

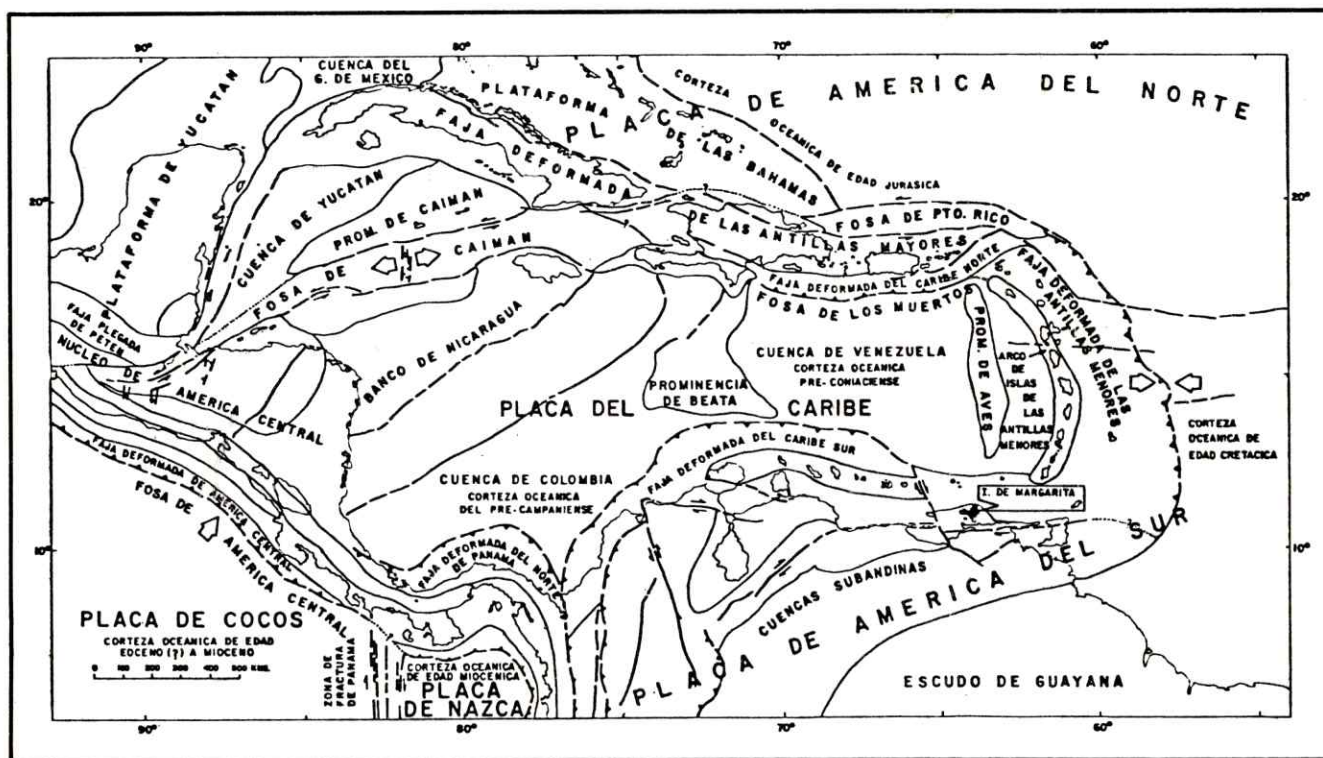
Sociedad Venezolana de Geólogos

GUIA DE LA EXCURSION GEOLOGICA A LA

ISLA DE MARGARITA

Por:

Alirio Bellizzia, Nicolas G. Muñoz, Oliver Macsotay y Carlos Key



PROVINCIAS TECTO-GEOMORFOLOGICAS
DE LA REGION DEL CARIBE
(TOMADO DE CASE Y HOLCOMBE, 1980)

08-10 DE ABRIL DE 1983

SOCIEDAD VENEZOLANA DE GEOLOGOS

JUNTA DIRECTIVA, 1983

Presidente:	José Rabassó	GEOCRON C. A.
Vice-Presidente:	Victor Campos	S. A. MENEVEN
Secretario:	Carlos Belfort	MARAVEN S. A.
Tesorero:	Marianto Castro	LAGOVEN S. A.
1er. Vocal:	Florangel Escorcía	MARAVEN S. A.
2do. Vocal:	Franco Urbani	U.C.V.
3er. Vocal:	Edith Gómez	S. A. MENEVEN

COMISION DE EXCURSIONES

G. Don Kiser (Coordinador)	CORPOVEN S. A.
John De Sisto	CONSULTOR
Carlos Schubert	I.V.I.C.
Victor Campos	S. A. MENEVEN

GUIAS DE LA EXCURSION A MARGARITA

08-10 DE ABRIL DE 1983

Alirio Bellizzia:	Rocas ígneas y metamórficas
Nicolás G. Muñoz:	Rocas sedimentarias del Terciario Inferior
Oliver Macsotay:	Rocas sedimentarias del Terciario Superior

ROBERTO CASTRO MORA
C.I. 3.812.811
ING. GEOLOGO

SOCIEDAD VENEZOLANA DE GEOLOGOS

GUIA DE LA EXCURSION GEOLOGICA

A LA ISLA DE MARGARITA

POR

Alirio Bellizzia *, Nicolas G. Muñoz **,
Oliver Macsotay *** y Carlos Key *

COORDINACION Y REVISION:

Alirio Bellizzia* y Carlos Key*

08-10 de abril de 1983

* LAGOVEN, S. A.

** U.C.V.

*** M.E.M.

EDITADA POR CORTESIA DE: LAGOVEN, S. A.
filial de PETROLEOS DE VENEZUELA, S. A.

DEDICATORIA

A LOS PROFESORES HOY DESAPARECIDOS
CLEMENTE GONZALEZ DE JUANA Y HARRY HESS
"PIONEROS" QUE FUERON EN EL CONOCIMIENTO
GEOLÓGICO DE LA ISLA DE MARGARITA.

I N D I C E

PREAMBULO	i
AGRADECIMIENTOS	ii
INTRODUCCION	iii
GEOMORFOLOGIA	1
COMPLEJO IGNEO-METAMORFICO	4
Trabajos Previos	4
Grupo Los Robles	7
Formación Cauca	9
Grupo Juan Griego	9
Grupo La Rinconada	13
Rocas Ultramáficas	19
Metadioritas	25
Rocas Graníticas	27
Granito de El Salado	27
Gneis de Guayacan	27
Trondhjemitas de Matasiete	29
Rocas intrusivas no metamórfizadas	30
Diaclasas, Fracturas y Pegmatitas	32
GEOLOGIA DEL FLYSCH EOCENO DE LA ISLA DE MARGARITA.	33
Antecedentes	33
Estratigrafía	34
NEOGENO-CUATERNARIO	37
Introducción	37
Estratigrafía	38
Formación Cubagua	38
Formación Caigüire	39
Formación Cumaná	40
Formación El Manglillo	40
Formación Boca Chica	41

Tectónica y Paleogeografía	41
Conclusiones	43
PROGRAMA DE EXCURSIONES	
Complejo Igneo-Metamórfico	1
Eoceno de Margarita	11
Neogeno-Cuaternario de Margarita	16
BIBLIOGRAFIA	19

PREAMBULO

Apreciados colegas y distinguidas acompañantes, la Sociedad Venezolana de Geólogos (SVG) les extiende su cordial bienvenida a esta excursión geológica a la Isla de Margarita y les desea una fructífera y placentera permanencia en Paraguachoa.

Durante los días de excursión, en esta isla geologicamente tan compleja, visitaremos numerosos afloramientos, apreciaremos distintos escenarios geológicos y estaremos expuestos a una variedad de situaciones que envuelven rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Además por medio de ejemplos se darán explicaciones a problemas sobre litología, estratigrafía, sedimentación, facies, metamorfismo y tectónica. Y lo que es más importante tendrán la oportunidad de palpar las rocas, de apreciar sus relaciones de campo y de recolectar muestras y fósiles. Por las noches habrán sesiones de trabajo donde se comentarán las incidencias del día y donde participarán en las discusiones que surjan de las excursiones y sobre el posible encaje de las rocas en el marco de la geología del área del Caribe. Además, se proyectarán transparencias y diapositivas.

El conocimiento de la geología de Margarita es primordial para entender la compleja evolución paleotectónica del Sistema Montañoso del Caribe y para correlacionar las formaciones y facies de las rocas costafuera que han sido penetradas por el taladro en la incesante búsqueda de hidrocarburos que realiza Petróleos de Venezuela a través de sus empresas filiales.

AGRADECIMIENTOS

La Junta Directiva de la Sociedad Venezolana de Geólogos desea expresar su agradecimiento a la Coordinación de Exploración de Petróleos de Venezuela por su cálido apoyo a nuestra solicitud de reanudar periódicamente las excursiones geológicas a aquellos sitios de interés para la Industria Petrolera y fundamentalmente para elevar el conocimiento de la geología de nuestro país. A su vez, la Coordinación de Exploración, por intermedio de los representantes de las empresas filiales en el Comité de Eventos y Publicaciones de Petróleos de Venezuela, informó a éstas de la buena acogida que había tenido la solicitud de la Sociedad.

MANUEL CASTRO TORA
ING

La Sociedad manifiesta su profundo agradecimiento a: la empresa Lagoven, S.A. por su invalorable ayuda en tiempo, dibujos, materiales, mecanografía, montaje e impresión de la guía. Especialmente debemos destacar el apoyo sin limitaciones recibido de los geólogos: Hildebrando Martell, Freddy Chiquito y Francisco Moreno de la Gerencia del Departamento de Geología. A los guías responsables por preparar, conducir y coordinar la excursión y por supervisar la preparación del texto, los colegas Alirio Bellizzia, Carlos Key, Nicolás G. Muñoz y Oliver Macsotay. Los tres primeros ex-presidentes de la Sociedad. La excursión está dividida en tres partes: Primer día, Rocas Igneas y Metamórficas por A. Bellizzia; Segundo día, Geología del Flysch Eoceno por N.G. Muñoz, y Tercer día, Neogeno-Cuaternario por O. Macsotay.

También expresamos nuestra gratitud a las autoridades del Ministerio de Energía y Minas en las personas del ingeniero Marcial Merino, Director General Sectorial de Minas y Geología, y al geólogo Raúl García Jarpa, Director de Geología, por haber autorizado la participación del geólogo y paleontólogo O. Macsotay como uno de los guías, así como la de utilizar en las mismas información aún no publicada y donar, para ser incorporados en la información básica, el mapa geológico litografiado de la Isla de Margarita. Reconocimiento que hacemos extensivo al geólogo Nelly Pimentel Bellizzia de ese organismo por su eficiente asistencia tanto en la fase de campo como en la preparación de la guía.

INTRODUCCION

En la introducción a la Guía de la Excursión Geológica que condujo a la Isla de Margarita, en febrero de 1968 nuestro recordado profesor Dr. Clemente González de Juana (+), en afirmación que todavía sigue teniendo validez, manifestó: "El estudio de la Geología de Margarita es de extraordinaria complejidad por lo cual y a despecho de los trabajos más recientes muchos y graves problemas de estratigrafía y tectónica no han sido resueltos todavía de modo satisfactorio". Para luego añadir: "Es el deseo del autor que esta visión fugaz de los problemas geológicos margari- teños, sirva para despertar entre los visitantes el deseo de profundizar más en el conocimiento de la geología de esta fascinante isla".

Venezuela, por la posición clave que ocupa en el borde sur de la Placa del Caribe, donde existen fallas de gran magnitud, necesita profundizar las investigaciones geológicas, geofísicas, petrológicas y paleomagnéticas para descifrar los secretos tan bien guardados por la naturaleza en esta compleja región. Pero estos estudios, no solo tienen importancia académica y científica sino también gran trascendencia económica. Numerosos pozos exploratorios han sido perforados recientemente en la Plataforma Continental del Caribe por las Compañías Lagoven, Maraven y Corpoven, filiales de Petróleos de Venezuela que han resultado en el descubrimiento de reservas de gas de considerable importancia.

MARIANO CASTRO MORA
C.I.
ING. GEOLÓGICO

GEOMORFOLOGIA

Las Islas de Margarita, Coche y Cubagua, junto con otros pequeños islotes forman la Entidad Federal del Nueva Esparta. La Isla de Margarita, la mayor de las islas del Caribe de la República de Venezuela está situada entre las latitudes $10^{\circ} 52' N$ y $11^{\circ} 11' N$ y las longitudes $63^{\circ} 47' 0$ y $64^{\circ} 24' 0$. Tiene una superficie de 1.150 Km^2 y está caracterizada por la presencia de dos macizos montañosos unidos entre sí por un istmo de relieve muy bajo, una albufera (La Restinga) y una simple línea de playa. El macizo occidental se conoce con el nombre de Península de Macanao y el oriental como Paraguachoa, aunque es frecuentemente denominado Margarita Oriental.

Desde el punto de vista geológico, la Isla de Margarita se puede considerar como parte del Sistema Montañoso del Caribe. Está ubicada en la plataforma continental, la cual, en esta región, es excepcionalmente ancha, más de 95 Km, y exhibe una compleja topografía de fondo, aparentemente determinada por la estructura regional.

La Península de Macanao se caracteriza por un espinazo central montañoso de rumbo oeste-este, con varias culminaciones, entre las cuales se destaca el Pico de Macanao, que es el más alto, con una altitud de 760 m.s.n.m. De esta región axial se desprenden varios estribos secundarios orientados de norte a sur, entre los cuales se encuentran valles profundos disectados, el más importante es el de San Francisco en la parte norcentral de la región. El macizo central está rodeado por un piedemonte que forma una faja más o menos continua y estrecha y que al norte y sur de la península llega prácticamente a la costa. La planicie costera se encuentra mejor desarrollada en su extremo occidental y sobre todo en el oriente de la Península de Macanao. El macizo central está constituido por un complejo de rocas ígneo-metamórficas y las partes bajas por rocas sedimentarias del Neogeno y Cuaternario (González de Juana 1968).

La parte oriental de la Isla de Margarita está formada por un macizo montañoso que se extiende más o menos en dirección norte-sur, desde el

norte de Porlamar hasta Cabo Negro; al norte, desde la población de El Espinal el macizo montañoso asciende abruptamente hasta las culminaciones de San Juan o Cerro Grande y el Copey, que muestran alturas de 920 y 890 metros respectivamente. Después de atravesar la divisoria de el Portachuelo, el sector septentrional presenta una serie de elevaciones conspicuas constituídas por los Cerros de El Mico, Cerro Chico y El Cacao. Se encuentran otros macizos montañosos separados del macizo central, entre los cuales podemos mencionar hacia el sureste la Serranía de los Robles, y en la parte este central los cerros de Matasiete y Guayamurí, el primero de los cuales alcanza una altura de 670 m.s.n.m.

Hacia la parte oeste central, se presentan los Cerros de la Guardia, la Serranía de San Juan y más al norte, el Cerro Tacuantar. Una extensa planicie costera se extiende en la parte meridional y occidental del macizo central, que llega hasta la Península de Macanao; esta planicie está ocupada en gran parte por albuferas y lagunas siendo las más importantes de este a oeste las siguientes: Laguna de Gasparico, Salinas de Pampatar, Lagunas de El Morro, las Maritas, Punta de Piedras, Boca del Río, y hacia el norte la célebre laguna de la Restinga. En esta planicie se presentan algunas culminaciones como las de las Tetras de María Guevara en la parte central; la Serranía de las Bermudas-El Yaque en la parte sur y algunas colinas de poca elevación en los alrededores de Pampatar. Estas colinas donde afloran esencialmente rocas del Terciario no suelen exceder en altura los 15 metros, pero en algunas localidades pueden alcanzar alturas superiores a los 40 m. Planicies costeras de menor extensión se encuentran en los alrededores de Juan Griego y Pedro González; entre Manzanillo y El Agua y entre La Asunción y Playa de Guacuco.

Los principales ríos de Margarita Oriental nacen del macizo central margariteño, más o menos en forma radial, siendo los más importantes los siguientes: hacia el este, el río de la Asunción que con rumbo hacia el

este, viene a perder su expresión en las planicies de Agua de Vaca y en las playas de Guacuco. En la parte sur tenemos Río Espíritu Santo, que recoge las aguas que fluyen de la parte sur del Cerro del Copey y Cerro Grande, que desde la población del Valle del Espíritu Santo fluye más o menos en dirección noreste y pierde su expresión en la planicie costera de Porlamar. Hacia la región oeste el Río San Juan recoge las aguas de los macizos de La Guardia, parte norte del Cerro Grande y las Serranías del norte de la población de San Juan Bautista; a partir del Caserío de Barrancas el río se dirige hacia el sur, se ensancha y pierde su identidad en las planicies costeras meridionales. En el norte el río más importante es el Tacarigua que recoge las aguas de las serranías que circundan la población de su mismo nombre, fluye en dirección noroeste y pierde su identidad en las planicies de Juan Griego.

El clima de Margarita es semi-árido y árido a excepción de la parte central del macizo montañoso, donde predomina una vegetación de tipo tropófilo. En las partes bajas la vegetación es xerófila, caracterizada por pequeños arbustos, cactus y plantas espinosas. El rápido y torrencioso drenaje causado por lluvias que ocasionalmente caen sobre esta región, ha producido una serie de valles anastomoseados profundos, separados por espesas planicies. La temperatura media es 26.8°C., aunque en las noches el clima refresca y la temperatura se hace más agradable.

COMPLEJO IGENO-METAMORFICO

Alirio Bellizzia G.*

Trabajos Previos

La primera sección estratigráfica de las rocas metamórficas en Margarita fue establecida por Liddle (1928) quien postuló un núcleo granítico central infrayacente a una unidad de esquistos del Paleozoico, equivalente a la serie metamórfica más antigua del Caribe de Venezuela oriental y Trinidad. Rutten (1940) hizo el primer estudio petrográfico detallado de las rocas metamórficas de Margarita. Aguerrevere (1936) señaló que el llamado granito basal por Liddle intrusiona a la secuencia metamórfica y por lo tanto es más joven que ella. Hess y Maxwell (1949) en su reconocimiento de la geología de Margarita propusieron una nueva sección estratigráfica con descripciones petrográficas de las unidades por ellos definidas; consideraron que la mayoría de las rocas en Margarita oriental consisten de esquistos y gneises que designaron Grupo Juan Griego, el cual subdividieron en una unidad basal cuarzosa y una secuencia de rocas verdes suprayacentes. Definieron el Grupo Los Robles, el Mármol de El Piache y postularon que el Grupo los Robles era equivalente parcialmente en edad al Grupo Juan Griego, estando los dos grupos separados por fallamiento posterior.

