

CUENCAS SEDIMENTARIAS DE COSTA RICA: EVOLUCION GEODINAMICA Y POTENCIAL DE HIDROCARBUROS

Allan Astorga ¹, José A. Fernández ¹, Guillermo Barboza ¹, Lolita Campos ², Jorge Obando ³,
Alvaro Aguilar ¹, Luis Gmo. Obando ³

ABSTRACT: The Upper Cretaceous/Cenozoic basins of Costa Rica are underlain by oceanic crust and located along the western margin of the Caribbean Plate. Since Upper Cretaceous time, an intraoceanic arc was formed along the western margin of the Caribbean Plate. This arc marked the beginning of the subduction of the Farallon Plate in the region and also the creation of the first land bridge joining North and South America. Continued subduction of the Farallon Plate from Campanian until the present, created a convergent marginal tectonic setting; with, from SW to NE: a trench, an outer arc, a forearc region, a volcanic arc and a backarc region. Localized platforms of shallow-water carbonates, overlain by extensive cyclical turbidites systems, characterized the sediments of most of the basins until the Eocene, when a major tectonic compressive event affected the area. As well, about this time, a major sinistral east-west fault (COSTA RICA TRANSCURRENT FAULT SYSTEM) divided the region into north and south segments and transtensional or pull apart basins developed along this major fault system. In the Oligocene time, the north segment was emerged and subject to erosion, whereas in the south segment the sedimentation continued. From Miocene on, shallow marine deposition was widespread in both segments. In the north segment, an extensional stage in the backarc region, created a structural depression filled with Neogene sediments. About the same time, the south segment experienced compressional tectonics due to north-directed movement of the Panama block. Later in the Pleistocene, northeasterly-directed shallow subduction of the thick Cocos Ridge, resulted in additional thrusting and the development of a "foreland" basin, both, in the back arc and fore arc regions.

Organic-rich, deep water, marginally to thermally mature source rock, from Cretaceous age, occur in several basins. Also, source rocks of moderate to high TOC values are present in all basins, in the Tertiary. Potential carbonate reservoirs in some of these basins include shallow water carbonates, rudistic reef buildups and grainstone accumulations. Potential clastic reservoirs include turbidite sandstones, regressive deltaic deposits and near-shore porous sandstones. The presence of potential structural and stratigraphic traps in all basins, confer an important as far as the petroleum potential is concern.

RESUMEN: Las cuencas sedimentarias de Costa Rica, de edad Cretácico Superior-Cenozoico están subyacidas por corteza oceánica y se localizan a lo largo del margen oeste de la Placa Caribe. Su historia se inicia con la formación de un arco volcánico primitivo durante el Cretácico Superior. Este arco marcó el inicio de la subducción de la Placa Farallón bajo la Placa Caribe, y representa los primeros rasgos del puente ístmico que ulteriormente uniría a Norte y Sur América. El desarrollo de la subducción desde el Campaniano hasta el presente, ha creado los rasgos típicos de un margen convergente intraoceánico, que comprenden de SW a NE: una fosa, un arco externo, una región antearco y una región tras-arco. Plataformas locales de calizas de aguas someras sobreyacidas por extensas y cíclicas

- 1 Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE S.A.). Apto 4351-1000, San José, Costa Rica.
- 2 Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Tübingen; Sigwartstrasse 10, D-7400, Tübingen 1, Alemania.
- 3 Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica; Apto 35-2060, San Pedro de Montes de Oca, Costa Rica.

turbiditas, caracterizan los sedimentos de la mayoría de los rellenos de las cuencas hasta el Eoceno, cuando un evento tectónico compresivo afectó el arco. Por esta misma época, una falla siniestral, de tendencia E-W dividió la región en dos segmentos: Norte y Sur. Cuencas transtensivas (de tipo "pull-apart") se desarrollaron a lo largo de este sistema de falla (SISTEMA DE FALLA TRASCURRENTE DE COSTA RICA). Durante este tiempo, gran parte del segmento Norte estuvo emergido y sujeto a erosión, mientras en el segmento Sur continuó la sedimentación volcánico-clástica y carbonatada. Desde el Mioceno la sedimentación somera marina predominó en ambos segmentos. En el segmento Norte, extensión en la región tras-arco creó una depresión estructural que fue rellenada por sedimentos neógenos. El segmento Sur experimentó una compresión tectónica debido al movimiento hacia el norte del bloque de Panamá. Posteriormente en el Pleistoceno, la subducción somera de la dorsal asísmica de Cocos resultó en compresiones adicionales y el desarrollo de cuencas tipo "foreland intermontane" y "foredeep", en ambas regiones antearco y trasarco.

Rocas fuente del Cretácico, ricas en materia orgánica, marginal a termalmente maduras, acurren en varias cuencas. Asimismo, otras rocas fuente del Terciario, con valores de TOC moderados a altos están presentes en todas las cuencas. Potenciales rocas reservorio en carbonatos, incluyen calizas de aguas someras, construcciones arrecifales de rudistas y calcarenitas. En depósitos clásticos incluyen areniscas turbidíticas, depósitos deltaicos regresivos y areniscas de fajas costeras. La presencia de trampas estructurales y estratigráficas le confieren un importante potencial petrolero a las cuencas sedimentarias del país.

NOTA ACLARATORIA

El presente trabajo esta basado en una exposición presentada por la Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE S.A.) en el Simposio sobre "Potencial de Recursos Minerales y Energéticos de la Región de América Central y el Caribe", organizado por el "Circum-Pacific Council", que se efectuó del 6 al 9 de marzo de 1989, en San José, Costa Rica.

Un artículo en inglés, que representa una versión corta de este trabajo será publicado proximately por parte del "Circum-Pacific Council". El borrador del mismo, en español e inglés, ha circulado desde 1989 (véase ASTORGA et al. 1989). No obstante, dado que este estudio integra una voluminosa información geológica y geofísica, no publicada sobre Costa Rica, se hacía necesario efectuar su publicación en una versión ampliada en español. Aspecto que se ve reforzado por el hecho de que esta contribución representa un valioso aporte, referente al planteamiento de un modelo integral de la evolución sedimentaria y tectónica de Costa Rica, desde su formación hasta la actualidad, así como del potencial hidrocarbúrrifero de sus cuencas sedimentarias.

Como es natural en el transcurso de los últimos dos años, a través de recientes estudios, nueva información geológica ha sido obtenida y publicada. No obstante, con el animo de no producir modificaciones en el trabajo original, mucha de esta nueva información no está incluida en el presente artículo. Al trabajo original, las únicas inclusiones efectuadas se refieren: a) revisión adicional de los datos base; b) ampliación de referencias y de anotaciones generales, asociadas a éstas; y c) las conclusiones, que por problemas de espacio no fueron incluidas en la versión en inglés.

El objetivo fundamental de este artículo, además de dar a conocer un modelo geológico para Costa Rica basado en la información compilada por RECOPE, es el de presentar un modelo de trabajo, que sirva de base para la preparación de investigaciones más específicas, algunas de los cuales ya se encuentran en preparación.

INTRODUCCION

Los estudios geológicos publicados sobre Costa Rica, referidos a su evolución, han enfocado principalmente aspectos tectónicos o petrológicos (DENG, 1962a y b, 1968, 1983; LLOYD, 1963; HENNINGSEN, 1966; PICHLER & WEYL, 1975; STIBANE et al., 1977; GALLI-OLIVIER, 1979; SCHMIDT-EFFING, 1979; KUYPERS, 1980; WEYL, 1980;

BAUMGARTNER et al., 1984). Un estudio general acerca de la evolución de las cuencas sedimentarias ha sido resumido por SEYFRIED et al. (1987).

El presente modelo general sobre la evolución tectono-estratigráfica de las cuencas sedimentarias de Costa Rica pretende: (1) el delimitamiento de las diferentes cuencas; (2) el establecimiento del marco tectónico local y regional; (3) analizar la naturaleza y el relleno sedimentario de

tales cuencas, (4) caracterizar los estilos estructurales de las mismas; (5) sintetizar la posible evolución paleogeográfica; y (6) evaluar el potencial petrolero.

Este modelo general sobre la evolución geológica, se ha configurado con base en la integración de la información geológica publicada sobre Costa Rica y la región Caribe, y fundamentalmente de la base de datos geológico-geofísicos obtenidos por la Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE S.A.) durante el período 1980-1989. Dicha información incluye (Fig.1): geología de superficie (29219 km² de cartografiado geológico), y del subsuelo (72 pozos), sísmica de reflexión marina (5033 km) y terrestre (2033 Km), gravimetría y aeromagnetometría (con cobertura casi total), y otros métodos como geoquímica, petrología, sedimentología y sensores remotos (fotogeología, imágenes de satélite y radar).

MARCO TECTONICO

Costa Rica forma parte del arco insular maduro intraoceánico del sur de América Central, originado desde el Cretácico Superior, y que se ubica en la margen suroeste de la Placa Caribe (Fig. 2). En este margen los principales rasgos tectónicos reconocidos son:

(A) *La Fosa Mesoamericana (MAT)*, en donde se inicia la subducción de la Placa de Cocos bajo el margen oeste de la Placa Caribe, incluyendo la subducción somera de una corteza oceánica engrosada, conformada por una cordillera submarina denominada Dorsal Asísmica de Cocos, bajo el área del Pacífico Sur de Costa Rica (p.e., LONSDALE & KLITGORD, 1978; CASE & HOLCOMBE, 1980). De acuerdo con MINSTER & JORDAN (1978) la velocidad de penetración de la Placa Cocos alcanza frente a Costa Rica, entre 8 - 9 cm/año.

(B) *La Zona de Fractura de Panamá (PFZ)*, es una falla transformante de tipo dextral que limita las placas de Cocos y Nazca (Fig. 2). Esta zona de fractura surgió desde hace aproximadamente 1 ma y aun permanece activa (LONSDALE & KLITGORD, 1978).

(C) *El Escarpe de Hess (HE)*, se ha interpretado como la traza de una falla, de probable movimien-

to transcurrente que separa el Levantamiento de Nicaragua y la Cuenca de Colombia (Fig. 2, cf. MANN & BURKE, 1984). Se ha señalado que esta falla tuvo su mayor actividad en un tiempo pre-Cenozoico (BOWLAND, 1984), aunque alguna actividad aislada durante el Cenozoico puede haber ocurrido (MANN & BURKE, 1984). En el área terrestre de Costa Rica, diversos autores han sugerido la continuidad del Escarpe de Hess hacia el oeste, en conexión con el sistema de fallas del norte de la Península de Santa Elena (Fig. 5, De BOER, 1979; CALVO, 1987; CALVO & BOLZ, 1987a).

(D) *El Cinturón Deformado de Panamá (PDB)*, es un límite tectónico compresivo, entre la Cuenca de Colombia y el litoral caribeño del Sur de Costa Rica y Panamá (BOWIN, 1976; LU & McMILLEN, 1983; BOWLAND, 1984; VITALI et al., 1985; WOLTERS, 1986; ADAMEK et al., 1988). De acuerdo con MINSTER & JORDAN (1978) el piso de la Cuenca de Colombia converge en dirección suroeste con una velocidad de 1 cm/año. En este trabajo se interpreta que este rasgo tectónico, se transforma en un sistema de falla transcurrente sinistral hacia la parte central de Costa Rica (Figs. 2 y 3).

(E) *La Depresión de Nicaragua* (cf. McBIRNEY & WILLIAMS, 1965), cuya prolongación se extiende hasta la región trasarco del norte de Costa Rica (Figs. 2 y 5, WEYL, 1980; CASE & HOLCOMBE, 1980). Esta depresión pertenece a un sistema de grábenes, de probable edad Neógeno Tardío, que se extiende por el norte de América Central (Fig. 2, cf. MANN & BURKE, 1984). De acuerdo a MANN et al. (1990) el origen de este sistema distensivo, se asocia con: a) una extensión del área tras-arco inducida por subducción, b) subsidencia entre fallas transcurrentes dextrales dispuestas en los bordes; y c) o bien a una combinación de ambos procesos.

La evolución geodinámica e interacción recíproca de estos rasgos tectónicos han inducido la formación de dos generaciones de cuencas sedimentarias en Costa Rica (Fig. 3):

1. La primera generación, corresponde con las cuencas del sistema clásico de arcos de islas intraoceánicos que han evolucionado desde el Cretácico Superior hasta el presente. Estas cuen-

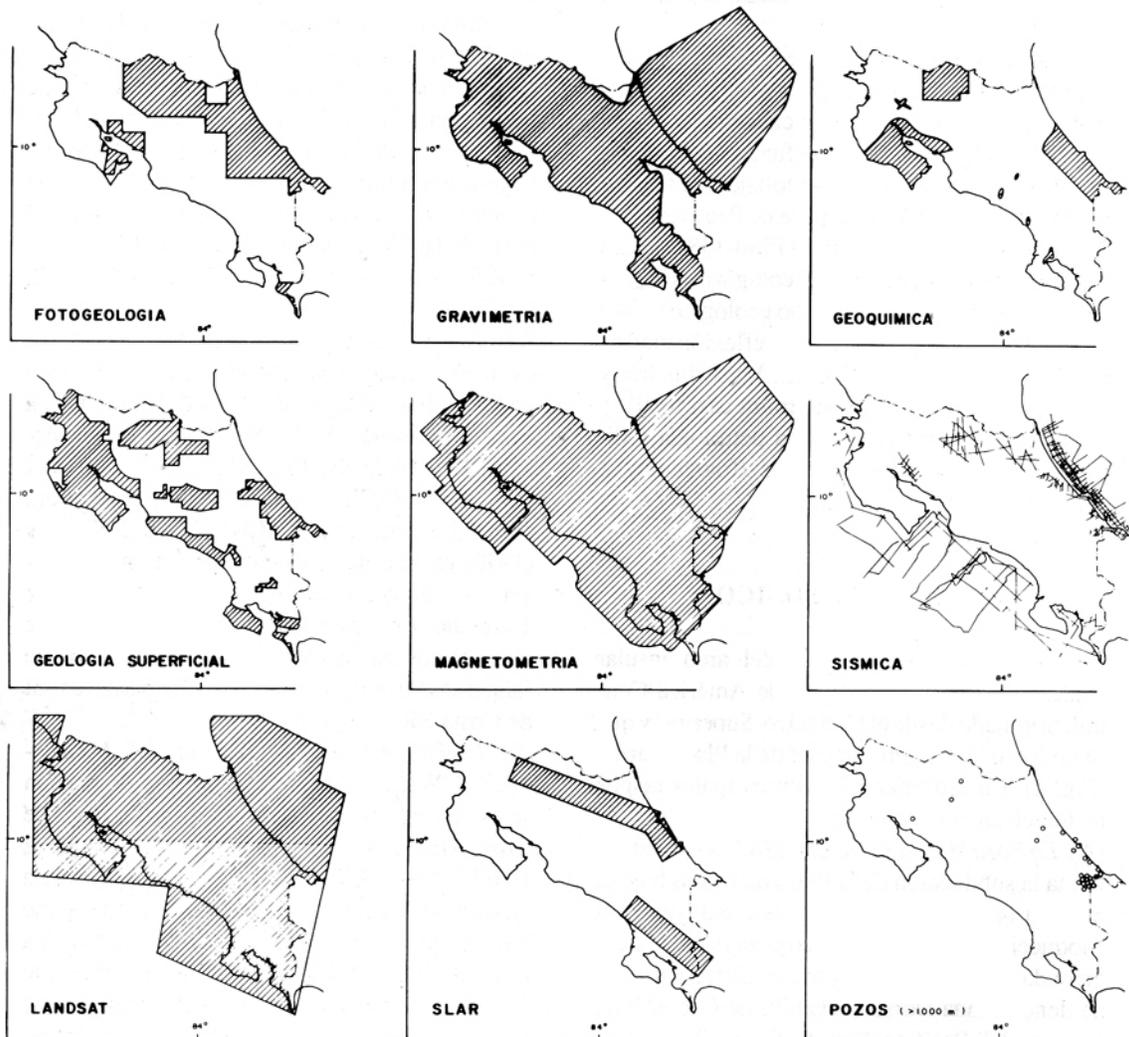


Fig. 1: Información geológico-geofísica, obtenida y/o procesada por la Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE S.A.) durante el período 1980 - 1989, la cual ha sido utilizada como base del presente artículo.

