

Evolución de la tectónica de placas de cuencas sedimentarias

por: William R. Dickinson

La tectónica vertical inherente al esquema de movimientos laterales de placas de la litosfera aporta una lógica coherente para el análisis de las cuencas sedimentarias. La subsidencia puede provenir de atenuación termotectónica de la corteza, flexura de la litosfera, o de una combinación de estas influencias en el espacio y el tiempo. Las fases claves de la evolución de cuencas incluyen: la configuración geométrica, la naturaleza del relleno estratigráfico, los tipos de rasgos estructurales y la localización de los hidrocarburos en el espacio y el tiempo. Los atributos críticos favorables a la acumulación de petróleo incluyen la presencia de una fuente rica en restos orgánicos, una historia de flujo térmico apropiado para la maduración termal, efectivos canales de migración de los fluidos que permitan la concentración de éstos y una capacidad adecuada del reservorio con trampas apropiadas.

El movimiento entre placas, tanto sea convergente o divergente, provoca una tectónica vertical, en los límites que interactúan, no así en los límites puramente transformantes.

En los límites entre placas divergentes que están asociadas con la generación de nueva litosfera, la atenuación de la corteza provoca subsidencia eventual, que es demorada por efectos termotectónicos pero que, posteriormente, puede ser acelerada, mejorada por flexión de la placa bajo el peso sedimentario que fuerza un ajuste isostático.

En las suturas de placas convergentes, que están asociadas con destrucción de la vieja litosfera oceánica, el espesamiento de la corteza provoca levantamientos de complejos de subducción y de orógenos de arco o colisión, pero la flexión de las placas asociada con la subducción y con sobrecargas tectónicas o sedimentarias, induce subsidencia en las cuencas que están a lo largo de los flancos de las

fajas orogénicas. La mayoría de las cuencas sedimentarias pueden, por lo tanto, asociarse generalmente con ambientes de fallas extensionales o con ambientes orogénicos. Una cuenca puede ocupar secuencialmente en el tiempo varios ambientes de cualquiera de los dos tipos. También hay ejemplos de gradaciones distintas de esos ambientes.

Las cuencas en ambientes de falla extensionales incluyen: 1) cuencas infracrótónicas y 2) aulacógenos marginales, donde no se ha completado la separación continental; 3) rifts protooceánicos, donde se produce el emplazamiento de corteza oceánica recién formada; 4) prismas miogeoclinales de terrazas, taludes y altos que cubren márgenes continentales en rift y 5) terraplenes continentales donde la progradación sedimentaria de la cuña continental es importante; 6) cuencas oceánicas nacies donde la expansión por acreción de nueva litosfera en las alturas de crestas mesoocéánicas es dominante; 7) cuencas transtensionales, a lo largo de sistemas complejos de transformación, donde se producen configuraciones de "pull-apart" o cuña de fallamiento y 8) cuencas interarco formadas como mares marginales, detrás de sistemas arco-fosa intraoceánicos de las que fueran separadas estructuras de arco remanentes.

Las cuencas en ambientes orogénicos incluyen: 9) fosas oceánicas donde se produce la destrucción de la placa, 10) cuencas de talud, formadas sobre complejos de subducción accionarios 11) cuencas de antearco en el sistema de arco-fosa, relacionadas a zonas de subducción 12) cuencas pericratónicas de antepaís periférico adyacente a orógenos de colisión 13) antepaís de retroarco adyacente a arcos orógenos; 14) antepaís fragmentado, donde es significativa la deformación diferencial del basamento; 15) cuencas transpresionales a lo

largo de sistemas de fallas y transformes complejos, donde se producen fallas de desplazamiento de rumbo o combadas y 16) cuencas oceánicas remanentes, donde resulta dominante la contracción por consumición de la vieja litosfera, en la proximidad del sistema arco-trinchera.

Resulta muy útil para el análisis comparativo de cuencas utilizar diagramas de tiempo con los siguientes parámetros: paleolatitud, tasa de subsidencia —máxima o volumétrica—, subsidencia acumulativa neta —máxima o volumétrica—, flujo de calor, gradiente geotérmico y temperatura en los horizontes generadores claves.

Introducción

Estas notas de un curso breve están basadas en la propuesta de que la tectónica de placas aporta una lógica coherente para analizar la evolución de una cuenca. La línea de pensamiento se desarrolla de acuerdo al siguiente esquema:

a) El desarrollo de una cuenca sedimentaria, en el sentido de un prisma acumulado de estratos, exige subsidencia del piso de la cuenca, o ascenso de los márgenes que confinan a la misma.

b) Pese a que los postulados formales de la teoría de la tectónica de placas se focalizan especialmente en el movimiento lateral de las placas, resultan igualmente inherentes al esquema los movimientos verticales de magnitudes suficientes para formar cuencas sedimentarias. Las interacciones de las placas también inducen al ascenso de cordones montañosos, de los que se derivan muchos sedimentos clásticos.

c) Consecuentemente, cada cuenca individual tiene su propia historia singular que depende de una secuen-

cia y combinación particulares de las interacciones de las placas y condiciones de las interacciones. Aquí no se pone énfasis sobre historias específicas de este tipo, sino sobre configuraciones generales que pueden ser percibidas a través de la maraña de detalles locales.

Pienso que estas notas deben servir, por lo tanto, como una ayuda para la investigación y no como un catálogo exhaustivo de los tipos de cuencas existentes. Las he preparado en un estilo informal, sin remitir cada pensamiento o sugerencia a los formalismos del caso. La bibliografía que se acompaña es una guía para ulteriores investigaciones.

En los últimos años, muchas personas, aparte del que esto escribe, intentaron clasificar las cuencas sedimentarias en el contexto del tectonismo de placas. He leído todos los artículos pertinentes y escuchado cuanto discusión pude, sobre el tema. Pese a que no intenté seguir en estas líneas otro esquema que el vislumbrado por mi propio pensamiento, es decisiva la comprensión que sobre éste logré, siguiendo el trabajo realizado por otros. Debo agradecer particularmente la oportunidad de utilizar anticipadamente dos manuscritos no publicados de A. W. Bally y L. L. Sloss, que no estoy en condiciones de incluir en la bibliografía. Debo muchas de mis ideas sobre los sistemas de subducción y sistemas de antepaís al fruto de prolongadas discusiones con Peter Coney y Warren Hamilton en el transcurso de los años.

Fui también el beneficiario de muchas discusiones desordenadas sobre la configuración tectónica de cuencas sedimentarias con Clark Burchfield, Greg Davis, Ray Fletcher, Steve Graham, Ray Ingergoll, Dan Karig, Casey Moore, Don Seely, Eli Silver, y George Viele.

Evolución de una cuenca

La evolución de una cuenca sedimentaria tiene cuatro facetas interdependientes, de interés primario para el geólogo petrolero:

1. La configuración y el tamaño geométrico de la cuenca como conjunto están determinados por la configuración evolutiva de las

rocas de basamento limitantes que forman el fondo y los flancos de la cuenca. Las formas y temporalidad de los cambios de la configuración general de la cuenca controlan, en gran parte, los basculamientos regionales de estratos y otras configuraciones estructurales que influyen, en gran medida, sobre la migración y entrapamiento de fluidos en su interior. En general, la configuración de la cuenca refleja directamente el marco tectónico.

2. La naturaleza del relleno estratigráfico de la cuenca es producto de los sistemas deposicionales activos durante su evolución. La naturaleza de estos sistemas deposicionales es, en parte, una resultante de la interrelación entre los ritmos de subsidencia y la tasa de sedimentación, prevalecientes en tiempos diferentes, durante la evolución de la cuenca. En un extremo, la subsidencia inicial para formar una profunda depresión, es seguida por un rellenamiento que induce a una ulterior subsidencia isostática bajo el peso del sedimento. En el otro extremo, la sedimentación se mantiene al ritmo de la subsidencia y nunca aparecen depresiones vacías. Los sistemas deposicionales también están fuertemente influidos por factores paleogeográficos, incluida la paleolatitud (Fig. 1).

3. Los tipos de estructuras que se desarrollan como pliegues y fallas en la cuenca están condicionados una parte por su evolución tectónica y, otra, por su evolución sedimentaria. La deformación extensional, por lo común, produce fallas normales y bloques inclinados, mientras que la deformación contraccional, por lo general, produce pliegues y fallas de empuje. Por otra parte, la presencia o ausencia de pliegues diapíricos y fallas de crecimiento es, en gran parte, función de las propiedades del relleno sedimentario.

4. La cantidad, naturaleza y localización de los hidrocarburos fluidos en la cuenca están determinados, parcialmente, por las tres facetas anteriores de la evolución de la cuenca pero, tal vez en mayor medida, por la historia

térmica de la cuenca (Fig. 2). Cuencas de distintas configuraciones tectónicas pueden estar expuestas a flujos térmicos marcadamente diferentes. Además, la misma cuenca puede experimentar diferentes flujos de calor en tiempos diferentes, durante su evolución.

La diversidad de estilos de evolución de las cuencas que pueden observarse en el registro geológico, se resume en buena parte por la variedad de regímenes que, en el transcurso del tiempo, fueron experimentando estos procesos interrelacionados de subsidencia, sedimentación, estructura y flujo térmico. Cuando examinamos el conjunto de cuencas de tectónica de placas, necesitamos centrarnos en lo que implican las configuraciones consideradas para cada una de las facetas de la evolución de una cuenca. La forma en que los diferentes aspectos de la evolución podrían ser combinados en diferentes instancias, es la clave del discernimiento que se debe poder lograr.

Ocurrencia de hidrocarburos

En términos simples, la ocurrencia de hidrocarburos fluidos depende de cuatro atributos críticos de una cuenca sedimentaria:

1. Como requisito esencial deben existir horizontes madre, ricos en materia orgánica en la secuencia sedimentaria. Por lo general, los horizontes madre son sedimentos de grano fino, depositados en áreas profundas, donde la dilución clástica de sus componentes orgánicos es baja, el movimiento de los granos que incluyen restos orgánicos es menor y la oxidación por degradación aeróbica es limitada. Un rápido enterramiento de los desechos orgánicos favorece sus posibilidades de preservación. Como sitios favorables para la deposición se incluyen zonas con mínimo contenido de oxígeno, en el interior de cuencas de umbrales marinos y ambientes salinos no marinos o marinos marginales. Las cuencas, cuyos rellenos sedimentarios incluyen las más variadas fa-

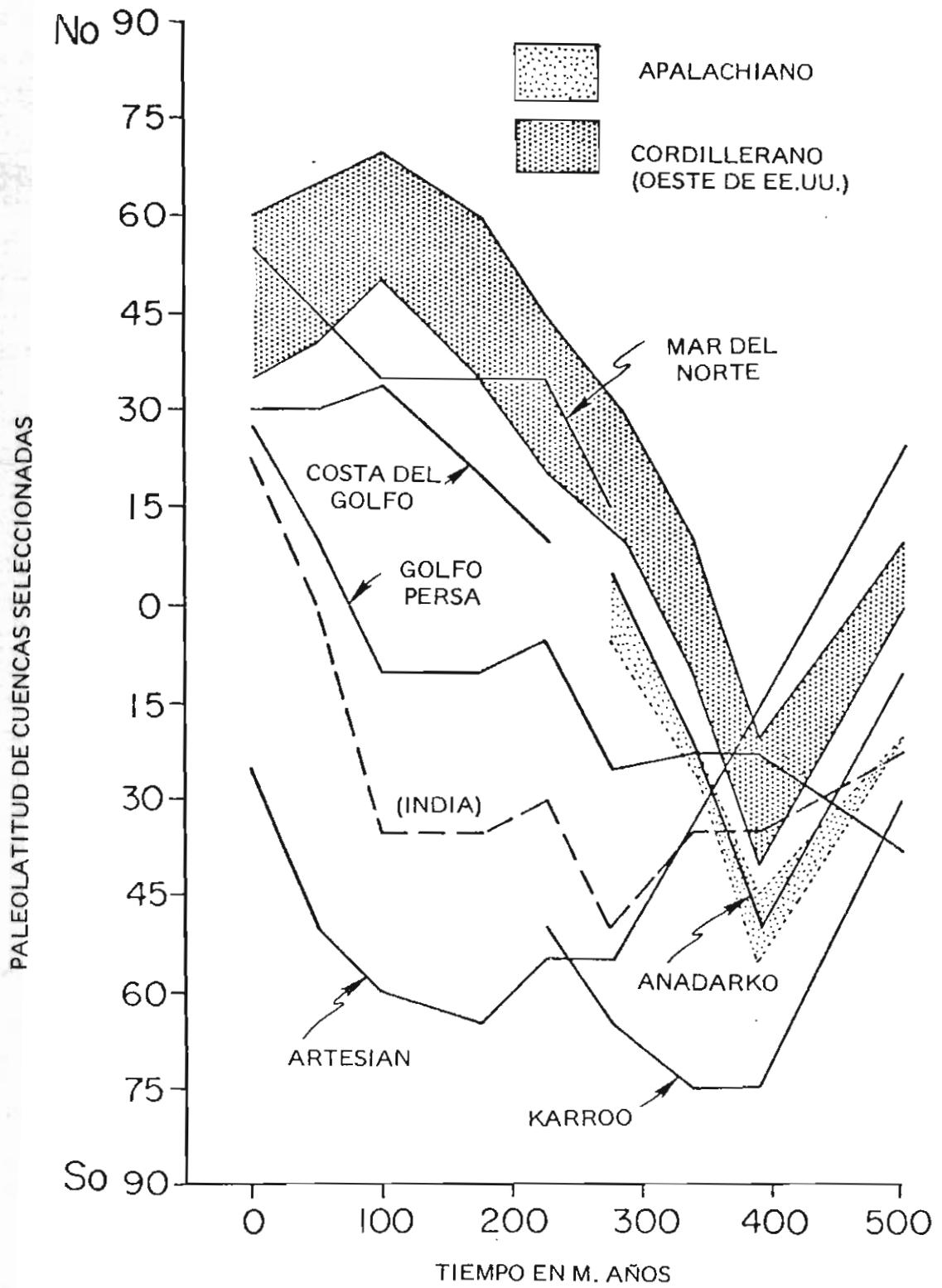


Figura 1 — Paleolatitudes aproximadas de cuencas sedimentarias seleccionadas en el Fanerozoico. Datos de Briden, J.C., G.E. Drewry y A.G. Smith, 1974, mapas equi-área mundiales del Fanerozoico, Jour Geology, v. 82, p. 555-574.

cias de este tipo, presumiblemente contienen las fuentes más importantes de hidrocarburos potenciales.

2. Para la generación de hidrocarburos fluidos, debe haber el calor necesario para que se produzca la maduración termal de hidrocarburos líquidos o gas termal. Las relaciones de tiempo y temperatura requeridas para lograr un determinado grado de maduración son complejas, pero los principios guía son muy claros. Idealmente, el horizonte madre debe albergar el proceso de maduración durante un lapso de tiempo en la evolución de la cuenca, cuando la migración de los hidrocarburos fluidos hacia la trampa es posible, sin que se produzca un escape hacia la superficie. Dado que tanto un subcalentamiento como un sobre calentamiento pueden arruinar las fuentes potenciales de hidrocarburos líquidos, se presta una atención especial a las variaciones dependientes de tiempo en el flujo de calor experimentado por una cuenca en relación con los tiempos de subsidencia, sedimentación y estructuración.
3. Para que se produzca la concentración de hidrocarburos fluidos, debe haber canales de migración permeables que permitan retener todos los hidrocarburos producidos. Las vías de migración más efectivas son las capas permeables basculadas de arenas bien seleccionadas, ubicadas debajo de capas sellantes impermeables de rocas de grano más fino. Las posibilidades de concentración, por lo tanto, se mejoran cuando las conexiones entre estratos porosos son continuas lateralmente, desde los horizontes madre a las capas reservorio y tienen un buzamiento regional no alterado. El cumplimiento de estos requisitos para las capas conductoras es más crítico que la distancia de migración de los hidrocarburos fluidos.
4. Para que se produzca la retención de los hidrocarburos fluidos, debe haber capas reservorio porosas, confinadas en alguna configuración de entrapamiento por sellos permeables. Las capas reservorio son típicamente estratos arenosos

bien seleccionados, tanto clásticos como carbonáticos. Los sitios más favorables para la deposición son más abundantes en medios marinos poco profundos o marginales a regiones marinas, cerca de los márgenes de cuenca y dentro de asociaciones turbidíticas, a lo largo de dichos márgenes. Las trampas pueden estar formadas por cierres estratigráficos o por configuraciones estructurales de origen tectónico o sedimentario.

El análisis de la tectónica de placas de las cuencas sedimentarias debe, por lo tanto, apuntar a identificar los estilos de la evolución de una cuenca y los tiempos de esa evolución que permitieron combinaciones favorables de estos cuatro atributos críticos para la ocurrencia de hidrocarburos (Fig. 3). Es plausible o imaginable, entonces, que la tectónica de placas pudiera señalar el camino para una teoría comprensiva de la génesis de los hidrocarburos. La comprensión de las interacciones de las placas supone comprender las causas de subsidencia, la secuencia de los eventos deposicionales, el desarrollo de las peculiaridades estructurales y los tiempos del flujo térmico. Tal vez, a través de un análisis adecuado, se puedan especificar ahora las combinaciones más favorables de subsidencia, sedimentación y deformación requeridas para una yuxtaposición deseable de roca madre, trayectorias de migración y reservorios sobre los cuales se sobreimponga el flujo térmico requerido. De ser así, podemos entonces buscar estas condiciones en la historia geológica de las cuencas sedimentarias.

Interacción de placas

Las placas litosféricas son casquetes esféricos o planchas arqueadas de la litosfera o tectosfera de la tierra, que son más gruesas que la corteza, tal como fuera concebida por Mohorovicic y se extienden por debajo de la llamada zona de baja velocidad del manto superior. Las placas son bloques rígidos hasta un grado sorprendente. Aun cuando se produce cierta deformación interna, es mucho menos significativa en términos de magnitud o proporción que los mo-

vimientos relativos de las placas. Las placas aparentemente yacen sobre una capa móvil llamada astenosfera, en la cual el gradiente geotérmico es, probablemente, adiabático. El gradiente geotérmico a través de las placas es controlado mayormente por la conductividad térmica entre la temperatura basal de la astenosfera y la temperatura de la superficie, vale decir, las de la atmósfera e hidrosfera. En general, los bordes de las placas no coinciden con los bordes entre bloques continentales y cuencas oceánicas. Ambos tipos de elementos corticales pueden ser considerados como partes de la misma placa.

Desde un punto de vista cinemático, hay tres tipos de suturas entre placas (Fig. 4) y éstas son análogas a las tres clases de fallas clasificadas según los desplazamientos relativos de cada una de ellas. En las suturas de placas divergentes, análogas a las fallas normales, se produce la separación de dos placas. En las juntas de placas convergentes, análogas a las fallas de sobrecorrimiento, una placa desciende en ángulo por debajo de la otra, y se sumerge hacia abajo, en dirección al interior del manto. En las suturas de placas transformantes, análogas a las fallas de desplazamiento de rumbo, una placa se desliza lateralmente respecto de la otra.

Las juntas divergentes incipientes suponen la ruptura de la vieja litosfera. Donde un "rift" incipiente atraviesa un bloque continental, se produce un "rifting" intracontinental. Si ese proceso permanece en una etapa temprana, un rift incipiente puede formar en consecuencia un *graben* complejo dentro de un bloque continental. Si se le permite continuar, el rift incipiente puede convertirse en una nueva cuenca oceánica. La litosfera oceánica con su delgada corteza de rocas ígneas máficas queda entonces construida por combinación de procesos de magmatismo por flujo ascendente desde la astenosfera y enfriamiento de esta última en consunción a lo largo de las crestas mesoocéánicas. La nueva litosfera así formada queda emplazada incrementalmente entre el par retrocedente de bloques continentales en separación y es acrecionada hacia ambas márgenes de las placas en

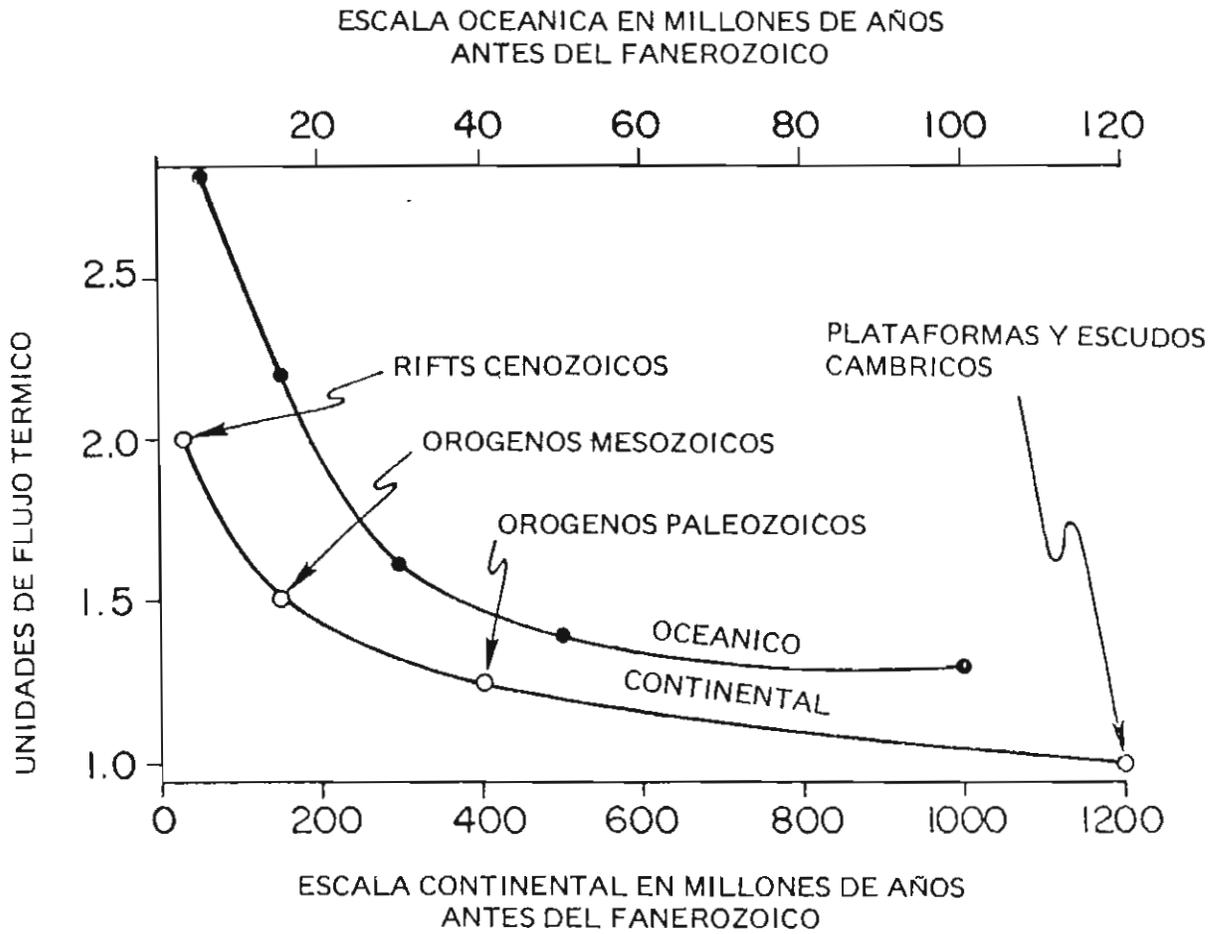


Figura 2 — Declinación logarítmica del flujo térmico. Datos de Sclater, J.G. y J. Francheau (Geophys. Jour. Roy. Astro. Soc., v. 20, p. 509-542, 1970).

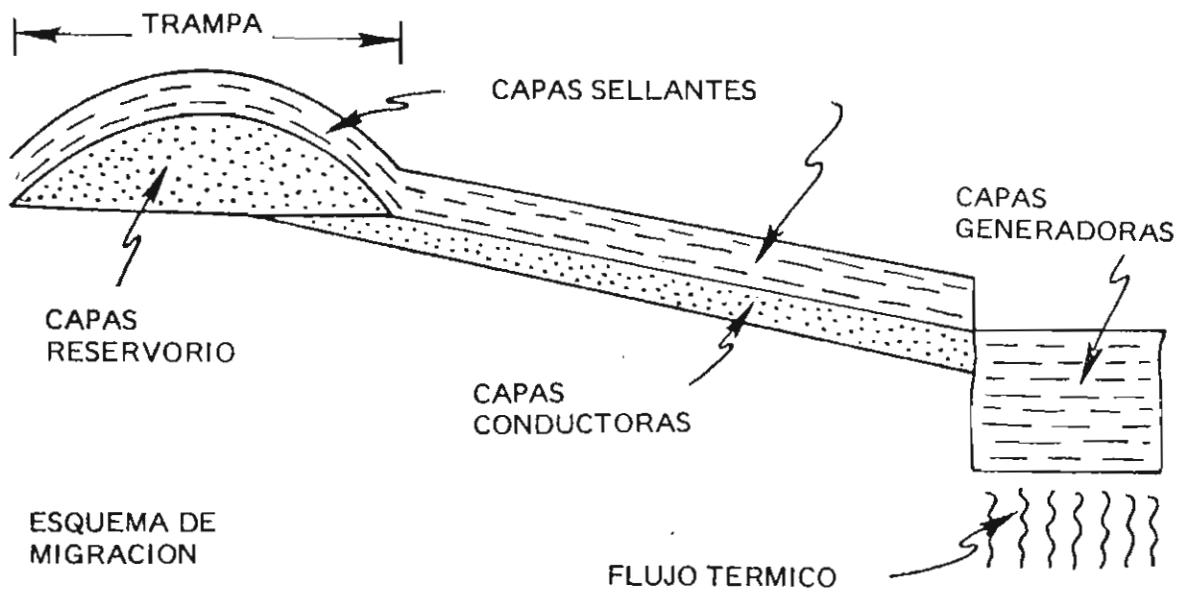
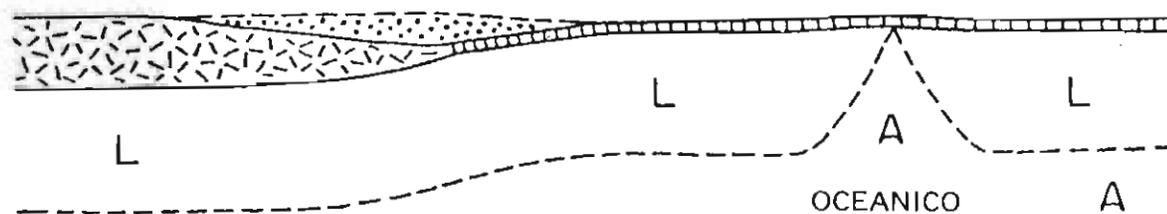
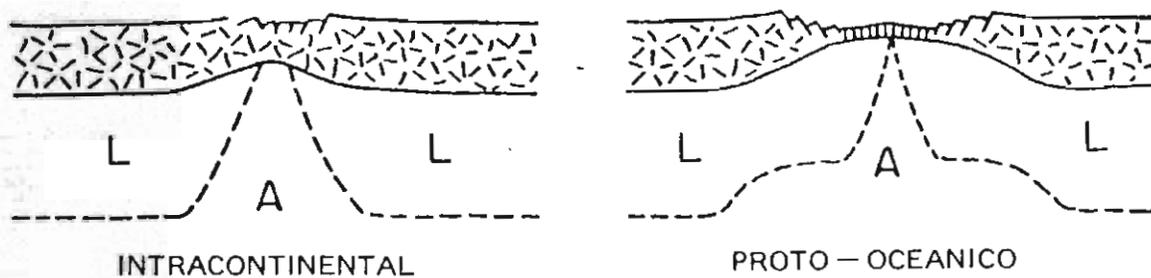


Figura 3 — Esquema idealizado de la generación, migración y acumulación de hidrocarburos.

