

MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES
GEOLOGICO-MINERAS

**GEOTECTONICA Y EVOLUCION DE LA REGION
NOROCCIDENTAL COLOMBIANA**

INFORME No. 1750

Por:

HERMANN DUQUE CARO



El presente trabajo fue publicado por la Asociación Americana de Geólogos del Petróleo (A.A.P.G.), Memoir 29, bajo el título "Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins, 1979

BOGOTA, 1978

CONTENIDO

	Página
RESUMEN	7
AGRADECIMIENTOS	7
1. INTRODUCCION	7
2. ELEMENTOS TECTONICOS MAYORES	11
2.1. REGION ESTABLE O DE PLATAFORMA	11
2.1.1. ALTOS DE CICUCO Y DE EL DIFICIL	11
2.1.2. GEOFRACTURA DE PLATO Y DEPRESION TECTONICA DE SUCRE	13
2.1.3. LINEAMIENTOS CONTROLADOS POR EL BASAMENTO	13
2.2. REGION INESTABLE O GEOSINCLINAL	15
2.2.1. CINTURON FRAGMENTADO DE SAN JACINTO	15
2.2.2. CINTURON DE SINU	21
2.3. PALEOSURCOS	22
2.3.1. LINEAMIENTO DE ROMERAL	23
2.3.2. LINEAMIENTO DE BOLIVAR	23
2.3.3. LINEAMIENTO DE SINU	24
2.3.4. LINEAMIENTO DE COLOMBIA	24
3. EVOLUCION GEOLOGICA	24
3.1. CRETACEO TARDIO-PALEOCENO (Cansoniense temprano)	24
3.2. PALEOCENO - EOCENO MEDIO (Cansoniense medio y tardío)	25
3.3. OROGENIA PRE-ANDINA (Eoceno medio)	25
3.4. EOCENO TARDIO - OLIGOCENO (Carmeniense temprano)	25
3.5. DIASTROFISMO OLIGOCENO - MIOCENO	28
3.6. MIOCENO TEMPRANO A MEDIO (Carmeniense medio)	28
3.7. MIOCENO TARDIO - PLIOCENO (Carmeniense tardío)	28
3.8. OROGENIA ANDINA (Plio-Pleistoceno)	32
3.9. PLEISTOCENO - HOLOCENO (Tubariense)	32
4. CONCLUSIONES GENERALES	34
5 REFERENCIAS CITADAS	36

FIGURAS

1. Mapa Índice del área de estudio	8
2. Elementos fisiográficos del noroccidente de Colombia	9
3. Geología general del noroccidente de Colombia	10
4. Elementos tectónicos mayores del noroccidente de Colombia	12
5. Estratigrafía regional del noroccidente de Colombia	14
6. Relación estructural propuesta entre el Cinturón de San Jacinto y la Cresta Beata	18
7. Comparación de secciones estructurales a través del Cinturón de San Jacinto y de la Cresta Beata	19

8. Paleogeografía del noroccidente de Colombia, entre el Cretaceo tardío y el Paleoceno (Cansoniense temprano)	26
9. Paleogeografía del noroccidente de Colombia inmediatamente después de la Orogenia pre-Andina (Eoceno medio)	27
10. Paleogeografía del noroccidente de Colombia durante el Eoceno tardío - Oligoceno (Carmeniense temprano)	29
11. Paleogeografía del noroccidente de Colombia durante el Mioceno temprano- Mioceno medio (Carmeniense medio)	30
12. Paleogeografía del noroccidente de Colombia durante el Mioceno tardío - Plioceno (Carmeniense tardío)	31
13. Paleogeografía del noroccidente de Colombia inmediatamente después de la Orogenia Andina (Plioceno-Pleistoceno)	33
14. Evolución tectónica y sedimentaria del noroccidente de Colombia	35

* * *

RESUMEN

Dentro de la costa noroccidental colombiana se pueden reconocer dos elementos geotectónicos principales: a) una región estable o plataforma que suprayace a una corteza continental (no plegada), y b) una región inestable o ge sin linal que suprayace a una corteza oceánica (plegada).

La plataforma se ha subdividido en cuatro zonas estructurales muy prominentes: Los altos de Cicuco y El Difícil, la geofractura de Plato y la depresión tectónica de Sucre, que a su vez están controlados tectónicamente por siete lineamientos mayores del basamento con direcciones N, N20°E, N40°E, N55°W y N20°W.

La región geosinclinal comprende la porción costera occidental adyacente a la plataforma, y se ha dividido en dos elementos estructurales: el cinturón fragmentado de San Jacinto de edad Eoceno medio, con una dirección N20°E y que posiblemente se extiende mucho al norte dentro del mar Caribe, y el cinturón de Sinú de edad Pliopleistoceno, paralelo al cinturón de San Jacinto hasta el área de Cartagena - Barranquilla donde toma una dirección más hacia el NE, siempre paralelo a la línea de costa.

Estas formas estructurales están limitadas por tres lineamientos geomorfológicos: Romeral, Sinú y Colombia, los que considero de importancia crítica para entender la evolución tectónica y sedimentaria de esta región del Caribe colombiano. Estos tres elementos geomorfológicos, también los considero como remanentes de antiguos **surcos** o **paleosurcos** que fueron migrando sucesivamente hacia el occidente y cuyo relleno sedimentario turbidítico fue levantado y deformado progresivamente durante las orogénias pre-Andina y Andina. Así mismo, los cambios bruscos lito-faciales asociados con los márgenes de los paleosurcos, muestran una migración progresiva hacia el occidente a partir de las litofacies de la plataforma, a medida que aumenta el acrecimiento continental.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es un resumen aproximado de 10 años continuos de observaciones en el campo y de razonamiento geológico

sobre la costa noroccidental de Colombia. Para su elaboración se contó con el apoyo decisivo de las directivas del Ingeominas, además de la ayuda de mucha información no publicada y discusiones con colegas tanto del Instituto como de la industria del petróleo.

Quiero agradecer muy especialmente a Mario Yori, geofísico de Ecópetrol y a personal de Aquitaine por facilitar y discutir la información sísmica del Valle Inferior del Magdalena; a Geocolombia por su valioso patrocinio y facilidades de campamento en sus instalaciones del Alto Sinú, de la misma manera que al geólogo Alberto Flórez por su guía e información sobre la misma región.

Una versión inglesa de este trabajo fue presentada en Galveston, U. S. A. por gentil invitación y patrocinio de la Universidad de Texas y de la American Association of Petroleum Geologists, durante la Conferencia sobre Márgenes Continentales, realizada en el mes de enero de 1977, y que será publicado en la Memoria de la A.A.P.G. titulada: Continental Rises and Slopes.

1. INTRODUCCION

La costa noroccidental de Colombia está localizada en la esquina noroccidental de Suramérica y a su vez corresponde al margen suroriental de la llamada Cuenca de Colombia en el Caribe (Fig. 1). La región está limitada al oriente por la Sierra de Santa Marta, y al sur por las estribaciones septentrionales de las cordilleras Central y Occidental de los Andes colombianos (Fig. 2).

Para una referencia inicial, en la Figura 3 se ilustran los rasgos geológicos generales de la región, aunque muchos de los que se describen más adelante, se encuentran ocultos en profundidad.

La fisiografía de la región está caracterizada y delineada por tres elementos topográficos principales (Fig. 2):

1. Un **Sistema Montañoso** que además de las cordillera Central y Occidental, también incluye las serranías costeras de Abibe - Las Palomas, con una elevación máxima de 2.200 m en el Alto de Quimarí, y las serranías interiores de San Jacinto, San Jerónimo y Luruaco. Estas

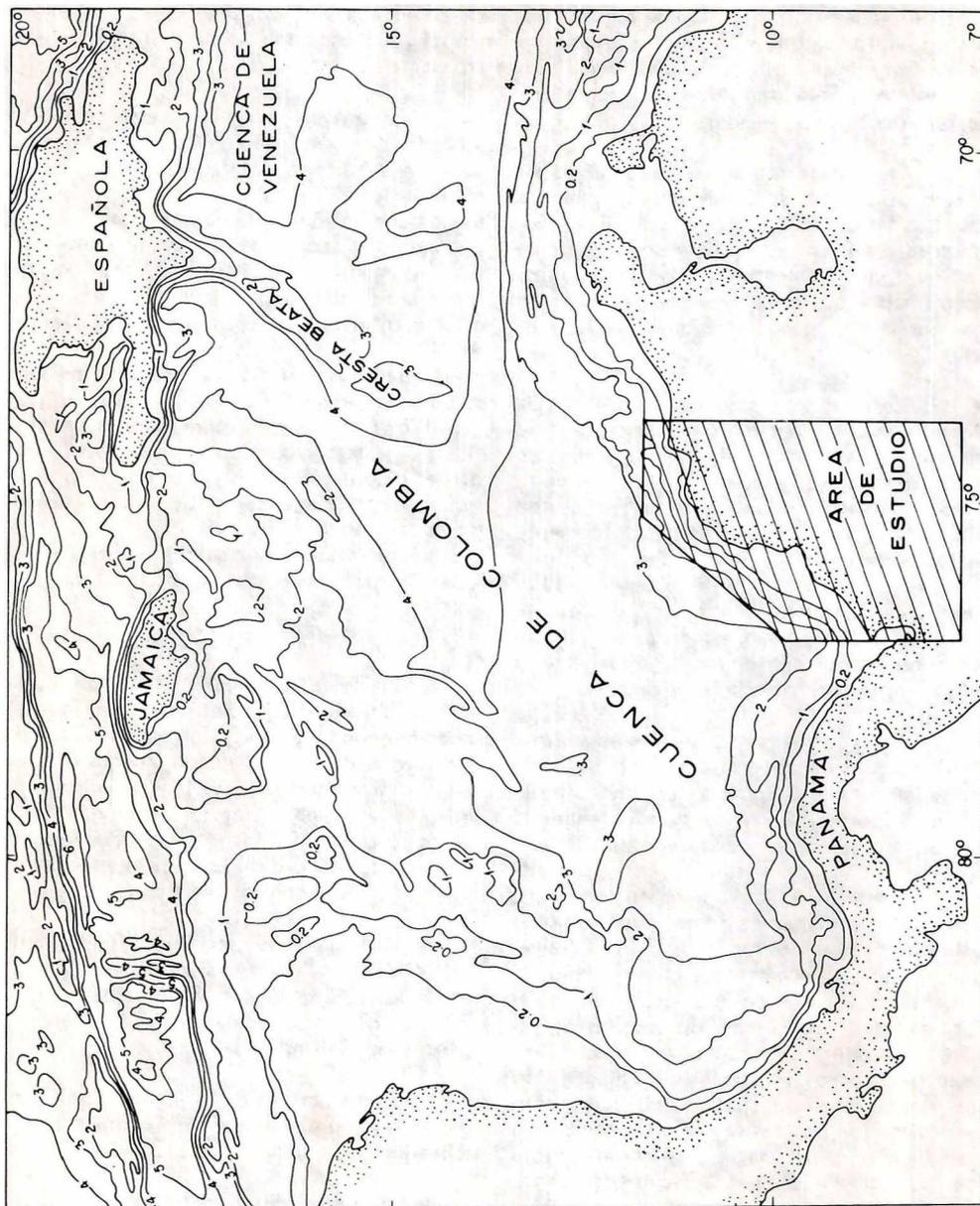


FIGURA 1. Mapa índice (Batimetría de la Oficina Oceanográfica Naval de E.U.A., 1975).

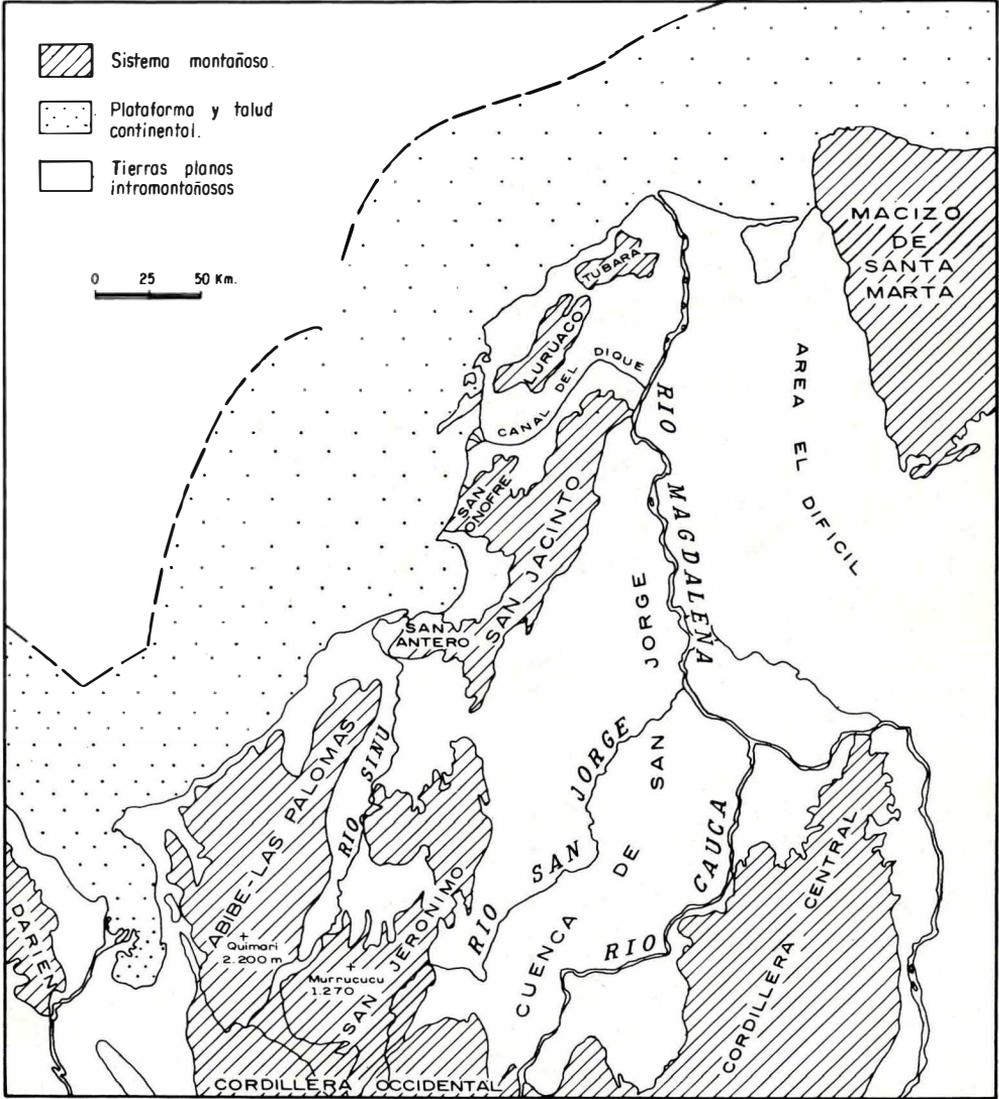


FIGURA 2.

Elementos fisiográficos del noroccidente de Colombia.

