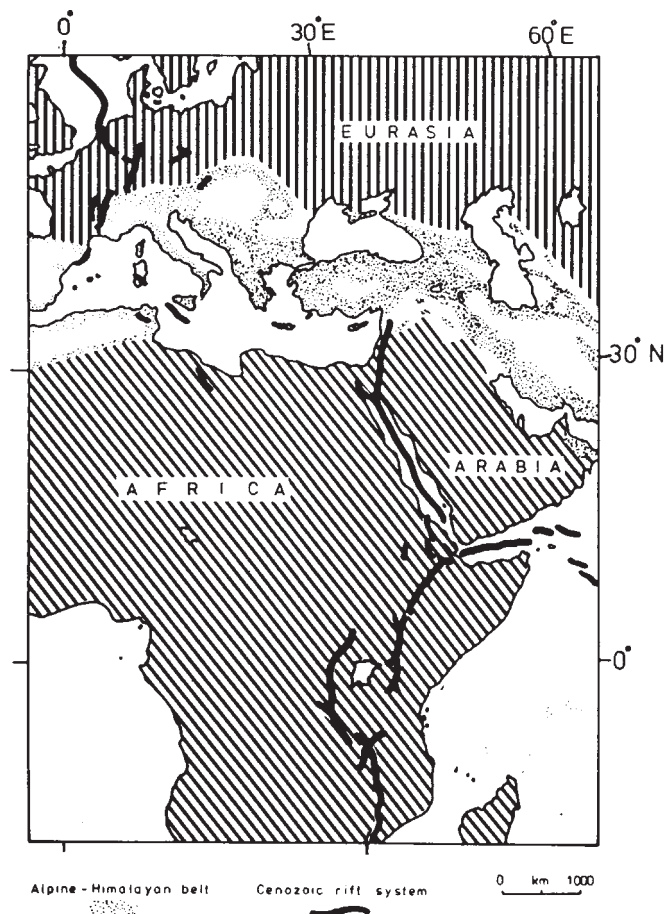


Figura 9-25- principales rifts continentales (líneas negras en zonas rayadas) de Europa y África. El del Rin, compuesto por varios segmentos, se inicia en los Alpes y continúa por el Mar del Norte.

diferencia de que se deposita en aguas profundas. Estos flysches, llamados sinorogénicos, son característicos de estadios tempranos de la deformación y se ven envueltos en ella. Los depósitos de este tipo son comunes en el cinturón hercínico europeo, donde reciben el nombre de **facies culm**.

También la distribución de los tipos de metamorfismo puede ser muy compleja. Cada zona de subducción involucrada desarrolla dos cinturones metamórficos emparejados, uno de alta P y otro de baja P, por lo que el número y distribución de ellos depende del número de terrenos implicado. Además, el metamorfismo ligado a una subducción, de tipo A ó B, puede afectar a rocas previamente metamórficas, con lo que el **metamorfismo polifásico** y el **polimetamorfismo** son fenómenos comunes. Los metamorfismos de alta P suelen ser precoces, es decir, corresponder a estados iniciales de la orogenia. Los de baja P pueden serlo también, pero es común que, al final, se desarrolle un metamorfismo de P baja y T alta, coincidiendo con el mayor engrosamiento cortical. Esto se debe a que las zonas hundidas por subducción o por simple engrosamiento de la corteza que tienen encima, sufren inmediatamente los efectos de la carga litostática, pero tardan un tiempo considerable (unas pocas decenas de millones de años) en calentarse a la T que les corresponde por su profundidad. Los efectos de la T se hacen notar, pues, más tardíamente.

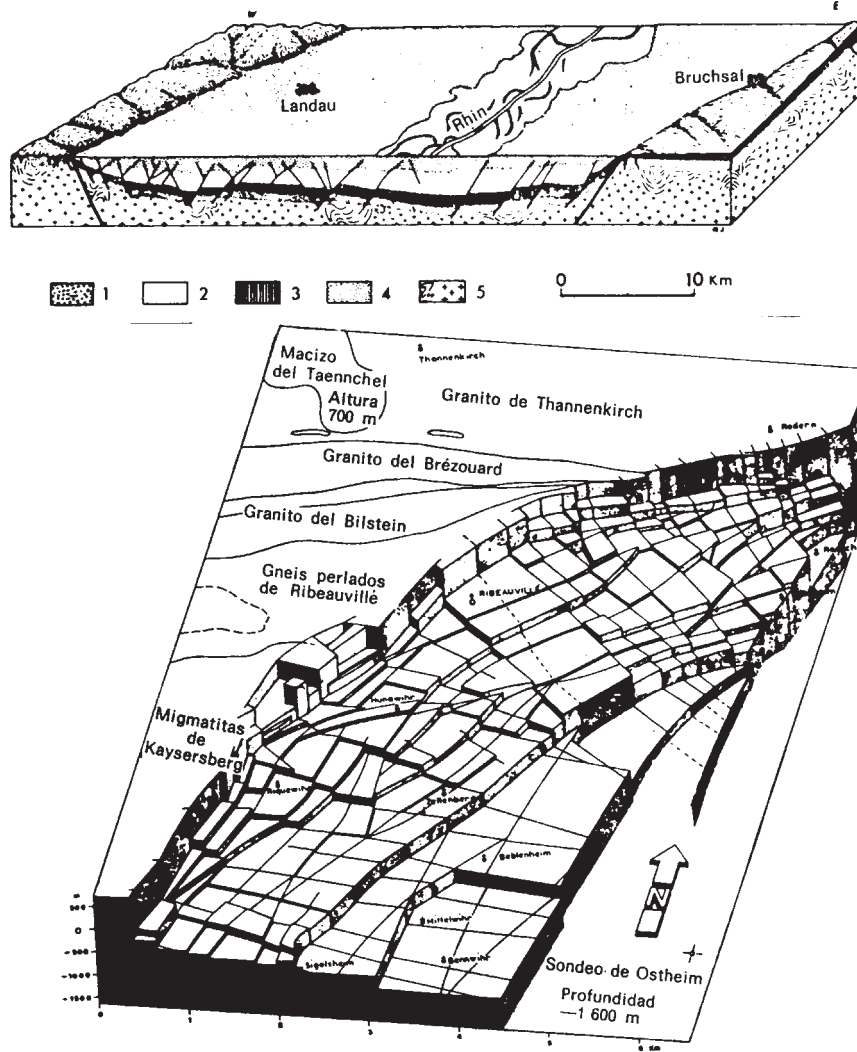
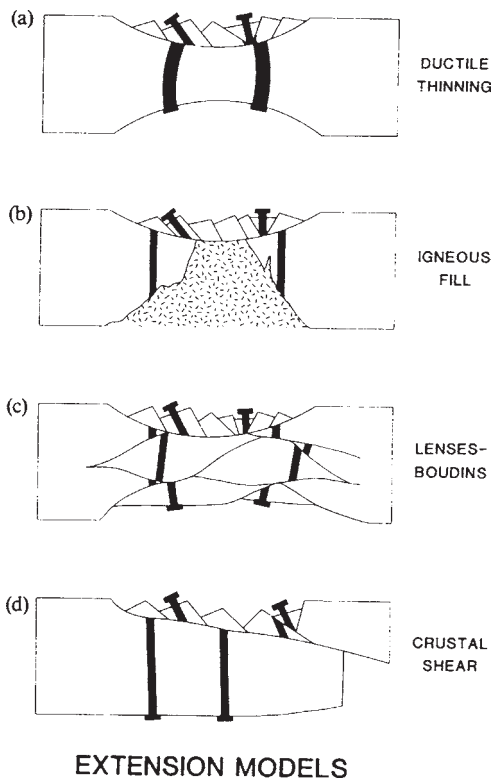


Figura 9-26- Bloque diagrama del graben del Rhin (arriba) y de una parte de su margen occidental (debajo). Las fallas con mayor salto son las paralelas al *rift*.

En la descripción precedente, se ha hecho hincapié en las características de los orógenos vistos en sección transversal. Ello implica que hemos descrito esencialmente las estructuras debidas a la convergencia de placas, que sin duda es la causa del desarrollo de las cadenas. No obstante, un esquema tridimensional como el de la Fig.9-21 nos muestra que las cosas son aún más complicadas. Las cadenas no son cilíndricas, en el sentido de que sus zonas, terrenos o grandes unidades no se mantienen a lo largo de toda su extensión. Algunas unidades o zonas desaparecen lateralmente, como el terreno RF (rayado en la figura). Por otra parte, dado que la convergencia de placas no suele ser frontal, casi todos los orógenos tienen componentes transcurrentes, que se manifiestan por el desarrollo de grandes desgarres, bien sean fallas o cizallas dúctiles. Los desgarres, a su vez, pueden crear cuencas de separación o “pull-aparts” (P) en los que se depositan molasas que luego serán deformadas, y también estructuras en flor (F), compresivas. Los desgarres se dan a menudo en sistemas conjugados (CW). Además, pueden desarrollarse asociaciones de fallas normales de varios tipos. Los grabens son comunes (FR), así como el rejuego como fallas normales de los cabalgamientos previos. Otra complicación deriva de que las estructuras que existen en una zona determinada de la corteza pueden no continuar hacia abajo,





terminándose en uno de los niveles de baja resistencia cortical mencionados al principio del capítulo y que actúan como despegues (Fig.9-21). Algunos de estos temas son tratados más extensamente en los dos apartados siguientes.