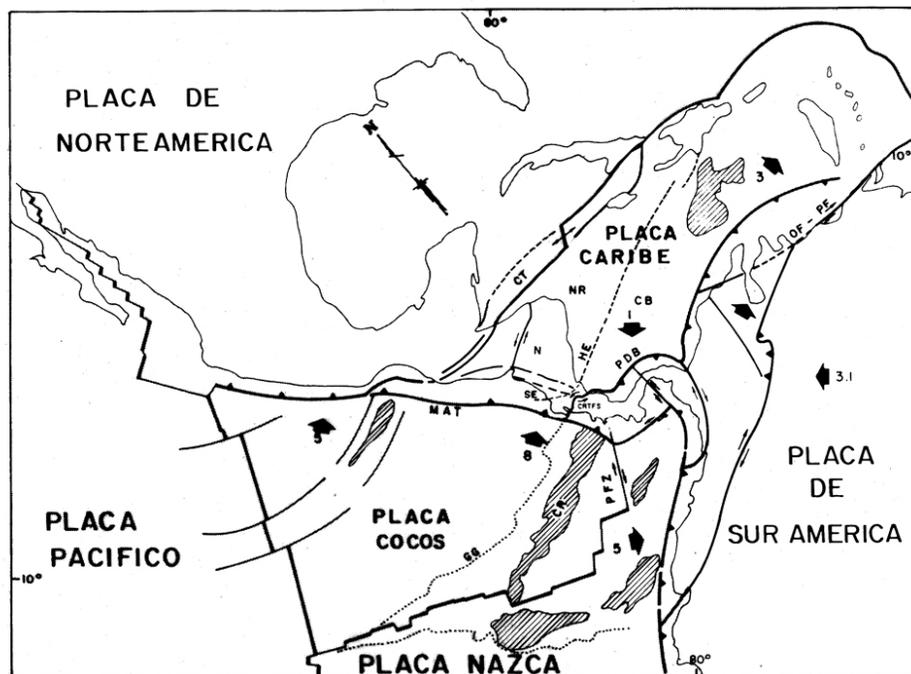


Fig. 2: Mapa tectónico esquemático de la región de Mesoamérica, con indicación de los rasgos tectónicos principales y movimientos relativos de placas: "CT, Cayman Trough" = Cubeta de Caimán; "NR, Nicaragua Rise" = Levantamiento de Nicaragua; "SE" = Santa Elena; "N" = Nicaragua; "HE, Hess Escarpment" = Escarpe de Hess; "CB, Colombia Basin" = Cuenca de Colombia; "PDB, Panama Deformal Belt" = Cinturón Deformado de Panamá; "OC, Oca Fault" = Falla de Oca; "PF, El Pilar Fault" = Falla El Pilar; "CRTFS, Costa Rica Transcurrent Fault System" = Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica; "MAT" Middle America Trench" = Trinchera Mesoamericana; "CR, Cocos Ridge" = Dorsal de Cocos; "PFZ, Panama Fracture Zone" = Zona de Fractura de Panamá. Modificado de CASE & HOLCOMBE (1980).

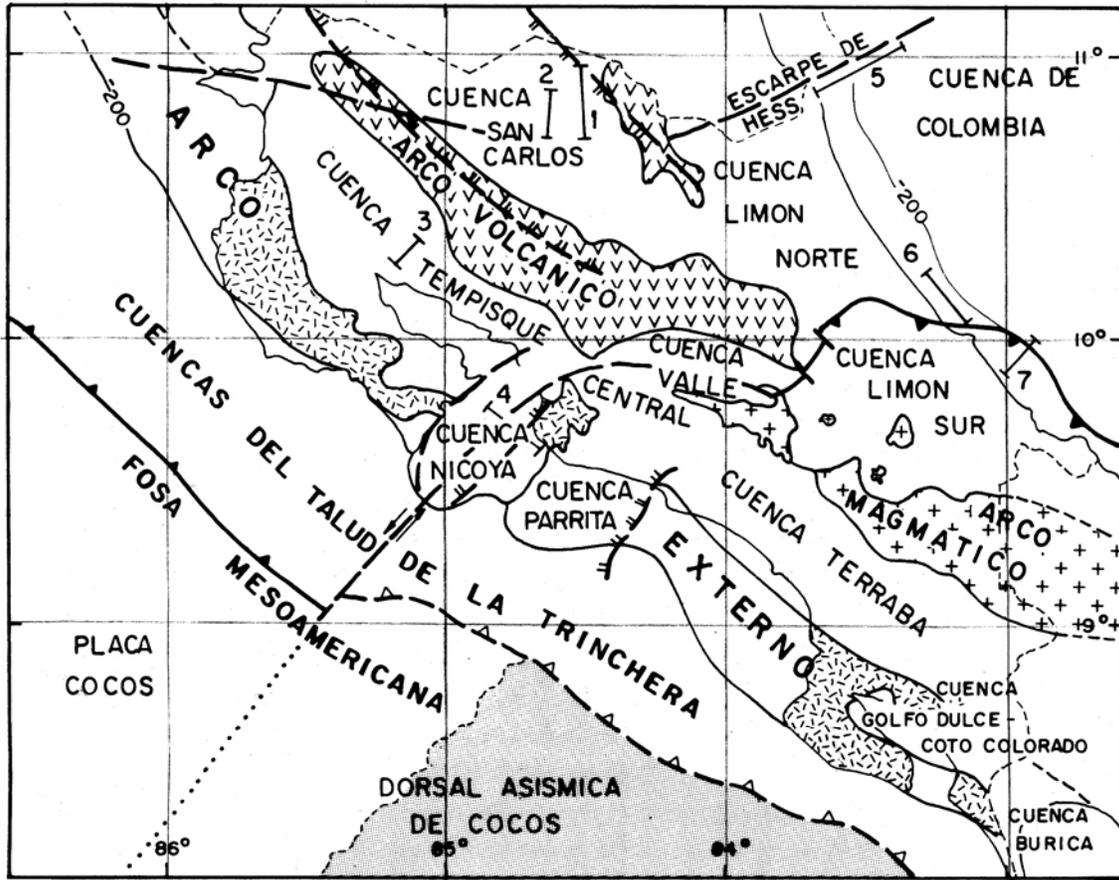


Fig. 3: Mapa tectónico esquemático de Costa Rica, indicando unidades morfoestructurales principales, cuencas sedimentarias y ubicación de líneas sísmicas esquematizadas en la Figura 6. Basado en ASTORGA et al. (1989).

cas, separadas por tres unidades morfoestructurales principales, correspondientes a la Trinchera, el Arco Externo y el Arco Interno; son:

- a) las cuencas del talud de la trinchera ("Trench-slope basins"),
- b) las cuencas de antearco ("Forearc Basins"), que incluye las cuencas de Tempisque y Térraba, y
- c) las cuencas de la región tras-arco ("Backarc Basins"), que incluye las cuencas de Limón Norte y Sur.

2. Las cuencas de la segunda generación, son cuencas sobrepuestas a la estructura general del arco de islas, y se originaron a partir de fenómenos tectónicos de carácter local, que han afectado el arco de islas durante el Terciario Tardío. Estas cuencas son originadas por fenómenos transtensionales

asociados a fallas transcurrentes (como es el caso de las cuencas del Valle Central, Nicoya, Parrita, Golfo Dulce-Coto Colorado); de tipo extensional -"rift"- (San Carlos), o bien asociados a fenómenos compresivos como variantes del tipo "foredeep" (Burica-Osa) y tipo "foreland" (desarrollo Neógeno Tardío de las cuencas de Térraba y Limón Sur).

En un marco más regional, se ha señalado que a partir del Cretácico Superior, los movimientos relativos de las placas Norteamericana y Sudamericana han inducido el desplazamiento relativo hacia el este de la Placa Caribe, desde una posición inicial en el Pacífico (por ejemplo: MALFAIT & DINKELMAN, 1972; BURKE et al., 1978; PINDEL & DEWEY, 1982; BURKE et

al., 1984; MATTSON, 1984; DUNCAN & HARGRAVES, 1984; PINDELL, 1985; PINDELL et al., 1988; ROSS & SCOTSE, 1988; BURKE, 1988; entre otros). Como consecuencia de ese desplazamiento hacia el este, y por un "estrechamiento" producido por el acercamiento relativo entre las placas Norteamérica y Sudamericana; la placa Caribe ha sido deformada internamente a partir del Eoceno/Oligoceno. Esa deformación interna se ha manifestado como un conjunto de sistemas de fallas transcurrentes ("strike-slip") de carácter regional (BURKE et al., 1978; WADGE & BURKE, 1983; MANN & BURKE, 1984; BURKE et al., 1984). Estos sistemas de fallas probablemente han seguido antiguos límites tectónicos, que limitaron bloques corticales dentro de la placa Caribe (véase MANN & BURKE, 1984; MANN et al., 1990).

En este marco regional de evolución geodinámica de la Placa Caribe, cinco eventos han sido relevantes en la evolución geológica de Costa Rica:

(1) *El engrosamiento anómalo y "flotabilidad" de la placa Caribe*, producto de la emanación e intrusión de grandes volúmenes de basaltos durante el Cretácico Superior ("sill-event" cf. BURKE et al., 1978; "evento basáltico cretácico", cf. DONNELLY, 1989).

(2) *El comienzo de la subducción en el margen oeste de la placa Caribe* desde el Santoniano-Campaniano, que inició la configuración del arco de islas de Costa Rica y el resto del sur de América Central (STIBANE et al., 1977; GALLI-OLIVIER, 1979; De BOER, 1979; SCHMIDT-EFFING, 1979; KUIJPERS, 1979, 1980; AZEMA & TOURNON, 1980; WILDBERG et al., 1981; LUNDBERG, 1982; BAUMGARTNER et al., 1984; GURSKY et al., 1984; SEYFRIED & SPRECHMANN, 1985).

(3) *El acercamiento relativo de las placas Norte y Sudamericanas* a partir del Eoceno Superior terminal-Oligoceno Inferior, que provocan el estrechamiento y con ello, la deformación interna de la Placa Caribe, particularmente en las zonas límite entre bloques o segmentos corticales (cf. BURKE et al., 1978; PINDELL & DEWEY, 1982; MANN & BURKE, 1984). Este fenómeno y su evolución durante el Neógeno, en la región del sur de América Central indujo la formación

del Cinturón Deformado del Norte de Panamá y la actividad del sistemas de fallas transcurrentes ("strike-slip") que cortaron transversalmente el arco de islas de Costa Rica (véase adelante).

(4) *La colisión del Bloque de Panamá con el NW de Sudamérica* en el Mioceno-Plioceno Temprano (PINDELL & DEWEY, 1982; WADGE & BURKE, 1983; MANN & BURKE, 1984; PINDELL, 1988; PINDELL & BARRET, 1990). Esta colisión provocó una importante fase deformativa en toda el área del sur de América Central, e indujo el movimiento relativo de los diferentes bloques corticales de la placa Caribe (MANN & BURKE, 1984). Además, este movimiento relativo de los bloques indujo el desarrollo de nuevos sistemas de distensión en algunas áreas del Caribe, como por ejemplo el Sistema de Grábenes del Norte de América Central (cf. McBIRNEY & WILLIAMS, 1965; WEYL, 1965; MANN & BURKE, 1984; MANN et al., 1990).

(5) *El inicio de la subducción somera de la Dorsal Asísmica de Cocos y la formación de la Zona de Fractura de Panamá*, ocurrida durante el Cuaternario (aproximadamente 1 ma, cf. LONSDALE & KLITGORD, 1978). Fenómeno que intensificó la deformación compresiva del segmento sur de Costa Rica (véase adelante).

SECUENCIAS ESTRATIGRAFICAS

Los rellenos sedimentarios de las diferentes cuencas de Costa Rica, son divididas en cuatro megasecuencias estratigráficas (A,B,C,D) con base en discordancias regionales y discontinuidades litológicas (Fig. 4). Cabe destacar que el concepto de megasecuencia estratigráfica utilizado aquí, no tiene la misma acepción definida por HAG et al. (1988) en el concepto de la Estratigrafía de Secuencias. Por el contrario, la acepción de megasecuencia utilizado aquí es sinónimo con el concepto de Síntema ("Synthem", cf. SALVADOR, 1987) o de Supergrupo Estratigráfico. A continuación se presenta un resumen general que caracteriza cada una de las megasecuencias indicadas en la Figura 4. La nomenclatura de los supergrupos estratigráficos esta basada en SPRECHMANN et al., 1990. Asimismo, los detalles estratigráficos sobre cada

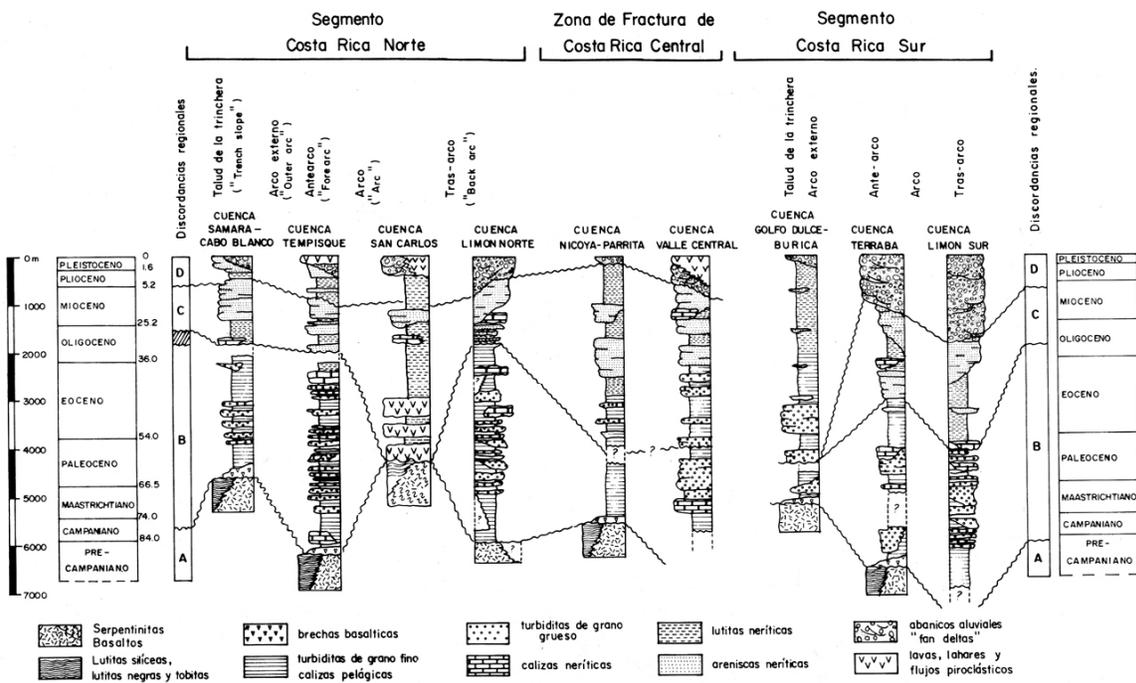


Fig. 4: Columnas sedimentarias generalizadas de las cuencas sedimentarias de Costa Rica. Modificado de ASTORGA et al. (1989), SEYFRIED et al. (1991) y SPRECHMANN et al. (en prensa).

una de las unidades, como sus principales referencias pueden observarse en SPRECHMANN, 1984; y SPRECHMANN et al., en preparación).

La megasecuencia A (Supergrupo Papagayo, incluyendo al Complejo de Nicoya) se considera como el basamento de la región. Esta conformado por una superposición estratigráfica y estructural de rocas oceánicas ígneas y sedimentarias de origen poligenético (KUIJPERS, 1979; 1980; SCHMIDT-EFFING, 1979; De BOER, 1979; WILDBERG et al., 1981, GURSKY et al., 1984; BOURGOIS et al., 1984; TOURNON, 1984; AZEMA et al., 1985; BAUMGARTNER, 1987; MESCHEDE et al., 1988; SICK, 1989; ASTORGA, 1990; SEYFRIED et al., 1991). Su edad se extiende desde el Jurásico Inferior (De WEWER, et al., 1985), al Cretácico Superior y localmente al Paleógeno (SCHMIDT-EFFING, 1979; BAUMGARTNER, 1984, 1987). Su parte inferior es de carácter ofiolítico, mientras que la parte superior consiste de una sobreposición de basaltos de diferente origen (de tipo oceánico y de arcos de islas primitivo. cf. WILDBERG, 1984), asociados con facies pelágicas silíceas del Cretácico (Fm. Loma Chumico; cf. ASTORGA, 1987; 1988), que incluyen facies de lutitas ricas en materia orgánica originadas durante los eventos oceánicos anóxicos del Cretácico (cf. ASTORGA, 1990).

La megasecuencia B (Supergrupo Curime), con más de 3000 m de espesor, es de edad Cretácico Superior a Oligoceno (Fig. 4). Consiste de complejos de abanicos turbidíticos de aguas profundas, intercalaciones de calizas neríticas y depósitos volcanoclásticos. Está separada de la megasecuencia A a través de la discordancia del Campaniano (ASTORGA, 1990). De la base al techo (Fig. 4), se compone de brechas basálticas, pelagitas carbonatadas, que lateralmente pasan y recubren calizas neríticas del Campaniano Superior; turbiditas volcanoclásticas y carbonatadas, que conforman ciclos de diversos órdenes, así como calizas someras del Paleoceno y del Eoceno Medio - Superior, que culminan la sección.

La megasecuencia C (Supergrupo Boruca), de edad Oligoceno Superior-Mioceno (Terciario Tardío), incluye principalmente sedimentos clásticos marino someros, calizas neríticas y depósitos volcanoclásticos. Sin embargo, en la región sur de

Costa Rica, consiste de complejos de abanicos turbidíticos volcanoclásticos, que alcanzan hasta el Mioceno Inferior siendo recubiertos por sedimentos clásticos neríticos y eventualmente calizas de ambientes de plataforma. Su espesor puede alcanzar máximos de 4000 m, y promedios de 2000 m. (Fig. 4).

La megasecuencia D (Supergrupo Carara), de edad Plio-Cuaternaria, conforma el relleno último de las cuencas sedimentarias y está formada principalmente, por sedimentos continentales (piroclásticos, aluviales, lacustrinos y glaciáricos) y localmente depósitos clásticos marinos. Es discordante sobre los sedimentos de la Megasecuencia C y sus espesores promedio alcanzan varios cientos de metros y localmente en algunas cuencas hasta más de 3000 m (Fig. 4).