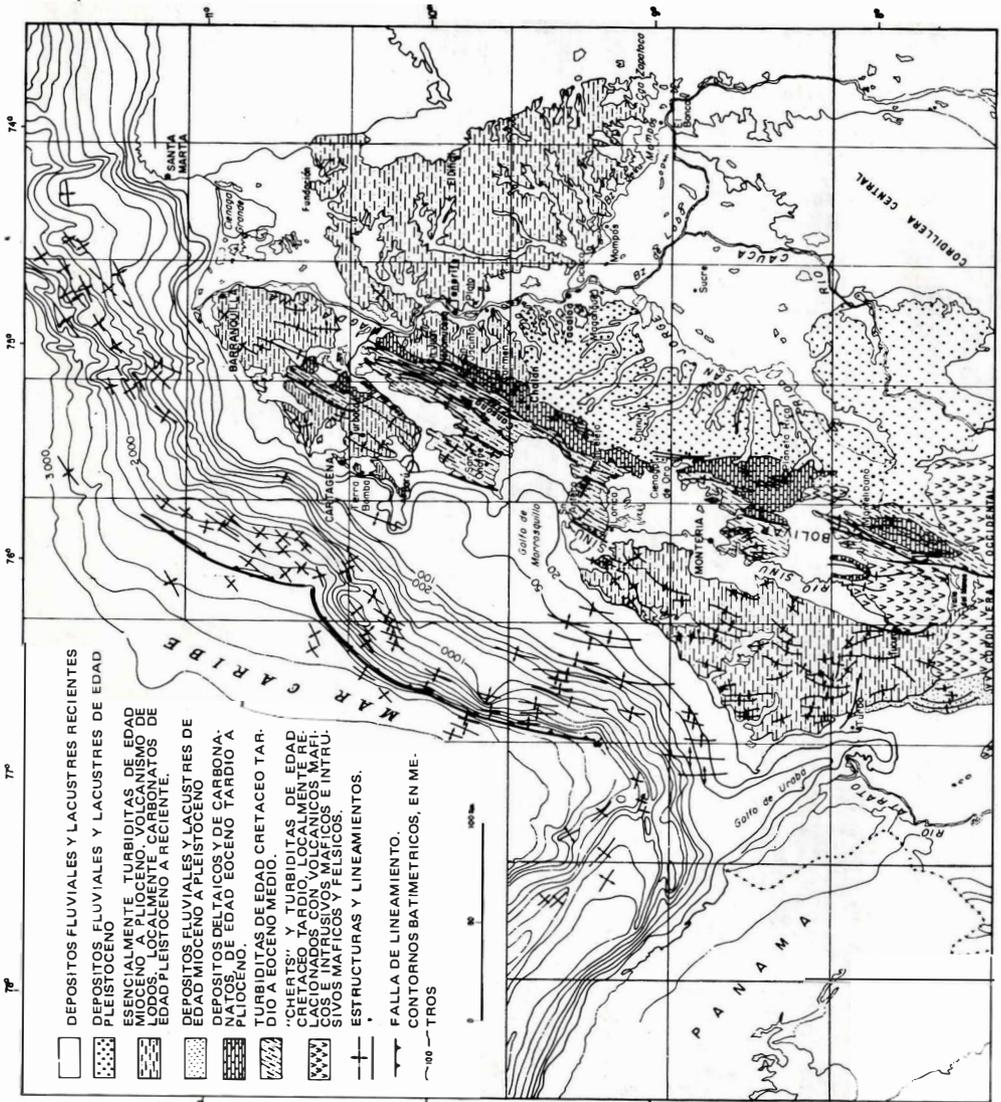


FIGURA 3. Geología general del noroccidente de Colombia (los ejes de plegamientos mar afuera son de Case y Holcombe, 1975, y de compañías petroleras).

aumentan en altitud hacia el sur hasta alcanzar 1.270 m en el Cerro Murrucucú y parecen representar una continuación septentrional poco prominente de la Cordillera Occidental.

2. **Plataforma y Talud Continentales**, constituidos por un prisma sedimentario de gran espesor y que se extiende hacia el mar desde la línea de costa.
3. **Tierras Planas Intramontañosas** que están principalmente ocupadas por terrenos cenagosos y por sistemas fluviales tales como los ríos Magdalena, Cauca, San Jorge y Sinú, además del Canal del Dique.

Hasta la fecha, muy poca es la información conocida que trate de la estructura y estratigrafía regionales de esta esquina noroccidental de Suramérica, cuya comprensión considero de vital importancia para la interpretación de la geología histórica del área Caribe suroccidental, y en particular, para interrelacionar la geología de costa con la geología submarina. Entre las publicaciones con información limitada se pueden mencionar las de Durán (1964), Zimmerle (1968), Shepard et al. (1968), Krause (1971), Shepard (1973), y Case (1974).

El objetivo principal de este estudio es el de describir e interrelacionar las características estructurales sedimentarias más distintivas tanto de las áreas costeras como de las submarinas, en un intento de definir más claramente la evolución geológica de esta esquina suroccidental del Caribe.

2. ELEMENTOS TECTONICOS MAYORES

Para los fines de este trabajo, los rasgos topográficos anteriores se han reagrupado en dos elementos geotectónicos principales (Fig. 4): una región estable o de plataforma que suprayace a una corteza continental (no plegada), y una región geosinclinal que suprayace a una corteza oceánica (plegada).

2.1. REGION ESTABLE O DE PLATAFORMA

Esta región coincide con el llamado Valle inferior del Magdalena y se encuentra limitada al occidente por los anticlinorios de San Jerónimo, San Jacinto y Luruaco, fisiográficamente denominados serranías, y al oriente y al sur por los altos de Santa Marta y de San Lucas (Figs. 2 y 4). La topografía es eminentemente plana, cenagosa y muy susceptible a las inundaciones que frecuentemente son causa de desastres para los habitantes de la región.

La Plataforma comprende cinco elementos tectónicos, cuatro de los cuales son muy prominentes: el alto de Cicuco, el alto de El Difícil, la geofractura de Plato y la depresión tectónica de Sucre (Fig. 4). El elemento restante corresponde al extremo meridional de la región, entre la depresión tectónica de Sucre y las estribaciones de las Cordillera Central, donde la información disponible es insuficiente para definirla con precisión.

La Plataforma comprende cinco elementos tectónicos, cuatro de los cuales son muy prominentes: el alto de Cicuco, el alto de El Difícil, la geofractura de Plato y la depresión tectónica de Sucre (Fig. 4). El elemento restante corresponde al extremo meridional de la región, entre la depresión tectónica de Sucre y las estribaciones de las Cordillera Central, donde la información disponible es insuficiente para definirla con precisión.

2.1.1. ALTOS DE CICUCO Y DE EL DIFICIL

Estos dos altos de plataforma bajo el subsuelo coinciden respectivamente con las áreas de la Cuenca de San Jorge (Fig. 2) y de El Difícil (DUQUE-CARO, 1973, 1975) y están compuestos de rocas ígneas félsicas y metamórficas con una edad de Paleozoico a Cretáceo tardío, según correlaciones con edades absolutas de la Cordillera Central y de la Sierra de Santa Marta, geológicamente relacionadas (IRVING, 1971). Un aspecto muy característico de estos altos es el de estar bordeados en sus flancos por una pendiente muy pronunciada, lo que se puede observar en los contornos de basamento (Fig. 4), específicamente en los costados nororiental y suroriental de alto de Cicuco y a lo largo del costado occidental del alto de El Difícil; el costado oriental de este último alto está limitado por la falla de Chimichagua (Fig. 4). Las cimas de estos altos de basamento en la plataforma son prácticamente horizontales y comúnmente controladas por fallamientos en bloques, tal y como se interpreta de los datos sísmicos, no publicados, de compañías de petróleo.

Hasta la fecha no se ha encontrado ninguna evidencia que indique la presencia de estratos de edad anterior al Oligoceno sobre estos altos de basamento. La secuencia estratigráfica tanto en el alto de Cicuco como en el de El Difícil comienza con 800 a 1.200 m de facies de carbonatos de edad Oligoceno a Mioceno medio, con inclusiones ocasionales de calizas arrecifales descansando directamente sobre el basamento cristalino.

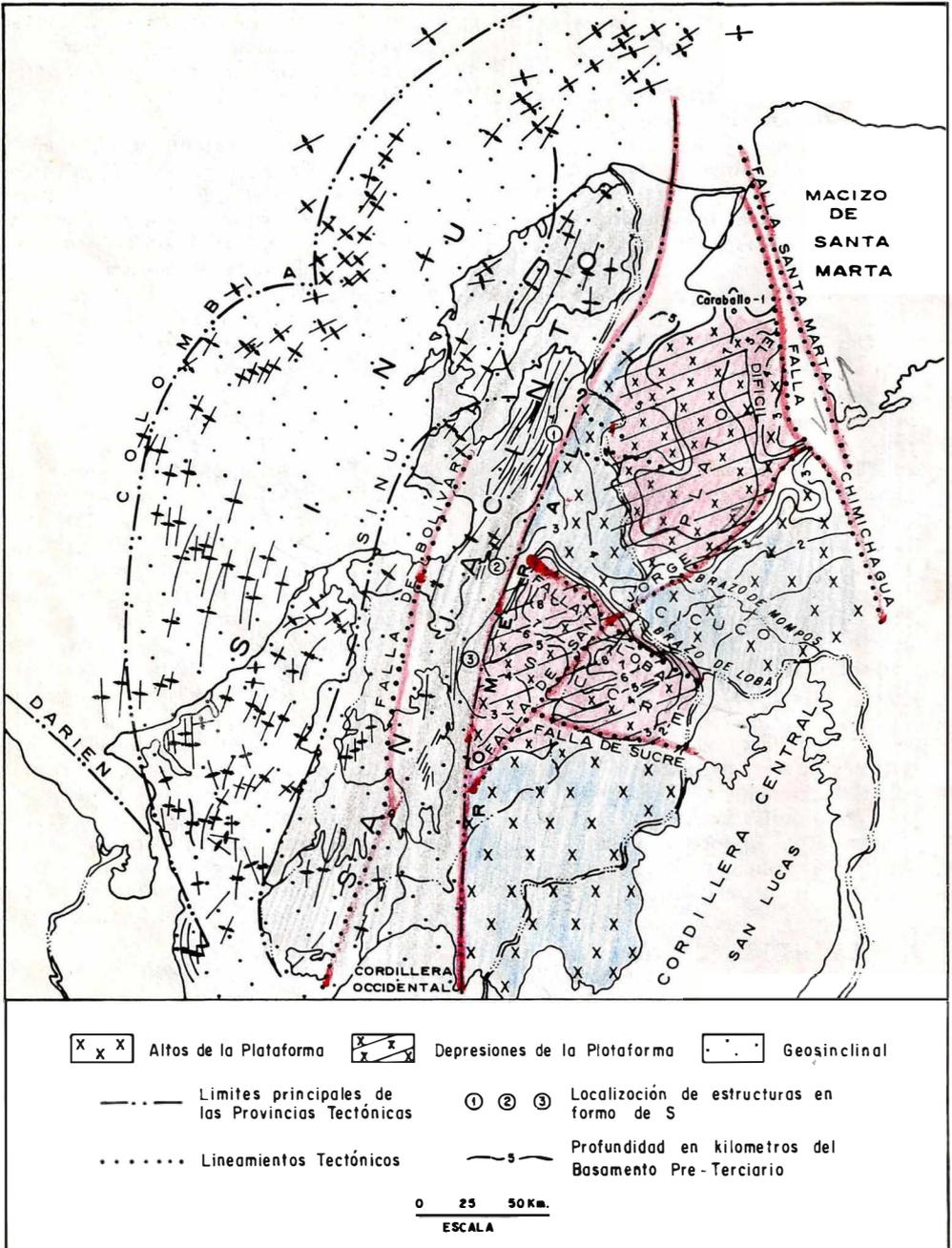


FIGURA 4. Elementos tectónicos mayores del noroccidente de Colombia (ejes de plegamientos marcados fuera son de Case y Holcombe, 1975, y de compañías petroleras).

Estos estratos están cubiertos por sedimentos fluvio-lacustres de edad Pleistoceno a Reciente con espesor hasta 1.500 m (Fig. 5). El espesor total de toda la secuencia no pasa de los 3.000 m ya sea en el área de Cicuco como en la de El Difícil y en general se trata de una secuencia de sedimentos no plegados. Los perfiles sísmicos desafortunadamente no publicados, de las compañías de petróleo, muestran reflectores casi horizontales con flexiones suaves y muy amplias, siempre paralelas al reflector del basamento.

2.1.2. GEOFRACTURA DE PLATO Y DEPRESION TECTONICA DE SUCRE

Dentro del área de la plataforma se han identificado depresiones muy grandes y profundas. La septentrional y más grande, tiene una dirección general norte-noroeste y se ha denominado geofractura de Plato (Fig. 4). Coinciden con la llamada fosa de Plato (DUQUE-CARO, 1973, 1975, 1976), se extiende hacia el norte de Cicuco entre el Brazo de Mompós y el alto de El Difícil, y está delineada por el contorno de 5 km del basamento pre-Terciario (Fig. 4). Con base en información sísmica, que como se dijo anteriormente no está publicada, se ha podido determinar que esta geofractura es una depresión muy profunda dentro de la plataforma, rellena con sedimentos de un espesor aproximado hasta de 7 km o más a lo largo de la zona axial (Fig. 4). La sección estratigráfica general, únicamente determinada a partir de los registros eléctricos y muestras de zanja de los diferentes pozos perforados en el área, está compuesta de 1.000 a 1.500 m de sedimentos fluvio-lacustres de edad Pleistoceno a Reciente y más de 3.000 m de turbiditas (DUQUE-CARO, 1976) de edad Mioceno a Plioceno. El Pozo Caraballo-1, localizado muy cerca de la proyección superficial del contorno de basamento de 7 km (Fig. 4), atravesó aproximadamente 4.000 m de sedimentos eminentemente turbidíticos de edad Mioceno a Pleistoceno. La presencia de estas turbiditas sugiere que esta geofractura se comportó como un cañón submarino durante el Terciario tardío, asociado con el antiguo sistema fluvial del Río Magdalena, tal y como se discutirá más adelante.

En mi opinión, la geofractura de Plato se originó como consecuencia de la separación relativa de la sierra de Santa Marta y de la Cordillera Central durante el Terciario

tardío. Esta hipótesis está sugerida por los siguientes hechos: 1) Las calizas y facies de carbonatos que descansan sobre el basamento tanto en Cicuco como en El Difícil tienen características litológicas, sedimentarias, ambientales y cronológicas similares (Fig. 5). 2) El contorno de basamento de 5 km (Fig. 4) alrededor del alto de El Difícil exhibe una forma similar al curso del Río Magdalena, al norte de Cicuco entre Tacaloa y Tenerife (Fig. 3); el curso a su vez parece estar controlado, entre estas dos localidades por el mismo contorno de 5 km. 3) La falla de San Jorge (Fig. 4) limita el extremo meridional de la geofractura y coincide también con el contorno de 5 km. De esta manera sugiere que este lineamiento se pudo comportar como una falla de rumbo (**strike slip fault**) a lo largo de la cual tuvo lugar la separación relativa entre la Cordillera Central y la sierra de Santa Marta. 4) Las turbiditas que rellenan esta depresión y relacionadas al sistema antiguo fluvial del Río Magdalena, pudieran ser una consecuencia del nuevo episodio sedimentario durante y después de la abertura de este accidente geomorfológico.