### 9.3.-LA EXTENSION CORTICAL

Los procesos que producen extensión de la corteza se incluyen también dentro del concepto de **diastrofismo**, definido al principio del apartado anterior. Para su descripción se ha utilizado el término **tafrogénesis** (del griego *taphre*, fosa), cuyo significado es creación de rifts o grabens. El término, que hoy está bastante en desuso, se aplicó originalmente a la región de los grandes lagos de África y al rift continental de la fosa del Rhin, en Europa (Fig.9-25). Esta fosa es un rift simétrico de más de 600 km de longitud y unas pocas decenas de km de anchura (Fig.9-26), que discurre desde la región al norte de los Alpes hasta Holanda, atravesando el occidente de Alemania. Por esa razón, el estilo tectónico de fallas normales en dos familias conjugadas que separan bloques levantados (horsts) y hundidos (grabens) se denomina **estilo germánico**.

Figura 9-27- Cuatro modelos conceptuales de la deformación de la corteza continental por extensión. las líneas negras representan marcadores verticales de 1 mm de espesor original. En el modelo de arriba (a), la corteza inferior se ha extendido por deformación dúctil homogénea. En (b), se ha separado, rellenándose el espacio intermedio por rocas ígneas. (c) es un ejemplo de boudinage interno a gran escala. (d) es el caso de un gran despegue cortical.

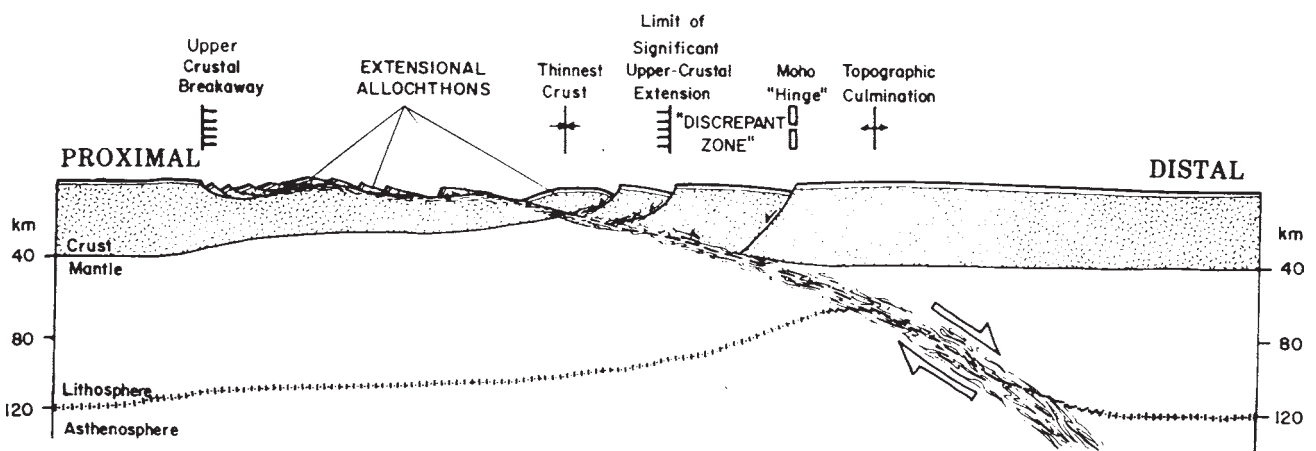


Figura 9-28- Extensión cortical por el desarrollo de un gran despegue que atraviesa la litosfera continental. El despegue es de tipo frágil cerca de la superficie, pero pasa a una zona de cizalla dúctil en profundidad. En la zona de máximo adelgazamiento cortical, la corteza continental inferior puede llegar a aflorar, e incluso el manto. Este proceso se denomina denudación tectónica.

Hoy día sabemos que la extensión de la litosfera no incluye sólo el tipo de estructuras que caracterizan el estilo germánico, que por sí mismas no provocan una extensión excesiva, sino que existen áreas de la corteza continental afectadas por asociaciones de grandes despegues subhorizontales normales que han provocado elongaciones de magnitud comparable a las de los cinturones orogénicos, aunque de signo contrario: estiramiento, en lugar de acortamiento. Una descripción de las estructuras que aparecen en tales áreas fue incluida en los apuntes de Cartografía Geológica bajo el epígrafe de “Asociaciones de fallas normales”. Dos son las causas fundamentales por las cuales se produce extensión cortical. La primera es la divergencia de placas, localizándose en los rifts continentales y en los márgenes pasivos. La segunda se produce en los cinturones orogénicos, una vez que el engrosamiento cortical ligado a la convergencia de placas alcanza un valor determinado. Este último fenómeno se denomina colapso gravitatorio o extensional de los orógenos, y la extensión en él puede ser contemporánea con la continuación de la convergencia orogénica.

La Fig.9-27 muestra cuatro modelos conceptuales de extensión ligada a **divergencia de placas**. La extensión en el campo de comportamiento frágil está representada por las fallas, y en el campo dúctil se visualiza por el grosor de dos marcadores negros verticales, cuya anchura inicial es de aproximadamente 1 mm. En (a), la extensión es frágil en la parte superior y dúctil en la inferior, lo que viene indicado por el ensanchamiento de los marcadores. En (b), la corteza inferior no es adelgazada, sino rellenada por material ígneo. En (c), la extensión se realiza por fallas que afectan a toda la corteza. En realidad, en la corteza inferior, más que fallas, las estructuras que se formarían serían zonas de cizalla dúctil. Las cizallas se anastomosan limitando volúmenes lenticulares de corteza y dando una estructura de boudinage interno a gran escala. Los modelos (a), (b) y (c) representan una deformación de tipo cizallamiento puro, a la escala de la corteza (aunque obviamente, a escala de las cizallas, se trata de cizallamiento simple). En el modelo (d), la extensión se efectúa por medio de un gran despegue, al cual se asocian una serie de fallas que delimitan bloques que sufren una rotación importante. Este modelo se conoce como de cizallamiento simple, ya que no consiste en cizallas conjugadas en dos sistemas de igual desarrollo cuyo juego produce rotaciones en los bloques que se compensan entre sí, sino por un cizallamiento predominante al cual pueden ir asociados otros de sentido contrario. Un bloque diagrama esquemático de una extensión cortical por cizallamiento puro puede verse en la Fig.2-139 de los apuntes de Cartografía Geológica, y diagramas de extensión por cizallamiento simple se muestran en las Figs.2-140 y 2-141 del mismo capítulo.

En la Fig.9-28 se muestra una sección de una extensión litosférica de tipo cizallamiento simple, asociada a un gigantesco despegue que atraviesa toda la litosfera. El despegue es de tipo frágil cerca de la superficie y lleva numerosas fallas normales lítricas asociadas que limitan bloques fuertemente rotados. En profundidad, el despegue pasa a ser una zona de cizalla dúctil cuya anchura aumenta con la profundidad. Obsérvese la asimetría de las estructuras, con fallas subhorizontales y bloques muy rotados a la izquierda y fallas de fuerte buzamiento y bloques menos rotados a la derecha. Obsérvese también que, si la cizalla dúctil se moviera unos pocos kilómetros más, el manto del bloque levantado llegaría a aflorar. En todo