DESARROLLO TECTONICO

El desarrollo tectónico del arco de islas de Costa Rica y el estilo de deformación de sus cuencas, ha estado controlado por: a) la geodinámica de la Placa Caribe (fases compresivas), y b) los procesos de ajuste interno entre los bloques que conforman el arco de islas (rasgos tectónicos locales).

Fases compresivas

Las 4 fases compresivas (D1, D2, D3, y D4), definidas por GURSKY, M. (1988), para el NW de Costa Rica, son extrapoladas para el resto del país, sobre la base de evidencias geológicas y geofísicas.

La fase D1, con dirección de esfuerzos máximos N-S, se desarrolló entre el Turoniano y el Santoniano (KUIJPERS, 1980, GURSKY, M., 1988; ASTORGA, 1988). Afecto únicamente a las series sedimentarias e ígneas de la Megasecuencia A, originando pliegues de varios órdenes de magnitud (metros a kilómetros), cuyos ejes se orientan NE-SW y E-W. GURSKY, M. (1988) asocia su génesis al acercamiento relativo entre las placas Norteamericana y Sudamericana (cf. LADD, 1976). Sin embargo, de acuerdo al modelo de PINDELL & DEWEY (1982) y PINDELL et al. (1988) durante este período no hubo acer-

camiento relativo entre las placas de Norteamérica y Sudamérica. De manera que dicha deformación podría asociarse más bien a una colisión de placas, en el ámbito del Pacífico Central Este y la región del Caribe (comparáse por ejemplo, ROSS & SCOTSE, 1988).

La fase D2 (en el Campaniano), con esfuerzos SSW-NNE produjo acortamiento cortical, que ha sido interpretado de diferentes maneras por los diversos autores: a) complejo de prismas de acreción (GALLI-OLIVIER, 1979; BAUMGARTNER, 1984; 1987); b) mantos de corrimiento (KUYPERS, 1980; AZEMA & TOURNON, 1980, BURGOIS et al., 1984; AZEMA et al., 1985; MESCHÉDE et al., 1988), c) "telescoping" (SEYFRIED et al., 1987), que produjeron sobreposiciones tectónicas de algunas secciones del basamento (megasecuencia A), sobre las que se edificó una plataforma carbonatada en el Campaniano Superior (CALVO, 1987). La causa de esta compresión se atribuye a un fuerte acople entre las placas Farallón y Caribe (BURKE et al., 1978, 1984, PINDELL et al., 1988), probablemente asociada a un cambio global en los vectores de movimiento de placas tectónicas.

La fase D3, con esfuerzos N-S hasta NNW-SSE genera estructuras compresivas (fallas inversas y pliegues) de orientación principal E-W, durante el Eoceno Medio-Superior. Esta compresión que afectó a gran parte de la Placa Caribe, ocurrió por el inicio de un acercamiento relativo entre las placas Norteamericana y Sudamericana (LADD, 1976; PINDELL & DEWEY, 1982; PINDELL et al., 1988). Este fenómeno tectónico activó también el movimiento relativo entre los diferentes segmentos de la Placa Caribe (Fig. 1; BURKE et al., 1978; BURKE et al., 1984; MANN & BURKE, 1984). Con ello se intensificó la deformación tectónica local en las cercanías de los límites principales, o bien la apertura de nuevos límites tectónicos, como el caso del Cinturón Deformado del Sur de Caribe y del Norte de Panamá (cf. DUQUE-CARO, 1979; LU & McMILLEN, 1983; VITALI et al., 1985) y del Sistema de Fallas Transcurrentes de Costa Rica (Figs. 2, 3 y 5).

Entre el Mioceno Superior y el Plioceno Inferior se desarrolló la *fase D4*, con esfuerzos NE-SW. Originó un plegamiento asociado a fal-

las de sobrecorrimiento (de rumbo NW-SE), la emersión generalizada del arco de islas y el incremento de su magmatismo, durante una fase distensiva ulterior. La intensidad de esta deformación es diferencial: el desplazamiento de los sobrecorrimientos alcanza varios kilómetros en el segmento sur de Costa Rica, donde afecta tanto el antearco ("forearc") como el trasarco ("backarc"); mientras que en el norte son de centenas de metros, y afecta solo la región del antearco ("forearc"), y en menor proporción la cuenca interarco de San Carlos. Esta fase tectónica originó la discordancia que separa las megasecuencias C y D y su origen se relaciona con la colisión del Bloque de Panamá con el NW de Colombia (WADGE & BURKE, 1983; MANN & BURKE, 1984; BURKE et al., 1984; EVA et al., 1989; PINDELL & BARRET, 1990; MANN et al., 1990).

Rasgos Tectónicos Locales

Independientemente al desarrollo de las 4 fases compresivas, 3 rasgos tectónicos locales han afectado el arco de islas, originando las cuencas de la segunda generación.

El primero es el sistema de *falla transcurrente* ("strike-slip") *sinistral* que, desde el Eoceno Superior/Oligoceno, divide a Costa Rica en un Segmento Norte y un Segmento Sur. Estos dos segmentos están separados por el Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica, que en su extremo noreste se transforma en un sistema de fallas inversas, de rumbo noroeste-sureste, que son parte del Cinturón Deformado de Panamá (Figs. 2). Característico de este sistema, es el complejo de cuencas transtensivas ("pull-apart") de la parte central del país: Valle Central, Nicoya y Parrita; así como el desarrollo de cuencas compresionales en la Cuenca Limón Sur (Fig. 6). La existencia de una falla transversal al arco de islas había sido delineado por diversos autores (por ejemplo: De BOER, 1979). MONTERO & DEWEY (1982) basados en los mecanismos focales de los terremotos de poca profundidad en el Valle Central interpretaron la posible existencia de una falla transcurrente ("strike-slip") que cortara el Arco Volcánico; por su parte BURBACH et al. (1984) describen la existencia de un

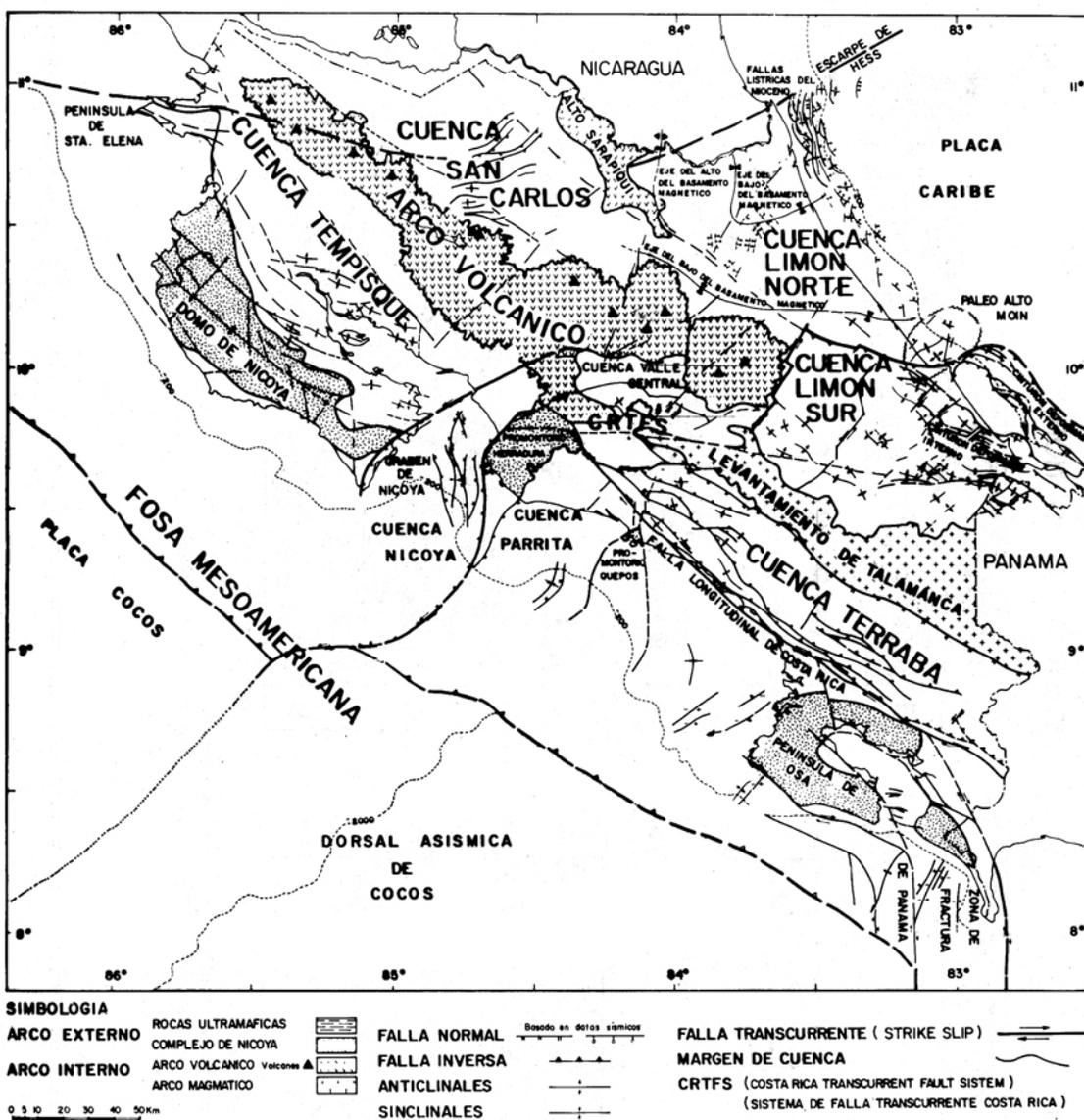


Fig. 5: Mapa Tectónico - Estructural de Costa Rica. Modificado de FERNANDEZ et al. (1990).

limite de segmento, al sur de la Península de Nicoya. En este trabajo, se muestra que este sistema de falla transcurriente atraviesa el Istmo hasta Limón, donde cambia de dirección, transformándose en un sistema de fallas inversas de vergencia noreste que conforman el Cinturón Deformado de Panamá. Asimismo, se recalca que este sistema de fallas es el responsable de la formación del sistema de cuencas transtensivas

de Costa Rica Central (Fig. 2) y es un sistema que aún permanece tectónicamente activo.

El segundo rasgo, es el *graben* o "rifi" de la región trasarco del segmento norte. Este se originó desde el Mioceno y es la prolongación de la Depresión de Nicaragua (WEYL, 1980; MANN & BURKE, 1984; MANN et al., 1990). Esta estructura se extiende hasta la región norte de la Cordillera Volcánica Central (Fig. 6). El análisis estra-

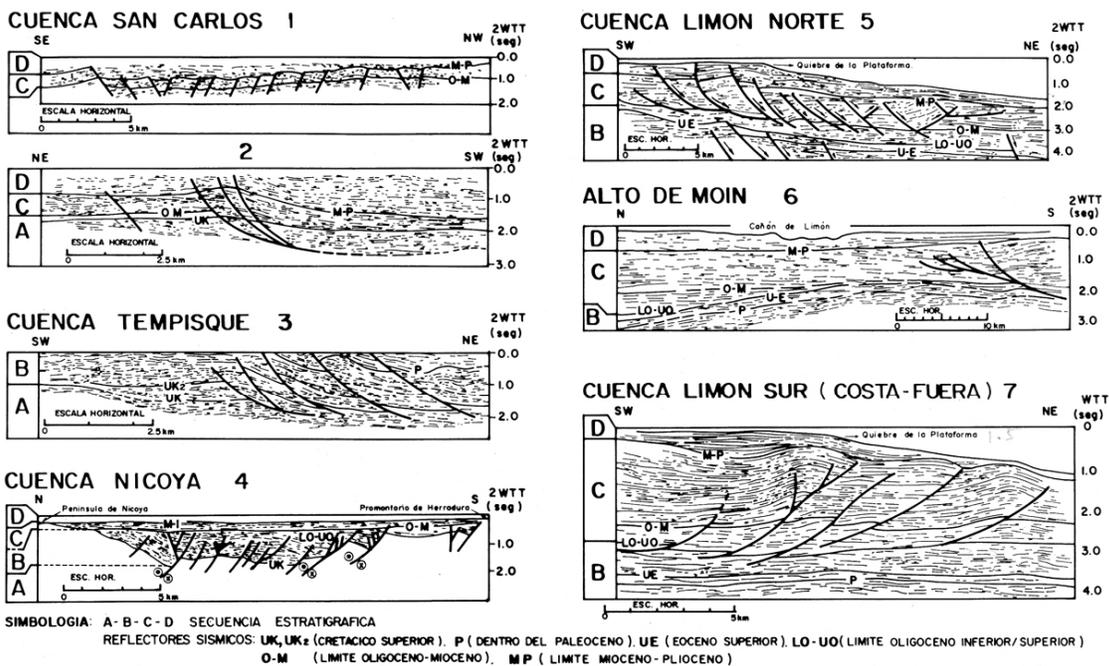


Fig. 6: Diagramas esquemáticos de secciones sísmicas de reflexión de diferentes cuencas sedimentarias. Para ubicación de las líneas, véase Figura 3. Modificado de ASTORGA et al. (1989).

tigráfico y geofísico (Fig.4) de su relleno sedimentario muestra que la mayor actividad volcánica ocurrió durante el Mioceno Inferior, lo que indica que la apertura de la cuenca ocurrió en ese mismo tiempo.

El último rasgo es la subducción somera de la dorsal de Cocos, bajo el segmento Sur, iniciada hace 1 m.a. (LONGSDALE & KLITGORD, 1978). Este proceso, intensificó la deformación en cuencas, el levantamiento del arco magmático, el cese del volcanismo y otros fenómenos originados por la fase D4. Además, el arribo de la dorsal de Cocos, en la región sur de Costa Rica, abre la Zona de Fractura de Panamá (LONGSDALE & KLITGORD, 1978), cuya prolongación en la región antearco de Costa Rica origina un sistema de cuencas transtensivas (cf. OBANDO, J. & BAUMGARTNER, 1986, BARRIT & BERRANGE, 1987) en el Pacífico sur (Figs.3 y 6).

Estilos estructurales de las cuencas

La deformación regional (fases compresivas), los rasgos tectónicos locales y las características del relleno sedimentario de las cuencas, son los factores principales que han intervenido en el diseño de los diversos estilos estructurales que estas exhiben. En la Figura 6 se presentan los esquemas de interpretación de 7 diferentes secciones sísmicas de reflexión para las cuencas de San Carlos, Tempisque, Nicoya, Limón Norte, y Limón Sur. La ubicación de las líneas se muestran en el mapa de la Figura 3. Estas secciones se han escogido porque tipifican los estilos estructurales de las respectivas cuencas.

Cuenca antearco ("forearc") Tempisque (Fig.6): En esta cuenca, originada desde el Maastriichtiano, pueden reconocerse las 4 fases compresivas. La Fase D1 es identificada en las rocas de la Megasecuencia A. La Fase D2 se relaciona con el contacto, localmente discordante, entre las megasecuencias A y B (Fig. 4). Los rasgos de estas dos primeras fases se observan particularmente en el margen suroeste de la cuenca, en la Península de Nicoya (véase GURSKY, M., 1988). La Fase D3 es la que mejor caracteriza su estilo estructural, con pliegues abiertos y concéntricos de varios órdenes de magnitud (hasta varios kilómetros de longitud de onda). La Fase D4 se

reconoce por el desarrollo de plegamiento y de fallas inversas de tipo sobrecorrimiento, que probablemente reactivaron las fallas originadas durante la Fase D3, que están orientados NW-SE y vergiendo al SW (Fig.5).

Cuenca antearco ("forearc") Térraba: En esta cuenca la fase D4 origina un extenso cinturón de sobrecorrimientos y plegamiento asociado, de orientación NW-SE y vergencia al SW (Fig.5), los cuales posiblemente recubrieron las estructuras originadas por las fases deformativas preexistentes. Los pliegues tienden a ser cerrados con extensión kilométrica y las fallas muestran desplazamientos de orden kilométrico (MORA, S., 1979; RIVIER, 1985; VALDES, 1987). La subducción de la dorsal de Cocos acentuó este estilo estructural, lo que intensificó el levantamiento de Talamanca y el movimiento de las fallas inversas originadas por la Fase D4 en tiempos más recientes (p.e. BULLARD, 1990) desarrollando un patrón de cuencas del tipo "foreland intermontane" (sensu INGERSOLL, 1988).

Cuenca trasarco ("backarc") Limón Sur: En esta cuenca de la primera generación, por medio de los datos de geología y geofísica, particularmente sísmica de reflexión, ha sido posible identificar un estilo estructural compresivo originado por las fases D3 y D4. Ambas deformaciones constituyen 2 niveles estructurales de características comunes: fallas de sobrecorrimiento con plegamiento asociado, que no solo afectan la cubierta sedimentaria, sino también el basamento. Su orientación predominante es NW-SE con vergencia al NE, pero en la latitud de Puerto Limón (10° Latitud Norte) su rumbo cambia bruscamente en dirección E-W (Figs. 2 y 4; CAMPOS, 1987), donde pasan a formar parte del Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica. Las fallas tienen desplazamientos del orden de kilómetros y los pliegues tienden a ser cerrados (VAN de KAMP, 1985). En la Figura 6.g se muestra un perfil sísmico costa fuera, en el que se observan típicas estructuras de la Fase D4. Este mismo patrón de estructuras se presenta tierra adentro con características semejantes, donde se sobrepone a las estructuras de la fase D3, o bien genera un nivel estructural sobreyacente (Figs.5 y 7d; RIVIER, 1985; FERNANDEZ, 1987; CAMPOS, 1987; BOTAZZI et al., 1990). Como se

observa también en la Figura 6.7, limitando las estructuras de la Fase D4, se ha generado una discordancia angular (del límite Mioceno/Plioceno -M/P-), sobre la cual se ha desarrollado la sedimentación de la Megasecuencia D, dentro de microcuencas tectónicamente activas (de tipo "Piggy Back"), y cuyo conjunto, inclusive tierra adentro semeja un sistema de cuencas tipo "foreland". La actividad tectónica en esta cuenca se asocia a la actividad del Cinturón Deformado de Panamá (véase atrás).

