



SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE, BORDE SUR DE LA PLACA CARIBE ¿ES UNA CORDILLERA ALOCTONA?

Alirio Bellizzia G.*

RESUMEN

El Sistema Montañoso del Caribe, en la parte norte - centro oriental del país, forma un cinturón alargado de unos 29.000 Km² de superficie en sentido E - O, de topografía elevada y relieve accidentado. Se interpreta como una cordillera de tipo alpino, caracterizada por una espesa secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas metamorfizadas del Mesozoico; metamorfismo zonado no pareado de N a S (facies de la anfibolita epidótica, esquistos verdes, anfibolita - almandina, zeolita - pumpellita - prehnita, esquistos verdes y azules); intrusivas acidas, granitos y trondjemitas; volcánicas e intrusivas básicas; complejos ultrabásicos (gabro - periótita - piroxenitas - rodingitas - serpentinas) de diferentes petrogénesis; corteza continental de unos 35 Km. de espesor, sin raíz granítica considerable; actividad sísmica poco profunda; fallamiento normal longitudinal predominantemente en el norte; tectónica gravitacional en el sur ("melanges", "olistostromas"; "klippen" y alóctonos de grandes dimensiones); corrimientos de estratificación en el centro y sur y fallamiento transversal NO - SE "en échelon" característico.

Sólo se encuentran fósiles en calizas marmóreas (parte media del Grupo Caracas: Jurásico) y en calizas y filitas, parte superior de la secuencia metamórfica (especialmente la Formación Paracotos, con una rica fauna de foraminíferos del Cretáceo Superior). Las edades absolutas de los Granitos de Guaremal y Matasiete, son 70 a 71 Ma respectivamente; en la Formación Tiara, la edad determinada es de ± 100 Ma. Estas edades se comparan con las de otras rocas cuarzodioríticas y granodioríticas; 71 - 75 Ma en Aruba y 81 Ma en la Prominencia de La Blanquilla.

Se discuten dos esquemas paleotectónicos inclinándose el autor por aquel que postula que el Sistema Montaño del Caribe, se formó como consecuencia del desarrollo de una cuenca en el margen continental tipo Atlántico y evolucionó posteriormente por el desarrollo de una zona de Benioff a un Orógeno del tipo cordillerano. La corteza del Caribe, se considera de origen Pacífico y la zona de subducción se relaciona con el eugeosinclinal o surco Pacífico - Mesozoico, desarrollado a todo lo largo de la costa del Pacífico de las Américas durante ese período. El Sistema Montaño del Caribe alcanzó su posición actual por proceso de movimientos de placas corticales, posiblemente desde el oeste. Es una cordillera aloctona y el desarrollo de esta hipótesis es el objetivo fundamental de este informe.

Se presenta un breve análisis de la geología de la región del Caribe, considerado indispensable para un mejor análisis del problema y para resumir los conocimientos adquiridos hasta el presente, tratando de interpretar muchos de ellos a la luz de la nueva tectónica global.

INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la evolución tectónica del Sistema Montañoso del Caribe, que forma el borde sur del Caribe, es indispensable para cualquier interpretación de la evolución tectónica de toda la región caribeña. Cualquier hipótesis sobre la evolución de este Sistema Montañoso debería reflejar los avances logrados en los

* Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Dirección de Geología.

últimos años, tanto en el campo de la Geología Marina como de la Geofísica, que han permitido postular complejas hipótesis sobre el origen y desarrollo tectónico posterior de esta región controversial.

El Sistema Montañoso del Caribe, situado en la parte norte - centro - oriental del país, se divide en Cordillera de la Costa o del Litoral al norte y Serranía del Interior al sur, separada por depresiones y valles de origen tectónico: Cariaco - Casanay, Santa Lucía y Valencia; al este, la depresión de Unare interrumpe la continuidad del sistema y lo divide en dos bloques bien definidos: Sistema Montañoso del Caribe Occidental y Sistema Montañoso del Caribe Oriental (penínsulas de Araya y Paria). La unidad forma un cinturón alargado este - oeste de unos 29.500 kilómetros cuadrados de superficie; de topografía elevada y relieve accidentado, desde la región de Barquisimeto hasta las penínsulas de Araya y Paria, y se prolonga al este en la Cordillera Septentrional de Trinidad. El Surco de Barquisimeto lo separa de la Cordillera de Los Andes, el de Guárico de la Cuenca Oriental de Venezuela y la depresión de Cariaco de las no metamórficas al sur.

El Sistema Montañoso del Caribe ha sido intensamente estudiado por la Universidad de Princeton, como parte de la investigación del Caribe, bajo la dirección del hoy desaparecido profesor H. H. HESS; por la Dirección de Geología del Ministerio de Minas e Hidrocarburos y por la Escuela de Geología de la Universidad Central de Venezuela en su parte oriental.

El presente trabajo persigue varios objetivos: en primer lugar, exponer ideas sobre el origen del Sistema Montañoso del Caribe y su ubicación actual en relación a su localización en el pasado, en base a observaciones directas en el terreno, durante varios años en la región occidental del sistema y como coordinador de las investigaciones geológicas llevadas a cabo en esta provincia geológica por la Dirección de Geología, como también al fructífero e ininterrumpido contacto con el Dr. HESS, con los colegas de la Dirección de Geología y estudiantes de la Universidad de Princeton, quienes por muchos años han realizado sus trabajos en esta región de Venezuela. Con todos ellos, el suscrito ha mantenido amplias discusiones de la región en consideración y desea expresar su agradecimiento por esa colaboración, en especial a Domingo Rodríguez G., Elías Zambrano (geólogos asistentes en los trabajos de campo), Cecilia Martín B., Nelly Pimentel M., Reginald Shagam, Alfredo Menéndez, Carlos Ramírez C., Clemente González de Juana y Luis A. González S. Mi agradecimiento a los colegas Nelly Pimentel M., Armando Díaz Q., Cecilia Martín B., y Cecilia de Petzall, por la lectura y crítica del manuscrito. A los profesores de la Universidad de Princeton, Robert Hargraves, William Bonini y John Suppe, con quienes tuve la oportunidad de cruzar ideas sobre la

tectónica del Sistema Montañoso del Caribe después de la Conferencia de Margarita. Las observaciones, críticas y sugerencias han contribuido a despejar no pocos puntos dudosos, pero las conclusiones expuestas aquí son responsabilidad exclusivamente del suscrito.

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS PRINCIPALES DEL SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE

El Sistema Montañoso del Caribe se interpreta como una Cordillera de tipo alpino, continuación probable del arco insular del Caribe Oriental, caracterizada por: a) una espesa secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas metamorfizadas del Mesozoico; b) metamorfismo zonado de norte a sur (facies de la anfibolita - almandina; anfibolita epidótica - almandina; esquistos - verdes; zeolita - pumpellita - prehnita y esquistos verdes y azules); c) intrusivas acidas, en su mayoría granitos y trondjemitas: volcánicas e intrusivas básicas, complejos ultramáficos (gabro - peridotita - piroxenitas - rodingitas - serpentinas) de diferentes petrogénesis; d) corteza continental granítica de unos 30 kilómetros de espesor, sin raíz profunda; e) anomalías negativas en su parte sur; f) actividad sísmica poco profunda; g) fallamiento normal longitudinal geográficamente extenso, con componente vertical dominante y transcurencias dextrales moderadas en su parte norte; h) fallamiento transversal NO - SE "en échelon" característico (Tiznados, Guárico, Urica, San Francisco y Los Bajos); i) foliación o esquistosidad bien desarrollada; j) existencia en sus bordes sur, oeste y noreste de surcos profundos (Guárico - Barquisimeto), con enormes espesores de turbiditas y flujo - turbiditas (flysch y wildflysch) y la presencia de "olistostromas" y zonas de "melanges". La tectónica gravitacional ha jugado un papel primordial en este esquema tectónico; k) el metamorfismo del Grupo Caracas, que implica presiones de unas 7 ± 2 kilobar y temperaturas de $530 \pm 50^\circ$ C, lo cual indica una profundidad del metamorfismo de 20 a 30 kilómetros. Los esquistos azules de tipo alpino de los grupos Villa de Cura y La Rinconada se formaron bajo gradientes térmicos moderados de $18^\circ - 20^\circ / \text{Km}$ y grandes presiones. En el Complejo del Tinaco el metamorfismo regional alcanzó grados tan altos como la facies de la anfibolita - almandina.

Sólo se han hallado microfósiles en calizas marmóreas de la parte basal del Grupo Caracas (pelecípidos del Jurásico Superior) en la región de Caracas y tintínidos o calpionelas en las calizas cristalinas de la Formación Nirgua. En las formaciones Mamey (Carorita), Chuspita y Güinimita (Surco de Barquisimeto, Barlovento y Península de Paria, respectivamente), se han descrito ammonites del Cretáceo inferior. En la Península

de Paraguaná y en la cordillera norte de la isla de Trinidad, se han identificado macrofósiles del Jurásico superior. En la Formación Paracotos, se ha estudiado una rica fauna de foraminíferos del Cretáceo Superior. En el Grupo Los Robles, en la Isla de Margarita, los datos paleontológicos indican Cretáceo medio (GONZÁLEZ DE JUANA, 1969).

Las edades absolutas de los Granitos de Guaremal y Matasiete son 70 y 71 Ma, respectivamente; en la Formación Tiara la edad determinada es de \pm 100 Ma. Estas edades se comparan con las de otras rocas cuarzo - dioríticas y granodioríticas: 71 a 75 Ma en Aruba y 81 Ma. en la Prominencia de La Blanquilla. En las penínsulas de La Goajira y Paraguaná, se han encontrado rocas granodioríticas y graníticas más antiguas, 195 Ma y 262-265 Ma respectivamente (MACDONALD et al., 1971).

En las penínsulas de Araya y Paria, GONZÁLEZ DE JUANA, et al., (1968, 1969), SCHUBERT (1969) y SEIJAS (1969) describen rocas metamórficas de bajo grado: filitas, esquistos cuarzo - micáceos y calcáreos, esquistos cuarzo - micáceos a esquistos actinolíticos, calizas, meta - areniscas, meta - conglomerados y rocas ígneas representadas por granitos, dacitas y complejos ultramáficos del Mesozoico. En el extremo oriental de las penínsulas Araya y Paria, afloran rocas de más alto grado de metamorfismo: esquistos cuarzo - micáceos, granatíferos y anfibolitas.

En la Isla de Margarita existen conjuntos petrológicos semejantes a los descritos en el Sistema Montañoso del Caribe Occidental: los grupos La Rinconada y Juan Griego, que representan las rocas de más alto grado de metamorfismo y el Grupo Los Robles las de bajo metamorfismo (HESS Y MAXWELL, 1949; TAYLOR, 1960 y MARESCH, 1971). En las islas venezolanas del mar Caribe, SCHUBERT Y MOTICKA (1971), describen rocas ígneas y metamórficas similares, con la posible excepción de las islas de Los Frailes y Los Testigos, que exhiben más afinidad con el Arco Insular de las Antillas Menores. En la Isla de La Orchila, afloran esquistos cloríticos, ortoanfibolitas, gneises hornabléndicos, esquistos y gneises micáceo - epidóticos y granodioritas; en el Gran Roque se describen metadiabasas y dioritas cuarcíferas; en la isla de La Blanquilla, trondjemíticas y gneises hornabléndicos; esquistos y anfibolitas en la isla de Los Hermanos; en las islas de Los Testigos y Los Frailes, afloran andesitas y tobas andesíticas. En el Archipiélago de Los Monjes (Monjes del Sur), BELLIZZIA, et al. (1969), describen ortoanfibolitas, probablemente derivadas de basaltos, doleritas o gabros, provenientes de magmas tholeíticos de poca cantidad de potasio.

En la parte central del Sistema Caribeño, comprendida entre el paralelo de El Tinaco al oeste y Laguna de Uchire al este, se ha establecido la presencia

de dos fajas tectónicas cuya visualización es imprescindible para el análisis tectónico de todo el sistema (PEIRSON, 1965; BELL, 1968 Y MENÉNDEZ, 1967), pese a no reconocerse en la parte occidental, ni en las penínsulas Araya y Paria.