Taylor (1960) realizó el primer estudio detallado de la parte oriental de la Isla de Margarita hasta Las Tetas de María Guevara y consideró contrariamente a lo propuesto por Hess y Maxwell (op. cit.) que la división de rocas verdes del Grupo Juan Griego infrayace a la división cuarzosa; propuso el nombre de Anfibolitas de Paraguachi para las rocas verdes. Subdividió la división cuarzosa del Grupo Juan Griego en tres unidades: clorítica, feldespática y grafitosa en la parte superior. Además designó con el nombre de Miembro Metavolcánico de Manzanillo a los esquistos

*Departamento de Geología, Lagoven, S.A.

máficos de grano fino, expuestos cerca del extremo norte de la isla. Consideró el contacto Los Robles-Juan Griego como transicional.

Jam y Méndez Arocha (1962) presentaron una recopilación de los trabajos realizados en las Islas de Margarita, Coche y Cubagua, incluyendo en su reseña las tesis de grado presentadas a la Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología desde 1949 hasta 1962, y un estudio de reconocimiento geológico de Macanao efectuado por G. Dengo (1949); Jam y Méndez conservan el nombre de Juan Griego pero lo restringen a la división cuarzosa de Hess y Maxwell (1949) y Taylor (1960). Para designar los gneises máfico-infrayacentes emplearon el término "Grupo de los Esquistos Verdes". Una de las recopilaciones más completas fue efectuada por González de Juana (1968) quien sigue en su redefinición del Grupo Juan Griego a Jam y Méndez pero mantiene la sub-división tripartita del Grupo Juan Griego de Taylor.

Maresch (1973) efectuó uno de los trabajos más completos que se han presentado en la parte norte de Margarita oriental en lo referente a la petrología, petrografía y geoquímica. Presenta además, interesantes observaciones sobre la evolución tectónica de la región. Designa como Grupo La Rinconada lo conocido antiguamente como Grupo de los Esquistos Verdes o Anfibolitas de Paraguachi y lo coloca en la base de la secuencia metamórfica; considera que el contacto entre los grupos La Rinconada y Juan Griego es transicional. Desde el punto de vista cartográfico, divide el Grupo La Rinconada en gneises anfibólicos y micaesquistos carbonáceos; subdivide los gneises anfibólicos en dos zonas: Zona Metamórfica No. 1 y Zona Metamórfica No. 2. El límite entre ambas está marcado por la presencia de piroxeno sódico en la segunda zona. Establece que la eclogita paragonítica-anfibolita y la anfibolita granatífera de color negro están restringidas a la Zona Metamórfica No. 2. Eleva a la categoría de Formación Manzanillo al Miembro Metavolcánico de Manzanillo de Taylor;

establece la correlación entre esta formación y una parte del Grupo Los Robles y una posible correlación entre las Formaciones Manzanillo y Tacagua; mantiene el término de Mármol del Piache como una designación informal de cuerpos lenticulares de mármol en el Grupo Los Robles.

Estudios más recientes González de Juana y Vignali (1971) y Vignali (1979) consideran el contacto entre los Grupos Juan Griego y Los Robles como concordante y gradacional. En la isla de Macanao se identificaron algunos foraminíferos en las calizas de los Robles que indican una edad Cretáceo Medio, (comunicación personal de Furrer a Vignali, 1971).

Navarro (1974) citado por Vignali (1979) realizó un estudio geoquímico y petrológico de las rocas eclogíticas y anfibolíticas de Margarita. A diferencia de Maresch (1973), incluye estas rocas dentro del Grupo Juan Griego, que subdivide según su litología, en esquistos o gneises, rocas eclogíticas y trondhjemitas.

En la Península de Macanao, además del trabajo realizado por Dengo (1949) no se realizaron estudios detallados en sus rocas ígneas y metamórficas hasta el año 1969, cuando bajo la supervisión de los profesores González de Juana u Vignali, alumnos de la Escuela de Geología de la Universidad Central de Venezuela realizaron sus trabajos de grado en esta zona. Estos resultados fueron publicados por González de Juana y Vignali (1972). Estos autores dividen el Grupo Juan Griego en Macanao en dos unidades: una feldespática basal y una no feldespática en el tope del grupo. Vignali (1972) realiza un estudio estructural de Macanao destacando la complejidad del plegamiento y presenta las edades más probables de los diferentes eventos tectónicos que afectaron la región.

Vignali (1979) publica un informe sobre la estratigrafía y estructura de las Cordilleras Metamórficas de la Península de Araya-Paria e Isla

de Margarita. Entre las conclusiones alcanzadas se propone una redefinición del Grupo La Rinconada designándolo como Formación Volcánica de La Rinconada, al considerar, como había sido propuesto originalmente por Navarro, que estas rocas fueron incorporadas a la sedimentación por procesos gravitacionales y que actualmente representan un olistostroma intercalado entre las unidades feldespáticas y no feldespáticas del Grupo Juan Griego; considera que los bloques de eclogitas y anfibolitas cartografiadas en Macanao y Margarita oriental son parautoctonas, provenientes de la zona de afloramientos de las volcánicas de La Rinconada. Postula que los procesos que determinaron la primera generación de pliegues comenzaron a fines del Cretáceo Medio; el plegamiento isoclinal es contemporáneo al metamorfismo regional (+ 75 m.a) y el plegamiento (F-3) de los planos de foliación se originó a fines del Eoceno Medio.

En la actualidad el Ministerio de Energía y Minas, está realizando un estudio muy detallado sobre las rocas terciarias y cuaternarias de la Isla de Margarita a cargo del paleontólogo Oliver Macsotay. Estos estudios han sido extendidos a las islas de Coche, Cubagua, Península de Araya y Cumana. La mayoría de esta información aparece en esta guía. LAGOVEN, S.A. está realizando un estudio de carácter regional en Margarita, Península de Araya y región de Carúpano en un programa cooperativo con la Universidad de Bretagne Occidental por parte del geólogo Y. Chevalier, bajo la supervisión de los profesionales Rene Blanchet y Francois Stephan, por parte de esta Universidad y Lucas Zamora y Alirio Bellizzia por parte de LAGOVEN. El geólogo Danielle Girard del Ministerio de Energía y Minas colabora en estas investigaciones.

GRUPO LOS ROBLES

Nombre introducido por Hess y Maxwell (1949) para designar la secuencia metasedimentaria más joven y de menor grado de metamorfismo que aflora en la Isla de Margarita y designan con el nombre de Mármol de El Piache a un intervalo calcáreo cerca de la base del grupo. Taylor (1960) sigue las

ideas de estos autores, pero Jam y Méndez Arocha (1962) segregaron el mármol o caliza de El Piache del Grupo Los Robles para formar una unidad estratigráfica diferente.

El Grupo Los Robles aflora en la región suroriental de Margarita oriental. Se extiende de norte a sur desde las cercanías de la ciudad de Pampatar hasta la falda oeste del Cerro Matasiete; existen además otros afloramientos menores situados en el Morro de Porlamar, región de las Bermudas y Tetas de María Guevara; también aflora en la parte norte de la Península de Macanao.

Las rocas cartografiadas por Hess y Maxwell (1949) y por Taylor (1960) están constituidas por las siguientes asociaciones petrológicas: esquistos cuarzo-sericíticos (calcita), cuarzo albítico-moscovíticos, epidótico-cuarzo-cloríticos, cuarcita micácea (grafítica) y mármol calcítico o dolomítico.

Las rocas son generalmente de grano fino y exhiben una foliación bien desarrollada. La base del Grupo Los Robles muestra intercalaciones de esquistos y filitas en parte grafitosas, con lentes de calizas marmolinas. Los intervalos calcáreos se hacen más prominentes hacia arriba, donde se encuentra un horizonte mejor definido de unos 30 ó 40 m. de espesor que se extiende más o menos en forma continua desde las canteras de El Piache en su extremo sur hasta la parte occidental del Cerro de Matasiete. El mármol generalmente es de grano fino, bandeado, de colores variables: gris, verde, rosado, blanco y púrpura. En algunas localidades presenta alto contenido de magnesio, aunque en la mayoría de los casos su porcentaje es pequeño entre 0,5 a 1,5%.

Taylor considera que los esquistos cuarzo-epidótico-cloríticos representan sedimentos volcánicos y tobas metamorfizados, opinión que fue com-

partida por González de Juana (1968). Vignali (1979) siguiendo la sugerencia de González de Juana (1968) propone la división del Grupo Los Robles en dos formaciones: El Piache y El Cauca, constituida la primera, por calizas cristalinas, filitas cuarzo-cloríticas y cuarzo-sericíticas. Hacia la base de la Formación El Piache, las filitas cloríticas-sericíticas pasan transicionalmente a esquistos cuarzo-micáceo-grafitosos del Grupo Juan Griego. El límite de la Formación El Piache ha sido colocado en el tope de las calizas superiores que pasan transicionalmente a una secuencia monótona de filitas de la Formación El Cauca. Estas calizas se componen esencialmente de calcita (70% a 90%), cuarzo (8% a 25%), clorita (hasta 15%); además de cantidades menores de muscovita y epidoto. Maresch considera como equivalente del Grupo Los Robles a la Formación Manzanillo compuesta de esquistos silíceos finamente laminados y deformados, intercalados con esquistos clorítico-actinolítico-epidotrio y chert.

Formación Cauca:

Esta formación está bien expuesta en los cerros entre las poblaciones de Porlamar, Atamo y Los Robles y sus mejores afloramientos se encuentran en la fila del Cauca de donde toma su nombre. Está representada por una secuencia de filitas cuarzo-sericíticos-cloríticas, que hacia el contacto con la Formación El Piache se hace calcárea y pasa transicionalmente a esa formación. Entre los grupos petrológicos dominantes están los esquistos cuarzo-micáceo-cloríticos con plagioclasa, epidoto y sericita; cuarcitas micáceo-epidóticas y localmente meta-conglomerados cuarcífero-feldespáticos. En la Península de Macanao fue determinada una edad Cretáceo Medio en rocas calcáreas. Esta edad podría también ser valedera para el Grupo Los Robles en Margarita Oriental.

Grupo Juan Griego

Este nombre fue introducido en la literatura geológica por Hess y

Maxwell 1949), quienes distinguen dentro del Grupo Juan Griego una División Cuarzosa Inferior y una División Superior de Rocas Verdes. Taylor (1960), aunque manteniendo la nomenclatura estratigráfica establecida por Hess y Maxwell, agrupa las rocas verdes y anfibolitas con el nombre de Anfibolitas de Paraguachi, colocándolas por debajo de la división cuarzosa suprayacente. Reconoce en la división cuarzosa tres unidades: clorítica, feldespática y grafitosa; considera que el Grupo Los Robles es discordante por encima del Grupo Juan Griego, basándose para esta afirmación en el grado diferente de metamorfismo sufrido por estas rocas.

Posteriormente Jam y Méndez Arocha (1962) separan del Grupo Juan Griego la unidad de esquistos verdes y anfibolitas y la designan con el nombre de Grupo de los Esquistos Verdes, restringiendo el nombre de Juan Griego a la unidad cuarzosa superior.

El Grupo Juan Griego ocupa la parte central de la Península de Macanao y gran parte de la región central y centro occidental de la Isla de Margarita Oriental. Ha sido dividido en las siguientes unidades:

- a. Un intervalo basal de esquistos cloríticos caracterizado por la presencia de 20% de clorita y cantidades de muscovita, granate, cuarzo y albita. Los esquistos cloríticos suprayacen concordantemente al Grupo La Rinconada.
- b. Una unidad intermedia feldespática representada por los siguientes conjuntos mineralógicos: gneis cuarzo-albítico-moscovíticos (granate, clorita, zoisita y pirita); gneis albítico-moscovítico-cuarzo-biotítico; gneis albítico-cuarzo-biotítico-clinozoicítico; esquisto moscovítico-cuarzo-albítico; esquisto cuarzo-moscovítico-conglomerático y mármol calcítico.

La mayoría de las rocas son de grano relativamente grueso. Los porfiroblastos generalmente son de granates, aunque la albita también suele presentarse bajo de esta manera forma. El cuarzo forma un mosaico de estructura trabada de origen cataclástico. Las rocas esquistosas son también generalmente de grano grueso y la proporción relativa de la mica, hace que las mismas aparezcan interdigitadas con los paragneises. Localmente afloran mármoles calcíticos parecidos a los de El Piache. Los mejores afloramientos se encuentran localizados en el Cerro de La Guardia. Los mármoles se presentan generalmente en forma lenticular, casi siempre restringidos estratigráficamente cerca del tope de la unidad feldespática. También es frecuente la presencia de algunas capas de calizas micáceas, así como de meta-conglomerados, constituidos por guijarros de granito de diámetro de 4 a 5 cm. Es frecuente la presencia de minerales accesorios: hornablenda verdosa, apatita, rutilo, esfena y pirita.

- c. La unidad superior o unidad de esquistos grafiticos, suprayace concordantemente a la unidad feldespática y está constituida por esquistos cuarzosos y cuarcitas impuras grafiticas con tendencia a hacerse más macizas en la parte inferior. Las principales rocas de esta unidad son esquistos cuarzo-muscovíticos, con cantidades menores de clorita y magnetita. El granate se presenta en muchas localidades; la clorita se encuentra en algunos casos en proporciones iguales o tan abundante como la muscovita. Son frecuentes las capas de cuarcitas grafitosas masivas, pudiendo alcanzar algunas de ellas hasta 20 m. de espesor; en la parte superior de esta unidad las capas se presentan delgadas e intercaladas con los esquistos. Los gneises y esquistos cuarzo-albítico-muscovíticos son comunes en la parte central y superior de la unidad, siendo el grafito localmente muy abundante.

El espesor del Grupo Juan Griego no ha podido ser determinado a causa de la complejidad estructural; sin embargo, Taylor estima un espesor de 800 metros para la unidad clorítica, 1.200 metros para la unidad feldespática y 500 metros para la parte superior de esquistos grafitosos. No se han encontrado fósiles en el Grupo Juan Griego, pero teniendo en consideración que suprayace al Grupo Los Robles, en el cual se ha determinado una edad Cretáceo Medio, se podría establecer una edad para el Grupo de Juan Griego del Cretáceo Inferior, Jurásico Superior. El Grupo Juan Griego se correlaciona con la Formación Manicuare de la Península de Araya y con las Formaciones Las Brisas y Peña de Mora en la parte central del Sistema Montañoso del Caribe.

La mayoría de las rocas del Grupo Juan Griego pertenecen a la facies de la anfíbolitas, epidótica-granatífera producto de un metamorfismo de temperatura y presión moderada.

En la Península de Macanao, según González de Juana (1972) y Vignali (1979) han dividido el Grupo Juan Griego en dos unidades: cuarzo-feldespática en la base y no feldespática en el tope. La unidad feldespática se caracteriza por la presencia de cuarcitas feldespáticas, gneises y esquistos cuarzo-feldespático-micáceos; las cuarcitas se presentan formando gruesos paquetes con intercalaciones de esquistos; es frecuente que pasen lateralmente a gneises. Los esquistos feldespáticos normalmente marcan la transición a la secuencia no feldespática con la disminución del porcentaje de cuarzo y feldespato en favor de minerales micáceos y grafito. La unidad no feldespática se puede dividir en una sección de esquistos cuarzo-micáceos sin granates, una sección de esquistos cuarzo micáceos con granates y/o grafito y una sección de cuarcitas delgadas grafitosas intercaladas con calizas cristalinas. En Macanao el contacto superior del Grupo Juan Griego se considera concordante con el suprayacente Grupo Los Robles. Los conjuntos mineralógicos colocan a estas rocas dentro de la facies de

los esquistos verdes, alcanzando en algunos casos, la facies de la anfibolita almandina.

Antes de finalizar con la descripción del Grupo Juan Griego, quisiéramos mencionar que en varios niveles de la unidad feldespática en Margarita Oriental, aparecen intervalos gneísicos, algunos de los cuales fueron designados informalmente por Jam y Méndez Arocha (1962) con el nombre de Paragneises de San Juan y Paragneises de El Maco. Taylor (1960) consideró estos afloramientos como un granito gneísico intrusivo semejante al Granito de Matasiete.

Grupo La Rinconada

Este nombre fue introducido en la literatura geológica de la Isla de Margarita por Maresch (1973) en sustitución de la División de Rocas Verdes de Hess y Maxwell (1949), Anfibolitas de Paraguachi de Taylor (1960) y Grupo de los Esquistos Verdes de Jam y Méndez Arocha (1962) y González de Juana (1968). El grupo la Rinconada consiste esencialmente de gneises anfibólicos intercalados con esquistos micáceo-carbonáceos; localmente se presentan cuerpos masivos no foliados de eclogitas paragoníticas-anfibólicas y anfibolitas masivas de color negro; es frecuente la presencia de cuerpos ultramáficos. A base de estudios petrográficos detallados en Margarita Oriental el Grupo La Rinconada fue dividido en dos zonas metamórficas. La línea de separación está marcada en la parte norte por la zona de Cizallamiento de Manzanillo y la presencia de piroxeno sódico (onfacita) en los gneises anfibólicos de la Zona Metamórfica No. 2 y la región sur sin onfacita, fue designada como Zona Metamórfica No. 1.

La zona Metamórfica No. 1 está constituida por gneises anfibólicos, de grano fino bien foliado, de color verde azulado brillante; a veces presenta estructuras típicamente gneísicas y contiene capas delgadas ricas en

epidoto. El bandeamiento composicional determinante de la estructura gneísica se debe esencialmente a la orientación de los cristales de anfíboles. Las rocas son generalmente homogéneas y con poca variación de los conjuntos de minerales; no obstante Maresch (1973), estableció tres tipos petrológicos básicos en esta zona: gneis anfibólico de grano fino, gneis equigranular bandado y gneis moteado.