Cuenca trasarco ("backarc") Limón Norte: Esta cuenca, que presenta un relleno sedimentario Cretácico Tardío - Paleógeno, semejante al de la Cuenca Limón Sur (Fig.4); exhibe a diferencia de ésta, un estilo estructural distensivo típico de una cuenca marginal pasiva. Los datos sísmicos, salvo en la porción limítrofe con la Cuenca Limón Sur, no evidencian estructuras tectónicas compresivas, como las que se observan hacia el sur de Limón. Por el contrario, dos generaciones de fallamiento normal son identificadas: a) de probable edad Oligoceno - Mioceno, y b) Mioceno Superior - Plioceno (Figs. 5 y 6), este último de tipo lístrico asociadas a un espeso prisma de sedimentos clásticos, identificados en la desembocadura del Río San Juan, y denominado como el Delta del Río San Juan. La ausencia de estructuras de deformación importantes que puedan correlacionarse con alguna de las fases de deformación, permiten interpretar esta cuenca como una cuenca marginal, tectónicamente pasiva del Segmento Costa Rica Norte, la cual grad paulatinamente hacia el Abanico de Costa Rica en la Cuenca de Colombia (Fig.2, cf. HOLCOMBE et al., 1990).

Sistema de cuencas transtensivas Nicoya, Parrita y Valle Central : Estas cuencas de la segunda generación, originadas desde el Eoceno/Oligoceno exhiben estilos estructurales típicos de cuencas transtensivas ("pull-apart", cf. CROWELL, 1974; BLICK & BIDDLE, 1985; SYLVESTER, 1988). Los rasgos estructurales, tanto en geología de superficie, como en secciones sísmicas, que más se destacan en estas cuencas son: sistemas de horst y graben, bloques basculados, estructuras en flor y fallamiento normal periférico (Figs. 5 y 6; y compárese, por ejemplo: BAUMGARTNER et al., 1984; SEYFRIED et

al., 1987 para la Cuenca Nicoya; y CHAVEZ, R. (en ALVARADO, F., 1984); RIVIER & CALVO, 1988 para la Cuenca Valle Central). Además se presentan algunas otras estructuras asociadas al trazo de la falla, como son plegamiento en éche-lon y sistemas de fallas de desgarre sintéticas y antitéticas (Fig. 5; compárese: BERGOING et al., 1980; DENYER & MONTERO, 1989).

Cuenca de interarco ("rift") San Carlos : En esta cuenca de tipo extensional, se identifican dos estilos estructurales diferentes. El más antiguo es un sistema de fallamiento normal de rumbo NW-SE, alineado con la Depresión de Nicaragua y que dio lugar a la apertura de la cuenca durante el Mioceno. El segundo, de tipo compresivo, tiene un desarrollo local y consiste de fallas inversas y pliegues asociados, con orientación E-W, así como el ascenso local de cuerpos intrusivos, que afectaron el relleno sedimentario de la cuenca durante el Plioceno Inferior (Figs. 5 y 6). El origen de esta última deformación se relaciona al movimiento de una falla transcurrente ("strike-slip"), que buza abruptamente y que presenta típicas estructuras en flor en las secciones sísmicas. Este movimiento transcurrente se asocia a una actividad temporal del sistema de Falla Hess - Santa Elena, durante el Plioceno Inferior (Fig.5, compárese MANN & BURKE, 1984). El límite oeste de esta cuenca corresponde con el Arco de Sarapiquí, el cual registra actividad volcánica pre-Plioceno, y posiblemente represente un arco volcánico remanente.

Sistema de Cuencas de Burica, Golfo Dulce y Coto Colorado : En este conjunto de cuencas Plio-Quaternarias del sur de Costa Rica, se reconocen también dos estilos estructurales sobrepuestos (Fig.5). El primero, es de tipo compresivo y se asocia a la fase D4 (Mioceno Superior/Plioceno Inferior). Presenta sobrecorrimentos y pliegues con rumbo NW-SE, vergiendo al SW. Este estilo estructural, posiblemente estuvo asociado a la formación de la cuenca pliocénica de Burica-Osa, como una depresión de alta subsidencia tipo "foredeep", desarrollada en la región frontal del cinturón deformado de la Fila Costeña-Golfito. El segundo patrón estructural es de tipo distensivo: fallas normales cuaternarias de rumbo WSW-ENE, posiblemente aun activas y originadas por un sistema de "strike-slip", asociado al

movimiento transcurrente de la Zona de Fractura de Panamá (compárase BARRITT & BERRANGE, 1987).

EVOLUCION TECTONO- SEDIMENTARIA

Sobre la base de la diferenciación y caracterización de las megasecuencias sedimentarias, la presencia de discordancias regionales, y la identificación de las fases de deformación tectónica, asociados a los rasgos regionales y locales; se ha separado la evolución tectono-sedimentaria de las cuencas sedimentarias de Costa Rica, en 4 grandes episodios evolutivos (Fig. 7): a) Cretácico Superior, b) Terciario Temprano, c) Terciario Tardío y d) Plio-Cuaternario.

a. *Cretácico Superior (Surgimiento del Arco de Islas, Fig. 7a)*

Durante el Cretácico (posiblemente desde el Aptiano-Albiano) y hasta el Santoniano Superior/Campaniano Inferior, se desarrolló un profuso volcanismo basáltico, sincrónico con una extensa y espesa sedimentación pelágica, rica en lutitas negras originadas por eventos oceánicos anóxicos (ASTORGA, 1987, 1988; 1990). Dentro de este intervalo, y particularmente, entre el Turoniano y el Santoniano aconteció la fase compresiva D1 (cf. GURSKY, M., 1988), la cual posiblemente se debió a una colisión de placas en el Pacífico Este y el Caribe.

Durante el Campaniano Inferior tardío como consecuencia de la Fase D2, ocurre ascenso diferencial del basamento, particularmente en el sector norte de Costa Rica (compárase AZEMA & TOURNON, 1980; BAUMGARTNER, 1984, 1987; SEYFRIED & SPRECHMANN, 1985; CALVO & BOLZ, 1990). Sobre una parte de este alto estructural se desarrolló una plataforma carbonatada del Campaniano Superior (CALVO, 1987; SPRECHMANN et al., 1987). Lateralmente, y más o menos contemporáneamente a dicha sedimentación carbonatada, se desarrolló un volcanismo toleítico cercano a la Trincherá (pe. SCHMIDT-EFFING, 1979; WILDBERG et al., 1981; WILDBERG, 1984), el cual pudo haberse extendido a lo largo de todo el incipiente arco

externo (compárese LEW, 1983; TOURNON, 1984; BERRANGE & THORPE, 1988; MESCHÉDE et al., 1988; SICK, 1989; APPEL, 1990). Hacia finales del Campaniano un arco volcánico (interno) se desarrolla (KUIJPERS, 1979; LUNDBERG, 1982), el cual probablemente tuvo mayor acentuación en la porción sur de arco (FISHER & PESSANO, 1965). La sedimentación marina más profunda, durante todo este período se caracteriza por facies de barros biogénicos carbonatados, con intercalaciones locales de turbiditas en las cercanías de las áreas levantadas (ASTORGA, 1987, 1988; SPRECHMANN et al., 1987).

En el Maastrichtiano Inferior, una rápida subsidencia, causada por la apertura de la cuenca antearco ("forearc") y el levantamiento paulatino del arco externo, produce que la plataforma carbonatada sea enterrada parcialmente. La sedimentación de pelagitas carbonatadas, paulatinamente es sustituida por turbiditas provenientes de las áreas insulares, lo cual se acentúa durante el Maastrichtiano Superior.

b. *Terciario Temprano (Conformación del Arco de Islas, Fig. 7b)*

Desde el Maastrichtiano, la sedimentación en las cuencas de talud, antearco y trasarco consiste de espesas secuencias de turbiditas clásticas. Durante el Paleoceno Superior basal, como producto de un levantamiento tectónico del arco externo, se produce una separación casi completa entre las cuencas del antearco y del talud de la trincherá (LUNDBERG, 1982; ASTORGA, 1987, 1988). Este levantamiento del arco externo produce dos efectos principales: 1) impide el aporte de sedimento arenoso a las cuencas del talud de la trincherá, lo que facilita el desarrollo de "slope-aprons" de turbiditas carbonatadas de grano fino a lo largo de gran parte de este sistema de cuencas, cuya sedimentación prevalece hasta el Eoceno Superior/Oligoceno Inferior; y 2) en las regiones levantadas de este alto estructural se desarrollan depósitos carbonatados neríticos (ASTORGA, 1987, 1988; CALVO, 1987; CALVO & BOLZ, 1990). En algunas porciones del sur del arco externo aun prevalece un volcanismo cercano a la trincherá (LEW, 1983; TOURNON, 1984; MESCHÉDE et al., 1988; SICK, 1989).

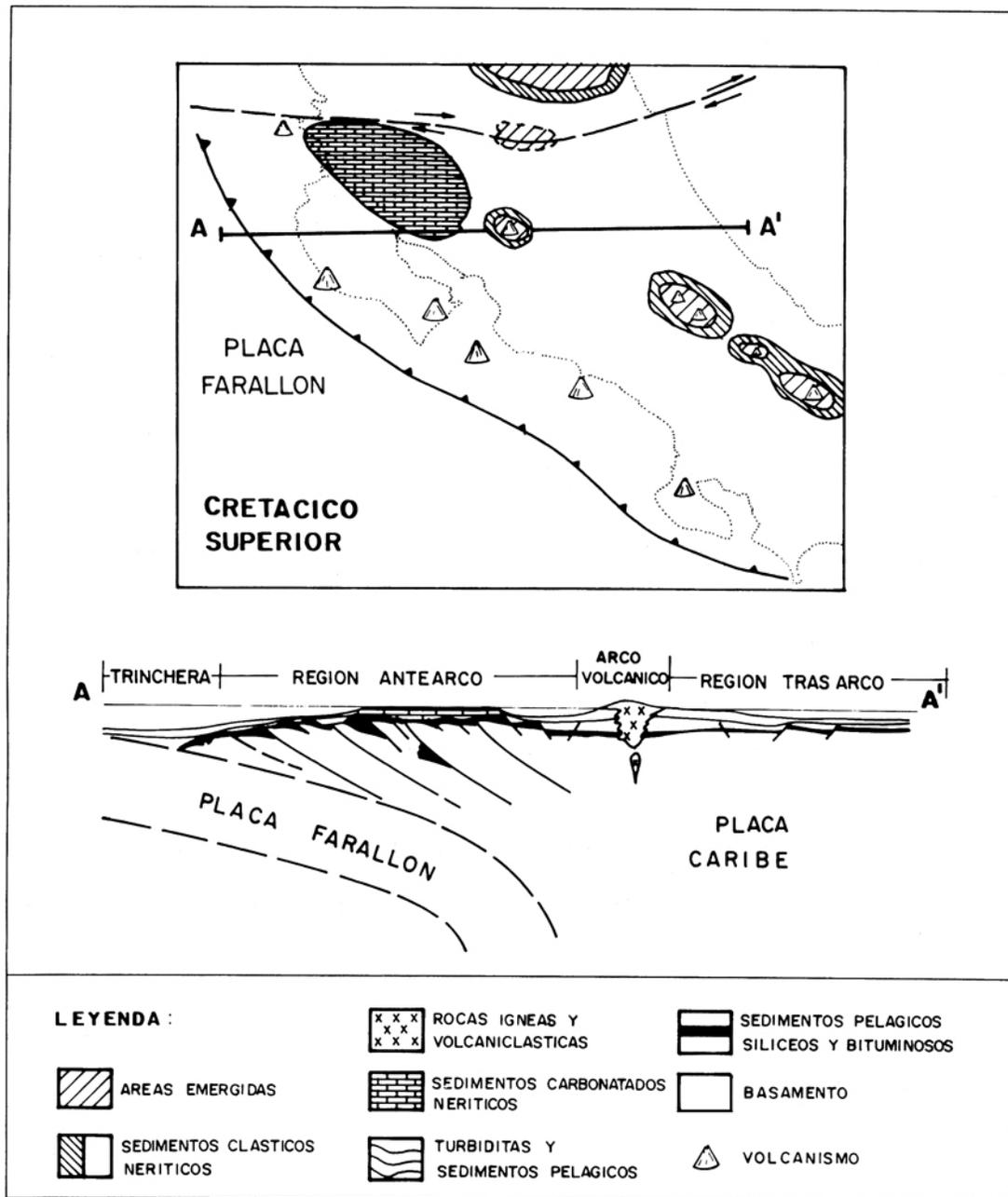
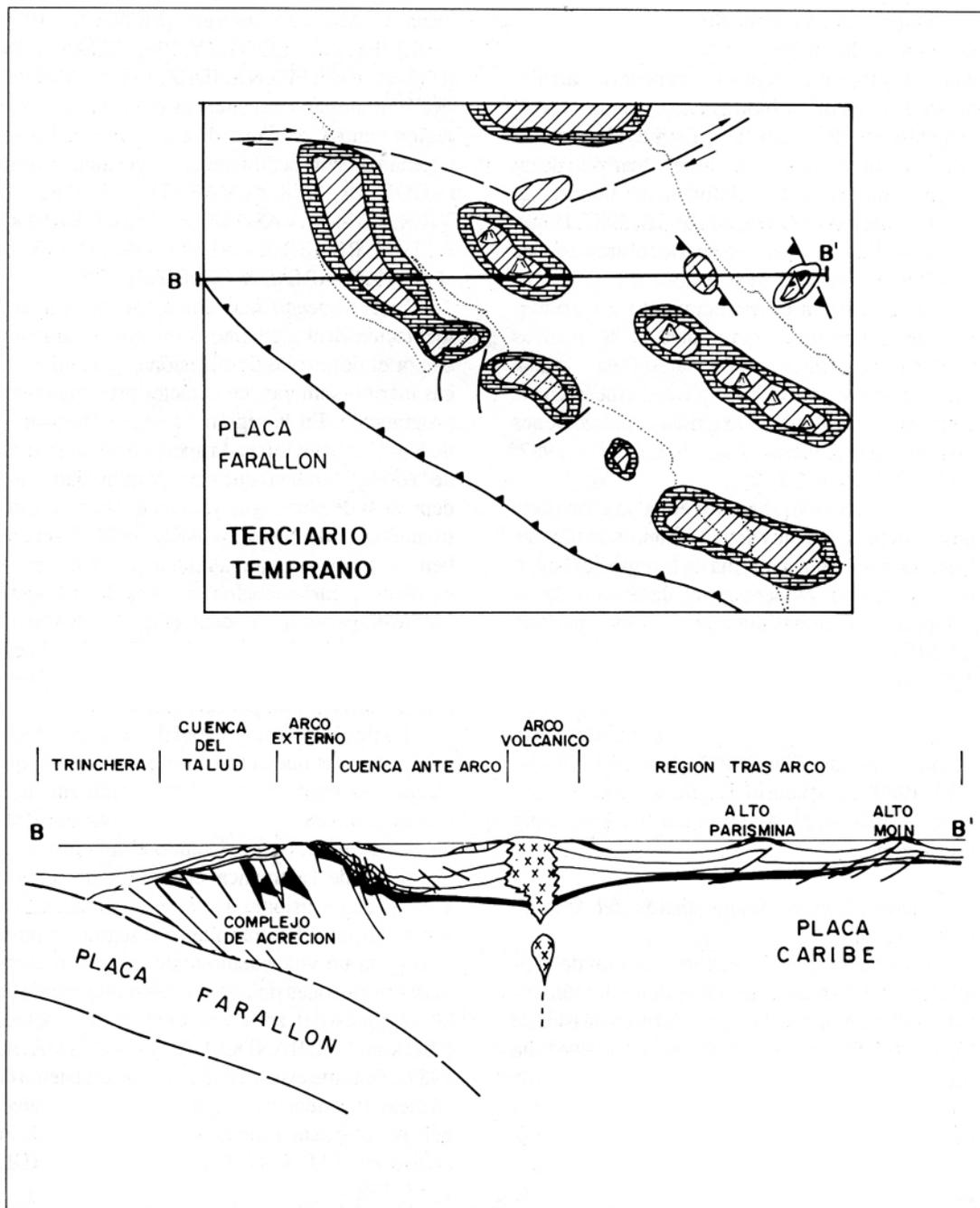


Fig. 7: Secuencia de figuras sobre la evolución tectonosedimentaria del Arco de Islas de Costa Rica, contemplando cuatro grandes períodos evolutivos (modificado de ASTORGA et al. 1989):

a. Cretácico Superior: en el Campaniano Superior, como consecuencia de una fase tectónica (D2), en el norte de Costa Rica, se origina un relieve oceánico somero, sobre el que se instauró una plataforma carbonatada. Con el desarrollo de la subducción de la Placa Farallón, la actividad volcánica se incrementa, particularmente en el Maastrichtiano. Existen evidencias de actividad volcánica cercana a la Trincherá y además en una posición más interna (arco volcánico). La sincronización de dicho volcanismo no ha sido demostrado, y su asociación espacial es aún enigmática. La sedimentación marina, más extensa, consistió de sedimentos pelágicos carbonatados, interdigitados con depósitos clásticos gruesos cercanos a los márgenes insulares. Esta sedimentación es paulatinamente sustituida por turbiditas clásticas, que predominan durante el Paleógeno.



b. Terciario Temprano: desde el Paleoceno Superior el arco externo divide la región del antearco, y controla la sedimentación de las cuencas del talud de la trinchera, así como el desarrollo de las bioconstrucciones carbonatadas en las márgenes de las porciones más someras. Durante el Paleoceno Superior - Eoceno Inferior ocurrió una relativa estabilidad tectónica y el desarrollo de un volcanismo predominantemente explosivo en el arco volcánico. En el Eoceno Medio-Superior, hubo desarrollo de extensas rampas carbonatadas, dispuestas en los márgenes insulares, o bien sobre los bordes de nuevos altos estructurales originados por una nueva fase tectónica (D3). La sedimentación marina dominante, consiste de turbiditas volcánico-clásticas y carbonatadas.