El Sistema Montañoso del Caribe, se puede dividir de norte a sur en cuatro fajas tectónicas bien definidas desde el punto de vista estratigráfico - estructural: Faja de la Cordillera de la Costa; Faja de Caucagua - El Tinaco; Faja de Paracotos y Faja de Villa de Cura. En la Faja de la Cordillera de la Costa, afloran el Complejo Granítico de Sebastopol, las formaciones del Grupo Caracas y las unidades metamórficas expuestas en la parte occidental en las penínsulas de Araya y Paria, Paraguaná y La Goajira e islas de Margarita y La Orchila. Dicha faja está delimitada al norte por la zona de fallas del Caribe y al sur por la Falla de La Victoria. Estas son fallas longitudinales, con desplazamiento vertical superior a 1.000 metros en algunas regiones. El desplazamiento transcurrente dextral es pequeño, especialmente en la zona de Falla de La Victoria. En términos generales esta faja puede interpretarse como un gran anticlinorio truncado por las fallas mencionadas. En el núcleo de la estructura afloran rocas graníticas. La Faja de Caucagua - El Tinaco presenta, a partir de la región de El Tinaco, una serie orientada de afloramientos aislados de basamento (Complejo de El Tinaco) cubiertos por una secuencia volcánico - sedimentaria ligeramente metamorfizada del Cretáceo (Grupo post - Caracas). La faja está limitada por las fallas de La Victoria al norte y Santa Rosa al sur. La estructura en general es anticlinal con rumbo aproximado este - oeste. Los afloramientos aislados de las formaciones del Grupo Caracas se consideran corridos sobre las rocas más jóvenes. Las unidades ígneo - metamórficas muestran un arreglo heterogéneo tanto estratigráfico como tectónico. En la región de El Pao - El Tinaco se encuentran grandes bloques alóctonos. Las fallas normales y corrimientos de estratificación son característicos de toda esta faja. La Faja de Paracotos se extiende también desde la región de El Tinaco hasta la región de Barlovento al este, es estrecha y está constituida por rocas de la Formación Paracotos del Cretáceo superior. El límite norte es la falla de Santa Rosa y el sur es el corrimiento de estratificación de Agua Fría que buza al sur. La Faja de Villa de Cura, está limitada al norte por la falla de Agua Fría y al sur por una serie de fallas de corrimientos que buzan al norte, la más resaltante de la cual es la de Cantagalito en la región de El Pao - San Juan de Los Morros. Esto significa que en la mayor parte del sector central del Sistema Montañoso del Caribe, las rocas metamórficas están separadas de los sedimentos no metamorfizados de la Formación Guárico, por el alóctono de Villa de Cura. En esta zona afloran la Formación Tiara y el Grupo Villa de Cura, constituido por metatobas básicas laminadas, metalavas ricas en piroxenos y rocas cuarzo - albíticas, con

textura granoblástica, mientras que Tiara presenta rocas volcánicas básicas. Estas unidades pertenecen a facies metamórficas diferentes: esquistos azules y pumpellita - prehnita, para el Grupo Villa de Cura y la Formación Tiara respectivamente. La faja tiene unos 250 kilómetros de extensión, 20 de anchura y un espesor posiblemente de hasta 4 kilómetros (BONINI, comunicación personal).

Más al sur de dicha zona, se desarrollan otras 4 fajas tectónicas en la secuencia sedimentaria: a) Faja Piemontina; b) Zona de Fallas de Corrimiento; c) Faja Volcada y d) Faja de Buzamientos Suaves. La Faja Piemontina con afloramientos de las formaciones Querecual, Mucaria y Guárico, es una provincia estructural sobre corrida y tectónicamente comprimida, que corre a lo largo del borde meridional del Sistema Montañoso del Caribe Central y se caracteriza por grandes pliegues recumbentes y corrimientos hacia el sur. Esta secuencia es alóctona y se depositó originalmente al norte de los afloramientos actuales. Todas sus unidades exhiben deformación intraformacional y la tectónica gravitacional está muy desarrollada ("melánges", "olistostromas" y "klippen"). En muchos aspectos recuerda a los "argille scagliose" de Los Apeninos. En su límite meridional esta faja está en contacto a veces con la zona de fallas y corrimientos y otros directamente sobre la faja volcada. La Zona de Falla de Corrimientos, es una zona discontinua con afloramientos del Grupo Guayuta y de las formaciones Vidoño, Peñas Blancas y Roblecito y su evolución tectónica se explica por deslizamientos gravitacionales. Las unidades mencionadas presentan un arreglo heterogéneo (aloctonia) tanto estratigráfico como tectónico y frecuentemente se repiten por efecto de fallas de corrimiento poco separadas entre sí; también existen áreas de "melanges" y "olistostromas". Esta faja se ha denominado Complejo de Chacual, cuyos rasgos estructurales también son comparables a los "argille scagliose" mencionados arriba. La Faja Volcada, está limitada en su borde por una serie alargada de colinas llamadas galeras, donde afloran rocas de las formaciones Naricual, Quebradón y Quiamare, plegadas en un sinclinal volteado al sur. Hacia el sur la faja anterior pasa a la llamada Faja de Buzamientos Suaves, donde afloran sedimentos de las formaciones Roblecito, Quebradón, Quiamare y Chuguaramas. Su topografía es baja y se extiende al sur, formando los Llanos Centrales del país. Las capas se caracterizan por suave buzamiento de 2° a 5° al sur o sureste. Es frecuente el fallamiento normal o inverso con pequeños desplazamientos. Esta faja autóctona es de gran importancia, ya que actuó como barrera al desplazamiento sur del Sistema Montañoso del Caribe. (Fig. 1)

ROCAS METAMÓRFICAS, PALEOZOICAS Y MESOZOICAS EN OTRAS ÁREAS DEL CARIBE

En Colombia, en la región noroeste del macizo de Santa Marta, afloran rocas mesozoicas de la facies del esquisto verde (Grupo de Esquistos de Santa Marta) (DOOLAN Y MACDONALD, 1969; MACDONALD Y HURLEY, 1969). En la Goajira, MACDONALD, (1964-1968a), LOCKWOOD, (1965), ROLLINS (1965) y ÁLVAREZ, (1967) describen filitas, esquistos cloríticos y serícíticos y otras variedades de esquistos de bajo grado metamórfico (facies de la pumpellita, prehnita y esquistos verdes). En Aruba, se han encontrado metavolcánicas y esquistos actinolíticos. En la Península de Paraguaná, MACDONALD, (1968-b) y FEO CODECIDO, (1969), describen rocas de bajo metamorfismo: filitas, meta - areniscas, meta - conglomerados, calizas laminadas y cherts del Jurásico superior - Cretáceo inferior. A este cinturón, que se extiende desde el Macizo de Santa Marta a la Isla de Aruba, se conoce con el nombre de Provincia Metamórfica de Ruma, cuyas rocas presentan semejanzas con algunas rocas mesozoicas de bajo metamorfismo del Sistema Montañoso del Caribe, Isla de Margarita y Cordillera Norte de Trinidad; MACDONALD, (1969), también destaca la probable relación entre estas rocas. En La Goajira afloran además rocas de alto metamorfismo, que constituyen el núcleo del Alto de La Goajira: anfibolitas, mica - esquistos y gneises plagioclásico - hornablénidos (Grupo Macuirá). En la Isla de Curazao, afloran lavas y tobas básicas y rocas sedimentarias con volcánicas asociadas (Curacao Lava Formation y Knip Group). En la Isla de Bonaire afloran rocas semejantes (BEETS, 1971).

En la Cordillera Norte de Trinidad, KUGLER, (1950, 1953), BARR Y SAUNDERS, (1968) y POTTER, (1968), mencionan rocas metamórficas mesozoicas de bajo grado, semejantes a las descritas en las penínsulas de Araya y Paria. En el extremo oriental, afloran además rocas volcánicas no metamorfizadas de la Formación Sans - Souci. En la Isla de Tobago, MAXWELL, (1948), cita rocas metamórficas mesozoicas constituidas por esquistos micáceos, cuarcitas, metavolcánicas, anfibolitas, rocas volcánicas, andesíticas y basálticas, peridotitas y dioritas.

En las Antillas Mayores, (Cuba, La Española, Santo Domingo y Haití) y Jamaica han sido descritas rocas metamórficas del Mesozoico por BUTTERLIN, (1956); DENG, (1969 b y c); NORTH, (1965); MEYERHOFF, (1965); WEYL, (1966); EARDLEY, (1954); WOODRING, (1965); MACDONALD, (1968) y FURRAZOLA - BERMÚDEZ, et al. (1964). En Cuba las metamórficas afloran en la Isla de Pinos, Montaña de Trinidad y Cordillera Oriental, y están constituidas por esquistos micáceos, micáceos - granatíferos, cuarzo - micáceos y cloríticos, cuarcitas y

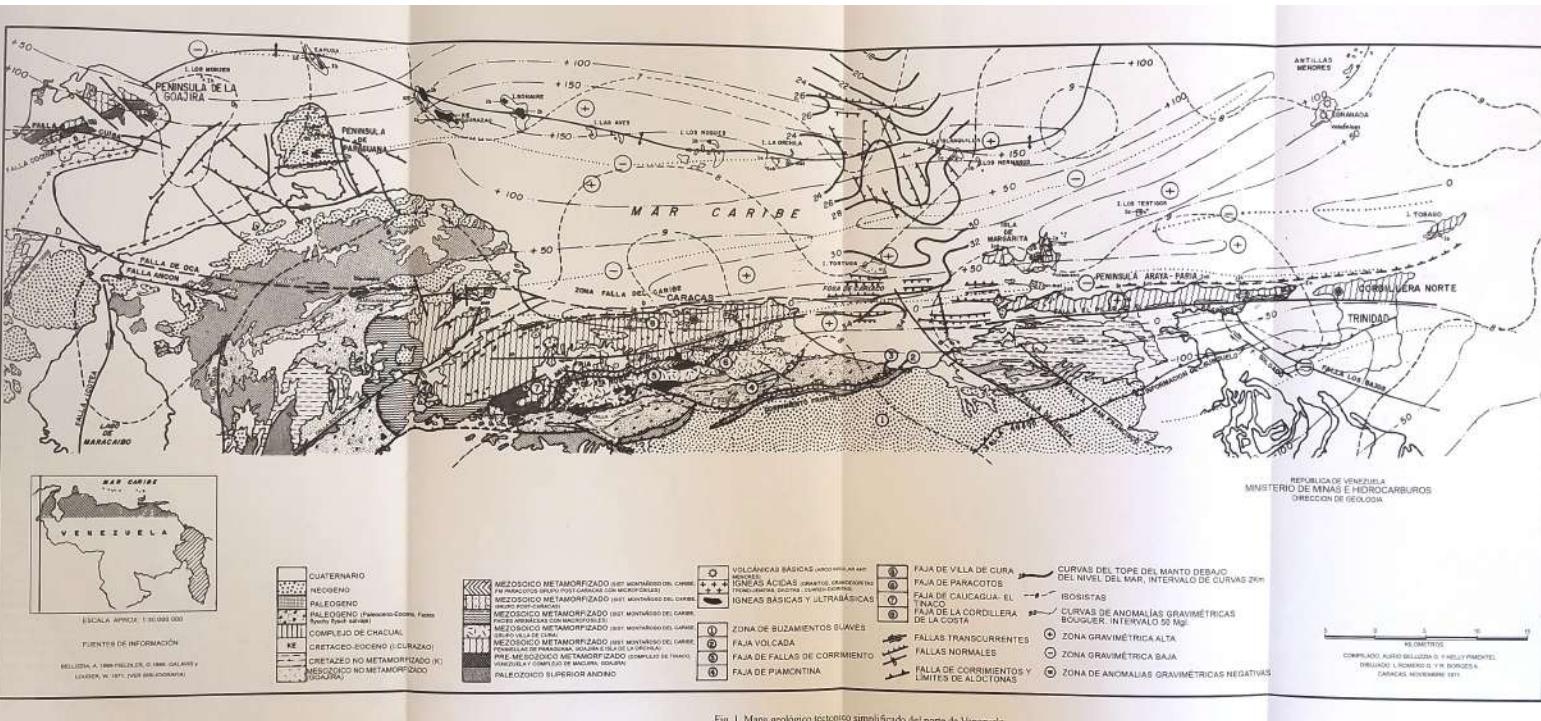


Fig. 1. Mapa geológico tectónico simplificado del norte de Venezuela

anfibolitas, del Jurásico - Cretáceo. Al este de Jamaica, las metamórficas están expuestas en las Montañas Azules y consisten principalmente de esquistos, mármoles y anfibolitas que forman el llamado Complejo Basal. En la República Dominicana (Península de Samaná) y al noroeste de Haití, afloran esquistos cloríticos, esquistos cloríticos - micáceos, esquistos calcáreos y anfibolitas. En Puerto Rico (Sierra Bermeja) existen pequeños afloramientos de rocas metamórficas cretácneas. El grado metamórfico de las rocas expuestas en las Antillas Mayores, abarca desde la facies del esquisto verde hasta la parte inferior de la facies de la anfibolita. MACDONALD, (1967 y 1968c), señala edades absolutas que indican Jurásico y Cretáceo. No hay evidencia de rocas metamórficas precámbricas o paleozoicas en las Antillas Mayores como se creyó anteriormente. Todas estas rocas metamórficas mesozoicas que afloran en las Antillas Mayores, presentan semejanzas petrológicas con las de Venezuela y Trinidad.

VINSON Y BRINEMAN (1963); GUZMÁN Y CSERNA (1963) Y DENGÓ, (1967, 1968 y 1969a, b), describen en la América Central Nuclear dos bloques de rocas metamórficas pre - pensilvanianas, separados por la falla del Motagua en Guatemala. El bloque norte, Bloque de Maya, consiste de esquistos biotito - granatíferos y gneises con intercalaciones de anfibolitas y anfibolitas granatíferas (Serie Chuacús) que afloran en Chiapas (Méjico) y Guatemala Central. En Belice las rocas son de metamorfismo más bajo: esquistos, meta - grauvacas, filitas y cuarcitas, con rocas gnésicas subordinadas (Serie Maya). Al sur de la falla de Motagua, el basamento designado como Bloque Chortis consiste de filitas, cuarcitas, mármoles y esquistos de la facies del esquisto verde (Formación Palacagüina), que afloran en Guatemala meridional, El Salvador, Honduras, Nicaragua septentrional y Banco de Nicaragua en el Caribe. Las relaciones entre los basamentos paleozoicos Maya - Chuacús y el basamento Palacagüina no son muy claras. Es probable que sean correlativos. Cabe destacar, con los autores citados, que al sur de la falla de Motagua aflora una secuencia de rocas meta - sedimentarias y meta - volcánicas (Formación El Tambor), posiblemente más jóvenes que las anteriormente descritas. Según DONNELLY, en (comunicación personal), estas rocas son muy semejantes a las rocas del Mesozoico de San Francisco de California.