Microscópicamente los gneises anfibólicos de grano fino consisten de: 40% de anfíbol subcálcico azul verdoso; 30% de albita, y 20% de epidoto, con cantidades menores de granate, clorita, cuarzo y esfena. Se presentan bandas concordantes delgadas, ricas en epidoto que en algunos casos pueden contener más de 60% de este mineral. Los gneises bandeados o moteados, generalmente consisten de albita 35%, anfíbol azul verdoso 36% y epidoto 21%. Son frecuentes haces entrefoliados de clorita y biotita a lo largo del clivaje del anfíbol y también en forma de agregados de 2 a 3 mm de diámetro. Es clara la alteración visible tanto del anfíbol como del granate.

En el área de transición a la Zona Metamórfica No. 2 son comunes los porfiroblastos de albita y mica blanca que pueden alcanzar hasta dos milímetros. Es interesante destacar que el desarrollo de porfiroblastos de mica blanca hacia el norte, es un fenómeno de carácter regional.

Los gneises anfibólicos de la Zona Metamórfica No. 2 son claramente de textura más gruesa y porfiroblástica que los correspondientes a la zona No. 1. Los porfiroblastos de mica blanca paragonítica aumentan en número y tamaño y pueden alcanzar hasta 1 cm. de diámetro. En forma similar, los granates llegan hasta 0.8 cm. de diámetro en la costa norte. Las rocas en esta zona presentan una textura gneísica bien definida, siendo el bandeamiento composicional más pronunciado que en la Zona Metamórfica No. 1; son comunes las bandas delgadas ricas en piroxeno sódico. Las estructuras de

adelgazamiento y engrosamiento son características en las bandas epidóticas.

En los gneises anfibólicos de la Zona Metamórfica No. 2 se presenta un grupo de rocas de características muy distintivas, constituidas por eclogitas-paragoníticas-anfibólicas y anfibólitas granatíferas; algunas ocurren dentro de la masa ultramáfica como inclusiones tectónicas, pero según Maresch (op. cit.) la mayoría de estos cuerpos se encuentran como "sills" y representan el producto de un metamorfismo de rocas básicas. Las eclogitas paragoníticas-anfibólicas se desarrollan mejor a lo largo de la costa norte; son rocas sin foliación, densas, de color verde oscuro, con abundantes cristales de paragonita hasta de 1 cm. de diámetro. Es característica la presencia de piroxeno sódico de color verdoso, alterado a clorita, epidoto y porfiroblastos de paragonita y granate que en algunos casos pueden alcanzar hasta 1 cm. de diámetro. No se han encontrado en Margarita Oriental, eclogitas en "sensus stricto", es decir, rocas bi-minerales compuestas por piroxeno y granate. El conjunto de minerales de las eclogitas paragonítico-anfibolíticas está representado por: piroxeno sódico (onfacita), anfíbol sub-cálcico (barroisita y carinthina), paragonita, epidoto, albita y como accesorios: cuarzo, esfena y sulfuros.

Como una muestra representativa de la composición de estas rocas tendríamos: anfíbol sub-cálcico, granate, clinozoisita, clorita, paragonita, albita, cuarzo y como accesorios rutilo: esfena y apatito. En algunos casos el porcentaje de clinozoisita puede alcanzar un 50%. Micaesquistos carbonáceos, afloran en forma dispersa a través de los gneises anfibólicos del Grupo de la Rinconada. Se presentan como capas concordantes de 10 a 20 m., de espesor, con una esquistosidad bien desarrollada debido a la orientación preferencial de las micas. En algunos casos, debido a las variaciones en la composición, podrían formarse gneises albítico-micáceo carbonáceos o cuarcitas micáceo-carbonáceas, según las cantidades relati-

vas de los constituyentes. La mayoría de las rocas se presentan de color pardo claro a negro, según la cantidad del material carbonáceo presente. La composición mineralógica es variable: cuarzo entre 50% y 38%; la muscovita puede llegar hasta 46%, el material carbonáceo hasta un 11% epidoto 22%; biotita 12% y granate 3%. En algunas localidades se han observado bandas de cuarcitas oscuras en mica-esquistos carbonáceos en donde el cuarzo representa más del 90% de la roca. No se observó paragonita y el feldespato, cuando está presente, se encuentra como accesorio.

Es interesante mencionar que las rocas del Grupo La Rinconada presentan evidencias de un metamorfismo retrógrado, indicado por la alteración de granate a clorita. El anfíbol azul verdoso es reemplazado por un intercrecimiento de biotita y clorita. En muchas localidades las rocas han sido recrystalizadas a un intercrecimiento de epidoto secundario, haces de clorita y hojas de anfíbol incoloro, posiblemente tremolita-actinolita, observándose a veces las reliquias del anfíbol azul verdoso primario. Las rocas más intensamente afectadas han recrystalizado totalmente a esquistos epidótico-clorítico-calcítico-albíticos y esquistos epidótico-actinolítico-clorítico-albíticos.

En conclusión, las rocas del Grupo La Rinconada originalmente fueron metamorfizadas en un complejo de subducción con un metamorfismo de alta P/T, posteriormente sufrieron un metamorfismo retrógrado a la facies de la anfíbolita epidótica y localmente a la facies de los esquistos verdes.

El intercrecimiento muscovita-paragonita, la composición del anfíbol azul verdoso, el grado de desorden del material carbonáceo y las semejanzas con otros metamórficos de alto grado de P/T, indican que el metamorfismo del Grupo La Rinconada tuvo lugar a un gradiente geotérmico de aproximadamente 15° C/Km., a presión de 7 a 10 Kb y 350° a 450°C. Esto dió por resultado la formación de facies metamórficas de los esquistos azules.

Un cambio posterior a condiciones metamórficas de 6 a 8 Kb y 425° a 525°C dió por resultado la transformación de los minerales primarios: onfacita, paragonita y anfíbol y la producción de conjunto de minerales típicos de la facies de la anfibolita epidótica a la parte superior de los esquistos verdes.

Vignali (1979) y Navarro citado por Vignali (op. cit.) considera al Grupo La Rinconada como una secuencia de metalavas situada estratigráficamente en la parte media inferior del Grupo Juan Griego y opinan que el conjunto de eclogitas paragoníticas, así como las anfibolitas de color negro y los cuerpos ultramáficos asociados, forman olistostromas de grandes dimensiones, intercalados en la secuencia de metalavas. Esta opinión está en desacuerdo con el trabajo de Maresch (1973), quien considera al Grupo La Rinconada separado del Grupo Juan Griego colocándolo como el núcleo más viejo del complejo metamórfico de Margarita Oriental, que pasa transicionalmente a la parte inferior del Grupo Juan Griego.

Bellizzia (1972) dice textualmente sobre este particular: "las rocas metaígneas básicas (anfibolitas, glaucofanitas y eclogitas) en la Cordilleras de la Costa se conocen desde hace muchos años; ya Humboldt (1816 1832) y Lamare (1927) hicieron referencia ellas. Dengo (1951, 1953) las describe como anfibolitas eclogíticas, granatíferas, epidóticas y glaucofanitas. Morgan (1967, 1970) las analiza en detalle y el presente estudio sigue la distinción que hace entre las eclogitas propiamente dichas y las eclogitas anfibolíticas. En su mayoría las rocas forman lentes o pequeños sills perfectamente concordantes con las rocas pelíticas y calcáreas metamorfizadas en la facies de la anfibolita epidótica".

"Según Morgan (op. cit.) no se ha descrito ninguna región que corresponda a la "facies eclogítica" de Eskola, y no hay duda que las únicas rocas de donde podrían derivarse las eclogitas son ígneas basálticas o

o gabroides. Morgan, propone el siguiente modelo que implica el metamorfismo anhidro de basaltos bajo gran presión y temperatura moderada; con el suministro de agua, el producto final del proceso son anfibolitas sin granate y piroxeno. Los períodos de metamorfismo y polimorfismo intensos reducen considerablemente las posibilidades de supervivencia, lo cual explica la relativa escasez de estas rocas en secuencias de baja temperatura".

"De acuerdo a los criterios de la nueva tectónica global se postula el desarrollo de estas rocas eclogíticas, esquistos azules asociados y a veces rocas ultramáficas en una zona de subducción de las márgenes continentales, donde se desarrollan las grandes presiones y bajas temperaturas exigidas por su petrogénesis. La posible existencia de estos cinturones rocosos de alta presión y baja temperatura en el Sistema Montañoso del Caribe se compara con modelos propuestos por Miyashiro (1970), Ernst (1970), Oxburgh y Turcotte (1971), Coleman (1971-b) y Moore (1970) según los cuales la zona de subducción se caracteriza por dos fajas metamórficas pareadas: una externa representada por un gradiente térmico de bajo flujo calórico, asociada a la parte ensimática del surco, donde se formarían las metamórficas de alta presión y baja temperatura (esquistos azules y eclogitas), y una interna con gradiente térmico de alto flujo calórico en el borde de la corteza continental, donde se desarrollarían las metamórficas de baja presión y alta temperatura (esquistos verdes y anfibolitas, con sillimanita, andalusita y cianita en los grados metamórficos más altos). Bellizzia (1972) y Maresch (1972) proponen este modelo para explicar los esquistos azules y eclogitas de Venezuela. Coleman (1971-b) en sus investigaciones de Nueva Caledonia y Nueva Guinea postula el desarrollo de zonas de alta presión producidas por el impacto del sobrecorrimiento de la placa oceánica sobre el borde continental (zona de obducción o sobrecorrimiento".

Rocas Ultramáficas

La mayoría de las serpentinitas y peridotitas serpentinizadas tipo alpino, son derivadas de la corteza oceánica o parte superior del manto, las cuales han sido sometidas a procesos de subducción a lo largo de los márgenes continentales o en los arcos de islas insulares. A medida que la temperatura de la placa de subducción se eleva, la serpentinita se hace mecánicamente inestable, a una temperatura entre 300° y 350°, debido al proceso de deshidratación inducido por el aumento de temperatura. Por su baja densidad: 2.4 a 2.8 en la relación a la roca caja: 2.55 a 2.65 en rocas no metamorfizadas y 2.76 a 3.10 para rocas metamorfizadas.

En los complejos de subducción (la densidad de los basaltos oceánicos varía entre 2.8 y 3.00) y a los efectos lubricantes del agua intersticial, las serpentinitas migran hacia arriba como "protrusiones" (1) a lo largo de planos de fallas mayores y como consecuencia del cizallamiento interno y a la expansión del agua durante la deshidratación, la velocidad de ascenso aumenta a medida que alcanza niveles superiores. Fragmentos de eclogitas y otras rocas metamórficas de alto grado de metamorfismo como anfibolitas, provenientes de niveles profundos de la corteza, son arrastrados por la serpentinita. En los niveles superiores, se originan vapores dentro de las protusiones que empujan en forma explosiva la serpentinita, al fondo oceánico. Una vez en la superficie, las serpentinitas son arrastradas por las corrientes de turbidez y por deslizamientos submarinos y depositados en los surcos oceánicos como bloques exóticos (olistolitos),

(1) El término "protrusión" fué introducido por Lyell (1971), para describir masas de cualquier tipo de roca, que han alcanzado su posición actual mediante procesos tectónicos en el estado sólido; este término reemplaza los de "intrusiones frias", "intrusiones sólidas" e "intrusiones tectónicas".

olitostromas y capas detritales, e incorporados a un "melange" grauváquico, asociado con chert de aguas profundas y rocas volcánicas básicas. Durante los procesos de deformación y metamorfismo del complejo de subducción, las serpentinitas cizalladas pueden perder sus características sedimentarias originales y por lo tanto se hace difícil la determinación de su origen (Lockwood, 1972).

Las serpentinitas tipo alpino han sido clasificadas en cuatro categorías (Lockwood, 1972):

- a. Protrusiones de serpentinitas que se presentan en cuerpos generalmente alargados y limitados por fallas. Fragmentos de eclogita y otros tipos de rocas de alto grado metamórfico de la corteza, pueden ser transportados conjuntamente con las protrusiones de serpentinitas.
- b. Serpentinitas sedimentarias, generalmente pequeñas masas intercaladas en las secuencias eugeosinclinales. (complejos de subducción). Se presentan como bloques exóticos, olitostromas y capas detritales, generalmente paralelas a la foliación o bandeamiento composicional de las rocas donde ocurren.
- c. Serpentinitas asociadas con grandes mantos de corteza oceánica o manto superior, que constituyen las secuencias ofiolíticas. A este respecto es importante mencionar que estos cuerpos ofiolíticos caracterizados por serpentinitas, gabros, rocas volcánicas y calizas micriticas-chérticas con radiolarios, no solamente se pueden formar en las prominencias oceánicas, sino también en otros ambientes tectónicos, como cuencas marginales y arcos de islas. La presencia de estos cuerpos ofiolíticos en los bordes continentales (zonas de sutura) está relacionada con procesos

tectónicos, de subducción y obducción.

- d) Serpentinitas asociadas con protrusiones de peridotitas de alta temperatura, como el caso de las peridotitas de Tinaquillo en el Estado Cojedes.

Es interesante mencionar que las serpentinitas son rocas de gran movilidad y que por lo tanto masas individuales pueden pertenecer a varias de estas categorías, en diferentes estados de su evolución tectónica.

Aunque la mayoría de las ofiolitass han sido consideradas como remanentes de litosfera oceánica, originadas en prominencias oceánicas, estudios más recientes (Beccaluva y Passerini, 1981) consideran que las ofiolitas originadas en esta forma, como es el caso de las serpentinitas del Sistema Alpino Apenínico pueden representar una excepción más que una regla general, y que muchas de ellas pueden ser formadas en otros ambientes tectónicos como en los arcos insulares (forearc) y en las cuencas marginales. Los mismos autores, señalan que las ofiolitas producidas por otros procesos diferentes de los originados en las prominencias oceánicas, presentan entre sus características petrológicas una mayor distribución de los elementos trazas, un perfil de evolución magmático mucho más avanzado, que corresponde más bien a un sistema de placas convergentes de subducción y no a márgenes divergentes; de igual forma las ultramáficas están representadas esencialmente por harzburgita, en contraste con las ultramáficas de las prominencias oceánicas que están caracterizadas por lherzolitas.

En Margarita Oriental las rocas ultramáficas han sido descritas por Hess y Maxwell (1949), Taylor (1960), Bellizzia (1967), González de Juana (1968) y Maresch (1973). Estas rocas en la Isla de Margarita, en contraste con el Sistema Montañoso del Caribe en su parte occidental, no forman fajas definidas sino que afloran en una amplia zona distribuidas en la

parte central, norte y este. También han sido identificadas en la parte noreste de la Península de Macanao. Es importante mencionar que todas las rocas ultramáficas han sido metamorfizadas y deformadas conjuntamente con los gneises y esquistos circundantes y no parece existir aureola metamórfica alrededor de ninguna de ellas. El criterio actual sobre el problema del origen de las masas ultramáficas en zonas orogénicas alpinas, se inclina a considerar su emplazamiento por procesos tectónicos, sedimentarios o protrusiones tal como ha sido sugerido por Coleman (1971) y Lockwood (1972).

Maresch (1973) divide las rocas ultramáficas en la Isla de Margarita oriental en 5 tipos principales: serpentinita cizallada y serpentinita foliada; serpentinita maciza; peridotita serpentinizada; piroxenita serpentinizada y serpentinita en veta y considera que es difícil establecer el origen de estos cuerpos ultramáficos concluyendo que aunque no puede descartarse el origen sedimentario para algunos de estos cuerpos, en ningún sitio se han observado evidencias definitivas de tal origen de acuerdo a los criterios establecidos por Lockwood (1972). Las rocas ultramáficas están tan intensamente cizalladas y alteradas a conjuntos de clorita, tremolita, actinolita y talco que cualquier característica sedimentaria habría desaparecido, por lo tanto este autor prefiere el emplazamiento tectónico para muchos de los cuerpos ultramáficos, en Margarita Oriental.

Las peridotitas serpentinizadas han sido descritas en los Cerro Tragaplata, La Loma, Punta Manzanillo, Loma de Guerra, Cerro Grande y Copey. Las rocas consisten generalmente de 30% de cristales de clinopiroxeno, el resto está representado por olivino; los minerales secundarios son talco, clorita y antigorita. En algunos sitios como en el Cerro Chico y Pedro González, las peridotitas (dunitas) son pobres en piroxeno y consisten casi exclusivamente de olivino, alterado bajo la forma de vetillas de serpentina fibrosa. El clinopiroxeno puede alcanzar hasta un 5% y hay escasas cantidades de ortopiroxeno y algunos cristales octaedrales de cromita.

La serpentina maciza es a veces difícil de distinguir en muestras de mano de las peridotitas serpentinizadas; ambos tipos de rocas son compactos y diaclasados y a menudo con cizallamientos característicos a lo largo de las direcciones de las diaclasas. Estos dos tipos de rocas forman las colinas más elevadas de la región y pueden gradar dentro de un mismo cuerpo ultramáfico. Las serpentinitas están constituidas casi exclusivamente por serpentina. Estas peridotitas serpentinizadas y serpentinitas macizas son características de Cerro Chico, Cerro Grande, Copey y Matasiete coronando los cerros más altos de la región; se postula que alcanzaron su posición actual por procesos tectónicos de convergencia (subducción u obducción).

Las serpentinitas foliadas y cizalladas son de color verde y verde azulado, textura homogénea, aunque el cizallamiento puede impartirle una marcada orientación. Tanto la serpentina foliada como la cizallada, se restringe a pequeños cuerpos alargados, pero también afloran a lo largo de los cuerpos mayores de rocas ultramáficas; se presentan normalmente paralelas al bandeamiento composicional o foliación de la roca caja especialmente en el grupo La Rinconada. El mineral característico es la antigorita bajo la forma de haces reticulares de tamaño variable. Este tipo de serpentina podría ser de origen sedimentario, es decir, representar olisitolitos incorporados tectónicamente a los complejos de subducción y posteriormente metamorizados conjuntamente con la roca caja.

Es frecuente encontrar en Margarita oriental (Cerro Grande, Copey y Cerro Chico) piroxenitas asociadas a las rocas ultramáficas; son rocas macizas de color gris verdoso a gris oscuro parcial o totalmente serpentizadas. A veces pueden formar masas hasta de 1 Km. de anchura pero generalmente se presentan formando diques a 5 a 50 cm. de espesor. Estas piroxenitas se componen esencialmente de augita y antigorita intersticial.