La depresión tectónica de Sucre, localizada al sur del Brazo de Loba, tiene características como las de un graben, fallado en bloques y controlado marginalmente por las fallas de Loba y de Sucre (Fig. 4). El máximo espesor de los sedimentos cenozoicos que rellenan esta depresión se estima en 8 km. Las características estratigráficas y sedimentarias, similares a las de la geofractura de Plato (Fig. 5), sugieren que esta depresión también se pudo comportar como un antiguo cañón submarino durante el Terciario tardío.

2.1.3. LINEAMIENTOS CONTROLADOS POR EL BASAMENTO

El área de la plataforma está entrecruzada por varios lineamientos estructurales resultantes del fallamiento del basamento, con direcciones N, N20°E, N55°W, y N40°E (Fig. 4), que coinciden con el modelo de los observados en la Cordillera Central (BARRERO et al., 1969; IRVING, 1971). El más notable es el de Romeral, que aparenta ser la extensión más septentrional del lineamiento estructural N a N20°E, reconocido por Barrero et al. (1969) hacia el sur del área de estudio, y que será discutido más adelante; el de San Jorge, con una dirección N40°E de aproximadamente

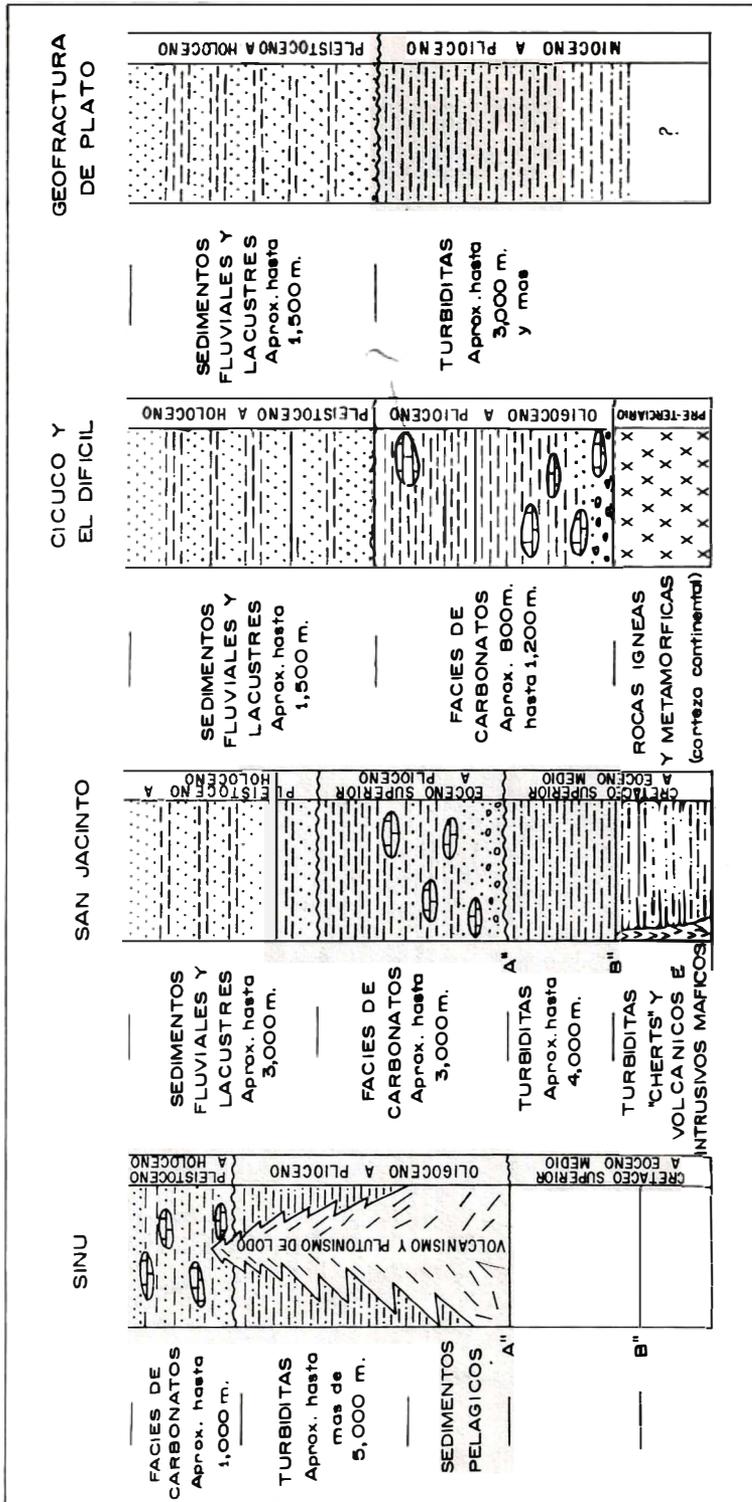


FIGURA 5.

Estratigrafía regional al noroccidente de Colombia.

te 250 km de longitud, geomorfológicamente relacionado al curso del Río San Jorge y al límite suroriental de la geofractura de Plato, y sobre el cual pienso que se trata de una falla de rumbo dextrorsa, a lo largo de la cual tuvo lugar la separación relativa entre la sierra de Santa Marta y la Cordillera Central; y los lineamientos de **Loba** y de **Sucre**, con una dirección $N55^{\circ}W$ (Fig. 4), que limitan y controlan el graben de la depresión tectónica de Sucre. Además de los lineamientos anteriores, en la Figura 4 se han ilustrado algunos otros no bautizados, con base en la información sistemática no publicada de compañías de petróleo.

En el costado oriental de la geofractura de Plato ocurren otros dos lineamientos estructurales, las fallas de Chimichagua y de Santa Marta (CAMPBELL, 1968), con una dirección $N20^{\circ}W$. Estas direcciones tectónicas parecen estar ausentes en el patrón tectónico direccional N, $N20^{\circ}E$, $N40^{\circ}E$ y $N55^{\circ}W$ característico de la Cordillera Central, y restringidas a esta porción nororiental del norte de Colombia.

2.2. REGION INESTABLE O GEOSINCLINAL

La región geosinclinal, con sus enormes espesores de sedimentos, comprende la porción costera occidental adyacente a la plataforma (Fig. 4). Se ha dividido en dos elementos estructurales: el **cinturón fragmentado de San Jacinto** y el **cinturón de Sinú**, cada uno con sus características distintivas muy propias.

2.2.1. CINTURON FRAGMENTADO DE SAN JACINTO

Está localizado inmediatamente adyacente a la plataforma y comprende tres unidades estructurales, topográficamente no muy prominentes, que de sur a norte se han denominado como los anticlinorios de San Jerónimo, San Jacinto y Luruaco (Fig. 2), con una dirección general $N20^{\circ}E$, una longitud de 360 km y un ancho de 6 km aproximadamente. El núcleo de estos anticlinorios está constituido por rocas pelágicas de edad Cretáceo tardío, tales como "cherts" y limolitas, en algunas ocasiones con intercalaciones muy meteorizadas de flujos basálticos y diabásicos (DUQUE-CARO, 1973) que por lo general se encuen-

tran hacia la parte superior de una secuencia turbidítica de más de 2.000 m de espesor. Estas turbiditas contienen localmente algunos aportes de componentes terrígenos, tales como cuarzo y mica lo mismo que foraminíferos bentónicos de aguas someras (facies de *Siphogenerinoides*). La presencia de estas facies bentónicas, contrasta con la microfau-na pelágica, principalmente de radiolarios, de los cherts que se encuentran hacia el techo de la secuencia. Afloramientos de estas rocas pueden observarse muy bien en el anticlinorio de San Jerónimo, en las áreas de Tukurá de la región del Alto Sinú, en Montería y en Planeta Rica; y en el anticlinorio de San Jacinto, en las áreas de Lórica, y del cerro de Cansona al occidente del Carmen de Bolívar (Fig. 3). Estas rocas están asociadas con intrusivos máficos y ultramáficos en las vecindades de Planeta Rica y con intrusivos tonalíticos en el área de Chalán. Las rocas sedimentarias tienen una edad de Cretáceo tardío (DUQUE-CARO, 1972, 1973), mientras que las rocas ígneas intrusivas y extrusivas varían en edad desde el Cretáceo tardío hasta el Eoceno medio; estas dataciones están basadas en evidencias de campo y correlaciones con dataciones absolutas de rocas similares que tienen las mismas edades de la Cordillera Central (IRVING, 1971). Los "cherts" que se encuentran hacia el techo de la secuencia turbidítica tienen una edad que va desde Coniaciano hasta Campaniano y han sido correlacionados con el Horizonte sísmico reflector B" (DUQUE-CARO, 1975, 1976) debido a que presentan características litológicas y estratigráficas similares.

Reposando conformemente sobre estas capas del Cretáceo superior, se encuentra otra secuencia de turbiditas hasta de 4.000 m de espesor con una edad de Terciario temprano y con un ambiente de depósito de más de 4.000 m de profundidad de agua, el cual ha sido calculado con base en la profundidad de compensación del carbonato de calcio (DUQUE-CARO, 1972). Consisten en una sucesión rítmica de areniscas sucias y de arcillas arenosas y están compuestas de fragmentos de rocas volcánicas y metamórficas, cherts y serpentinitas detríticas las que han sido clasificadas como **grauvacas serpentiniticas** ("serpentinite graywakes") por Zimmerle (1968).

En algunas localidades del anticlino-

rio de San Jacinto, como Lorica y San Onofre (Fig. 3), se han reconocido capas de "chert" y de "shales" pelágicos, interstratificados con turbiditas de edad Eoceno medio lo que me ha sugerido una posibilidad de correlación con el Horizonte sísmico reflector A' de la cuenca de Colombia (DUQUE-CARO, 1975, 1976).

Las rocas más jóvenes reconocidas dentro del cinturón corresponden a facies de carbonatos de edad Eoceno tardío y a sedimentos fluvio-lacustres de edad Pleistoceno-Holoceno (Fig. 5). Las facies de carbonatos se encuentran aflorando principalmente en el flanco oriental del cinturón con una litología muy similar a la mencionada de los altos de Cicuco y de El Difícil. Esta secuencia de facies de carbonatos consiste principalmente en conglomerados, "shales", areniscas y calizas arrecifales, y alcanza un espesor total de 3.000 m. El ambiente de depósito, determinado con base en foraminíferos indicadores de profundidad, varía desde un ambiente nerítico muy somero hasta profundidades de 2.000 m (DUQUE-CARO, 1975). Las rocas en el flanco occidental del cinturón están constituidas únicamente por sedimentos muy finos con intercalaciones menores de calizas, depositados en profundidades que varían entre 1.000 y 2.000 m. Los sedimentos fluvio-lacustres de edad Pleistoceno-Holoceno están restringidos al flanco oriental e cinturón y tienen un espesor variable desde unos pocos cientos hasta miles de metros. En la presión tectónica de Sucre, el espesor de estos sedimentos se aumenta enormemente hasta 4.000 metros aproximadamente.

Como decía antes, el cinturón fragmentado de San Jacinto está compuesto estructuralmente por los anticlinorios de San Jerónimo, San Jacinto y Luruaco, tres elementos separados entre sí por terrenos cenagosos bajos, sin una conexión estructural aparente, lo que lo hace ver como un cinturón fragmentado. El tren estructural general es de N20°E y está caracterizado por anticlinales y sinclinales alargados y apretados, y por fallas normales y de cabalgamiento paralelas al rumbo regional. Estas características estructurales se encuentran muy bien expuestas en el anticlinorio de San Jacinto, fisiográficamente el más elevado de los tres anticlinorios. En el sur, hacia las estribaciones septentrionales de la Cordillera Occidental, la

estructura general del cinturón de San Jacinto muestra una deflexión hacia el occidente (hecho observable en las fotografías aéreas y en las imágenes de radar) en las vecindades del valle del Río Manso (Fig. 3) que sugiere la posibilidad de que este cinturón pudiera ser una unidad tectónica independiente de la Cordillera Occidental. A lo largo del flanco oriental del cinturón, se han podido observar estructuras muy peculiares en forma de S asociadas con el linemamiento de Romeral (Fig. 4). También se ha podido notar que la deformación tectónica en cada uno de los tres anticlinorios del cinturón de San Jacinto presenta diferentes grados de intensidad, lo que marca aún más la distinción entre cada una de estas tres unidades. De esta manera, el anticlinorio de San Jacinto exhibe la máxima compactación, particularmente en las secuencias del Cretáceo superior y Terciario inferior, donde los pliegues son muy pronunciados y las estructuras muy apretadas con fallas de cabalgamiento predominantes. Por el contrario, en los anticlinorios de Luruaco y parte norte de San Jerónimo, estas mismas características se presentan con menor intensidad.

En mi opinión, todos los fenómenos estructurales, tectónicos y magmáticos observados dentro del cinturón fragmentado de San Jacinto, tales como (1) las estructuras muy largas y apretadas, (2) la dirección estructural general y del fallamiento, paralelos al margen (lineamiento de Romeral) de la plataforma, y (3) el volcanismo y plutonismo de la misma manera paralelos al margen de la plataforma, sugieren que han sido principalmente el resultado de una interacción existente entre la corteza oceánica del Caribe suroccidental y la corteza continental del norte de Suramérica, a través de fuerzas tensionales y compresionales a lo largo del margen de la plataforma, especialmente durante la Orogenia pre-Andina (Eoceno medio, VAN DER HAMMEN, 1958), que levantó, plegó y modeló este cinturón.

Una de las características más notables y curiosas entre todas las que se han descrito en el cinturón de San Jacinto, y que se discutió parcialmente en un trabajo anterior (DUQUE-CARO, 1972, p. 19, Fig. 3), es la subdivisión estructural en tres elementos aislados por terrenos bajos cenagosos, sin co-

nexión estructural aparente en la superficie, que le da el aspecto de un cinturón fragmentado.

Yo creo que esta característica geomorfológica peculiar, es la expresión remanente de una antigua cadena volcánica submarina que bordeaba el margen de la plataforma durante el Cretáceo tardío - Terciario temprano, antes de la Orogenia pre-Andina. Esta hipótesis se apoya en las siguientes evidencias de campo: 1) Las capas de "cherts" y volcánicos asociados que afloran en la región, siempre se han cartografiado como núcleos estrechos de estructuras anticlinales; estos núcleos por lo general, siempre se encuentran rodeados por turbiditas de edad Terciario temprano (Fig. 3), y expresados geomorfológicamente por lomas "puntiagudas" muy distintivas. En algunas localidades, como en el área del golfo de Morrosquillo, lomas "puntiagudas" muy distintivas de "cherts" y limolitas, intensamente plegadas (micropliegues), aparecen emergiendo como masas aisladas de los terrenos planos circundantes. Seis pozos exploratorios se han perforado en esta áreas (Fig. 3) hasta una profundidad máxima de 3.000 m. Ninguno de los pozos 1 a 5 alcanzó el basamento ni atravesó sedimentos más antiguos que el Oligoceno. Sin embargo, el pozo No. 6, localizado muy cerca al No. 2 (2 km aproximadamente), alcanzó un basamento compuesto de "cherts" y volcánicos de edad Cretáceo tardío, a solo 300 m de profundidad. Una manera natural y sencilla de explicar este fenómeno, es por medio de estas lomas aisladas de origen volcánico. 2) La paleobatimetría del Cretáceo tardío - Terciario temprano, a lo largo del cinturón fragmentado de San Jacinto, parece haber sido controlada por altos topográficos de esta clase. En el área del cerro Cansona (Fig. 3), donde se presentan las mayores elevaciones topográficas del anticlinorio de San Jacinto, 800 m de altura sobre el nivel del mar, afloran lentejones de calizas arrecifales muy fracturadas y algo metamórficas de edad Cretáceo tardío, dentro de una secuencia de "cherts" y limolitas con intercalaciones volcánicas. Las evidencias macro y microfaunísticas encontradas en el área, tales como restos de equinoideos, amonitas y foraminíferos calcáreos planctónicos y bentónicos, sugieren una profundidad de las aguas muchísimo menor que la sugerida por la microfauna planctónica, exclusivamente silícea (Radiolaria) que se encuentra en las elevacio-

nes topográficas bajas.