Según DENGÓ, (1969c), las relaciones entre las rocas metamórficas de las Antillas Mayores y de la América Central Nuclear no son muy claras, aunque considera que ambas regiones han sufrido eventos tectónicos similares, pero no idénticos. Todas estas relaciones de carácter regional parecen indicar que en la región Antillana y América Central Nuclear, se inició un nuevo ciclo geosinclinal de grandes proporciones a comienzos del Jurásico y Cretáceo inferior (Geosinclinal Mejicano - Antillano), que se extendía hacia el

este desde Méjico y América Central Nuclear hacia las Antillas Mayores.

La parte sur de Centro América, que incluye la parte sur de Nicaragua, Costa Rica y Panamá y se conoce geológicamente como el Orógeno Meridional de América Central, presenta una corteza de origen oceánico formada en el Mesozoico medio y superior. LLOYD, (1963); JACOB, et al., (1963), DENGÓ, (1968 y 1969 b y c); FERENCIC, (1971); FERENCIC, et al., (1971); CASE, et al., (1969) y CASE, et al., (1971), describen extensamente la geología de esta región y la de las Cordilleras Occidental y Central de Colombia. Para el análisis regional comparativo lo más interesante son las rocas del basamento, constituido por rocas ígneas básicas, calizas silíceas, cherts, grauvacas y un complejo de rocas básicas y ultramáficas expuestas en las penínsulas de Santa Elena, Nicoya, Soná y Sierra de Maje y El Sapo en el oriente de Panamá. En Costa Rica, se conocen con el nombre de Complejo de Nicoya y Basal en Panamá. En resumen puede decirse que el Orógeno Meridional de América Central, se formó a lo largo del límite de la corteza tipo transicional de la placa del Caribe y la corteza oceánica del Pacífico y se caracteriza por la ausencia de un basamento cratónico, característico de la América Central Nuclear.

Estas rocas se prolongan a través de la Cordillera de Darién y se unen con la Cordillera Occidental de Colombia. En esta última, en el Arco de Sautatá, afloran rocas tipo eugeosinoclinal constituidas por filitas, esquistos micáceos, calizas, cherts y pizarras (Grupo de Dagua) del Mesozoico superior y la Formación Diabasa constituida por espilitas, diabasas, tobas, aglomerados y rocas ultramáficas del Cretáceo medio a superior. En la costa del Pacífico al noroeste de Colombia, en la Serranía de Baudó afloran basaltos almohadillados, aglomerados, rocas verdes, tobas y gabros, posiblemente equivalentes a los depósitos eugeosinclinales descritos anteriormente; estas rocas se continúan hacia el sur a lo largo de la Costa Pacífica, aproximadamente hasta Guayaquil.

Es interesante destacar que en Colombia, las rocas mesozoicas descritas en la Cordillera Occidental presentan anomalías gravimétricas positivas mientras que en la Cordillera Central se observan anomalías negativas. Igual sucede en Panamá y Costa Rica, donde las mayores anomalías positivas de Bouger, coinciden con los Complejos de Nicoya y Basal; las implicaciones regionales sugieren un basamento oceánico de estos depósitos eugeosinclinales y una corteza cratónica granítica de la Cordillera Central (CASE, et al., 1969 y CASE, et al., 1971). BUTTERLIN, (1969) sugiere que la Cordillera Occidental de Colombia pertenece al dominio Centro Americano, mientras que la Cordillera Central y Oriental - Macizo de Santa Marta a los dominios Antillano - Caribeño y Andino respectivamente. MACDONALD, et al.

(1971) en cambio, consideran al Macizo de Santa Marta como un bloque levantado del Escudo de Guayana y lo interpretan como continuación estructural y morfológica de la Cordillera Central. DENG, (1969 b y c), señala que las rocas descritas en las Antillas Mayores y Orógeno Meridional de América Central se relacionan bastante bien, lo cual aparentemente indica un origen semejante. Esta similitud indujo a KING, (1969) a incluir ambas regiones en la faja plegada de las Antillas.

El Orógeno Meridional de América Central, se formó como un Arco Insular de tipo oceánico al oeste de su posición actual durante el Jurásico y Cretáceo; aunque el área se extendía desde la América Central Nuclear hasta el Noroeste de Colombia, no era continuo y permitió que el Pacífico y el Caribe estuvieran conectados por el Canal Mesoamericano. A fines del Mioceno o durante el Plioceno se formó posiblemente el Istmo, que unió definitivamente la América Central y la América del Sur.

CAREY, (1958); EARDLEY, (1954) Y ROD, (1969), han postulado la continuación durante el Paleozoico superior de la Cadena Apalachiana hacia el sur, para incluir en ella a Centro América Nuclear, las Antillas Mayores y Venezuela (el Macizo de El Baúl y Cordillera de los Andes). Esta hipótesis exige la rotación y desplazamiento de Centro América y las Antillas Mayores a fin de que la faja paleozoica aparezca como una continuación de los Apalaches Meridionales. Esta teoría no parece actualmente muy razonable, porque la Provincia Apalachiana es paleozoica y las rocas metamórficas de las Antillas y Montañas del Caribe son mesozoicas. Tan sólo en la América Central Nuclear y en Venezuela, (Los Andes, el Complejo de El Tinaco? y el Arco de El Baúl) afloran rocas del Paleozoico. Es decir, que en estas interpretaciones paleogeográficas se han incluido bloques de corteza mesozoica en un mapa paleogeográfico del Paleozoico. DONNELLY, (1969) por su parte, considera que el núcleo de la América Central es como una extensión de Los Apalaches. DENG, (1969 b y c), vincula la historia paleozoica de la América Central Nuclear con México, ya que esta posibilidad no descarta una deriva continental a fines del Paleozoico y comienzos del Mesozoico para explicar la formación del Golfo de México y el Caribe. Este mismo autor destaca la posible correlación de los bloques paleozoicos de Oxaca - Maya - Chortis, con los de la región septentrional de Sur América (Venezuela y Colombia). MACDONALD, (1969), también considera la posibilidad de la continuación de los lineamientos estructurales apalachianos en Venezuela y Colombia.

En Venezuela, además de las rocas paleozoicas sedimentarias y meta - sedimentarias de bajo grado de metamorfismo y volcánicas expuestas en la Cordillera de los Andes y Serranía de Perijá, existen afloramientos aislados en el Macizo de El Baúl (formaciones Mireles, Cerrajón y Cañaote) y unos 700 metros de rocas paleozoicas del Devónico - Carbonífero (formaciones Carri-

zal y Hato Viejo), que suprayacen discordantemente a las rocas precámbricas del Escudo de Guayana; estas rocas muestran un metamorfismo de muy bajo grado, se correlacionan con las expuestas en el Macizo de El Baúl y fueron depositadas en un ambiente marino de aguas bajas a continental (YOUNG, et al., 1956).

Para recapitular, al borde sur de la región caribeña, las únicas rocas paleozoicas que exhiben características petrológicas semejantes a las rocas pre - pen-silvanianas descritas en la América Central Nuclear, son las del Complejo de El Tinaco y Sebastopol en Venezuela y las del Grupo Macuira en el núcleo de La Goajira de Colombia.

En la región caribeana, el Mesozoico inferior no metamorfizado (Triásico - Jurásico), se caracteriza por sedimentos terrestres y marinos de aguas bajas en la parte norte de la América del Sur (Formación La Quinta y Grupo Girón de Venezuela y Colombia). En La Goajira, en la plataforma continental de Cojoro también se depositaron sedimentos del Triásico en un ambiente predominantemente continental (RENZ, 1960, Y MACDONALD, 1969). En la América Central Nuclear, DENG, (1968 y 1969 b y c), describe sedimentos del Triásico - Jurásico (Formación Todos Santos). Esta sedimentación continental o tafrogénica que siguió a la orogénesis del fin del Paleozoico en la América Central Nuclear y borde norte de América del Sur, estuvo relacionada con el desarrollo de fosas y horsts, formadas por el levantamiento y fallamiento de estas áreas a comienzos del Mesozoico. El levantamiento estuvo acompañado por actividad volcánica moderada tanto en América Central como en Venezuela y Colombia.

El geosinclinal caribeño, tectógeno o surco de subducción donde se depositan los sedimentos y volcánicas asociadas que hoy forman el Complejo Metamórfico del Sistema Montañoso del Caribe, se inició durante el Jurásico superior y cerró su ciclo en el Cretáceo superior, cuando fue deformado y metamorfizado. De acuerdo a las ideas sostenidas en este informe sobre la aloctonía del Sistema Montañoso del Caribe, esta cuenca se formó mucho más al norte o quizás al oeste de su posición actual; es decir, que su posición actual se debe a movimientos y deslizamientos posteriores. En Venezuela Occidental, Central y Oriental, durante el Cretáceo inferior, se inicia la formación del geosinclinal del Oriente de Venezuela donde se depositaron cerca de 9.000 metros de sedimentos cretáceos sobre la plataforma continental. Estos sedimentos aunque equivalentes en tiempo a la parte superior de la sedimentación en el geosinclinal caribeño, no sufrieron metamorfismo ni presentan actividad ígnea de ninguna naturaleza. La sedimentación del Cenozoico alcanzó espesores de unos 12.000 metros, en el geosinclinal del oriente de Venezuela.

PERIDOTITAS Y SERPENTINITAS

Las peridotitas serpentinizadas, serpentinitas y complejos ofiolíticos son comunes en el área del Caribe y a partir de Guatemala en el sentido de las agujas del reloj, se extienden por las Antillas Mayores (Cuba, Jamaica, Santo Domingo, Haití y Puerto Rico), Tobago, Venezuela, (Sistema Montañoso del Caribe, Isla La Orchila y Península de Paraguaná), Península de La Goajira, Costa Rica, Panamá y la Cordillera Occidental de Colombia; no se conocen afloramientos en las Antillas Menores.

En el Caribe, como en otras regiones del mundo, la petrogénesis de estos complejos es muy discutida. BELLIZZIA, et al., MARTÍN - BELLIZZIA E ITURRALDE DE AROZENA, GRATEROL, ITURRALDE DE AROZENA Y MARESCH, (1972), discuten ampliamente estos complejos en Venezuela. Aparentemente en el área caribeana se formaron dos franjas bien definidas; la primera se extiende desde Guatemala hacia el sur pasando por la Costa Pacífica de Costa Rica y Panamá y continúa en la Cordillera Occidental de Colombia; esta faja podría representar la continuación hacia el sur de la franja expuesta en la baja California; la segunda comienza en Guatemala, sigue las Antillas Mayores y reaparece en Tobago, Venezuela y La Goajira. Estas cadenas de cuerpos ultramáficos, como fue sugerido por HESS (1938 y 1955), siguen las zonas de mayor deformación. Pueden haber alcanzado su posición actual por fallamiento, protusión, bloques exóticos en rocas sedimentarias o como grandes mantos de la corteza oceánica, corridos por mecanismos de subcorrimiento y sobrecorrimiento (subducción y obducción).

ANTILLAS MENORES

Las Antillas Menores, cierre oriental de la Cuenca del Caribe, se extienden desde el Canal de Anegada hasta la plataforma de Venezuela y Trinidad (Isla de Anguilla al norte hasta la Isla de Granada al sur). Constituyen un clásico Arco Insular con una cadena de islas interiores volcánicas, cuya edad varía entre Eoceno y Holoceno; en el lado externo está el Surco de Puerto Rico, parcialmente lleno en el sur por sedimentos que forman el alto o prominencia de Barbados, caracterizada por fuertes anomalías negativas. Aparentemente, el volcanismo se inició en este arco, después de haber cesado en las Antillas Mayores. Desde el punto de vista regional, hay una convergencia entre las placas del Caribe y Atlántica que ha dado lugar a subcorrimiento o subducción de la corteza oceánica del Atlántico por debajo del Caribe (MOLNAR Y SYKES, 1969; CHASE Y BUNCE, 1969 Y DAVIES, 1971).

CARACTERÍSTICAS Y EVOLUCIÓN DE LA CORTEZA DE LA REGIÓN DEL CARIBE

La cuenca del Caribe ha sido estable por lo menos desde el Mesozoico medio, ya que los sedimentos ("Capas del Caribe") que cubren su corteza no muestran deformación, con excepción de fallas y hundimientos locales posteriores. La placa del Caribe sólo ha sido tectonizada en sus bordes (Antillas Mayores y Menores, y el Sistema Montañoso del Caribe), lo cual ha sido puesto claramente de manifiesto por la información geofísica existente y las muestras de rocas ígneas y sedimentos obtenidos en perforaciones profundas de las cuencas de Venezuela y Colombia; las rocas más antiguas alcanzadas por estas perforaciones son del Coniaciense. En algunos sitios el espesor de los sedimentos puede alcanzar hasta 5 kilómetros, aunque el espesor medio de las capas Caribe en la cuenca de Venezuela es de 1 kilómetro aproximadamente (EWING, et al., 1967 y 1968; Joides Deep - Sea Drilling Project, Legs 3 y 4, 1969; Leg 14, Leg 15, 1971).

La corteza de la cuenca del Caribe, queda incluida entre las que MENARD, (1967) ha denominado "corteza transicional", que difiere en espesor y velocidades sísmicas de la corteza oceánica común. La corteza oceánica típica tiene un promedio de unos 5 kilómetros de espesor y las cuencas transicionales de Venezuela, Colombia, Yucatán y Golfo de Méjico tienen espesores promedios de 15, 18 y 20 kilómetros respectivamente (MENARD, op. cit.). La corteza terrestre en la América Central Nuclear, Sur América y sur de Norte América, es de tipo continental, con un espesor promedio de más de 30 kilómetros. La corteza por debajo de las Antillas Mayores, Menores y lado Caribe del Orógeno Meridional de la América Central es, según MACDONALD, (1967) y DENG, (1967 y 1968), corteza de tipo intermedia. HESS, DONNELLY y otros muchos que siguieron la teoría del tectógeno, consideraban que el Mar Caribe es típicamente Atlántico con corteza oceánica, que fue separado del Atlántico durante el Cretáceo superior y Terciario por el levantamiento del Arco de Islas de las Antillas Mayores y posteriormente del Arco de las Islas de las Antillas Menores. Por otro lado, NORTH, (1965) y EDGAR, et al. (1971), consideran a la Placa del Caribe, como un fragmento de corteza pacífica, atrapada entre América del Norte y del Sur, como consecuencia de la deriva de los continentes, durante el Mesozoico.