Durante el Paleoceno Superior tardío - Eoceno Inferior, la sedimentación en las cuencas de antearco y trasarco se caracteriza por el desarrollo de secuencias de turbiditas carbonatadas y volcánicas de grano fino. Esto evidencia una relativa estabilidad tectónica y el desarrollo de un volcanismo explosivo relativamente importante para este período (véase ASTORGA, 1987, 1988).

En el Eoceno Medio-Superior el arco de islas es afectado por una fase tectónica compresiva (D3) que provoca el levantamiento y deformación de las porciones marginales de las cuencas y altos estructurales en el trasarco ("back-arc"), donde durante períodos de quietud volcánica, se instauran relativamente extensas construcciones carbonatadas someras (Fig. 7b; CALVO, 1987; CALVO & BOLZ, 1990).

La subducción, al menos en la porción norte de la trinchera, fue muy activa durante este tiempo. Los datos de sísmica marina de la región del talud de la trinchera, evidencian el desarrollo de un complejo acrecional durante todo este período (cf. SHIPLEY & BUFFER, 1985; SILVER et al., 1985; SHIPLEY & MOORE, 1986). Reportes de basaltos almohadillados en las áreas de Fila Matama y Siquirres, de posible edad Eoceno Medio-Superior (TOURNON, 1984; CERVANTES, 1989) evidencia el desarrollo de un volcanismo submarino en la región del "backarc" para ese período.

c. Terciario Tardío (*Segmentación del Arco de Islas, Fig. 7c.*)

Entre el término del Eoceno e inicios del Oligoceno, se inicia una nueva fase de evolución tectono-sedimentaria en la región. El arco de islas de Costa Rica es segmentado por un sistema de falla transcurrente ("strike-slip") sinistral (Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica), que genera el desarrollo de cuencas transtensivas (principalmente "pull-apart") en la porción central del país. Se originan así dos segmentos corticales separados, el Costa Rica Norte y el Costa Rica Sur.

Durante el Oligoceno, el movimiento hacia el NE del segmento sur, origina el levantamiento del segmento norte que queda sujeto a la erosión (DENG, 1962; SEYFRIED et al., 1987). Mientras tanto, en el segmento sur, la espesa sedimentación de turbiditas clásticas continúa y culmina

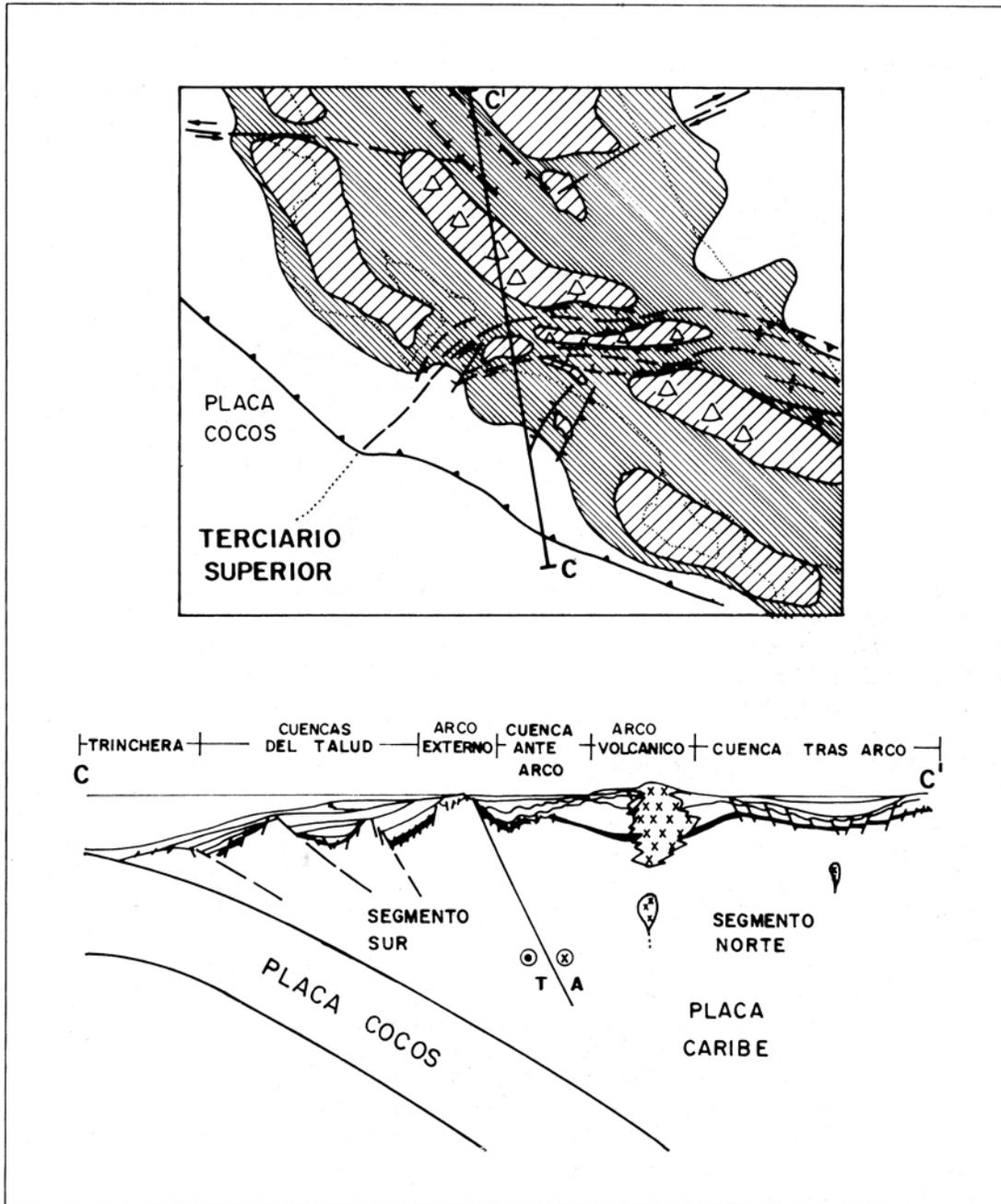
hacia el Mioceno Inferior (MORA, S., 1979; PHILLIPS, 1983; LOWERY, 1983; YUAN, 1984; RIVIER, 1985; FERNANDEZ, 1987; CAMPOS, 1987). Asimismo, las cuencas transtensivas de la región central de Costa Rica, comienzan a ser rellenadas por sedimentación clástica marina (AGUILAR, 1978; ALVARADO, M., 1982; RIVIER, 1979; ALVARADO, F., 1984; OBANDO, L., 1983; RIVIER & CALVO, 1988; OBANDO et al., 1990; ARIAS & DENYER, 1990).

En el Mioceno, nuevamente se registra sedimentación en el segmento norte, que se caracteriza por el desarrollo de sucesiones volcánicas marino-someras, de carácter principalmente progradante. En la región trasarco ("back-arc") de San Carlos se inicia la apertura de un sistema de "rifting" (graben) que tiene continuidad con la depresión de Nicaragua y hacia el norte de Centroamérica (MANN & BURKE, 1984). Este graben es rellenado parcialmente por sedimentos clásticos y carbonatados marinos del Mioceno Medio-Superior al Plioceno (Fig. 4; OBANDO, L. 1986; CALVO & BOLZ, 1987b). En el segmento sur, la sedimentación también es clástica marina durante este período (Fig. 4).

Hacia el Mioceno Cuspidal - Plioceno Medio se registra una nueva fase compresiva (D4), que afecta más intensamente el segmento sur. Esta fase compresiva induce un fuerte levantamiento en el arco interno, provocando el ascenso de la Cordillera de Talamanca, concomitantemente al ascenso de intrusiones ácidas e intermedias en el segmento sur. Mientras que en el segmento norte se origina un volcanismo andesítico, con eventuales intrusiones de composición intermedia en las regiones del arco volcánico y del trasarco ("back-arc") (OBANDO, L. 1986; KUSSMAUL, 1987). Durante este mismo período, el sistema de cuencas transtensivas siguió activo, y fue afectado por un intenso volcanismo de tendencia E-W (véase ALVARADO, G., 1984; KUSSMAUL, 1987; 1988).

d. Plio-Quaternario (*Formación del Istmo, Fig. 7d*)

Durante el Plioceno, en el segmento norte, continúa la sedimentación clástica marina somera en el graben de San Carlos, que hacia el Cuaternario es colmatado por depósitos volcánicos y volcanitas marginales (Fig. 4). En la

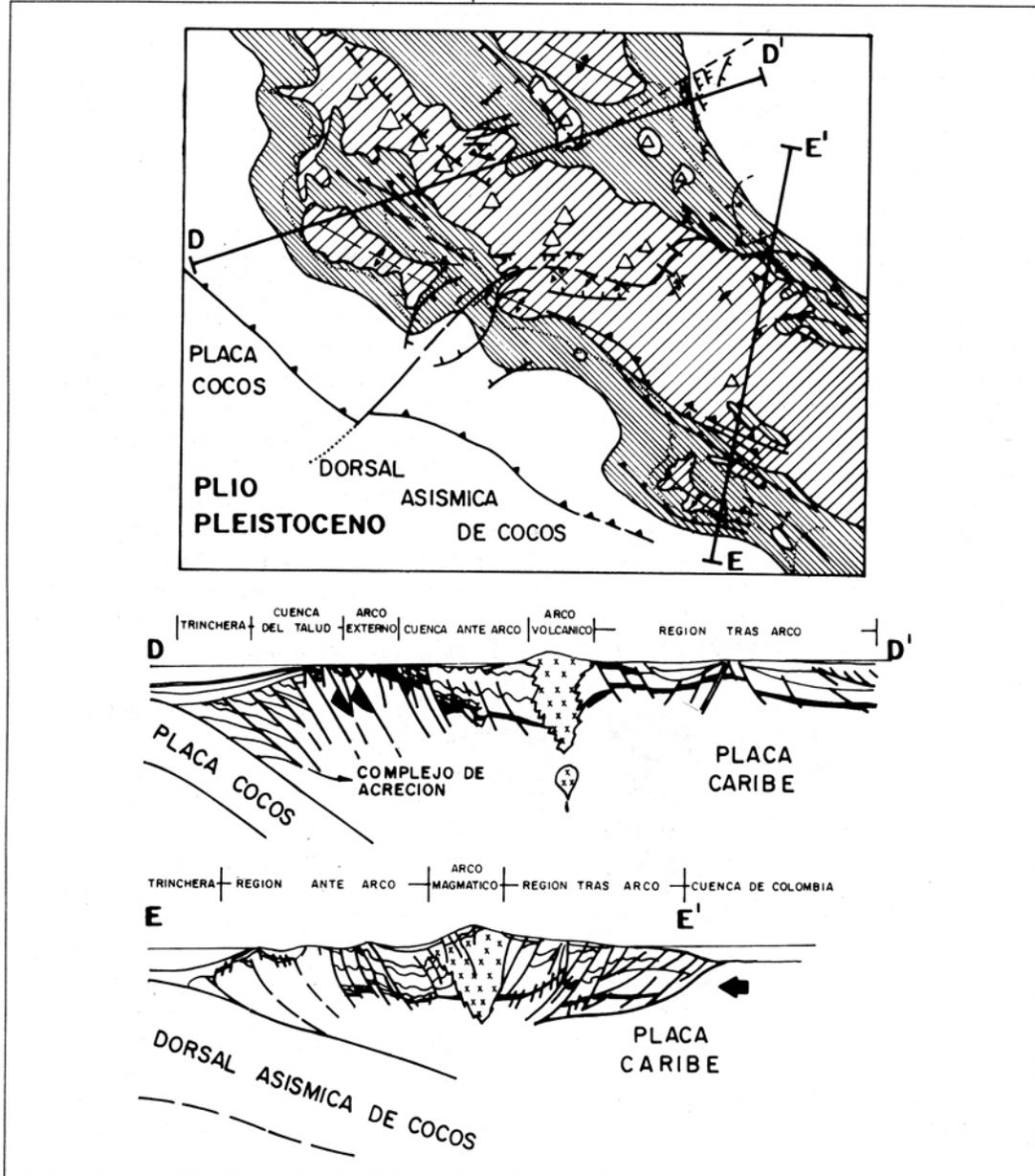


c. Terciario Tardío: Desde el Eoceno-Oligoceno el arco de islas es separado en dos segmentos, por el Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica, que origina el sistema de cuencas transtensivas de la región central de Costa Rica, que tiene prolongación hacia el sureste como parte de un incipiente cinturón de deformación. Durante el Oligoceno el Segmento Norte permanece en gran parte emergido, mientras la sedimentación y volcanismo prevalecieron en el Segmento Sur. Hacia el Mioceno, en la región norte del trasarco, se abre una cuenca transtensiva como prolongación de la Depresión de Nicaragua. Para este período la sedimentación clástica marina somera, compuesta por complejos de sedimentos deltaicos y litorales prevalecieron. El volcanismo fue intenso hacia el Mioceno Superior-Plioceno, en particular después de la fase tectónica D4.

cuenca back-arc de Limón Norte y posiblemente desde el Mioceno Superior se desarrollaba un delta en la desembocadura del río San Juan (Fig. 5). Esta cuenca es rellenada por sedimentos clásti-

cos marinos que progradan paulatinamente hacia la cuenca de Colombia sin mayores distorsiones tectónicas.

Mientras tanto, durante el Plioceno, tanto en



d. Plio-Cuaternario: El canal interoceánico de la parte central del país fue cerrado, como producto de una rápido relleno de las cuencas por sedimentos volcanoclásticos. No obstante el Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica, aun continúa activo, y el mismo se intensifica y complica a consecuencia del inicio de la subducción de la Dorsal Asísmica de Cocos. El segmento Costa Rica Sur es deformado intensamente como producto de la mencionada subducción somera en el Pacífico de Costa Rica, y de la convergencia "intraplaca" en la región Caribe. Como derivación de esto, cesa el volcanismo y se desencadena un acelerado proceso de levantamiento, y una alta actividad tectónica, que aún prevalecen. En el segmento Costa Rica Norte la actividad tectónica es menos fuerte, pero el volcanismo es mas intenso, sobretodo en el Plioceno Superior-Pleistoceno. Estas condiciones han permanecido hasta la actualidad.

el antearco ("fore-arc") como en el trasarco ("back-arc") del bloque sur, se desarrolla un sistema de cuencas originadas por compresión, con sedimentación clástica gruesa y de ambientes marinos someros hasta continentales ("Fan y braided deltas" hasta abanicos aluviales). Una cuenca de frente profundo se abre en la región actual de Osa-Burica y un espeso prisma de sedimentos marinos someros y continentales es depositado durante el Plioceno (LEW, 1983; CORRIGAN, 1986). En esta misma región durante el Pleistoceno, la apertura de la Zona de Fractura de Panamá y su extensión por en el litoral pacífico, como la Falla Longitudinal de Costa Rica, origina un sistema de fallas de desplazamiento de rumbo dextrales que limita el frente de empuje de la cuenca de Térraba, y una cuenca de "pull-apart" aún activa, en el área Golfo Dulce-Coto Colorado (cf. BARRIT & BERRANGE, 1987).

Los rasgos estructurales mayores, activos durante el Terciario Superior y Cuaternario, controlan en gran parte los rasgos neotectónicos actuales de Costa Rica. La separación entre los dos segmentos de Costa Rica Norte y Sur, es todavía patente, así como sus notables diferencias topográficas y geológicas. La abundancia de volcanismo, la topografía relativamente baja, expresada por la mayor extensión de las llanuras y la menor evidencia de fuerte actividad tectónica reciente en el Segmento Norte, difieren notablemente de las características del Segmento Sur. Este, más bien no presenta actividad volcánica reciente, tiene una topografía notablemente abrupta, que incluso en algunas ocasiones llega hasta la costa, y evidencia una fuerte actividad neotectónica. El límite tectónico entre ambos segmentos (Figs. 2 y 5) se extiende desde el sur de la Península de Nicoya, a través del Valle Central, y el valle del Río Reventazón hasta Puerto Limón, donde pasa hacia el mar como un cañón submarino (el Cañón de Limón, Fig. 6). Este margen que se extiende hasta el talud continental marca un límite topográfico claro, que evidencia un tectonismo aun activo.