Es característico que en la zona de contacto entre las rocas ultramáficas y su roca caja hayan sitios de alteración en gran escala tanto de

las rocas ultramáficas como de la roca caja. En muchos casos se presenta un arreglo zonal que del centro a la periferia estaría representado: antigorita-talco-tremolita-actinolita-clorita. Los yacimientos de magnesita de la Isla de Margarita se asocian con algunos de estos cuerpos ultramáficos, especialmente en la región noreste de Margarita oriental. La magnesita se presenta en forma de vetas y masas arriñonadas irregulares en las rocas serpentinizadas. Estos yacimientos fueron explotados en años anteriores habiéndose producido más de 36.000 toneladas con porcentaje promedio de 45% de MgO . Pantin Herrera (1967) presenta un informe detallado sobre el origen de estos depósitos y establece unas reservas de 4 millones de toneladas métricas, especialmente en el yacimiento de Loma de Guerra. El perfil de meteorización que se desarrolla en una roca ultramáfica depende de la temperatura, precipitación, relieve y drenaje; bajo condiciones climáticas sub-tropicales, las aguas meteóricas cargadas con CO_2 atacan y descomponen los silicatos ferromagnesianos transformándolos en sílice, magnesita y óxidos hidratados de hierro; la sílice precipita bajo la forma de ópalo; una vez formada la magnesita, el exceso de magnesio se disuelve y es transportado por las aguas. La magnesita también puede formarse por la acción de aguas hidrotermales cargadas de CO_2 sin cambios esenciales en el volumen (Bellizzia 1967, y Martin-Bellizzia y Bellizzia 1967).

La mayoría de los autores están de acuerdo por observaciones y análisis químicos globales, que las zonas de reacción que rodean los cuerpos ultramáficos se deben a la migración en masa de los constituyentes dentro de la roca ultramáfica y la roca caja. La transferencia metasomática por soluciones acuosas es el proceso postulado corrientemente para explicar esta migración; la causa de la misma puede ser doble: equilibrio de contacto causado por las composiciones químicas drásticamente diferentes de las rocas ultramáficas y la roca caja y por el proceso específico de la serpentinización que tiene lugar dentro del cuerpo ultramáfico. Coleman

(1967) sugiere que las tres variables más importantes para estas reacciones son: composición de la roca en contacto con el cuerpo ultramáfico, el ambiente tectónico y las condiciones de presión-temperatura durante la reacción. Se postula el transporte en masa por vía de soluciones acuosas en el espacio poroso, durante un episodio metamórfico con migración de Si, Ca, Al y K al cuerpo ultramáfico y Mg y H₂O hacia la roca caja.

Maresch (1973) describe anfibolitas granatíferas de color negro y grano grueso, anfibolitas epidóticas y zoisíticas, como inclusiones en las masas ultramáficas. Las anfibolitas granatíferas afloran en pequeños bloques dispersos en toda la Zona de Cizallamiento de Manzanillo, en los cerros: La Loma, Tragaplata, y Cerro Chico. En términos generales contienen 60% de anfíbol cálcico (hornablenda), en cristales de hasta 1.5 mm. de longitud y 30% de granate hasta de 2 cm. de diámetro. En algunas rocas se presentan vestigios irregulares de clino-piroxenos en los anfíboles, que sugieren que parte de éstos pueden haber sido reemplazamientos de clino-piroxenos; minerales accesorios: esfena, magnetita titanífera, apatito y epidoto. En las anfibolitas epidóticas, cristales de este mineral de hasta 3 cm. de longitud, pueden representar hasta un 50% de la roca, el resto de los minerales está formado por anfíbol y granate; como accesorios: esfena y apatito. Maresch (1973) considera que estas rocas representan intrusivas básicas metamorfizadas conjuntamente con el Grupo La Rinconada.

Metadioritas

Maresch (1973) menciona la presencia de numerosos sills delgados, de una roca anfibólica feldespática mesocrática, de grano medio a grueso en todo el Grupo La Rinconada. La roca consiste predominantemente de una matriz foliada de plagioclasa y epidoto con "augen" de anfíboles de hasta 2 cm. de diámetro. Arozena (1971) reconoce rocas similares en la Península de Macanao y Hess y Maxwell (1949) las describen como gneises hornabléndi-

cos feldespáticos intrusionados paralelamente a la foliación. Las relaciones de contacto sugieren que son efectivamente intrusiones en los gneises anfibólicos y han sido metamorfizados conjuntamente con ellos. En una muestra en la localidad de Punto Cabo Blanco, contienen hasta 50% de porfiroblastos de anfíbol subcálcico en una matriz de andesina sódica, con epidoto intersticial, albita secundaria no maclada y una pequeña proporción de cuarzo; es frecuente la presencia de clorita y epidoto. La composición de la plagioclase sugiere que la intrusiva original fue una diorita piroxénica. En el Morro de Porlamar Hess y Maxwell (1949) y Taylor (1960), describen una diorita piroxénica o gabro, que consideraban intrusivas en el Grupo Los Robles. La roca es de grano gresoso y se presenta altamente cizallada, tomando una textura gnéissica o milonítica. En secciones finas está formada por augita, plagioclase saussuritizada, actinolita verde pálido, clorita y albita. En la zona de contacto con el Grupo Los Robles ocurre una roca epidótica casi pura asociada a la zona de cizallamiento.

En este informe se considera que el contacto meta-diorita-Los Robles es tectónico, así como el contacto de la serpentinita con la meta-diorita en esta misma localidad. La presencia de albitas es frecuente tanto en la serpentinita como en la meta-diorita. El Complejo básico-ultramáfico de Porlamar podría representar escamas tectónicas de los cuerpos meta-dioríticos y ultramáficos ya descritos en la parte norte de Margarita Oriental.

En la Península de Macanao, Vignali (1979) y Navarro citado por Vignali (1979), hace referencia a la presencia de eclogitas, anfibolitas granatíferas y esquistos anfibólicos incluidos en la secuencia metasedimentaria del Grupo Juan Griego, sin ninguna posición estratigráfica definida. El mismo autor describe en la Península de Macanao, serpentinitas y metagabros que se presentan casi siempre alargados en dirección de la foliación regional en los Grupos Juan Griego y Los Robles sin ningún tipo de aureola de contacto. Las rocas eclogíticas, serpentinitas granatíferas

y meta-gabros en la Península de Macanao, son considerados por Vignali, como para-autóctonos provenientes de la zona de afloramientos del Grupo La Rinconada en Margarita Oriental.

Rocas Graníticas

Gneises leucocráticos e intrusiones graníticas son comunes en la Isla de Margarita Oriental. Maresch (1973), reconoce dentro de las rocas del Grupo La Rinconada dos tipos composicionales distintos: uno carece totalmente de feldespato potásico y el otro contiene microclino peritítico abundante. Las rocas sin feldespato potásico exhiben una gradación textural desde intrusivas parcialmente metamorfizadas hasta gneises.

Granito de El Salado

Maresch (1973) empleó ese nombre para designar rocas intensamente cizalladas con feldespato potásico y textura ígnea vestigial; su nombre proviene de zonas de afloramiento al norte de la población de El Salado; otros cuerpos se encuentran al sur de los Cerros Santa Elena y Los Micos. La roca varía en textura desde granular a intensamente cizallada. El mineral máfico más prominente es la biotita, asociada con mica blanca en agregados cristalinos menores de un mm. de diámetro. El cuarzo varía de 16% a 14%; el microclino peritítico de 29% a 40%, la mica blanca de 11% a 1%, la albita recristalizada de 25% a 21% el epidoto de 9% a 3%; y la biotita puede llegar hasta 7%. El Granito de El Salado, de acuerdo a su composición fue clasificado por Maresch (1973) como un granito o adamelita. Por su bajo porcentaje de cuarzo esta roca podría designarse como una cuarzo monzonita. Se postula como una intrusión tardía igual al granito de Mata-siete.

Gneis de Guayacán

El gneis de Guayacán representa las rocas leucocráticas más abundan-

tes en la región; nombre designado por Maresch (1973) debido a los excelentes afloramientos a lo largo de la costa norte, cerca de la población de Guayacán. El tamaño del grano es variable y no exhibe textura ígnea reliquia. En los ejemplares más equidimensionales, la textura es esencialmente "granulítica" en las rocas de textura más gneísica, los granos de albita y cuarzo sobrepasan los 5 mm. de diámetro y el bandeamiento composicional es prominente con bandas claras ricas en cuarzo, albita y mica. Su composición es la siguiente: cuarzo 28% a 23%; albita recrystalizada 61% a 41%, el epidoto puede representar 1% a 13% y clorita a 6%. Algunas muestras contienen escasos cristales vestigiales de un anfíbol verde total o parcialmente reemplazados por mica blanca, epidoto y clorita. Desde el punto de vista composicional estas rocas podrían clasificarse como tonalitas o tonalitas ricas en cuarzo (trondhjemitas).

Maresch, tomando en consideración la mineralogía y relaciones de campo lo considera de carácter intrusivo. Aunque no debe descartarse la posibilidad que una parte del gneis de Guayacán represente sedimentos metamorfizados, la mayoría del conjunto parece haber alcanzado su posición actual en forma de intrusiones móviles, y posteriormente metamorfizadas conjuntamente con las rocas que actualmente forman el Grupo La Rinconada. Además es frecuente la presencia de xenolitos de la roca caja a muchos metros de distancia del contacto. Por otra parte, las relaciones de contacto indican que el Gneis de Guayacán debió ser móvil con respecto a los gneises anfibólicos y a los mica-esquistos; tal movilidad no puede atribuirse exclusivamente al metamorfismo, durante el cual las rocas tonalíticas se comportaron en forma muy análoga a los mica-esquistos. Las relaciones de campo sugieren un emplazamiento pasivo del gneis de Guayacán con poca o ninguna perturbación; son intrusiones tipo sinorogénico o sincinemático, lo cual implica que la intrusión, deformación y metamorfismo de la roca caja, ocurrió en el climax de la orogénia, (Maresch 1973).

No presenta aureola metamórfica de contacto, pero los cuerpos mayores

corrientemente estan rodeados por zonas extensas de migmatización. La mica es generalmente paragonita, en cambio, en los micaesquistos carbonáceos y cuarcitas micáceas, cuyo origen es definitivamente sedimentario, la mica blanca es siempre muscovita.

Trondhjemitas de Matasiete

Nombre empleado por Maresch (1973) para designar el "pórfido de granito sódico de Matasiete" empleado por Hess y Maxwell (1949). Aparte de algunos pequeños diques de estas rocas no se observa contacto con el Grupo La Rinconada. La textura varía de granular a gneísica, aunque la granular exhibe cizallamiento penetrante. Es evidente la transición de la textura del intrusivo: grano grueso-gneis cizallado-milonita y ultra milonita. En secciones delgadas la roca se compone generalmente de 67% de plagioclasa zonada (oligoclasa), 24% de cuarzo, 5% de epidoto, 2% de mica blanca, 1% anfíbol azul verdoso y 1% de clorita. En algunas localidades el anfíbol primario puede constituir hasta el 5% de la roca. La intrusiva ha sido descrita como una tonalita sódica (leucotonalita) o trondhjemita.

Se ha determinado una edad radimétrica por el método K/Ar de 71 ± 5 m.a. comparable con la edad de otras rocas del Sistema Montañoso del Caribe (granitos de Puerto Cabello, Choroní-Rancho Grande, Naiguatá, Caruao y Daña Juana y el Gneis de El Dragón); estos últimos granitos son del tipo calco-alcalino, en cuya composición el cuarzo representa más del 30%, el microclino o microclino pertítico y la plagioclasa zonada entre 20% y 35% cada uno; es decir, que no han sido encontradas rocas trondhjemíticas como las descritas en la Isla de Margarita. En la Isla de La Blanquilla Schubert y Motiscka (1972) describen rocas trondhjemíticas similares a las encontradas en la Isla de Margarita.

Con respecto a su paragénesis en la Isla de Margarita es interesante

mencionar la ocurrencia de rocas leucocráticas dentro de los complejos ofiolíticos denominados "plagiogranitos oceánicos" (Coleman y Peterman, 1975). En el pasado, estas rocas fueron denominadas como granitos albiticos, dioritas, trondhjemitas, tonalitas, keratofiros y albititas; el término plagiogranito es empleado modernamente en estas rocas, que por sus características químicas y mineralógicas y su paragénesis deben diferenciarse de las leucocráticas intrusivas similares en áreas continentales; son de grano fino a medio y consisten esencialmente de cuarzo y plagioclasa con un contenido ferro-magnesiano generalmente menor de 10%. La plagioclasa se presenta generalmente zonada con núcleos cálcicos y aureolas sódicas; el contenido de potasio es muy bajo. Los minerales ferromagnesianos primarios son hornablenda o piroxeno; aunque estas rocas tienen muy bajo contenido de hierro, es frecuente la presencia como minerales accesorios de intercrecimientos de magnetita-ilmenita. Han sido clasificadas como tonalitas, cuando la biotita u hornablenda se presenta en porcentajes mayores del 10%; trondhjemitas si los minerales máficos son inferiores al 10% y granitos albiticos cuando la cantidad de An en la plagioclasa es menor del 10%. Los plagiogranitos oceánicos han sido considerados como posibles diferenciaciones de basaltos sub-alcálinos y su origen asociado a la formación de nueva corteza en las prominencias oceánicas (mid-ocean ridge). Las trondhjemitas de Matasiete, especialmente las del Gneis de Guayacán, presentan las características esenciales enumeradas para los plagiogranitos oceánicos y por lo tanto no debe descartarse un origen similar para los Gneises de Guayacán asociados al Grupo La Rinconada.

Rocas Intrusivas no Metamorfizadas

Las rocas ígneas no metamorfizadas solo afloran como diques, las cuales fueron denominadas como "volcánicas jóvenes" por Hess y Maxwell (1949); "diques básicos tardíos" por Taylor (1960) e "intrusivas no metamorfizadas" por Maresch (1973). Se presentan generalmente bajo la forma de enjambres de diques a lo largo de la costa norte de Margarita Oriental ya

Península de Macanao, muy meteorizados a masas terrosas friables, de color verde pálido a pardo; en superficies frescas son de color gris oscuro a claro, grano fino, raramente porfidíticas, aunque localmente pueden desarrollar una fase pegmatítica más gruesa. La composición varía de andesita a basalto-hornabléndico (González de Juana, 1968) o pórfido de basalto augítico (Taylor, 1960). Los diques varían en espesor de 5 cm. a 5 m. con un promedio de 20 cm. Son comunes grandes fenocristales de augita verde brillante (5 mm.). Un dique de grano excepcionalmente grueso que corta la Formación Manzanillo, es un gabro hornabléndico, constituido por 35% de labradorita, 30% de hornablenda y 35% de clinopiroxeno; esta roca será observada durante esta excursión en la Parada No. 7.

En general estos tipos de rocas se restringen a las diaclasas y a zonas de intenso clivaje y cizallamiento. Casi siempre siguen una orientación preferida N-S, con diques transversales menores originando un patrón anastomósico. La deformación sufrida por los diques se limita a brechamiento menor a lo largo de algunas de las fallas que han intrusionado, posteriormente activadas. Hess y Maxwell (1949), Taylor (1960) y González de Juana (1968), los comparan con las andesitas de la Formación Los Frailes, con las cuales serían contemporáneas; en la Isla de Los Frailes se determinó una edad cronológica de 66 ± 5 m.a. (Santamaría y Schubert, 1974). A este respecto es interesante mencionar que Hargraves y Skerlec (1982), consideran que los diques de Margarita Oriental y la Península de Macanao, están representados por basaltos andesíticos generalmente meteorizados y se componen de plagioclasa y hornablenda de color marrón, la cual puede ser primaria, o como el producto de alteración deutérica de los piroxenos, cuyas reliquias son algunas veces abundantes; los minerales secundarios están representados por: actinolita, clorita, epidoto, sericita y carbonato; la escasez de minerales opacos es muy característica, solamente se identificaron pirita, hematita e ilmenita primaria. En conclusión, estos autores consideran que la Isla de Margarita es geológica y paleomagnéticamente distinta de las otras islas del margen

continental y mas directamente correlacionable con la Cordillera de la Costa Central, donde han sido determinados vectores N-S, similares, aunque débiles. Esta orientación N-S es diferente a los vectores paleomagnéticos E-O establecidos en las rocas volcánicas de la Isla de Los Frailes y por lo tanto debe descartarse, según estos autores , la correlación entre estos diques de Margarita Oriental y Península de Macanao, con los mecánicos de la Isla de Los Frailes.

Relleno de Diaclasas y Fracturas

En la parte oriental de Margarita, se observa relleno de fracturas, especialmente en las áreas de intenso fallamiento, como la Zona de Cizallamiento de Manzanillo. Entre sus componentes petrológicos se distinguen: vetas cuarzo-coloríticas, albititas con clorita y mica blanca, y vetas de cuarzo y mica blanca. Según Maresch (1973), la variedad más importante, en términos de abundancia, es una "cuarcita afanítica", en forma de cuerpos tabulares de hasta 5 mm. de ancho, dentro de las diaclasas, planos de falla y cizallamiento; es de grano fino, color blanco lechoso y a veces contiene cantidades menores de sulfuros. Se ha observado sílice (calcedonia y ópalo) en algunas de las zonas magnésicas de meteorización de las rocas ultramáficas.

Pegmatitas

En la Península de Macanao (Vignali, 1979), se describen abundantes intrusivas de pegmatitas simples en el Grupo Juan Griego; se presentan como sills, diques o apófisis, desde pocos cm. hasta algunos metros de espesor. Se componen de albita, cuarzo, micropertita, biotita, epidoto, esfena y minerales supergénicos como sericita, clorita y óxidos de hierro; la edad sugerida por el autor, para estas intrusiones es Paleoceno inf. a medio, que representaría la última manifestación de intrusivas ácidas de esa región.