Los estudios gravimétricos llevados a cabo en la parte central de la Cordillera de la Costa de Venezuela por SMITH, (1957), determinaron que el límite de la corteza granítica coincide aproximadamente con la actual línea de costa, no tiene raíz profunda y su espesor es menor de 35 kilómetros, cifra promedio aceptada normalmente para áreas continentales; por lo tanto exhibe algu-

nas características de la corteza tipo intermedia. PETER, (1971), indica espesores de 34 y 28 kilómetros al sur de la Isla de La Tortuga y al norte de la Isla de La Blanquilla, que disminuyen progresivamente hacia la Cuenca de Venezuela en el norte; el mismo autor postula la composición granítica de la mayor parte de la plataforma en La Blanquilla y sugiere, en base al mapa de anomalías de Bouguer (que indica fuerte gradiente hacia el sur), que el manto buza al sur por debajo del continente. LIDZ, et al. (1969), señalan que el fondo marino al norte de Venezuela es muy accidentado, con una serie de cuencas, prominencias escarpadas e islas que no son típicas de un borde continental de plataforma; lo denominan "antepais continental" (continental borderland) y lo consideran fisiográficamente similar al borde continental de la costa sur de California. Las islas de Aruba, Curazao y Bonaire, no forman un alto estructural continuo y su basamento está constituido por un tipo de corteza (5,4 Km. / seg.), que es transicional entre la típica corteza oceánica y la continental del norte de Venezuela. Las islas están rodeadas por una espesa secuencia de sedimentos de alta y baja velocidad (4 Km. / seg. a 2,7 - 19 Km. / seg.). Las cuencas de Bonaire y Los Roques están llenas con estos sedimentos y la Prominencia de Curazao suprayace a una cuenca profunda, rellena con 4,5 Km. de estos sedimentos, que continúan hacia el oeste, hasta el Valle de Magdalena en Colombia. La parte superior de estos sedimentos de alta velocidad, podría corresponder a las rocas metamórficas del norte de Venezuela y Trinidad (LAGAAY, 1971; EDGARD, et al., 1971).

De la documentación gravimétrica de la parte sur del Caribe contenida en los informes de HESS, (1938); LAGAAY, (1971); PETER, (1971); CASE, et al., (1969) y CASE Y MOORE, (1971), se concluye que las altas anomalías negativas delimitan tres fajas bien definidas: la primera se extiende desde la Cuenca de Los Roques hacia el oeste hasta el valle del río Magdalena, pasando al noroeste de la Península de La Goajira; hacia el este continúa hasta el norte de las islas Los Roques. La segunda, de menor intensidad, corre a lo largo de las cuencas de Granada, Bonaire y Falcón. La tercera y más característica va desde el surco de Puerto Rico hasta la Cuenca Oriental de Venezuela, pasando por el Arco de Barbados y el sur de Trinidad. En las cuencas de Cariaco y Tobago, también se han detectado anomalías negativas. Alternando con estas zonas de anomalías gravimétricas negativas, existen dos fajas de anomalías positivas: la primera se extiende desde la Península de La Goajira y continúa hacia el este pasando por las islas de Aruba, Curazao, Bonaire, La Orchila y plataforma de La Blanquilla, desde donde cambia su dirección hacia el norte, siguiendo la Prominencia de Aves; la segunda, de mayor extensión y significación geológica, parte del Arco Insular de las Antillas Menores y se prolonga al oeste pasando por las islas de Los Testigos, Los Frailes, Margarita y La Tortuga.

La interpretación de las Montañas del Caribe, depende en gran parte de los modelos tectónicos aplicados a la evolución de toda la región y en especial del Mar Caribe. Son numerosas las teorías que se han propuesto para explicar su evolución tectónica y se pueden agrupar en tres categorías: la primera supone una masa continental Caribia en el área ocupada por el Mar Caribe; las Antillas Mayores y el Sistema Montañoso del Caribe sur, se formarían durante el Mesozoico en los bordes norte y sur de este antiguo continente (geosinclinal Antillano y Caribeño del Mesozoico RUTTEN, 1935; EARDLEY, 1954; BUTTERLIN, 1956 Y 1958; BUCHER, 1952; y WEYL, 1966). Este continente Caribeño se hundió posiblemente al terminar la Orogénesis Laramidiana a comienzos del Terciario. Las Antillas Menores comenzaron a formarse en este tiempo en la zona de fracturas que constituía su borde oriental. WOODRING, (1954), postula la existencia de un Mar Caribe ocupado en parte por islas o microcontinentes que formaron un archipiélago caracterizado por fuerte actividad ígnea. La segunda escuela considera al Mar Caribe como un área marina estable a través de varios períodos geológicos, que separaba los continentes de América del Norte y de América del Sur, como fue expuesto por SCHUBERT, (1935), en su magnífica obra sobre la Historia Geológica de la Región del Caribe. La tercera hipótesis sigue la antigua teoría de la deriva de los continentes, hoy nuevamente en primer plano, para explicar la evolución tectónica postulada de la región.

Las evidencias geofísicas y geológicas, acumuladas se inclinan a la hipótesis de la deriva de los continentes iniciada a fines del Paleozoico y principios del Mesozoico, con la formación durante ese lapso del Golfo de Méjico y Cuenca del Caribe. De esta síntesis se desprende de que las teorías o hipótesis formuladas para explicar el origen del Mar Caribe y la región caribeña que lo rodea, han evolucionado con el tiempo desde el concepto del geosinclinal, pasando por el de tectógeno, esparcimiento oceánico y su variante más reciente desarrollada por los sismólogos, como es el subcorrimiento o subducción de una placa por debajo de la otra, en la zona de convergencia de dos placas de la corteza terrestre. Este nuevo tipo de tectónica global ha sido muy bien expuesto por ISACKS Y OLIVER, (1968); LE PICHON, (1968); MOLNAR Y SYKES, (1969), para la región en consideración.

Los más recientes artículos sobre la evolución de la región caribeña (DIETZ Y HOLDEN, 1970; FREELAND Y DIETZ, 1971), consideran que al iniciarse el ciclo de rompimiento del gran continente de Pangea, quizás a fines del Triásico (135 Ma), existían en el área ocupada actualmente por el Mar Caribe y el Golfo de Méjico, micro - continentes (subcráteres), que posteriormente fueron trasladados para formar la América Central e islas de las Antillas; la mecánica de estos movimientos fue el esparcimiento oceánico, las grandes fallas transcurrentes y los surcos de subducción.

GRANDES ZONAS DE FRACTURA EN EL CARIBE

La existencia de grandes fallas transcurrentes en el área del Caribe fue mencionada por HESS, (1938); HESS Y MAXWELL, (1953), quienes reconocieron movimientos transcurrentes a lo largo de la Fosa Cayman (Falla de Bartlett), del Canal de Anegada (Falla de Anegada) y en la parte norte de América del Sur a lo largo de las fallas de El Pilar - Caribe - Oca. Estos autores sugieren un movimiento de la placa del Caribe hacia el este, entre estas dos grandes zonas de fracturas. HESS, (1965), propuso una posible extensión hacia el este de las zonas de fracturas de Clarion y Clipperton en el Pacífico, para continuarse con la de Bartlett - Anegada y Oca - Caribe - Pilar, respectivamente. DONNELLY, (1967), describe una serie de fallas profundas transcurrentes sinestrales entre el Canal de Anegada y la Isla de Guadalupe. Por su parte DENGÓ, (1968), presenta objeciones a la idea de una conexión de las fracturas pacíficas con las atlánticas y sugiere que la zona de falla Bartlett se continúa hacia el oeste en el continente con la zona de falla del Motagua - Polichic en Guatemala.

Las primeras publicaciones sobre la falla de Oca, la describían como del tipo normal con su bloque deprimido al norte y cuya expresión superficial era el truncamiento del borde norte de la Sierra de Perijá y Macizo de Santa Marta. Posteriormente, ROD, (1956); ALBERDING, (1957); MILLER, (1960); MACDONALD, (1968); FEO - CODECIDO, (1970), y otros, la clasificaron como una falla transcurrente dextral con desplazamiento de varios kilómetros (entre 10 y 20 kilómetros). BELLIZZIA Y RODRÍGUEZ, (1969), considerando la presencia de ofiolitas en la región de Siquisique, propusieron una continuación hacia el este de dicha falla hasta esta región y su posible prolongación en la misma dirección, para unirse en el área de Morón - Puerto Cabello, con las fallas de Boconó y Caribe.

La falla de Boconó, una de las más importantes del cuadro tectónico de Venezuela Occidental, fue mencionada por vez primera por ROD en 1956, quien la consideró como del tipo dextral transcurrente; otros autores anteriores y más modernamente BELLIZZIA Y RODRÍGUEZ, (1966) y SCHUBERT, (1969), también la consideraron del tipo transcurrente dextral. Estudios geológicos más detallados y recientes en la Cordillera de Los Andes y Surco de Barquisimeto, han puesto de manifiesto que tanto la falla de Boconó como las otras grandes fallas de la región andina son del tipo vertical dominante, característico de un sistema de montañas tipo germánico, desarrollado en áreas de corteza continental de espesor normal y en donde el cuadro tectónico característico es de fosas y pilares. A base de investigaciones de movimientos post - glaciales en Los Andes, SCHUBERT Y SIFONTES, (1970),

concluyen que existen movimientos horizontales recientes en la falla de Boconó, evidencias refutadas por GIEGENGACK Y GRAUCH, (1972). Es interesante mencionar que los estudios regionales que adelanta la Dirección de Geología en Los Andes venezolanos, aún no publicados, presentan nuevas evidencias en favor de un fallamiento normal a partir del Mesozoico en esa Cordillera. Algunos autores como NORTH, (1965) y CASE, et al., (1971), sugieren una posible extensión de la falla de Boconó hacia el sur, con la falla de Dolores en Colombia y la falla de Guayaquil en el Ecuador. La gran falla transcurrente sinestral de Santa Marta intercepta y desplaza la continuidad de esta geofractura; el desplazamiento estimado por CAMPBELL, (1968), es de 300 Km.

La parte central del Sistema Montañoso del Caribe, comprendida entre Puerto Cabello y Cabo Codera, está limitada al norte por la zona de fallas del Caribe y al sur por la Falla de La Victoria. DENGÓ, (1951), describe al norte de la Serranía del Ávila, un grupo de fallas de rumbo este - oeste y de tipo vertical, con el lado norte deprimido, que denominó zona de fallas de Macuto. En la región de Puerto Cabello, MORGAN, (1967 Y 1969) y GONZÁLEZ SILVA, (1969), hacen referencia a una serie de fallas normales en la costa, con fuerte buzamiento al norte o verticales, designados como zona de fallas del Caribe y que representa la continuación al oeste de las fallas de Macuto. En la región de Cabo Codera ASUAJE, (1969), también encontró evidencias de este fallamiento normal en la parte norte de la Cordillera de la Costa y que de la misma forma se asimila a la ya mencionada zona de fallas. En el Mapa Tectónico de Venezuela, coordinado por SMITH, (1962), estas zonas de fallas aparecen con el nombre de San Sebastián, pero nos parece más conveniente su designación como zona de fallas del Caribe, como ha venido siendo designada en las últimas publicaciones del área.

La zona de fallas de La Victoria, se extiende por unos 250 kilómetros desde la depresión del Yaracuy hasta la ensenada de Barlovento (SMITH, 1952 y 1953; MACLACHLAN, et al., 1960; SEIDERS, 1965; MENÉNDEZ, 1966; PICARD Y PIMENTEL, 1968; BELLIZZIA Y RODRÍGUEZ, 1969 C; GONZÁLEZ SILVA, 1969 Y MORGAN, 1969). Aunque esta zona de fallas ha tenido una historia larga y compleja, es evidente que el movimiento vertical ha sido dominante; tan sólo SMITH op cit., describe un movimiento transcurrente dextral de pocos kilómetros. En la región de Valencia, MORGAN, (1967 y 1969), estima un desplazamiento vertical de más de 1.000 metros. Las fallas del Caribe y La Victoria aparentemente continúan hacia el este a través del Surco de Cariaco y más hacia el oriente con la falla de El Pilar y la falla al norte del bloque Araya - Paria.