JUNTAS DIVERGENTES



JUNTAS CONVERGENTES

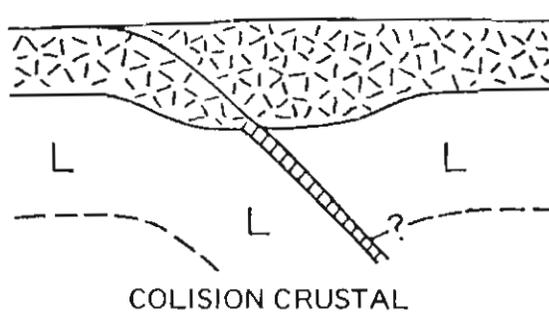
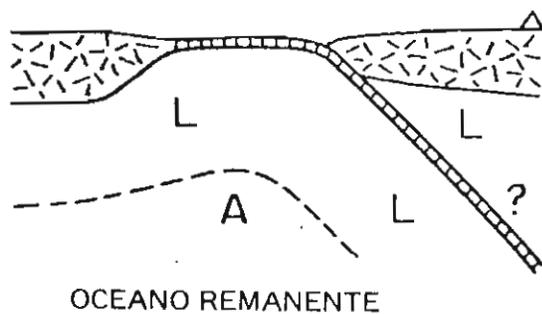
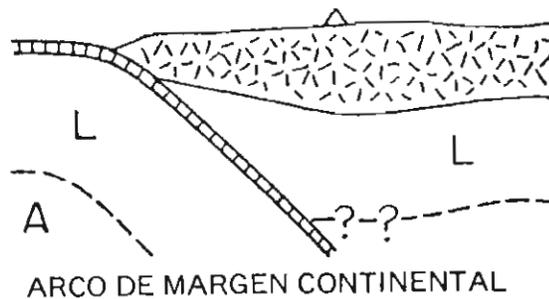
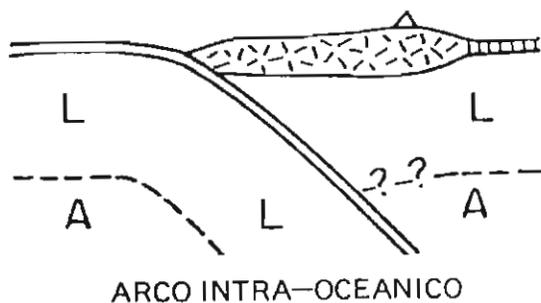


Figura 4 — Principales tipos de interacciones de placas en juntas de placas divergentes (arriba) y convergentes (abajo) mostrando las relaciones entre litosfera (L) y astenosfera (A) así como con la corteza (dibujada).

retroceso. La separación continental de este tipo normalmente se logra mediante la extensión longitudinal de brazos del sistema mundial de rifts mesoocéánicos, antes que por la iniciación al azar de una junta de placas divergente completamente nueva.

Las juntas de placas convergentes son sitios de consunción de placas, donde la litosfera oceánica, formada previamente en una junta divergente, desciende hacia el interior del manto. De la misma manera que una cresta mesoocéánica, un sistema de arco-fosa es la rúbrica morfológica de una junta de placa convergente completamente desarrollada. La fosa marca la zona de subducción, donde se consume la litosfera oceánica. El arco magmático paralelo, que puede estar tanto sobre elementos de la corteza oceánica o continental, marca la línea a lo largo de la superficie y sobre el lugar donde el descenso de la litosfera hacia el interior del manto genera el magmatismo de tipo orogénico. Debido a que la corteza continental flota, la litosfera continental no puede descender al interior del manto. La llegada de un bloque continental a la zona de subducción, por el contrario, provoca una colisión cortical entre ella y la estructura de arco. Las juntas de placas convergentes son, por lo tanto, los sitios de arcos de orógenos, donde la litosfera oceánica puede consumirse continuamente o de orógenos de colisión, donde se detiene el proceso de consunción por colisión crustal.

La corteza continental probablemente se reconstruye de dos formas en las suturas convergentes de placas (a) por apilamiento tectónico de elementos crustales en zonas de subducción, donde los estratos sedimentarios resultan "rascados" de las partes superficiales de las láminas descendentes de litosfera oceánica y (b) por el emplazamiento magmático de elementos corticales ígneos como acumulaciones plutónicas y volcanogénicas, añadidas a las estructuras de arco volcánico asociadas con las fosas. Algunas cortezas antiguas continentales también pueden haber resultado heredadas de procesos no comunes apoyados en el Precámbrico temprano. De cualquier manera, la corteza y la litosfera continentales aparentemente

se conservaron mientras que la corteza y litosfera oceánicas se reciclan continuamente.

El grandioso esquema de desarrollo de la corteza queda entonces incluido en el funcionamiento de suturas de placa convergentes y divergentes. Conceptualmente, la ruptura continental como un rift incipiente, protagoniza la génesis de un océano naciente en una cresta mesoocéánica, la consunción de ese océano en un sistema de arco-fosa lleva primero a la edificación de un nuevo continente en orógeno de arco y finalmente a la refusión de los continentes unidos en un orógeno de colisión, a medida que los océanos que intervienen son destruidos.

En contraste, las suturas transformes de placa son neutrales con respecto al balance de masas de corteza y litosfera. En forma ideal, las placas se deslizan lateralmente sin acreción ni consunción. Sin embargo, desde que se producen fallas de buzamiento oblicuas, también se producen límites híbridos entre placas en algunas áreas. Donde se verifica algún movimiento de componente extensional o contraccional a lo largo de fallas de transformas, es conveniente utilizar los términos *transtensión* y *transpresión* para describir tal interacción.

Tectónica vertical

Todas las interacciones de placas que suponen construcción de nueva litosfera o destrucción de vieja litosfera, como resultado de grandes movimientos horizontales de placas, también incluyen significativos movimientos verticales de la litosfera. La tectónica vertical de tipo general, necesaria para explicar el origen de cuencas sedimentarias es por lo tanto inherente a los conceptos básicos de la tectónica de placas. Hay tres causas básicas de subsidencia o levantamiento: como resultado de las interacciones de las placas; cambios en el espesor de la corteza, expansión o contracción térmica de la litosfera y flexión amplia de las placas de la litosfera, en respuesta al tectonismo local o carga sedimentaria.

Espesor de la corteza

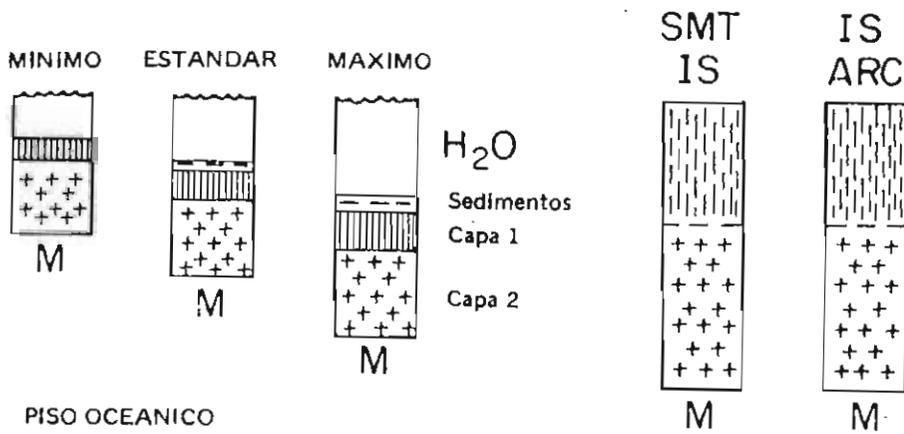
Son bien conocidas las elevaciones contrastantes de las superficies de los bloques continentales y de los lechos oceánicos. La ruptura de un bloque continental y el subsiguiente desarrollo de una nueva cuenca oceánica, a lo largo de la sutura entre placas divergentes, forma un nuevo receptáculo para sedimento entre los fragmentos continentales en separación. Los grandes contrastes en espesor y composición entre corteza continental y corteza oceánica estándar implican también que se habrán de formar fajas de corteza transicional con algunos espesores intermedios, a lo largo de los bloques continentales fallados. En ausencia de sedimentación, la región de interfase continental-oceánica, a lo largo de márgenes continentales fallados quedará, por lo tanto, en elevaciones intermedias entre las de los bloques continentales y los lechos oceánicos. (fig. 5)

La corteza transicional que vincula los dos sectores, tendrá cualquiera de las dos características, dependiendo éstas de los detalles del proceso de separación continental. Por una parte, puede haber corteza continental atenuada, con idéntica composición, pero con menor espesor neto que el basamento continental. Por otra parte, puede estar compuesta de rocas ígneas maficas oceánicas mezcladas como derrames, diques, y lololitos, con sedimentos de procedencia continental.

También parece posible la formación de mezclas complejas de los tipos semicontinental y semiocéánico de corteza transicional para formar fragmentos microcontinentales, más allá de los bordes de los márgenes continentales en rift.

La construcción de nueva litosfera en las suturas de placas divergentes forma, por lo tanto, perfiles corticales que localmente son más delgados que antes de la divergencia y, en consecuencia, induce subsidencia masiva en fajas ubicadas a lo largo de los márgenes continentales. Por otra parte, los procesos vinculados a la consunción de las placas en los sistemas de arco-fosa,

M = DISCONTINUIDAD DE MOHOROVICIC



ISLAS OCEANICAS

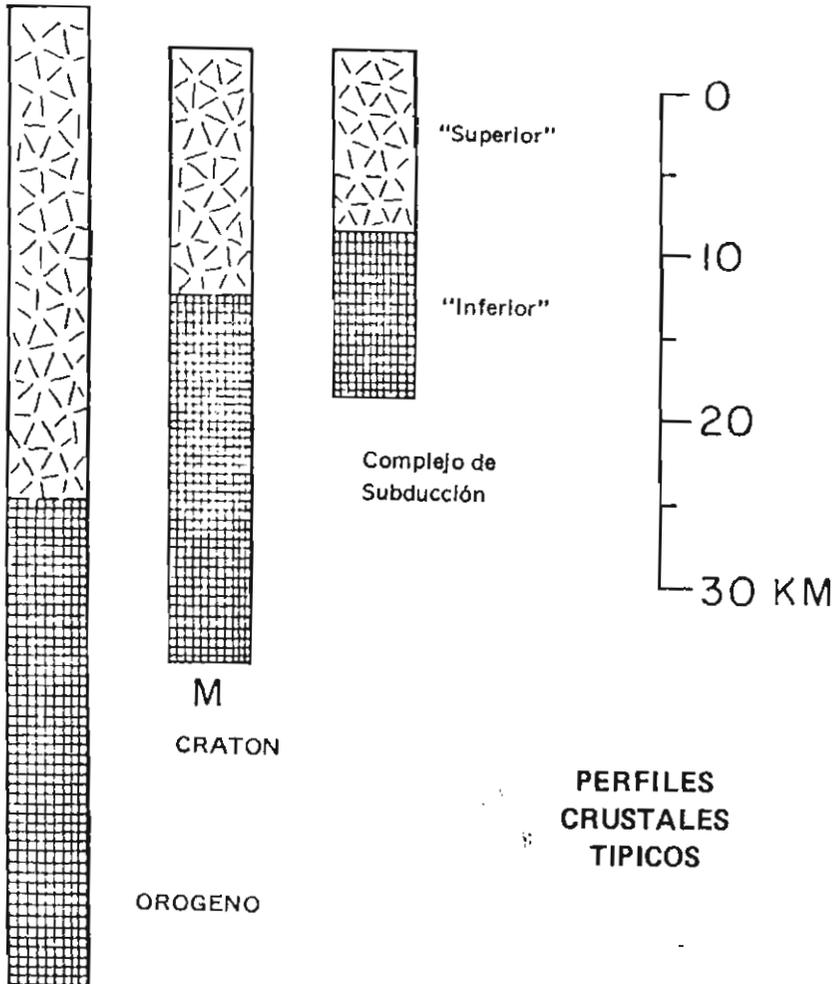


Fig. 5. Perfiles crustales representativos en regiones oceánicas (arriba) y continentales (abajo).

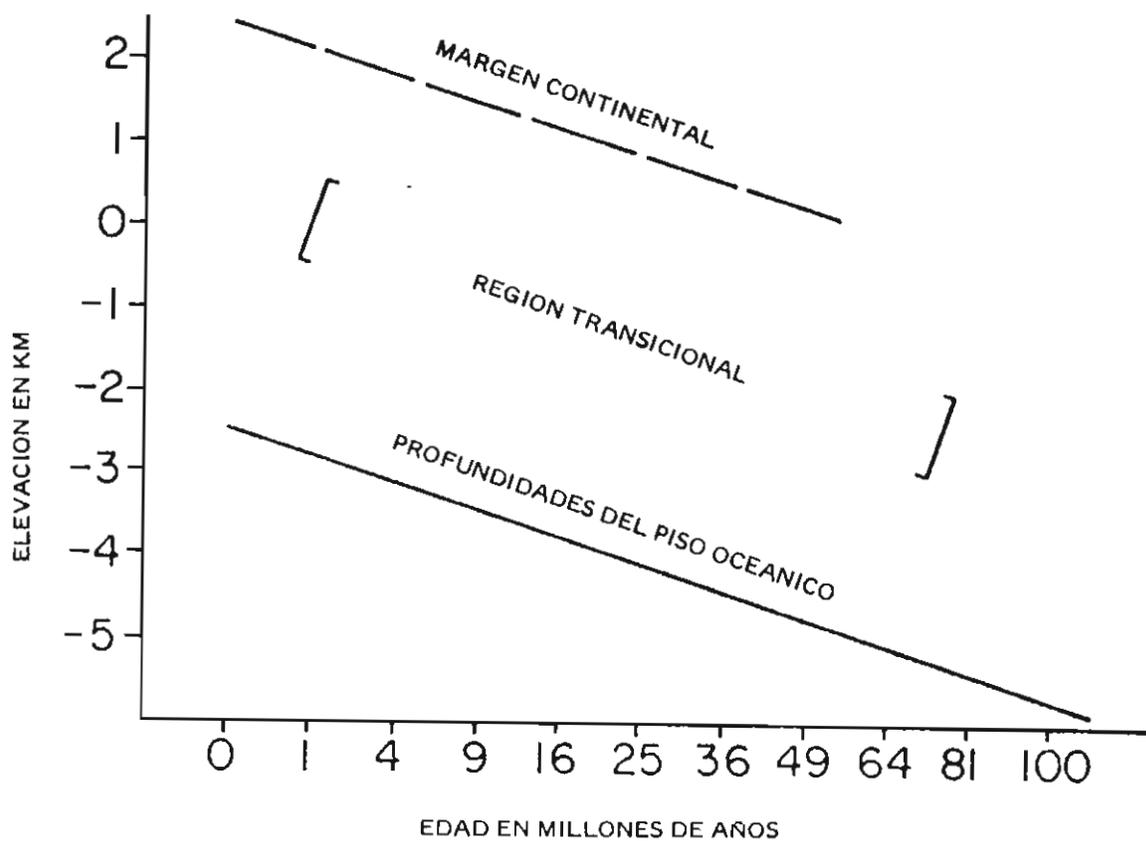


Fig. 6. Subsistencia de la litosfera afectada por rift; graficación de profundidades oceánicas vs. la raíz cuadrada de la edad. (Earth and Planetary Science Letters, v. 27, p. 287 - 304, 1975).

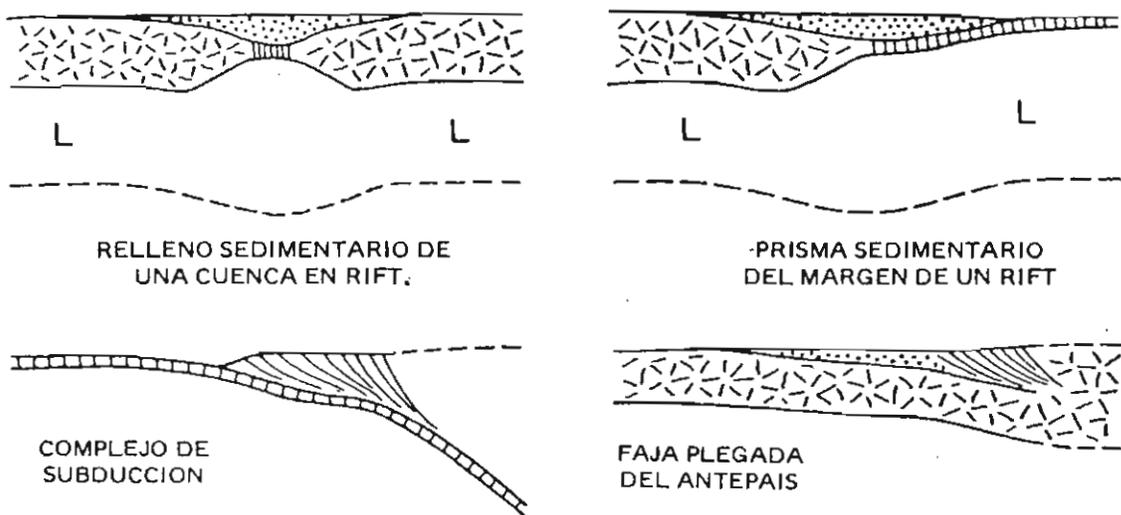


Fig. 7. Diagramas esquemáticos graficando el concepto de flexura amplia de litosfera descendente bajo cargas sedimentarias locales (arriba) o tectónicas (abajo).

a lo largo de las suturas convergentes, construyen perfiles corticales más gruesos que los que se presentaban anteriormente y, por lo tanto, inducen alzamiento en el arco y orógenos de colisión. Tales alzamientos normalmente forman nuevas fuentes de sedimentos y localmente constituyen los umbrales o flancos de cuencas sedimentarias residuales adyacentes.

Los procesos que forman corteza de espesor anómalo en las suturas convergentes pueden servir para espesar perfiles que fueron previamente tanto oceánicos como continentales. Los procesos de espesamiento incluyen: a) la adición de incrementos tectónicos de elementos oceánicos a complejos de subducción en crecimiento, b) la adición de incrementos magmáticos tanto a perfiles oceánicos como continentales de arcos magmáticos, que se producen tanto en formaciones intraoceánicas como de márgenes continentales, y c) el solapamiento o telescopamiento tectónico de elementos continentales, a lo largo de fajas de sutura de orógenos de colisión. Allí donde el espesor resultante de corteza paraoceánica o paracontinental excede inicialmente la de la corteza continental normal, el alzamiento isostático y la presión que lo acompañan tenderán a reducirlo a valores normales con el paso del tiempo.

Efectos térmicos

El levantamiento y la erosión tectónica se producen más claramente en cuencas oceánicas donde se forma nueva litosfera. Cerca de las crestas mesooceánicas en ascenso, la litosfera es delgada, el flujo de calor es elevado, el gradiente geotérmico cercano a la superficie es empinado y las profundidades de agua son comparativamente menores. Cuando la litosfera pasa muy lejos de las crestas, primero se engrosa rápidamente y después se contrae lentamente, a medida que se va enfriando. Como muchos lo advirtieron, el efecto neto en la superficie es una gradual subsidencia del lecho oceánico, a un ritmo que resulta notablemente regular en esca-

la logarítmica. Puede escribirse una ecuación lineal simple, relacionando profundidad de agua con la raíz cuadrada de la edad del substrato oceánico (íneo). La ecuación resulta en una edad que oscila entre 75 y 100 millones de años, pasada la cual, aparentemente se llega a un estadio de flujo estable de calor y un gradiente geotérmico estabilizado. (fig. 6)

Se puede esperar que se produzcan alzamiento y subsidencia termotectónica análogos, donde se registran separaciones continentales en suturas de placas divergentes. Los alzamientos, a lo largo de pliegues incipientes y juveniles se producen antes y, durante los procesos de separación, cuando los efectos de altos flujos locales de calor pueden superponerse a los efectos opuestos del adelgazamiento de la corteza.

El truncamiento erosivo de los domos y arcos levantados en este tiempo puede contribuir al adelgazamiento de la corteza durante el proceso de "rifting". A medida que continúa el proceso de separación, la subsidencia se incrementa en tanto que aumenta la distancia entre la dorsal mesooceánica y el margen continental de rift. Aun cuando la subsidencia isostática de la corteza transicional, en respuesta al adelgazamiento de la corteza, pueda provocar una cantidad apropiada de rápida subsidencia, una ulterior subsidencia lenta, en respuesta a la degradación térmica de litosfera previamente calentada, se prolongará durante tal vez 100 millones de años, si la conducta en las regiones oceánicas tolera una analogía de ese tipo.

También puede esperarse que el alto flujo de calor en los arcos magmáticos induzca el levantamiento tectónico de partes de fajas orogénicas. El comportamiento de este tipo no está bien documentado y no será tan fácil una comprensión cabal de este proceso, dado que las condiciones en que se desarrolla son mucho más complejas. También relacionados claramente con el flujo de calor, sobre el arco, están los mares marginales, donde se produce cierto tipo de dilatación. Aun cuando este tipo de cuencas oceánicas se desarrolla básicamente detrás de arcos magmáticos, los primeros pasos de su evolución con-

sisten en la ruptura de una estructura de arco, a lo largo de una faja de "rift" de tal forma que puede verse como un caso especial de separación de corteza.

Combiamiento por flexura

La presencia de astenosfera caliente y relativamente débil por debajo de la litosfera más fría y fuerte, hace que la flexión de la litosfera sea un fenómeno importante. La astenosfera móvil tiene la capacidad de amoldar su parte superior, de acuerdo con las formas adoptadas por la base de la litosfera. Debido a las amplias flexiones de la litosfera, las deformaciones asociadas con tectónica vertical pueden ejercer sus efectos sobre grandes distancias laterales. (fig. 7)

Aparentemente, el habitat propicio para que se produzcan flexuras de placas de la litosfera son las zonas donde las placas son consumidas, allí donde se produce un ángulo necesario para su descenso hacia el interior del manto. Las grandes profundidades de las fosas oceánicas, cuyo fondo está muy por debajo de la cota ordinaria del fondo oceánico abierto, no se producen por adelgazamiento de la corteza o degradación térmica, sino como consecuencia de la flexión de la placa. Los perfiles corticales y el flujo de calor en las fosas son similares a los de los fondos oceánicos con excepción de los influenciados por sedimentos estancados en las fosas.

Otras flexuras importantes de las placas son causadas por la superimposición de cargas locales que inducen el movimiento hacia abajo como medio de equilibrar la carga. Ejemplos clásicos son las fosas isostáticas anulares que rodean algunas islas volcánicas y su cubierta sedimentaria, que conforman abanicos submarinos archipelágicos hacia el océano. Casos más significativos de cargas locales son los grandes prismas de sedimentos acumulados en los bordes de cuencas oceánicas, que como elevaciones continentales se presentan a lo largo de los márgenes continentales de "rift". En la medida que estos sedimentos desplazan agua, su carga puede inducir subsidencia isostática más allá de la que resulta del espesor de la

corteza y de la termotectónica. Por flexión, mas bien que por colapso a través de fracturas locales la litosfera podrá ser deformada en una amplia curvatura regional. No sólo se hunde el basamento por debajo de la elevación continental, sino que también puede inclinarse hacia abajo el borde del bloque continental contiguo.

Las cargas tectónicas formadas por el apilamiento estructural de láminas de sobrecorrimiento o "nappes" puede inducir similares deformaciones hacia abajo. Siempre que la deformación suponga despegues, que vaya arrasando a las rocas que cubren el basamento y las acumule en una faja comprimida, la carga resultante puede deprimir la lámina infracorrida de litosfera sobre amplias áreas, más allá de la faja estructuralmente perturbada. Los escenarios donde puede funcionar este mecanismo incluyen los complejos de subducción que se apilan encima de láminas móviles de la litosfera oceánica, y fajas plegadas que se apilan sobre las láminas del antepaís, o sea, la litosfera continental.

Tipos de cuencas

Los análisis de las causas de subsidencia indican que las cuencas sedimentarias pueden darse a través de dos tipos de configuraciones geodinámicas.

1. Configuraciones en rift donde los movimientos de placas y estructuras extensionales son dominantes; la subsidencia se da inicialmente en respuesta a un adelgazamiento de la corteza, luego es acelerada por degradación térmica a medida que pasa el tiempo y puede ser eventualmente aumentada por flexura, en respuesta a la carga sedimentaria.
2. La orogenia se manifiesta donde son dominantes los movimientos de placas convergentes y estructuras contraccionales; la subsidencia se produce inicialmente por flexión de la placa, vinculada tanto a la consunción de la placa o al espesamiento tec-

TABLA 1 - TIPOS DE CONFIGURACIONES DE "RIFT"

CUENCA INFRACRATONICA	<i>Cuenca de "Rift" intracontinental cuyo piso lo constituye el basamento continental atenuado.</i>
AULACOGENO MARGINAL	<i>Rift en artesa alargado hacia el interior continental desde el margen continental adyacente.</i>
"RIFT" PROTOOCEANICO	<i>Cuenca oceánica incipiente flanqueada por levantamientos a lo largo de márgenes continentales con procesos de rift inicial.</i>
PRISMA MIOGEOCLINAL	<i>Asociación de terraza continental, talud y "rise" desarrollada a lo largo de la interfase continental-oceánica.</i>
TERRAPLEN CONTINENTAL	<i>Pila sedimentaria progradacional construída desde el borde de un margen continental de rift.</i>
OCEANO NACIENTE	<i>Cuenca oceánica en crecimiento con un sistema de elevación meso-oceánico construyendo nueva litosfera.</i>
CUENCA TRANSTENSIONAL	<i>Rasgos de "pull-apart" local y cuña de falla a lo largo de un sistema de fallas transformes complejas.</i>
CUENCA INTERARCO	<i>Cuenca oceánica formada por dispersión del retroarco detrás de un arco de islas intra-oceánico migratorio.</i>

tónico local de los perfiles crustales, y también puede ser incrementada por peso sedimentario, estando sujeta a la influencia de los más variados efectos termotectónicos.