Además, a partir del estudio de la composición petrológica de las turbiditas del Terciario temprano que rodean los núcleos volcánicos, Brook (1974, p. 305) clasifica como **grauvacas pobres en cuarzo las grauvacas serpentínicas** de Zimmerle (1968), y sugiere que estas son indicativas de un arco **magmático de islas**. Aquí creo importante mencionar, que hasta la fecha no se ha llevado a cabo ningún estudio petrológico detallado, o de análisis químicos del cinturón fragmentado de San Jacinto, que permitan confirmar esta interpretación.

Después de todo lo anterior y en vista de las características de este cinturón, se me ocurren tres interrogantes: El cinturón fragmentado de San Jacinto comportándose como una cadena volcánica submarina, se extendió más hacia el norte dentro del área del Caribe?; la **cresta de Beata** pudiera ser su extensión más septentrional?; el cinturón de San Jacinto se extiende hacia el oriente a la **cresta de Curazao** y a la costa norte de Venezuela tal y como lo sugieren Roemer et al. (1976)?.

Yo creo que existen suficientes evidencias geofísicas, estructurales y litológicas que sugieren que las dos primeras ideas son posibles por las siguientes razones (Fig. 6):

a) Los lineamientos estructurales y fallamiento a lo largo de cinturón de San Jacinto en tierra y el fallamiento a lo largo de la **Cresta de Beata** bajo el mar (CASE y HOLCOMBE, 1975), poseen direcciones muy similares $N20^{\circ}E$, mientras que hacia el costado oriental de la **Cresta Beata**, Case y Holcombe (1975) ilustran direcciones estructurales $N20^{\circ}W$ a $N50^{\circ}W$, muy parecidas a las descritas anteriormente en la plataforma al oriente del cinturón de San Jacinto (Fig.6).

b) Ludwig et al. (1975, p. 119) destacan que las diferencias son muy notables en las velocidades estructurales existentes entre las cuencas de Colombia y de Venezuela, y que el **Horizonte sísmico reflector B** es una superficie **rugosa** en la cuenca de Colombia a diferencia de su contraparte típicamente **suave** en la cuenca de Venezuela (Fig. 7).

c) Duque-Caro (1973, 1976, en este trabajo) divide la **cósta noroccidental** de Co-

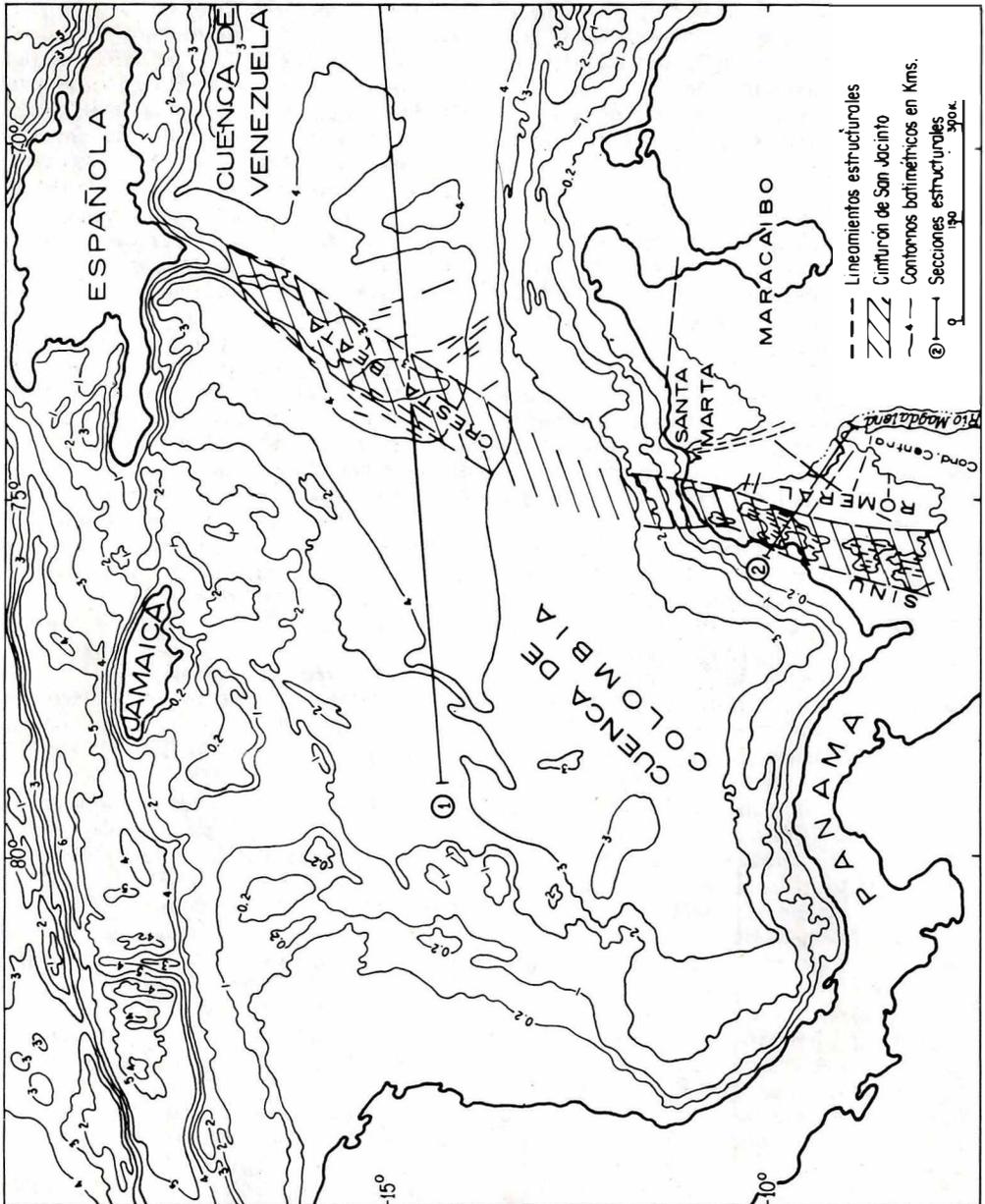


FIGURA 6. Relación estructural propuesta entre el cinturón de San Jacinto y la Cresta de Beata (mapa base modificado de Case y Holcombe, 1975).

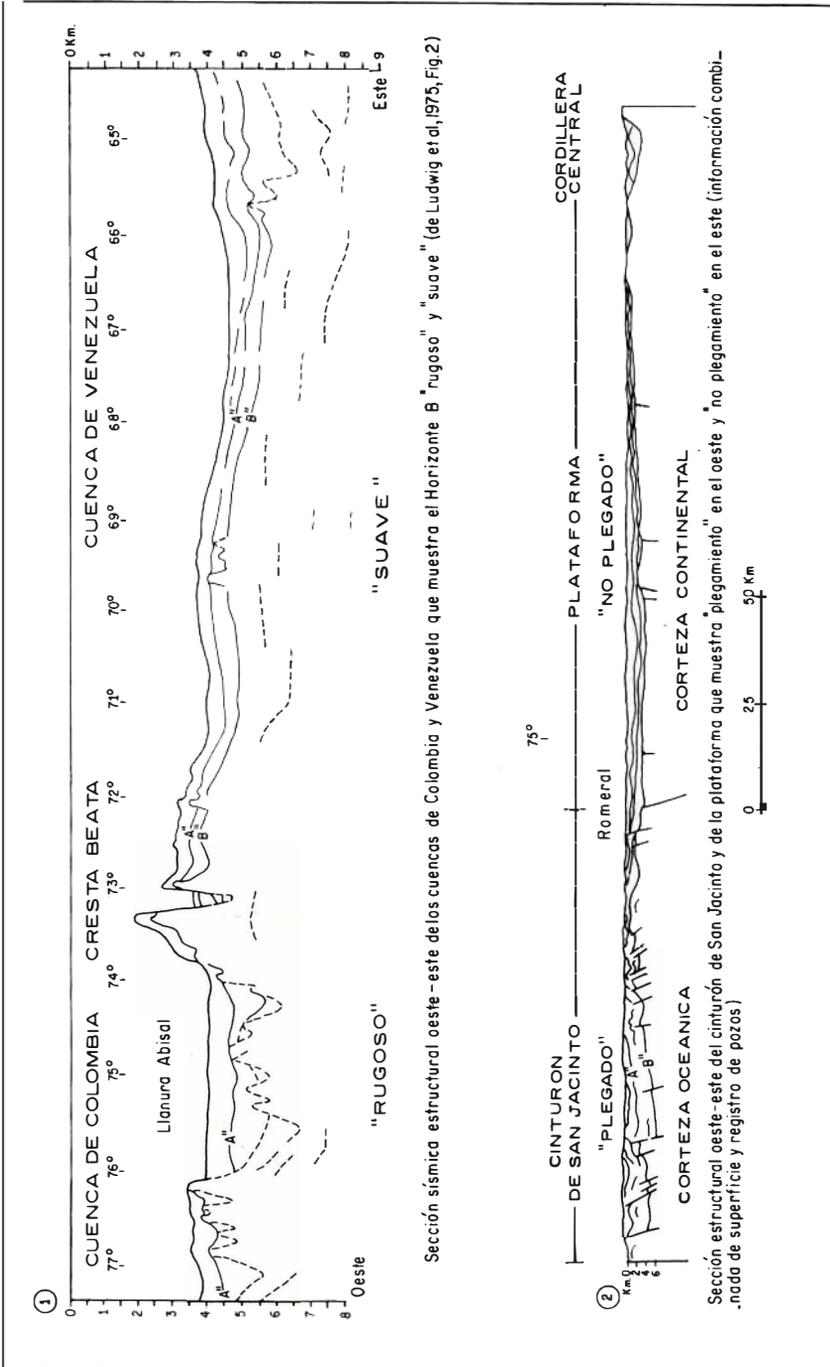


FIGURA 7. Comparación de secciones estructurales a través del cinturón de San Jacinto y de la Cresta Beata.

lombia en dos elementos tectónicos regionales muy distintivos: **plegado** (geosinclinal) al occidente y **no plegado** (plataforma) al oriente. En mi opinión, estos dos elementos estructurales se pueden comparar con los dos estilos estructurales generales de las cuencas de Colombia y de Venezuela (Fig. 7), en la forma como lo ilustran Ludwig et al. (1975, Fig. 2).

d) El cambio de estilo estructural entre el **rugoso** de la cuenca de Colombia y el **suave** de la cuenca de Venezuela, y el correspondiente entre las regiones **plegada** y **no plegada** del noroccidente colombiano, coinciden respectivamente con la Cresta de Beata y el cinturón fragmentado de San Jacinto (Figs. 6 y 7).

En esta forma, estas primeras cuatro evidencias conforman un esquema estructural muy distintivo y sugieren que tanto el cinturón de San Jacinto como la Cresta de Beata representan la zona límite entre una provincia tectónica oriental y otra occidental. Además:

e) A partir de los análisis de anomalías magnéticas, Christofferson (1973, p. 3228) sugiere que la existencia de una discontinuidad cortical mayor a lo largo de la parte media del tren de la Cresta de Beata, puede separar una región oriental de una occidental. En una forma similar, Watkins y Cavanaugh (1976) postulan una zona hipotética de falla NE-SW paralela a las fracturas de la Cresta de Beata y también paralela a la discontinuidad magnética de la cuenca de Colombia indicada por Christofferson (1973). Ellos relacionan esta interpretación con un cambio en el estilo estructural en el norte, que separa la isla Española oriental de la occidental, a lo largo de una línea (no ilustrada) más o menos paralela a la zona hipotética de falla, y en el sur, con el paralelismo que presenta la costa NW de Colombia y la zona hipotética de falla.

En resumen, todos los argumentos anteriormente expuestos, muestran grandes similitudes entre Colombia noroccidental y las áreas del Caribe inmediatamente al norte, sugiriendo así que la Cresta de Beata es una extensión septentrional del cinturón fragmentado de San Jacinto.

Uno de los rompecabezas más difíciles y controvertidos, hasta la fecha no suficiente ni convincentemente resuelto, es la composición cortical del Caribe, y algunas de sus características muy peculiares físicas y geofísicas, que lo hacen diferente de otras cuencas oceánicas. Dos puntos son fundamentales para explicar la composición cortical del Caribe: 1) los análisis de los perfiles de refracción sísmica han mostrado que la cuenca de Colombia posee una capa cortical mucho más gruesa que la de una cuenca oceánica típica, mientras que la capa cortical de la cuenca de Venezuela es apenas ligeramente más gruesa que la corteza oceánica típica (EWING et al., 1971; EDGAR et al., 1971; LUDWIG et al., 1975); y 2) que el comportamiento estructural del Horizonte sísmico reflector B'' en la cuenca de Venezuela es el de una superficie característicamente suave, en contraste con la superficie rugosa del basamento oceánico, típica de la mayor parte del Atlántico y gran parte del Pacífico (LUDWIG et al., 1975).

A pesar de que la composición de la corteza del Caribe se ha interpretado como de carácter oceánico, yo creo que las características corticales y estructurales, muy distintivas del noroccidente colombiano y la correlación anteriormente propuesta del cinturón fragmentado de San Jacinto con la Cresta de Beata, sugieren que el comportamiento estructural **suave y rugoso** del Horizonte B'' es una función del tipo de corteza debajo de dicha capa sísmica y, que tanto el cinturón fragmentado de San Jacinto como su extensión septentrional, la Cresta de Beata, representarían la zona límite entre dos tipos de corteza. La composición cortical de la cuenca de Venezuela se interpretaría por lo tanto como de carácter continental debido a su Horizonte B'' suave y a que sus características estructurales son similares a las del área de la plataforma en el sur (Fig. 6 y 7); la composición cortical de la cuenca de Colombia, sería interpretada consecuentemente como de carácter oceánico debido a su Horizonte B'' rugoso. Los basaltos y doleritas perforados en la profundidad del Horizonte B'', no representan necesariamente la corteza primordial, sino que reflejan el último evento ígneo mayor en la historia del Caribe, como ya ha sido argumentado por Ludwig et al. (1975, p. 1) y por Donnelly (1975).