La Falla de El Pilar, otra de las grandes fallas al norte de Venezuela, fue mencionada desde 1799, por ALEXANDER VON HUMBOLDT, quien consideraba que la depresión de Cariaco coincidía con la traza de una gran falla. HESS, (1935 y 1938); HESS Y MAXWELL (1953); ALBERDING, (1957); BUCHER, (1952), y otros, la clasificaron del tipo transcurrente dextral y le asignan desplazamientos horizontales de unos 20 kilómetros hasta un máximo de 475 kilómetros, sugerido por ALBERDING op cit. METZ, (1968), en su estudio detallado de la región de El Pilar - Casanay, opina que el desplazamiento horizontal es muy pequeño, del orden de los 5 kilómetros. MOLNAR Y SYKES, (1969), en su estudio de la sismicidad del Caribe, también consideran el movimiento transcurrente dextral de la falla de El Pilar. POTTER, (1968), como resultado de sus investigaciones geológicas en la Cordillera Norte de Trinidad, presenta evidencias para un desplazamiento vertical de la Falla de El Pilar del orden de los 1800 metros. Estudios geofísicos recientes tanto en la plataforma continental de la parte oriental de Venezuela, así como de la plataforma de Trinidad, han acumulado evidencias de peso como para considerar la Falla de El Pilar como del tipo normal, sin movimientos transcurrentes por lo menos en tiempos comparativamente recientes; esta última alternativa ha sido la preferida en las publicaciones mas recientes (LIDZ, et al., 1968; BALL Y HARRISON, 1970; PETER, 1971; LATHMORE, et al., 1971; BASSINGER, et al., 1971; WEEKS, et al., 1971) y de las cuales podemos resumir las siguientes conclusiones: 1) el Caribe es una zona de extensión norte - sur y cizallamiento transcurrente sinestral, que comenzó a desarrollarse posiblemente a fines del Triásico y comienzos del Jurásico entre la América del Sur y del Norte, como resultado de la deriva de estos continentes hacia el oeste desde África, debido al espaciamiento oceánico a partir de la Prominencia del Atlántico Medio; 2) el Mar Caribe alcanzó su forma actual posiblemente a fines del Cretáceo superior (± 100 Ma); 3) el movimiento diferencial entre América del Norte y del Sur, se efectuó a lo largo de una zona de cizallamiento en el margen norte de América del Sur (Oca - Caribe - El Pilar). Durante el Cretáceo inferior aparentemente el movimiento cesó y la zona de cizallamiento se trasladó al norte, al Surco de Cayman - Puerto Rico. Esto dió como resultado la sutura de la placa del Caribe a la placa del continente Suramericano; 4) el borde sur del Caribe, adyacente al continente está caracterizado por zonas de fallamiento normal con el desarrollo de fosas y pilares (horst y graben) y fallas de crecimiento (growth faults), en los sedimentos que rellenan las fosas; 5) las penínsulas de Araya y Paria, son esencialmente un pilar tectónico, denominado Bloque Paria, limitado al sur por la Falla de El Pilar. La continuidad al este de este bloque es la Cordillera Norte de Trinidad. Tanto la Falla de El Pilar como la zona de fallas que limitan el bloque al norte, se pueden también trazar aparentemente al oeste a través de la Fosa de Cariaco y las zonas de falla del Caribe y La Victoria; la

Falla de Urica, que pertenece al prominente sistema de fallas transcurrentes dextreales NW - SE (Los Bajos, San Francisco, Urica, Guárico y Tiznados), corta y desplaza estas fallas y trunca la continuidad del Bloque Araya - Paria hacia el oeste; 6) el cañón o graben de Los Roques, está limitado por dos fallas de rumbo NW - SE, que podrían representar la continuación al norte de las fallas de San Francisco y Urica; 7) el núcleo de la parte norte del Surco de Cariaco consiste de rocas ígneas o metamórficas a relativamente poca profundidad, 1,5 kilómetros o quizás menos; 8) en la Bahía de Barcelona, al oeste de la Falla de Urica, existen rocas de las fajas tectónicas de la Serranía del Interior; 9) debajo de la plataforma de islas al norte de Venezuela, existe un basamento constituido por rocas ígneas, la mayoría de las cuales representan probablemente plutones de composición "granítica" del Cretáceo superior; 10) el arco insular de las Antillas Menores y las cuencas de Granada, Tobago y el Anticlinorio de Barbados, se pueden aparentemente continuar al margen continental de la América del Sur (Plataforma de Araya - Paria, Isla de Trinidad y plataforma de Los Testigos y Margarita) y al continente mismo (Sistema Montañoso del Caribe), hechos éstos que ponen de manifiesto: a) la validez de la teoría de la continuidad de un Arco Insular joven, con una cadena alpina más vieja; HESS, (1960), en su análisis del borde de la América del Sur, considera que cordilleras desarrolladas en diferentes tipos de corteza (continental, intermedia y oceánica), como son Los Andes (tipo germánico), Sistema Montañoso del Caribe (tipo alpino) y Arco Insular de las Antillas Menores (Arco de Islas), pueden estar alineadas a lo largo de un mismo eje tectónico; b) la evidencia geológica acumulada no soporta en el borde norte de Sur América, la presencia de grandes fallas transcurrentes con el consecuente movimiento de grandes bloques de la corteza terrestre, ya que la característica tectónica dominante es la existencia de fallamiento normal con pequeños desplazamientos horizontales.

EVOLUCIÓN PALEOTECTÓNICA DEL SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE

La evolución paleotectónica del Sistema Montañoso del Caribe, se ha interpretado de diferentes maneras, a partir de un estudio geológico en 1937. Los primeros investigadores lo consideraron como un geosinclinal o geosinclinales pareados (eu - miogeosinclinal), afectados por una orogénesis de tipo compresional norte - sur y metamorfismo bajo condiciones anormales de temperatura o efectos de carga. HESS Y MAXWELL, (1949), aplicaron a la región del Caribe la teoría de la formación de arcos insulares por efecto de una gran flexión o combadura de la corteza terrestre (tectógeno), producida por la corriente de convección. La idea inicial de HESS, según la cual los arcos de islas representaban el estado

embrionario de los sistemas montañosos alpinos, fue modificada por el mismo en 1960, al reconocer que estos últimos se desarrollaron en las márgenes continentales y los arcos insulares sobre corteza oceánica. HESS (comunicación personal, en Oxburgh, 1965), lanzó la hipótesis de la aloctonía del Grupo Villa de Cura, considerado como bloque de corteza oceánica corrido unos 100 km. al sur. MENÉNDEZ, (1965 y 1967); SEIDERS, (1965); BELL, (1968) y PIBURN, (1968), ampliaron estas ideas que aplicaron al Sistema Montañoso del Caribe; postularon que, de las ocho fajas tectónicas ya descritas, la de Villa de Cura, las formaciones post - Grupo Caracas en la Faja Caucagua - Tinaco y la Faja Piemontina son alóctonas, como también las formaciones del Grupo Caracas, expuestas al sur de la zona de fallas de La Victoria. Las fajas restantes de la Cordillera de la Costa (Complejo de El Tinaco, de Corrimientos, Volcada y de Buzamientos Suaves), se consideraban autóctonas. Su deslizamiento al sur determinó una tectónica gravitacional con el consiguiente desarrollo de pliegues recumbentes, corrimientos imbricados hacia el sur y extensas zonas de "melánges" en las fajas Piemontina y de Corrimientos. A partir del Mioceno la Faja Volcada, constituida por grandes espesores de areniscas cuarzosas del Oligoceno - Mioceno, actuó como una barrera de suficiente rigidez para amortiguar cualquier deslizamiento hacia el sur de la Faja Piemontina. Estos movimientos se iniciaron en el Cretáceo superior y terminaron en el Mioceno. Para explicar el metamorfismo del Grupo Caracas, cuya litología incluye afloramientos aislados de eclogitas, anfibolitas granatíferas y glaucofanitas que parecen representar un cinturón interrumpido de rocas de alta presión y baja temperatura ($7 \pm kb$, $530^\circ \pm 50^\circ C$ y gradiente térmico moderado de unos $20^\circ C / Km.$) (MORGAN, 1969 y 1970), se suponía que Villa de Cura, Tiara y las unidades post - Grupo Caracas (± 15 Km. de espesor), cubren al mencionado grupo. Sin embargo, el recubrimiento del Grupo Villa de Cura, restringido a las formaciones post - Grupo Caracas, de apenas unos 5 Km. de espesor, es insuficiente para producir el gradiente térmico y las altas presiones requeridas por esa petrogénesis. Además, estudios gravimétricos realizados por BONINI (comunicación personal), de la Universidad de Princeton (en colaboración con la Dirección de Geología), en el Sistema Montañoso del Caribe, revelan que el espesor del Grupo Villa de Cura es menor de 5 Km., lo cual reduce enormemente la carga necesaria para producir el metamorfismo regional del Grupo Caracas visualizado por los autores citados.

Se aprecia, pues, que la aloctonía de gran parte del Sistema Montañoso del Caribe, se aceptaba como hipótesis de trabajo; esta misma discusión permite postular que todos los deslizamientos gravitacionales hacia el sur partieron en etapas sucesivas de una misma región, ocupada hoy por la faja de la Cordillera de la Costa, lo

cual indica un transporte máximo del orden de 50 Km., con una velocidad promedio de deslizamiento estimada en 0.5 a 1.5 Km. por millón de años (BELL, 1968).

En la Provincia Metamórfica de Ruma, MACDONALD, (1969), señala la gradación lateral de los depósitos de plataforma del Mesozoico a sedimentos pelíticos, que reposan sobre un basamento pre - Mesozoico siálico en el talud continental y simático en las cuencas oceánicas. Movimientos repetidos de la placa continental suramericana sobre la corteza paleo - Caribe deformaron, metamorfizaron y levantaron los sedimentos mesozoicos del margen continental para formar la Cordillera Mesozoica de Ruma (Santa Marta - Goajira - Aruba) y probablemente al Sistema Montañoso del Caribe en Venezuela y Trinidad, cuyo levantamiento se produjo durante el Cretáceo superior - Paleoceno. Algunas de las masas metamorfizadas se deslizaron posteriormente por gravedad y deformaron el margen continental en dirección de tierra firme. Esta hipótesis no exige postular surcos ni arcos de islas, y su esquema tectónico simple también explicaría la ausencia de volcanismo andesítico en el borde continental característico de una zona de subducción o Benioff.

EDGAR, et al. (1971), suponen que la placa del Caribe es el único vestigio de la corteza pacífica pre - Terciaria, atrapada entre Norte y Sur América a consecuencia de la separación del continente americano de África y Europa durante el Jurásico superior; el "Geosinclinal del Caribe", se formó a lo largo del borde de esta placa y se sedimentaron las "Capas del Caribe". La interacción entre esta placa y las tierras circum - caribanas determinó la subsiguiente deformación y metamorfismo de los sedimentos geosinclinales antiguos, el magmatismo granítico a fines del Cretáceo y su anexión al talud continental con la consecuente formación de cuencas jóvenes marginales terciarias.

En su análisis del borde continental del este de Venezuela, PETER (1971), postula el desarrollo, en el Jurásico Superior, de un arco insular volcánico ancestral del Arco de las Antillas Menores en el margen oriental del primitivo Mar Caribe, que se extendió al suroeste y oeste de la costa norte de Venezuela. Entre este arco al norte y el cráton del continente Suramericano al sur, se desarrolló un surco, llenado por sedimentos y rocas volcánicas durante el Jurásico superior y Cretáceo inferior. El metamorfismo, emplazamiento de batolitos y levantamiento se produjeron durante el Cretáceo superior - Paleoceno y originaron el Orógeno del Sistema Montañoso del Caribe. Movimientos transcurrentes posiblemente acompañaron la separación de los continentes durante el Mesozoico; pero probablemente cesaron en el Cretáceo superior, cuando se soldaron las placas del Caribe y América del Sur.

MURRAY, (1971), analiza la presencia de dos fajas ultramáficas en las montañas del Caribe central, alpina al norte y zonada al sur y postula una zona de Benioff (subducción) con buzamiento al sur, formada durante el Cretáceo superior en el sitio actual de la Cordillera de la Costa, como sugiere MARESCH, (1971). Este último a su vez presenta tres soluciones alternas al problema del origen de los esquistos azules y rocas ultramáficas en la Isla de Margarita: por subducción (subcorrimiento), obducción (sobrecorrimiento) o evolución tectónica semejante a la Cadena de Sambagawa en Japón.

BELLIZZIA, (1971), considera toda la cadena como alóctona, formada en una zona de convergencia de placas litosféricas al norte u oeste de su posición actual. Esta hipótesis aparentemente especulativa es bastante lógica a la luz de los nuevos conocimientos sobre tectónica global.

Al observar el mapa geológico simplificado de la parte norte de Venezuela que acompaña a este trabajo saltan a la vista los hechos siguientes: a) el Orógeno de las Montañas del Caribe está rodeado por o embebido en turbiditas (flysch y flysch salvaje) de los surcos de Barquisimeto y Portuguesa - Guárico del Paleoceno - Eoceno, en cuya evolución estructural la tectónica gravitacional ha sido primordial; de igual manera, en Curazao, Falcón nororiental y Margarita, existen turbiditas aisladas del Terciario inferior; b) la falla de El Pilar separa las rocas metamórficas de Araya y Paria y Cordillera Norte de Trinidad, del Cretáceo no metamorfizado y sedimentos terciarios respectivamente; c) en Venezuela, además de las rocas del Paleozoico superior expuestas en Los Andes y Perijá, hay afloramientos aislados en el Macizo de El Baúl; en el subsuelo de la Cuenca Oriental de Venezuela se han descrito unos 700 m de sedimentos marinos de aguas someras a continentales ligeramente metamorfizados del Devónico - Carbonífero, discordantemente suprayacentes a las rocas precámbricas del Escudo de Guayana; d) el Mesozoico inferior (Triásico - Jurásico) está representado en la región caribeana por sedimentos terrestres y marinos de aguas someras, sedimentación tafrogénica que siguió a la orogénesis del fin del Paleozoico y estuvo relacionada con el desarrollo de fosas y pilares tectónicos y actividad ignea moderada. En la parte norte del continente suramericano estos sedimentos están representados por la Formación La Quinta en Los Andes, Perijá y La Goajira y aparentemente no se depositaron en Venezuela central y oriental; esta erosión y sedimentación continental sin duda alguna fue anterior a la deriva de los continentes, a la cual siguió la formación de las cuencas Oriental y Occidental o Andina de Venezuela, donde se acumularon sedimentos plataformales del Cretáceo inferior; e) tanto en el este como en el oeste de Venezuela, hay secciones completas de rocas cretácneas no metamorfizadas sin asociación volcánica, en contraste con rocas metamorfizadas de la misma edad

relacionadas a volcanismo básico en las Montañas del Caribe; en la parte central del país las rocas cretácneas no metamorfizadas afloran especialmente en la Faja Pie-montina y son alóctonas; f) en los cinturones tectónicos de Caucagua - El Tinaco y Villa de Cura, las rocas muestran un arreglo heterogéneo que pone en contacto rocas ígneas de diferentes petrogénesis y metamórficas de facies distintas; g) hay un marcado truncamiento de los cinturones orogénicos en el borde norte del continente suramericano; y h) en las islas al norte de Venezuela, Goajira, Paraguaná, Araya - Paria, Cordillera Norte de Trinidad, Antillas Mayores, América Central Nuclear, América Central Meridional (Complejo de Nicoya), Serranía Baudó y Cordillera Occidental de Colombia, afloran rocas ígneas y metamórficas semejantes a las del norte de Venezuela.