La agrupación de las cuencas sedimentarias en esas dos grandes categorías representa un intento deliberado de encontrar un fundamento común, lo más amplio posible, cubriendo simultáneamente una gran cantidad de variables. Mi propósito al proceder de esta manera apunta a focalizar la atención sobre ciertos temas claves de la evolución de una cuenca. Cualquier agrupamiento de las cuencas sedimentarias arriesga la presunción no garantizada de que los diferentes tipos de cuenca son entidades completamente distintas, tanto espacial como temporalmente. En realidad, sin embargo, la misma porción de litosfera puede, en determinado momento, estar ubicada en un esquema de rift y un tiempo

después en un esquema orogénico. De ahí que pueden superponerse, uno sobre otro, diferentes tipos de cuencas sedimentarias. Para enfatizar mejor este concepto: las cuencas sedimentarias aisladas pueden ser y por lo general son cuencas compuestas, en términos de configuración de tectónica de placas. El ritmo de las interacciones de placas es rápido en términos geológicos y la naturaleza de las interacciones que afectan la evolución de una determinada cuenca puede cambiar varias veces en el transcurso de su existencia.

Configuraciones de rift

Las cuencas cuya evolución tectónica es dominada por movimientos extensionales de las placas y procesos de rift en la corteza incluyen tres subgrupos idealizados (también hay ejemplos gradacionales). (tabla 1)

A. Cuencas donde la ruptura de blo-

ques continentales a lo largo de suturas de divergencia incipiente es incompleta; estas incluyen dos tipos relacionados:

1. Cuencas Infracratónicas, donde resulta dudoso una clara conexión estructural con respecto a cuencas oceánicas; el substratum es corteza transicional atenuada pero no es realmente oceánica en su naturaleza.
 2. Aulacógenos marginales formados en las alineaciones de márgenes continentales como incisiones alargadas en forma de cuña, con piso de corteza oceánica o transicional; el aulacógeno representa el brazo faltante de una junta triple.
- B. Cuencas donde la ruptura de los bloques continentales es completa, a lo largo de las suturas de placas divergentes, por lo que se llega a una separación continental y se forma una verdadera corteza continental en el área correspondiente; estas incluyen cuatro tipos que pueden ser formados secuencialmente por la operación de la misma sutura de placa:
3. Rifts protooceánicos donde se forma una delgada faja de litosfera oceánica inicialmente caliente, entre dos fragmentos continentales: la sedimentación a través del rift puede estar influenciada todavía por ambos bloques continentales.
 4. Prismas miogeoclinales depositados a lo largo de márgenes continentales de rift junto a cuencas oceánicas abiertas; éstos incluyen depósitos de terraza continental a lo largo de bordes de bloques continentales y depósitos de "Rise" continentales a lo largo de bordes de cuencas oceánicas, situándose entre ellos el talud continental inactivo.
 5. Terraplenes continentales donde la acreción sedimentaria del borde de un margen continental que sufrió un proceso de rift ha progradado sobre el talud continental hacia la cuenca oceánica adyacente; a medida que avanza la punta del embancamiento, el quiebre del talud puede alcanzar a un punto como el que inicialmente

TABLA 2 - TIPOS DE CONFIGURACIONES OROGENICAS

FOSA OCEANICA	<i>Depresión profunda formada por una placa descendente en la zona de subducción, vinculada con la consunción de la placa.</i>
CUENCA DE TALUD	<i>Depresión local estructural desarrollada entre el eje de una fosa y la zona del quiebre del talud de la fosa.</i>
CUENCA DE ANTEARCO	<i>Cuenca ubicada en la transición dentro de un sistema arco-fosa entre la ruptura del talud de la fosa y el frente magmático o volcánico.</i>
CUENCA PERIFERICA	<i>Cuenca de antepaís adyacente a una faja plegada asociada con la faja de sutura de un orógeno de colisión.</i>
CUENCA DE RETROARCO	<i>Cuenca de antepaís adyacente a una faja plegada asociada con la infraestructura de un orógeno de arco.</i>
ANTEPAIS DISLOCADO	<i>Depresiones estructurales locales, aisladas por deformación del basamento en la región orogénica del antepaís.</i>
CUENCA TRANSPRESIONAL	<i>Configuraciones locales de fallas de rumbo a lo largo de un sistema de transforme compleja.</i>
OCEANO REMANENTE	<i>Cuenca oceánica en hundimiento que está atravesando un proceso de consunción de la placa a lo largo del sistema de arco-fosa que la flanquean.</i>

tenía en el interior de la cuenca oceánica.

6. Cuencas oceánicas nacientes donde la subsidencia gradual de la litosfera oceánica situada entre la cresta mesoocéánica en ascenso y el borde arrastrado de un bloque continental, forma una depresión amplia y alargada, donde se pueden formar planicies abisales de turbiditas encima de la corteza oceánica; parte de esas cuencas, pueden ser ocupadas por montañas submarinas y coberturas archipelágicas a manera de abanicos submarinos.
- C. Cuencas donde el proceso de rift se produce en asociación con suturas de transformación o convergentes; se pueden identificar ejemplos de cada caso:
7. Cuencas de "pull-apart" y

"fault-wedge" (cuña de falla) a lo largo de sistemas de fallas transtensionales donde se produce una atenuación de la corteza para formar depresiones entre ramificaciones subparalelas de un sistema transforme; ese tipo de cuencas puede asociarse con sollevamientos acoplados.

8. Cuencas interarco donde la aparición de arcos magmáticos conduce al desarrollo de corteza oceánica entre un arco remanente inactivo y un arco frontal donde prosigue el magmatismo activo; las cuencas interarco pueden tener su comienzo como un graben dentro de estructuras en arco.

Configuraciones orogénicas

Las cuencas cuya evolución tectónica está dominada por movimien-

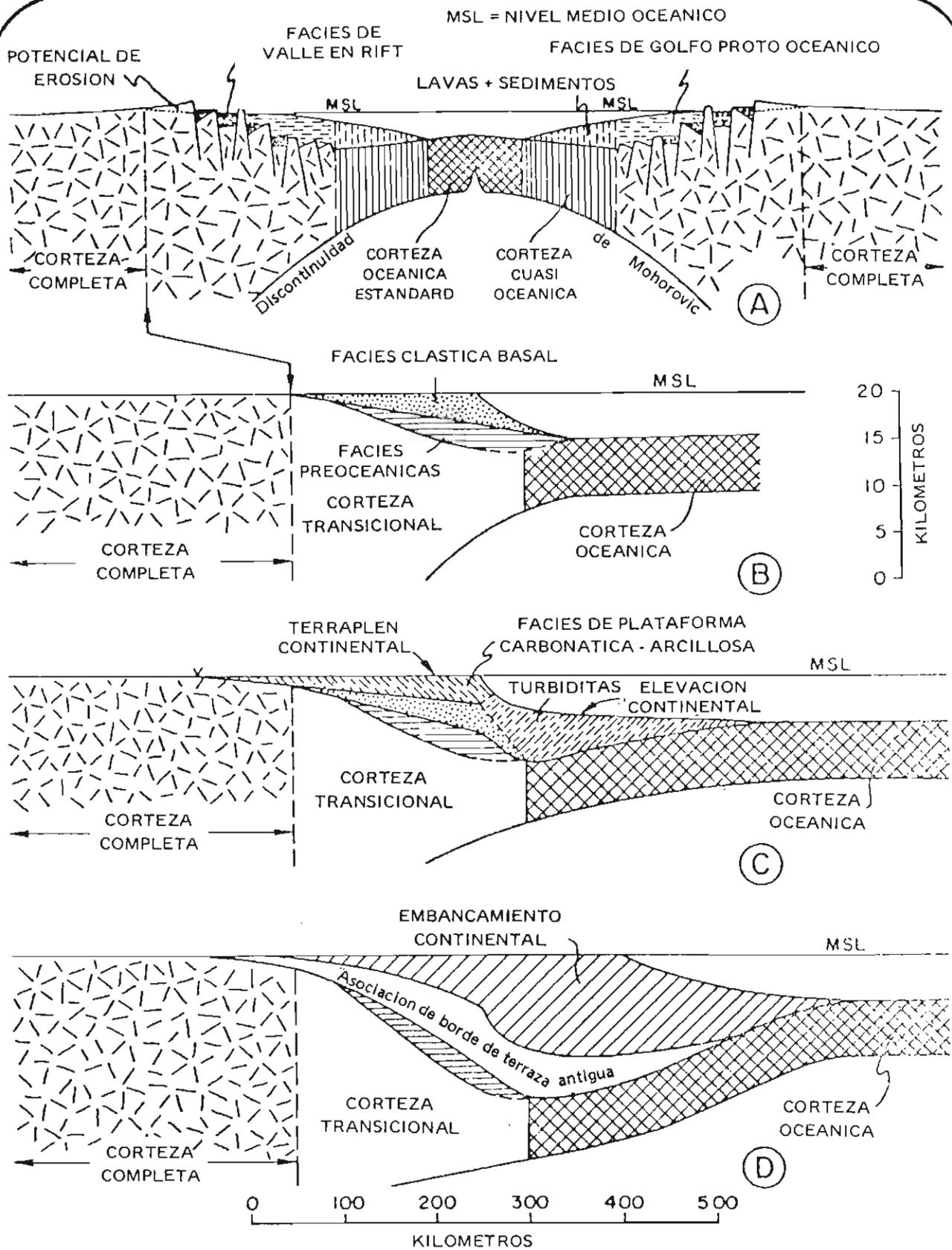


Fig. 8. Diagramas esquemáticos (exageración vertical, 10 veces) que ilustran la evolución general de un prisma marginal en rift, a lo largo de un margen continental en rift: (A) Estado oceánico incipiente mostrando las fases depositacionales pre-oceánicas; (B) Parte final del estadio oceánico cerrado, cuando la subsidencia termal se ha completado; (C) Configuración terraza continental-talud borde durante el estadio oceánico abierto; (D) Embancamiento continental progradante en el estado tardío de crecimiento, generalmente no alcanzado, salvo que el suministro final de sedimentos sea suficientemente voluminoso.

tos de contracción de las placas y deformación orogénica incluyen tres subgrupos idealizados (también hay ejemplos gradacionales). (tabla 2)

A. Cuencas vinculadas al desarrollo de complejos de subducción a lo largo del flanco de fosa de orógenos en arco; éstos son los tres componentes principales sedimentarios de sistemas de arco-fosa:

9. Fosas oceánicas cuyo substratum es la litosfera oceánica

descendente de una placa que está siendo consumida; el flanco más profundo de la fosa está marcado por el frente de deformación del complejo de subducción.

10. Cuencas de talud, formadas como depresiones limitadas por fallas sobre los taludes submarinos en deformación, entre ejes de fosa y rupturas de talud de la fosa; eventualmente se incorporan sedimentos de estas cuencas a los

complejos de subducción junto con sedimentos de talud.

11. Cuencas de retroarco formadas en el interior de la brecha arco-fosa entre la ruptura del talud de la fosa y el arco magmático; la ruptura del talud de la fosa, que marca el borde de la zona activa de subducción, sirve de umbral para dicha cuenca.

B. Cuencas formadas en situación de antepaís pericratónico, adyacente a los flancos deformados de cintu-

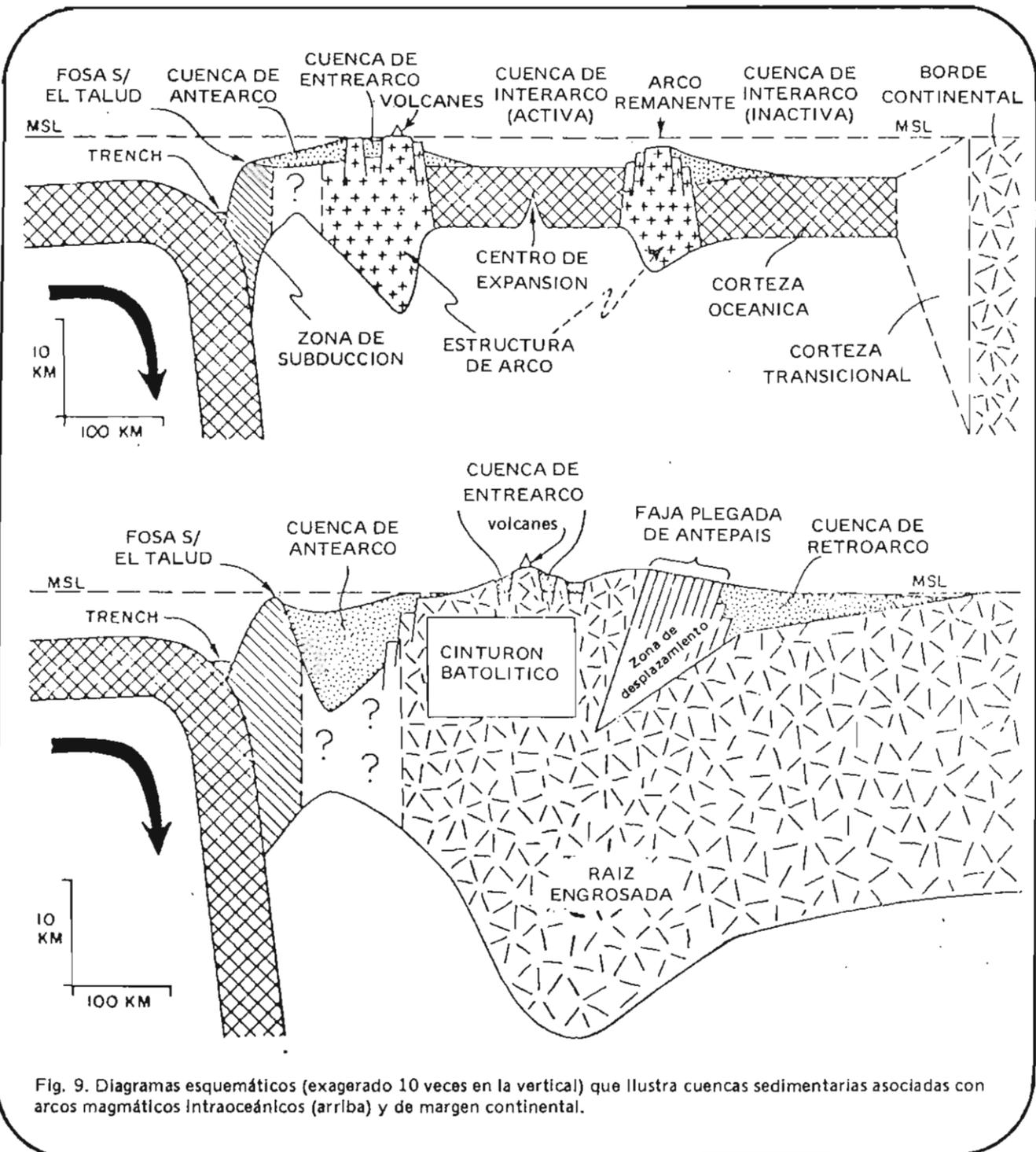


Fig. 9. Diagramas esquemáticos (exagerado 10 veces en la vertical) que ilustra cuencas sedimentarias asociadas con arcos magmáticos intraoceanicos (arriba) y de margen continental.

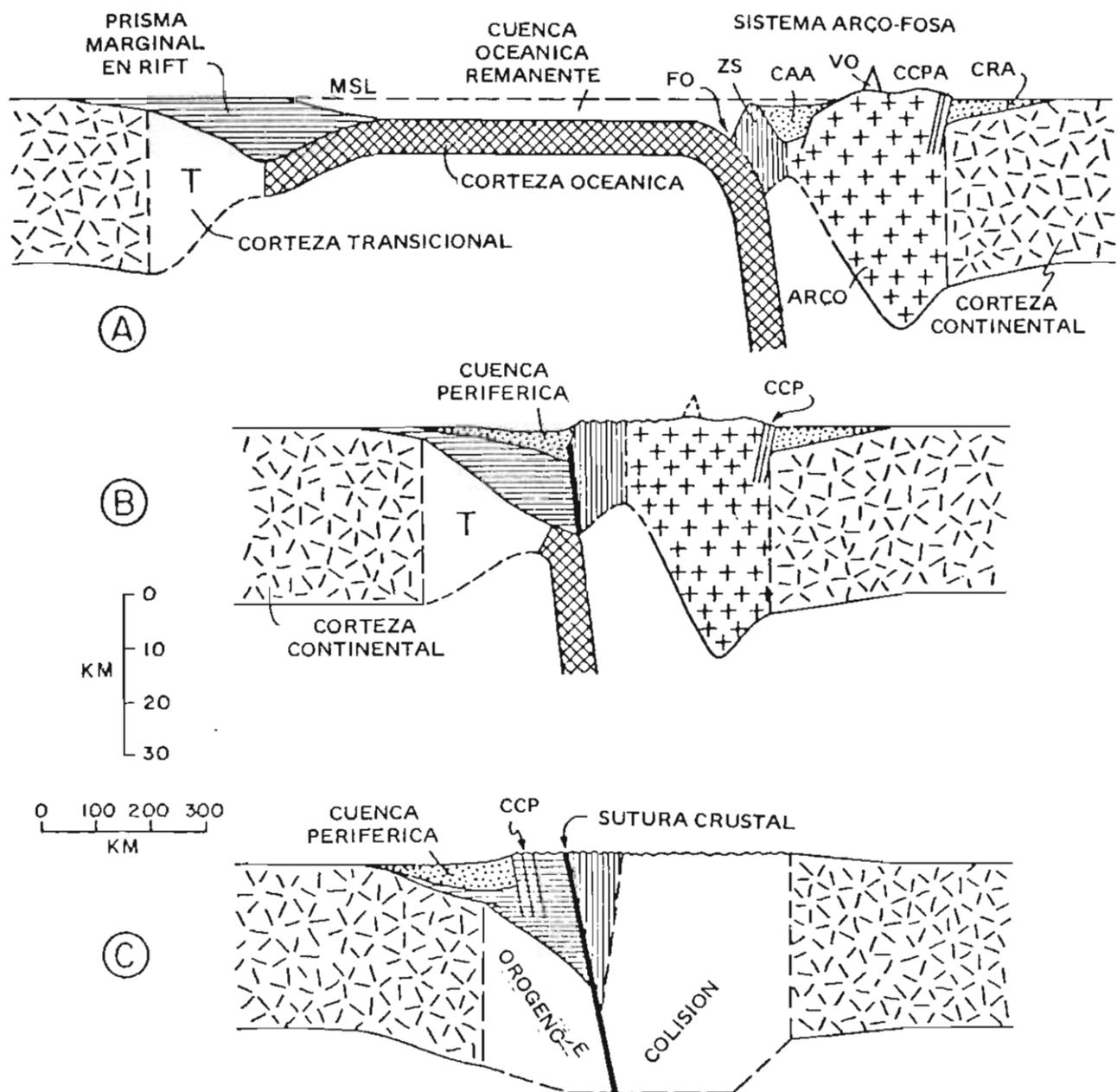


Fig. 10. Diagramas esquemáticos (exagerados 10 veces en la vertical) que ilustran cuencas sedimentarias asociadas a colisión crustal, formando cinturón de sutura intercontinental con orógeno de colisión. Símbolos: FO, fosa; ZS, zona de subducción; CAA, cuenca de ante-arco; CRA, cuenca de retroarco; CCPA, cuenca de cinturón plegado de antepaís. Los diagramas A-B-C representan una secuencia de eventos en el tiempo, a lo largo de un orógeno de colisión, marcado por cierres diacrónicos; de ese modo, la erosión en un segmento (C) del orógeno, donde se ha completado la sutura intercontinental, podría dispersar longitudinalmente a los sedimentos, pasando a un punto transicional de migración tectónica (B) para alimentar abanicos turbidíticos submarinos, de tipo flysch, en una cuenca oceánica remanente (A) a lo largo del rumbo tectónico.

rones orogénicos; estas cuencas son sistemáticamente asimétricas, con sus quillas más profundas adyacentes a fajas plegadas, en los flancos de los orógenos adyacentes, pero se dan tres tipos distintos:

12. Cuencas periféricas formadas donde la superficie de un bloque continental es arrastrada hacia la faja de sutura de un orógeno de colisión; la polaridad del orógeno adyacente enfrenta este tipo de cuenca de antepaís, de donde las fajas ofiolíticas de la sutura se ubican más cerca de la cuenca que las fajas magmáticas de batolitos y rocas volcánicas.
 13. Cuencas de retroarco formadas donde la superficie de un bloque continental es arrastrada hacia el flanco más empinado de un orógeno de arco; la polaridad del orógeno adyacente se aparta de este tipo de cuenca de antepaís (realmente una cuenca de hinterland) y de ahí que el complejo ofiolítico de subducción queda más alejado de la cuenca que la faja magmática de batolitos y rocas volcánicas.
 14. Cuencas de antepaís dislocado formadas donde el basamento está involucrado en la deformación del antepaís, lo que provoca solevantamientos de bloques y pliegues con basamento en el núcleo, separando cuencas deprimidas aisladas; este estilo de deformación puede ocurrir tanto en configuraciones periféricas como de retroarco.
- C. Cuencas donde los efectos contraccionales controlan la evolución de la cuenca fuera de orógenos de arco o colisión:

15. Cuencas arqueadas hacia abajo a lo largo de sistemas de fallas transpresionales donde los pliegues WRENCH y otras estructuras de fallas plegadas provocan engrosamiento tectónico y flexura regional; pueden ocurrir configuraciones de este tipo como evidencia de deformación incipien-

te en ausencia de fallas trans-formes totalmente desarrolladas.

16. Cuencas oceánicas remanentes, dentro de las cuales los materiales clásticos son esparcidos longitudinalmente, desde los extremos de los orógenos de colisión en propagación pueden construir abanicos y deltas submarinos; estos depósitos probablemente sean los típicos flysch y molasas de la terminología clásica.

Comparaciones de cuenca

La lógica de la tectónica de placas indica que ciertas secuencias de ambientes cuencales, deben darse, recurrentemente, en los registros geológicos. En el caso más simple, el ciclo rector de apertura y cierre de los océanos, indica que las cuencas oceánicas pueden desarrollarse regularmente desde fases nacientes dominadas por una tectónica contraccional. De manera similar, las asociaciones sedimentarias a lo largo de márgenes continentales de rift (Fig. 8) deben incluir facies depositadas en el interior de rifts proto-oceánicos, por debajo del prisma miogeoclinal más joven que, a su vez, puede estar en cambio cubierto y flanqueado por los depósitos de un terraplenamiento continental progradacional. Estas asociaciones sedimentarias de márgenes de rift, pueden quedar cubiertas parcialmente después, con el comienzo de la orogenia, por los depósitos de antepaís de cuencas de retroarco o periféricas como orógenos de arco (fig. 9) o de colisión (fig. 10) desarrollados a lo largo de márgenes continentales deformados. Variantes especiales de las interacciones básicas de las placas pueden llevar a otras sucesiones de desarrollo de cuenca.

La inferencia de que pueden operar diversos mecanismos de subsidencia en distintas configuraciones orogénicas de rift sugiere que el modelo de subsidencia puede variar en diferentes tipos de cuencas. Una diferencia de modelo aparece en el contraste de formas que preservan los cortes de diferentes tipos de

cuencas. También puede haber diferencias en los ritmos de subsidencia durante la historia de las cuencas. En aquellas cuencas donde las profundidades de agua son consistentemente someras durante la historia deposicional, las tasas de subsidencia y la subsidencia neta pueden ser estimadas ajustadamente sobre bases máximas o volumétricas a partir de secciones columnares o mapas isopáquicos.

Para cuencas donde la profundidad de agua tuvo una gran variación durante la historia deposicional, pueden incorporarse estimaciones de los cambios de batimetría a un análisis de subsidencia. Las tasas máximas de subsidencia (fig. 11) y la subsidencia neta máxima integradas a través del tiempo (fig. 12) fueron graficadas para un cierto número de cuencas que representan a varios tipos de los que aquí hemos distinguido. Se sugiere una clara diferenciación entre cuencas de rift, donde la rápida subsidencia inicial, declina con el tiempo, y cuencas orogénicas donde los regímenes de subsidencia tienden a aumentar hasta un climax final. El primero de los regímenes probablemente refleja el dominio del efecto termotectónico debido a la atenuación inicial de la corteza, mientras que el último podría reflejar progresivamente una curvatura más intensa hasta cuando cesan los movimientos de contracción.

Sería especialmente ilustrativo graficar las variaciones de los gradientes geotérmicos y temperaturas, en horizontes de roca madre claves, con respecto al tiempo para ejemplificar los diversos tipos de cuencas. No estoy en condiciones de hacerlo con los datos disponibles actualmente.