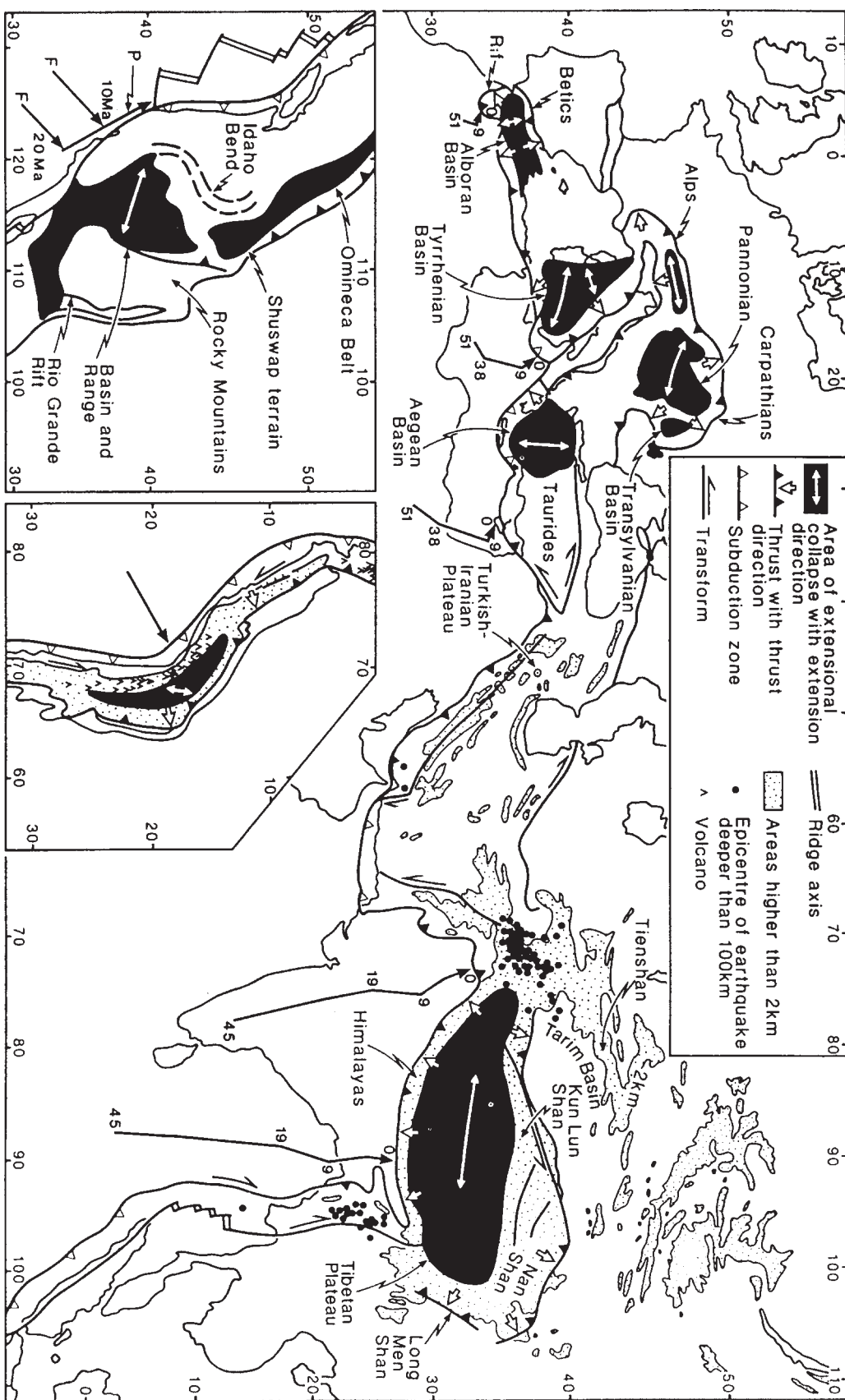


Figura 9-29. Áreas de colapso extensional o gravitatorio (en negro) en los cinturones orogénicos del dominio alpino, la cordillera occidental norteamericana y los Andes. Las flechas blancas indican la dirección de extensión principal.

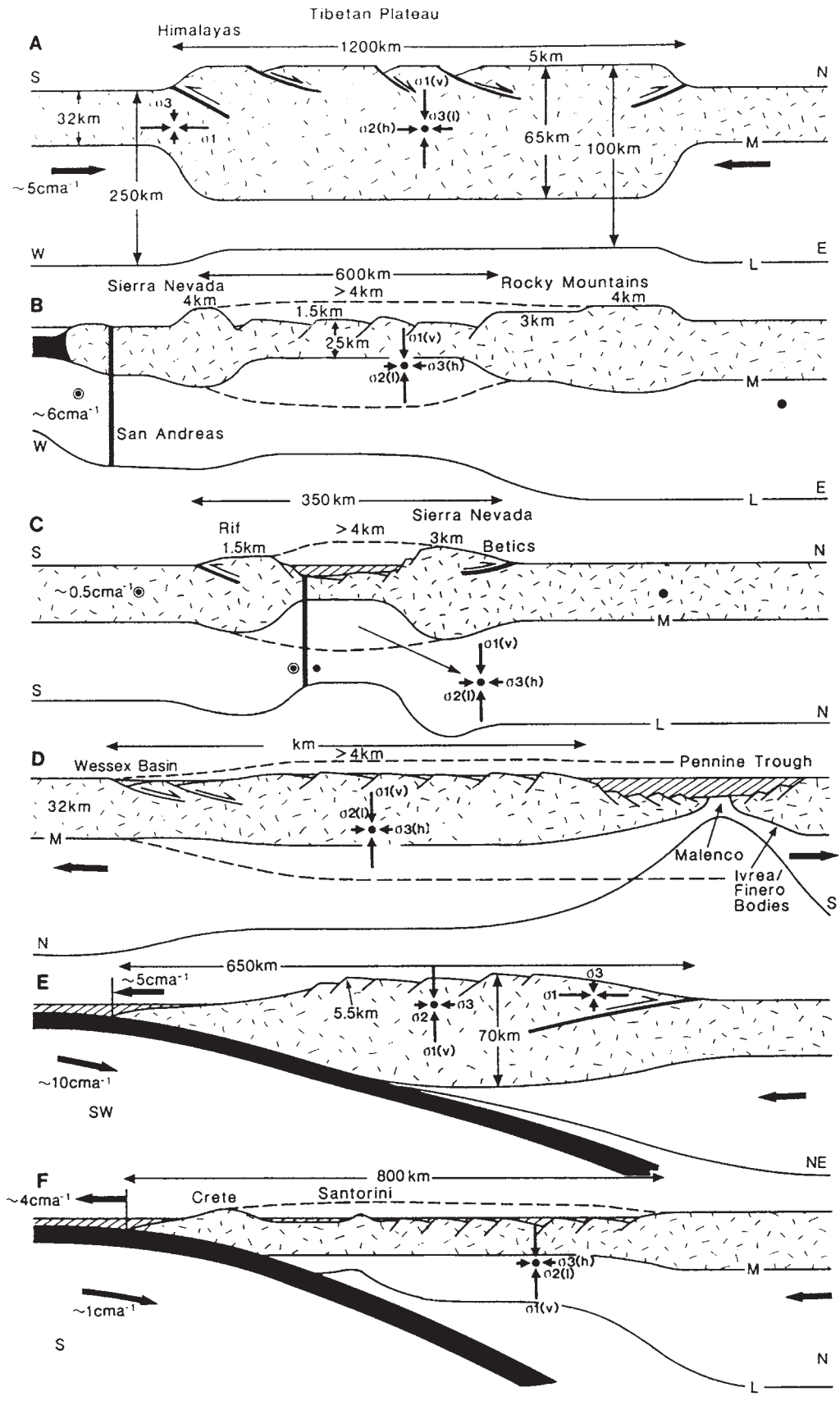


Figura 9-30- Esquemas de cinturones orogénicos que han registrado colapso extensional. A- Himalaya; B- cordillera occidental norteamericana; c- Cordilleras Béticas y Rif, D- cinturón Varisco en el Jurásico Inferior; E- Andes del Perú y F- Mar Egeo