Estos hechos manifiestan que la sedimentación de las rocas cretácneas sin volcanismo en las Cuencas Oriental y Occidental de Venezuela fue continua en el borde norte de la América del Sur. Igualmente la sedimentación turbidítica del Eoceno - Paleoceno, cubrió el norte de Venezuela mucho más allá de la línea de costa actual, indicado por su presencia en Margarita, Curazao y Falcón oriental. Esto conduce a considerar al "Geosinclinal o Surco Caribeño", donde se desarrolló y metamorfozó el Sistema Montañoso del Caribe, como distinto y sin relación aparente con las cuencas Oriental y Occidental de Venezuela, durante el Mesozoico.

Hay evidencias adicionales relacionadas con el proceso metamórfico. En la parte central del Sistema Montañoso del Caribe pueden demarcarse cuatro fajas tectónicas bien definidas de norte a sur: el metamorfismo de la más septentrional, Cordillera de la Costa, abarca el intervalo de facies del esquisto verde a la anfibolita epidótica y contiene aisladamente eclogitas, eclogitas anfibólicas paragoníticas, glaucofánicas y esquistos glaucofánicos de la facies de esquistos azules (alta presión - baja temperatura). Estas rocas se originaron bajo presiones de 7 - 10 kb. y temperaturas variables de 350° - 450° C. y las de la facies de anfibolita epidótica, bajo gradientes térmicos mayores y menor presión: 6 - 9 kb. y 425° - 525°C., (MORGAN, 1969 y 1970 y MARESCH, 1972). En las fajas tectónicas de Caucagua - El Tinaco y Paracotos, las rocas exhiben fuerte contraste de facies metamórficas; anfibolita - almandina (retrógrado) en la primera y esquisto verde a pumpellyita - prehnita en las formaciones más jóvenes del Grupo Caracas. En la faja más meridional, el conjunto mineralógico del Grupo Villa de Cura corresponde a esquistos azules.

En la actualidad se acepta generalmente que la asociación petrológica de esquistos azules se forma en las márgenes de un surco donde se consume corteza oceánica (zona de subducción) y se presentan la alta presión y baja temperatura (por tiempo limitado), indispensables para la transformación de la roca.

sables, para su petrogénesis (DEWEY Y BIRD, 1970 y 1971; DICKINSON, 1970 Y 1971; OXBURGH Y TURCOTTE, 1970 y 1971). Según BLAKE, et al. (1969), en California las rocas de esta facies pudieron originarse por debajo de grandes placas de corrimiento, donde las presiones anormalmente altas equivalen al doble de la litostática (5 - 8 kb, a la profundidad moderada de 4 - 13 km.) y la temperatura puede llegar hasta 200° - 300°C. COLEMAN, (1971), sugiere su formación en Nueva Caledonia y Nueva Guinea en zonas de compresión o impacto entre dos placas de la litosfera, donde la placa oceánica está sobre corrida en el margen continental (obducción o sobre corrido). Estos mecanismos de subducción, obducción o combinación de ambos, explicarían los grandes manto de rocas ultrabásicas y complejo ofiolítico en el Sistema Montañoso del Caribe y demostrarían lógicamente la asociación de rocas de alto metamorfismo (esquistos azules, eclogitas, anfibolitas granatíferas) con peridotitas y serpentinitas y el desarrollo de "melángenes" en las metamórficas del norte de Venezuela. A veces estas rocas de alto metamorfismo se mezclan tectónicamente con zonas de "melángenes" y producen asociaciones litológicas muy complejas, tales como las "melángenes" de San Francisco, donde los bloques de alto metamorfismo se han interpretado como fragmentos producidos por metamorfismo criptico desarrollado sobre una corteza oceánica (HSU, 1969 y 1971; COLEMAN y LANPHERE, 1971).

Sin embargo, algunos hechos no se interpretan satisfactoriamente con este modelo, por ejemplo, la ausencia de "cinturones pareados de metamorfismo" de igual edad y diferente paragénesis mineralógica, característicos del Japón y otras cordilleras circum - pacíficas (MIYASHIRO, 1961; OXBURGH y TURCOTTE, 1971; y ANDREW, et al., 1971), donde cada par consiste de una faja externa, caracterizada por un gradiente térmico de bajo flujo calórico donde se forman rocas metamórficas de alta presión - baja temperatura (esquistos azules y eclogitas) y una interna con gradiente térmico de alto flujo calórico donde se originan rocas metamórficas de baja presión - alta temperatura (esquistos verdes y anfibolita, con andalusita - sillimanita y cianita sólo en los grados más altos). Se nota además, la ausencia de volcanismo calcio - alcalino y alcalino hacia la faja interna (volcanismo andesítico). Según MURRAY, (1971), el Grupo Villa de Cura puede ser autóctono y representar los restos de un arco volcánico asociado a una zona de subducción desarrollada en la región actual de Margarita - Puerto Cabello (MARESH, 1971); pero esto no explicaría el volcanismo del Grupo Villa de Cura, esencialmente basáltico - tholeítico, que favorece más bien la hipótesis de la aloctonía de este grupo.

La ausencia de volcanismo andesítico podría explicarse considerando una zona de subducción desarrollada cerca del borde continental, que buza hacia

el océano y no hacia el continente. Su colisión con el margen continental causaría el sobre corrido (obducción) de la corteza oceánica sobre el continente, impiendo que la placa oceánica subcorrida alcanzara la profundidad suficiente para liberar magmas calcio - alcalinos. El volcanismo andesítico generalmente se produce en regiones con corteza siática muy delgada o ausente, lo cual parecería indicar que proviene directamente del manto donde eventos asociados con actividad sísmica profunda o intermedia generan los magmas; el volcanismo andesítico nunca se presenta en áreas de baja sismicidad y la profundidad de su formación es de 80 a 270 km., nivel en que se intersectan las zonas de Benioff y de Gutenberg o de baja velocidad (DICKINSON, 1970).

CONCLUSIONES

El análisis de los procesos sedimentarios, volcánicos, tectónicos, metamórficos y las asociaciones petrotectónicas resultantes en las cadenas montañosas, evidencia que la formación de los cinturones orogénicos es consecuencia directa de la mecánica de placas. Un cinturón orogénico en el borde de un continente, del tipo Sistema Montañoso del Caribe podría desarrollarse de dos maneras, a partir de un margen continental de tipo Atlántico en ambos casos. El primero exige postular un surco cerca del continente, donde se consume litosfera proveniente de una prominencia o centro de esparcimiento de la corteza oceánica (subducción); el orógeno formado es de tipo Cordillerano en cuya evolución es crítico el efecto térmico del magmatismo basáltico - tholeítico y calcio - alcalino. La segunda posibilidad es que el margen continental choque con un arco insular u otro continente; en el crecimiento del cinturón orogénico producido por la colisión dominan los procesos mecánicos (DEWEY Y BIRD, 1970 a y b; DICKINSON, 1970 y 1971; ANDREW, et al., 1969 y 1971).

La primera de estas dos alternativas se ajusta más al desarrollo del Sistema Montañoso del Caribe, caracterizado por sedimentación de ortocuarcita - carbonatos, lutitas, turbiditas, flujoturbiditas y volcánicas asociadas. Posteriormente, este margen continental de tipo Atlántico evoluciona a un orógeno de tipo Cordillerano al formarse una zona de subducción donde se producen tectonismo, magmatismo y metamorfismo. Las condiciones térmicas y mecanismos en esta zona de Benioff explicarían satisfactoriamente la presencia de esquistos azules, eclogitas, complejos ofiolíticos y otros complejos ultramáficos de diferentes petrogénesis, como también la tectónica caracterizada por transporte sinorogénico y corrimientos norte - sur en las Montañas del Caribe. Quedarían por explicar: a) la ausencia de volcanismo andesítico y cinturones metamórficos pa-

reados; b) la cronología metamórfica y c) la presencia de una raíz siálica. Por otra parte, para que este esquema sea aplicable a la región del Caribe, es imprescindible postular una prominencia este - oeste en el Caribe (zona de divergencia), que hubiera desencadenado un proceso divergente de esparcimiento de la corteza oceánica en dirección norte y sur; DIETZ Y HOLDEN, (1970), sugieren su existencia en tiempos pre - cretáceos. Si esta hipótesis es correcta y la situación hubiera persistido durante el Cretáceo, el mecanismo hubiera podido originar las Antillas Mayores y las Montañas del Caribe; pero el caso no se ajusta a la realidad paleogeográfica del Caribe durante el Mesozoico, cuando las cuencas de Venezuela y Colombia estuvieron cubiertas por grandes espesores de sedimentos cretáceos y terciarios no deformados (a excepción de fallamiento y hundimientos locales). Esto destaca la gran estabilidad durante este período de la placa del Caribe, tectonizada únicamente en sus bordes; la edad de la corteza del Caribe es mesozoica o quizás algo más antigua (EDWIN, et al. 1965 y 1968; EDGAR, et al., 1971). Por oponerse estas evidencias a la idea del esparcimiento oceánico en el Caribe durante el Mesozoico superior, es difícil aceptar la hipótesis de una zona de subducción en esa época, buzando hacia el continente y por lo tanto es preciso analizar otro esquema tectónico de evolución. Esto implicaría una corteza caribeña de naturaleza pacífica, atrapada entre Norte y Sur América al separarse el continente americano de África y Europa; esta situación podría deberse: 1) al movimiento aparente de la placa del Caribe hacia el este debido al movimiento real de Norte y Sur América hacia el oeste, que involucra la presencia de grandes fallas transcurrentes en los bordes norte y sur de la placa; la interacción de la placa del Caribe con las tierras circundantes deformaría los geosinclinales mesozoicos Antillano y Caribeña con metamorfismo y magmatismo subsiguientes a causa del choque de estas placas; 2) al desplazamiento hacia el oeste de un arco insular o "eugeosinclinal" Mesozoico, ubicado a lo largo de la costa pacífica del continente americano. NORTH, (1965); MOORE, (1970); DEUSER, (1970); DALZIEL, Y ELLIOT, (1971), postulan la naturaleza pacífica de la corteza de los mares Caribe y de Scotia y sugieren un eugeosinclinal o zona de subducción mesozoica a lo largo de la costa del Pacífico desde la Península Antártica hasta el continente norteamericano, posteriormente desplazado hacia el este en relación con la deriva hacia el oeste de los continentes norte y suramericano y antártico.

Este esquema tectónico supone que este "eugeosinclinal" o zona de Benioff Mesozoico, fue inicialmente rectilíneo y al avanzar luego hacia el este, debido a la deriva en esa dirección de la placa pacífica fue estirado, arqueado y fragmentado para producir los oroclinos de los Arcos de Scotia y Antillas Mayores (Cretáceo superior - Terciario inferior). Por otro lado, el choque del arco eugeosinclinal, al desplazarse, con el margen continental

pacífico del continente norteamericano y Centro América Nuclear, dio lugar a la Orogénesis Laramídica. Esta es la evolución mesozoica propuesta de la zona de Benioff donde se acumularon, deformaron y metamorfizaron "las rocas de San Francisco" (COLEMAN, 1971; COLEMAN, et al 1971; ERNST, 1970; HSU, 1971). En América Central Nuclear, algunas rocas atribuidas al Paleozoico (Formación El Tambor), podrían ser mesozoicas y haber seguido una evolución semejante a las de California.

Durante la evolución del Oroclino Antillano, en el sur del Caribe tuvo lugar la convergencia de las placas de Norte y Sur América, cuyo impacto causó compresión, deformación y magmatismo del surco Mesozoico, su consiguiente fragmentación, rotación y transporte sinorogénico hacia el sur y finalmente la anexión del orógeno así formado al borde norte del continente suramericano. El levantamiento del orógeno a fines del Cretáceo y comienzos del Terciario permitió el desarrollo de cuencas profundas donde se depositaron grandes espesores de flysch y flysch salvaje (Surcos de Guárico - Portuguesa y Barquisimeto), al sur y oeste y de una tectónica gravitacional en dirección a los surcos recién formados. El deslizamiento al sur desarrolló pliegues recumbentes, corrimientos imbricados, corrimientos de estratificación y grandes zonas de "melánges" y "olistostromas", especialmente en las fajas Piemontina y de Corrimientos; estos movimientos, iniciados en el Cretáceo superior, finalizaron durante el Mioceno. En el borde continental predominó el fallamiento normal durante el Terciario con desarrollo de fosas y pilares y fallamiento transcurrente NO - SE.

Según CASE, et al. (1971 a), las altas anomalías gravimétricas observadas en la Cordillera de la Costa y Occidental de Colombia, se deben a un cinturón de rocas densas del manto que se extendía desde Darién hasta el Ecuador; la zona de fallas de Romeral (serpentinitas asociadas), que separa la Cordillera Occidental, con corteza oceánica, de la Central con corteza siálica, indicaría la traza o sutura de la zona de Benioff de edad Mesozoica.