POTENCIAL DE HIDROCARBUROS

La evaluación de los rellenos sedimentarios de las dos generaciones de cuencas sedimentarias de

Costa Rica (Figs. 3 y 4), aunada a las características de espesor y evolución geodinámica de las mismas; permite establecer un marco general sobre el potencial hidrocarburífero del país. En este apartado se enfatizan cuatro de los elementos principales: rocas generadoras, rocas reservorio, rocas sello y desarrollo de trampas; así como una discusión sobre el potencial de hidrocarburos de las cuencas.

Las rocas generadoras

En el Cuadro 1 se presenta un resumen de los niveles sedimentarios con potencial para la generación de hidrocarburos para las diferentes cuencas. En los niveles donde se han efectuado análisis geoquímicos, se indican los valores promedio de TOC ("Total Organic Carbon", porcentaje en peso). Las referencias a las formaciones estratigráficas indicadas, se refieren al cuadro estratigráfico de SPRECHMANN et al. (1990 y en prensa). Aparte del valor de TOC, o de posible riqueza en materia orgánica, la diferenciación de niveles con probabilidad de generación, se fundamenta en el hecho de que su espesor acumulativo dentro de la formación respectiva, alcance como mínimo varios metros.

Como se nota en el Cuadro 1, en todas las cuencas existe al menos un nivel sedimentario que tiene potencial como posible roca generadora, y algunas de las cuencas presentan dos o más niveles.

Dentro de la *Megasecuencia A* (Fig. 4), la presencia de lutitas negras ricas en materia orgánica (TOC 12 % como promedio, y 46 % máximos!) infiere un importante potencial hidrocarburífero a aquellas cuencas, en donde esta megasecuencia conforma su basamento. Estas lutitas negras corresponden a varios niveles estratigráficos (asociados a los eventos anóxicos oceánicos), de varios metros de espesor cada uno, que se intercalan con otros sedimentos pelágicos silíceos, dentro y sobreyaciendo la rocas ígneas oceánicas que en conjunto conforman el basamento (Formación Loma Chumico, cf. ASTORGA, 1987; 1988; 1990). Son ricas en Kerógenos del tipo II, y los análisis de madurez efectuados a muestras de afloramientos, indican que son marginalmente maduras. Lo que sugiere que en condi-

Potenciales Rocas Generadoras

	Sámara -		Nicoya -				Golfo Dulce -		
	Cabo Blanco	Tampisque	San Carlos	Limón Norte	Parrita	Valle Central	Burica	Térraba	Limón Sur
Megasecuencia D Supergrupo Cerere		Lutitas negras lagunares y laminadas (Unidad El Real) TOC ?					Lutitas lagunares y prodeltaicas TOC = 0.72 % (Formación Burica)		
Megasecuencia C Supergrupo Boruca	Sedimentos prodeltaicos TOC = ? (Formación El Carmen)	Lutitas lagunares y prodeltaicas TOC = ? (Formación Colomazo)	Lutitas lagunares y de prodeltaico TOC = 0.16 - 15 % (Formación Venado)	Sedimentos turbidíticos de grano fino TOC = 0.58 % Lutita de plataforma y prodeltaico TOC = 0.7 % (Formación Usulután)	Lutitas negras y turbidíticas de grano fino TOC = ? (Formación Punta Judes)	Lutitas negras laminadas ricas en materia orgánica TOC = ? (Formación Palo Negro)		Lutitas prodeltaicas laminadas y ricas en materia orgánica TOC = ? (Formación Curú)	Lutitas de plataforma y prodeltaicas TOC = 0.16 - 1.22 % (Formación Usulután) Lutitas negras intercaladas con turbiditas finas TOC = 0.1 - 0.9 % (Formación Senosí)
Megasecuencia B Supergrupo Curime	Lutitas negras ricas en materia orgánica intercaladas con turbiditas carbonatadas de grano fino TOC = 2% (?) (Formación Ario)	Sedimentos pelágicos intercalados con turbiditas TOC = 0.3 - 0.9 % 0.3 - 0.4 % (Formaciones Descartes y Cruz)		Sedimentos pelágicos intercalados con turbiditas TOC = 0.7 - 5.93 % (Formación Senosí)				Sedimentos pelágicos y turbiditas de grano fino TOC = 1.78 % (Formación Descartes)	Sedimentos pelágicos intercalados con turbiditas arenosas TOC = 1.3 % (Formaciones Tuñe y Senosí) Lutitas carbonatadas pelágicas TOC > 0.25 % (Formación Changuinola)
Megasecuencia A Supergrupo Papagayo	Lutitas bituminadas intercaladas con sedimentos radiolaríticos TOC prom 12 % (max 46 %) (Formación Loma Chumica)				Lutitas negras ricas en materia orgánica TOC = 2% ? (Formación Loma Chumica)			Lutitas bituminadas fuertemente laminadas TOC = 2% (?) (Formación Loma Chumica)	Lutitas negras ricas en materia orgánica TOC = 2 % (Formación Loma Chumica ?)

Cuadro 1. Niveles estratigráficos considerados como potenciales rocas generadoras de hidrocarburos, para las cuencas sedimentarias de Costa Rica. Compilado con base en: OBANDO, L. (1984), OBANDO, J. (1987), ASTORGA & CAMPOS (1988) y FERNÁNDEZ et al. (1990).

ciones adecuadas de enterramiento, como por ejemplo en el centro de cuenca, puede haber ocurrido la generación de hidrocarburos. La presencia de asfaltos en rocas asociadas estratigráficamente con las lutitas negras, en núcleos de pozos estratigráficos perforados por RECOPE en el Pacífico Norte de Costa Rica (Morote No.1 y Manzanillo No.1 por ejemplo) dan indicios de una incipiente generación.

En la *Megasecuencia B* (Cuadro 1, Fig. 4), los niveles con probabilidad de generación aparecen en diversas cuencas. Todos tienen en común el hecho de que corresponden con una sedimentación pelágica, conformada por lutitas negras laminadas, que se intercalan con susecciones de turbiditas areno-lodosas del Maastrichtiano al Oligoceno Inferior. Pese a que los estratos individuales tienen espesores centimétricos a decimétricos, y solo eventualmente métricos, sus espesores acumulativos dentro de la secuencia alcanzan varias decenas de metros de espesor. Los análisis geoquímicos efectuados muestran valores de TOC entre 0.3% hasta 5.93 %, con predominancia de Kerógenos del tipo I y II. Térmicamente estas rocas varían de inmaduras hasta maduras, y pudieron ser las rocas fuente de los hidrocarburos encontrados en algunos de los pozos exploratorios perforados en la Cuenca Limón Sur (Cocoles No.1, por ejemplo).

Dentro de la *Megasecuencia C*, en casi la totalidad de las cuencas existen niveles sedimentarios con potencial de generación (Cuadro 1, Fig.4). Estos corresponden por lo general con facies arcillosas, negras, ricas en materia orgánica, depositadas en ambientes de plataforma externa o en ambientes de pro-delta; que se intercalan con facies arenosas de ambientes neríticos. Estas facies tienden a tener mayores espesores que los de las megasecuencias infrayacentes, alcanzando varias decenas de metros de espesor o más. Análisis geoquímicos se han efectuado solo a las rocas de la región trasarco (Cuadro 1), los que indican valores de TOC de 0.16% hasta 15%. Los kerógenos son del tipo I y II, térmicamente son inmaduras a marginalmente maduras. En la Cuenca San Carlos, los hidrocarburos encontrados en manifestaciones superficiales provienen de estos niveles. De igual manera, en la Cuenca Limón Sur, datos geoquímicos, a partir de muestras de

pozos, como de manifestaciones superficiales indican que los hidrocarburos fueron generados por estas rocas. En el resto de las cuencas, pese a la presencia de este tipo de facies, aun no se efectúan análisis geoquímicos sistemáticos que las caractericen propiamente.

Megasecuencia D: dentro de esta megasecuencia, existen niveles con potencial generador en las cuencas de Tempisque y de Golfo Dulce-Burica. En ambas cuencas los niveles corresponden con lutitas negras, laminadas, ricas en macro y microfauna. Los escasos análisis geoquímicos efectuados indican valores de TOC 0.72 %, pero mayores y más sistemáticos estudios deberán ser efectuados.

Rocas Reservorio

En la Figura 4 se presentan las columnas sedimentarias generalizadas de las cuencas, y los niveles carbonatados y clásticos de grano grueso, que podrían ser considerados potenciales rocas reservorio. Asimismo en el Cuadro 2, se resumen los niveles estratigráficos con potencial de rocas almacén, para las diferentes cuencas sedimentarias.

Este potencial de rocas reservorio, se resume en dos tipos básicos de porosidades. El primero se refiere a la porosidad primaria interparticular fundamentalmente en areniscas, y el segundo tipo se asocia a porosidad secundaria, originada por dolomitización, disolución o bien por fracturamiento de calizas y cuerpos ígneos intercalados con sedimentos.

La composición de las areniscas ejerce una importante influencia en las características de porosidad y permeabilidad. En el caso de Costa Rica, un arco de islas intraoceánico, las areniscas del Cretácico y del Paleógeno, tienen una composición predominantemente litofeldespática, lo que favorece la formación de matriz secundaria durante la diagénesis. Este hecho, produce atenuantes en el desarrollo de reservorios originados por porosidad primaria en areniscas (p.e. MILLOT, 1970). Sin embargo, por el hecho de que algunas transformaciones de esas arcillas autigénicas en areniscas de este tipo, se producen bajo las mismas condiciones de generación de hidrocarburos (LARSER & CHILINGER, 1979:

Potenciales Rocas Reservorio

	Somera -		Nicoya -				Golfo Dulce -		
	Cobo Blanco	Tampisque	San Carlos	Limón Norte	Parrito	Valle Central	Burica	Térraba	Limón Sur
Megasecuencia D Supergrupo Cerere		Arenas de barros cenizas y depósitos volcánicos gruesos (Unidad informal El Real)		Depósitos arenosos de los lobos del Delta del Río San Juan			Potencial primario en complejos de lóbulos arenosos turbidíticos (Formación Burica)		Potencial primario en arenosas cuarcosas de ambientes litorales (Formación Sureño)
Megasecuencia C Supergrupo Boruca	Potencial primario en areniscas de barros litorales y complejos de lóbulos (Formación El Carmen)	Potencial primario y secundario en sucesiones de areniscas volcánicas (de complejos delíticos y San delicias) (Formación Colomazo)	Potencial primario en areniscas de lóbulos delíticos, barros arenosos y calizas neríticas (Formación Venado)	Potencial primario en areniscas de lóbulos delíticos y depósitos litorales (Formación Río Bonano)	Potencial primario en areniscas delíticas y de complejos litorales arenosos (barros y depósitos de playa) (Formación Punta Juntas)	Potencial primario en areniscas cuarcosas de barros litorales (Formación Cora)		Potencial primario en complejos litorales de areniscas (Formación Curú)	Potencial primario en areniscas de lóbulos delíticos y depósitos litorales (Formación Río Bonano)
Megasecuencia B Supergrupo Curime	Potencial por fracturamiento o dolomitización de calizas neríticas del Picoano y Escano (Formaciones Fila de Cal y Espíritu Santo)	Potencial primario o secundario en ciclos de complejos litorales de areniscas turbidíticas y rellenos de conchas (Formaciones Curú y Descartes)		Potencial intercalado y secundario en calizas neríticas por dolomitización y fracturación (Formación Fila de Cal)		Fracturamiento secundario en calizas neríticas (Formación San Miguel)		Potencial primario o secundario en calizas neríticas (Formación Fila de Cal)	Potencial primario o secundario en lóbulos de areniscas turbidíticas (Formación Sebana Arenosa) - 25% - 30% Limiteles - 6 - 24% Fracturación en lóbulos - 25%
Megasecuencia A Supergrupo Papagayo		Fracturamiento secundario en niveles de flujos basálticos molinos y almohadillados			Fracturación secundaria en calizas pelágicas (Formación Sebana Grande)			Potencial secundario por fracturación (hasta 9.8%) en calizas neríticas (Formación Fila de Cal)	Potencial primario o secundario en lóbulos arenosos turbidíticos y rellenos de conchas (Formación Turú)

Cuadro 2. Resumen de niveles estratigráficos consideradas como probables rocas almacén para las deferentes cuencas sedimentarias de Costa Rica. Modificado de FERNANDEZ et al. (1990).

1983; CHAMLEY, 1989; 1990), el proceso de formación de arcillas puede ser inhibido por la entrada de hidrocarburos. Este hecho, obviamente tiene importantes repercusiones en lo que respecta a la acumulación de hidrocarburos en trampas estratigráficas, más que en trampas estructurales. Un fenómeno semejante ocurre con la formación de porosidad secundaria asociada a transformaciones diagenéticas de arcillas y a la disolución de minerales por presión (SCHOLLE & SCHULGER, 1979). Porosidades primarias tienden a ser más abundantes en las areniscas del Neógeno, en las que el cuarzo detrítico tiende a ser más abundante, y por tanto los problemas de matriz secundaria se reducen ostensiblemente.

Respecto a la porosidad secundaria, diferentes niveles de calizas neríticas (Cuadro 2) presentan evidencias de dolomitización a profundidad, o bien porosidad originada por disolución (tipo Karst), asociada a emersiones temporales de las construcciones carbonatadas (pe, CALVO & BOLZ, 1990). Asimismo, tanto los cuerpos carbonatados, como otros cuerpos ígneos intercalados dentro de las sucesiones sedimentarias, presentan evidencias de abundante fracturamiento diagenético y/o tectónico (hasta un 40% del volumen), el cual tiende a ser más frecuente en la zona de charnela de los pliegues o en las cercanías de las zonas de fallas. Este hecho favorece la formación de trampas estructurales.

Rocas Sello

El desarrollo de trampas para la acumulación de hidrocarburos, esta favorecida por la presencia de intercalaciones cíclicas de paquetes arenosos y carbonatados con prismas de sedimentos clásticos de grano fino, como por ejemplo, sedimentos pelágicos, turbiditas de grano fino, lutitas de plataforma y prodeltaicas, y lutitas de ambientes transicionales o fluviales.

En las cuencas sedimentarias de Costa Rica (Fig.4) este fenómeno es común, por lo que el problema de la ausencia de rocas sello, prácticamente no ocurre en ninguna de las megasecuencias sedimentarias.

Desarrollo de Trampas

Condiciones para el desarrollo de potenciales trampas estructurales y estratigráficas existen en todas las cuencas sedimentarias de Costa Rica.

Las trampas estructurales se asocian principalmente a las estructuras originadas durante las últimas dos fases compresivas (D3 y D4). La compresión relacionada a la fase D3 (Eoceno Medio/Superior) originó estructuras compresivas de varios órdenes de magnitud. Estructuras anticlinales mayores, asociadas a fallamiento inverso fueron originadas tanto en las cuencas del ante-arco como en el tras-arco. En este último caso los Altos de Parismina y Moín, constituyen buenos ejemplos de estas estructuras (Fig. 7b).

La fase deformativa D4 (Mioceno Superior-Plioceno Inferior) origino también un sistema de estructuras compresivas en casi todas las cuencas, aunque con mayor acentuación en las del segmento Costa Rica Sur, con la formación de cinturones de deformación en las cuencas ante-arco y tras-arco, donde importantes estructuras anticlinales asociadas a fallas de sobrecorrimiento fueron desarrolladas (Fig.5).

Otro tipo de potenciales trampas estructurales se presentan en las cuencas de la Zona de Fractura de Costa Rica Central (Figs. 5 y 6). Bloques basculados en sistemas de Horst y Graben, y otras estructuras de deformación asociadas a discordancias, originadas por el movimiento transcurrente del sistema de fallamiento, pueden haber formado potenciales entrampamientos hidrocarbúferos (por ejemplo Fig. 6.4).

Las trampas estratigráficas, por las características del relleno sedimentario de las cuencas, su evolución diagenética y el desarrollo de discordancias; es probable que tiendan a ser más abundantes, que las estructurales, particularmente en las cuencas caracterizadas por rápida subsidencia.

Factores controlantes como las pulsaciones tectónicas, alto aporte sedimentario asociado a incrementos cíclicos ligados a volcanismo, fluctuaciones eustáticas, subsidencia rápida de las cuencas y el efecto de barreras efímeras relacionadas con altos estructurales; han determinado el desarrollo de espesos y complejos prismas

sedimentarios limitados por discordancias (Fig. 4). A causa de estos factores, en los sistemas B, C y D se desarrollan rápidos cambios de facies laterales y verticales (como por ejemplo: conglomerática-arenosa-arcillosa, o bien arenoarcillosa-carbonatada-arcillosa), que ha inducido la formación de potenciales trampas estratigráficas. Aunado a estos fenómenos, se presentan las características diagenéticas de los diferentes rellenos sedimentarios, los cuales también pueden haber originado potenciales trampas estratigráficas. Fenómenos de diagénesis temprana, particularmente en calizas (por ejemplo Karstismo), o bien de diagénesis más tardía como dolomitización en calizas, sustitución de arcillas autógenas, cementación carbonatada, o desarrollo de porosidad secundaria en areniscas (con contemporaneidad a

la generación y migración de hidrocarburos); o bien fenómenos de fracturamiento diagenético o tectónico de rocas macizas; son responsables de la formación de este tipo de trampas.

Discusión

La mayoría de las cuencas sedimentarias analizadas (Fig.4) presentan las variables necesarias, que indican la existencia de potencial hidrocarburofero.

Presencia de potenciales rocas generadoras, reservorio y sello; además de potenciales trampas estructurales y estratigráficas, apocionadas con espesores sedimentarios considerables, y gradientes geotérmicos relativamente altos (Cuadro 3) confirman ese potencial.