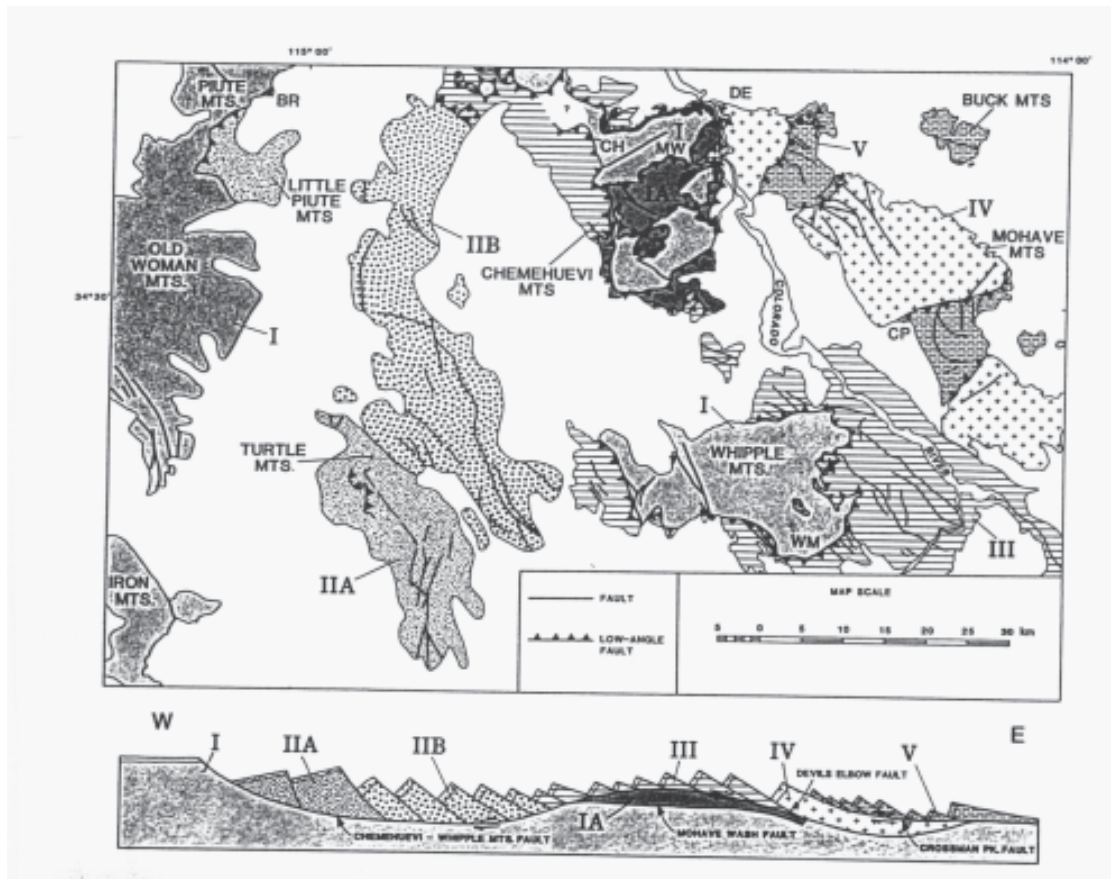


Figura 9-31- mapa geológico y corte de parte del corredor extensional del Rio Colorado. Obsérvense los bloques fuertemente rotados de la parte oriental del alóctono y el antiforme central desarrollado por rebote isostático.

caso, la corteza inferior de dicho bloque aflora en la región donde el adelgazamiento cortical es mayor. Este proceso, de origen tectónico, que permite el afloramiento de rocas profundas por extensión, se denomina **denudación tectónica**.

La Fig.9-29 muestra, en negro, las zonas que han sufrido **colapso gravitatorio** o **extensional** en los orógenos recientes del cinturón alpino, las Montañas Rocosas y los Andes y la Fig.9-30 son secciones esquemáticas a través de esos orógenos, que intentan representar varias situaciones posibles. En A, que representa el Himalaya, la **convergencia de placas** ha dado lugar a una corteza muy engrosada en la cual el colapso está empezando a producirse. La cordillera es gravitatoriamente inestable y tiende a expandirse lateralmente por gravedad, al tiempo que su parte central se adelgaza. El resultado de la **expansión gravitatoria** es que se forman fallas normales, algunas de las cuales aprovechan cabalgamientos previos. Pero, además, los cabalgamientos que limitan el orógeno son en parte el producto de la extensión de la parte superior de la corteza, la cual se está, de hecho, extendiendo, pese a que la convergencia entre la India y Asia continúa (flechas negras gruesas). No obstante, en casos como éste, en los cuales la convergencia continúa, la extensión predominante no se produce en la misma dirección que el acortamiento, sino en dirección perpendicular (flecha blanca en la Fig.9-29).

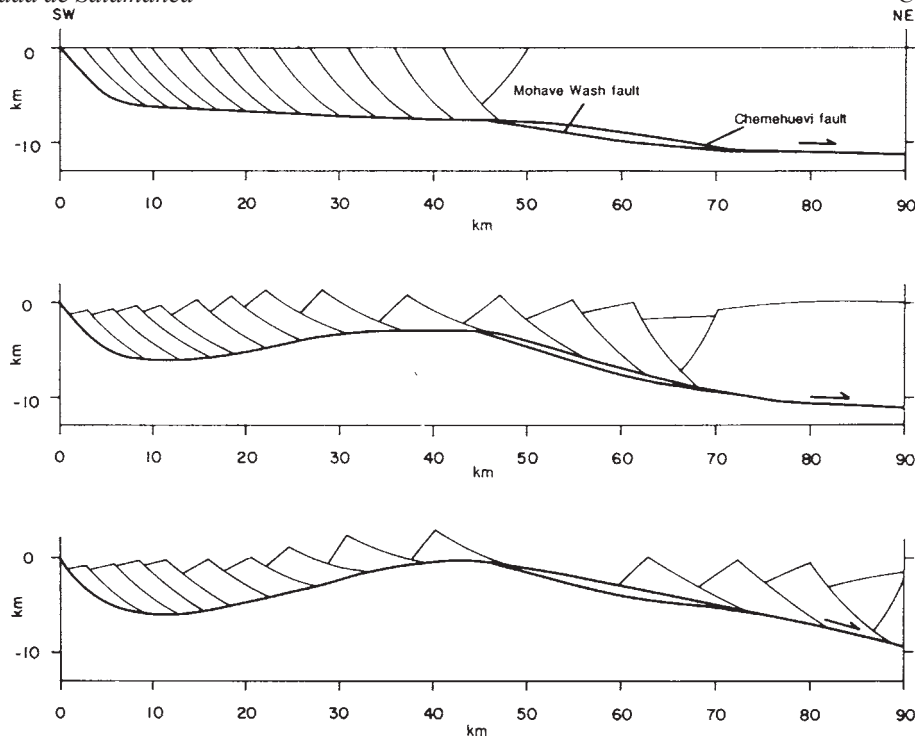


Figura 9-32- esquema del desarrollo del despegue del Rio Colorado. Obsérvese la existencia de un *horse* limitado por dos despegues en la parte media de la estructura.

El esquema B representa la cordillera norteamericana (Montañas Rocosas y la Sierra Nevada americana) y el C las Cordilleras Béticas y su continuación meridional por el Rif marroquí, apreciándose en ambas un fuerte adelgazamiento cortical, producto del colapso extensional. Obsérvese que se ha producido extensión pese a que no ha habido divergencia de placas, sino, más bien, movimientos transcurrentes, indicados por los puntos negros (bloque que se acerca al observador) y los círculos con un punto en el centro (bloque que se aleja). La expansión gravitatoria de las zonas axiales ha dado lugar al Mar de Alborán (Fig.9-29) y a cabalgamientos contemporáneos en las zonas externas de la cadena, por delante de la Sierra Nevada andaluza. Un caso parecido es el del orógeno Hercínico europeo (D), aunque aquí se produjo divergencia de placas a partir del Jurásico Inferior (flechas). Los esquemas E y F representan orógenos de activación en los que la extensión se produce mientras la convergencia continúa. El primero representa los Andes del Perú y el segundo el Mar Egeo. En los Andes, el colapso gravitatorio provoca la creación del cinturón de cabalgamientos externo. Obsérvese en este caso, como

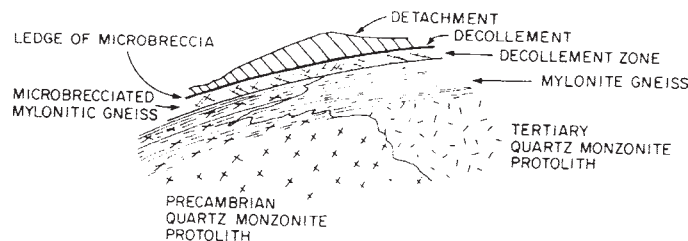


Figura 9-33- Sección esquemática de un despegue normal en un complejo de núcleo (*core complex*). La zona rayada son sedimentos cuya estratificación forma un ángulo considerable (rayas) con el despegue.

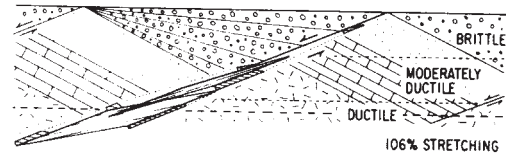
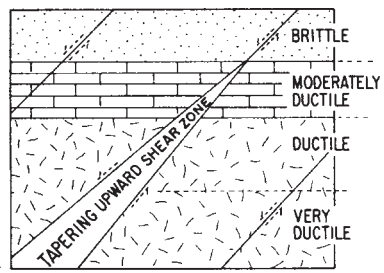


Figura 9-34- Esquema de un despegue normal antes del movimiento (izquierda) y tras una considerable extensión cortical (derecha). LA trama de rayitas al azar representa el basamento y la de círculos, los sedimentos recientes del semigraben.

en el del Himalaya, que la distribución de los esfuerzos principales (grupos de cuatro flechas negras) cambia de las zonas axiales, donde se está produciendo extensión, a las zonas marginales, donde se produce compresión horizontal.