SINTESIS ESTRATIGRAFICA DE LAS ROCAS METAMORFICAS PRE-EOCENAS DE LA ISLA DE MARGARITA

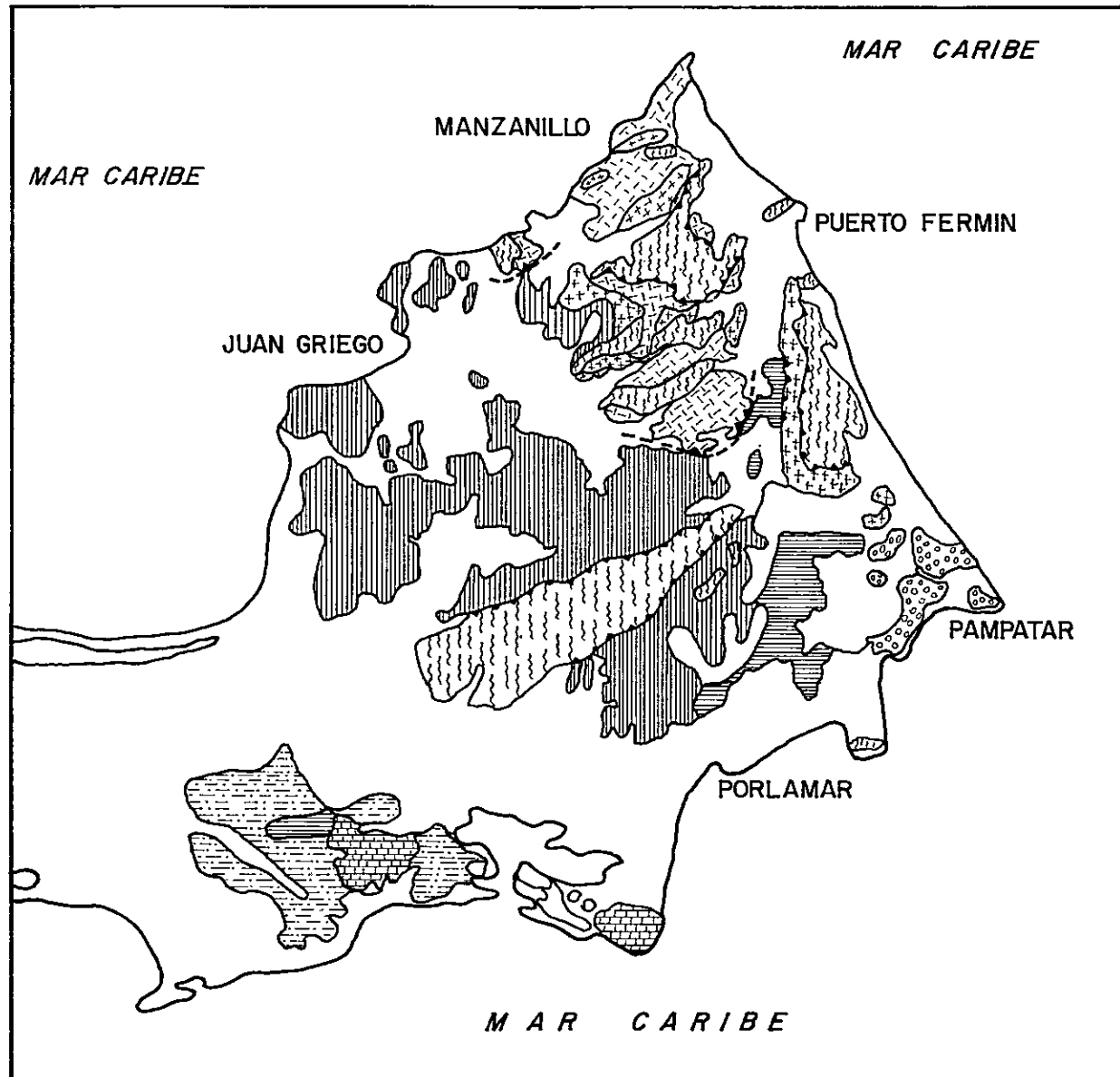
LITOLÓGIA

EOCENO	Grupo Punta Canero (No metamorfizado)	Caliza, lutita, arenisca
	Formación Los Frailes (No metamorfizado)	Flujos y tobas basálticos y andesíticos, chert
CRETACEO	GRUPO LOS ROBLES Filita micácea, filita cuarzo-micácea, mármol, mica-esquisto, cuarzo-albitico, esquisto clorítico	
	FM. MANZANILLO Esquisto clorítico-epidótico-cuarzo-albítico, cuarcita carbonácea	
	Unidad Gráfica	Esquisto cuarzo-micáceo carbonaceo, cuarcita micácea, carbonacea
	Unidad Feldespática	Mica-esquisto cuarzo-albítico y gneis
JURASICO	Unidad Clorítica	Esquisto cuarzo-micáceo-clorítico carbonaceo, cuarcita micácea, carbonácea
	Grupo La Rinconada	Gneis anfibolítico, mica esquisto carbonaceo menor
	Contacto inferior no aflora	

Maresch, 1973 (fig. 2-2)

ESQUEMA TECTONICO REGIONAL

MARGARITA ORIENTAL



- Qr Cuaternario
- Neogeno
- Paleogeno - Fm. Punta Carnero
- Paleogeno - Fm. Pampatar
- Grupo Los Robles
- Grupo Juan Griego
- Grupo La Rinconada
- Igneas Ultramaficas
- Igneas Acidas
- Sobrecorrimiento

250 0 250 1,000 mts.

ESC.: 1: 250.000

FIG.-2

GEOLOGIA DEL FLYSCH EOCENO DE LA ISLA DE MARGARITA

Nicolás Gerardo Muñoz J.*

ANTECEDENTES

La primera mención de capas de areniscas, lutitas y calizas del Eoceno de Margarita fue encontrada por Rutten (1940) en la publicación de G.P. Wall de 1860 "On the Geology of part of Venezuela and Trinidad". El mismo Rutten (1940) publicó "On the Geology of Margarita, Cubagua and Coche (Venezuela)", donde menciona los orbitoides Discocyclina georgiana y Lepidocyclina trinitatensis, que le hicieron pensar en una edad Eocena.

Otros trabajos sobre los depósitos eocenos de Margarita han sido publicados por: Maury (1925), Aguerrevere (1936), Liddle (1928-1946), Senn (1940), González de Juana (1947-1968), Hess and Maxwell (1949), Amisgard (1956), F. de Rivero (1956), Kugler (1957) Taylor (1960), Jam y Méndez (1962), Bermúdez y Gámez (1966), y Muñoz (1971-1973).

El eoceno de Margarita fue denominado Grupo Punta Carnero por González de Juana (1947), y sus estudiantes de geología de la Universidad Central en 1949, quienes efectuaron levantamientos geológicos en la zona y subdividieron dicho grupo en tres unidades. Estas fueron posteriormente publicadas en la Léxico Estratigráfico de Venezuela (primera edición) por F. de Rivero (1956), bajo los nombres de Formación Las Bermúdez, Formación El Dátil y Formación Punta Mosquito. Kugler (1957)

*Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela.

consideró todo el Eoceno como una formación con cinco miembros u reconoció el carácter flysch del miembro basal. Jam y Méndez (1962) publicaron la primera descripción detallada de las formaciones Las Bermúdez, El Dátil y Punta Mosquito. Bermúdez y Gámez (1966) efectuaron una zonación bioestratigráfica del Eoceno en base a foraminíferos planctónicos. González de Juana (1968) publicó un amplio resumen sobre Eoceno de Margarita, con énfasis sobre las diferencias entre las áreas de Las Marites y Pampatar y sobre el rango de "grupo" de los afloramientos eocenos.

Durante la excursión geológica por González de Juana en 1968, los geólogos G. Gamero, F. van Veen y N. G. Muñoz, reconocieron secuencias turbidíticas en afloramientos de la llamada Formación Punta Mosquito, lo que originó la decisión del autor de efectuar una investigación sistemática en la zona, como parte de los Estudios de Geología de Campo del Departamento de Geología de la Universidad Central de Venezuela. Esta investigación publicada en la Revista GEOS N° 20 (1973) con el nombre de Geología Sedimentaria del Flysch Eoceno de la Isla de Margarita (Venezuela) es básicamente una traducción de la tesis doctoral que el autor presentó ante la Universidad de Leiden, Holanda y llevó a reconocer la naturaleza flysch de los sedimentos de la cuenca eocena de la Isla de Margarita.

ESTRATIGRAFIA

La investigación sedimentológica realizada en rocas del Eoceno de la isla de Margarita revela que forman una secuencia flysch depositada en una cuenca geosinclinal marina profunda. Estas rocas muestran variaciones de facies, expuestas en dos áreas diferentes (Figs. 3, 4 y 5).

Los afloramientos occidentales, en las secciones de Las Bermúdez - El Manglillo y de Punta Mosquito, englobados en la Formación Punta Carnero, consisten principalmente de calizas bioclásticas alternantes con lutitas pelágicas. Biocalcarenitas de origen arrecifal o de aguas llanas, conjuntamente con biocalcilimolitas y biocalcilutitas compuestas por lodos de globigerina retrabajados constituyen las litologías más distintivas. Las biocalcarenitas orbitoidales gradadas, de origen arrecifal, exhiben estructuras típicas del modelo de turbidita de Bouma (1962) y se consideran depositadas por corrientes de turbidez. Estructuras similares se han encontrado en calcarenitas bioclásticas de grano fino y en calcilimolitas de lodos de globigerina retrabajados que se interpretan como depositados por corrientes profundas del fondo del mar.

Los afloramientos orientales, en el área de Pampatar, y pertenecientes a la formación del mismo nombre, son de naturaleza principalmente grauváquica, consisten mayormente de alternancia de grauvacas y lutitas. La mayoría de las grauvacas exhiben secuencia turbidítica y la mayor parte de las lutitas han resultado estériles de fósiles.

Numerosos intraplegamientos y estructuras primarias de deslizamiento se han observado por toda la sección de la Formación Pampatar, lo que indica inestabilidad continua de la paleopendiente de la cuenca durante su depositación. Y la mayor parte de la fauna de las rocas eocenas ha sido mezclada cronológica y ecológicamente.

Las formaciones del Eoceno de la isla de Margarita reflejan las diferencias litológicas de las unidades. Así, la Formación Punta Carnero incluye los sedimentos calcáreos bioclásticos (calcareníicos) de

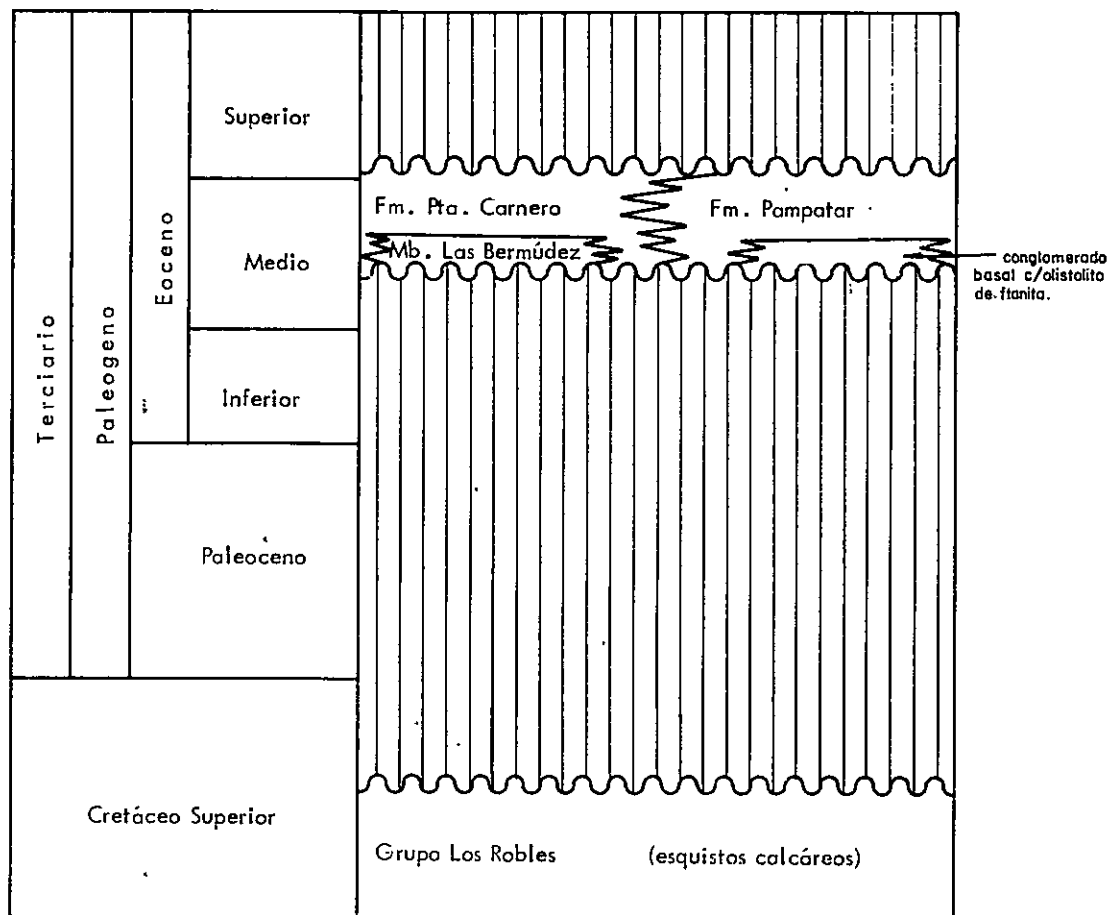
la parte occidental de la cuenca, depositados principalmente en un ambiente marino profundo. Se ha diferenciado el Miembro Las Bermúdez por su asociación de paraconglomerados, conglomerados y lutitas, dispuestos de un modo caótico. La caliza informalmente conocida como los Bagres y cuya edad más probable según los macroforaminíferos es Paleoceno o Eoceno Inferior, pudiera constituir un elemento alóctono dentro de la Formación Punta Carnero. Esta caliza es litológicamente semejante a la que constituye otros fragmentos conglomeráticos o brechoides esparcidos a diferentes niveles dentro de la misma Formación Punta Carnero.

La Formación Pampatar permite diferenciar las rocas de esta área, con sus grauvacas y lutitas interestratificadas. La abundancia de detritos terrígenos y colores pardo-marrones diferencian esta unidad de las calcarenitas grises y pardo-amarillentas de la Formación Punta Carnero. La Formación Los Frailes, ya descrita en el capítulo correspondiente a las rocas ígneas y metamórficas, pudiera ser un olistolito en la base de la Formación Pampatar.

La sedimentación de las rocas del Eoceno puede ser explicada por medio de corrientes de turbidez en un ambiente marino profundo y por corrientes profundas del fondo del mar. (Figs. 6, 7 y 8).

Fuentes de los sedimentos, del norte como del sur (Fig. 9), han sido indicadas por los datos de paleocorrientes. Además, debieron existir arrecifes marginales que contribuían con gran volumen de detritus hacia la parte occidental de la cuenca.

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DEL FLYSCH EOCENO DE LA ISLA DE MARGARITA



- El miembro Las Bermúdez de la Fm. Punta Carnero, descansa discordantemente sobre los esquistos calcáreos del Grupo Los Robles.
- El tope de la Fm. Punta Carnero infrayace discordantemente capas neógenas o aluvionales
- El contacto superior de la Fm. Pampatar se desconoce y el inferior se encuentra debajo del nivel del mar ó cubierto por aluvión