Incluí un diagrama especial (fig. 13) de volumen de petróleo por volumen de sedimento total para varios tipos de cuencas en el interior del continente actual. Los datos fueron tomados de la Memoria N° 15 del AAPG sobre Futuras Provincias Petroleras de Estados Unidos (CRAM, Editor). Las cuencas están ordenadas según la distancia de la faja orogénica más cercana, medida desde el centro de la cuenca hasta la faja plegada más próxima al antepaís. Las mediciones son ne-

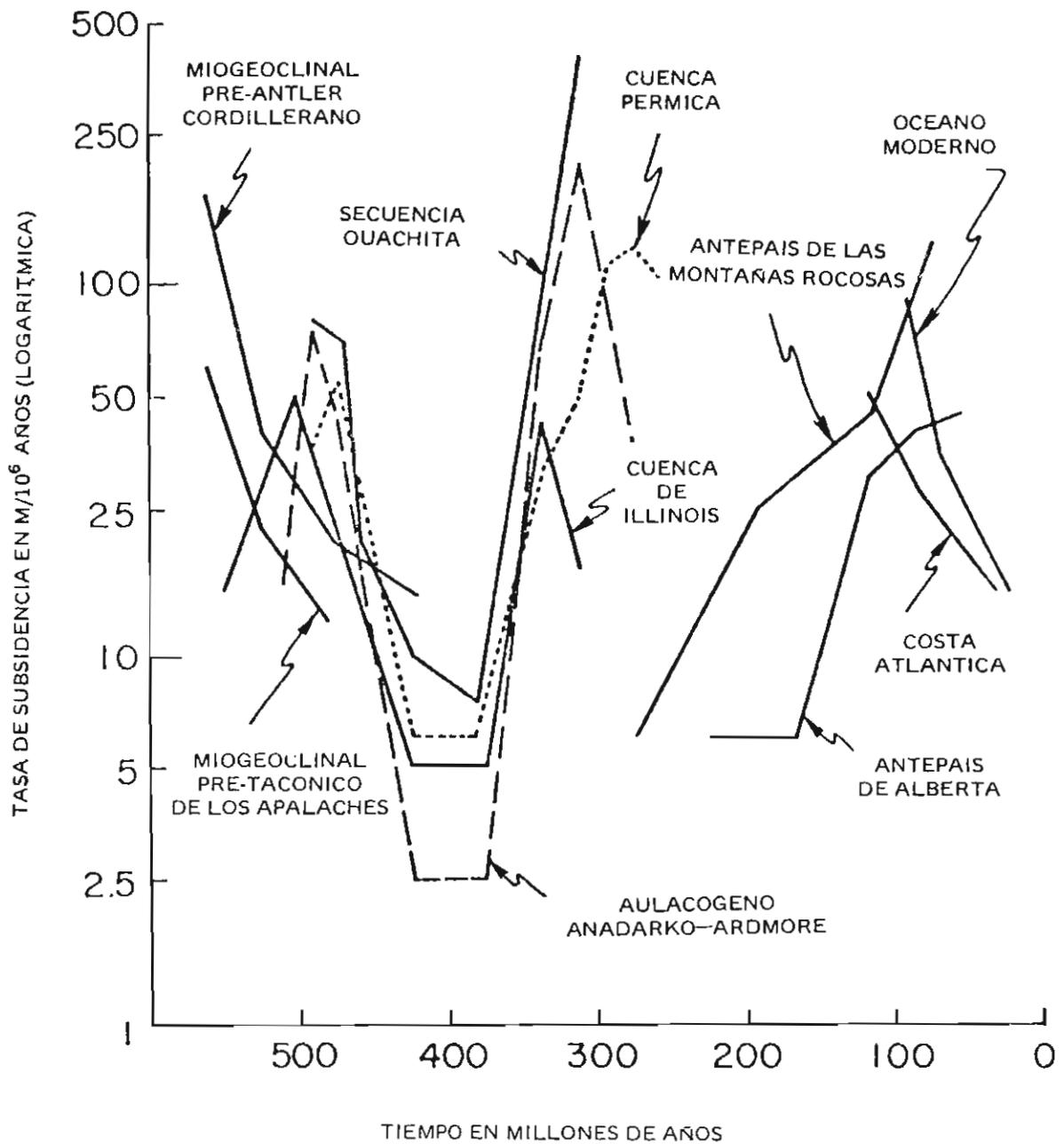


Fig. 11. Tasas de subsidencia estimadas de cuencas sedimentarias seleccionadas durante el Fanerozoico; notar la pendiente negativa de las cuencas en rift, las positivas de las cuencas orogénicas la forma de artesa de la curva para la evolución completa de aulacógenos y de la subsidencia oceánica de Ouachita.

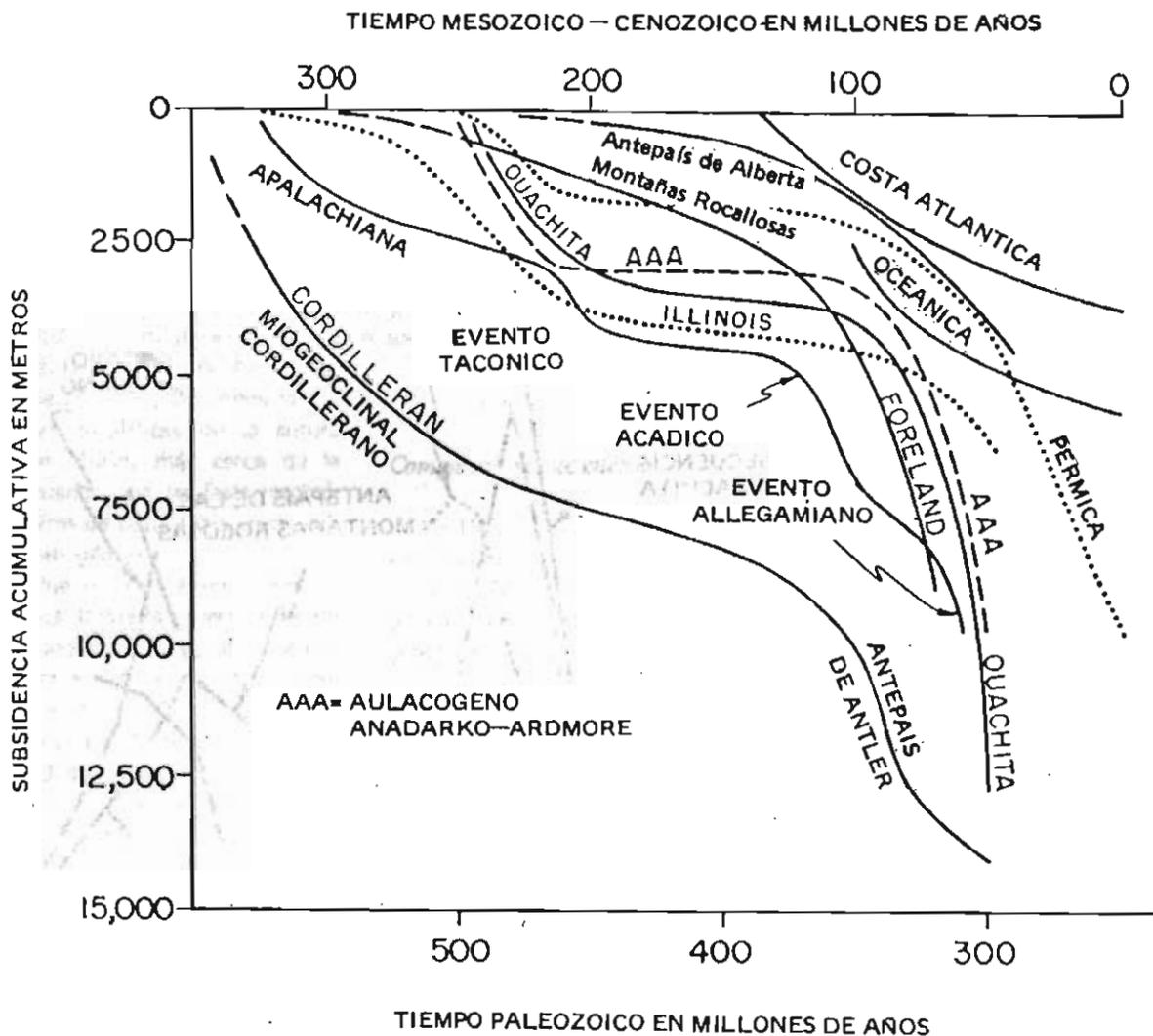


Fig. 12: Subsidencia acumulativa aproximada en cuencas sedimentarias seleccionadas, durante el Eón Fanerozoico; notar la forma cóncava hacia arriba de las cuencas en Rift, convexa hacia arriba de las cuencas orogénicas y la forma en S para la historia completa de los aulacógenos y de la secuencia oceánica de Ouachita.

cesariamente en valores brutos. Las cuencas correspondientes incluyen depresiones supracratónicas de origen incierto, cuencas infracratónicas, aulacógenos, y varias cuencas del antepaís, algunas de origen compuesto. El diagrama está interpretado para apuntalar el concepto de que la migración de petróleo es hacia el cratón, pendiente arriba desde los flancos orogénicos deprimidos de las regiones del antepaís. A medida que aumenta la distancia de los frentes orogénicos, la concentración de petróleo parece declinar logarítmicamente.

Rifts incipientes

Las cuencas vinculadas a un proceso incipiente de formación de rifts a partir de bloques continentales, tienen varios aspectos en común: a) es característica la atenuación crustal del sustrato que constituye el primer factor desencadenante de subsidencia; b) el alto flujo térmico está asociado con el abovedamiento termotectónico previo a la subsidencia y continúa durante las primeras etapas de subsidencia; c) los perfiles transversales a las cuencas son generalmente simétricos; y d)

la deformación orogénica no es intensa. Hay dos configuraciones principales de las cuencas que son por definición difíciles de evaluar: a) el perfil crustal atenuado del sustrato está enteramente cubierto por sedimentos, de ahí que su naturaleza pueda ser establecida únicamente por métodos geofísicos; y b) los gradientes geotérmicos que prevalecen en la evolución temprana de la cuenca deben ser inferidos de la magnitud del flujo térmico inicial y de la influencia del desarrollo del manto sedimentario durante la declinación térmica.

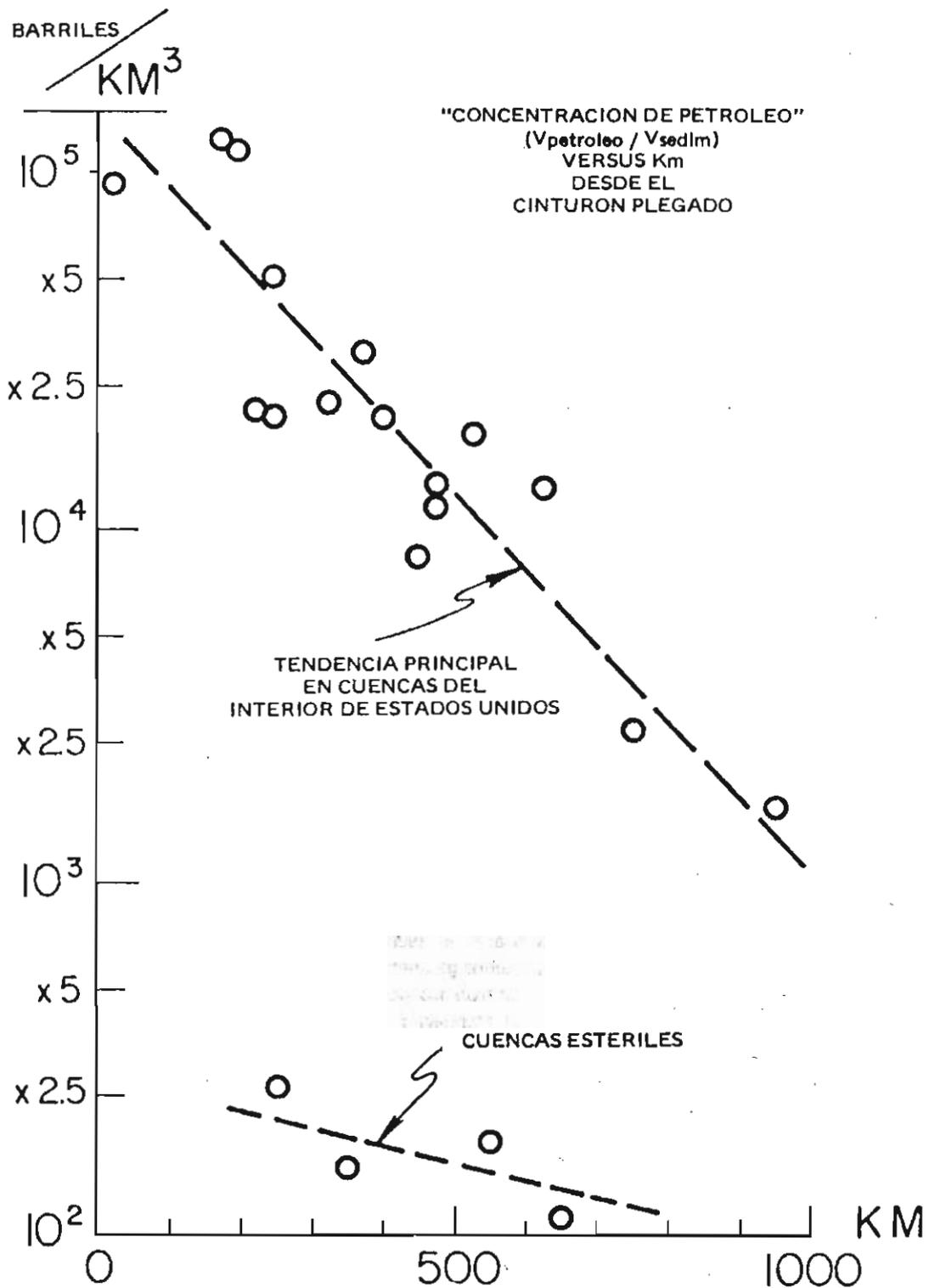


Fig. 13. Gráfico de "Concentración de Petróleo", expresado como volumen de petróleo en barriles por Km^3 de sedimentos totales, en función de la distancia desde el borde cratónico hasta la faja plegada más próxima (Apalachiano, Ouachita o Cordillerano). Los datos corresponden a las estimaciones del potencial final de hidrocarburos para 20 cuencas internas de los Estados Unidos de América, según la memoria N° 15 de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (I. H. Cram, Editor).

Cuencas Infracratónicas

Sigue siendo una hipótesis no fundamentada la inferencia de que las grandes cuencas intracontinentales representan estructuras infracratónicas en las que la separación continental se dio antes que la subsidencia. Tal vez la mejor documentación pertenezca a la cuenca del Mar del Norte, donde los estudios geofísicos establecieron que la corteza es más delgada que lo normal, por debajo de las principales alineaciones de fosas tectónicas que representan las porciones más profundas de la cuenca. Diseños parecidos de grabens basales, en la cuenca de Siberia Occidental sugieren fajas similares de atenuación crustal. La presencia local de rocas desusadamente densas, en el sustrato, por debajo de las cuencas de Michigan o Illinois insinúan procesos análogos de atenuación crustal pero, por lo general, se carece de confirmación estructural directa. (fig. 14)

Superficialmente, las cuencas infracratónicas típicas se parecen groseramente a amplios arqueamientos cóncavos; los flancos son típicamente suaves y se funden con las plataformas adyacentes sin márgenes estructurales agudos. En el subsuelo, los cambios abruptos en el espesor de los estratos de horizontes más bajos pueden reflejar estructuras en graben, controladas por fallamiento normal, durante las primeras etapas de subsidencia. La alineación de grabens enterrados exhiben comúnmente diseños en ramificaciones triples, que sugieren su iniciación como "rift" ramificados sobre domos termotectónicos que se desarrollan en asociación con los procesos responsables de la atenuación crustal. La importancia del gas termal en las cuencas del Mar del Norte y de Siberia Occidental pueden reflejar un alto flujo térmico durante las primeras etapas de su evolución.

Las estructuras tectónicas tardías tienden a ser pliegues y fallas suaves con ligeras estribaciones que probablemente reflejen tanto deformación contraccional menor como ajustes isostáticos a la carga sedimentaria en crecimiento.

Los rellenos sedimentarios de las cuencas infracratónicas son típica-

mente estratos marinos de poca profundidad, a veces con capas no marinas que aparecen en la parte inferior y superior de la columna, así como también, localizados en áreas marginales. Los contrastes con regiones de plataforma adyacentes son fundamentalmente en espesor, pero no en facies. El fácil acceso a fuentes de sedimentos en los bloques continentales próximos, sumado a modestos regímenes de subsidencia aparentemente, permiten procesos combinados de deposición de clásticos y carbonatos para mantener las cuencas infracratónicas, llenas de sedimentos durante la subsidencia. De ese modo, son comunes depósitos de plataforma de arenas bien seleccionadas y distintos tipos de carbonatos. Períodos temporarios de sedimentación restringidas, sumados a condiciones de umbral también permiten, sin embargo, el desarrollo de cuencas estancas, donde capas ricas en materiales orgánicos se pueden acumular en el interior de la cuenca o dentro de grabenes locales. En plataformas adyacentes o en bloques de pilares tectónicos, pueden formarse complejos deltaicos o edificaciones carbonáticas. De esa forma, atractivos reservorios o trampas combinadas de origen stratigráfico y estructural tienden a agruparse alrededor de las márgenes de cuencas o a lo largo de alineaciones tectónicas internas. Los diseños geométricos de subsidencia, controlados por cantidades regulares de atenuación crustal, pueden ser complejos, pero la carga sedimentaria subsecuente tiende a inducir flexión centrípeta de la litosfera por debajo de toda la cuenca. De ese modo, las vías de migración pendiente arriba, tienden a ser centrífugas con respecto a las partes marginales de las cuencas.

Aulacógenos marginales

El término aulacógeno se originó en la literatura Soviética para describir depresiones angostas de gran duración, delimitadas por fallas generalmente dispuestas en un diseño radial, como grietas en forma de cuña, en las áreas marginales de los cratones. Las características que los diferencian de los geosinclinales, son la carencia de secuencia ofiolí-

ticas o de magmatismo orogénico, y por no estar afectadas de orogénesis ordinaria de estilo geosinclinal. Las interpretaciones en el marco del modelo de la tectónica de placas concibe los aulacógenos, como océanos abortados; vale decir, como los brazos abortados de sistemas de rift ramificados, cuyos otros miembros siguieron desarrollándose hasta convertirse en cuencas oceánicas completamente desarrolladas. Los márgenes de estas cuencas oceánicas, entonces, definen los cortes de los cratones por donde se prolongan los aulacógenos. Los márgenes de los cratones a ambos lados de la boca de un aulacógeno son, por lo tanto, márgenes continentales de rift en la primera parte de su historia y, eventualmente, se convierten en fajas orogénicas cuando la litosfera oceánica adyacente es posteriormente consumida. La Artesa de Benue en Nigeria, es un aulacógeno del Mesozoico, vinculado al Océano Atlántico, y la cuenca Anadarko-Ardmore, en Oklahoma, es un aulacógeno del Paleozoico, vinculado a la faja orogénica de Ouachita. (fig. 15)

La estructura de los aulacógenos es intermedia entre las cuencas infracratónicas y las cuencas oceánicas, respecto de las cuales, los aulacógenos son gradacionales en sus confines continental y oceánico, respectivamente. La naturaleza de la corteza por debajo del piso de los aulacógenos es transicional hacia el tipo oceánico, y pueden incluir varios kilómetros de rocas ígneas emplazadas, cuando el aulacógeno comenzó a desarrollarse. Contrariamente a las típicas cuencas infracratónicas, los aulacógenos son marcadamente alargados, aun cuando toscamente simétricos en perfil transversal. Por lo general, sus flancos se corresponden con prominentes "hinge Lines" controladas por fallas, donde activas escarpas de fallas intermitentes sirven como fuentes locales de sedimentos. La actividad de estas alineaciones de fallas limitante es más significativa en la temprana historia del aulacógeno, cuando la rápida subsidencia de su piso acompaña la subsidencia termotectónica inicial. Un segundo período de mayor actividad puede desarrollarse después, en la historia del aulacógeno, cuando la deforma-

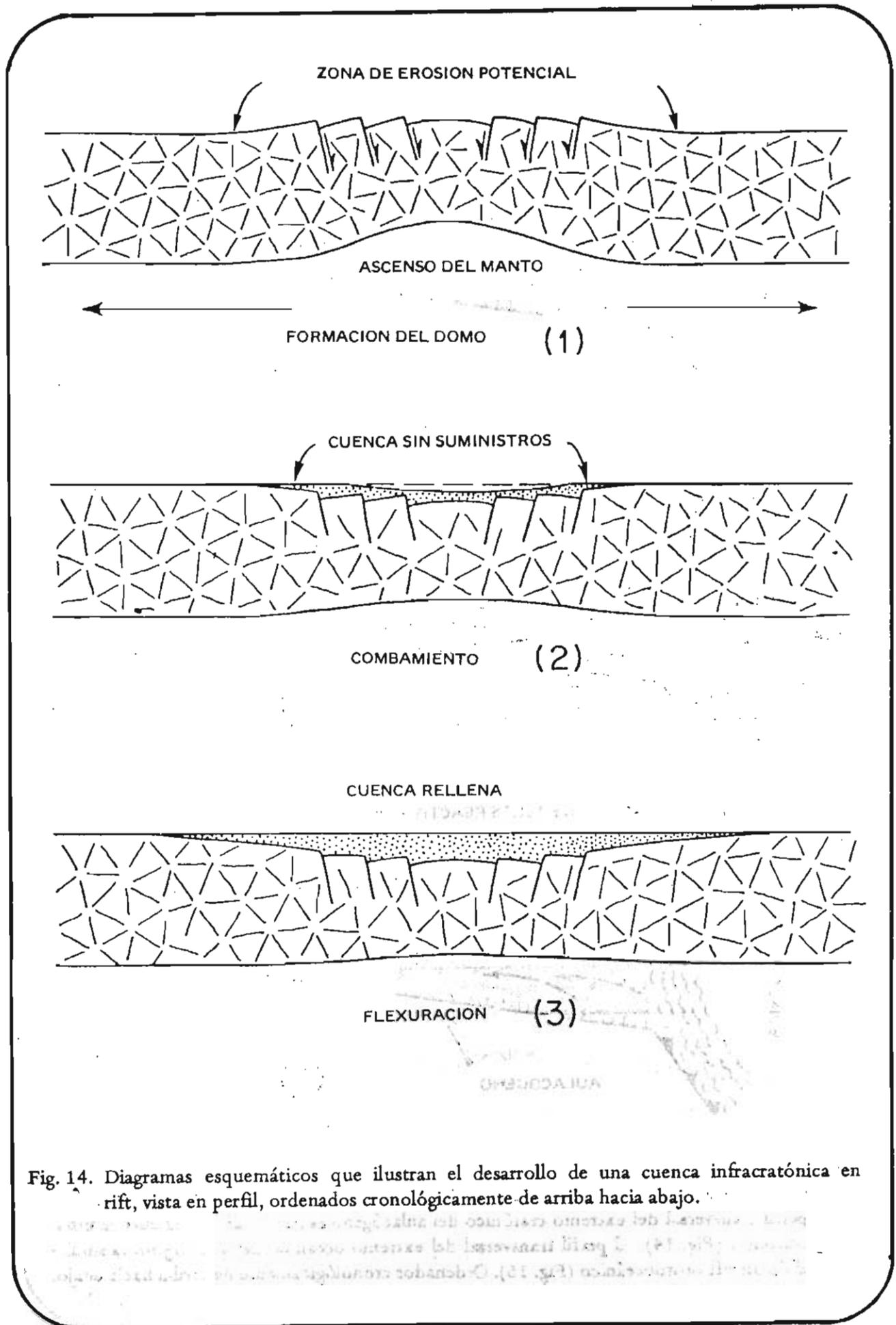


Fig. 14. Diagramas esquemáticos que ilustran el desarrollo de una cuenca intracratónica en rift, vista en perfil, ordenados cronológicamente de arriba hacia abajo.

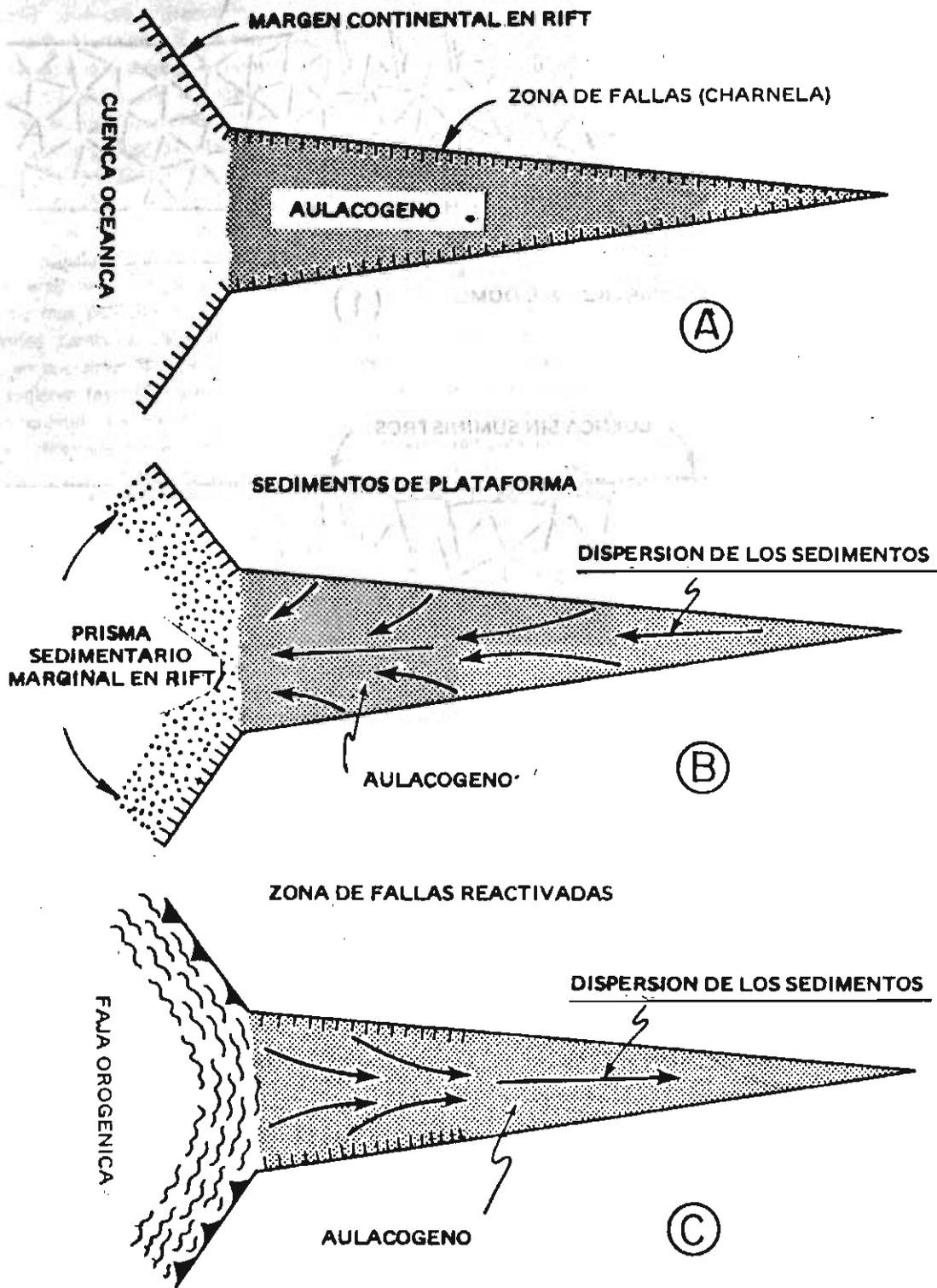
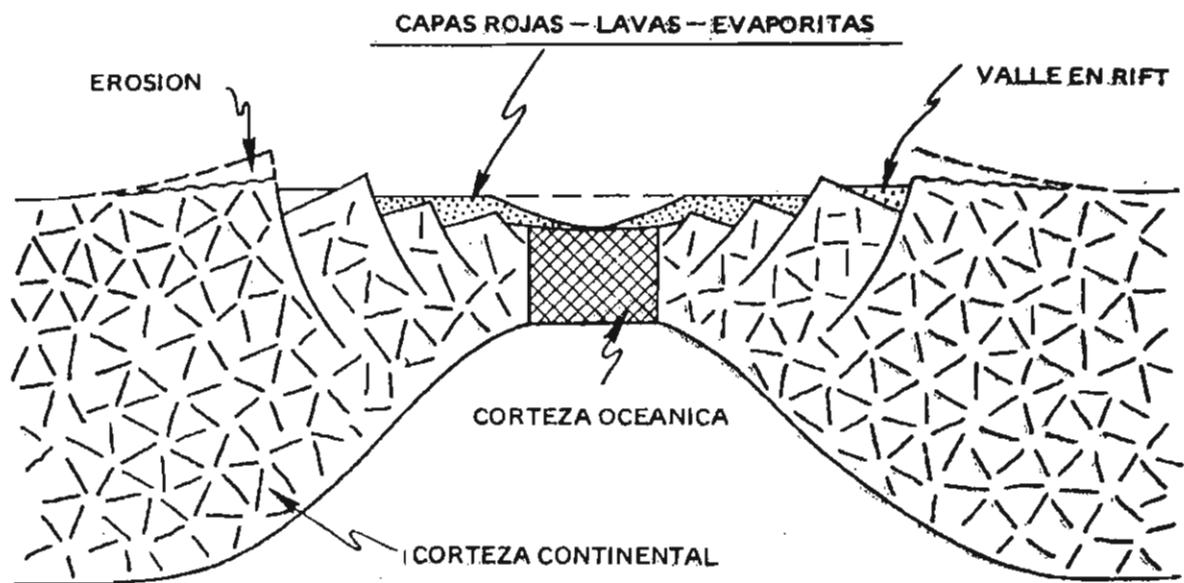
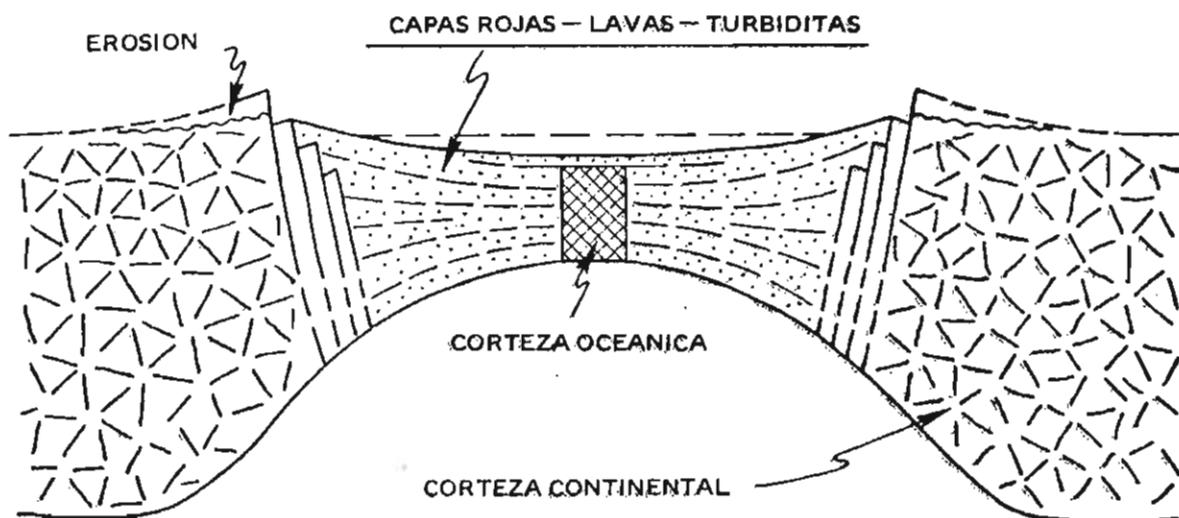