Gradiente Geotérmico Promedio de Cuencas Sedimentarias

Tempisque	San Carlos	Limón Norte	Limón Sur
2.27°C / 100 m (*)	4.67°C / 100 m	3.5°C / 100 m	2.0°C - 6.6°C / 100m
(*) 0 - 1600 = 1.36° C/100m., > 1600 m = 3.17° C/100 m			

Cuadro 3. Resumen de datos sobre gradientes geotérmicos promedios de cuatro cuencas sedimentarias de Costa Rica. Con base en: DOBRINESCU (1984, 1988), BALLESTERO & DOBRINESCU (1987) y BALLESTERO et al. (1989).

La presencia de manifestaciones superficiales de hidrocarburos en las cuencas de San Carlos y Limón Sur, y evidencia de presencia de hidrocarburos en el subsuelo en las cuencas de Tempisque, San Carlos, y Limón Sur; acentúan esos aspectos del potencial petrolero.

Dos atenuantes importantes en la evaluación de ese potencial tienen también que ser consideradas. La primera se refiere a la composición de las areniscas, particularmente las del Cretácico Superior- Paleógeno. Pese a su abundancia, y a su

granulometría gruesa, la mayoría de estas areniscas presentan permeabilidades bajas, producto de la formación de arcillas autógenas durante la diagénesis. La segunda atenuante se refiere al desarrollo potencial de trampas estratigráficas, las que pese a una amplia y buena información sísmica, tienden a ser más difíciles de determinar que las trampas estructurales.

Respecto a esta segunda atenuante, debe recalarse como se mencionó más arriba, que la dinámica de sedimentación en las cuencas muy

probablemente ha favorecido la formación de potenciales trampas estratigráficas. Por lo tanto, la atenuante en si implica una problemática respecto a las labores de prospección en las cuencas. Esto por cuanto es necesario, una mayor cobertura sísmica y de pozos estratigráficos.

Respecto a la presencia de potenciales trampas estructurales, sobre la base de los estudios geológicos y geofísicos efectuados hasta el momento, se han identificado 6 áreas prospectivas para las cuencas sedimentarias mejor conocidas. Dichas áreas (Figs. 5 y 6) son:

1. Cinturón deformado de Limón Sur (sector marino y terrestre);
2. Area plegada de San Carlos;
3. Area central del Tempisque;
4. Cinturón deformado de la Fila Costeña;
5. Flancos del Alto Moín y secuencias clásticas marinas y progradantes de Limón Norte.
6. Cubetas de Graben en las Cuencas marinas Nicoya-Parrita.

CONCLUSIONES

Las principales conclusiones obtenidas en este trabajo son:

1. La geometría de las cuencas sedimentarias y el desarrollo evolutivo del arco de islas ha estado controlado fundamentalmente por procesos tectónicos de tipo regional y local. Los de tipo regional (4 Fases Compresivas) se relacionan con la geodinámica de la Placa Caribe y los movimientos mayores de las placas tectónicas. Los procesos de tipo local, se asocian a fenómenos tectónicos relacionados con el movimiento de bloques o segmentos tectónicos dentro del arco de islas.
2. Producto de dichos controles tectónicos regionales y locales, dos generaciones de cuencas sedimentarias han sido identificados. Las de primera generación corresponden a la geometría de un arco de islas intraoceánico, y se formaron desde el Cretácico Superior. Las de segunda generación, se originaron desde el Eoceno/Oligoceno y se relacionan a los fenómenos tectónicos locales que afectaron el arco de islas.
3. El relleno de las diferentes cuencas sedimentarias es separado en 4 diferentes megasecuencias o síntemas, que representan para las regiones

emergidas actuales del arco, los sucesivos períodos evolutivos del relleno de la cuenca y de la evolución del mismo: 1. la megasecuencia A de pre-Campaniano Tardío, representa la historia oceánica del basamento; 2. megasecuencia B, del Campaniano Superior al Oligoceno Inferior, representa en general el relleno profundo de las cuencas; 3. la megasecuencia C, del Oligoceno Superior al Mioceno Superior representa el relleno sedimentario nerítico; y la Megasecuencia D, del Plioceno al Reciente el relleno sedimentario de origen principalmente continental.

4. Desde el Eoceno Superior/Oligoceno Inferior el arco de islas de Costa Rica, fue dividido en dos segmentos tectónicos independientes por el Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica. Estos dos segmentos, el Costa Rica Norte y el Costa Rica Sur desde su formación tienen historias geológicas diferentes, lo cual se refleja en la historia del relleno sedimentario de las cuencas, la intensidad y estilo de deformación estructural e inclusive en su magmatismo. Estas diferencias son patentes en la actualidad, particularmente por las notables diferencias morfológicas y geológicas de ambos segmentos. Los límites tectónicos de estos segmentos obedecen a un patrón complejo. El límite septentrional del segmento Costa Rica Norte, corresponde con el sistema de falla Santa Elena-Hess, el cual ha manifestado evidencias de actividad al menos para el Plioceno. El límite de los dos segmentos corresponde con una zona relativamente extensa que abarca el Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica. Este límite transcurrente sinistral ha evolucionado desde el Eoceno Superior/Oligoceno y ha controlado el desarrollo de cuencas transtensivas, y el tectonismo y magmatismo de la zona, y aún se mantiene activo. El límite meridional del segmento Costa Rica Sur es relativamente más complejo y es muy probable que se ubique hasta la zona de discontinuidad del Canal de Panamá, de manera que en un marco regional esta area correspondería con un bloque, que debería ser denominado Costa Rica Sur - Panamá Oeste.

5. Desde el punto de vista de potencial petrolero se ha mostrado que las cuencas sedimentarias de Costa Rica conjugan los elementos básicos que indican la existencia de potencial hidrocarbúfero. Hay presencia de niveles de rocas generadoras en

los rellenos de todas las cuencas, así como de potenciales rocas almacén y sello. Asimismo, han existido condiciones para la formación de trampas estructurales, y particularmente de potenciales trampas estratigráficas. El espesor sedimentario de las cuencas y las condiciones de gradiente geotérmico son factores positivos que refuerzan las condiciones de buen potencial. No obstante, dos atenuantes son enfatizadas. La primera relacionada a la relativa abundancia de matriz secundaria en las areniscas del Cretácico Superior - Paleógeno, de la mayoría de las cuencas, lo cual limita la exploración de trampas estructurales en estos niveles, y más bien es posible que favorezcan el desarrollo de potenciales trampas estratigráficas. La segunda atenuante se refiere al desarrollo frecuente de potenciales trampas estratigráficas, las cuales requieren un procedimiento de exploración más sistemático y detallado. No obstante, con objetivos fijados en la presencia de reservorios potenciales en calizas y secuencias clásticas más gruesas, preferentemente del Neógeno, se han delimitado 6 áreas de interés petrolífero para Costa Rica.

AGRADECIMIENTOS

Los autores hacen extensivo su agradecimiento a la Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE S.A), por el permiso para la publicación del presente documento. De igual forma agradecemos a todo el personal técnico de la que fue Gerencia de Producción Primaria hasta 1991, y a quienes han colaborado de una u otra manera en la preparación de este trabajo. A Petrocanada International Assistance Corporation y al Dr. A. Baillie (Calgary) por su valiosa cooperación. Asimismo al Geol. G. Bottazzi por su colaboración y aportes al presente trabajo.

REFERENCIAS

- ADAMEK, S.; FROLICH, C. & PENNINGTON, W.D.; 1988: Sismicity of the Caribbean-Nazca boundary: constraints on microplate tectonics of the Panama region. - *J. Geoph. Res.*, **93**, B3: 2053 - 2075.
- AGUILAR, T.; 1978: Fauna de un perfil de la Formación Térraba. - 98 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, (tesis inédita).
- ALVARADO, M.A., 1982: Estudios sedimentológicos en la Formación Pacacua (Mioceno, Costa Rica). - 185 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, (tesis inédita).
- ALVARADO, G.; 1984: Aspectos petrológicos de los volcanes y unidades lávicas del Cenozoico Superior de Costa Rica. - 183 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, (tesis inédita).
- ALVARADO, F.; 1984: Geología estructural y tectónica al sur del Valle Central, Costa Rica (Tarbaca). - 118 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, (tesis inédita).
- ANDERSON, T. H. & SCHMIDT, V. A., 1983: The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico - Caribbean Sea region during Mesozoic time. - *Geol. Soc. America Bull.*, **94**: 941-966.
- APPEL, H., 1990: Geochemie und K/Ar -Datierung an Magmatiten in Costa Rica, Zentralamerika. - 160 págs. Diplomarbeit, Johannes Gutenberg-Universität.
- ARIAS, O. & DENYER, P., 1990: Estratigrafía y evolución de la Cuenca Candelaria, Costa Rica. - VII Congreso Geológico de América Central, 19-23 de Noviembre, 1990, San José, Costa Rica: resumen 19.
- ASTORGA, A.; 1987: El Cretácico Superior y el Paleógeno de la vertiente Pacífico de Nicaragua meridional y Costa Rica septentrional: Origen, evolución y dinámica de cuencas profundas relacionadas al margen convergente de Centroamérica. - 250 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, (tesis inédita).
- ASTORGA, A.; 1988: Geodinámica de las cuencas del Cretácico Superior - Paleógeno de la región "forearc" del Sur de Nicaragua y Norte de Costa Rica. - *Rev. Geol. América Central*, **2**: 1 -40.
- ASTORGA, A.; 1990: La Formación Loma Chumico (Complejo de Nicoya, Costa Rica) y su relación con la evolución cretácica del margen oeste del

- "paleo-plateau" Caribe. - VII Congreso Geológico de América Central (19-23 Noviembre 1990), San José, Costa Rica, Resumen 128.
- ASTORGA, A. & CAMPOS, L., 1988: La problemática de la distribución espacial y temporal de las facies de lutitas bituminosas en la Cuenca Tempisque. - 12 págs. Informe técnico Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE S.A.).
- ASTORGA, A.; FERNANDEZ, J.A.; BARBOZA, G.; CAMPOS, L.; OBANDO, J.; AGUILAR, A. & OBANDO, L.G.; 1989: Cuencas Sedimentarias de Costa Rica: evolución Cretácico Superior - Cenozoica y Potencial de Hidrocarburos. - Symposium on the Energy and Mineral Potential of the Central American - Caribbean Region, San José, Costa Rica, March 6-9, 1989, Circumpacific Council: 23p.
- AZEMA, J. & TOURNON, J., 1980: La Peninsule de Santa Elena, Costa Rica: un massif ultrabásique charrie en marne pacifique de l'Amérique centrale. - C.R. Acad. Sci. Ser. D., 290: 9 - 12.
- AZEMA, J., BOURGOIS, J., TOURNON, J., BAUMGARTNER, P.O. & DESMET, A., 1985: L'orogène pre-senonien supérieur de la marge pacifique du Costa Rica (Amérique Centrale). - Bull. soc. geol. France, 1985(8), t.I., 2: 173-179.
- BALLESTERO, L. & DOBRINESCU, M.M., 1987: Gradiente geotérmico del Pozo Matina No.1. - 3 págs. Informe Técnico de la Refinadora Costarricense de Petróleo.
- BALLESTERO, L.; DOBRINESCU, M.; MAYERS, R. & JAGER, G., 1989: An integrated geological and geophysical interpretation of the San Carlos Basin, Costa Rica. - Symposium on the Energy and Mineral Potential of the Central American - Caribbean Region, San José, Costa Rica, March 6-, 1989, Circumpacific Council: 13 p.
- BARBOZA, G. & ZUCCHI, H., (en prensa): Sismoestratigrafía de las cuencas "forearc" del Pacífico Central y Sur en Costa Rica.
- BARRITT, S. & BERRANGE, J. P., 1987: Interpretation of a gravity survey of the Osa Peninsula and environments, southern Costa Rica. - Overseas Geology and Mineral Resources, 64.
- BAUMGARTNER, P.O., 1984: El Complejo Ophiolítico de Nicoya (Costa Rica): Modelos estructurales analizados en función de las edades de los radiolarios (Calloviense a Santoniense). - En: SPRECHMANN, P. (Ed.): Manual de Geología de Costa Rica, V.1: Estratigrafía: 115 - 123. Editorial de la Universidad de Costa Rica.
- BAUMGARTNER, P. O. 1987: Tectónica y sedimentación del Cretácico Superior en la zona pacífica de Costa Rica (América Central). - Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, 2: 251 - 260, En: Barbarin C., Gursky, H - J y Meiburg, P. (ed): El Cretácico de México y América Central; Linares.
- BAUMGARTNER, P.O., MORA, C.R., BUTTERLIN, J., SIGAL, J., GLACON, G., AZEMA, J. & BOURGOIS, J., 1984: Sedimentología y paleogeografía de Cretácico y Cenozoico del litoral pacífico del Costa Rica. - Rev. Geol. América Central, 1: 57 -136.
- BERGOING, J.P., MALAVASSI, E. & JIMENEZ, R.; 1980: Síntesis geológica del Valle Central de Costa Rica.- Instituto Geográfico Nacional; 2 partes; San José.
- BERRANGE, J.P. & THORPE, R.S., 1988: The geology, geochemistry and emplacement of the Cretaceous-Tertiary ophiolitic Nicoya Complex of the Osa Peninsula, southern Costa Rica. - Tectonophysics, 147: 193-220.
- BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N., 1985: Glossary - Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. - En: BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. (Eds.): Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 37: 375-385.
- BOTTAZZI, G., GONZALEZ, G., FERNANDEZ, J.A. & BARBOZA, G., 1990: Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca Limón Sur, Costa Rica. - VII Congreso Geológico de América Central, 19 - 23 Noviembre 1990, San José, Costa Rica, resumen: 97.
- BOWIN, C., 1976: The Caribbean; Gravity field and plate tectonics. - Geol. Soc. America Special Paper 169: 169p.

- BOWLAND, C.L., 1984: Seismic stratigraphy and structure of the western Colombian Basin, Caribbean Sea. - 248 págs. MSc. Thesis, University of Texas.
- BOURGOIS, J., AZEMA, J., BAUMGARTNER, P.O., TOURNON, J., DESMET, A. & AUBOUIN, J., 1984: The geologic history of the Caribbean - Cocos plate boundary with special reference to the Nicoya Ophiolite Complex (Costa Rica) and D.S.D.P. results (Legs 67 and 84 off Guatemala): A synthesis. - *Tectonophysics*, **108**: 1 - 32.
- BURBACH, G.V., FROHLICH, C., PENNINGTON, W.D. & MATUMOTO, T., 1984: Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate. - *J. Geoph. Res.*, **89**: 7719-7735.
- BURKE, K., 1988: Tectonic Evolution of the Caribbean. - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **16**: 201 - 230.
- BURKE, K., FOX, P. J. & SENGOR, A. M. C., 1978: Bouyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. - *J. Geoph. Res.*, **83**: 3949 - 3954.
- BURKE, K., COOPER, C., DEWEY, J.F., MANN, P. & PINDELL, J.L., 1984: caribbean tectonics and relative plate motions. - *En*: BONINI, W.E., HARGRAVES, R.B. & SHAGAM, R. (Eds.): *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. Geological Society of America Memoir 162: 31 - 64.
- CASE, J.E. & HOLCOMBE, T.L., 1980: Geologic-Tectonic map of the Caribbean region. - U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map 1-110, scale 1:2,500,000.
- CALVO, C., 1987: Las calizas neríticas de la vertiente pacífica del norte de Costa Rica y sur de Nicaragua: Epocas y sistemas de sedimentación asociadas con la apertura y evolución del margen convergente de la América Central Meridional. - 164 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, (tesis inédita).
- CALVO, C. & BOLZ, A., 1987a: Las calizas de Sapoá y su relación con el Escarpe de Hess, límite septentrional de la plataforma carbonatada de Barra Honda, Costa Rica y Nicaragua. - III Jornadas Geológicas de Costa Rica, 24-25 set., 1987, San José, Costa Rica, p.20.
- CALVO, C. & BOLZ, A., 1987b: La secuencia de Venado, un estuario lagunar tropical del Mioceno Medio, San Carlos, Costa Rica. - *Rev. Geol. América Central*, **6**: 1 - 24.
- CALVO, C. & BOLZ, A., 1990: Las plataformas carbonatadas del Senoniense Superior y Terciario del Arco de Islas Centroamericano Meridional. - VII Congreso Geológico de América Central, 19-23 Noviembre 1990, San José, Costa Rica, Resumen 128.
- CAMPOS, L., 1987: Geología de la Fila Asunción y zonas aledañas, Atlántico Central, Costa Rica. - 78 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, (tesis inédita).
- CAMPOS, L. & ASTORGA, A., 1988: Informe geológico del pozo El Real No.1, Liberia, Guanacaste. - Informe técnico Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE): 55 p.
- CERVANTES, F., 1989: Base geológica para los análisis geotécnicos del Proyecto Hidroeléctrico Siquirres, Provincia de Limón, Costa Rica. - 117 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, (tesis inédita).
- CORRIGAN, J.D., 1986: Geology of the Burica Peninsula, Panamá - Costa Rica: Neotectonic implication for the southern Middle America convergent margin. - 152 págs. Master Thesis, University of Texas.
- CROWE, J.R. & BUFFLER, R.T., 1985: The Middle America Trench, Costa Rica-detached sediments (decollement tectonics -B-subduction- and active margins). - *En*: LADD, J.W. & BUFFLER, R.T. (Eds.): *Middle America Trench of Western Central America*. Ocean Margin Drilling Program, Reg. Atlas Ser.: Atlas 7, Woods Hole (Marine Science International).
- CROWELL, J.V., 1974: Origin of Late Cenozoic basins in southern California. - *En*: DICKINSON, W.R. (Ed.): *Tectonics and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 22:190-204.
- De BOER, J., 1979: The outer arc of the Costa Rican orogen (oceanic basement complexes of the Nicoya and Santa Elena peninsulas). - *Tectonophysics*, **56**: 221-259.