2.2.2. CINTURON DE SINU

Inmediatamente al occidente y paralelo al cinturón de San Jacinto, se encuentra el cinturón de Sinú, con más de 500 km de longitud y hasta de 125 km de ancho en el área de estudio. Su tren estructural general es paralelo al del cinturón de San Jacinto en su extremidad meridional pero voltea hacia el noreste en el área de Cartagena - Barranquilla siguiendo la línea de costa (Fig. 4) y corta la dirección N20°E, más antigua (Eoceno medio) del cinturón de San Jacinto. Comprende los anticlinorios de Abibe - Las Palomas en tierra (Fig. 2) y la plataforma y talud continentales del área fuera de costa. El margen occidental de este cinturón coincide con el de cinturón deformado de Case (1974) y con el cambio batimétrico entre el talud de la plataforma y la llanura abisal (Figs. 2-4).

Las rocas de los afloramientos, primordialmente de edad Mioceno tardío a Plioceno (Fig. 5), consisten en su mayor parte en una secuencia turbidítica muy monótona de sedimentos muy finos que alcanzan más de 5.000 m de espesor y con un ambiente de depósito estimado entre los 1.000 y los 2.000 m de profundidad de agua, según análisis paleobatimétricos de foraminíferos (DUQUE-CARO, 1975). Suprayaciendo esta secuencia, se encuentra una facies de carbonatos de ambiente poco profundo con una edad de Pleistoceno-Holoceno, hasta 1.000 m de espesor¹, compuesta de "shales", calizas arrecifales, areniscas y conglomerados. A lo largo del borde oriental del cinturón, los conglomerados son "brechosos" y mal calibrados hacia el contacto con el cinturón de San Jacinto. Las calizas arrecifales parecen estar restringidas a la porción de tierra más septentrional del cinturón en el área de Cartagena-Barranquilla, donde están especialmente bien desarrolladas. Las evidencias fósiles más antiguas de foraminíferos hasta ahora encontradas en los afloramientos, indican una edad de Oligoceno tardío - Mioceno temprano. Estas faunas ocurren en lodolitas (mudstones) pelágicas con intercalaciones silíceas, que infrayacen las turbiditas en muestras de afloramientos inmediately al occidente del Canal del Dique (Figs. 2 y 3).

Estructuralmente, este cinturón es muy característico ya que está formado por anticlinales estrechos muy pronunciados, separados entre sí por sinclinales amplios y suaves. El rumbo general de los ejes de los anticlinales es más o menos paralelo a los márgenes oriental y occidental del cinturón (Fig. 4). La estructura se encuentra complicada por fallas normales, de cabalgamiento y transcurrentes, sin un patrón definido y en general relacionada con las estructuras anticlinales. Esto es particularmente notable hacia el sur, donde la densidad estructural aumenta. Esta extremidad meridional del cinturón es muy compleja y presenta un estrechamiento estructural, posiblemente relacionado con una interacción tectónica con los lineamientos estructurales NW-SE del Darién y el N-S de la Cordillera Occidental (Fig. 4), durante la Orogenia Andina (Plio-Pleistoceno), que también interpreto como la época durante la cual el cinturón del Sinú alcanzó su primer clímax de deformación y levantamiento. Otro fenómeno estructural interesante, está representado por la configuración batimétrica al noroccidente de Cartagena que parece reflejarse en una inflexión amplia del margen occidental del cinturón. Esta inflexión tiene su equivalente en tierra, en las expresiones geomorfológicas meridionales del Canal de Dique y del anticlinorio de Luruaco (Fig. 4).

Sin embargo, el fenómeno más característico e importante observado dentro del cinturón y que considero como el gestor principal de la estructura, es el **volcanismo y plutonismo de lodo**. Aquí considero importante hacer una aclaración al uso de estos términos. Prefiero utilizar el término **plutonismo de lodo**, en lugar de **diapirismo**, para acompañar el volcanismo de lodo (=volcanismo sedimentario de Kugler, 1968), no obstante que estos términos tradicionales siempre se han aplicado a fenómenos magmáticos. Tanto el plutonismo como el volcanismo, siempre se han asociado con la evolución estructural de la tierra, particularmente con la formación de cadenas de montañas. Tal es el caso del cinturón del Sinú donde el volcanismo y plutonismo de lodo están directamente relacionados y restringidos al levantamiento y deformación de este cinturón en particular

(1) Información muy reciente de pozos exploratorios en el área de Cartagena - Barranquilla, indican que estas facies pueden alcanzar hasta 4.000 m.

(cf. HIGGINS y SAUNDERS, 1974, p.148). Tanto en el área del Río Sinú en el sur, como en Cartagena - Barranquilla, en el norte, se pueden observar numerosos volcanes de lodo de diferentes tamaños, por lo general activos. Tierrabomba, Barú y otras islas que bordean el margen costero actual en el área de estudio, son también expresiones superficiales del **plutonismo** y **volcanismo** de lodo. Estos mismos fenómenos también han sido reconocidos a partir de registros sísmicos en tierra y en secciones de subsuelo, costa afuera, por diferentes autores como Shepard et al. (1968), Edgar et al. (1971), Krause (1971), Shepard (1973), entre otros.

El lodo arrojado por los volcanes de tierra, los que además presentan características muy similares a los volcanes de lodo de Trinidad (HIGGINS y SAUNDERS, 1974), es de origen pelágico, con una mezcla muy heterogénea de faunas fósiles, un contenido muy alto de agua, y una densidad baja, por lo común, inferior a $2,0 \text{ g/cm}^3$. La fracción de arcilla está principalmente compuesta de clorita y montmorillonita, donde esta última llega a representar hasta el 50% de la fracción de arcilla. En mi opinión este lodo proviene de un intervalo estratigráfico, denominado "shale de alta presión" por los geólogos e ingenieros de la industria del petróleo, el cual tradicionalmente se ha reconocido como la causa de muchos de los problemas mecánicos de estas perforaciones, precisamente debido a su alta presión. Este horizonte infrayace las turbiditas de edad Mioceno, y en los registros sísmicos tiene un aspecto transparente característico que permite identificarlo con relativa facilidad. Información geofísica más detallada acerca de las características de estos fenómenos, tales como de gravedad y de registros eléctricos, han sido descritos por Higgins y Saunders (1974), de volcanes de lodo muy similares de Trinidad. La edad asignada para este intervalo de lodo es de Oligoceno tardío - Mioceno temprano, con base en determinaciones de foraminíferos de las mezclas heterogéneas que son arrojadas a la superficie.-

En cuanto a las causas que originaron este cinturón, Case (1974) discute tres posibles orígenes: 1) deslizamientos gravitacionales, 2) tectónica compresional relacionada con el "flujo lento" hacia el sur de la placa Caribe, y 3) un cizallamiento regional amplio, dextralateral, entre una placa Caribe que se

mueve hacia el oriente y una placa de Suramérica que se mueve hacia el occidente. Como se decía anteriormente, la estructura general del cinturón está controlada por el volcanismo y plutonismo de lodo, fenómeno considerado por Kugler (1968) como consecuencia de esfuerzos compresionales laterales (compresión orogénica), normales al margen del cinturón y sugeridos por la dirección estructural axial de los trenes del cinturón de Sinú. Estos esfuerzos han venido actuando continuamente, por lo menos desde el Cretáceo tardío y son la causa principal de la deformación de toda la región plegada noroccidental (cf. CASE, 1974, p. 738). La primera deformación importante y levantamiento notable del cinturón de Sinú, ocurrió durante el Plio-Pleistoceno (VAN DER HAMMEN, 1958: Orogenia Andina). Esta interpretación está apoyada en la sedimentación continua de carácter pelágico y turbidítico abisal, distintiva de este cinturón a partir del Cretáceo tardío hasta el Mio-Plioceno, en contraste con la sedimentación poco profunda de facies de carbonatos de edad Plio-Pleistoceno que la suprayace (Fig. 5). Estas facies de carbonatos tienen la característica de no estar plegadas, además de que su ambiente sedimentario parece haber sido controlado por antiguos altos topográficos plegados como resultado de los fenómenos deformacionales del **volcanismo** y **plutonismo** de lodo, particularmente durante la Orogenia Andina.

Después de describir las características generales de los cinturones de San Jacinto y de Sinú, aparecen dos fenómenos importantes, comunes a los procesos deformacionales de estos dos cinturones: 1) Esfuerzos compresionales laterales, normales al margen de la plataforma, y 2) Volcanismo y Plutonismo, donde el de San Jacinto es "ígneo" y el de Sinú es "sedimentario". Se pudiera añadir un tercer fenómeno también común y que es el de antiguos altos topográficos, que ha controlado la paleobatimetría y sedimentación a partir del Eoceno tardío y que es consecuencia de los fenómenos de volcanismo y plutonismo.

2.3. PALEOSURCOS

Los elementos geotectónicos descritos en las páginas anteriores se encuentran marginados entre sí por cuatro lineamientos aproximadamente paralelos, que además marcan un cambio brusco en el estilo estructural

de cada elemento. Estos lineamientos junto con sus características estructurales, sedimentarias, paleobatimétricas y geocronológicas, se han interpretado como expresiones de antiguos surcos marginales al continente.

2.3.1. LINEAMIENTO DE ROMERAL

Barrero et al. (1969) usaron el nombre de falla fundamental de Romeral para designar una zona de falla con una longitud de más de 800 km a partir del sur de Colombia hacia el norte, hasta el área de Montelíbano en el sur del área de estudio (Fig. 3), con un buzamiento hacia el este y que separa las cordilleras Central y Occidental. Una de las características más importantes que tiene esta zona de falla es que también separa dos ambientes o provincias geológicas: **continental** al oriente y **oceánica** al occidente. Irving (1971) modificó el trazo original de esta falla, sin considerar que las dos provincias geológicas son características. Duque-Caro (1973) reconoció estas dos provincias geológicas en la costa norte y prolongó el trazo original hacia el norte aproximadamente 140 km. La edad asignada a esta zona de falla por Barrero et al. (1969) fue de Cretáceo temprano.

Hasta ahora, **Romeral** siempre ha sido clasificada simplemente como una falla o una zona de falla. Yo creo que este accidente geológico es más que eso: no solamente presenta los rasgos del fallamiento sino que conlleva características estructurales, tectónicas y petrológico-sedimentarias claramente indicativas de un contacto con un rango mayor estructural entre las cortezas continental y oceánica.

El **Lineamiento de Romeral** en el área de estudio no es tan espectacular ni tan claramente reconocible como en el área donde fue descrita originalmente, ya que el rasgo geomorfológico principal está fosilizado por los depósitos terciarios y cuaternarios de la cuenca del San Jorge. Sin embargo se han podido observar algunas otras de sus características tanto en superficie como en el subsuelo que han permitido reconocerlo y prolongarlo más al norte:

a) Coincide con el límite occidental de la plataforma en el contacto con el cinturón de San Jorge el cual está marcado por un cambio muy claro en el estilo estructural de estos dos elemen-

tos: plegamiento en el cinturón y no plegamiento en la plataforma.

- b) Volcanismo máfico y plutonismo máfico, ultramáfico y tonalítico, asociado con cherts y turbiditas de edad cretáceo tardío - Eoceno medio hacia el oeste y ausencia de éstos hacia el este.
- c) Serpentinización de los intrusivos máficos y ultramáficos hacia el margen occidental, lo cual se puede observar muy claramente al sur de Planeta Rica.
- d) Ocurrencia de un cinturón metamórfico de bajo grado (facies de esquistos verdes) hacia el margen oriental del lineamiento, reconocido a partir de perforaciones exploratorias para petróleo, que en mi opinión corresponden a los esquistos de Gaira de la sierra de Santa Marta (IRVING, 1971).
- e) Cierres estructurales en forma de S, a lo largo del lineamiento (Fig. 4) posiblemente relacionados con un movimiento transcurrente N-S del mismo.

Este accidente, durante las etapas iniciales de su desarrollo fue un surco muy profundo, con una pendiente muy pronunciada en el talud continental que bordeaba el margen occidental de la plataforma. Esta interpretación está fundada en la ocurrencia de sedimentos abisales pelágicos y turbiditas de edad Cretáceo tardío - Eoceno medio al occidente, y no ocurrencia de los mismos ni de ningún tipo de sedimentos con esta misma edad sobre la plataforma al oriente (Fig. 5).

2.3.2. LINEAMIENTO DE BOLIVAR

Con este nombre (BECK, 1921, ZIMMERLE, 1968, IRVING, 1971) se ha designado una zona de falla inversa, paralela al lineamiento de Romeral y muy conspicua dentro de las turbiditas del Terciario inferior en el cinturón de San Jacinto (Figs. 3 y 4). Su expresión superficial es notable en los anticlinorios de San Jerónimo y San Jacinto, particularmente en este último donde se observan grandes bloques de "brecha" tectónica. Su buzamiento está orientado hacia el este y su trazo superficial termina bruscamente al norte del anticlinorio de San Jacin-

to, contra los depósitos cuaternarios del Canal del Dique, mientras que hacia el sur parece continuarse dentro de las estribaciones septentrionales de la Cordillera Occidental.

El hecho de que este lineamiento sea paralelo al de Romeral y que también sea una falla inversa buzando hacia el oriente, sugiere que el lineamiento de Bolívar pueda representar una de las posiciones de Romeral durante su migración hacia el occidente (cf. BURK, 1972), posiblemente en el Paleoceno tardío.

2.3.3. LINEAMIENTO DE SINÚ

Este accidente marca el límite occidental del cinturón de San Jacinto y lo separa del cinturón de Sinú (Fig. 4). En el sur, en el área del Alto Sinú, Hubach (1930) lo identificó como la falla de Tucurá, la cual es una falla de cabalgamiento que buza hacia el oriente y pone en contacto rocas del Cretáceo superior con rocas del Plio-Pleistoceno. Hacia el norte su expresión superficial está enmascarada por terrenos planos y cenagosos cuaternarios posiblemente suprayacentes, y en el surda la apariencia de estar controlando el curso del Río Sinú. Las siguientes características sirven para definirlo:

- 1) Marca el cambio de estilo estructural entre los cinturones de San Jacinto y Sinú.
- 2) El **volcanismo** y **plutonismo** de lodo común al occidente en el cinturón de Sinú, mientras que está completamente ausente al oriente en el cinturón de San Jacinto.
- 3) Ocurrencias de conglomerados mal calibrados y "brechosos" a lo largo del lineamiento, cerca a la expresión superficial del contacto con el cinturón de San Jacinto, tal y como se puede observar cerca e inmediatamente adyacente al flanco occidental del anticlinorio de Luruaco, por ejemplo el conglomerado de Pendales en el área de Luruaco, y más al sur en el área de Tucurá (Fig. 3) donde también afloran conglomerados con las mismas características a lo largo del margen occidental del Río Sinú.

De la misma manera que el lineamiento de Romeral, el de Sinú también se interpre-

ta como un antiguo surco marginal al cinturón de San Jacinto durante las etapas iniciales de su evolución. Esta interpretación está basada en la ocurrencia de sedimentos pelágicos y turbiditas abisales de edad Oligoceno tardío a Mioceno tardío - Plioceno hacia el occidente, y de facies de carbonatos de poca profundidad con la misma edad al oriente (Fig. 5).