Las estructuras que permiten que la extensión alcance valores muy elevados son las fallas y zonas de cizalla normales subhorizontales conocidas como despegues. Estas fallas pueden tener varias decenas o algún centenar de kilómetros de **superposición**, que es la distancia, medida en la dirección de movimiento, a lo largo de la cual existe una superposición de estratos o rocas anómala. Su geometría es

similar a la mostrada en la Fig.9-28, aunque no necesariamente atraviesen toda la litosfera. Uno de los grandes despegues de la llamada región de “Basin and Range” (cuencas y sierras) de la cordillera occidental norteamericana, se muestra en la Fig.9-31. El despegue se ha representado con un símbolo similar al usado normalmente para los cabalgamientos y los triángulos negros están en el alóctono, que en este caso es el labio hundido. Como puede apreciarse, la falla aparece en sección débilmente curvada, lo que hace que aflore varias veces formando klippen y ventanas tectónicas. El autóctono, por debajo de la falla, son rocas metamórficas e ígneas, milonitizadas cerca del despegue, mientras que el alóctono,



Vista aérea de una de las grandes fallas de desgarre de la Tierra. La Falla de San Andrés.

por encima, incluye una serie de bloques rotados que incluyen rocas sedimentarias y volcánicas recientes.

La Fig.9-32 muestra la evolución del despegue. El movimiento continuado en el mismo produce una rotación de los bloques individualizados en su labio superior, la cual puede ser muy fuerte, como se aprecia a la derecha del corte de la Fig.9-31. Aunque la forma inicial del despegue es lítrica, la extensión produce un adelgazamiento cortical (Figs.9-27 y 9-28) que es compensado por un ajuste isostático. El ajuste provoca el ascenso de la parte media de la sección, creando un antiforame muy amplio. Este fenómeno se conoce como **rebote isostático**. En el antiforame afloran rocas originalmente más profundas que las de los bloques que la rodean. Son comúnmente rocas metamórficas y rocas ígneas milonitizadas que configuran lo que se denomina un **complejo metamórfico de núcleo** (“metamorphic core complex”, ver, “Asociaciones de fallas normales” en los apuntes de Cartografía Geológica). Se produce, pues, una **denudación tectónica**, dado que partes profundas de la corteza se ponen en contacto con partes muy superficiales de la misma, provocando la desaparición de la parte intermedia. Por eso se dice que las fallas normales son sustractivas.

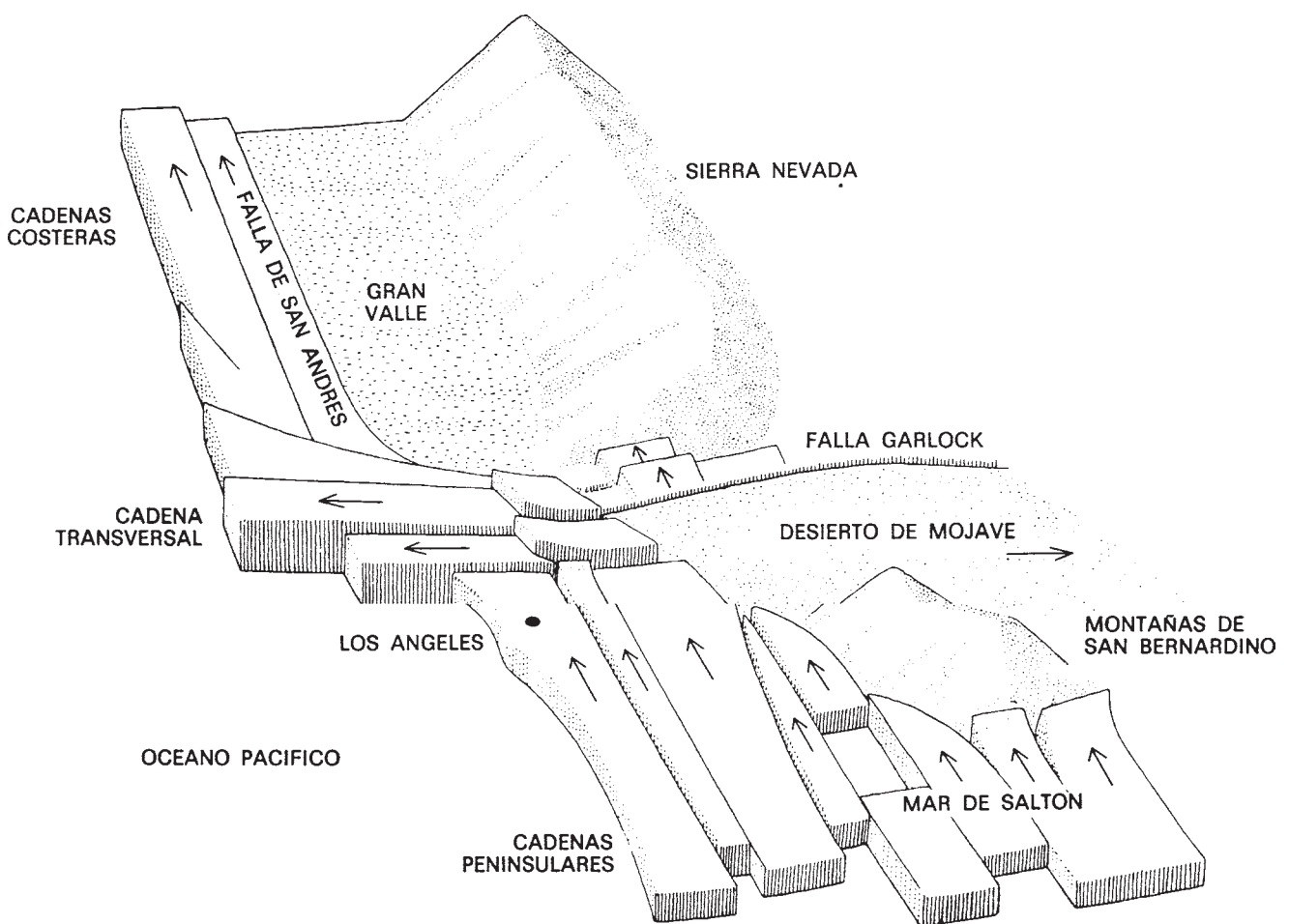


Figura 9-35- Esquema del movimiento de los bloques en la asociación de fallas de desgarre relacionados con la falla de San Andrés, en California.