TOMADO DE MUÑOZ, FIG. 2a, 1973

FIG. - 4

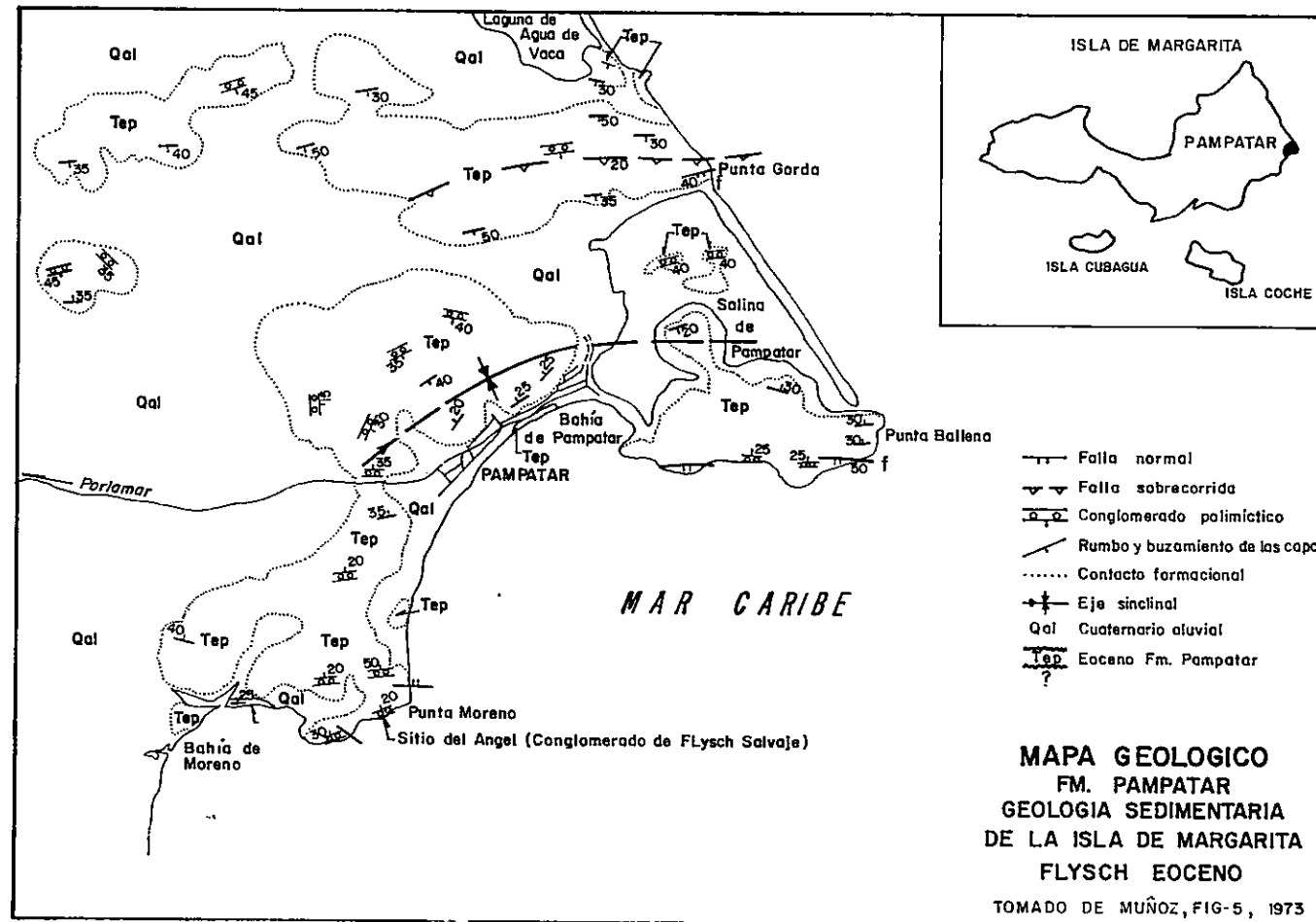


FIG.-5

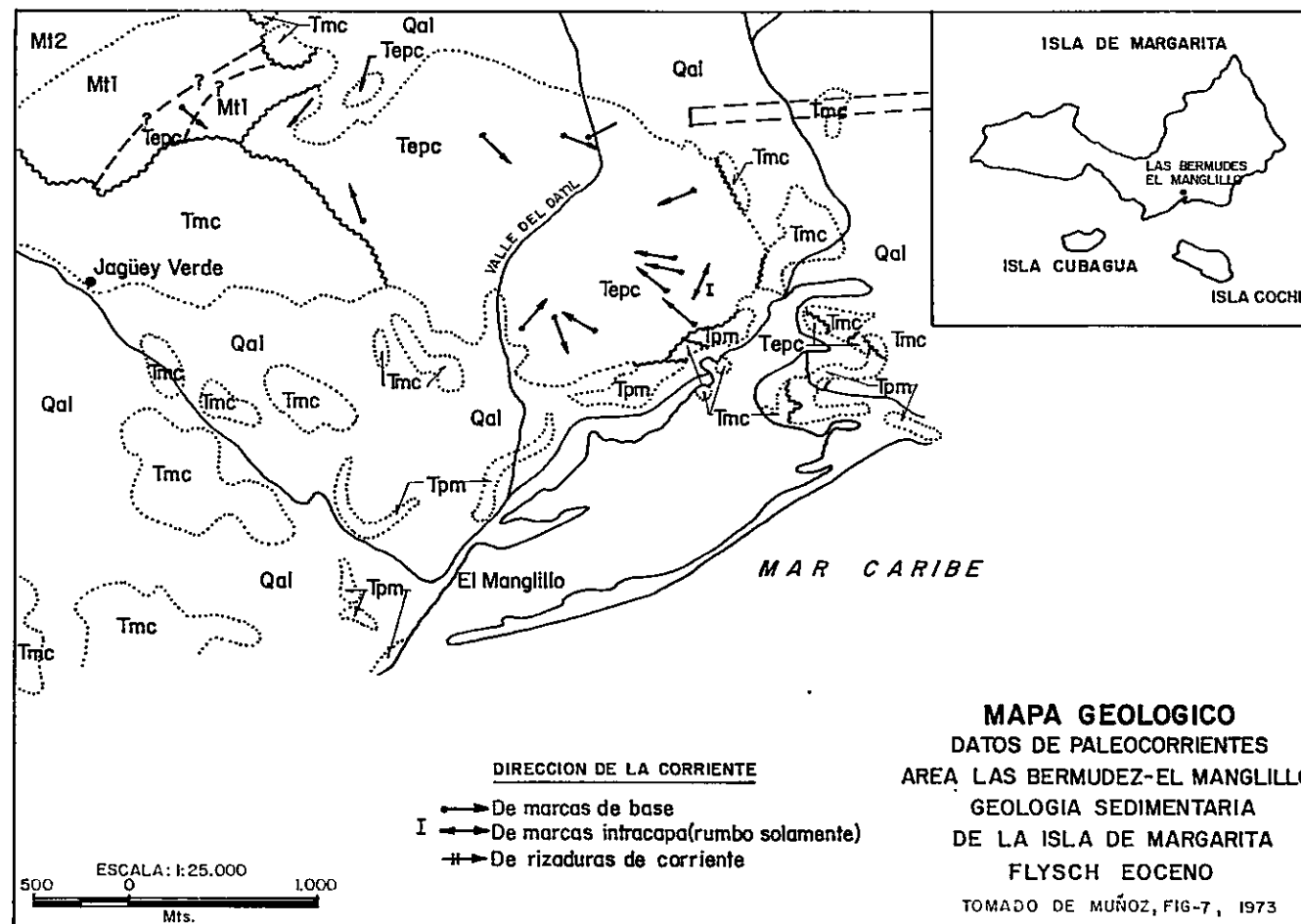


FIG.-6

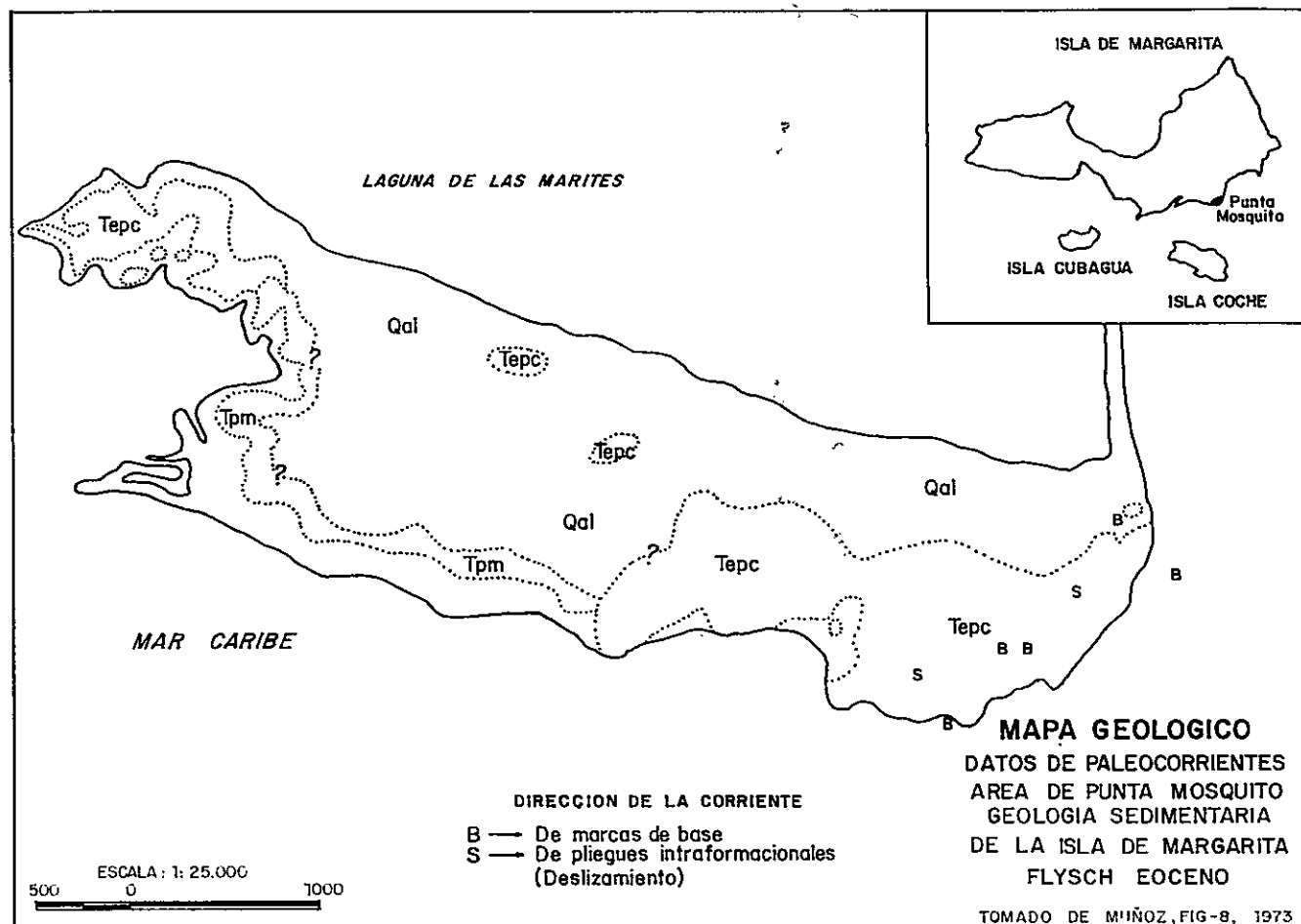


FIG.- 7

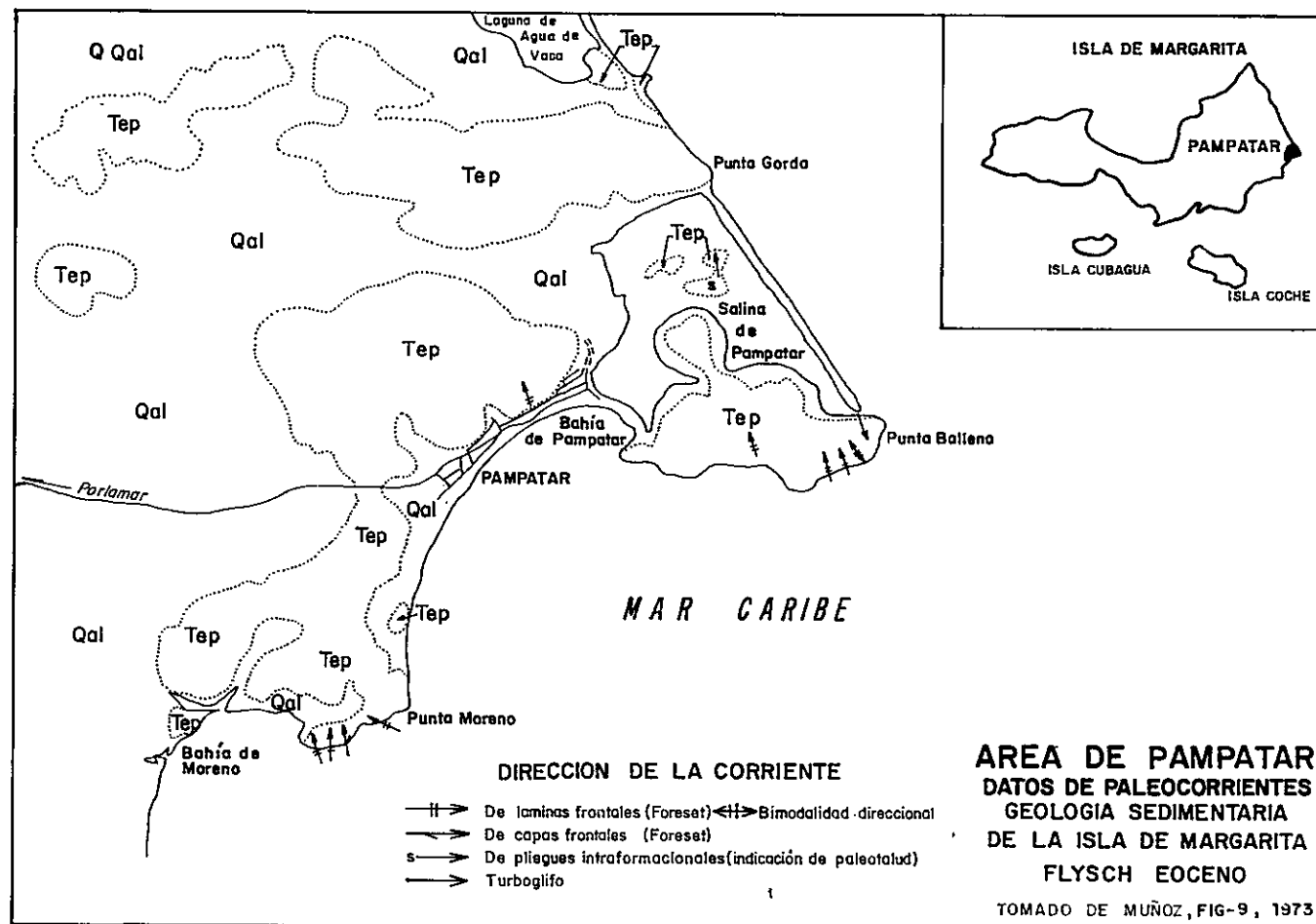


FIG.-8

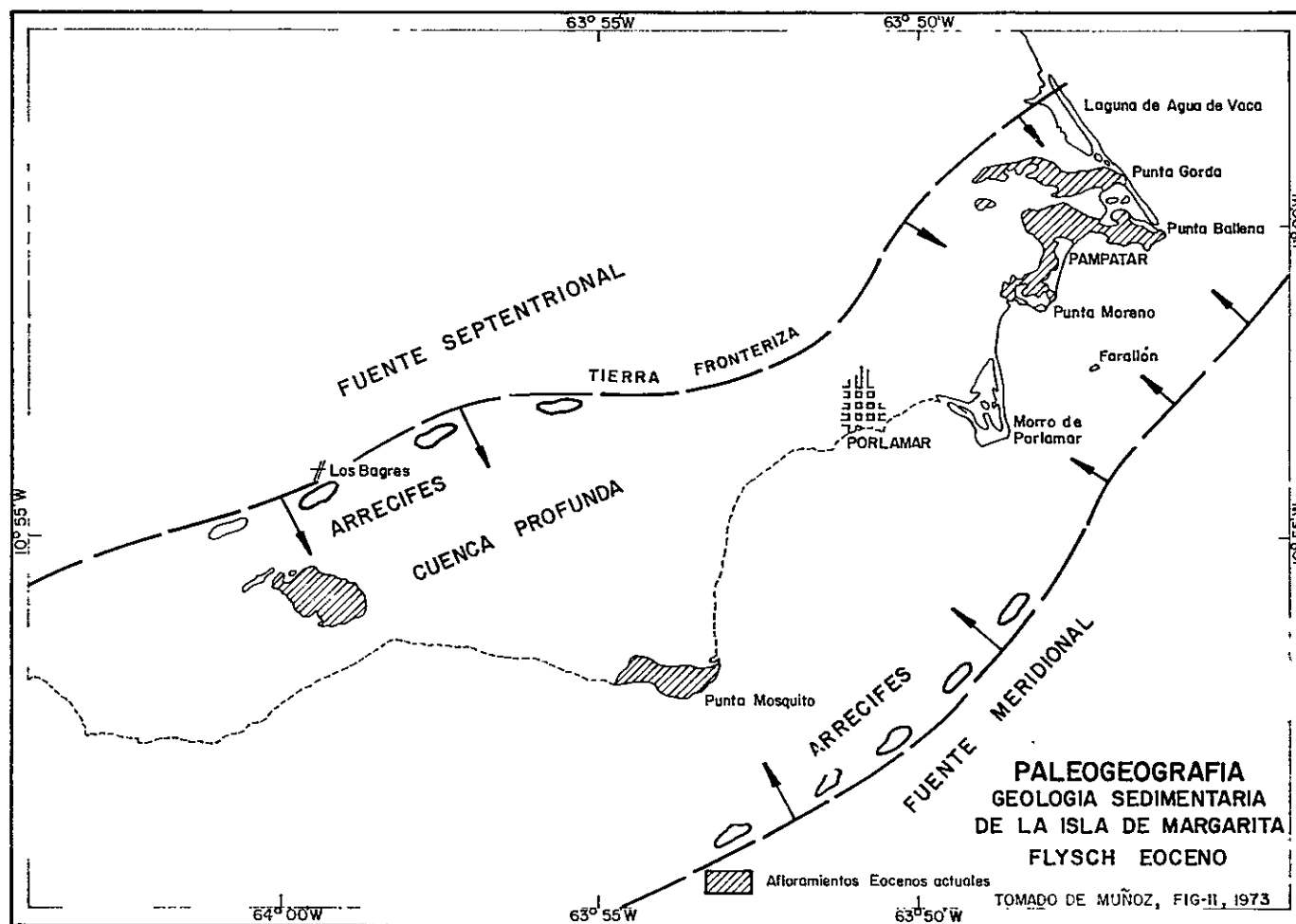


FIG.-9

El carácter general del Eoceno de la isla de Margarita indica una inestabilidad considerable del área durante aquel tiempo. Movimientos tectónicos originaban recurrentemente deslizamientos y flujos de corrientes de turbidez hacia cuencas marinas profundas. Estas condiciones aparecen bien extendidas por toda el área sur del Caribe durante el Paleogeno, cuando gran parte de la región se encontraba ocupada por extensas cuencas sedimentarias tipo flysch.

La edad más probable de las formaciones Punta Carnero y Pampatar, indicada por los foraminíferos planctónicos más jóvenes de la secuencia, es Eoceno Medio Alto.

NEOGENO-CUATERNARIO

Oliver Macsotay *

INTRODUCCION

En los estudios de geología regional efectuados en la Isla de Margarita los afloramientos del Neogeno-Cuaternario fueron tratados de una manera generalizada. Los trabajos pioneros de Taylor (1960), Jam y Méndez Arocha (1962) Patrick (1959), Macsotay y Moore (1974) definieron numerosas unidades litoestratigráficas: La Tejita, La Guica, Las Hernández, Cubagua, Cumaná, Falca, El Manglillo, Castillo de Araya, Tortuga, Punta de Piedras, Charagato y Boca Chica.

* Ministerio de Energía y Minas, Dirección de Geología, Departamento de Bioestratigrafía.

Mediante a los trabajos de Bolli y Bermúdez (1965), Bermúdez (1966) y Hunter (1977 y 1978) se logró la discriminación de las unidades neogenas, gracias a la fauna de foraminíferos planctónicos. Por la correlación con las áreas tipo, (Cati et al., 1968, Blow, 1968) se pudieron corregir los límites Mioceno-Plioceno y Plioceno-Pleistoceno en sedimentitas marinas de Venezuela (Stainforth, 1969). El Cuaternario quedó netamente separado del Neogeno mediante estudios paleontológicos y radiométricos, distinguiéndose el Pleistoceno del Holoceno (Macsotay y Moore, 1974, Fig. 10).