Fig. 15. Diagramas esquemáticos que ilustran el desarrollo de un aulacógeno. Vista en planta. El perfil transversal del extremo cratónico del aulacógeno es similar al de una cuenca infracratónica (Fig. 14). El perfil transversal del extremo oceánico del aulacógeno es similar al de un rift protooceánico (Fig. 16). Ordenados cronológicamente de arriba hacia abajo.



(1) CORTEZA TRANSICIONAL CUASICONTINENTAL



(2) CORTEZA TRANSICIONAL CUASIOCEANICA

Fig. 16. Diagramas esquemáticos que muestran a los rifts protooceánicos, con pisos cuasicontinental (arriba) y cuasioceánico (abajo).

ción vinculada a la orogénesis, a lo largo de una alineación geosinclinal asociada, motive la reactivación de los sistemas de fractura.

Las fallas iniciales tienden a ser fallas normales de bloque, mientras que las fallas finales tienden a ser fallas inversas asociadas con pliegues de basamento y bloques ascendidos. Ambos tipos de fallas tienden a separar al aulacógeno en conjuntos subparalelos de elementos estructurales lineales, controlados por fallas. Durante el período intermedio de evolución del aulacógeno, una espesa sedimentación forma una alargada inflexión con sus ejes, a lo largo de la punta del aulacógeno, donde la corteza se adelgaza. Este incremento de la subsidencia bascula los bordes de las plataformas limitantes, hacia abajo, en dirección a la estructura aulacogénica. En estas condiciones, la deposición tiende a enmascarar los márgenes estructurales del aulacógeno.

Los rellenos sedimentarios de los aulacógenos son, en su mayor parte, estratos de plataformas marinas someras, similares, pero varias veces más potentes que las secuencias de plataformas cercanas. Entre los principales componentes sedimentarios pueden estar incluidos sedimentos clásticos maduros, arrastrados preferentemente al interior del aulacógeno, que obran como drenaje del bloque continental adyacente, o sedimentos carbonáticos depositados durante la subsidencia gradual. También son importantes los componentes adicionales. En horizontes más bajos, pueden encontrarse lavas interestratificadas que están asociadas al vasto proceso de rift. Parcialmente asociados con escarpas locales de fallas marginales, pueden presentarse clásticos gruesos inmaduros parcialmente de origen no marino. Los clásticos marinos, o no marinos, pueden haber sido derivados hacia aulacógeno desde la faja orogénica que eventualmente cierra su boca. Esta dirección de aporte de sedimentos es opuesta a la prevaleciente durante el tiempo en que la boca del aulacógeno permaneció abierta hacia una cuenca oceánica. Concurriendo con el arribo de esos clásticos orogénicos, la inclinación hacia el mar del eje aulacógeno puede ser

reforzada por la flexura del margen continental hacia abajo, detrás del flanco de la faja orogénica que se está desarrollando.

Las trayectorias de migración pendiente arriba, desde las rocas generadoras, dentro de un aulacógeno o más allá de su boca, se establecen a lo largo de la alineación dominante y hacia sus flancos.

Los reservorios en trampas adecuadas pueden estar asociados, tanto con líneas de charnela estructuralmente definidas, a lo largo de márgenes de aulacógenos o dentro del aulacógeno, donde el plegamiento tectónico puede producirse hacia el epílogo de su evolución.

Rifts protoceánicos

Los valles profundos de rift y los golfos protoceánicos, que se forman durante las primeras etapas de la separación continental, pueden formar cuencas de rift simétricas y persistentes si la separación quedó detenida en alguna etapa temprana del proceso. Alternativamente, si la cuenca oceánica continúa separándose, los depósitos de la etapa protoceánica aparecen como la única asociación de estratos formando los horizontes inferiores del prisma sedimentario de margen de rift. Los rasgos característicos de las asociaciones sedimentarias protoceánicas incluyen lavas y sedimentos interestratificados, producto del depósito y construcción de corteza oceánica ígnea, siguiendo comúnmente, la acumulación de extensos depósitos clásticos de pie de monte asociados a grandes escarpas de fallas enterradas, limitantes de bloques fallados basculados, y evaporitas masivas, formadas bajo condiciones de circulación restringida y desecación, comúnmente desarrolladas en las estrechas franjas marinas que ocupan las cuencas. (fig. 16)

Debido a los intensos efectos termotectónicos que controlan la elevación del sustrato, pueden quedar directamente sobre corteza oceánica muy atenuada, verdaderas "Sabkhas" evaporíticas o incluso sobre verdadera corteza oceánica que después sufren una violenta subsidencia, siendo capaces de arrastrar las evaporitas, por debajo de grandes profun-

didades de agua o de grandes espesores de sedimentos más jóvenes. El levantamiento termotectónico de los bordes de los bloques continentales que marginan un rift protoceánico, forma alzamientos limitantes, que aíslan a los grandes sistemas fluviales de la fisura crustal, lo que a la vez contribuye a promover condiciones favorables para la deposición de evaporitas.

Esas condiciones parecen alcanzar su expresión ideal en el actual Mar Rojo, donde espesas evaporitas del Neógeno fueron depositadas, esencialmente, al nivel del mar encima de una corteza delgada. Donde las evaporitas protoceánicas son espesas, a lo largo de flancos de grandes cuencas oceánicas, pueden generarse atractivas estructuras diapíricas, dentro de las terrazas o embancamientos continentales subsecuentes.

En un caso como el del Golfo de California, sin embargo, el Río Colorado está en condiciones de ingresar a un rift protoceánico, a través de una ruptura en los terrenos altos limitantes, cerca de uno de los extremos de la estructura. Faltan depósitos importantes de evaporitas. Un complejo deltaico progradacional avanzó longitudinalmente hacia el "rift" protoceánico y los sedimentos clásticos derramados fuera del frente del delta viajaron más lejos todavía, hacia aguas profundas, como corrientes de turbidez. En los límites de este sistema de dispersión de clásticos, los centros de expansión, donde se forma corteza oceánica ígnea, están cubiertos por un manto de sedimentos. Detrás del rift protoceánico se forma, por lo tanto una corteza transicional de lavas mixtas, diques, lopolitos y sedimentos.

Otro tipo de corteza transicional en rifts protoceánicos está formada por rocas del basamento continental muy atenuado y fragmentado por fallas. Tales disposiciones de fallas normales subparalelas festonean ambos flancos del rift, determinando así la formación de escalones descendientes, en los flancos de la plataforma elevada adyacente y separando *horsts* dentro de la grieta en proceso de expansión. El Vulcanismo fisural, vol-

canes en escudo locales y amplios complejos de abanicos aluviales, se asocian a la deformación. A medida que la declinación térmica provoca el hundimiento de la corteza transicional, se pueden desarrollar construcciones carbonáticas por sobre los bloques de los horsts o en los sectores elevados de los bloques de falla basculados. Con el tiempo, esta secuencia estructuralmente compleja, con distintos tipos locales de sedimentos, es cubierta por depósitos marinos transgresivos. La carga sedimentaria del rift profundo, o de los bordes de la cuenca oceánica que se desarrolla a partir de él, eventualmente provoca el basculamiento de los bordes de las plataformas continentales adyacentes, hacia la faja del rift. La secuencia estructuralmente fragmentada queda entonces enmascarada por una cubierta de sedimentos suavemente plegados.

Las rocas generadoras protooceánicas pueden incluir sedimentos orgánicos de sabkha ricos en elementos algáceos, pero es incierta la posibilidad de que ello ocurra. Las construcciones carbonáticas y las facies arenosas costeras locales pueden formar reservorios adecuados, pero las grandes profundidades a que están generalmente enterrados, debajo de sedimentos marinos más jóvenes, hacen que se constituyan en objetivos poco interesantes en la mayoría de los casos. Las cuencas de capas rojas subordinadas que aparecen como grabens alargados y como bloques de fallas basculados en la parte externa de cinturones de rift protooceánicos, están enterradas a menor profundidad, pero difícilmente alberguen cantidades significativas de hidrocarburos. Las cuencas de capas rojas del Triásico y Jurásico del Este de América del Norte son ejemplos aptos.

Separaciones continentales

Las cuencas formadas por la separación continental, que fragmenta bloques continentales, incluye las desarrolladas a lo largo de los márgenes de los fragmentos continentales y las que están en el interior de la propia cuenca oceánica. Las cuencas en ambas áreas

tienen varios aspectos en común: a) la subsidencia inicial de la delgada corteza es contenida por la declinación termal de la litosfera recalentada; b) se provoca subsidencia flexural adicional por la acumulación de potentes cargas sedimentarias; c) los sistemas deposicionales son asimétricos o unilaterales; y d) la deformación orogénica puede interrumpir, por último, la grosera continuidad estratal en un grado considerable. Hay dos rasgos importantes de las cuencas, inherentemente difíciles de evaluar: a) la corteza transicional a lo largo de interfase continente-oceano está oculta por una gruesa cubierta sedimentaria, y de ahí que su naturaleza pueda ser establecida sólo por métodos geofísicos; y b) después de producida orogénesis, las relaciones originales de facies de los estratos deben ser reelaboradas por reconstrucciones palinológicas, para lo cual deben inferirse restricciones adecuadas propias de un control limitado.

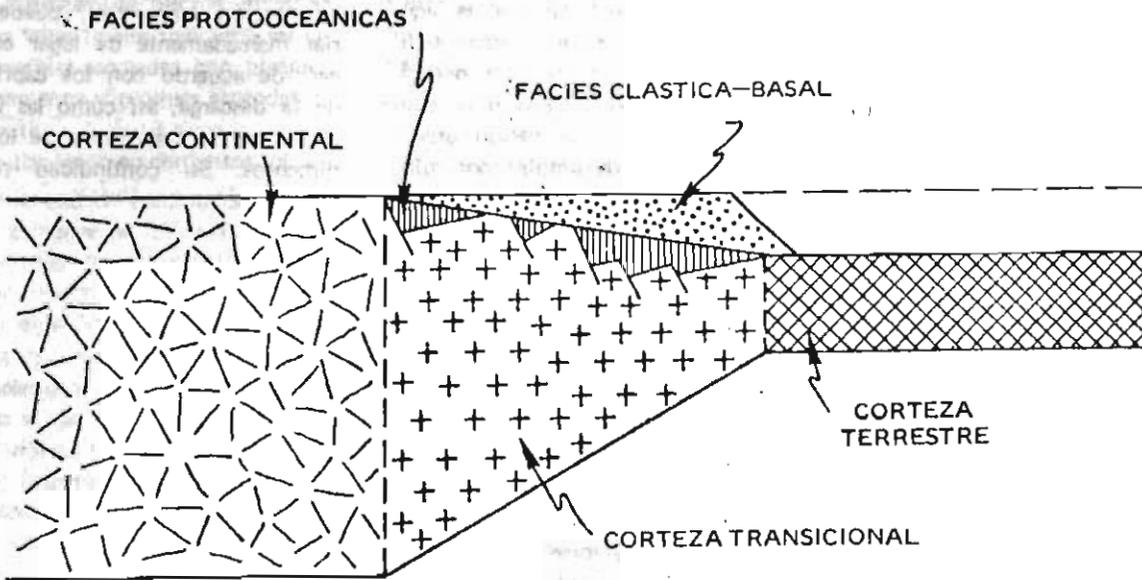
Prismas miogeoclinales

Las clásicas secuencias miogeosinclinales, tal como se las concebía en el pasado, son vistas ahora como prismas miogeoclinales que se depositaron a lo largo de los márgenes continentales, donde éstos sufrieron un proceso de "rift", abiertos hacia un océano adyacente. Las secuencias del Mesozoico y Cenozoico, dispuestas a lo largo del borde oriental de las Américas, constituyen análogos modernos donde la parte superior de la pila sedimentaria está bien conocida, pero aún permanecen en la oscuridad detalles de las partes inferiores de la misma. Entre las analogías paleozoicas, se incluyen los miogeoclinales Apalachiano y Cordillerano con el desarrollo que tenían antes de las orogénesis Taconica y Antler, respectivamente. En estas sucesiones, se pueden observar detalladamente las secuencias locales, pero las relaciones de facies, en gran escala, están estructuralmente interrumpidas por sobrecorrimientos de gran magnitud, razón por la cual sólo se conocen por inferencia las configuraciones globales iniciales de ambas. (Fig. 17)

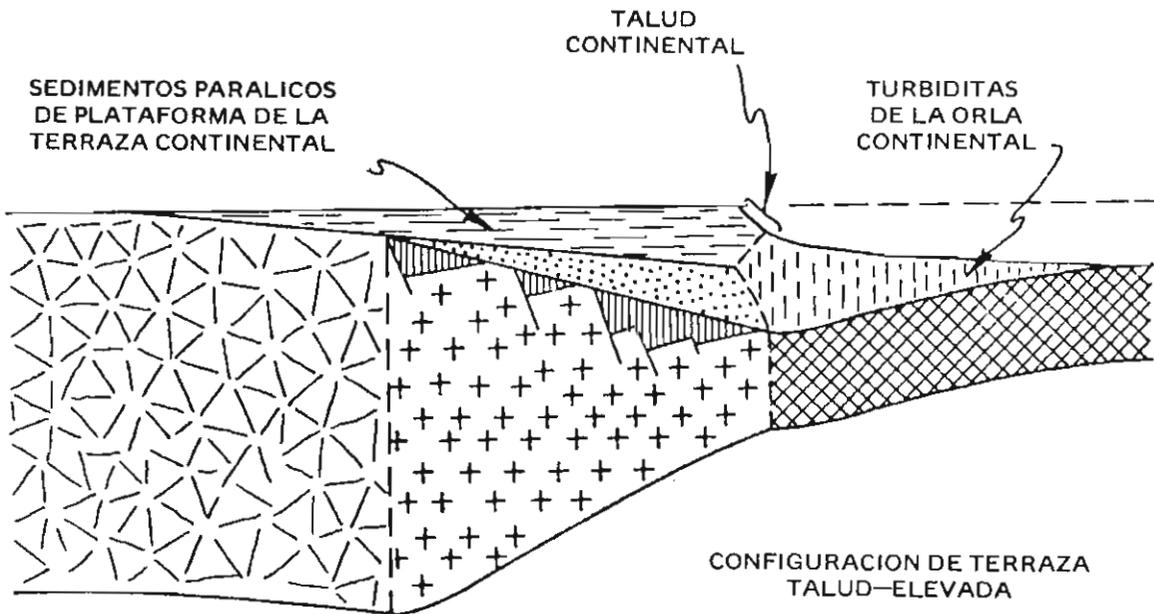
Los prismas miogeoclinales se extienden como fajas alargadas y continuas, a través de grandes distancias, a lo largo de márgenes continentales de "rift". Su forma, en sección transversal, puede variar marcadamente de lugar en lugar, de acuerdo con los caprichos de la descarga, así como las variaciones de la trayectoria de los sedimentos. Su continuidad puede estar interrumpida ocasionalmente por la presencia de salientes marginales del borde del continente, donde una historia temprana de fallas transformes antes que de la separación en rift, condujo a una historia de sedimentación subsecuente distinta. A lo largo de las salientes marginales, la atenuación crustal queda eliminada en cierto grado, y se pueden formar prominencias vulcanogénicas, marginando las fracturas. Estos rasgos positivos de gran longevidad, posteriormente desvían sedimentos clásticos hacia otros sitios más profundos y pueden servir en cambio como sitio de deposición de carbonatos organogénicos.

En sección transversal, los prismas miogeoclinales tienen una forma en general lensoide, pero el relieve deposicional emparejó la diferencia en altura entre la superficie continental y el lecho oceánico. La parte exterior de las lentes está compuesta de turbiditas, por debajo de la orla continental.

Los abanicos submarinos coalescentes de esta región pasan gradualmente hacia las llanuras abisales de la cuenca oceánica inmediata. La parte interior de la lente está compuesta por depósitos marinos de plataforma y parálisis de la terraza continental. Estos estratos gradan lateralmente hacia depósitos no marinos de la planicie costera. Entre la orla continental y la terraza continental, se halla el talud continental, el cual se ubica aproximadamente a lo largo de la interfase continente-oceano. La reducción de la velocidad de la sedimentación, en los taludes arcillosos (típicamente faltos de aporte), otorgan una forma de ampolla de reloj de arena a la sección del prisma clástico. El cuerpo principal del prisma, lo forman los depósi-



(A)



(B)

Fig. 17. Diagramas esquemáticos que ilustran el desarrollo de prismas miogeoclinales de fase clásica basal (arriba) durante subsidencia termotectónica temprana de la corteza transicional hasta la fase madura (abajo), cuando es dominante la subsidencia flexural.

tos de las terrazas y los depósitos de la elevación continental.

La terraza continental tiene dos componentes principales. La parte inferior corresponde, por lo común, a una facies clástica basal rápidamente depositada, cuya acumulación probablemente refleja la rápida subsidencia inicial del basamento atenuado, a lo largo del margen continental en "rift", durante los períodos tempranos de desarrollo cuando la degradación tectónica era de influencia dominante. Durante esta fase, la erosión de las tierras altas remanentes, a lo largo del borde del bloque continental, puede contribuir a que se produzcan elevadas tasas de sedimentación. Esta fase se clausura cuando se logra el equilibrio isostático local de la corteza transicional y su terraza continental suprayacente.

Probablemente sólo se producirá una deposición subsecuente más lenta de sedimentos en la plataforma continental, pudiendo incluir abundantes carbonatos así como clásticos, cuando se verifica el combamiento flexural hacia abajo del bloque continental, en respuesta al peso sedimentario de la orla continental costa afuera. Cuerpos sedimentarios en forma de cuña, depositados como parte de la terraza continental durante este tiempo, pueden incluir sucesivamente ciclos regresivos progradados de clásticos deltaicos o bancos carbonáticos-algáceos, así como depósitos de plataforma submarina. Las sucesivas cuñas de sedimentos pueden estar separadas por discordancias.

También se pueden formar construcciones carbonáticas cerca del quiebre de la plataforma. El límite interior de la terraza continental inclinada puede quedar ubicado dentro del bloque continental, donde no se produjo atenuación crustal durante la separación continental.

Los rasgos estructurales de los prismas miogeoclinales incluyen pliegues diapíricos, cuyo desarrollo depende de la presencia de evaporitas protooceánicas subyacentes. Las fallas que cortan las facies protooceánicas pueden estar cubiertas por estratos miogeoclinales suprayacentes, pero pueden continuar activas algu-

nas fallas de crecimiento, especialmente durante la rápida deposición de la fase clástica basal. Además, si el acoplamiento estructural a través de la interfase continente-oceano es imperfecta, el peso sedimentario de la orla continental puede provocar reactivación de las fracturas más viejas, incluidas las ubicadas en las estribaciones marginales así como las asociadas a la simple flexura de la litosfera. Las terrazas continentales, construidas por sobre estructuras de horst-graben protooceánicas, pueden inclusive desarrollar también cuencas y arcos con cierre estructural en los horizontes estratigráficos más altos. La orogénesis llevará la evolución miogeoclinal hacia su término, formando fajas plegadas y falladas de primer orden compuestas de estratos miogeoclinales sobreimpuestos e imbricados.

En los prismas miogeoclinales pueden darse varios tipos de rocas generadoras, ricas en materia orgánica: a) depósitos arcillosos del talud continental, acumulados en la zona de mínima oxigenación; b) capas carbonáticas o lutíticas de terraza continental, depositadas en depresiones de umbral sobre la plataforma, y c) fosforitas depositadas sobre plataformas, donde es importante el arribo de agua rica en nutrientes. Los reservorios pueden ser muy frecuentes, tanto en trampas estratigráficas como en suaves trampas estructuradas dentro de la terraza continental. Sin embargo, el volumen total de roca madre puede ser reducido, y las vías de migración efectiva pendiente arriba, desde los taludes generadores a las terrazas reservorio, suelen ser poco frecuentes, debido a la carencia de conexiones estratales continuas, a través de las facies infraalimentadas.

Embancamientos continentales

En las áreas donde se produce una progradación sedimentaria masiva desde el borde del continente, la configuración del prisma sedimentario cambia desde el correspondiente a la trípada terraza-talud-orla continentales, al de embancamiento continental. El quiebre de la plataforma avanza desde la interfase

original continente-oceano, hasta que llega a una posición por encima del basamento oceánico. El último queda entonces enterrado, por supuesto, bajo una inmensa pila sedimentaria, probablemente del tipo de sucesión de estratos más grueso posible. El embancamiento es una lente inmensa e inestable que se extiende desde el nivel del mar hasta las profundidades oceánicas y tiene una profunda quilla construida por flexión isostática hacia abajo, de la litosfera. La Costa del Golfo y Delta del Níger son dos ejemplos típicos de esa configuración. Ambos tienen una extensión restringida a lo largo de sus respectivos márgenes continentales. (Fig. 18)

La estructura interna de un embancamiento es intrincada y se vincula principalmente con los procesos de sobrecarga. Los deslizamientos gravitacionales de orden regional pueden producir plegamientos y corrimientos pseudotectónicos cerca de la base del talud. Las fallas lísticas de crecimiento y sus pliegues asociados, pueden marcar profundamente muchas partes de la pila, pero, por lo general, se concentran cerca de prominentes lóbulos de deltaicos. También son comunes los diapiros de sal, alimentados por las facies protooceánicas subyacentes.

Las asociaciones sedimentarias de un embancamiento consisten en series de lentes sobrepuestas, cada una, con estratos lateralmente continuos desde facies menos profundas a más profundas. Las asociaciones fluvio-deltaicas y litorales, con numerosos cuerpos arenosos potencialmente reservorios, pasan gradualmente costa afuera a facies de prodelta y de talud, con abundante contenido orgánico, las que a su vez, pasan a asociaciones turbidíticas. A medida que se va produciendo un crecimiento progradacional del embancamiento, cada incremento sucesivo de estratos es progresivamente superpuesto por más capas suprayacentes y, progresivamente, es basculado hacia inclinaciones cada vez mayores, debido a la flexura de la litosfera, asociada con la carga sedimentaria originada costa afuera.