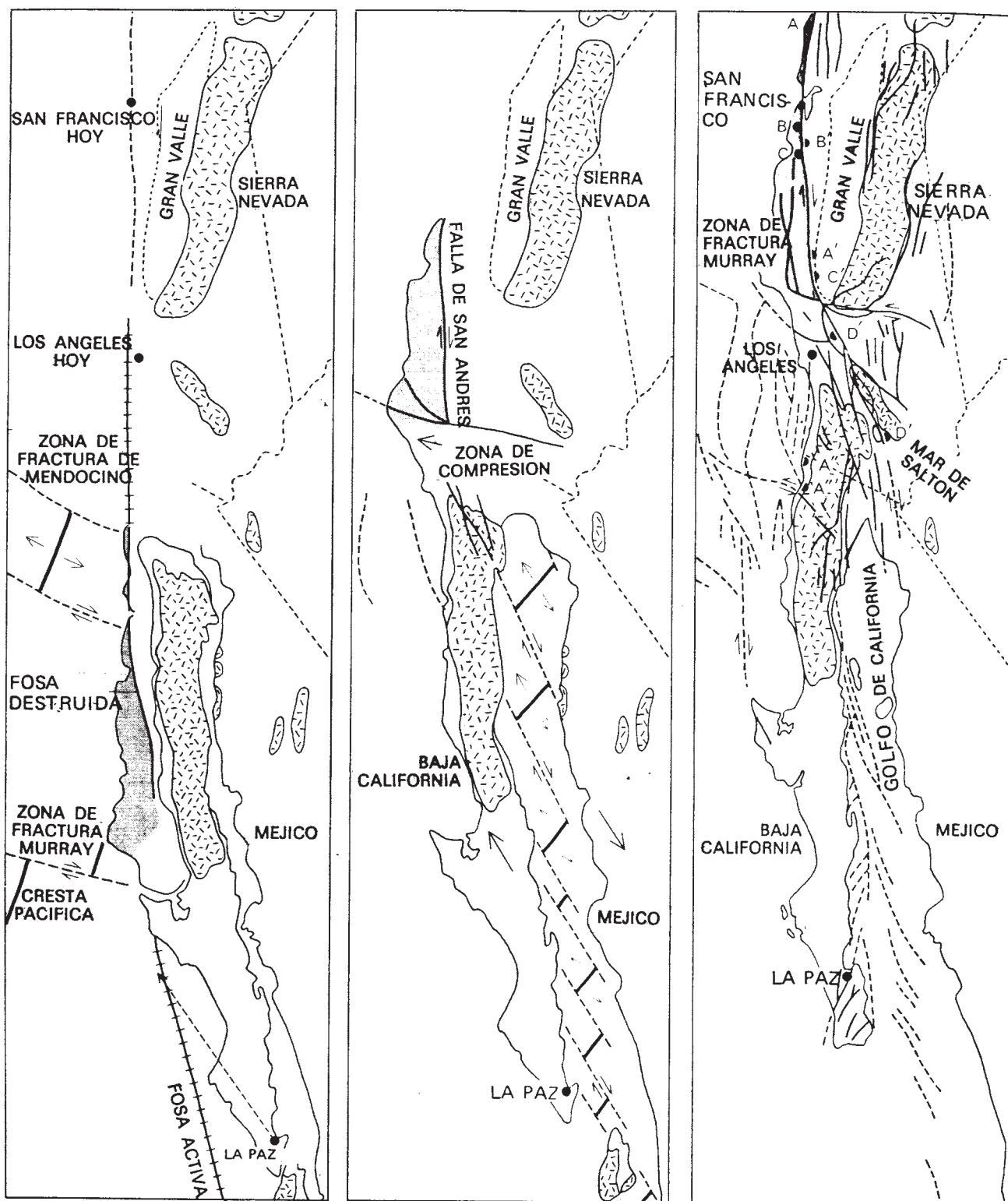


Figura 9-36- Evolución de la península de la Baja California en los últimos 25 Ma. La subducción de la dorsal del Este del Pacífico y su posterior aparición en el interior del continente provocó la apertura del golfo de California y la translación de la península hacia el Norte, creando el sistema de fracturas de la falla de San Andrés.

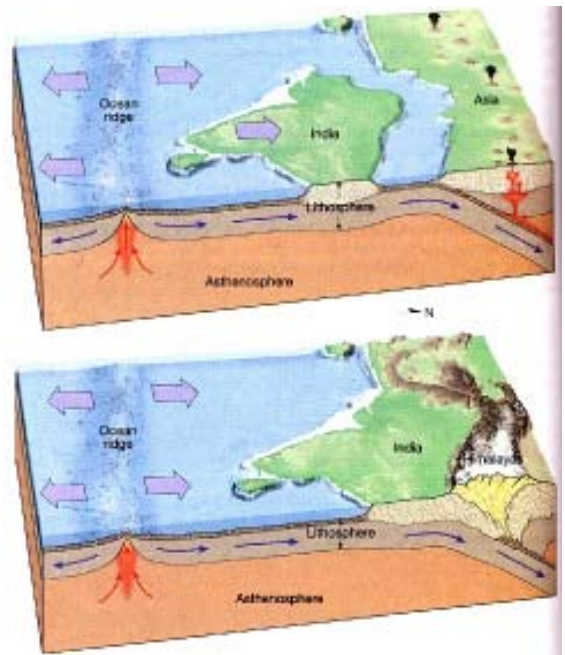
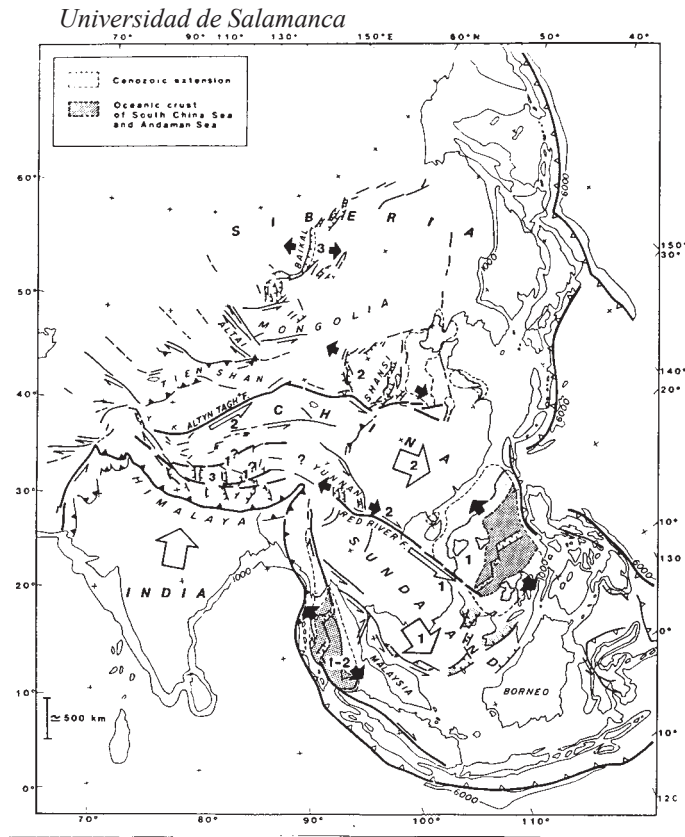


Figura 9-37- Esquema tectónico del oriente de Asia mostrando la extrusión de los bloques continentales de China y Sunda, como consecuencia de la colisión de la India con Asia, que dió lugar a la cordillera del Himalaya. La india se ha comportado como un indentador que se ha introducido en el continente asiático desde el Sur. La deformación de la placa asiática incluye el desarrollo de muchos desgarres, algunos de ellos con trnslaciones de muchos cientos de kilómetros, así como la creación de *grabens* continentales aproximadamente paralelos a la dirección de convergencia.

La Fig.9-33 muestra de forma esquemática una sección de un despegue normal y la Fig.9-34 cómo se produce la sustracción y, al mismo tiempo, la asociación de rocas de falla de distintos tipos. El despegue es frágil en la parte superior de la corteza, donde corta a la cobertera de sedimentos y rocas volcánicas, y es dúctil en profundidad, ensanchándose cada vez más en el basamento. Después del movimiento, rocas del basamento profundo están en contacto con la serie sedimentaria de la cobertera original e incluso con nuevas rocas sedimentarias depositadas en los semigrabens creados (círculos en el dibujo de la derecha). Las rocas miloníticas desarrolladas inicialmente en el basamento (los gneises miloníticos de la Fig.9-33), acaban poniéndose en contacto con las rocas cataclásticas (microbrechas) de la cobertera inicial y con las nuevas cataclasitas y rocas sin cohesión primaria que afectan a las rocas del semigraben.

En los casos de extensión cortical extrema ligados a un gran despegue, la denudación puede ser de tal magnitud que el manto terrestre llegue a ponerse en contacto con las rocas sedimentarias más recientes (Fig.9-28). Esto da lugar a un tipo especial de corteza, compuesta sólo por sedimentos, que es por tanto diferente de las cortezas continental y oceánica, y que se ha denominado **corteza de tercer tipo**. Los afloramientos existentes del manto y de la base de la corteza continental están aparentemente siempre ligados a procesos extensionales muy importantes, aunque en muchas ocasiones aparecen en el



alóctono de cabalgamientos posteriores. Aparentemente, los cabalgamientos por sí solos no son capaces de acercar el manto terrestre a la superficie y se necesitan una extensión cortical previa y un fuerte adelgazamiento para que una convergencia posterior pueda lograrlo.

#### 9.4.-LOS MOVIMIENTOS CORTICALES TRANSCURRENTES

Figura 9-38- Modelo de indentación de un bloque rígido de madera en un bloque de plastilina bandeada no confinado lateralmente.

Los procesos corticales transcurrentes representan el tercer gran grupo de los que configuran el diastrófismo. Los grandes movimientos transcurrentes en la corteza continental son producidos por dos tipos de fenómenos. El primero de ellos es la presencia de la parte activa de una falla transformante en un continente, y el segundo es una consecuencia de la colisión continental y consiste en que, debido a convergencia, la litosfera continental se fragmenta en grandes bloques que pueden deslizar unos al lado de otros.



La Falla de San Andrés, y otras asociadas en el entorno de la ciudad de Los Ángeles (USA).