- DENGO, G. 1962a: Estudio geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica. - Instituto Geográfico Nacional: 112 p.
- DENGO, G. 1962b: Tectonic-igneous sequence in Costa Rica. - *En*: Petrologic Studies, A. F. Buddington Volume: 133 - 161; Geological Society of America.
- DENGO, G. 1968 (2nd ed., 1973): Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central. - Centro Regional de Ayuda Técnica, México / Buenos Aires: 55 p.
- DENGO, G. 1983: Mid America: tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia. - Centro de Estudios Geológicos de América Central: 90 p.
- DENYER, P & MONTERO, W 1989: Mapa geoestructural de los sismos del Valle Central, Costa Rica. - Instituto Geográfico Nacional, 1 mapa +23 p.
- DEWEWER, D., AZEMA, J., TOURNON, J. & DESMET, A. 1985: Découverte de matériel du Lías-Dogger inférieur, dans la péninsule de Santa Elena (Costa Rica, Amérique Centrale). - Académie de Ciencias de París, *300, 2/15*: 759-764, París.
- DOBRINESCU, M.M., 1984: Estudio del gradiente geotérmico de la Cuenca de Limón. - Informe técnico Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE S.A.), 41 p.
- DOBRINESCU, M.M, 1988: Estudio del gradiente geotérmico de la zona Pacífica. - Informe técnico de la Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE S.A.), 4 p.
- DONNELLY, T.W., 1989: Geologic history of the Caribbean and Central America. - *En*: BALLY, A.W. & PALMER, A.R. (Eds.): The Geology of North America -An overview-. The Geology of North America, v.A.:299-322. Geological Society of America.
- DUNCAN, R.A. & HARGRAVES, R.B., 1984: Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. - *En*: BONINI, W.E., HARGRAVES, R.B. & SHAGAM, R. (Eds.): The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geological Society of America memoir 162: 81-94.
- DUQUE-CARO, H., 1979: Major structural elements and evolution of northwest Colombia. - American Association of Petroleum Geologists Memoir *29*: 329-351.
- EVA, A. W., BURKE, K., MANN, P. & WADGE, G., 1989: Four-phase tectonostratigraphic development of the southern Caribbean. - Marine and Petroleum Geology, *6*: 9 - 21.
- FERNANDEZ, J.A., 1987: Geología de la hoja topográfica Tucurrique (1:50.000, I.G.N.C.R., nO. 34451). - 206 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, (tesis inédita).
- FISHER, S.P. & PESSAGNO, E.A., 1965: Upper Cretaceous strata of northwestern Panama. - American Association of Petroleum Geologists Bulletin, *49*: 433-444.
- GALLI - OLIVIER, C., 1979: Ophiolite and island-arc volcanism in Costa Rica: - Geol. Soc. American Bulletin, *90*: 444 - 452.
- GURSKY, H-J., GURSKY, M., SCHMIDT-EFFING, R. & WILDBERG, G.H., 1984: Karten zur Geologie von Nordwest-Costa Rica (Miteelamerika) mit Erläuterungen. - Geologica et Paläontologica, *18*: 173-182.
- GURSKY, M. 1988: Análisis tectónico de la Península de Nicoya (Costa Rica) y su significado para el desarrollo estructural - geodinámico de América Central meridional. - Rev. Geol. América Central, *8*: 19 - 75.
- HAG, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P., 1988: Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of sea-level change. - Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. *42*: 71-108.
- HENNINGSSEN, D., 1966: Die pazifische Küstenkordillere (Cordillera Costeña) Costa Ricas und ihre Stellung innerhalb des südzentralamerikanischen Gebirges. - Geotekt. Forsch., *23*: 3 - 66.
- HOLCOMBE, T.L., LADD, J.H., WESTBROOK, G., EDGAR, N.T. & BOWLAND, CH.L., 1990: Ca-

- ribbean marine geology; Ridges and basins of the plate interior. - **En:** DENGO, G. & CASE, J.E. (Eds.): The Caribbean Region. Geological Society of America, The Geology of America, v.H:231 - 260.
- INGERSOLL, R.V., 1988: Tectonics of sedimentary basins. - *Geol. Soc. American Bulletin*, **100**: 1704-1719.
- KUSSMAUL, S., 1987: Petrología de las rocas intrusivas neógenas de Costa Rica - *Rev. Geol. América Central*, **7**: 83 - 112, San José.
- KUSSMAUL, S., 1988: Comparación petrológica entre el piso volcánico del Valle Central y la Cordillera Central de Costa Rica. - *Ciencia y Tecnología* **12(1-2)**: 109-116.
- KUIJPERS, E., 1979: La geología del Complejo ofiolítico de Nicoya, Costa Rica. - *Inst. Geogr. Nac.*, **25**, Inf. Sem. Julio-Dic.: 15-75.
- KUIJPERS, E., 1980: The geologic history of the Nicoya Ophiolite Complex, Costa Rica, and its geotectonic significance - *Tectonophysics* **68 (3/4)**: 233 - 255.
- LADD, J.W., 1976: Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. - *Geol. Soc. America Bulletin*, **87**: 969 - 976.
- LAGUNA, J., 1977: Geología y sedimentología de tres unidades paleocenas cerca de Samara, Península de Nicoya, Provincia de Guanacaste. 79 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, (tesis inédita).
- LEW, L., 1983: The geology of the Osa Peninsula, Costa Rica: Observations and speculations of the outer arc of the southern Central American orogen. - 91 págs. MSc. Thesis, University Park, Pennsylvania State University.
- LONSDALE, P. & KLITGORD, K.D., 1978: Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. - *Geol. Soc. American Bulletin*, **89**: 981 - 999.
- LOWERY, B.J., 1982: Sedimentology and tectonic implications of the Middle to Upper Miocene Curre Formation, southwestern Costa Rica. 100 págs. Master Thesis, Louisiana State University.
- LU, R.S. & McMILLEN, K.J., 1983: Multichannel seismic survey of the Colombia Basin and adjacent margin. - **En:** WATKINS, J.S. & DRAKE, C.L. (eds.): Studies in continental margin geology. American Association of Petroleum Geologists Memoir 34: 395-410.
- LUNDBERG, N., 1982: Evolution of the slope landward of the Middle America Trench, Nicoya Peninsula, Costa Rica. - **En:** LEGGETT, J.K. (Ed.): Trench-forearc geology; Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins. Oxford, Blackwell Scientific Publications: 131 - 147.
- LLOYD, J., 1963: Historia tectónica del orógeno sur centroamericano. - **En:** The backbone of the Americas, tectonic history from pole to pole. A symposium. Memoir No.2, T. American Association of Petroleum Geologists: 28 pp.
- MALFAIT, B.T. & DINKELMAN, M.G., 1973: Circum-Caribbean tectonics and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate. - *Geol. Soc. American Bulletin*, **83**: 251 - 272.
- MANN, P. & BURKE, K., 1984: Neotectonics of the Caribbean. - *Rev. Geophys. Space Phys.*, **22, 4**: 309 - 362.
- MANN, P., SCHUBERT, C. & BURKE, K., 1990: Review of Caribbean neotectonics. - **En:** DENGO, G. & CASE, J.E. (Eds.): The Caribbean region. Geological Society of America, The Geology of North America, v.H.:307-338.
- MATTSON, P.H., 1984: Caribbean structural breaks and plate movements. - **En:** BONINI, W.E, HARGRAVES, R.B. & SHAGAM, R. (Eds.): The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geological Society of America Bulletin, memoir 162: 131-152.
- McBIRNEY A.R. & WILLIAMS, H., 1965: Volcanism in the southern part of El Salvador. - *Univ. California Publ. in Geol. Sci.*, **32**: 1 - 64.
- MINSTER, J.B. & JORDAN, T.H., 1978: Present-day plate motions. - *J. Geoph. Res.*, **83**: 5331-5334.
- MONTERO, W. & DEWEY, J.W., 1982: Shallow-focus seismicity, composite focal mechanism, and tectonics of the Valle Central of Costa Rica. - *Bull. Seism. Soc. America*, **72**: 1611-1626.

- MORA, S., 1979: Estudio geológico de una parte de la región sureste del Valle del General, Provincia de Puntarenas, Costa Rica. - 200 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, (tesis inédita).
- MESCHEDE, M., FRISCH, W. & SICK, M., 1988: Interpretación geodinámica de los complejos ofiolíticos de Costa Rica. - Rev. Geol. América Central, 8: 1 - 17.
- OBANDO, J.A., 1986: Sedimentología y tectónica del cretácico y Paleógeno de la región de Golfito, Península de Burica y Península de Osa, Provincia de Puntarenas. - 211 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, (tesis inédita).
- OBANDO, J. & BAUMGARTNER, P.O. 1986: Estratigrafía y tectónica de la cuenca de Golfo Dulce y Charco Azul. - II Jornadas Geológicas de Costa Rica: 15 - 16.
- OBANDO, J.A., BAUMGARTNER, P.O., BOTTAZZI, G. & GONZALEZ, G., 1990: Sedimentación y tectónica del Paleógeno Tardío y el Neógeno en la Cuenca del Golfo Dulce, Pacífico Sur de Costa Rica. - VII Congreso Geológico de América Central, 19-23 noviembre 1990, San José, Costa Rica, resumen 119.
- OBANDO, L., 1983: Estratigrafía y petrografía de las rocas aflorantes al sur del Valle Central-Tarabaca. - 136 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, (tesis inédita).
- OBANDO, L., 1986: Estratigrafía de la Formación Venado y rocas sobreyacentes (Mioceno - Reciente) Provincia de Alajuela, Costa Rica. - Rev. Geol. América Central, 5: 73 - 104.
- PINDELL, J.L., 1985: Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean Sea. - Tectonics, 4: 1-39.
- PINDELL, J.L. & DEWEY, J.F., 1982: Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. - Tectonics, 1: 179-212.
- PINDELL, J.L., CANDE, S.C., PITMAN III, W.C., ROWLEY, D.B., DEWEY J.F., LABRECQUE, J. & HAXBY, W., 1988: A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. - Tectonophysics, 155: 121-138.
- PINDELL, J.L. & BARRET, S.F., 1990: Geological evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic perspective. - En: DENG, G. & CASE, J.E. (Eds.): The Caribbean region. Geological Society of America, The Geology of North America, v.H.:405-432.
- PHILLIPS, P.J., 1983: Stratigraphy, sedimentology and petrologic evolution of Tertiary sediments in southwestern Costa Rica. - 153 págs. Msc. Tesis, Louisiana State University.
- PICHLER, H. & WEYL, R., 1975: Magmatism and Crustal Evolution in Costa Rica (Central America). - Geol. Rdsch., 62: 57 - 396.
- RIVIER, F., 1979: Geología del área norte de los Cerros de Escazú, Cordillera de Talamanca, Costa Rica. - Inst. Geogr. Nac. Informe semestral, Enero-Junio: 99-133.
- RIVIER, F., 1985: Sección geológica del Pacífico al Atlántico a través de Costa Rica. - Rev. Geol. América Central, 2: 23-32.
- RIVIER, F. & CALVO, C., 1988: Terciario del Sur del Valle Central: Sección estratigráfica del Cerro Carraigres, Provincia de San José, Costa Rica. - Rev. Geol. América Central, 9: 61 - 74.
- ROSS, M.I. & SCOTSESE, C.R., 1988: A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. - Tectonophysics, 155: 139-168.
- SALVADOR, A., 1987: Unconformity-bounded stratigraphic units. - Geol. Soc. America Bulletin, 98: 232-237.
- SCHMIDT - EFFING, R., 1979: Alter und Genese des Nicoya -Komplexes, einer ozeanischen Paläokruste (Oberjura bis Eozän) südlichen Zentralamerika. - Geol.Rdsch., 68, 2: 457 - 494.
- SEYFRIED, H. & SPRECHMANN, P., 1985: Acerca de la formación del puente-istmo centroamericano meridional, con énfasis en el desarrollo acaecido desde el Campaniense al Eoceno. - Rev. Geol. América Central, 2: 63-87.

- SEYFRIED, H., ASTORGA, A. & CALVO, C., 1987: Sequence stratigraphy of deep and shallow water deposits from an evolving island arc: The Upper Cretaceous and Tertiary of Central America. - *Facies*, 17: 203 - 214.
- SEYFRIED, H., ASTORGA, A., SCHMIDT, H., WINSEMANN, J., AMANN, H., CALVO, C. & KOLB, W., 1991: Anatomy of an Evolving Island Arc: Sea Level and Tectonic control in the Central American Forearc Area. Special Publication of International Association of Sedimentologists, 11 (in press).
- SHIPLEY, T.H. & MOORE, G.F., 1986: Sediment accretion, subduction and dewatering at the Base of the Trench Slope off Costa Rica: A Seismic Reflection View of the Decollement. - *J. Geoph. Res.*, 91, B2: 2019-2028.
- SICK, M., 1989: Paleomagnetism of the Ophiolite Complexes from the Southern Middle American Landbridge (Costa Rica and Western Panama). - *Tübinger Geowissenschaftliche Abhandlungen*, A4: 1-108.
- SILVER, E.A., ELLIS, M.J., BREEN, N.A. & SHIPLEY, T.H., 1985: Comments on the growth of accretionary wedges. - *Geology*, 13: 55-71.
- SYLVESTER, A.G., 1988: Strike-slip faults. - *Geol. Soc. America Bulletin*, 100: 1666-1703.
- SPRECHMANN, P., ASTORGA, A., BOLZ, A. & CALVO, C., 1987: Estratigrafía del Cretácico de Costa Rica. - *En*: BARBARIN J.M., GRUSKY, H.J., MEIBURG, P. (eds.): El Cretácico de México y América Central. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nueva León, Linares: 69-83.
- SPRECHMANN, P., ASTORGA, A., FERNANDEZ, A. & CALVO, C., 1990: Fundamentos metodológicos y avances de investigación para la confección de un cuadro sinóptico de correlación estratigráfica de Costa Rica (América Central). - VII Congreso Geológico de América Central, 19-23 Noviembre, 1990, San José, Costa Rica, resumen 128.
- SPRECHMANN, P., ASTORGA, A., FERNANDEZ, A. & CALVO, C., (en preparación): Cuadro Sinóptico de Correlación Estratigráfica de Costa Rica.
- STIBANE, F.R., SCHIDT - EFFING, R. & MADRIGAL, R., 1977: Zur stratigraphisch-tektonischen Entwicklung der Halbinsel Nicoya (Costa Rica) in der Zeit von Oberkreide bis Unter-Tertiär. - *Giessener Geol. Schr.*, 12: 315 - 358.
- TOURNON, J., 1984: Magmatismes du Mesozoique a l'Actuel en Amérique Centrale: L'Exemple de Costa Rica, des ophiolites aux andesites. - 335 págs. Ph.D tesis. Paris, Université Pierre et Marie Curie.
- VALDEZ, M.R., 1987: Estudio geológico geotécnico preliminar del proyecto hidroeléctrico Savegre, litoral Pacífico, Costa Rica. - 260 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, (tesis inédita).
- VITALLI, C., MAUFFRET, A., KENYON, N. & RENARD, V., 1985: Panamanian and Colombian deformed belts: An integrated study using Gloria and SEABEAM transits and seismic profiles. - *En*: Proceedings, Géodynamique des Caraïbes Symposium, Paris, France, February, 1985, Paris, Editions Technip., 461-461.
- WADGE, G. & BURKE, K., 1983: Neogene Caribbean plate rotation and associated Central American tectonic evolution. - *Tectonics*, 2: 633 - 643.
- WEYL, R., 1965: Erdgeschichte und Landschaftsbild in Mittelamerika. - Frankfurt/M (Kramer), 175 págs.
- WEYL, R. 1980: Geology of Central America. - Gebruder Borntraeger: viii + 372 págs., Berlin, Stuttgart.
- WILDBERG, H., 1984: Der Nicoya-Komplex, Costa Rica, Zentralamerika: Magmatismus und Genese eines polygenetischen Ophiolith Komplexes. - *Münstersche Forschungen Geologie Paläontologie*, 62, 1-123.
- WILDBERG, H., GURSKY, H.-J., SCHMIDT-EFFING, R & STREBIN, M., 1981: Der Ophiolith-Komplex der Halbinsel Nicoya, Costa Rica, Zentralamerika. - *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, 3/4: 195-209.

- WOLTERNS, B., 1986: Seismicity and Tectonics of southern Central America and adjacent regions with special attention to the surroundings of Panama. - *Tectonophysics*, 128: 21-46.
- VAN de KAMP, P., 1985: Evaluation of stratigraphy, source rock potencial, tectonics, structure, and reservoir potential for hydrocarbon exploration in Costa Rica. - Informe técnico Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE): 300 pp., San José.
- YUAN, P.B., 1984: Stratigraphy, Sedimentology and Geologic evolution of Eastern Terraba Trough, South-western Costa Rica. - 110 págs. PhD. Thesis, Louisiana State University.