Estos procesos se combinan para enviar pendiente arriba, de manera continua, todos los hidrocarburos ge-

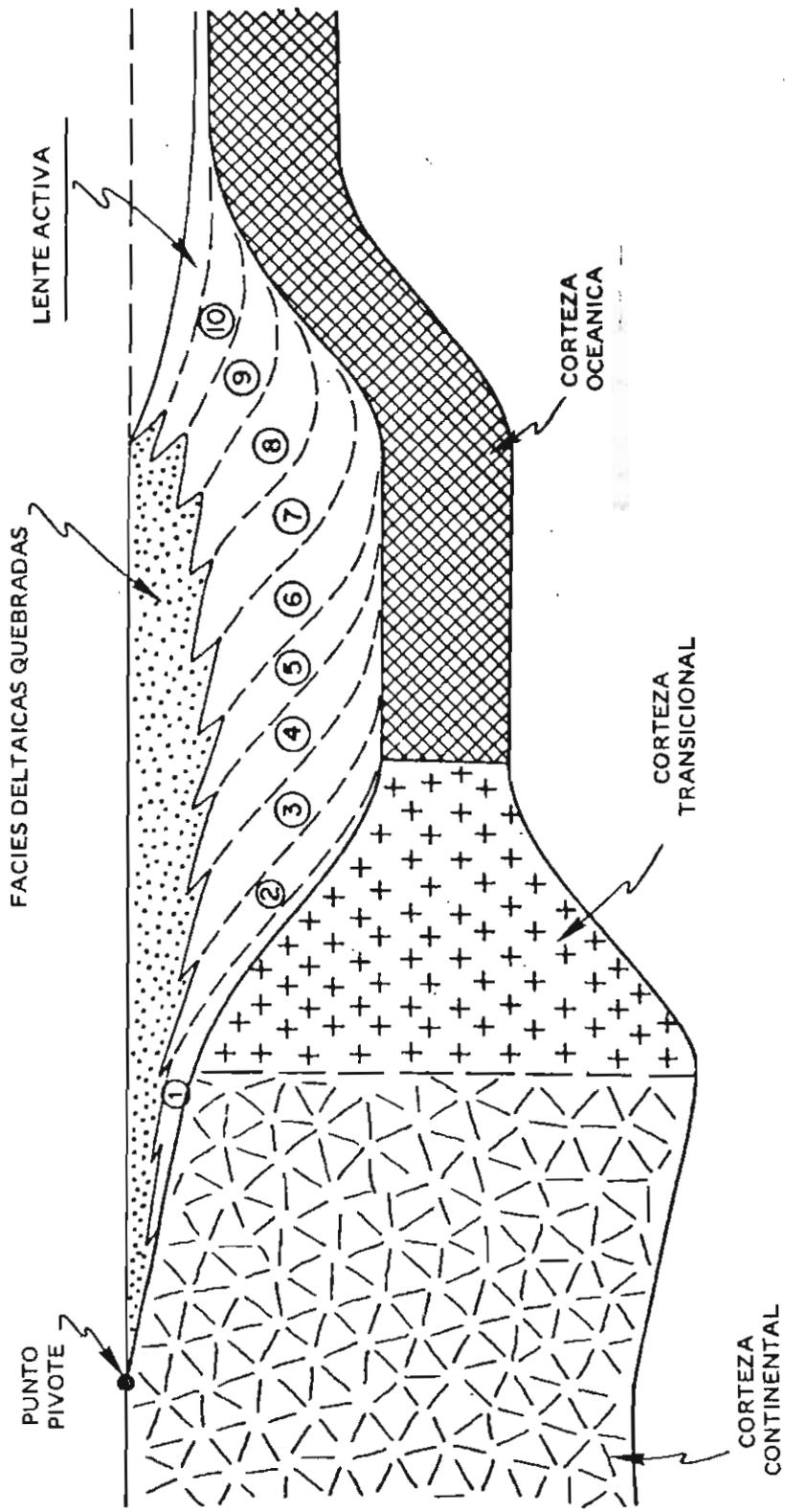


Fig. 18 ... Diagrama esquemático que muestra una vista de perfil de un terraplén continental en crecimiento.

nerados, hacia reservorios favorables presentes en las asociaciones costeras que forman un horizonte estratigráfico diacrónico, a través de la parte superior del embancamiento. Las estructuras diapíricas y de crecimiento se combinan para producir trampas abundantes y atractivas. También son comunes, en asociaciones fluviodeltaicas y costaneras, las trampas estratigráficas, donde los cuerpos de areniscas tienen una extensión individual limitada.

Durante las últimas fases del crecimiento de los prismas sedimentarios en los márgenes de rift, el flujo térmico oscila de bajo a normal. En los embancamientos continentales, no obstante, puede lograrse una maduración adecuada, debido a las grandes profundidades en que se realiza el proceso. Es característica la sobrepresión de los fluidos, debido a la rápida sedimentación.

Océanos nacientes

La cubierta sedimentaria en las cuencas oceánicas nacientes con crestas mesooceánicas, varía en naturaleza y espesor según las diferentes elevaciones del piso oceánico correspondientes a distintas edades. Las capas oceánicas características construyen fases diacrónicas, adicionadas sucesivamente a cada incremento de litosfera oceánica, a medida que ésta se forma y se separa de la cresta.

La corteza oceánica ígnea se forma en la cresta como secuencias ofiolíticas. Las lavas en almohadilla cerca del tope de la secuencia pasan hacia abajo a lavas alteradas y metamorfizadas, atravesadas por enjambres de diques y filones de doleritas. Los últimos son alimentados por cámaras de magma que subyacen la corteza y que se solidifican para formar cuerpos de gabbro masivo, convertido localmente en anfibolita. La deposición ígnea en las cámaras magmáticas forma cuerpos de gabbros y peridotitas cerca de la base. Por debajo hay tectonitas ultramáficas del manto. El emplazamiento de todas estas rocas se realiza, obviamente, en un medio ambiente de alto calor y actividad hidrotermal penetrante.

La cobertura sedimentaria en la parte alta de la cresta es escasa, pe-

ro en sus flancos, la acumulación de sedimentos carbonáticos, en su mayor parte pelágico, puede ser rápida por encima de la profundidad límite de cristalización (disolución) de los carbonatos, esto es entre 4.000 y 5.000 metros donde se encuentra un nivel de compensación de los carbonatos (CCD). Más abajo, en los flancos de la cresta, se añaden a la sucesión en crecimiento, pelagitas silíceas y hemipelagitas arcillosas. Finalmente, las turbiditas terrígenas pueden cubrir o interdigitar en las planicies abisales con sedimentos pelágicos o hemipelágicos, ocupando las amplias cuencas oceánicas entre las crestas mesooceánicas y los márgenes continentales. Las facies especiales desarrolladas localmente, incluyen lavas procedentes de las montañas submarinas e islas volcánicas, junto a arrecifes de carbonatos que pueden sobrepasarlos y los mantos archipelágicos de turbiditas circundantes.

Durante la orogénesis, algunos fragmentos o láminas de la asociación ofiolítica del piso oceánico, pueden ser transportadas por corrientes a través de facies contrastantes de los prismas sedimentarios del margen de rift. En instancias favorables, como en Omán, una placa ofiolítica intacta puede ser sobrecorrida sobre asociaciones de talud, las que a su vez pueden ser sobrecorridas por encima de asociaciones de plataforma. Donde la dislocación orogénica de un margen continental es severa, debe tenerse cuidado en las interpretaciones detalladas de la naturaleza del basamento que se ubica por debajo de las distintas sucesiones, porque incluso, las espesas secuencias de la orla continental permanecen sobre un basamento oceánico, presumiblemente ofiolítico.

Rifts híbridos

La divergencia local de placas a lo largo o cerca de las suturas donde los movimientos transformes o de convergencia son regionalmente dominantes, también genera localmente cuencas de rift. Las cuencas transtensionales, a lo largo de transformes complejos, son una variedad de rift incluyente, mientras que las cuencas

de interarco, formadas cerca de suturas de placas convergentes, son una variante de la verdadera cuenca oceánica donde la separación crustal es completa.

Cuencas transtensionales

Las cuencas transtensionales pueden aparecer a lo largo de las alineaciones de sistemas transformes cada vez que se presentan segmentos de fallas en "echelón" en las fallas de traza curva o ramificadas, siempre y cuando estén dispuestas favorablemente con respecto a la dirección del movimiento relativo de la placa.

Tal vez resulten más típicas las cuencas "pull-apart" situadas entre segmentos de fallas transformes "en escalón". Las cuencas de cuña de falla entre fallas ramificadas o asociadas a fallas curvas, constituyen variantes del mismo comportamiento.

Las cuencas de pull-apart pueden darse en una gran variedad de configuraciones tectónicas. Algunas depresiones a lo largo de transformes que afectan a crestas intraoceánicas probablemente tengan este origen. Los centros de difusión a lo largo de la alineación del Caimán, en el Caribe, también aparentemente queda entre segmentos de transformes de echelón. Donde se producen colisiones continentales, el desplazamiento lateral continuo, después de detenida la subducción, se pueden formar cuencas locales post-orogénicas de pull apart. Tal habría sido aparentemente el caso de las cuencas de capas rojas carboníferas en las cuencas transtensionales más discutidas como las del Terciario de California, vinculadas a "Borderlands" continentales del Paleogeno y Neogeno. Las cuencas profundas en el Golfo de California y la cuenca totalmente colmada de la Depresión Salton y su extremo septentrional son miembros modernos del mismo grupo de cuencas.

Las cuencas transtensionales del Mioceno, vinculadas con el comienzo del sistema Cenozoico tardío de San Andrés, subsidieron rápidamente para formar ambientes de agua profunda, en los que se acumularon depósitos turbidíticos, provenientes de los levantamientos del basamento cercano para formar complejos de po-

tentes abanicos submarinos.

El volcanismo contemporáneo formó pisos parcialmente volcánicos en el interior de algunas cuencas. Los umbrales de poca profundidad, caracterizados por secciones estratigráficas restringidas, dieron lugar a condiciones de estancamiento y a depósitos organogénicos sobre gran parte de algunas cuencas.

Probablemente, haya sido característico de estas situaciones un alto flujo térmico que favoreció la rápida maduración. Esas condiciones parecen especialmente viables para la concentración de hidrocarburos en reservorios de turbiditas proximales, en trampas delineadas por acuíferos estratigráficos o estructuras locales cercanas a los márgenes de cuencas. También puede esperarse una deformación ulterior de todo el interior de la cuenca por estructuras de desgarre, vinculada a movimientos continuos de las fallas transformes.

Cuencas interarco

Las cuencas interarco forman uno de los tipos más enigmáticos porque representan un tectonismo claramente extensional, sin embargo, están vinculadas a sistemas de arco-fosa, donde el movimiento dominante de la placa resulta convergente. La clave para comprender su origen consiste en apreciar que el alto flujo térmico en los arcos magmáticos deteriora la integridad de la litosfera, a través de las estructuras de arco. La alta temperatura a profundidades someras, debajo del arco magmático debilita la litosfera rígida y permite a la litosfera de la región, ubicada detrás del arco, a moverse independientemente de la litosfera del intervalo arco-fosa. En efecto, una cortina térmica a lo largo de la faja magmática corta la litosfera en dos placas separadas. Una vez que se llega a esta separación, resultan posibles varios movimientos relativos. En Sumatra, por ejemplo, se producen a lo largo del sistema de la falla Semangko, fallas transformes con movimientos a lo largo del rumbo, son fallas que se extienden por debajo de la cadena volcánica, Barisan. Incluso se dan estructuras locales de pull-apart como depresio-

nes volcano-tectónicas inusualmente grandes a lo largo del rumbo del arco magmático. (Fig. 20)

En otras partes, la divergencia en la litosfera se produce en el área del retroarco y el espacio que separa el sistema arco-fosa. No se entienden aún de manera cabal las fuerzas geodinámicas que actúan, pero sí resultan claras las cinemáticas. La corteza oceánica joven, se presenta sin cobertura en la cuenca de Lay al oeste de Tonga, y también al oeste del arco activo de las Marianas. El Mar del Japón contiene dos estructuras principales en rift, con el bloque microcontinental del Banco Yamato interpuesto entre ambos. El estilo de expansión del fondo oceánico en estas cuencas de interarco parece ser menos regular que el que se produce en las crestas mesoocéánicas, debido a que las anomalías magnéticas de polaridad a ambos lados de la dorsal no pueden ser identificadas claramente. Sin embargo, la estructura de la corteza oceánica parece, por datos actuales, la misma que la de los océanos abiertos y de ahí se presume que se trate de una secuencia ofiolítica.

Las cuencas de interarco probablemente inician su evolución como grabens complejos, ubicados a lo largo de las cadenas volcánicas y a esa etapa de intraarco puede ser semejante la depresión de Nicaragua, dispuesta a lo largo de la línea del arco de América Central. Se puede esperar inicialmente una mezcla de relleno volcánico y volcánoclastico, de origen marino o no marino. La fase tardía de separación puede estar representada en las Nuevas Hébridas donde se desarrolló una profunda artesa marina de la que ocasionalmente emergen grandes volcanes a modo de islas. Cuando el arco frontal y el arco remanente se han separado totalmente, los flancos de cada uno enfrentan la cuenca de interarco como escarpas de fallas normales.

Los Detritos volcánoclasticos se derraman desde el arco frontal donde continúa el magmatismo. Los que habrán de enmascarar un flanco de la cuenca con una gruesa cubierta sedimentaria pero, en general, solamente pueden cubrir al arco remanente los sedimentos pelágicos. El interior

de la cuenca interarco será sede de una sedimentación pelágica, similar a la del océano abierto, a menos que la crucen, eventualmente, cuñas de turbiditas extendidas desde el arco frontal activo.

Se dan condiciones especiales cuando un lado de la cuenca interarco corresponde a un margen continental, como es el caso a lo largo de la costa Sikhote-Alin del Mar del Japón. La evolución de un margen de cuenca de ese tipo podría parecerse a la de un margen continental en rift más típico.

Un detalle significativo de su historia geológica que podría ser diferente, es que podría prevalecer un magmatismo orogénico de arco, a lo largo del emplazamiento del margen continental, hasta casi antes de su formación. Es el caso de Sikhote-Alin. Incluso el flanco este del Mar de Japón tiene cierta semejanza con un margen continental en rift, debido a que el arco japonés es un elemento crustal masivo. Allí, las Cuencas Neogenas falladas de considerable extensión, se desarrollan sobre corteza de espesor continental o de zona transicional. Contrariamente a la de márgenes continentales en rift, estas cuencas sufrieron una pronunciada deformación local de contracción en el comienzo de su historia.

En resumen, las partes interiores de las cuencas de interarco son similares a otras cuencas oceánicas nacientes, con la excepción tal vez de su relativa proximidad a fuentes de cenizas de transporte aéreo. Los flancos son estructuralmente similares a márgenes continentales en rift pero, por lo común, reciben mucho menos sedimento, excepto en casos especiales. El sedimento clásico, por lo general, es marcadamente menos maduro. Probablemente se registre primero un alto flujo térmico en la medida que el arco se separa, y la posibilidad de una prolongación del alto flujo térmico a lo largo del flanco posterior del arco frontal, donde también puede darse una deformación continua. No están claras todas las implicancias de estas condiciones para la génesis de hidrocarburos, pero puede suponerse que ellas favorecen una rápida maduración de los mismos. Sin embargo, se

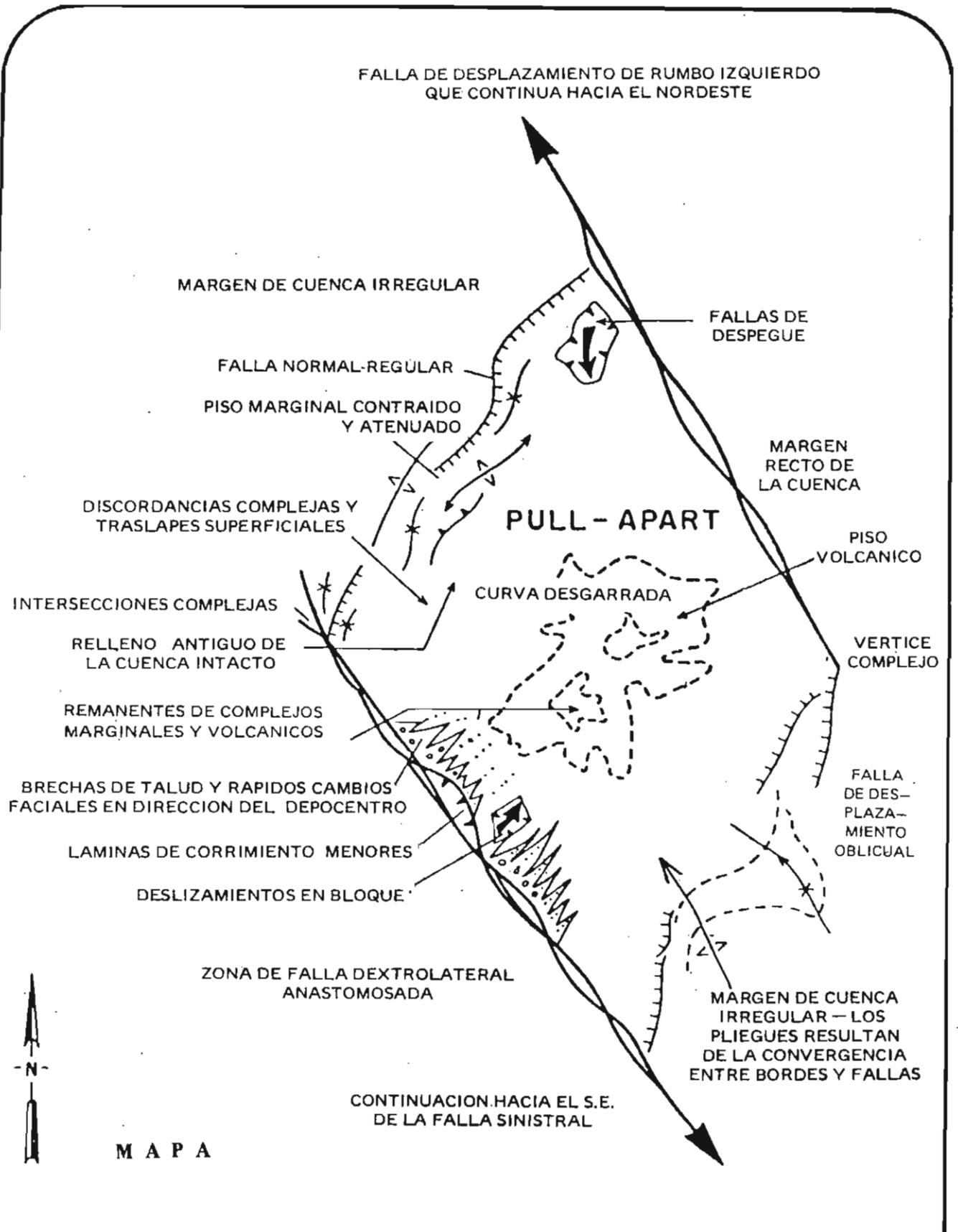
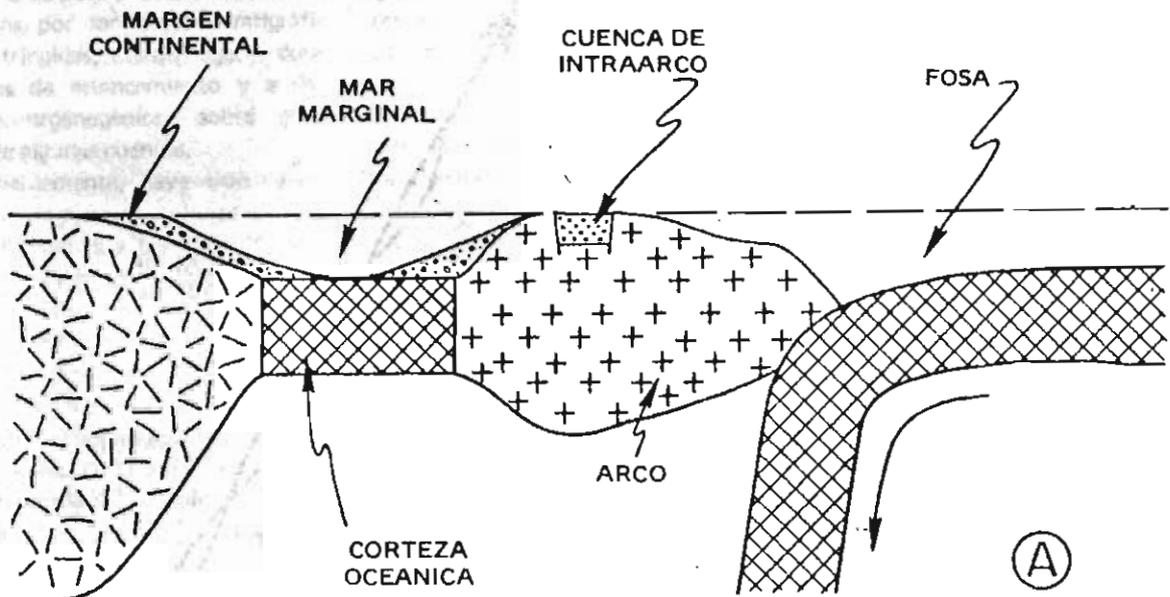
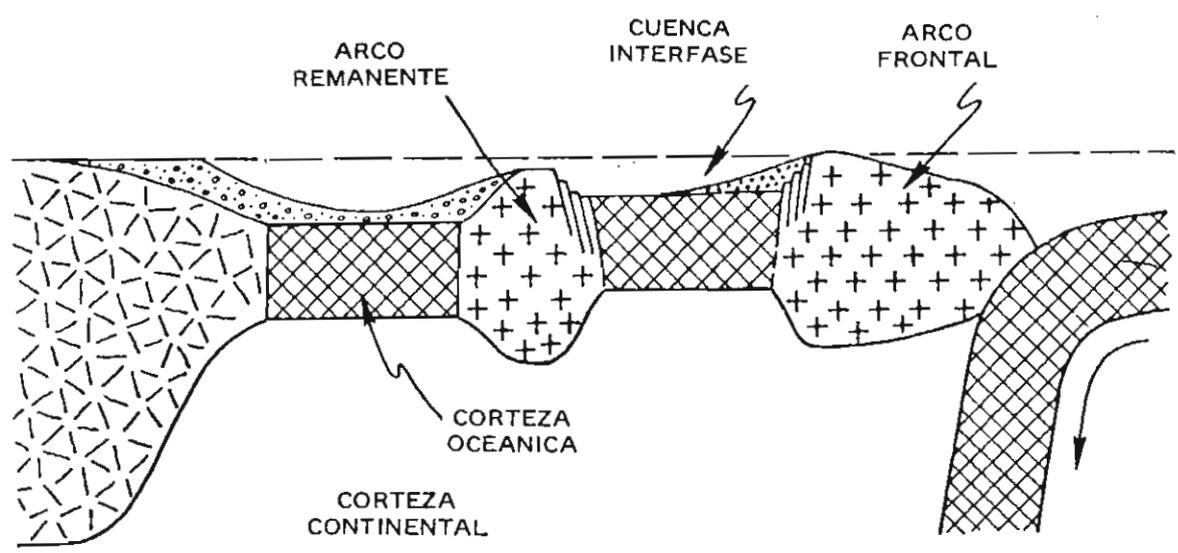


Fig. 19 - Mapa esquemático de una cuenca transtensional (de J. C. Crowell, 1974, origen de cuencas del Cenozoico tardío en el sur de California).



(A)



(B)

Fig. 20 - Diagramas esquemáticos que ilustran cuencas de interarco incipientes (arriba) y desarrolladas (abajo) vistas de perfil.

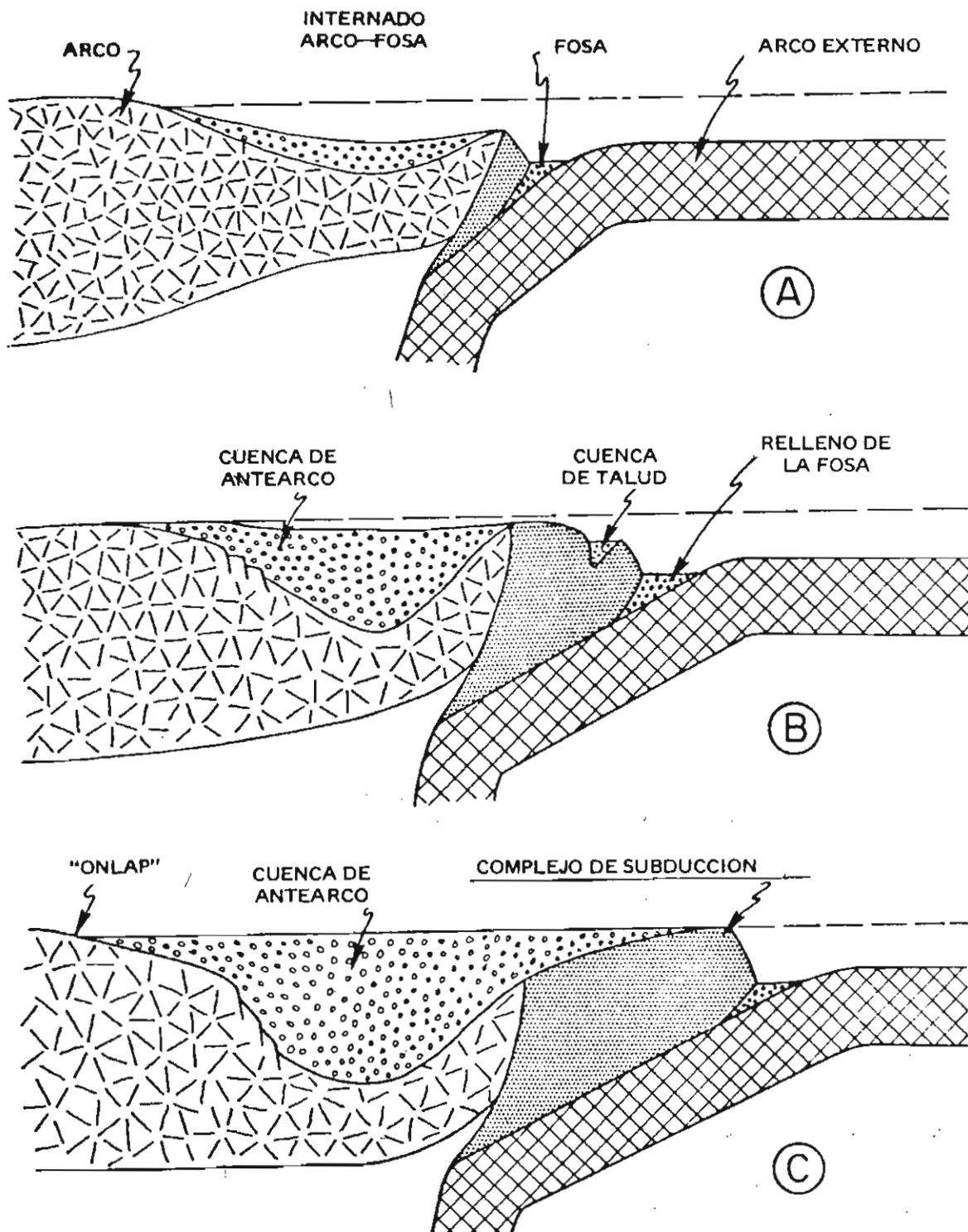


Fig. 21. Diagramas esquemáticos que ilustran la asociación de fosa oceánica, cuenca de talud y cuenca de antearco con complejo de subducción en ascenso. El tiempo corre de arriba abajo.

consideran improbables la presencia de gran volumen de rocas generadoras y de reservorios adecuados. Durante la orogénesis que da lugar a la clausura oceánica, las cuencas de interarco y los arcos intraoceánicos están severamente deformados y metamorfosados como partes integrales de los denominados terrenos eugeosinclinales, y consecuentemente, resultan totalmente carentes de interés para la exploración.