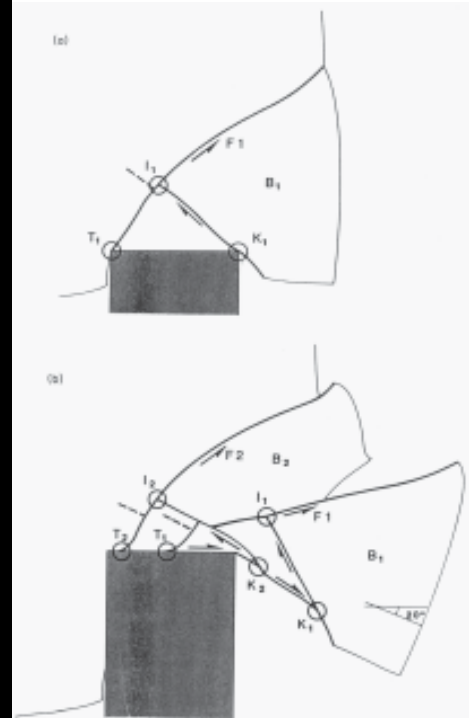
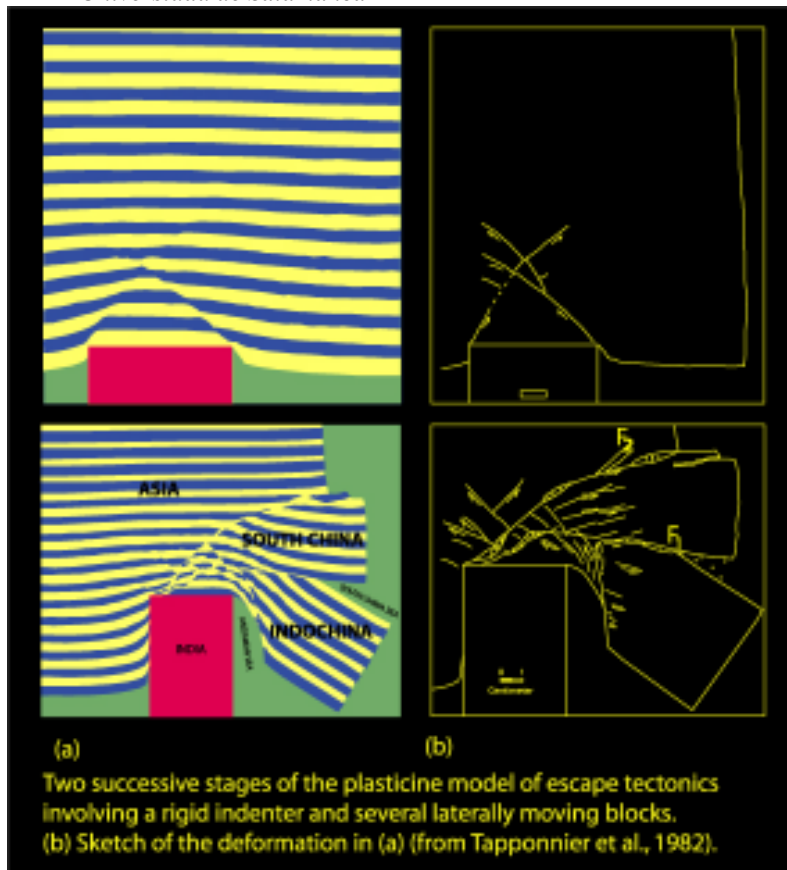


Figura 9-39- Dos estadios en el desarrollo de la extrusión del modelo de la figura anterior. Los dos bloques extruidos son comparables con los bloques de China y Sunda y las fallas principales con los desgarres de Altyn Tagh y el del Rio Rojo.

Un ejemplo de una **falla transformante intracontinental** activa es la falla de San Andrés, en California, responsable de la sismicidad en las áreas de Los Angeles y San Francisco. En realidad, se trata un complejo sistema de fracturas, la mayor parte de las cuales son desgarros dextros de dirección aproximada NO-SE, con algunos desgarros senestros transversales (Fig.9-35). La translación de Norteamérica hacia el oeste provocó la subducción de la dorsal pacífica en la región de California. Sin embargo esta subducción, que se inició hace unos 25 Ma, no desactivó el límite de placas divergente. Por el contrario, la continuación de su actividad después de haber sido subducido se manifestó con la separación de la corteza continental suprayacente. Así se formó la península de la Baja California (Fig.5-36), con la apertura del golfo del California. La oblicuidad entre la dirección de apertura y el margen continental provocó la aparición de fallas transformantes de dirección subparalela al margen y al propio golfo. La más septentrional de ellas atraviesa el continente, enlazando la dorsal oceánica del Golfo de California con la de Juan de Fuca, mucho más al norte. Como se trata de la parte de la falla comprendida entre dos dorsales, es activa, y la creación de la corteza oceánica del golfo ha empujado a la península hacia el NO. Es de todos conocido que las fuerzas del mal estuvieron a punto de provocar la separación total entre la península y el continente, lo cual fue impedido por Superman en **Superman, el film**.



La transformante se manifiesta en el continente por un conjunto de fallas que exhiben las características descritas en los apuntes de Cartografía Geológica bajo el epígrafe de “Asociaciones de desgarres”, incluyendo la creación de cuencas de separación, como la llamada del Mar de Salton (Figs.9-35 y 9-36). La translación de la península de la Baja California hacia el norte ha sido de varios centenares de kilómetros, y hay partes de la costa californiana, como la dibujada en gris en la Fig.9-36 y que corresponde al área de San Francisco, cuyo movimiento ha superado los 1000 km.

La generación de desgarres como consecuencia de la colisión continental puede apreciarse en la Fig.9-21. En parte son consecuencia de la componente transcurrente que puede incluir la convergencia de placas y en parte se deben a los esfuerzos compresivos que causan la orogenia. Es obvio que las placas pueden acortarse en dirección horizontal no sólo por desarrollo de cinturones de plegamiento y cabalgamiento, sino también por el desarrollo de sistemas de desgarres, que a menudo son conjugados (CW en la Fig.9-21). Este modo de acortamiento no provoca engrosamiento cortical y el volumen cortical se conserva por extensión hacia los lados. Por esta razón, suelen aparecer asociadas estructuras extensionales, tales como grabens (FR en la Fig.9-21).

Un ejemplo espectacular de asociaciones de desgarres se ha desarrollado en Asia como consecuencia del choque de la India. La Fig.9-37 muestra los principales desgarres (fallas de Altyn Tagh y Rio Rojo) y los grabens más importantes (Lago Baikal, Shansi y Yunhan). El movimiento de los grandes desgarres ha sido senestro (flechas blancas pequeñas), y la extensión asociada, señalada con flechas en negro, ha dado lugar a la apertura del Mar de Andamán, al oeste de Malasia, y del Mar del Sur de China (en gris en la figura). Una modelización de lo que ha significado la colisión de la India con el margen de Asia puede verse en la Fig.9-38, en la cual se ha introducido progresivamente un bloque rígido de madera en un bloque de plastilina bandeada. La indentación producida por el bloque rígido ha desarrollado desgarres en la plastilina, que se ha fragmentado en bloques, los cuales han extruido hacia la derecha. La Fig.9-39 muestra dos estadios de la deformación en el modelo. Los dos grandes bloques individualizados son comparables a los bloques de Sunda y China (Fig.9-37) y su movimiento es también similar (flechas grandes blancas). Obsérvese que los mayores desgarres que separan los bloques son senestros.

La India representa, en este caso, el papel del **indentador** y el hecho de que la deformación haya afectado a zonas tan alejadas del orógeno de colisión como el Lago Baikal, da una idea de la capacidad de la litosfera continental para transmitir esfuerzos a grandes distancias. La extrusión de los bloques de China y Sunda hacia el este ha sido posible porque el continente asiático no estaba confinado por ese lado, de la misma forma que no lo estaba el bloque de plastilina por su derecha. Por el contrario, la litosfera oceánica del Pacífico, vieja y con tendencia a desplomarse, más bien ha debido facilitar la extrusión. El movimiento de fragmentos continentales a lo largo de cizallas transcurrentes, con translaciones de cientos o miles de kilómetros, es un fenómeno común asociado a la orogenia y se conoce con el nombre de **tectónica de escape**.

## REFERENCIAS

- ANDERSON, D.L. (1971).- The San Andreas Fault. *Scientific American*.
- ANDO, C.J., COOK, F.A., OLIVER, J.E., BROWN, L.D. y KAUFMAN, S. (1982).- Crustal geometry of the Appalachian orogen from seismic reflection studies. *Geological Society of America Memoir*, 158, 83, 103.
- AYDIN, A. y NUR, A. (1982).- Evolution of pull-apart basins and their scale independence, *Tectonics*, 1, 91-105.
- BEN-AVRAHAM, Z., NUR, A., JONES, D. y COX, A. (1981).- Continental accretion: from oceanic plateaus to allochthonous terranes, *Science*, 213, 47-54.
- CONDIE, K.C. (1982).- *Plate tectonics and crustal evolution*, Pergamon Press, 310 pp.
- CONEY, P.J. (1989).- Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in western North America, *Journal of Structural Geology*, 11, 107-125.
- COWAN, D.G. (1985).- Structural styles in Mesozoic and Cenozoic melanges in the western Cordillera of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 451-462.
- COWARD, M.P. y RIES, A.C. eds. (1986).- Collision Tectonics, *Geological Society Special Publication*, 19.
- COX, A. (1972).- *Plate Tectonics and Geomagnetic Reversals*, W. Freeman and Co.
- COX, A. y HART, R.B. (1986).- *Plate Tectonics: How it Works*, Blackwell's.
- CRONIN, V.S. (1987).- Cycloid kinematics of relative plate motion. *Geology*, 15, 1006-1009.
- CRONIN, V.S. (1992).- Types of kinematic stability of triple junctions. *Tectonophysics*, 187, 215-249.
- CHASE, C.G. (1978).- Plate kinematics: The Americas, east Africa, and the rest of the world. *Earth Planetary Science Letters*, 37, 355-368.
- DAVIS, D., SUPPE, J. y DAHLEN, F.A. (1983).- Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Geophysical Research*, 88, 1153-1172.
- DeMETS, C. (1993).- Earthquake slip vectors and estimates of present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 98, 6703-6714.
- DEWEY, J.F. (1975).- Finite plate movements: Some implications for the evolution of rock masses at plate margins. *American Journal of Science*, 275, 260-284.
- DEWEY, J.F. (1988).- Extensional collapse of orogens, *Tectonics*, 7, 1123-1129.
- DEWEY, J.F. y BIRD, J.M. (1970).- Mountain belts and the new global tectonics, *Journal of Geophysical Research*, 75, 2625-2647.
- DEWEY, J.F. (1977).- Suture zone complexities: A review. *Tectonophysics*, 40, 53-67.
- DICKINSON, W.R. y SELY, D.R. (1979).- Structure and stratigraphy of forearc regions, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 2-31.
- DIXON, T.H., IRVINS, E.R. y FRANKLIN, B.J. (1989).- Topography and volcanic asymmetry around the Red Sea: Constraints on rift models. *Tectonics*, 8, 1193-1216.