ESTRATIGRAFIA

Formación Cubagua

Espesas secuencias de lutitas arcillosas, grises y pardas, intercaladas con marlitas amarillas, calizas biodetríticas arenosas y limolitas arenosas, constituyen la facies típica de la Formación Cubagua, en su sección tipo, en la isla de Cubagua. Rocas similares afloran en Paraguachoa meridional (descritos como La Tejita, La Guica y Las Hernández) y también al sureste de Macanao. La facies típica es marina de plataforma externa, y su rica fauna de foraminíferos sugiere su extensión desde la zona de Globorotalia acostaensis (Mioceno Superior) a la zona de Globorotalia miocenica (Plioceno Inferior a Medio).

Miembro o Facies Cerro Verde

Constituye la base transgresiva de la unidad sobre subestratos más antiguos y consiste en limolitas y arcilitas arenosas multicolores intercaladas con areniscas conglomeráticas y subconglomeráticas grises, que gradualmente adquieren cemento calcáreo y dolomítico hacia arriba

en la sección. En Paraguachoa, descansa sobre el Eoceno y las metamórficas, con discordancia angular aguda. En Macanao, yace discordantemente sobre las rocas metamórficas, y al igual que en Paraguachoa, es de poco espesor.

Miembro o Facies Cerro Negro

Secuencia de calizas biodetríticas y marlitas arenosas de color amarillo intenso, intercaladas con limolitas arenosas, intensamente bioturbadas a todos los niveles. Representa el equivalente de facies costero-litoral de la Formación Cubagua. En Paraguachoa y en Macanao, se observan afloramientos parciales de este miembro, correspondientes a su transición lateral con las facies marinas típicas. Ambos miembros fueron descritos por Vignali (1965) en Araya occidental, donde tienen sus mejores afloramientos y son ricos en macrofósiles.

Formación Caiguire

Espesas secuencias de arcillas arenosas, areniscas subconglomeráticas, conglomerados y brechas sedimentarias de colores gris claro, rojo-violáceo, azul, verde grisáceo, amarillo sucio, etc., fueron descritas originalmente por Ascanio (1972) de los cerros del mismo nombre al sureste de la ciudad de Cumaná. Esta unidad es un clásico complejo coluvional de piedemonte; constituye un sedimento molásico, cuya extensión original se restringe a áreas de procesos epeirogénicos activos, y se acuña rápidamente al alejarse de la fuente de sedimentos. Esta es la unidad que Graf (1972 a, b) describió como Formación Cubagua en la Península de Paraguaná. La Formación sólo aflora en Macanao meridional (no en Paraguachoa) y el nivel marino intercalado permite su correlación efectiva con los afloramientos de la localidad tipo. La fauna de moluscos del nivel marino sugiere edad Plioceno Superior a base del

Pleistoceno. La unidad en Maracanao cubre con discordancia de ángulo bajo a la Formación Cubagua, y con ángulo alto a las metamórficas.

Formación Cumaná (Miembro Barrigón)

Secuencias pocos espesas (decamétricas) de lutitas y limolitas localmente laminadas y yesíferas, verdes y pardas, intercaladas con margas amarillentas y calizas biodetríticas y arenosas blancas; localmente presenta lentes conglomeráticos grises. Descrita originalmente por Vignali (1965), ésta unidad solo difiere de la Formación Cumaná (sensu stricto) en el carácter metamórfico de los cantos de sus conglomerados. González de Juana et al., (1980) considera a Barrigón como miembro de la Formación Cumaná. La Formación aflora únicamente en Macanao (no en Paraguachoa) en el extremo suroeste de la península. Se han recuperado microfaunas representativas de la zona de Globorotalia truncatulinoides y macrofaunas del clásico conjunto Lyropecten arnoldi (Aguerrevere) que sugieren edad Pleistoceno Inferior. Cubre con discordancia erosional a la Formación Caiguire y, localmente, con discordancia angular las rocas metamórficas.

Formación El Manglillo

Típica terraza marina marginal poco espesa, consistente en margas arenosas impuras, calcarenitas conchíferas biodetríticas, localmente conglomeráticas en la base. Sus colores varían de gris a amarillo sucio y blanco. Con localidad tipo en Paraguachoa meridional, esta terraza se encuentra también en Macanao, y a diferencia de unidades anteriores, se la ha observado en las costas septentrionales de la isla. Su rica fauna de moluscos sugiere ambiente marino somero, de aguas limpias y bien circuladas. Dataciones, radiométricas (U/Th) han dado una edad 130.000 ± 15.000 años A.P. (Pleistoceno Superior), para muestras obte-

nidas de esta terraza en Macanao suroccidental. Las Formaciones Tortuga, Castillo de Araya, La Blaquilla, son variantes litológicos, pero estrictamente contemporáneos de la Formación El Manglillo, del que se consideran sinónimos.

Formación Boca Chica

Típica terraza marina marginal poco espesa, consistente en una coquina o aglomerado de conchas de moluscos y corales ramosos con cemento de arena y grava cuarzosa, asociada a paleosuelos negros, y lentes turbáceos locales. Descrita por Macsotay y Moore (1974) de Macanao suroccidental, esta unidad es Holoceno muy joven: 1.100 ± 200 años A.P., y es más frecuente en excavaciones costeras que en afloramientos. Se ha reconocido a lo largo de la costa meridional tanto de Macanao como de Paraguachoa.

Tectónica y Paleogeografía

Se propone la siguiente sucesión de eventos:

1. Durante el Mioceno Superior, la región sufre subsidencia con consecuente transgresión marina, la cual acumula sedimentos clásticos gruesos pero poco espesos sobre los flancos de los altos topográficos, y sedimentos clásticos finos y carbonatos en las cuencas. Los altos topográficos presentan relieves bajos.
2. Durante el Plioceno Inferior, se constata una emersión regional, con aparición de superficies de erosión submarina, capas condensadas, etc., en las cuencas y niveles de erosión con frecuentes niveles de clastos gruesos en los flancos de los altos topográficos.

3. Durante el Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior, una emergencia rápida de los núcleos metamórficos actuales: Araya y Macanao suministran gran volumen de sedimentos gruesos de piedemonte alrededor de los mismos. Compresión de dirección probable NE-SW acompañada de fallas de corrimiento, y transcurrentes afecta sedimentitas previas (Fig. 11). En Paraguachoa no se conservan sedimentos de este intervalo; la isla de Coche en cambio está formada casi en su totalidad de coluviones de este ciclo (Macsoy y Vivas, en preparación). En las cuencas, este intervalo constituye un hiatus regional (Bermúdez, 1966; Bolli y Bermúdez, 1965).
4. Durante el Pleistoceno Inferior, una transgresión marina afecta ciertas áreas: Macanao suroccidental, Cubagua norte, canal de Las Marites, Araya oeste, con alineación de los espesores en sentido E-W, lo cual sugiere el inicio de la actividad de las fallas como El Pilar, Cariaco, Carúpano, etc., con lo cual se establece la disposición en pilares y fosas tectónicas actualmente observable (Macsoy, 1977). Se eleva el bloque de la Serranía del Interior, a la vez que se hunde la fosa de Cariaco (y el Graben de Humboldt) como compensación isostática. El volumen de la sedimentación es menor que en los ciclos anteriores. Esta etapa se considera un período de distensión.
5. Durante el Pleistoceno Superior, con posterioridad a la deposición de las terrazas del 130.000 ± 7.000 años A.P., se inicia una tectónica compresiva de dirección NW-SE que afecta a toda la región, produciendo fallas nuevas, así como provocando juegos inversos en fallas anteriores (Bladier y Macsoy, MS). Tanto en Paraguachoa como en Macanao, la terraza Pleistoceno Superior se halla fallada, y afectada por grietas

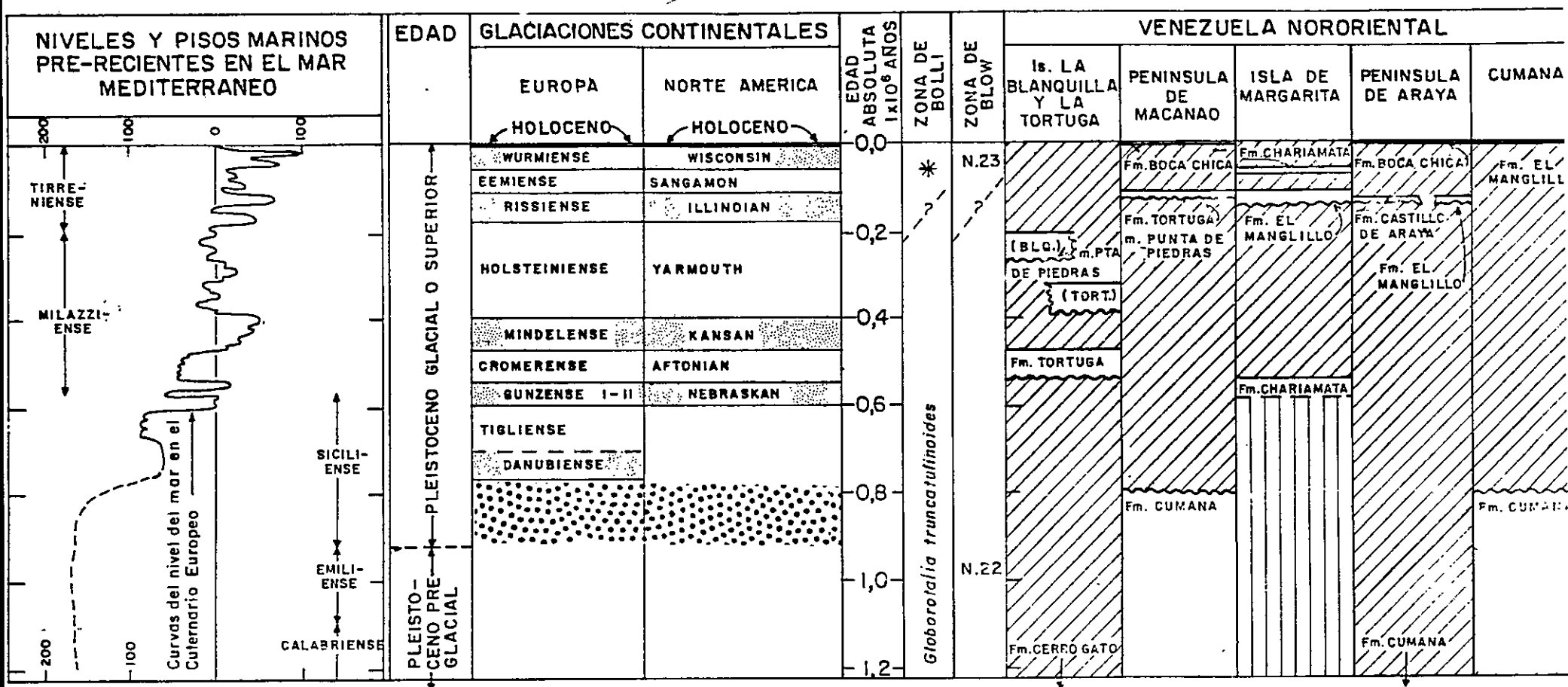
tensionales. Ambas islas presentan evidencias de levantamiento epeirogenético hacia el final del Pleistoceno (Fig. 12).

6. Durante el Holoceno, continúan la tendencias de levantamiento, y compresión, lo cual se realiza a través de etapas aceleradas (paroxismos) una de las cuales sería la iniciada hace 1.100 ± 200 años A.P.(Fig. 13).

CONCLUSIONES

- a. La Formación Cubagua se depositó de manera similar sobre la plataforma insular de toda la Isla de Margarita (Macanao y Paraguachoa), la cual tenía un relieve topográfico mucho mas bajo que el actual, estando mayormente sumergida.
- b. Durante las épocas de sedimentación de las Formaciones Caiguire y Cumaná (Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior), Macanao presenta un levantamiento importante, con movimiento de basculamiento alrededor de un eje WNW-ESE, mientras que Paraguachoa aparentemente queda estable.
- c. Durante el Cuaternario tardío, ambas islas sufren tectonización, especialmente a lo largo de sus margenes meridionales.

- Tabla de correlación de las sedimentitas de edad Pleistocena y Holocena en el nor-oriente de Venezuela.
(Tomado de MACSOTAY & MOORE, 1974, fig. 12, modificado.)

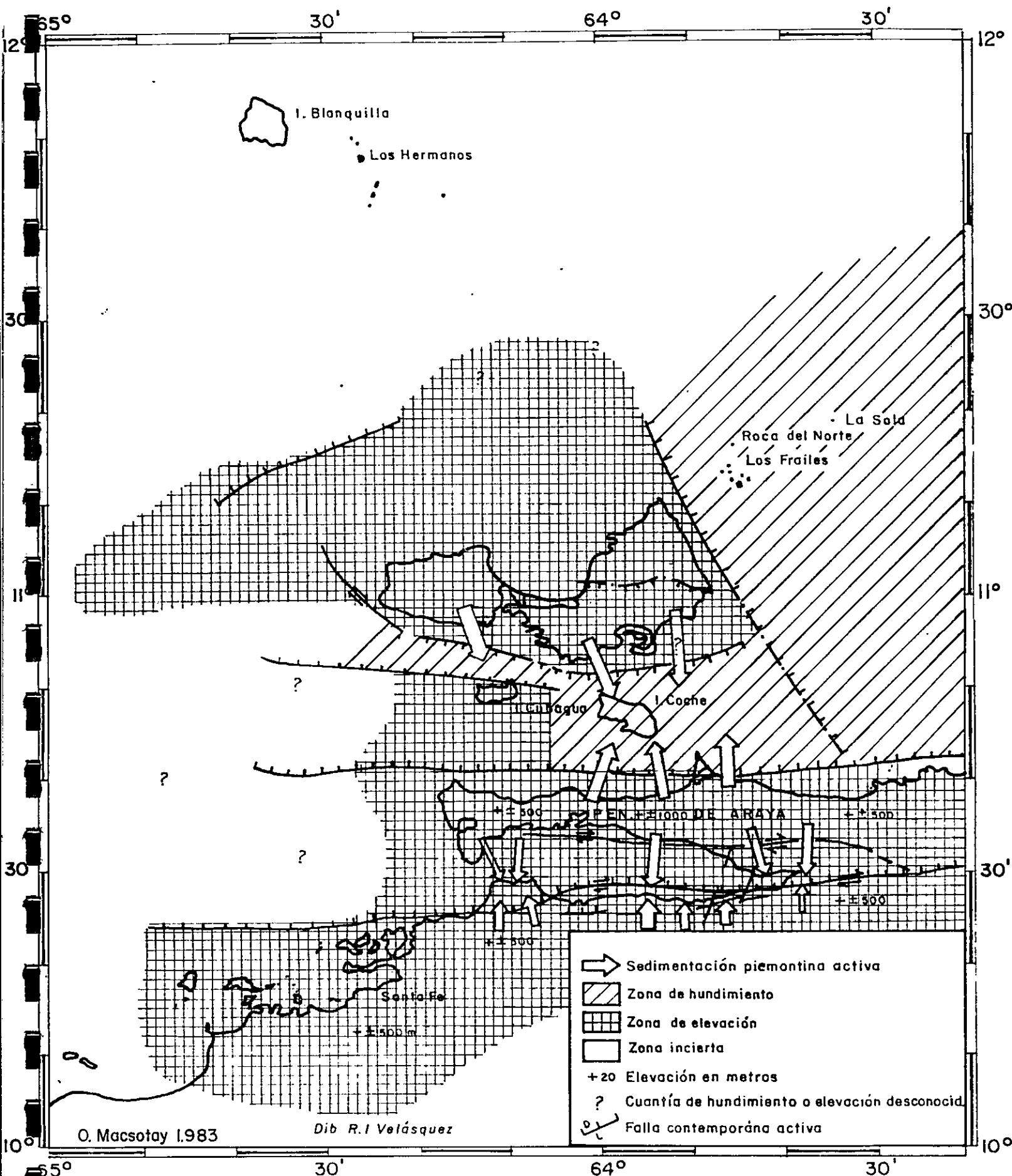


Enfriamiento moderado (Continental)
 Enfriamiento mayor (Océanico)

Sección ausente debido a erosión o falta de sedimentación
 Sección desconocida

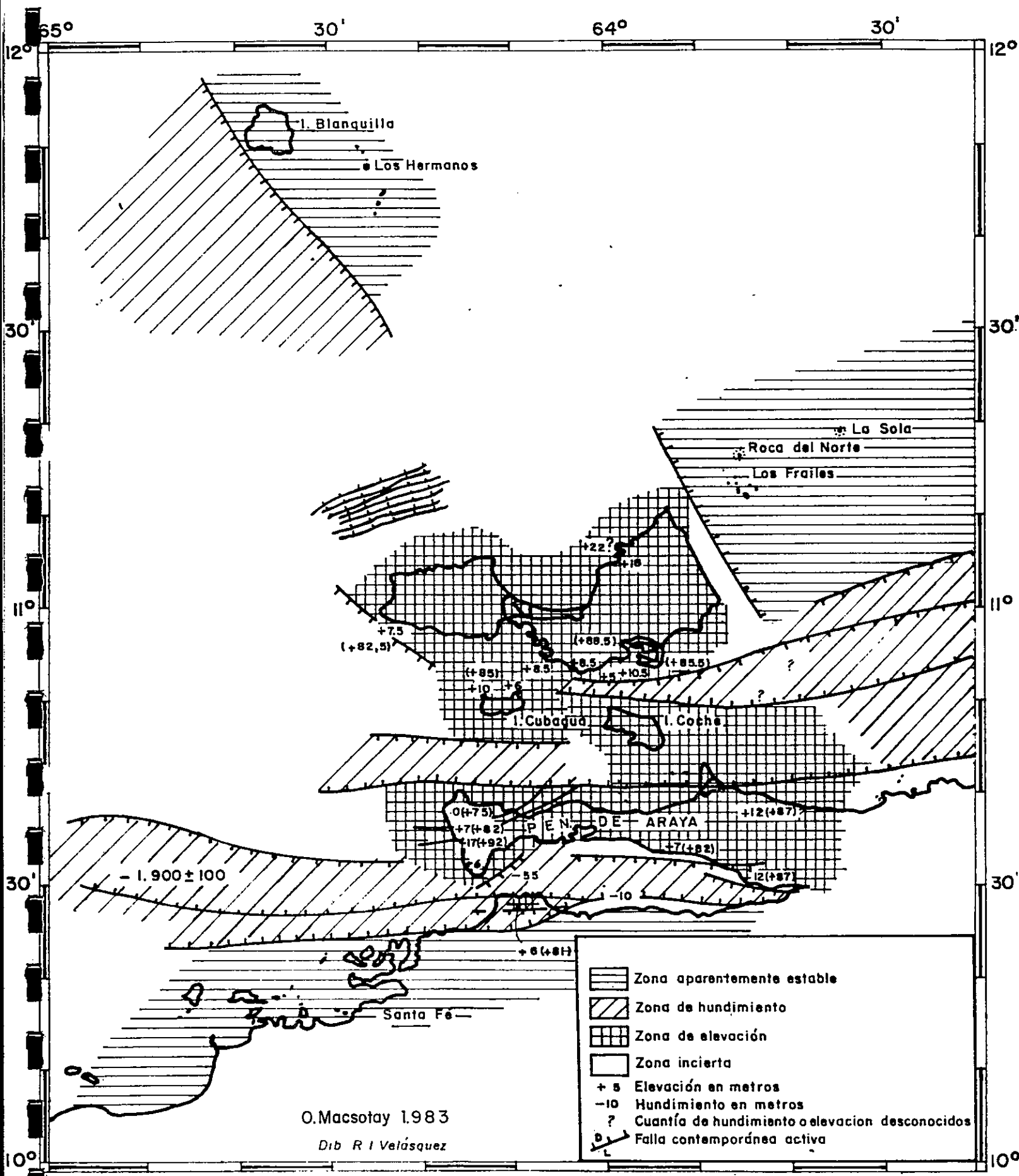
* *Globigerina cálida - Sphaeroidinella dehiscens excavata*