2.3.4. LINEAMIENTO DE COLOMBIA

Este cuarto y último lineamiento corresponde al más occidental y separa el cinturón de Sinú de la llanura abisal (Fig. 4). Su expresión topográfica es submarina y coincide con el cambio batimétrico entre el talud del cinturón de Sinú y la llanura abisal. Otras características distintivas del lineamiento de Colombia son:

- 1) Marca el cambio entre el estilo estructural plegado del cinturón de Sinú al oriente y el estructural sencillo y no plegado del plano abisal.
- 2) Ausencia del fenómeno de **volcanismo** y **plutonismo** de lodo al occidente del lineamiento.

El lineamiento de Colombia también se ha interpretado como un antiguo surco (cf. CASE, 1974, p. 738) durante las etapas iniciales de su evolución, marginal al cinturón de Sinú. Separa los sedimentos pelágicos y turbidíticos abisales de edad Pleistoceno a Reciente del occidente, de las facies, principalmente de carbonatos con la misma edad del oriente, características de la plataforma del cinturón de Sinú y de las llanuras costeras.

3. EVOLUCION GEOLOGICA

La evolución geológica de la región noroccidental colombiana, se discutirá a partir del Cretáceo tardío solamente, ya que las limitaciones estratigráficas de la región no permiten considerar edades más antiguas. Los ciclos sedimentarios y los pisos propuestos por Duque-Caro (1972, 1975) se ilustrarán y correlacionarán con las edades clásicas europeas (Figs. 5 y 14).

3.1. CRETACEO TARDIO – PALEOCENO (Cansoniense Temprano)

El panorama paleogeográfico de la región durante este intervalo consistía en

áreas emergidas como la plataforma propiamente dicha, la Cordillera Central y la sierra de Santa Marta sujetas a erosión, y áreas sumergidas con un ambiente oceánico al occidente (Fig. 8).

El margen occidental de la plataforma estaba limitado por el surco de Romeral, muy pendiente, con una longitud de por lo menos 1.700 km, ya que no solamente comprendía la costa noroccidental sino que se extendía hacia el sur hasta el Golfo de Guayaquil, siempre bordeando el margen occidental de la Cordillera Central.

En el dominio oceánico al oeste de la plataforma tenía lugar una sedimentación pelágica con abundante microfauna planctónica, y de turbiditas constituidas principalmente por combinaciones de arcillas arenas y conglomerados con mucho aporte terrígeno. Los conglomerados se pueden observar espectacularmente en la serranía de Cansona (Fig. 3). El volumen sedimentario de las turbiditas fue muy notable, según los grandes espesores reconocidos en el área de Tucará, en el sur, donde sobrepasan los 2.000 m.

Fue también durante este intervalo de tiempo, que se depositaron los sedimentos silíceos ("cherts") que dieron origen al Horizonte de reflecto B, el cual, por lo general, siempre se encuentra localizado hacia la porción superior de las turbiditas.

Dentro del área de la plataforma existen dos áreas cuyo origen es muy complicado de explicar, y son las aquí llamadas geo-fractura de Plato y depresión tectónica de Sucre, con profundidades actuales máximas de 7 y 8 km respectivamente, sin ningún registro sedimentario del Cretáceo superior-erciario inferior. La ausencia de los sedimentos correspondientes a este intervalo, sugeriría que estas dos formas estructurales no existían durante el Cretáceo tardío - Paleoceno, indicando así que la sierra de Santa Marta pudo estar acoplada a la Cordillera Central durante esta época siguiendo la dirección del Brazo de Mompós (Fig. 3).

3.2. PALEOCENO - EOCENO MEDIO (Cansoniense medio y tardío)

Durante esta época, el área de la plataforma, la sierra de Santa Marta y la Cordillera Central continuaron por encima del ni-

vel del mar. Sin embargo, el surco de Romeral sufrió un hundimiento pronunciado como consecuencia de los esfuerzos compresionales normales al margen de la plataforma. Este hundimiento se reflejó naturalmente en un ambiente sedimentario mucho más profundo, con profundidades de agua superiores a los 4.000 m (DUQUE-CARO, 1972, 1975). Es precisamente a finales de este período, que tuvo lugar el depósito de los sedimentos silíceos que actualmente caracterizan el Horizonte sísmico reflector A" al occidente de la falla de Bolívar en las áreas de San Antero y San Onofre (Fig. 3). Al mismo tiempo, se produjo un volcanismo marginal a la plataforma, dando origen a una serie de conos volcánicos submarinos que de acuerdo a las observaciones planteadas en las páginas anteriores, corresponden a la fase inicial embrionaria del levantamiento del cinturón fragmentado de San Jacinto.

3.3. OROGENIA PRE-ANDINA (Eoceno medio)

Los esfuerzos compresionales laterales alcanzaron un clímax durante este evento diastrófico (VAN DER HAMMEN, 1958; IRVING, 1971), produciéndose como consecuencia el plutonismo tonalítico de Chalán, junto con un metamorfismo de bajo grado a lo largo del margen occidental de la plataforma (Zona de Romeral) y el primer levantamiento importante del cinturón de San Jacinto y de la Cordillera Occidental. Este levantamiento del orden de los 5.000 m de desplazamiento vertical, según cálculos de la profundidad de compensación del carbonato de calcio (DUQUE-CARO, 1972, 1973), dejó emergidas las áreas de San Antero, San Onofre y la Cordillera Occidental (Fig. 9). El flanco occidental del cinturón quedó separado de la llanura abisal por el nuevo surco de sinú, resultando así una migración al occidente del fenómeno originalmente descrito como surco de Romeral. La plataforma continuó emergida pero sufriendo un basculamiento hacia el occidente dando origen a la configuración inicial de la Cuenca de San Jorge.

3.4. EOCENO TARDIO - OLIGOCENO (Carmeniense temprano)

Como consecuencia de la Orogenia pre-Andina, la geografía de la costa noroccidental colombiana quedó modelada en tal forma, que el mar inició una invasión progre-

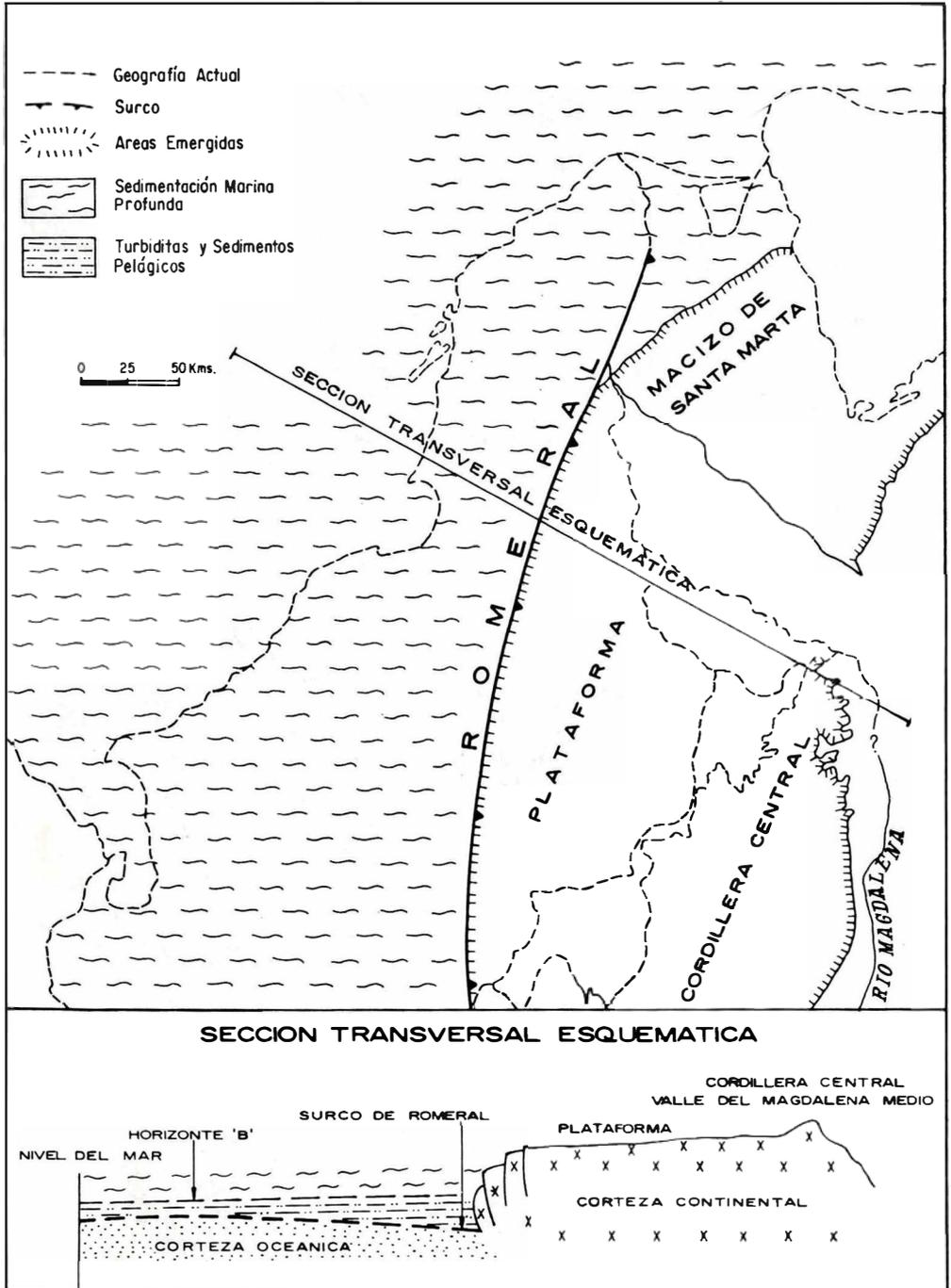


FIGURA 8. Paleogeografía del noroccidente de Colombia entre el Cretáceo tardío y el Paleoceno (Cansoniense temprano).

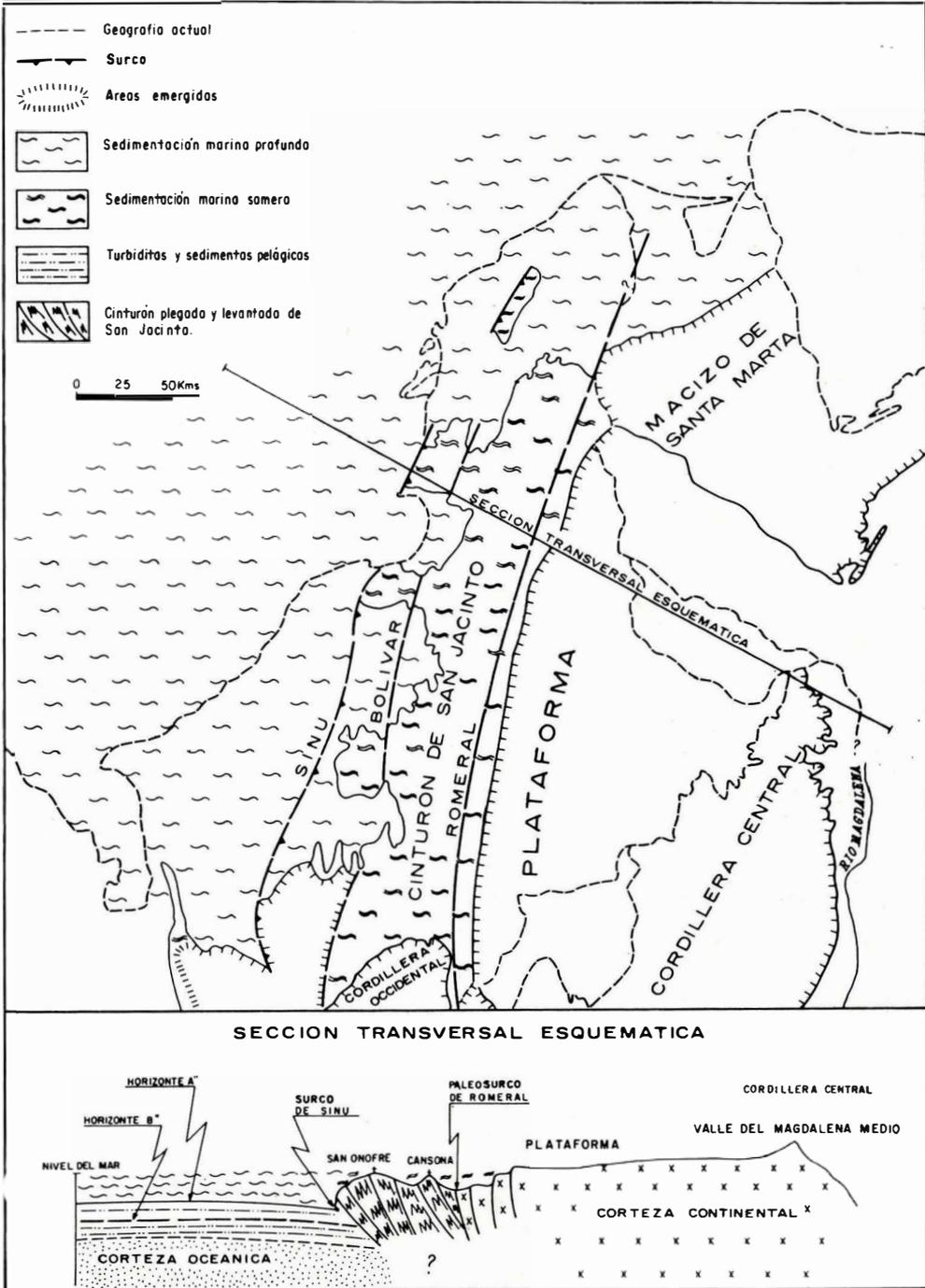


FIGURA 9. Paleogeografía del noroccidente de Colombia inmediatamente después de la Orogenia pre-Andina (Eoceno medio).

siva a la cuenca de San Jorge, desde el norte y el occidente. Comenzó desde el noroccidente con sedimentación de facies de carbonatos en el norte, con conglomerados, areniscas y "shales", lo mismo que calizas arrecifales, pasando en el sur a facies deltaicas en el área de Ciénaga de Oro (Fig. 10). Mientras tanto y hacia el oriente, el mar alcanzaba las partes más bajas a lo largo del margen de la plataforma. De esta manera se inició un nuevo ciclo sedimentario, el Carmenense (DUQUE-CARO, 1972, 1975).

El flanco oriental del anticlinorio de Luruaco, también fue un lugar favorable para el depósito de facies de carbonatos, de la misma manera que las depresiones del anticlinorio de San Jacinto en el flanco occidental.

A finales del Oligoceno, la sedimentación se hizo característicamente más profunda con el depósito de sedimentos arcillosos muy abundantes en fauna planctónica de foraminíferos y radiolarios de las zonas de *Globigerina ciperiensis* y porción inferior de la de *Globorotalia kugleri* (cf. DUQUE-CARO, 1975). Simultáneamente, al occidente del cinturón de San Jacinto, a lo largo del surco de Sinú, tenía lugar una sedimentación eminentemente pelágica con poco o ningún aporte terrígeno, compuesta por margas y lodos silíceos, muy ricos en radiolarios y foraminíferos planctónicos.