Las rocas pre - mesozoicas (Complejos de El Tinaco y Sebastopol en la Cordillera Caribeña y de Macuira en La Goajira), representarían fragmentos de protocontinentes paleozoicos en el área del Caribe, incorporados al proceso tectónico de placas o vestigios de una posible continuación de la Cordillera Apalachiana hacia el sur y suroeste.

En conclusión, el último de los esquemas tectónicos analizados es quizás el que mejor explica, muchas características paleotectónicas del Sistema Montañoso del Caribe; pero las diversas teorías propuestas tanto por el suscripto como por otros autores, no reúnen individualmente las condiciones necesarias para responder a las múltiples interrogantes aún planteadas,

debido a la gran complejidad de esta región y los conceptos expresados aquí no tienen pretensiones de finalidad; su presentación obedece al deseo de contribuir al esclarecimiento de muchos problemas geológicos aún pendientes en la región Caribeña.

BIBLIOGRAFÍA

- ALBERDING, M. (1957).-Application of principles of wrench fault tectonics of Moody and Hill to northern South America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 68, pp. 785-790.
- ÁLVAREZ, W. (1967). Geología de las áreas Simarua y Carpintero de la Península de la Guajira, Colombia. Unpub. Reprt. Princeton University.
- ASUAJE G., L. (1972). Geología de la región de Guatiere - Cabo Codera. (Resumen). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología, Public. Esp.*, N° 5. MMH. Caracas, Tomo 1, p. 1289.
- BALL, M. M.; HARRISON, C. G. (1969). Origin of the Gulf and Caribbean and implications regarding ocean ridge extension, migration and shear. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, Vol. 19, pp. 287-294.
- BALL, M. M.; HARRISON, C. G. (1970). Crustal plates in the central Atlantic. *Science*, Vol. 167, pp. 1128-1129.
- BARR, K. W.; SAUNDERS, J. B. (1968). An Outline of the Geology of Trinidad. *IV Carib. Geol. Conf.*, Port of Spain, Trinidad-Tobago, Trans., 10 p.
- BASSINGER, B. G.; HARBINSON, R. N.; WEEKS, L. A. (1971). Marine Geophysical Study Northeast of Trinidad -Tobago. *The Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 55(10): 1730-1740.
- BEETS, D. J. (1971). New data on the Stratigraphy of Curacao, Netherlands Antilles. *V Carib. Geol. Conf.*, St. Thomas, Trans. pp. 85-88.
- BELL, J. S. (1968-a). The Garrapata Formation of the Venezuelan coast ranges. *Boletín Informativo*, AVGMP, Caracas, 11(7): 187-206.
- (1968-b). Geología del área de Catarina, estado Aragua, Venezuela. *Boletín de Geología*, MMH. Caracas, 9(18): 291-440.
- BELLIZZIA, A. (1967). Rocas Ultrabásicas en el Sistema Montañoso del Caribe y Yacimientos Minerales Asociados. *Boletín de Geología*, MMH. Caracas, 8(17): 159-198.
- (1972). Aspectos Tectónicos en el Surco de Barquisimeto. (Resumen). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología, Public. Esp.*, N° 5. MMH. Caracas, Tomo IV, p. 2406.
- BELLIZZIA, A.; LÓPEZ E., C. (1972). Gabro versus "pseudogabro" en el complejo ultramáfico de Tinaquillo. (Resumen). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología, Public. Esp.*, N° 5. MMH. Caracas, Tomo IV, p. 2.139.
- BELLIZZIA, A.; RODRÍGUEZ, D. (1967). Guía de la Excursión a la región de Duaca - Barquisimeto - Bobare. *Boletín de Geología*. MMH. Caracas, 8(16): 239-309.
- BELLIZZIA, A.; RODRÍGUEZ, D. (1968). Consideraciones sobre la estratigrafía de los estados Lara, Yaracuy, Cojedes y Carabobo. *Boletín de Geología*. MMH. Caracas, 9(18): 515-563.
- (1969). Geología de la región de Barquisimeto - Urachiche - Río Tocuyo (Geology of the Barquisimeto - Urachiche - Río Tocuyo, Área). (Resumen - Abstract). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp.* N° 5. MMH. Caracas. Tomo 1, pp. 93-95.
- (1969). Geología de las Serranías de Tucuragua - El Tinaco (Resumen - Abstract). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp.* N° 5. MMH. Caracas. Tomo 1, pp. 96-97.
- (1969). Geología del estado Yaracuy. (Resumen - Abstract). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp.* N° 5. MMH. Caracas. Tomo I, pp. 97-99.
- BLAKE, M. C.; Jr. IRWIN, W. P.; COLEMAN, R. G. (1969). Blueschists facies metamorphism related to regional thrust faulting. *Tectonophysics*, 8(3): 237-246.
- BUCHER, W. H. (1952).-Geologic structure and orogenic history of Venezuela. *Geol. Soc. Amer., Mem.* 49, 13 p.
- BUSHMAN, J. R. (1958).-Geology of the Barquisimeto area, Venezuela. Dep. Geo!. Univer. Princeton, Tesis Doctoral mimeografiada, Princeton, USA, 169 p.
- (1965). Geología del área de Barquisimeto, Venezuela. *Boletín de Geología*, MMH. Caracas, 6(11) : 3-111.
- BUTTERLIN, J. (1956). La constitution géologique et la structure des Antilles. Cent. Nat. Recherches Scientifique, 453 p.

- CAMPBELL, C. J. (1968). The Santa Marta Wrench Fault of Colombia, its Regional Setting. *IV Carib. Geol. Conf.* Port of Spain, Trinidad-Tobago, Trans, pp. 247-261.
- CAREY, W. C. (1958). The tectonic approach to continental drift: Continental Drift Symposium. University of Tasmania, pp. 177-335.
- CASE, J. E.; DURAN, L. G.; LOPEZ, A. (1969).-Regional Gravity studies in northwestern Colombia. I Congreso Colombiano de Geología. (*Resúmenes*).
- CASE, J. E.; MOORE, W. R. (1971). Tectonic Investigation in Western Colombia and Eastern Panama. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 82(10): 2685-2712.
- CASE, J. E. (1971). Junction of the Andean and Panamanian Chains in Northern Colombia. *V Carib. Geol. Conf.*, St. Thomas, Trans., pp. 11-13.
- COLEMAN, R. G. (1971). Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Jour. Geophys. Research*, Vol. 76, pp. 1212-1222.
- COLEMAN, R. G.; LANPHERE, M. A. (1971). Distribution and Age of High - Grade Blueschists, Associated Eclogites, and Amphibolites from Oregon and California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 82, pp. 2397-2412.
- CHASE, R. L.; BUNCE, E. T. (1969). Underthrusting of the eastern margin of the Antilles by the floor of the western Atlantic Ocean and origin of the Barbados Ridge. *Jour. Geophys. Research*, Vol. 74, pp. 1413-1420.
- DALZIEL I., W. D.; ELLIOT, D. H. (1971). Evolution of the Scotia Arc. *Nature*, Vol. 233, pp. 246-251.
- DAVIES, S. N. (1971). Barbados: A Mayor Submarine Gravity Slide. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 82, Nº 9, pp. 2593-2602.
- DENGÖ, G. (1967). Geological structure of Central America: Studies in Tropical Oceanography. Nº 5, Univ. of Miami, pp. 56-73.
- (1968). Estructura Geológica, Historia Tectónica y Morfología de América Central. Centro Regional de Ayuda Técnica, México, 50 p.
- (1969). Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean. *Gulf Coast Assoc. Geol. Sci. Trans.*, Vol. XIX, pp. 311-320.
- DENGÖ, G (1969-b). Problemas de las relaciones geológicas entre América Central y la región del Caribe. (Resumen – Abstract). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp.* Nº 5, MMH, Caracas Tomo I, pp. 255-258.
- (Resumen – Abstract). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp.* Nº 5, MMH, Caracas, Tomo I, pp. 253-255.
- DEUSER, W. G. (1970). Hypothesis of the Formation of Scotia and Caribbean Sea. *Tectonophysics*, Vol. 10, pp. 391-401.
- DEWEY, J. R.; BIRD, J. M. (1970). Mountain belts and the new global tectonics. *Jour. Geophys. Research*, Vol. 75, p. 2625-2647.
- DEWEY, J. R. (1970). Plate tectonics and geosynclines. *Tectonophysics*, Vol. 10, pp. 625-630.
- DEWEY, J. R.; BIRD, J. M. (1971). Origin and Emplacement of the Ophiolite Suite: Appalachian Ophiolites in Newfoundland. *Jour. Geophys. Research*, 76(14): 3179-3206.
- DEWEY, J. R.; HORSFIELD, B. (1970). Plate tectonic orogeny and continental growth. *Nature*, Vol. 225, pp. 521-525.
- DICKINSON, W. R. (1967). Andesitic Volcanism and Seismicity around the Pacific. *Science*, 157(3790): 801-803.
- (1970). Meeting Global Tectonics. *Science*, 163(3936): 1250.1259.
- (1971). Plate Tectonics in Geologic History. *Science*, 174(4005): 107-113.
- DIETZ, R. S. (1961). Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, Vol. 190, pp. 854-857.
- DIETZ, R. S.; HOLDEN, J. C. (1970). Reconstruction of Pangea: Breakup and dispersion of continents, Permian to Present. *Jour. Geophys. Research*, Vol. 75, pp. 4939-4956.
- DONNELLY, T. W. (1964). Evolution of Eastern Greater Antillean Island Arc. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Vol. 48, pp. 680-696.
- (1967). Some problems of Island - Arc Tectonics with reference to the northeastern West Indies: Stud. Trop. Oceanogr. Univ. Miami, Vol. 5. pp. 74.87
- (1969). Geología del Caribe y su relación con la historia Tectónica de Venezuela. (Resumen – Abstract). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp.* Nº 5. MMH, Caracas Tomo I, pp. 255-258.

- (1972). Caribbean Basement Basalt: Evidence for compressional or extensional tectonics in middle America: Geol. Soc. Amer., (Abstract) Cordillera Section, *68th Annual Meeting*, 4(3):148.
- DOOLAN, B. L.; MACDONALD, W. D. (1969). Structure and metamorphism of the Santa Marta Area, Colombia. Resumen, *I Congreso Colombiano de Geología*.
- EARDLEY, A. J. (1954). Tectonic relations of North and South America. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Vol. 39, pp. 107-773.
- EDGAR, N. T.; EWING, J. I.; HENNION, J. (1971). Seismic Refraction and Reflection in Caribbean Sea. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Vol. 55 / 6, pp. 833-870.
- ERNST, W. G. (1970). Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley sequence - crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone. *Jour. Geophys. Research*, Vol. 75, pp 886-901.
- EWING, J.; TALWANI, M.; EWING, M.; EDGAR, T. (1967). Sediments of the Caribbean. Stud. Trop. Oceanography, Univ. Miami, Vol. 5, pp. 88-102.
- (1968). Sediment Distribution in the Caribbean Sea. *IV Carib. Geol. Conf., Trans.*, Port of Spain - Trinidad-Tobago, pp. 317-323.
- FEO - CODECIDO, G. (1969). Guía de la Excursión a la Península de Paraguaná, estado Falcón. IV Cong. Geol. Venez., *Boletín de Geología Public. Esp. N° 5*. MMH. Caracas. Tomo I, pp. 304-305.
- FERENCIC, A. (1971). Metallogenic Provinces and Epochs in Southern Central America. Mineral. Deposits (Berl) Yugoslavia, 6. 77-78.
- FERENCIC, A.; DEL GIUDICE, D.; RECCHI, G. (1971). Tectomagnetic and Metalogenic Relationship of the Region Central – Panamá y Costa Rica. *V Carib. Geol. Conf., St. Thomas*, Trans., pp. 189-195.
- FURRÁZOLA - BERMUDEZ, G.; JUDOLEY, C. M.; MIJAILOUSKAYA, M. S.; MIROLIBOV, Y. S.; NOVOJAT, I. P.; NUÑEZ, J. A.; SOLSONA, J. B. (1964). Geología de Cuba. Dep. Cient. Geol.. Instituto Cubano de Recursos Minerales, 239 p.
- GARCIA J., R.; CAMPOS, C. V. (1969). Las rocas paleozoicas en la región del Río Momboy, estado Trujillo. (Resumen - Abstract). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp. N° 5*. MMH, Caracas, Tomo I, pp. 108-109.
- GONZALEZ DE JUANA, C.; MUÑOZ, N. G.; VIGNALI C., M. (1968). On the geology of eastern Paria (Venezuela). *4th. Carib. Geol. Conf., Trans.*, pp. 25-59.
- GONZALEZ DE JUANA, C.; MUÑOZ, N. G.; VIGNALI C., M. (1969). Reconocimiento geológico de la península de Paria, Venezuela. (Resumen - Abstract). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp. N° 5*. MMH. Caracas. Tomo I, pp. 109-111.
- GONZALEZ S., L. A. (1969). Geología de la Cordillera de la Costa, Zona Centro - Occidental. (Resumen - Abstract). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp. N° 5*. MMH. Caracas. Tomo 1, pp. 111-113.
- GRAUCH E., R. (1971). Geology of the Sierra Nevada South of Mucuchies, Venezuelan Andes: An Aluminum – Silicate - Bearing Metamorphic - Terrain. Tesis de grado, Univ. of Pennsylvania, USA, 180 p.
- GUZMAN, E.; CSERNA, Z. (1963). Tectonic History of Mexico, Backbone of the Americas: Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 113-129.
- HESS, H. H. (1938). Gravity anomalies and island arc structure with particular reference to the West Indies. *Proc. Amer. Phil. Soc.*, Vol. 79, 96 p.
- (1960). Caribbean Research Project - A progress Report. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 71, pp. 235-240.
- (1962). History of ocean basins: in A. E. Engel et al., Editors, Petrologic studies: A volume in honor of A. F' Buddington, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, pp. 599.620.
- (1965). Speculation on Caribbean History. (Abstract): Internat. Conference Tropical Oceanography, Miami.
- (1966). Caribbean Geological Investigations. *Geol. Soc. Amer., Memoir 98*, 310 p.
- (1968). Geological and Geophysical Problems of the Caribbean - Basin. Preprint issued at Symposium Investig. Resources of the Caribbean Sea and adjacent regions, Curacao.
- ; MAXWELL, J. C. (1949). Geologic Reconnaissance of the Island of Margarita, Venezuela. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 60, pp. 1857.1868.
- (1953). Caribbean Research Project. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 64, 6 p