Cuando se inician arcos de islas en las áreas oceánicas, como sucede en las Aleutianas, la cuenca oceánica definida por detrás del arco es un mar marginal pero no es una cuenca interarco. Las Turbiditas volcánoclasticas desprendidas del nuevo arco pueden cubrir a los sedimentos oceánicos más antiguos del interior de la cuenca, así como delgadas cubiertas arquipelágicas se pueden diseminar desde las cadenas basálticas submarinas.

Prismas de subducción

Los conjuntos depositacionales que se relacionan a la acreción de los complejos de subducción tienen varios aspectos en común: a) el espesamiento crustal debido al telescopamiento tectónico tiende a contrarrestar la subsidencia vinculada con la extensión de las placas y al peso sedimentario; b) durante la evolución de la cuenca, prevalece un bajo flujo térmico asociado con subducción de litosfera fría; la totalidad de los perfiles transversales de las cuencas son asimétricos; d) la subsidencia flexural de la litosfera es significativa.

Hay dos rasgos de la cuenca difíciles de evaluar: a) la naturaleza del substratum en la faja situada entre las fosas y los arcos magmáticos, la cual está oculta por debajo de espesas cargas tanto sedimentarias como tectónicas, y en parte está en permanente cambio mientras sigue la subducción activa; b) la geometría original de las cuencas se modifica continuamente durante su evolución, por tectonismo concurrente, y es modificada más aún, antes de su afloramiento por deformación asociada a levantamiento, una vez que ha cesado la subducción.

Fosas oceánicas

Los rellenos sedimentarios de las fosas, donde se verifica la consumición de las placas no se mantienen intactos, sino que son incorporados como estratos severamente deformados en los complejos de subducción. La cresta morfológica del complejo de subducción, tectónicamente engrosado e isostáticamente levantado, se localiza en el talud de la fosa. La parte escarpada más interna del talud de la fosa representa, por lo tanto, la zona de subducción activa y el eje de la fosa es el frente de deformación. Los sedimentos acumulados a lo largo del piso de la fosa en cualquier tiempo dado, corresponden a un volumen fijo que representa el equilibrio dinámico entre la tasa de sedimentación y la tasa de subducción.

La profundidad de la fosa marina es debida, en primer lugar, a la flexión asociada a la consumición de la placa. Concomitantemente frente a la fosa, se produce una amplia convexidad del piso oceánico, a modo de un arco o abultamiento externo. El fallamiento normal, asociado con esta configuración, normalmente desplaza a las capas de sedimentos oceánicos de la subyacente, corteza igneamáfica, antes de su consumición debajo de la litosfera, en la zona de subducción. Las escarpas de fallas que se presentan sobre la suave pendiente externa de la fosa, atestiguan este mecanismo de deformación. Las turbiditas se depositan encima de las pelagitas oceánicas y otros sedimentos, provenientes de la corteza oceánica, transportados hasta la fosa por el movimiento de las placas. A medida que la litosfera oceánica se desplaza por debajo de la pendiente interna de la fosa, las capas de sedimentos acumulados en ella, tienden a ser infracorridos por debajo de los componentes más viejos del complejo de subducción, y simultáneamente pueden ser "rascados" de la lámina litosférica descendente.

Por lo tanto, el complejo de subducción es una configuración tectónica acrecionaria de inmensa complejidad estructural. Se han publicado perfiles de reflexión revela-

dores de fosas en las Bajas Antillas, América Central, Aleutianas, Japón y Sonda. Los rasgos mayores de la geometría interna parecen estar dominados por series de cuñas subtraslapadas, de estratos intensamente deformados, separados por zonas de sobrecorrimientos imbricados, que se unen hacia abajo en una superficie de despegue, ubicada en el techo de la placa descendente de la litosfera.

La superficie de despegue está aparentemente cerca de la zona comprendida entre los componentes ígneos y sedimentarios de la secuencia ofiolítica de la parte superior de la litosfera oceánica. Localmente, sin embargo, puede aparecer entre las pelagitas y los clásticos suprayacentes, o también puede penetrar los mantos ígneos. La imbricación interna del complejo de subducción resulta parcialmente heredada de los límites tectónicos establecidos, inicialmente, entre componentes infracorridos del complejo de subducción. Sin embargo, también parcialmente, la imbricación interna puede ser generada por fallamiento gravitacional tardío de la masa en crecimiento. A medida que el engrosamiento tectónico progresa por el apilamiento de los materiales deformados por debajo del lado del talud interno de la fosa, el movimiento de la placa litosférica, descendente en la parte inferior del talud, tiende a aumentar su pendiente por arrastre. La elevación del quiebre del talud de la fosa y el ángulo del talud interno, están controlados, por lo tanto, por la imbricación interna que ajusta la geometría general, a una configuración gravitacional estable. La carga tectónica del complejo de subducción puede también tender a profundizar la fosa por flexura de la placa.

Los materiales del complejo de subducción pueden ser de varios tipos. En el de estilo estructural, pueden incluir láminas de corrimiento intactas, paquetes de estratos plegados de manera isoclinal, capas totalmente dislocadas, y tectonitas de esquistos metamórficos. Los protolitos de estas unidades incluyen no sólo sedimentos de la fosa, sino también pelagitas oceánicas, turbiditas abisales y fragmentos de secuencias ofiolíticas. El complejo de sub-

ducción es más masivo y el talud de la fosa permanece más alto donde está presente la mayor cantidad de sedimentos sobre la placa oceánica que está siendo consumida. De ahí que el complejo de subducción sea paradójicamente más prominente donde la fosa está topográficamente más deprimida.

El registro geológico de la zona de subducción, tal como se presenta en el complejo de subducción, resultará de gran magnitud, si la placa oceánica es capaz de soportar espesas secuencias turbidíticas, o las tasas de sedimentación son capaces de conservar totalmente llena la fosa. Las fosas vacías dejan registros pequeños.

Cuencas de talud

En la zona de subducción activa, situada a lo largo del talud interno de una fosa, el afloramiento de sobrecorrimiento o de pliegues en crecimiento pueden dar lugar a pequeñas depresiones, donde es posible que se acumulen modestos espesores de depósitos del talud. El sustrato estará constituido por el mismo complejo de subducción deformado, antes que la típica secuencia otolítica, sobre la cual se depositan los sedimentos de las fosas. Si el talud de la fosa es visto como una cinta transportadora defectuosa, intentando levantar los sedimentos deformados desde el fondo hacia el quiebre del talud de la fosa, entonces las cuencas de talud pueden ser consideradas como un sector en que los sedimentos se adicionan por dicho mecanismo.

La historia de las cuencas de talud no se halla aún bien conocida, pero si la deformación es continua, probablemente sean distocadas muy rápidamente y posteriormente agregadas al complejo de subducción. Aunque están limitadas por contactos tectónicos dentro del complejo, pueden mostrar menos deformación interna que los depósitos de fosa, sea ésta por plegamiento isoclinal o por cizallamiento. Sin embargo, aparentemente hay casos, como el del noroeste del Pacífico actual, donde los regímenes de sedimentación son tan altos, en relación con la tasa de subducción, que se pueden cons-

truir complejos abanicos submarinos y depósitos de talud asociados por sobre la superficie del complejo de subducción y extenderse a través de la zona de subducción. La fosa entonces no existe o, si se prefiere, está repleta. En esos casos, cualquier distinción entre relleno de fosa y depósitos de talud en el complejo de subducción resultante casi no tendría sentido. El grado general de dislocación estructural sería menor, presumiblemente, que en el resto de los casos comunes.

Independientemente de los detalles de su evolución, los complejos de subducción, aparecerán como cuencas sin interés para la exploración de hidrocarburos. Aun cuando pueden darse capas generadoras, ricas en materia orgánica en los depósitos de talud, la combinación de una deformación intensa, malas condiciones de reservorio, interrupción de las posibles vías de migración por dislocación estructural y el escaso flujo térmico resultan factores que desalientan la búsqueda de hidrocarburos.

Cuencas de Antearco

Las cuencas de antearco pueden ser tenidas en cuenta como una variedad de cuenca de talud, pero se las tratará separadamente porque aparecen en sistemas de arco-fosa entre el quiebre del talud de la fosa y el frente magmático del arco. Por lo tanto, están situadas fuera de la zona activa de subducción y, por lo tanto, no sufren la intensa deformación plegante, característica del complejo de subducción. Tampoco experimentan el magmatismo y metamorfismo característico de los terrenos del arco magmático. Un buen ejemplo de ello es la espesa secuencia del Mesozoico tardío, del Great Valley, depositado en California entre el complejo de subducción de edad Franciscana y la faja batolítica de la Sierra Nevada.

Hacia el lado del arco, de una cuenca de antearco, los sedimentos trasladan deposicionalmente por sobre rocas ígneas y metamórficas, erosionadas a lo largo del flanco del arco magmático. Durante la evolución de una cuenca de prearco, hay comúnmente un avance progresivo

de depósitos transgresivos a través de los terrenos del arco erosionado, debido a que la posición del cinturón magmático tiende a retirarse con el tiempo. Este efecto es parcialmente contrarrestado, por movimientos de un sistema de fallas que, comúnmente, se instala a lo largo del flanco de la estructura en arco, de tal manera, empuja hacia abajo el margen de la cuenca.

Hacia el lado de la fosa, en una cuenca de antearco, el borde de la cuenca también tiene tendencia a alejarse de manera gradual desde su centro, a medida que crece el complejo acrecionario de subducción y, concurrentemente, migra la posición del talud de la fosa. El flanco de la cuenca en el quiebre del talud de la fosa está definido tectónicamente, esencialmente como el borde de la zona de subducción activa. Los sedimentos depositados más allá del quiebre del talud de la fosa, son incorporados al complejo de subducción por deformación, fenómeno que es esencialmente concurrente con la sedimentación. A medida que el flanco de la cuenca del prearco transgrede sobre el creciente complejo de subducción, el contacto basal de la secuencia no deformada y el complejo de subducción puede no desarrollarse como una simple discordancia, sino más bien como una zona de dislocación tectónica que transgrede las líneas de tiempo, y que puede mapearse como una zona de corrimientos.

El sustrato, situado por debajo del centro de una cuenca de antearco, está compuesto por rocas más antiguas que las que integran tanto el complejo de subducción como el arco magmático. En los casos más típicos, el fondo de una cuenca de retroarco puede desarrollarse en la interfase continental-oceánica y, por ello, enmascara la transición desde el basamento continental al oceánico, el que está heredado de un tiempo anterior al establecimiento del sistema de arco-fosa.

Donde las cuencas de antearco son más espesas, el sustrato probablemente sea corteza oceánica. Las cuencas paleozoicas de antearco en Nueva Zelanda, la de antearco Mesozoica de California, y la cuenca Cenozoica de Burma están ubicadas

deposicionalmente sobre secuencias ofiolíticas, dispuestas a lo largo de sus flancos oceánicos.

Las cuencas de antearco se hallan, por lo común, dispuestas a lo largo y paralelamente a la orientación del sistema de arco-fosa, pero pueden presentarse, en ocasiones, configuraciones situadas a lo largo del espacio entre el arco y la fosa. En efecto, el sedimento en una cuenca de retroarco es acumulado por detrás del umbral que forma el quiebre del talud de la fosa. La cantidad que puede acumularse probablemente se halle controlada por el espesamiento local de la corteza, en el espacio entre el arco y la fosa. La expansión progresiva de una cuenca de antearco, a través de los flancos del arco adyacente y del complejo de subducción, puede ser facilitada por la notable flexión hacia abajo de la litosfera, en respuesta a la sobrecarga ejercida por los sedimentos de la cuenca de antearco.

Las facies sedimentarias que aparecen en las cuencas de retroarco son altamente variables, dependen, en parte, de la altura del umbral de la cuenca, en el quiebre del talud de la fosa y, también, de la tasa de sedimentación en la cuenca, en relación con la tasa de levantamiento tectónico del quiebre del talud. La configuración del terreno en los espacios entre el arco y la fosa incluyen tramos montañosos de gran altura, tierras bajas, plataformas marinas, terrazas marinas profundas y también artesas marinas profundas. Los sedimentos de la cuenca de antearco incluyen, de esa manera, complejos fluviodeltaicos y asociaciones costeras, depósitos de plataforma y de talud, planicies de cuencas "hambreadas" y asociaciones de abanicos submarinos, en proporciones muy variables. El sedimento clástico es, por lo general, inmaduro y los carbonatos son raros.

Aun cuando hay buenas posibilidades para la deposición de capas generadoras, ricas en materia orgánica, sobre los taludes marinos y en las depresiones marinas del umbral, el flujo térmico es anormalmente bajo y los procesos de maduración pueden ser muy lentos. El alto flujo térmico, asociado con los arcos magmático aparentemente no

está presente hasta bastante más allá del frente magmático. Las asociaciones de minerales diagenéticos y las ediciones de reflectividad de la vitrinita en los detritos orgánicos en las cuencas antiguas del antearco de Nueva Zelanda y California, indican la existencia de gradientes geotérmicos, tan bajos como los de complejos de subducción adyacentes.

Las estructuras en las cuencas de antearco incluyen algunos pliegues y fallas que aparentemente reflejan una deformación simultánea con la sedimentación. Ambas están relacionadas con deformación compresiva cerca de la faja de dislocación adyacente al complejo de subducción y con deformación extensional, cerca del sistema de fallas que delimitan la estructura en arco.

Lo que es común en las cuencas de antearco es que el progresivo basculamiento regional produce una rampa desde el complejo de subducción elevado hacia la zona fallada del arco magmático. Sin embargo, las estructuras mayores están asociadas con el levantamiento posterior del complejo de subducción, tal vez, por el reajuste isostático al finalizar los efectos geodinámicos de la consumición de la placa. En ese momento, el flanco de la cuenca de antearco, estructuralmente encima del complejo de subducción es basculado fuertemente hacia abajo y erosionado. La parte remanente de la cuenca de antearco permanece entonces dentro de un sinclinal regional fuertemente asimétrico con su flanco más suave que se amolda sobre el flanco del arco. Las vías de migración regionales se establecen por lo general en dirección del borde de la fosa, durante la sedimentación, pero después aparecen trayectorias de migración pendiente arriba, dirigidas hacia el lado de la cuenca adyacente al arco.

Cuencas del antepaís

Las cuencas deposicionales a lo largo de flancos de cinturones orogénicos tienen varios aspectos en común: a) la carga tectónica de las fajas de sobrecorrimiento adyacentes a las cuencas contribuyen a su subsiden-

cia flexural, b) los perfiles transversales de las cuencas son fuertemente asimétricos; c) los flancos orogénicos de las cuencas sufren deformación durante su evolución; y d) los flancos cratónicos de las cuencas se confunden gradualmente con las secuencias de plataforma. Dos de las configuraciones principales de las cuencas son difíciles de evaluar; a) la relativa importancia de los diferentes mecanismos de subsidencia; b) los gradientes geotérmicos que prevalecen en diferentes partes de las cuencas durante su evolución.

Las isopacas indican que el substratum de todas las cuencas pericratónicas de antepaís se inclina hacia la faja orogénica durante la deposición, pero las líneas de contorno estructural indican que el desarrollo posterior de la estructura puede indicar el sustrato, en dirección opuesta a la faja orogénica. Los elementos megatectónicos subyacentes incluyen, por lo común, el margen del cratón y parte de un prisma miogeoclinal más antiguo que la cuenca de antearco. Las cuencas de antepaís compuestas pueden reflejar los efectos netos de sucesivos episodios orogénicos, a lo largo de un margen continental. Por ejemplo, en la cuenca de los Apalaches, se presentan cuñas clásticas aisladas, asignables a las orogenias: Tacónica, Acadica y Alleghaniana. En esos casos, tanto los componentes periféricos como los del retroarco, tal como fueron aquí descritos, pueden estar presentes al mismo tiempo que en la cuenca de antepaís compuesta. La distinción entre los dos tipos de componentes dependerá del conocimiento sobre las posiciones relativas de las fajas batolíticas y ofiolíticas que, en diferentes edades, se intruyeron en el orógeno cercano.

Cuencas Periféricas

Las cuencas periféricas de antepaís son las clásicas cuencas del mismo nombre, desarrolladas a lo largo de fajas de sutura crustal, donde los márgenes continentales fueron arrastrados hacia complejos de subducción, luego de haberse consumido la corteza oceánica interviniente. La cuenca de antepaís está formada sobre el bloque continental,

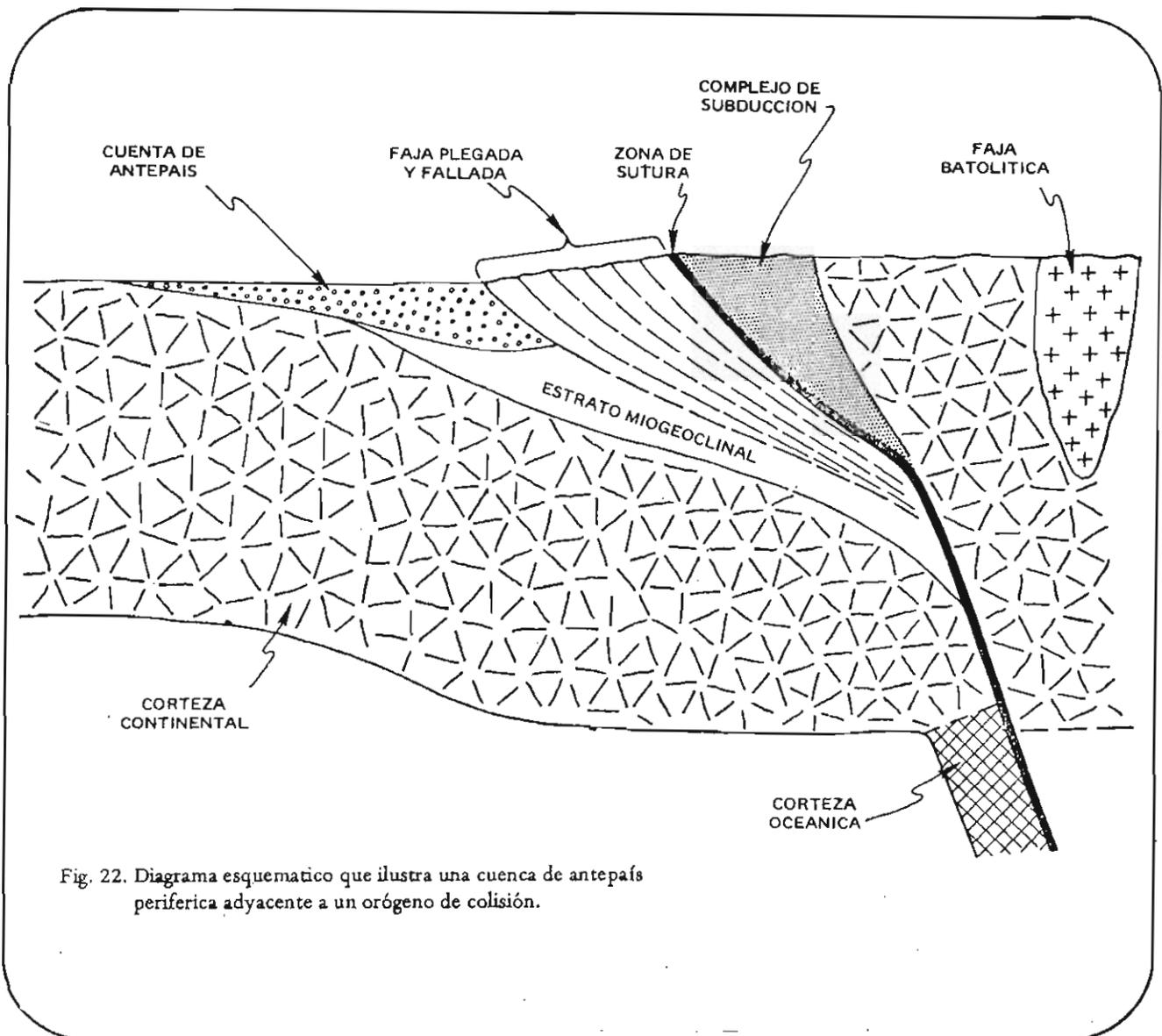


Fig. 22. Diagrama esquemático que ilustra una cuenca de antepaís periférica adyacente a un orógeno de colisión.

a medida que éste se va inclinando hacia la zona de subducción. Algunos ejemplos los constituyen las cuencas de Arkoma y Fort Worth, adyacentes a la faja orogénica de Ouachita. (Fig. 22)

La subsidencia flexural en las cuencas periféricas puede tener dos causas, cuya importancia relativa no es bien clara. En primer lugar, es posible que la flexión se asocie directamente con la consumición de la placa; un ejemplo de ello sería el sector donde el borde norte de la plataforma continental de Australia, está ahora inclinado hacia abajo, cerca de Timor, a lo largo del sistema arco-fosa de Sonda. Segundo, cuando el borde del continente se halla infracorrido, debajo de la faja plegada de un complejo de subducción, la carga tectónica puede inducir una flexión

adicional. Una carga tectónica de ese tipo puede haber sido responsable de la subsidencia en la cuenca de Arkoma, cuando la secuencia sobrecorrida de Ouachita fue transportada hacia el flanco septentrional, por sobre el borde de la plataforma de Oklahoma.

Los pliegues y corrimientos que se presentan a lo largo del margen orogénico de las cuencas periféricas, definen un margen estructural en evolución. Las fallas normales en posiciones análogas a las que constituyen los taludes exteriores de las fosas, pueden aparecer sobre el lado del cratón. Los sedimentos clásticos pueden ingresar a la cuenca por cualquiera de los dos lados, aun cuando las cuñas clásticas más prominentes provienen generalmente del flanco orogénico. Aun cuando a veces pueden depositarse turbiditas, los complejos fluvio-

deltaicos son más comunes. El transporte de los sedimentos puede ser localmente tanto transversal como longitudinal. La proporción de capas generadoras marinas y no marinas, depende de las relaciones entre las tasas de subsidencia y la de sedimentación. Las capas generadoras pueden ser abundantes en coincidencia con las depresiones marinas, o bien estar prácticamente ausentes, donde la sección se halla compuesta enteramente por clásticos terrígenos.

El hecho de que los prismas miogeoclinales más antiguos estén soterrados por debajo de sedimentos de antepaís es una circunstancia crítica en el desarrollo de las cuencas periféricas. Los prismas miogeoclinales soportan a los bordes de los bloques continentales como los amortiguadores de un automóvil.

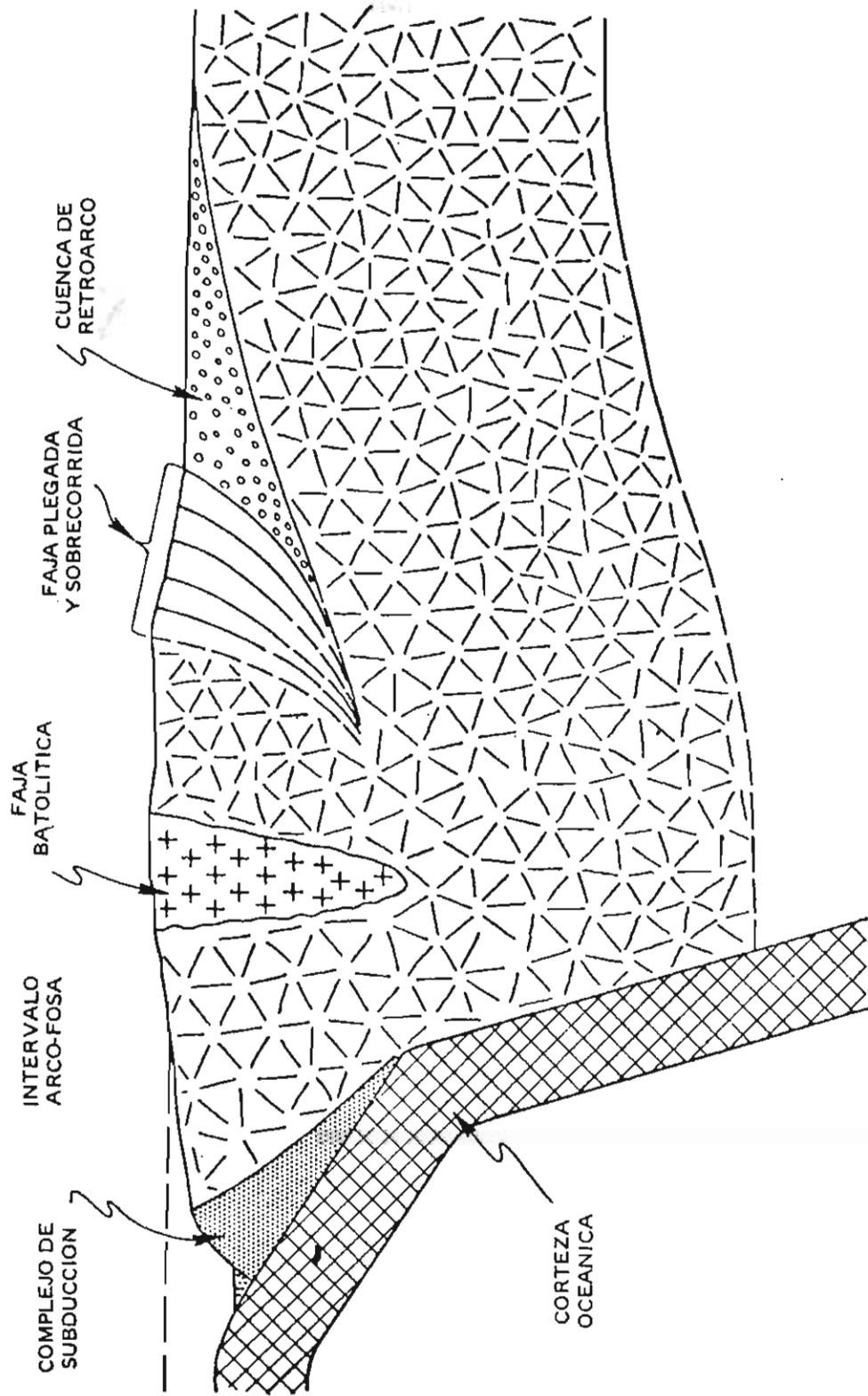


Fig. 23. Diagrama esquemático que ilustra cuenca de retroarco de antepaís vista de perfil.