3.5. DIASTROFISMO OLIGOCENO-MIOCENO

Esta fase tectónica fue denominada así por Stainforth (1968) y corresponde a la fase proto - Andina de Van Der Hammen (1958). Fue una consecuencia inmediata de otro aumento en los esfuerzos compresionales existentes sobre los márgenes de la plataforma; se manifestó en el área de estudio con un basculamiento hacia el occidente de la plataforma y un nuevo levantamiento del cinturón de San Jacinto. Este basculamiento trajo como consecuencia un cambio brusco en la paleobatimetría con profundización de la cuenca, hecho muy notable a lo largo de la zona de Romeral y asociada con una invasión marina, que eventualmente cubriría toda el área de la plataforma (DUQUE-CARO, 1975).

3.6. MIOCENO TEMPRANO A MEDIO (Carmeniense medio)

Como consecuencia del diastrofismo anterior, se inició un nuevo ciclo sedimentario, el Carmenense medio, en la cuenca de San Jorge (área de la Plataforma). La invasión marina se extendió mucho más hacia el sur, hasta las estribaciones septentrionales de la Cordillera Occidental, y hacia el oriente sobre gran parte de la plataforma cubriendo los altos de Cicuco y de El Difícil. La sedimentación consistió principalmente en facies de carbonatos, muy similar al tipo de sedimentación iniciada durante el Eoceno tardío (Fig. 11).

La paleografía del flanco occidental del cinturón de San Jacinto no tuvo mayores variaciones, solamente la emergencia total de las partes que habían permanecido sumergidas hasta el Mioceno temprano; al occidente del surco de Sinú, se continuó la sedimentación pelágica característica del Eoceno tardío - Oligoceno (Carmeniense temprano).

3.7. MIOCENO TARDIO - PLIOCENO (Carmeniense tardío)

Esta época está asociada con una mayor inestabilidad en la región noroccidental colombiana, como consecuencia de los esfuerzos compresionales laterales (compresión orogénica de Kugler, 1968), cada vez más intensos, lo que trajo como resultado la separación relativa de la sierra de Santa Marta de la Cordillera Central a lo largo de la falla de San Jorge (Fig. 4) y la formación de la geofractura de Plato y de la depresión tectónica de Sucre. El Río Magdalena fue cambiado de su curso original (el cual se cree fue hacia el noreste, a la posición actual de la cuenca de Maracaibo), para verter sus aguas en la geofractura de Plato y depresión tectónica de Sucre, que a partir de este momento empezaron a comportarse como cañones submarinos: la sedimentación era de alta energía (turbiditas) con derrumbes y deslizamientos en gran escala, y por consiguiente un gran aporte sedimentario incrementado por el levantamiento de las áreas adyacentes (Fig. 12).

La sedimentación en la llanura abisal, inmediatamente al occidente del cinturón de San Jacinto y a lo largo del surco de Sinú fue

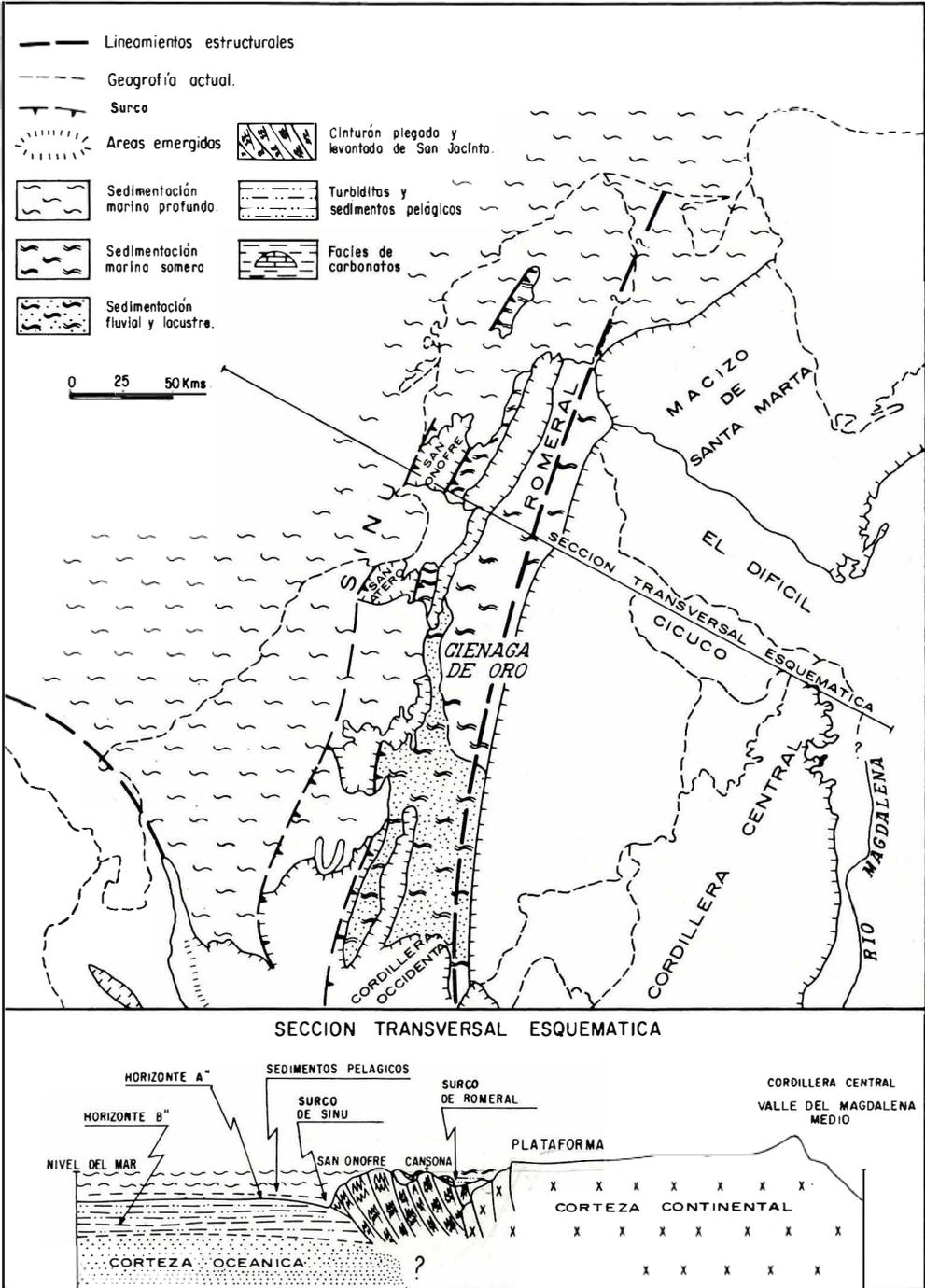


FIGURA 10. Paleogeografía del noroccidente de Colombia durante el Eoceno tardío - Oligoceno (Carmeniense temprano).

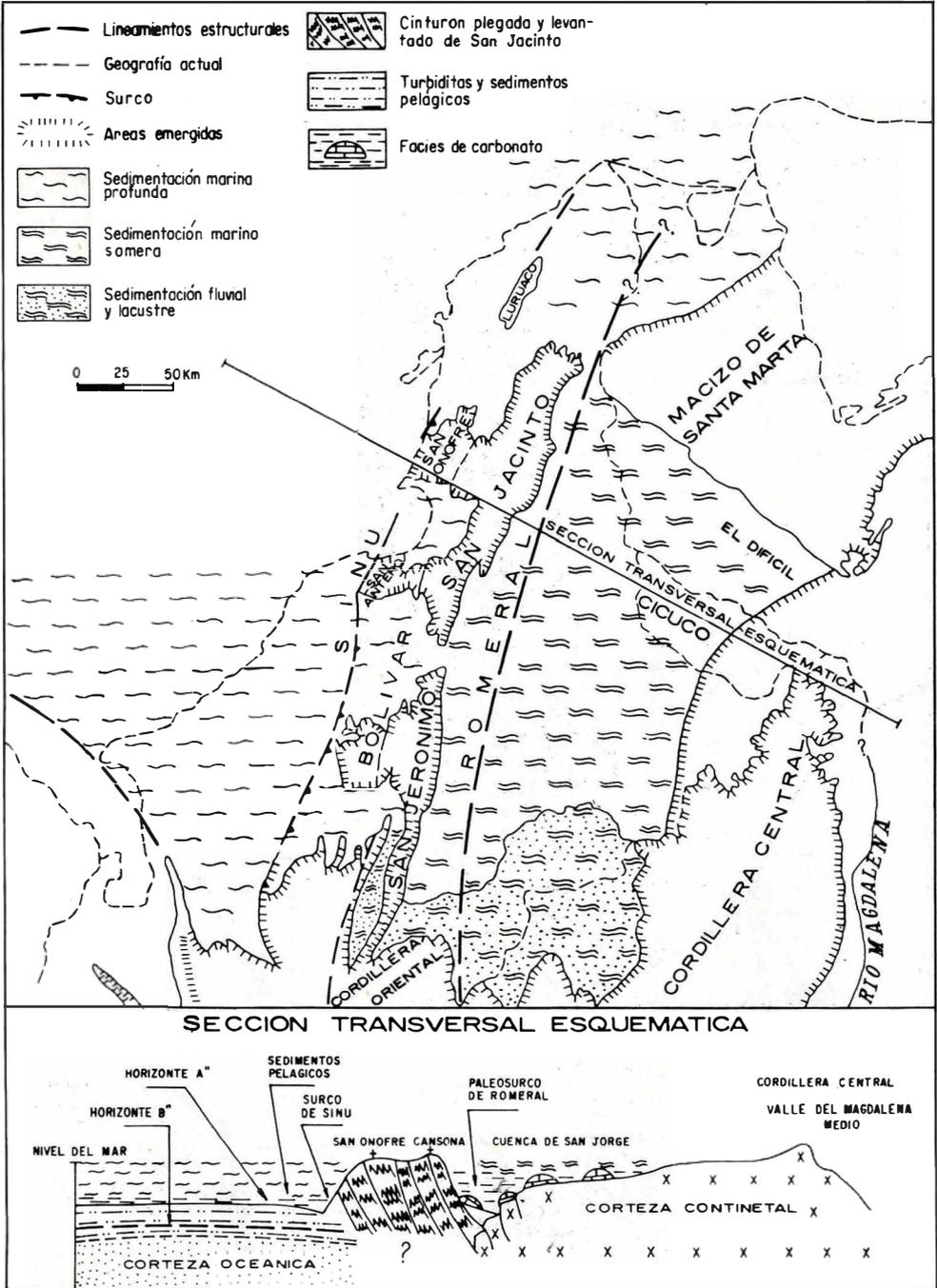


FIGURA 11. Paleogeografía del noroccidente de Colombia durante el Mioceno temprano - Mioceno medio (Carmeniense medio).

eminentemente turbidítica con gran aporte terrígeno, donde los paleocañones de Plato, de Sucre y posiblemente otro importante localizado mas hacia el sur, se comportaron como enormes canales de descargue del gran volumen sedimentario procedente del interior del continente. Las máximas acumulaciones de sedimentos ocurrieron en el área del cinturón de Sinú donde sobrepasan los 5.000 m de espesor. Obviamente, los sedimentos clásticos más gruesos se depositaron muy cerca al margen continental, a lo largo del surco de Sinú, en las intersecciones con los cañones submarinos, particularmente los de Plato y Sucre. Los conglomerados que afloran en las áreas de Tucurá y Luruaco confirman este modelo de depósito.

3.8. OROGENIA ANDINA (Plio-Pleistoceno)

Este importante episodio orogénico de la evolución de los Andes colombianos (VAN DER HAMMEN, 1958, IRVING, 1972) se extendió septentrionalmente hasta el área de estudio, como consecuencia de otro clima diastrófico de los esfuerzos laterales compresionales existentes sobre la plataforma, que están controlando la evolución tectónica y sedimentaria del noroccidente colombiano (Fig. 13). Estos esfuerzos, además de levantamiento, plegamiento y fallamiento normales al esfuerzo principal, produjeron un fenómeno tectónico mucho más variado y complejo acompañado por fallamiento transcurrente y flexiones paralelas a los trenes estructurales mayores. Esta complejidad y variedad se debió primordialmente a que con el progreso del acrecimiento continental sobre los márgenes que bordean la cuenca de Colombia, el espacio dentro del cual se desarrollaban los esfuerzos compresionales se redujera y se apretara, produciendo así efectos más variados y complejos que los de las fases diastróficas precedentes.

Los siguientes fenómenos se consideran característicos y resultado de esta situación durante la Orogenia Andina:

- 1) **Volcanismo y plutonismo de lodo** dentro de la franja de sedimentos acumulados en el surco de Sinú, levantando y deformando inicialmente el cinturón, causando un cambio brusco en la batimetría (DUQUE-CARO, 1975, Fig. 3), y la formación del surco de Colombia a

lo largo del margen occidental. Se produce así otra nueva migración al occidente del surco original de Romeral.

- 2) Estrechamiento estructural del cinturón de Sinú en su extremo meridional e inflexión estructural en su parte media, posiblemente como resultado de esfuerzos compresionales convergentes.
- 3) Levantamiento y plegamientos completos de cinturón de San Jacinto, asociados con cierres estructurales en S a lo largo del flanco oriental, los que también parecen ser consecuencia de las mismas causas que dieron origen a la inflexión del cinturón de Sinú y al movimiento transcurrente a lo largo del lineamiento de Romeral. En el área de Barranquilla la dirección estructural N45° E del cinturón de Sinú está superpuesta ocultando así el tren estructural original N20° E del cinturón de San Jacinto (Fig. 4).
- 4) Emergencia sin plegamiento de la cubierta sedimentaria del área de la plataforma.
- 5) Corrimiento sinistral de la sierra de Santa Marta a lo largo del lineamiento de su nombre (cf. RAASVELDT, 1956; CAMPBELL, 1968).

3.9. PLEISTOCENO - HOLOCENO (Tubariense)

El ciclo sedimentario de Tubará (DUQUE-CARO, 1972, 1975) se inició durante esta época con una sedimentación marina en las porciones sumergidas del cinturón de Sinú. Esta sedimentación principalmente de facies de carbonatos, consistió en arenas, calizas arrecifales, "shales" y en menor cantidad conglomerados, depositados en un ambiente nerítico hasta de 200 m de profundidad de agua.