- HSÚ, K. J. (1971). Franciscan Mélanges as a Model for Eugeosininal Sedimentation and Underthrusting Tectonics. *Jour. Geophys. Research*, 76(5):1162-1170.
- ISACKS, B.; OLIVER, J.; SYKES, L. R. (1968). Seismology and the New Global Tectonics. *Jour. Geophys. Research*, Vol. 73, pp. 5855-5900.
- JACOBS, C.; BÜRGL, C.; CONLEY, D. L. (1963). Backbone of Colombia. In: Backbone of the Americas. *Amer. Assoc. Petroleum Geologist, Mem. 2*, pp. 62-72.
- JOIDES (1969). Deep Sea Drilling Project: Leg. 3 y 4. *Geotimes*, 14(6): 13-16.
- (1971). Deep Sea Drilling Project: Leg. 14. *Geotimes*, 16(2): 16-17.
- (1971). Deep Sea Drilling Project. Leg. 16. *Geotimes*, 16(4): 12-16.
- KING, P. B. (1969). The tectonics of North - America - A discussion to accompany the tectonic map of North America scale 1:6.000.000. U. S. Geological Survey Prof. Paper 628, 94 p.
- KOZARY, M. T. (1968). Ultramafic rocks in thrust zones of north - western Oriente province, Cuba. *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Bull.*, Vol. 52, pp. 2298-2317.
- KUGLER, H. G. (1950). Resumen de la historia geológica de Trinidad. *Boletín*, AVGMP. Tomo II, N° 1, pp. 49-78.
- (1954). Jurassic to Recent sedimentary environments in Trinidad. Vereinig. Schweiz. Petr. Geol. und Ing. (Assoc. Suisse des Geol. et Ing. du Petrol.), *Bull.*, 20(59) :27.60.
- LAGAAY, R. A (1971). Gravity Anomalies in the Southern Caribbean: UNESCO, SC. 70 / D. 71 /DAs, pp. 247.252.
- LATTIMORE, R. K.; WEEKS, L. A.; MORDOCK, L. W. (1971). Marine Geophysical reconnaissance of the Paria shelf. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, Vol. 54.
- LE PICHON, X. (1968). Sea - Floor Spreading and Continental Drift. *Journal Geophys. Research*, 73(12):3661-3697.
- LIDZ, L.; BALL, M.; CHARM, W. (1968). Geophysical measurements bearing on the problems of the El Pilar fault in the Northern Venezuela offshore. *Marine Science Bull.*, Vol. 8, pp. 545-560.
- LIDZ, L.; VALDES, S. (1969). Marine basins of the Coast of Venezuela. *Marine Science Bull.*, 19, 17 p.
- LLOYD, J. J. (1963). Tectonic History of the South Central - American Orogen. Editors, Backbone of the Americas, *Am. Assoc. Petroleum Geologist, Mem. 2* pp. 88-100.
- LOCKWOOD, J. P. (1965). Geología de la Serranía de Jarara Área, Península, Northeast Colombia. *IV Carib. Geol. Conf.*, Port of Spain, Trinidad.
- MACDONALD, W. D. (1964). Geología de la Serranía de Macuira Área, Península de la Guajira, Colombia. Unpub. report, Princeton University .
- (1967). Continental drifting between the Americas. International Union of Geological Sciences: UNESCO. Symposium on the Continental Drift in the Southern Hemisphere, Montevideo, Preprint.
- (1968-a). Geology of the Serranía de Macuira Area, Guajira Peninsula Northeast Colombia. *Carib., Geol. Conf., Port of Spain - Trinidad, Trans.*, pp. 267-274.
- (1968-b). Estratigrafía, estructura y metamorfismo de las rocas del Jurásico Superior, Península de Paraguaná, Venezuela. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 9(18): 441-458.
- (1968.c). Continental Drift and the Caribbean. *Boletín Informativo*, AVGMP, Caracas, 11(1): 17-23.
- (1971). Major structural features of Guajira Peninsula, (Colombia, Venezuela) and the southcentral Caribbean. (Resumen), IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public.*, Esp. N° 5, MMH, Caracas, Tomo I, p. 246.
- MACDONALD, W. D.; HURLEY, P. H. (1969). Precambrian Gneisses, Northern Colombia, South America. *Geol. Soc. Amer., Bull.* 80(9): 1867-1872.
- MARESCH, W. V. (1971). The Metamorphism and Structure of Northeastern Margarita Island, Venezuela. *Tesis doctoral mimeografiada*, Princeton University, 210 p.
- MARTIN B., C. (1960). Estudio petrográfico de rocas provenientes de los cerros El Rodeo, Tausabana y Santa Ana. III Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología, Public. Esp. N° 3*, MMH, Caracas, Tomo II, pp. 729-742.
- (1968). Edades Isotópicas de Rocas Venezolanas. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 9(19): 356.380.

- (1969). Interpretación tectónica de la parte norte de la América del Sur. (Tectonic interpretation of northern South America). (Resumen - Abstract). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public.*, Esp. N° 5, MMH, Caracas, Tomo I, pp. 233-240.
- MAXWELL, J. C. (1948). Geology of Tobago, B. W. I. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 59(8): 801-854.
- MENARD, H. W. (1967). Transitional types of crust under small ocean basins. *Jour. Geophys. Research*, Vol. 72, pp. 3061-3073.
- MENENDEZ, A. (1965). Geología del área del Tinaco, centro norte del estado Cojedes, Venezuela. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 6(12): 417-543.
- (1966). Tectónica de la parte central de las Montañas Occidentales del Caribe, Venezuela. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 8(15): 116-139
- (1967). Tectonics of the central part of the western Caribbean Mountains, Venezuela. *Stud. Trop. Oceanography*, University of Miami, Vol. 5, pp. 103-130.
- METZ, H. L. (1968). Geology of the El Pilar Fault zone, state of Sucre, Venezuela. *Carib. Geol. Conf. IV*, Port of Spain-Trinidad - Tobago, Trans. pp. 293-298.
- MEYERHOFF, H. A. (1965). Antillean Tectonics. *Boletín Informativo*, AVGMP, Caracas, 8(2): 41-46.
- MACLACHLAN, J. C.; SHAGAM, R.; HESS, H. H. (1960-a). Geology of the La Victoria area, Aragua, Venezuela. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71(3): 241-248.
- MILLER, J. B. (1960). Directrices tectónicas en la Sierra de Perijá y partes adyacentes de Venezuela y Colombia. III Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public.* Especial N° 3. MMH. Caracas, Tomo II, pp. 685-718.
- MITCHELL, A. H.; READING, H. (1971). Evolution of Island Arcs. *Jour. Geol.*, 79(3): 253-284.
- MIYASHIRO, A. (1967). Aspects of metamorphism in the Circum-Pacific region. *Tectonophysics*, 4(4-6): 519-522.
- MOLNAR, P.; SYKES, L. R. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 80, pp. 1639-1684.
- MORGAN, B. (1969). Geología de la región de Valencia, Carabobo, Venezuela. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 10(20): 3-316.
- (1970). Petrology and Mineralogy of Eclogite and Garnet Amphibolite from Puerto Cabello, Venezuela. *Jour. Petrol.*, 2(1): 142.
- MOTICKA, P. (1971). Geología del Archipiélago de Los Frailes. VI Conferencia Geológica del Caribe, Maragarrita, Venezuela, pp. 69-73.
- MURRAY, C. G. (1972). Zoned Ultramafic Complexes of the Alaskan Type: Feeder Pipes of Andesitic Volcanoes (Hess volume): Boulder, Color., Geol. Soc. Amer., Mem.
- NORTH, F. K. (1965). The curvature of the Antilles: in: *Geologie en Mijnbouw*, 44ste Jaar and, N° 3, pp. 73-86 reprinted by *Boletín Informativo*, AVGMP, Caracas, 8(2): 47-60.
- OXBURGH, E. R. (1965). Geología de la región oriental del estado Carabobo, Venezuela. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, Vol. 11, pp. 113-208.
- OXBURGH, E. R.; TURCOTTE, D. L. (1970). Thermal structure of island arcs. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 81, pp. 1665-1688.
- PEIRSON III, A. L. (1965). Geology of the Guárico mountain front. *Boletín de Informativo*, AVGMP, Caracas, 8(7): 183-212.
- PETER, G. (1971). Geology and Geophysics of the Venezuelan Continental margin between Blanquilla and Orchila Islands. *Tesis doctoral mimeografiada*, Univ. Miami, Florida, 206 p.
- PIBURN, M. D. (1968). Metamorfismo y estructura del Grupo Villa de Cura, norte de Venezuela. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 9(18): 183-290.
- PICARD, X.; PIMENTEL, N. (1968). Geología de la cuenca de Santa Lucía - Ocumare del Tuy. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 9(19): 263-296.
- POTTER, H. C. (1968). Faulting in the Northern Range of Trinidad. (abst.). 23rd. Int. Geol. Cong. Rept., Pracue, 95 p.
- RENZ, O. (1960). Geología de la parte sureste de la Península de la Guajira (República de Colombia). III Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public.* Esp. N° 3. MMH. Caracas, Tomo I, pp. 317-334.

- RENZ, O.; LAKEMAN, R.; VAN DER MEULLEN, E. (1955). Submarine sliding in western Venezuela. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 39(10): 2053-2067.
- ROD, E. (1967). Paleotectonic reconstruction of the Antillean - Caribbean area for the close of the Carboniferous. *Boletín Informativo*, AVGMP, Caracas, 10(7):197-204.
- (1956). Strike - slip faults of northern Venezuela. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, Vol. 42, pp. 457-476.
- RODRÍGUEZ G., D. (1969). Geología de la región de Choroní - Colonia Tovar. (Geology of the Choroní - Colonia Tovar área). (Resumen - Abstract). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp. N° 5*. MMH, Caracas, Tomo, 1, pp. 131-132.
- ROLLINS, J. F. (1965). Stratigraphy and Structure of the Guajira Peninsula, northwestern Venezuela and Northeastern Colombia. Univ. Nebraska Studies, New. Ser. N° 30, 103 p.
- SCHUBERT, C. (1969). Geología de la Península de Araya, estado Sucre. (Resumen - Abstract). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp. N° 5*. MMH, Caracas, Tomo I, pp. 133-135.
- SCHUBERT, C.; SIFONTES, R. S. (1970). Bocono Fault, Venezuelan Andes. Evidence of postglacial movement. *Science*, Vol. 170, pp. 66-69.
- SCHUBERT, C.; MOTICKA, P. (1971). Geological reconnaissance of the Venezuelan islands in the Caribbean sea, between Los Roques and Los Testigos. *VI Conferencia Geológica del Caribe*, Margarita, Venezuela, pp. 81-82
- SCHUCHERT, C. (1935). Historical geology of the Antillean Caribbean region. John Wiley and Sons, Inc., New York, 84 p.
- SEIDERS, V. M. (1965). Geología de Miranda Central, Venezuela. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 6(12):289-416.
- SEIJAS, F. J. (1969). Geología de la región de Carúpano. (Resumen - Abstract). IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp. N° 5*. MMH, Caracas, Tomo I, pp. 135-136.
- SMITH, R. J. (1952). Geología de la región de Los Teques - Cúa. *Boletín de Geología*. MMH, Caracas, 2(6): 333-406.
- (1953). Geology of the Los Teques - Cúa Región, Venezuela. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 64(1): 41-64.
- (1957). Gravity Cross - Section of the Coast Range of Venezuela. *Amer. Geophys. Union, Trans.*, Vol. 38, pp. 372-378.
- TAYLOR, G. C. (1960). Geología de la Isla de Margarita, Venezuela. III Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp. N° 3*. MMH, Caracas, Tomo II, pp. 838-893.
- VINSON, G. L.; BRINEMAN, J. H. (1963). Nuclear Central America, Hub of Antillean Transverse Belt. Editors, Backbone of the Americas, *Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Mem. 2*, pp. 73-87.
- WEEKS, L. A.; LATTIMORE, R. K.; HARBINSON, R. N.; BASSINGER, B. G.; MERRILL, G. F. (1971). Structural Relations Among Lesser Antilles, Venezuela and Trinidad - Tobago. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 55(10): 1471-1752.
- WEYL, R. (1966). The Paleogeographic development of the Central American West Indian Region. *Boletín informativo*, AVGMP, Caracas, 9(4): 99-120.
- WOODRING, W. P. (1965). Caribbean Land and Sea through the ages. *Geo!. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 65, pp. 719-732.
- YOUNG, G. A.; BELLIZZIA, A.; RENZ, H. H.; JOHNSON, F. W.; ROBIE, R. H.; MAS VALL, Y. J. (1956). Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos. *Boletín de Geología Public. Esp. N° 2*. MMH, Caracas, 140 p.