Cuando se produce una colisión crustal, el prisma sedimentario marginal es arrastrado primero hacia la zona de subducción. Los estratos del prisma son fuertemente inclinados hacia el flanco del complejo de subducción y son cubiertos por las cuencas periféricas. En un prisma miogeoclinal basculado de ese tipo, así como en la cuenca de antepaís asimétrica subyacente, las vías de migración son, por lo general, buzamiento arriba, hasta más allá del flanco de la faja orogénica. Se produce una fuerte tendencia a la migración, debida a la carga tectónica y sedimentaria, las que obviamente aumentan con la profundidad. Argumenté en otra parte que la destacada productividad del antepaís periférico del Golfo Pérsico, podría reflejar esas condiciones. En esa región, un inmenso prisma sedimentario de margen de rift mesozoico, dispuesto a lo largo del borde de la Plataforma Árabe fue empujado contra la faja de sutura de Zagros y cubierto por una cuenca de antepaís terciaria.

Tanto las rocas del Mesozoico como las del Terciario son muy productivas de trampas estratigráficas, situadas a lo largo del suave flanco del antepaís de la cuenca, así también en los pliegues del flanco orogénico. La deformación es suficiente, sin embargo, para imponer una estructuración interesante, aun sin haber afectado a todos los estratos marinos. Si la sutura se produce muy lejos del orógeno de colisión, se destruyen las condiciones favorables para la concentración de hidrocarburos por la intensa deformación y metamorfismo. Las condiciones son óptimas, mientras las vías de migración se mantengan buzamiento arriba, lejos de las zonas de subducción.

Cuencas de retroarco

Las cuencas de retroarco sobre el antepaís, aparecen por detrás de los arcos magmáticos del margen continental. Su relación con los sistemas de arco-fosa se confirma por el paralelismo general que mantienen con el complejo de fosa o subducción, la cadena volcánica o la faja batolítica así como la cuenca de antepaís.

Las cuencas subandinas del Cenozoico del este de los Andes y las del Cretácico marino de las Montañas Rocallosas al este de la faja batolítica mesozoica, son ejemplos sobresalientes de cuencas de retroarco en el antepaís. La gran extensión de la subsidencia en la cuenca del Cretácico, indica que aproximadamente la mitad de un bloque continental puede ser directamente afectado por las interacciones entre placas en un sistema de arco fosa de un margen continental.

La subsidencia flexural en las cuencas de retroarco se debe probablemente y, en gran parte, al resultado de la carga tectónica en la faja plegada y corrida, aun cuando se produzca allí una cantidad de subducción limitada. Tales fajas plegadas, sobrecorridas aparentemente, se desarrollan cuando la litosfera es térmicamente debilitada a lo largo del arco volcánico y acomoda su movimiento de contracción en la medida que la porción de litosfera detrás del arco se comprime contra la circunscripta en el sistema arco-fosa. Las cuencas de retroarco y las fajas plegadas y sobrecorridas reflejan, de ese modo, la cinemática general actuante a través de la estructura del arco, la que es opuesta a las que se provocan en las cuencas de interarco y rifts de retroarco. Las fajas plegadas y sobrecorridas del antepaís presumiblemente se desarrollan donde, en el borde del cratón todavía rígido, se produce el infracorrimiento del flanco posterior del arco. El despegue arranca los estratos de un prisma miogeoclinal más viejo a lo largo del margen continental y los apila en láminas sobrecorridas. Las partes del flanco de la cuenca de retroarco también quedan eventualmente incluidas en la deformación.

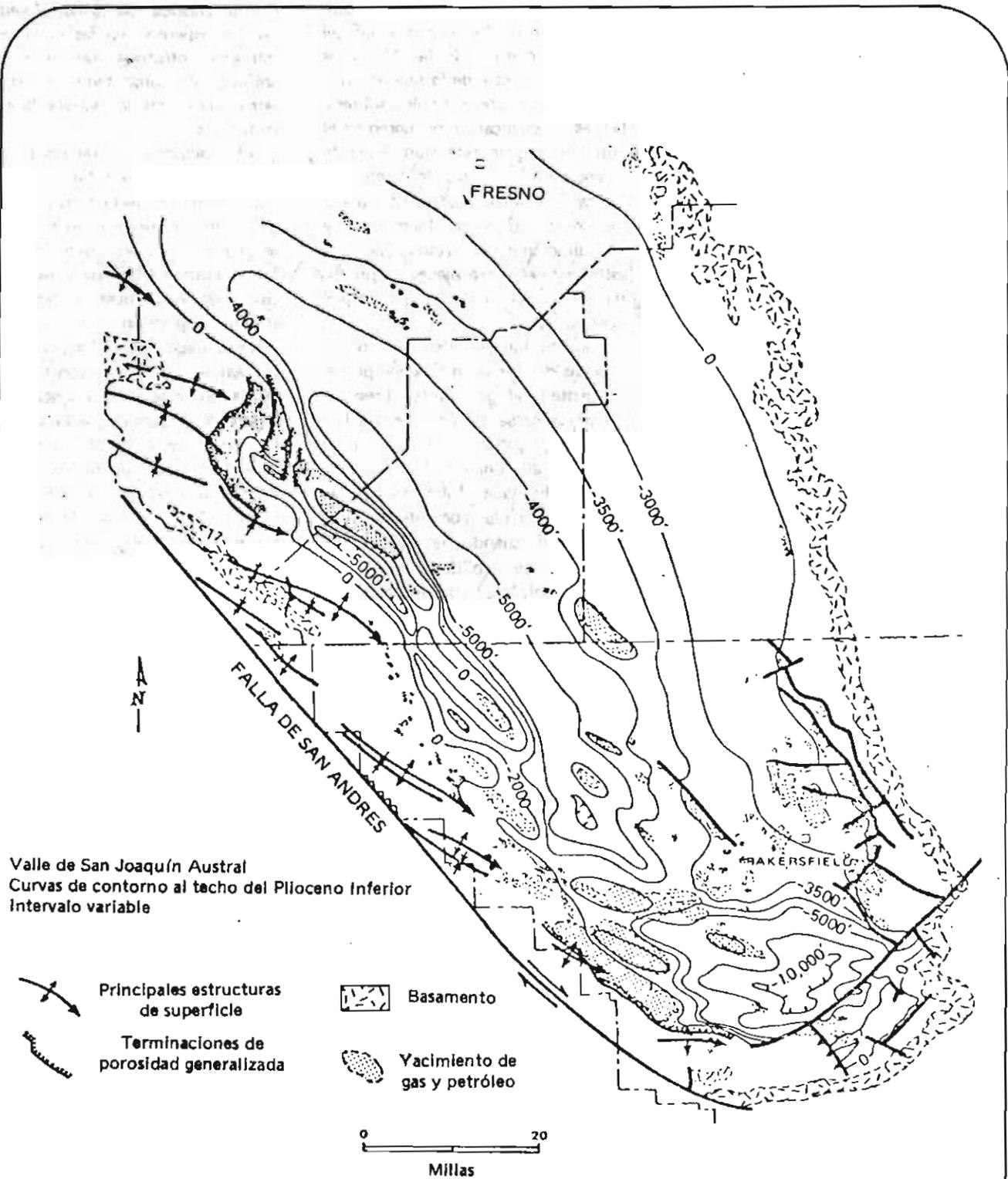
Los complejos fluviodeltaicos, provenientes principalmente del flanco orogénico, pero también en parte del flanco cratónico, son tal vez los estratos más característicos de las cuencas de retroarco. También resultan comunes los depósitos marinos de escasa profundidad y son raros los estratos marinos profundos. Las capas generadoras pueden ser comunes, donde existan depresiones marinas de umbral —o bien, puedan existir—, donde la sección es total-

mente clástica terrígena. Además, pueden esperarse en las cuencas de retroarco, efectivas trampas estratigráficas, así como también trampas estructurales en las suaves flexuras tectónicas.

El basculamiento de los prismas miogeoclinales más antiguos, por debajo de las cuencas de retroarco, puede tener una fuerte influencia sobre la migración y concentración de los hidrocarburos, similares a las condiciones de las cuencas periféricas. La migración pudo no haber sido tan forzada, dado que no habría sido tan pronunciada la inclinación y el peso de la sobrecarga. Sin embargo, el mayor flujo térmico, a lo largo del flanco posterior del arco orogénico, puede promover la maduración térmica. Las asociaciones de minerales metamórficos en la llamada faja infraestructural, definida entre la faja batolítica y la faja plegada y sobrecorrida, así como las reflectividades de la vitrinita de los detritos orgánicos en las cuencas de retroarco, sugieren un alto flujo térmico en el orógeno y, asimismo, las isotermas inclinadas, a través de la región de la faja plegada y sobrecorrida. Se puede admitir que, un frente térmico móvil, así como una carga creciente y un basculamiento progresivo, pueden contribuir a la migración pendiente arriba en la cuenca de retroarco y también en partes del prisma miogeoclinal más antiguo situado debajo de ella.

Antepaíses fragmentados

Tanto las cuencas periféricas como las de retroarco han sido analizadas en términos de arcos deprimidos asimétricos con fondos amplios y generalmente suaves. Esas configuraciones son comunes, sólo presentan ondulaciones muy suaves, alterando su continuidad y confirmando la integridad general de las placas de la litosfera. Sin embargo, en algunos conjuntos de antepaís como la faja de los Laramides, los solevantamientos de basamento y las cuencas locales delimitadas por fallas reflejan la importancia del basamento en la deformación del antepaís. No se comprenden totalmente las condiciones que promueven este tipo de conducta. Cuando la faja plegada y sobrecorrida está constituida por delgadas secuencias



(Según Hoots, Bear, y Klempell, 1954)

Fig. 24. Mapa esquemático de formaciones plegadas por desgarres transpresionales de Wilcox, R.E., T.P. Harding, y D.R. Seeley, 1973, Basic Wrench tectonics: Am Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 57 p. 74-96.

de plataforma, en lugar de potentes sucesiones de miogeoclinal, la tendencia al despegue puede desaparecer, aumentando así la posibilidad de involucrar en la deformación al basamento, más aún cuando en la región del antepaís se presenten rasgos crustales preexistentes, tales como aulacógenos. La reactivación de las viejas líneas de fallas puede también favorecer al desarrollo de levantamiento en bloque y a la generación de depresiones locales confinadas, en lugar de cuencas amplias y continuas.

En las regiones del antepaís fragmentado, prevalecen condiciones muy heterogéneas y con los datos ahora disponibles sólo se pueden formular escasas generalizaciones. Las capas generadoras pueden darse en las cuencas marinas de umbral o incluso en depósitos no marinos de tipo "sabkha". Pueden darse estructuras locales de "pull-apart" o de desplazamientos de rumbo, o ambas, si en el interior de la región se desarrollan movimientos del tipo transforme. El tipo de cuencas individuales en la misma región de antepaís puede tener muchas variantes.

Otras cuencas

Hay otros dos tipos de cuencas vinculadas con la convergencia de las placas, no necesariamente en configuraciones estrictamente orogénicas. A lo largo de las cuencas transpresivas, se dan sistemas de transformes complejos, en tanto que las cuencas de océanos remanentes se sitúan a lo

largo del rumbo tectónico de las fajas de sutura relacionadas con orógenos de colisión.

Cuencas de transpresión

Cuando la componente del movimiento entre placas a lo largo de una transforme es convergente, pueden desarrollarse pliegues de desgarre en "echelon", a lo largo de los márgenes de las placas involucradas. Los pliegues del Cenozoico superior de las Montañas de la Costa de California Central, inmediatas a la falla de San Andrés, son ejemplos de tales rasgos. Los sinclinales principales forman cuencas locales con depósitos continentales. Más significativo, quizás, es el espesamiento tectónico logrado por la formación de la faja de pliegues escalonados. La faja plegada representa, especialmente donde la compresión es suficiente para generar corrimientos, una sobrecarga tectónica que puede ser suficiente para deprimir una cuenca similar a la del antepaís, a lo largo de la faja plegada, más allá de la transforme. (Fig. 24)

Océanos remanentes

Durante el desarrollo secuencial de un orógeno de colisión, los sedimentos de las tierras altas se acumulan no sólo en las cuencas de antepaís, adyacentes, sino también longitudinalmente en las cuencas oceánicas remanentes. Los inmensos volúmenes del Delta del Ganges y del abanico de la Bahía de Bengala, a lo lar-

go del rumbo tectónico de los Himalayas, son ejemplos modernos de este fenómeno. Las turbiditas de este origen pueden corresponder, en gran parte, al llamado Flysch orogénico de las fajas orogénicas clásicas. Ese flysch es acumulado sobre sedimentos oceánicos más antiguos, en una cuenca oceánica que fue previamente "hambreada", antes de la colisión crustal que sutura cada uno de los segmentos del océano remanente restringido. La clausura es acompañada por orogenia, a medida que el potente flysch se deforma en un complejo de subducción. La molasa postorogénica subsecuente está representada por complejos fluviodeltaicos que forman una facies diacrónica, la cual estará más desarrollada en la región de transición entre el orógeno de colisión, completamente concluido, y la cuenca oceánica remanente.

Tanto el flysch como la molasa son vistos en consecuencia, como facies que transgreden las líneas de tiempo, cuyas edades varían en orden secuencial a lo largo del rumbo en la faja orogénica. La molasa siempre sucede al flysch y los eventos orogénicos están comprendidos entre sus respectivos tiempos de deposición.

Entre las cuencas de océano remanente de pre-colisión y las cuencas de antepaís periféricas posteriores a la colisión, deben existir configuraciones de transición, en especial, las primeras etapas de la colisión, o sea, cuando la subducción de un margen continental recién comienza.

BIBLIOGRAFIA

General

- Mitchell, A. H. and H. G. Reading, 1969, Continental margins, geosynclines, and ocean-floor spreading: *Jour. Geology*, v. 77, p. 629-646.
- Dewey, J.F. and J.M. Bird, 1970, Plate tectonics and geosynclines: *Tectonophysics*, v. 10, p. 625-638.
- Dickinson, W.R., 1971, Plate tectonic models of geosynclines: *Earth and Planet. Sci. Lettrs.*, v. 10, p. 165-174.
- Halbouty, M.T., R.E. King, H.D. Klemme, R.H. Dott, Sr., and A.A. Meyerhoff, 1970, Factors affecting formation of giant oil and gas fields, and basin classification. In Halbouty, M.T. (ed.), *Geology of giant petroleum fields*: Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem. 14, p. 528-540.
- North, F.K., 1971, Characteristics of oil provinces; a study for students: *Bull. Can. Petroleum Geology*, v. 19, p. 601-658.
- Dickinson, W.R., 1974, Plate tectonics and sedimentation, in Dickinson, W.R. (ed.), *Tectonics and sedimentation*: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Special Pub. No. 22, p. 1-27.
- Klemme, H.D., 1975, Giant oil fields related to their geologic setting; a possible guide to exploration: *Bull. Can. Petroleum Geology*, v. 23, p. 30-66.
- Dickinson, W.R., 1974, Subduction and oil migration: *Geology*, v. 2, p. 421-424.
- ### Rift Valleys
- Klein, G. de V., 1969, Deposition of Triassic sedimentary rocks in separate basins, eastern North America: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 80, p. 1825-1832.
- Baker, B.H., P.A. Mohr, and L.A.J. Williams, 1972, Geology of the eastern rift system of Africa: *Geol. Soc. America Special Paper* 136, 67 p.
- Bishop, W.W. and M.H.L. Pickford, 1975, Geology, fauna, and palaeo-environments of the Ngorora Formation, Kenya, rift valley: *Nature*, v. 254, p. 185.
- Chapin, C.E. and W.R. Seager, 1975, Evolution of the Rio Grande rift in the Socorro and Las Cruces areas: *N. Mex. Geol. Soc. 26 th Field Guidebook*, p. 297-321.
- ### Rifted Basins
- Brink, A.H., 1974, Petroleum geology of Gabon Basin: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 58, p. 216-235.
- Whiteman, A., D. Naylor, R. Pegrum, and G. Rees, 1975, North Sea troughs and plate tectonics: *Tectonophysics*, v. 26, p. 39-54.
- Ziegler, P.A., 1975, Geologic evolution of North Sea and its tectonic framework: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 59, p. 1073-1097.
- Ballard, R.D. and E. Uchupi, 1975, Triassic rift structure in Gulf of Maine: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 59, p. 1041-1072.
- ### Rifted Margins
- Sleep, N.H., 1971, Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental breakup: *Geophys. Jour. Roy. Astronom. Soc.*, v. 25, p. 325-350.
- Schneider, E.D., 1972, Sedimentary evolution of rifted continental margins: *Geol. Soc. America Mem.* 132, p. 109-118.
- Falvey, D.A., 1974, The development of continental margins in plate tectonic theory: *Austral. Petroleum Exploration Assoc. Jour.*, p. 95-106.
- Rona, P. A., 1974, Subsidence of Atlantic continental margins: *Tectonophysics*, v. 22, p. 283-299.
- ### Continental Separations
- Scrutton, R.A., 1973, The age relationship of igneous activity and continental break up: *Geol. Mag.*, v. 110, p. 227-234.
- Hutchinson, R.W. and G.G. Engels, 1972, Tectonic evolution in the southern Red Sea and its possible significance to older rifted continental margins: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 83, p. 2989-3002.
- Talwani, M. and O. Eldholm, 1973, Boundary between continental and oceanic crust at the margin of rifted continents: *Nature*, v. 241, p. 325-330.
- Barbieri, F.E., Bonatti, G. Marinelli, and J. Varet, 1974, Transverse tectonics during the split of a continent; data from the Afar rift: *Tectonophysics*, v. 23, p. 17-29.
- ### Protoceanic Gulfs
- Lowell, J.F. and G.H. Genik, 1972, Sea-floor spreading and structural evolution of southern Red Sea: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 56, p. 247-259.
- Pautot, G., J.M. Auzende, and X. le Pichon, 1970, Continuous deep sea salt layer along North Atlantic margins related to early phase of rifting: *Nature*, v. 227, p. 351-354.
- Pautot, G., V. Renard, J. Daniel, and J. Dupont, 1973, Morphology, limits, origin, and age of salt layer along South Atlantic African margin: *Am. Assoc. Petroleum Geologists*, v. 57, p. 1658-1671.
- Kinsman, D.J.J., 1975, Salt floors to geosynclines: *Nature*, v. 255, p. 375-378.
- Elders, W.A., R.W. Rex, T. Meidav, P. T. Robinson, and S. Biehler, 1972, Crustal spreading in southern California: *Science*, v. 178, p. 15-24.
- Moore, D.G., 1973, Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 84, p. 1883-1906.
- Meckel, L.D., 1973, Recent sediment distribution in the Colorado delta area, northern Gulf of California: *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, v. 23, p. 27-29.
- Van Andel, Tj. H., 1964, Recent marine sediments of Gulf of California, p. 216-310 in Van Andel, Tj. H. and G.G. Shor, Jr., *Marine Geology of the Gulf of California*: Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem. 3, 408 p.
- ### Marginal Prisms
- Dietz, R.R., 1963, Wave-base, marine profile of equilibrium, and wavebuilt terraces: a critical appraisal: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 74, p. 971-990.
- Walcott, R.E., 1972, Gravity, flexure, and the growth of sedimentary basins at a continental edge: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 83, p. 1845-1848.
- Rona, P.A., 1970, Comparison of continental margins of eastern North America at Cape Hatteras and northwestern Africa at Cap Blanc: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 54, p. 129-157. (See also discussions, v. 54, p. 2214-2218, 1970).
- Stewart, T.H. and Poole, F.G., 1974, lower Paleozoic and uppermost Precambrian Cordilleran miogeocline, Great Basin, western United States; in Dickinson, W.R. (ed.), *Tectonics and sedimentation*: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Special Pub. No. 22, p. 28-57.
- Kraft, J.C., R.E. Sheridan, and M. Maisano, 1971, Time-stratigraphic units and petroleum entrapment models in Baltimore Canyon basin of Atlantic continental margin geosyncline: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 55, p. 658-679.
- Emery, K.O., E. Uchupi, J.D. Phillips, C.O. Bowin, E.T. Bunce, and S.T. Knott, 1970, Continental rise off eastern North America: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 54, p. 44-108.
- Worzel, J.L. and J.S. Watkins, 1973, Evolution of the northern, Gulf Coast deduced from geophysical data: *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, v. 23, p. 84-91.
- Jones, P.H. and R. H. Wallace, Jr., 1974, Hydrogeologic aspects of structural deformation in the northern Gulf of Mexico basin: *U.S. Geol. Survey Jour. Research*, v. 2, p. 511-518.
- ### Marginal Aulacogens
- Burke, K., T.F.J. Dessauvage, and A.J. Whiteman, 1971, Opening of the Gulf of Guinea and geological history of the Benue Depression and Niger Delta: *Nature Phys. Sci.*, v. 233, p. 51-55.
- Francheteau, J. and X. Le Pichon, 1972, Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic Ocean: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 56, p. 991-1007.
- Hoffman, P., J.F. Dewey, and K. Burke, 1974, Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada, in Dott, R.H., Jr., (ed.), *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub. No. 19, p. 38-55.
- Ham, W.E., 1969, Regional geology of the Arbuckle Mountains: *Okla. Geol. Survey Guidebook XVII*, 52 p.
- ### Transformal Basins
- Lowell, J.D., 1972, Spitzbergen Tertiary orogenic belt and the Spitzbergen fracture zone: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 83, p.

3091-3102.

Wilcox, R.E., T.P. Harding, and D.R. Seely, 1973, Basic wrench tectonics: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 57, p. 74-96.

Crowell, J.C., 1974, origin of late Cenozoic basins in California, in Dickinson, W.R. (ed.), Tectonics and sedimentation: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Special Pub. No. 22, p. 190-204.

Kellogg, H.E., 1975, Tertiary stratigraphy and tectonism in Svalbard and continental drift: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 59, p. 465-485.

Arc Orogens

Oxburgh, E.R. and D.L. Turcotte, 1970, Thermal structure of island arcs: Geol. Soc. America Bull., v. 81, p. 1655-1688.

Dickinson, W.R., 1970, Relations of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics: Rev. Geophysics and Space Physics, v. 8, p. 813-862.

Plafker, George, 1972, Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960; implications for arc tectonics: Jour. Geophys. Res., v. 77, p. 901-925.

Uyeda, S. and A. Miyashiro, 1974, Plate tectonics and the Japanese Islands: Geol. Soc. America Bull., v. 85, p. 1159-1170.

Subduction Complexes

Ross, D.A., 1971, Sediments of the northern Middle America trench: Geol. Soc. America, v. 82, p. 303-322.

Moore, J.C., 1973, Cretaceous continental margin sedimentation, southwestern Alaska: Geol. Soc. America Bull., v. 84, p. 595-614.

Ernst, W.G., 1975, Systematics of large-scale tectonics and age progressions in Alpine and circum-Pacific blueschist belts: Tectonophysics, v. 26, p. 229-246.

Karig, D.E. and G.F. Sharman III, 1975, subduction and accretion in trenches: Geol. Soc. America Bull., v. 86, p. 377-389.

Forearc Basins

Dickinson, W.R., 1971, Clastic sedimentary sequences deposited in shelf, slope, and trough settings between magmatic arcs and associated trenches: Pacific Geology, v. 3, p. 15-30.

Dickinson, W.R., 1973, Widths of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs: Jour. Geophys. Res., v. 78, p. 3376-3389.

Marlow, M.S., D.W. Scholl, E.D. Buffington, and T.R. Alpha, 1973, Tectonic history of the central Aleutian arc: Geol. Soc. America Bull., v. 84, p. 1555-1574.

Grow, J.A., 1973, Crustal and upper mantle structure of the central Aleutian arc: Geol. Soc. America Bull., v. 84, p. 2169-2192.

Interarc Basins

Karig, D.E., 1970, Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system: Jour. Geophys. Res., v. 75, p. 239-254.

Karig, D.E., 1971, Structural history of the Mariana island arc system: Geol. Soc. America, v. 82, p. 323-344.

Bellance, P.F., 1974, An inter-arc flysch basin in northern New Zealand; Waitemata Group (upper Oligocene to lower Miocene): Jour. Geology, v. 82, p. 439-471.

Scholl, D.W., M.S. Marlow and E.C. Buffington, 1975, Summit basins of Aleutian Ridge: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 59, p. 799-816.

Foreland Basins

Meckel, L.D., 1970, Paleozoic alluvial deposition in the central Appalachians, p. 49-67 in Fisher, G.W., F.J. Pettijohn, and J.C. Reed (eds.), Studies of Appalachian Geology; Central and Southern: Wiley Interscience, N.Y., 460 p.

Weimer, R.J., 1970, Rates of deltaic sedimentation and intrabasin deformation, Upper Cretaceous of Rocky Mountain region: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Special Paper No. 15, p. 270-292.

Poole, F.G., 1974, Flysch deposits of Antler foreland basin, western United States, in Dickinson, W.R. (ed.), Tectonics and sedimentation: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Special Pub. No. 22, p. 58-82.

Eisbacher, G.H., M.A. Carrigy and R.B. Cambell, 1974, Paleodrainage pattern and late-orogenic basins of the Canadian Cordillera, in Dickinson, W.R. (ed.), Tectonics and sedimentation: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Special Pub. No. 22, p. 143-166.

Remnant Oceans

Curray, J.R. and D.G. Moore, 1971, Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalayas: Geol. Soc. America Bull., v. 82, p. 563-572.

Morris, R.C., 1974, Carboniferous rocks of the Ouachita Mountains, Arkansas; a study of facies patterns along the unstable slope and axis of a Flysch trough: Geol. Soc. America Special Paper 148, p. 241-279.

Mitchell, A.H.G., 1974, Flysch-ophiolite successions, polarity indicators in arc and collision-type orogens: Nature, v. 248, p. 747-749.

Gansser, A., 1974, The ophiolitic melange, a world-wide problem on Tethyan examples: Eclog. Geol. Helvet., v. 67, p. 479-507.

Collision Orogens

Graham, S.A., W.R. Dickinson, and R.V. Ingersoll, 1975, Himalayan-Bengal model for flysch dispersal in Appalachian-Ouachita system: Geol. Soc. America Bull., v. 86, p. 273-286.

Powell, C.McA. and J.J. Conaghan, 1973, Plate tectonics and the Himalayas: Earth Planet. Sci. Lettrs., v. 20, p. 1-12.

Boccaletti, M., P. Elter, and G. Guazzone, 1971, Plate tectonic models for the development of the western Alps and northern Apennines: Nature Phys. Sci., v. 234, p. 108-111.

Alvarez, W., T. Cocozza, and F.C. Wezel, 1974, Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal: Nature, v. 248, p. 309-314.

Impreso en los Talleres Gráficos de YFI
Dpto. Ing. de Materiales - Div. Servicios
Sub-Gerencia de Materiales
Mayo 1983