- DRAPER, G, GUTIÉRREZ-ALONSO, G. y LEWIS, J. (1996).- Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expression of the Mid-Cretaceous Caribbean arc-polarity reversal?. *Geology*, 24, 1143-1146
- ECORS PYRENEES TEAM, (1988).- The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyreées. *Nature*, 33, 508-510.
- FOX, P.J. y GALLO, D.G. (1984).- A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries: Implications for the structure of oceanic lithosphere. *Tectonophysics*, 104, 205-242.
- FREUND, R. (1974).- Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 21, 93-134.
- GARFUNKEL, Z. (1986).- Review of oceanic transform activity and development. *Journal of the Geological Society of London*, 143, 775-784.
- GIBBS, A.D. (1984).- Structural Evolution of extensional basin margins, *Journal of the Geological Society of London*, 141, 609-620.
- HSÜ, K. J. ed. (1982).- *Mountain building processes*. Academic Press.
- ISAAKS, B. y MOLNAR, P. (1971).- Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Geophysics and Space Physics*, 9, 103-174.
- ISAAKS, B. y MOLNAR, P. (1972).- Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere. *Nature*, 223, 1121-1124.
- JEANLOZ, R. y RICHTER, F. (1979).- Convection, composition and the thermal state of the lower mantle. *Journal of Geophysical Research*, 81, 5497-5504.
- KARIG, D.E. (1972).- Remnant arcs. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 1057-1068.
- LAVARIE, J.A. (1975).- Geometry and lateral strain of subducted plates in island arcs. *Geology*, 3, 484-486.
- LISTER, G.S. y DAVIS, G.A. (1989).- The origin of metamorphic core complexes and detachment faults during Tertiary continental extension in the Northern Colorado River. *Journal of Structural Geology*, 11, 65-94.
- LISTER; G.S., ETHERIDGE, M.A. y SYMONDS, P.A. (1986).- Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14, 246-250.
- MACDONALD, K.C.- Mid-ocean ridges: Fine-scale tectonic, hydrothermal processes within the plate boundary zone. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10, 155-190.
- MALAVIELLE, J. (1993).- Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and the Late Paleozoic Variscan Belt. *Tectonics*, 12, 1115-1130.
- MARSH, B.D. (1979).- Island arc volcanism, *American Scientist*, 67, 161-172.
- MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., RUBIO PASCUAL, F.J., ABATI, J. y MARQUINEZ, J. (1996).- Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of the Ordenes Complex, Galicia, northwest Spain. *Tectonics*, 15, 106-121.
- MCKENCIE, D.P. (1978).- Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 15-32.

- MOORE, J.C. (1989).- Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms: Role of the decollement zone. *Journal of Structural Geology*, 11, 95-106.
- MOORES, E.M. y TWISS, R.J. (1997).- *Tectonics*. Freeman & Co. 532 pp.
- MOORES, E.M. y TWISS, R.J. (1997).- *Tectonics*. Freeman & Co. 532 pp.
- MOORES, E.M. y TWISS, R.J. (1997).- *Tectonics*. Freeman & Co. 532 pp.
- MOORES, E.M. y TWISS, R.J. (1997).- *Tectonics*. Freeman & Co. 532 pp.
- MOORES; E.M. (1982).- Origin and emplacement of ophiolites. *Reviews in Geophysics and Space Physics*, 20, 735-760.
- NAYLOR, M.A., MANDL, G y KAARS, C.H. (1986).- Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, 7, 737-752.
- NUR, A. y BEN-AVRAHAM, Z. (1982).- Oceanic plateaus, the fragmentation of continents and mountain building. *Journal of Geophysical Research*, 87, 3644-3661.
- OLDOW, J.S., BALLY, A.W. y AVÉ LALLEMANT, H.G. (1990).- Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. *Geology*, 18, 991-994.
- PATRIAT, P. y COURTILLOT, V. (1984).- On the stability of triple junctions and its relationship to episodocity in spreading. *Tectonics*, 3, 317-332.
- PLATT, J.P. (1986).- Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1106-1121.
- PRESS, F. y SIEVER, R. (1986).- *Earth*, W.H. Freeman and Co.
- ROSENDAHL, B. (1987).- Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15, 445-503.
- SHREVE, R.L. y CLOOS, M. (1986).- Dynamics of sediment subduction, melange formation, and prism accretion, *Journal of Geophysical Research*, 91, 10229-10245.
- SILVER, E.A., ELLIS, M.J., BREEN, N.A. y SHIPLEY, T.H. (1985).- Comments on the growth of accretionary wedges. *Geology*, 13, 6-9.
- SIMONIAN, K. y GASS, I.G. (1978).- Arakapas fault belt, Cyprus, a fossil transform fault, *Geological Society of America Bulletin*, 89, 1220-1230.
- SYLVESTER, A.G. (1988).- Strike-slip faults, *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1666-1703.
- TAPPONIER, et al. (1982).- Propagating extrusion tectonics in Asia. *Geology*, 10, 611-615.
- TAPPONIER, P., PELTZER, G. y ARMIJO, R. (1986).- On the mechanics of the collision between India and Asia. en: COWARD, M.P. y RIES, A.C. eds. (1986).- *Collision Tectonics, Geological Society Special Publication*, 19, 115-157.
- TAPPONIER, P., PELTZER, G. y ARMIJO, R. (1986).- On the mechanics of the collision between India and Asia. en: COWARD, M.P. y RIES, A.C. eds. (1986).- *Collision Tectonics, Geological Society Special Publication*, 19, 115-157.
- UYEDA, S. (1978).- *The new view of the Earth*, W.H. Freeman and Co.
- VAN DER PLUIJM B.A. y MARSHACK, S. (1997).- *Earth Structure, an introduction to Structural Geology and Tectonics*. McGraw-Hill. 495 pp.



- VAN DER PLUIJM B.A. y MARSHACK, S. (1997).- Earth Structure, an introduction to Structural Geology and Tectonics. McGraw-Hill. 495 pp.
- VAN DER PLUIJM B.A. y MARSHACK, S. (1997).- Earth Structure, an introduction to Structural Geology and Tectonics. McGraw-Hill. 495 pp.
- VAN DER PLUIJM B.A. y MARSHACK, S. (1997).- Earth Structure, an introduction to Structural Geology and Tectonics. McGraw-Hill. 495 pp.
- VON HUENE, R. y SCHOLL, D.V. (1991).- Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews in Geophysics*, 29, 279-316.
- WALLACE, R.E. (1990).- The San Andreas Fault System, California. *U.S.G.S. Professional Paper*, 1515, 283 pp.
- WERNICKE, B. (1985).- Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, 108-125.
- WERNICKE, B. y BURCHFIEL, B.C. (1982).- Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, 4, 105-115.
- WILCOX, R.E., HARDING, T.P. y SEELY, D.R. (1973).- Basic wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57, 74-96.
- WILLIAMS, H. y STEVENS, R.K. (1974).- The ancient continental margin of eastern North America, en: BURK, C.A. y DRAKE, C.L. eds. *The Geology of Continental Margins*, Springer.

## LA DEFORMACIÓN DE LAS PLACAS EN LA WWW

Estas son algunas direcciones en las que se pueden encontrar aspectos relacionados con el tema tratado:

Procesos orogénicos (Departamento de ciencias de la Tierra de la Universidad de Oxford):

**<http://www.earth.ox.ac.uk/Research/tectonics/orogenic.htm>**

Estructura de la falla de San Andrés por Kevin Furlong:

**<http://www.geodyn.psu.edu/research/americas/sanandreas.html>**

La falla de San Andrés por Sandra S. Schulz y Robert E. Wallace

**<http://pubs.usgs.gov/gip/earthq3/safaultgip.html>**