Mientras tanto, en la cuenca de San Jorge imperaba una sedimentación fluvial y deltaica a lo largo de canales remanentes del río dejados por los paleocañones de Plato y Sucre. Estos sedimentos alcanzaron espesores probables hasta de 4.000 m en el paleocañón de Sucre, hacia su parte más profunda en el flanco oriental del anticlinorio de San Jacinto. Las áreas adyacentes a los drenajes mayo-

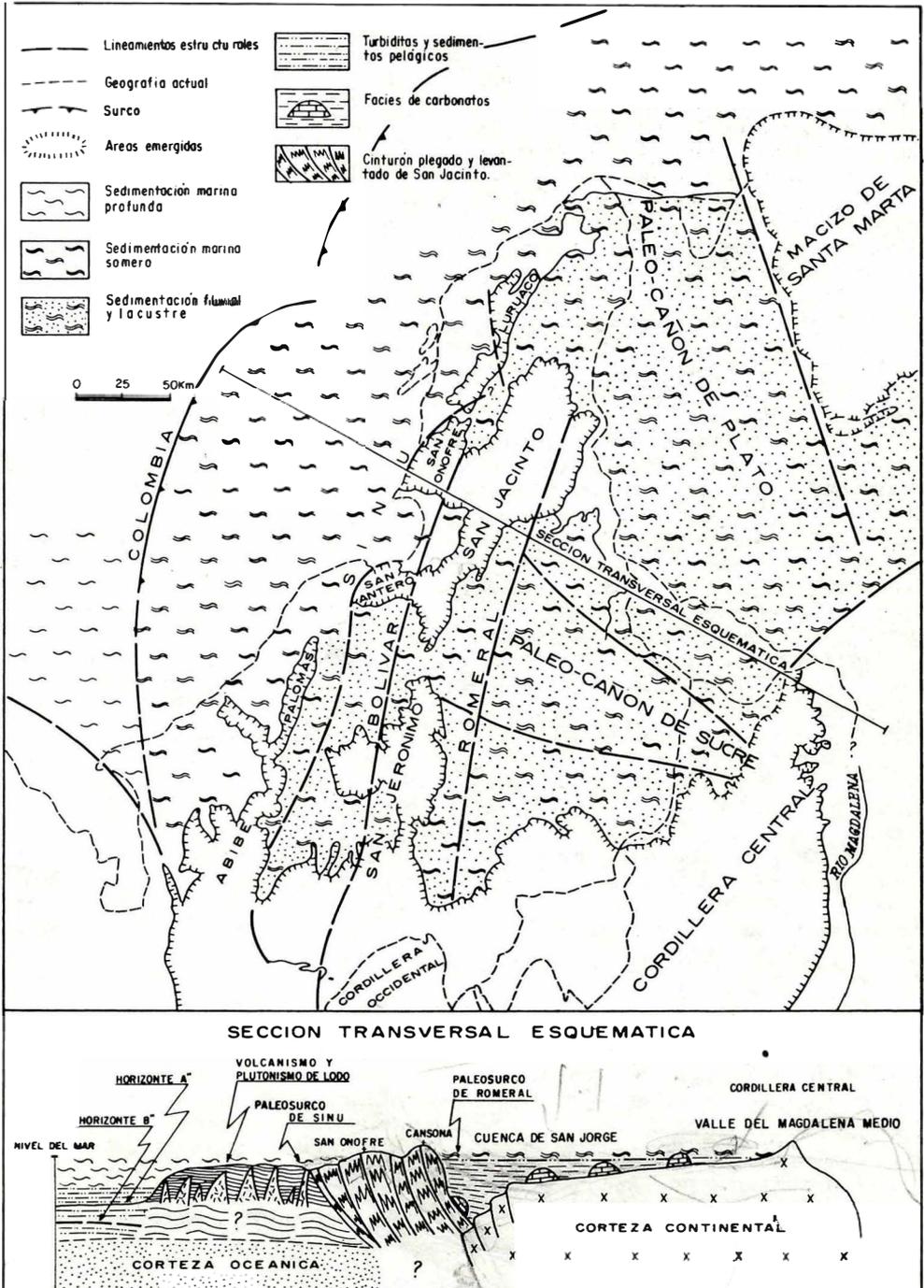


FIGURA 13. Paleogeografía del noroccidente de Colombia inmediatamente después de la Orogenia Andina (Plioceno - Pleistoceno).

res estuvieron caracterizadas por sedimentación lacustre.

En la llanura abisal, la sedimentación fue eminentemente turbidítica, según se deduce de algunas publicaciones como la de Edgar et al. (1971), entre otras. El cinturón de Sinú continuó emergiendo como consecuencia, tanto de la compresión lateral como de la alta presión almacenada dentro del cinturón ("shale de alta presión"). Esta situación hizo que el fenómeno de volcanismo y Plutonismo de lodo, causa principal de la deformación del cinturón, siguiera y aún siga activo (cf. HIGGINS y SAUNDERS, 1974, p. 148). Esto puede observarse actualmente en las continuas erupciones volcánicas explosivas de lodo a lo largo del cinturón, particularmente al occidente de Montería en el área de Arboletes (Fig. 3) y también en las elevaciones topográficas por encima del nivel del mar de las islas que bordean la llanura costera. Todas estas islas originadas por este fenómeno de volcanismo y plutonismo de lodo están recubiertas por facies de carbonatos principalmente hacia sus flancos. Dos ejemplos espectaculares observados en tierra son Loma de Piedra y la Loma de los Volcanes, con más de 200 m de altura sobre el nivel del mar y localizadas en el área de Turbaco cerca de Cartagena (Fig. 3). Otro ejemplo interesante de los esfuerzos verticales del plutonismo de lodo está en la isla de Tierra-bomba, inmediatamente al sur de Cartagena, con una elevación máxima de 80 m sobre el nivel del mar. Un nivel estratigráfico de una terraza de playa con una elevación de 3 m sobre el nivel del mar fue datado con C_{14} , dando como resultado una edad Holoceno (2.850 ± 150 años A.C.) según estudios de Porta et al. (1963).

4. CONCLUSIONES GENERALES

Con base en todo lo expuesto en este trabajo, se pueden plantear las siguientes conclusiones:

1. Acrecimiento continental progresivo hacia el occidente, a lo largo del margen costero noroccidental colombiano, produciendo:
 - a. Mi ración hacia el occidente de la posición original inicial del paleosurco de omeral, sucesivamente a través de las posiciones de Bolívar, Sinú y Colombia.

- b. Migración en la misma dirección de la provincia sedimentaria correspondiente (Fig. 14), y
 - c. Levantamiento y delineamiento de los cinturones de San Jacinto, durante la Orogenia pre-Andina, y de Sinú durante la Orogenia Andina.
2. Dos tipos diferentes de ciclos sedimentarios se pueden distinguir, de acuerdo con las características de depósito reconocidas en la región:
 - a. Los que se desarrollaron en cada uno de los elementos geotectónicos que conforman la región inmediatamente después de cada evento diastrófico, y que están constituidos esencialmente por facies de carbonatos y por sedimentos fluvio-lacustres, y
 - b. Los que se desarrollaron en la llanura abisal al occidente de cada uno de los surcos y que comprenden sedimentos pelágicos y turbiditas (Fig. 14).
3. La paleobatimetría a lo largo de las áreas actualmente ocupadas por los cinturones de San Jacinto y Sinú estuvo controlada por altos estructurales antiguos de origen intrusivo y extrusivo, y la sedimentación del margen continental que avanzaba hacia el occidente, estuvo también fuertemente influida por turbiditas provenientes de paleocañones con una dirección provenientes de paleocañones con una dirección NW predominante, por lo menos desde el Cretáceo tardío.
4. Esfuerzos compresionales laterales, normales al margen continental, como resultado inmediato de la interacción existente entre las cortezas oceánicas del Caribe (cuenca de Colombia) y continental del norte de Suramérica, han sido la causa principal de todos los rasgos tectónicos, estructurales y sedimentarios reconocidos en el área de estudio, tales como plegamiento, levantamiento, fallamiento, geofracturamiento, volcanismo, plutonismo, etc., por lo menos desde el Cretáceo tardío.
5. Dos trenes estructurales diferentes convergen en la porción septentrional del

área de estudio (área de Barranquilla), como consecuencia de dos orogenias también diferentes: El tren del cinturón de San Jacinto con una direcció N20° E y con una edad de Eoceno medio (Orogenia pre-Andina), y el del cinturón del Sinú, con una dirección N45° E, paralelo a la línea de costa y con una edad de Plio-Pleistoceno (Orogenia Andina).

6. Los fenómenos como el fallamiento transcurrente, las flexiones estructurales y el geofracturamiento, se interpretan como la última etapa de la evolución tectónica del noroccidente colombiano durante la Orogenia Andina (Plio-Pleistoceno).
- 7 El cinturón fragmentado de San Jacinto se originó a partir de una antigua cadena volcánica submarina que se extendía hacia el norte incluyendo la cresta de Beata y separa dos provincias tectónicas diferentes, la oriental (cuenca de Venezuela) y la occidental (cuenca de Colombia), las que a su vez y en mi opinión, están fundadas respectivamente sobre cortezas continental y oceánica, de acuerdo con las características estructurales y geofísicas similares observadas tanto en el noroccidente colombiano como en las áreas de Caribe, inmediatamente al norte.
8. Antes del Mioceno tardío - Plioceno, la sierra de Santa Marta hacía parte continua de la Cordillera Central la cual se extendía hacia el noreste parte continua de la Cordillera Central dentro del Caribe. Sin embargo, durante el Terciario tardío, ocurrieron movimientos orogénicos produciendo fracturamiento y fallamiento transcurrente de este sistema montañoso, lo que trajo como consecuencia la separación relativa de la sierra de Santa Marta de la Cordillera Central a lo largo de la falla de San Jorge.

5. REFERENCIAS CITADAS

- BARRERO, D., ALVAREZ, J., T. KASSEM, 1969.- *Actividad ígnea y tectónica en la Cordillera Central*. Bol. Geol. (Bogotá), 17, (1-3): 145-173.
- BECK, A., 1921.- *Geology and oil resources of Colombia. The coastal plain*. Econ. Geol. (El Paso, Texas) 16: 457-473.
- BURK, C.A., 1972.- *Uplifted geosynclines and continental margins*. Geol. Soc. Am. Mem. (Boulder, Colorado) 132: 75-85.
- CAMPBELL, C. J., 1968.- *The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting*. Caribbean Geol. Conf., 4 Trinidad, 1965, Trans., p. 247-261.
- CASE, J. E., 1974.- *Major basins along the continental margin of northern South America*. in The geology of continental margins, Burk, C.A., and C.L. Drake, p. 733-741, Springer Verlag. Berlin - New York.
- CASE, J. E. and T. L., HOLCOMBE, 1975.- *Preliminary geologic-tectonic map of the Caribbean region*. U.S. Geol. Surv. open-file map, 75-146.
- CHRISTOFFERSON, E., 1973.- *Linear magnetic anomalies in the Colombia basin, central Caribbean sea*. Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado) 84 (10): 3217-3230.
- CROOK, K.A.W., 1974.- *Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes)*. in Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleont. & Miner. (Chicago) Sp. Publ. 19: 304-310.
- DONNELLY, TH.W., 1975.- *The geological evolution of the Caribbean and Gulf of Mexico - some critical problems and areas*, in The ocean basins and margins, 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean, A.E.M., Nairn and F. G. Stehli, New York, p. 663-685. Plenum Press.
- DUQUE-CARO, H., 1972.- *Ciclos tectónicos y sedimentarios en el norte de Colombia y sus relaciones con la paleoecología*: Bol. Geol. (Bogotá), 19 (3): 1-23.
- , 1973.- *Guidebook to the geology of the Montería area*. Col. Soc. Petrol. Geol. Geoph. Ann. Field Conf. 14, Bogotá, 1-49.

- , 1975.- *Los foraminíferos plactónicos y el Terciario de Colombia*. Rev. Esp. Micropal (Madrid) 7, (3): 403-427.
- , 1976.- *Características estratigráficas y sedimentarias del Terciario Marino de Colombia*. Congr. Lat. Geol. 2, Caracas, 1973, 945-964.
- DURAN, L. G., 1964.- *Ensayo de interpretación tectonofísica de la plataforma continental del Caribe*. Cالدasia (Bogotá), 9 (42): 138-150.
- EDGAR, N. T., EWING, J. I., J. HENNION, 1971.- *Seismic refraction and reflection in Caribbean sea*. Assoc. Petrol. Geol. Bull., (Tulsa, Oklahoma), 55 (6): 833-870.
- EWING, J.I., EDGAR, N.T., J.W. ANTOINE, 1971.- *Structure of the Gulf of Mexico an Caribbean*. en *The sea*, 4, pt. 2: Wiley-Intersci. New York, 321-358.
- HIGGINS, G. E., J. B., SAUNDERS, 1974.- *Mud volcanoes - their nature and origin*, in Contributions to the geology of the Caribbean and adjacent areas. Naturf. Ges. Basel, (Germany) Band 84, No. 1, p. 101-152.
- HUBACH, E., 1930.- *Informe geológico de Urabá*: Bol. Min. Petrol. (Bogotá), 4, (19-20): 26-136.
- IRVING, E. M., 1971.- *La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia*. Bol. Geol. (Bogotá), 19 (2): 1-89.
- KRAUSE, D. C., 1971.- *Bathymetry, geomagnetism, and tectonics of the Caribbean sea north of Colombia*. Geol. Soc. America Mem. (Boulder, Colorado) 130: 35-54.
- KUGLER, H. G., 1968.- *Sedimentary volcanism: Caribbean Geol. Conf. 4 Trinidad, 1965, Trans., p. 11-13.*
- LUDWIG, W.J., HOUTZ, R. E., J. I. EWING, 1975.- *Profiler-sonobouoy measurements in Colombia and Venezuela basins, Caribbean sea*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. (Tulsa, Oklahoma) 59, (1): 115-123.
- PORTA, J. DE, RICHARDS, H.G., E. SHAPIRO, 1963.- *Nuevas aportaciones al Holoceno de Tierrabomba*. Bol. Geol. (Bucaramanga) 12: 35-44.
- RAASVELDT, H. C., 1956.- *Fallas de rumbo en el nordeste de Colombia*. Rev. Petrol. (Bogotá), 7 (64): 19-26.
- ROEMER, L., BRYANT, W., D.FAHLQUIST, 1976.- *A geophysical investigation of the Beata Ridge: Caribbean Geol. Conf. 7, Guadalupe, 1974, Trans., p. 115-125.*
- SHEPARD, F.P., DILL, R.F., B.C., HEEZEN, 1968.- *Diapiric intrusions in foreset slope sediments off Magdalena delta Colombia*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. (Tulsa, Oklahoma) 52 (11): 2197-2207.
- SHEPARD, F. P., 1973.- *Seafloor off Magdalena delta and Santa Marta area, Colombia*. Geol. Soc. Amer. Bull. (Boulder, Colorado) 84 (6): 1955-1972.
- STAINFORTH, R. M., 1968.- *Mid-Tertiary diastrophism in northern South America*. Caribbean Geol. Conf. 4, Trinidad, 1965, Trans., p.159-177.
- U. S. NAVAL OCEANOGRAPHIC OFFICE, 1975.- *Bathymetric map of the Caribbean region*. U. S. Geol. Surv., Washington. Open-file Map, 75-146.
- VAN DER HAMMEN, T., 1958.- *Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes colombianos*: Bol. Geol. (Bogotá) 6, (1-3): 67-128.
- WATKINS, J., T. CAVANAUGH, 1976.- *Implications of magnetic anomalies in the Venezuela basin*. Caribbean Geol. Conf. 7, Guadalupe, 1974, Trans., p. 127-138.
- ZIMMERLE, W., 1968.- *Serpentine graywackes from the north coast basin Colombia and their geotectonic significance*. N. Jb. Miner. Abh. (Stuttgart) 109 (1-2): 156-182.

* * *