MARIA CASTRO DIA
 C.I. 812.811
 ING. GEOLOGO

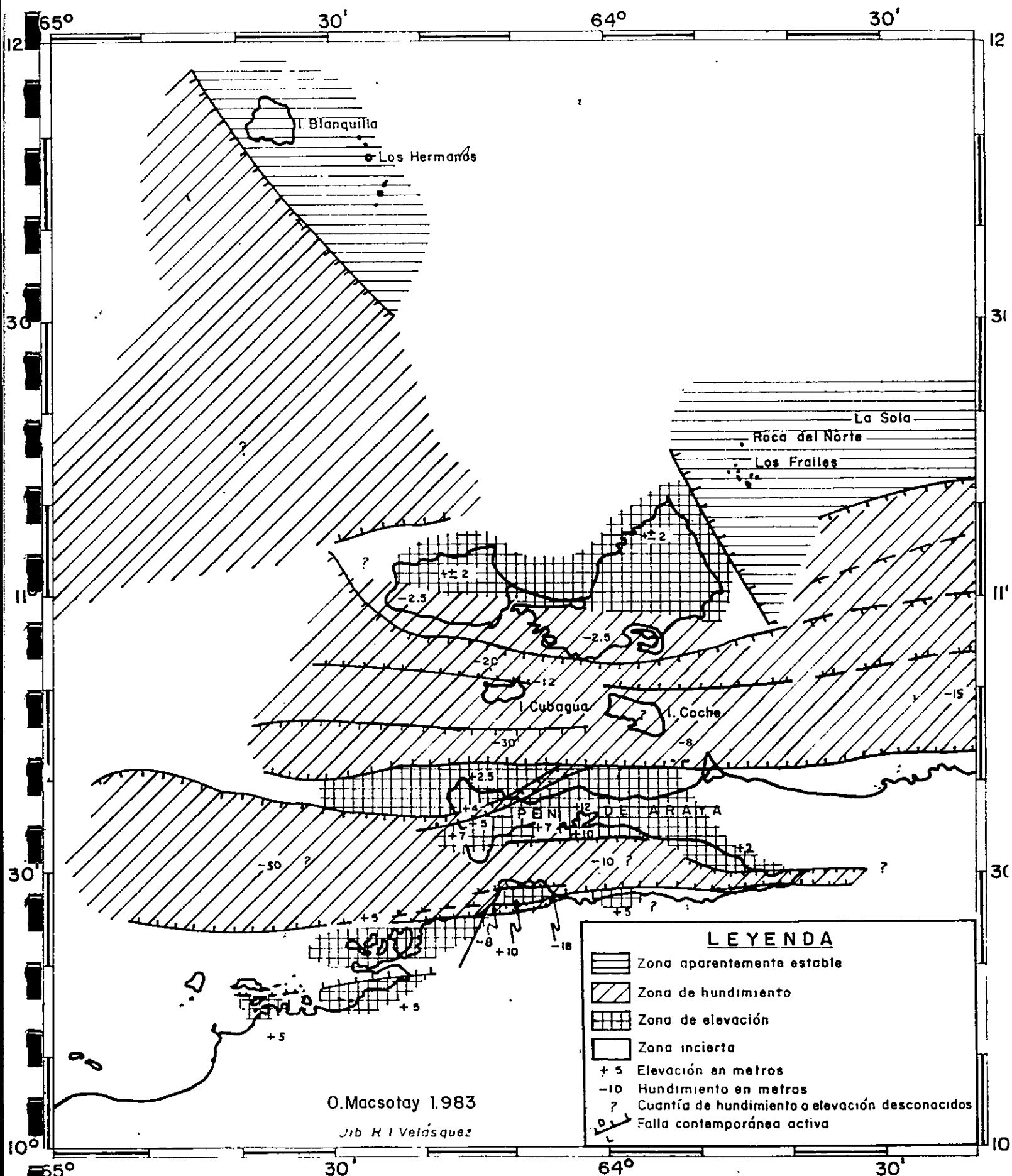


Eventos tectónicos del Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior. Los números indican el desplazamiento vertical en metros, definido en base a las Formaciones Caiguire, y Coche.

MARIA ROSARIO
C.I. V.
ING. GEOLOGO



Eventos tectónicos del Pleistoceno Superior. Los números indican el desplazamiento vertical en metros; determinado en base a la terraza de 130.000 ± 7.000 años. Los números entre paréntesis () indican corrección hecha en base a la curva eustática del Cuaternario.



Eventos tectónicos del Holoceno. Los numeros indican el desplazamiento vertical en metros, determinado en base a la terraza de 1.100 ± 200 años A.P.

PROGRAMA DE EXCURSIONES

COMPLEJO IGNEO METAMORFICO

Guía: A. Bellizzia*

Primer Día

Salida Hotel Bella Vista.

PARADA No. 1: Morro de Porlamar (20 minutos).

Afloramientos del Complejo básico ultramáfico del Morro de Pampatar y Grupo Los Robles. (Fig. 14).

El grupo Los Robles está representado esencialmente por calizas cristalinas laminadas y esquistos cuarzo-micáceos cloríticos con cantidades variables de plagioclasa, epidoto, y grafito. La roca está altamente plegada y cizallada; el rumbo de la foliación regional es variable entre E-0 y N 70° E, buzamiento varía entre 50° - 70° N. Los afloramientos están restringidos a una faja angosta a lo largo de la costa. El complejo básico ultramáfico está representado por una "diorita piroxénica" o más bien un metagabro, roca de grano grueso constituida esencialmente de augita y plagioclasa completamente sausrutizada y un cuerpo de serpentinitas; tanto la serpentinita como el metagabro están altamente cizallados, con desarrollo a veces en este último de estructuras gneísicas y miloníticas. El contacto entre el Grupo Los Robles y el metagabro está marcado por una zona de cizallamiento de algunos metros de espesor, la cual presenta un alto grado de epidotización y cloritización. Esta zona de cizallamiento se encuentra a todo lo largo del contacto tectónico entre estas dos unidades.

Los trabajos previos de Hess y Maxwell (1949), Taylor (1960) y González de Juana (1968 y 1971) consideran que las "dioritas piroxénicas" son intrusivas en el Grupo Los Robles y colocan un contacto de falla entre las

*Departamento de Geología, Lagoven, S.A.

serpentinitas y las "dioritas". Actualmente se considera que este complejo básico-ultramáfico está emplazado tectónicamente sobre el Grupo Los Robles. La serpentinita a su vez forma otra escama tectónica sobre la diorita piroxénica. Estas relaciones estructurales están muy bien expuestas en esta parada (flanco oriental de El Morro); los cizallamientos con polaridad hacia el sur son muy claros en estos afloramientos. También se observan albititas rellenas de zonas de fracturas a lo largo de los planos de foliación de la serpentinita. Algunos de estos cuerpos parecen haberse plegado conjuntamente con las serpentinitas; otros están desplazados por fallas posteriores.

Es interesante mencionar que Hess y Maxwell (1949) y Maresch (1973) describen una serie de pequeños "sills" de metadioritas en el Grupo la Rinconada. La roca es de grano fino a medio, consistente de una matriz foliada de plagioclasa y epidoto con augen de anfíboles que pueden alcanzar hasta 2 mm. de diámetro. Las relaciones de campo indican que las mismas son intrusivas en el Grupo La Rinconada y fueron metamorfizadas conjuntamente con las demás rocas de este grupo.

Como veremos más adelante en la Parada No. 5, (Cerro de Matasiete), se presentan relaciones tectónicas muy parecidas a las observadas en esta localidad, aunque en lugar del metagabro tendremos el Granito de Matasiete.

PARADA No. 2: Parte Sur del Cerro Los Robles, Tanque del INOS (20 minutos) (Fig. 15).

Los afloramientos del Grupo Los Robles (Formación Cauca) están representados por filitas cuarzo sericiticas grafitosas, esquistos cuarzo cloríticos epidóticos, cuarcitas micáceas grafitosas y filitas grafitosas. Se pueden observar por lo menos dos períodos de plegamiento. Como todo el Grupo Los Robles se meteoriza formando suelos de color rojizo.

PARADA No. 3: Cantera de El Piache (15 minutos). (Fig. 15).

PARADA No. 3: Cantera de El Piache (15 minutos). (Fig. 15).

Excelente afloramiento de la Formación o Miembro El Piache del Grupo Los Robles. La roca es un mármol de color blanco verdoso ó blanco rosado.. Se presenta formando capas macizas de espesores variables entre 40 cm. y 1 m. A veces se presentan filitas sericíticas, cloríticas y grafitosas intercaladas en la secuencia. El mármol, aunque es bastante resistente a los procesos de meteorización, cuando se altera produce suelo de color rojizo. La foliación regional $\pm$ N 30° E y el buzamiento regional de 70°-65° SE.

Esta unidad se prolonga hacia el norte en forma más o menos continua hasta las cercanías de la población La Fuente. El mármol de El Piache se presenta diaclasado en diferentes direcciones, siendo las más importantes las siguientes: N 20° O más o menos verticales y N 70° E con buzamiento 70° NO. Petrologicamente estas rocas pueden clasificarse como esparitas.

PARADA No. 4: Granito de Matasiete (30 minutos). (Fig. 16)

Petrologicamente esta roca se puede definir como una tonalita sódica o tonalita rica en cuarzo (trondhjemitita). La textura varía entre granular a gneílica. Exhibe claras evidencias de cizallamiento penetrativo la composición aproximada es la siguiente: oligoclasa sódica maclada 70%; cuarzo 25% y el resto epidoto, mica blanca y anfíbol azul. Es frecuente la presencia de una roca color verdosa de grano fino, que en algunas localidades se encuentra como xenolitos, en otras paralelas a los planos de foliación dando la impresión de representar segregaciones máficas dentro del granito y también como diques rellenando fracturas. En esta localidad fue recogida una muestra que dió una edad radimétrica de 71 $\pm$ 5 m.a.

Desde este lugar subiremos por un pequeño sendero hasta el Obelisco de Matasiete, para una panorámica regional. Hacia el sur se pueden observar numerosas canteras en las calizas de El Piache, que se continúan más o menos en dirección N 30° E hasta desaparecer la planicie aluvional del Río

La Asunción. Hacia el suroeste se observan los macizos ultramáficos de los Cerros Copey y Cerro Grande; al oeste la ciudad de La Asunción y el valle del río de su mismo nombre, que se prolonga más o menos en dirección este hasta desaparecer en la Planicie Costera. Hacia el noroeste se pueden observar varias serranías constituidas por rocas de los Grupos Juan Griego y La Rinconada. También es visible desde este sitio la expresión fisiográfica o geomorfológica de un fallamiento norte-sur que se extiende desde Porlamar hasta el oeste de Cabo Blanco. Esta estructura, posiblemente del Terciario joven, ha puesto en contacto rocas de diferentes litologías.

PARADA No. 5: Sección El Salado - El Portachuelo: Grupo Los Robles, Granito de Matasiete y Rocas Ultramáficas (40 minutos). (Fig. 16).

En el trayecto de oeste a este podemos observar en el flanco occidental del Cerro Matasiete las relaciones entre las filitas negras grafitosas, plegadas y cizalladas de la Formación Los Robles y el Granito de Matasiete. El contacto es de carácter tectónico (corrimientos). Como veremos a lo largo de la sección, es evidente la transición de la textura del granito, de grano grueso en la parte central a milonitas y ultramilonitas cerca del contacto tectónico con el Grupo de Los Robles.

Las trondhjemitas de Matasiete se podrían designar como trondhjemitas miloníticas o ultramiloníticas por el desarrollo de estas texturas cerca de los contactos tectónicos. Según Guillet (1981) la composición del granito es la siguiente: oligoclasa, en grandes cristales alterados a dumortierita; albita, en pequeños cristales en la matriz; hornablenda, color verde alterada a zoisita-clorita; como accesorios muscovita y zircón; el cuarzo es abundante y se presenta en grandes porfiroblastos y en granos finos en la matriz cuarzo-feldespática.

La foliación y lineación en las trondhjemitas están determinadas por el

aplastamiento de los cristales de cuarzo. Esta deformación según Guillet (1981) se realizó en tres etapas: En la primera, el cuarzo se presenta en grandes porfiroblastos tabulares observándose cierta recrystalización en sus bordes; la segunda fase está representada por la poligonización de los porfiroblastos de cuarzo formando un mosaico; la última etapa está localizada cerca del contacto tectónico con el Grupo Los Robles y el cuarzo ha sido triturado y alargado y pasa a formar parte de la matriz de grano fino cuarzo-feldespatico, adquiriendo la roca una textura bandeada. Para originar una textura milonítica y ultramilonítica se requiere llegar a un límite que permita cierta plasticidad del cuarzo, la cual podría ser alcanzada en la facies de los esquistos verdes a temperaturas menores de 500°, es decir que la foliación milonítica adquirida por estas rocas es en realidad un plano de cizallamiento. (Guillet op. cit).

El Grupo Los Robles, representado por filitas grafitosas y esquistos mica-ceos muy deformados, presenta una foliación regional N 20° E y buzamiento de 60°-65° SE. La foliación milonítica de las tronhjemitas tiene un rumbo variable entre N 10° - 20° E y una lineación N-NE con declive variable entre los 0.5° y los 20°. En esta localidad, se observa en las ultramilonitas, cerca de la zona de contacto, un pliegue cuyo eje es paralelo a la lineación.

Más hacia el este en el flanco oriental del Cerro Matasiete, se puede observar el contacto tectónico entre el Granito de Matasiete y una escama de peridotitas serpentinizadas cuya composición original (Guillet, 1981) corresponde a una harzburgita: 80%-85% de olivino, 10%-15% de ortopiroxeno, 0.5% a 1% de espinela; también considera el mismo autor, que esta roca representa un fragmento de corteza oceánica emplazado tectónicamente sobre el Granito de Matasiete. En la costa, visitaremos un afloramiento de las peridotitas serpentinizadas. En esta misma localidad y a lo largo de la costa se podrán observar con bastantes nitidez afloramientos de las Arenas de Falca que serán descritas en esta localidad por el geólogo Oliver

Macsoy, otro de los guías de esta excursión.

Taylor y González de Juana (op.cit) consideraban el granito intrusivo tanto en el Grupo Los Robles como en las peridotitas serpentinizadas del Cerro de Matasiete. La interpretación actual es que tanto el granito como las peridotitas serpentinizadas representan escamas tectónicas corridas sobre el Grupo Los Robles.

PARADA No. 6: Carretera Puerto Fermín - El Agua (20 minutos) (Fig. 17)

Se observan gneises anfibólicos de la Zona Metamórfica No. 1 del Grupo La Rinconada en contacto concordante plegado con rocas graníticas del Gneis de Guayacán, el cual a su vez está en contacto aparentemente concordante con serpentinitas muy cizalladas de posible origen sedimentario. Se presentan grandes cristales de tremolita-actinolítica color verdoso, clorita y epidoto (metamorfismo retrógrado de los gneises de La Rinconada). En las serpentinitas se muestran zonas talcosas.

PARADA No. 7: Punta Varadero (20 minutos). (Fig. 18).

Afloramientos de la Formación Manzanillo considerada como un equivalente lateral del Grupo Los Robles. En esta localidad la Formación Manzanillo está representada por esquistos silíceos finamente laminados, intensamente contorsionados de color verde claro a pardo. Es frecuente la presencia de capas ftaníticas de color gris oscuro que pueden llegar hasta 10 o más centímetros de espesor. Las variaciones de color en los esquistos se deben a la diferente proporción de las bandas silíceas y a las cloritica-actinolítica-epidóticas. El material carbonáceo es común y se presenta generalmente paralelo a la foliación de las bandas silíceas. No se han reconocido granates o zoisita en esta unidad. Se observa un dique joven de gabro-hornabléndico de grano grueso.

La asociación albíta-epidoto-clorita-actinolita (biotita) es típica de la zona de la biotita de la facies de los esquistos verdes.

PARADA No. 8: Noroeste de la población de Manzanillo (15 minutos).
(Fig. 18)

Esta parada y la siguiente en Punta Manzanillo tienen por objeto mostrar a los excursionistas las diferencias entre la Zona Metamórfica No. 1 y la Zona Metamórfica No. 2 (Grupo La Rinconada), separadas por la "Zona de Cizallamiento de Manzanillo".

En esta parada No. 8, al sur de la zona de cizallamiento, se observan el gneis anfibólico de grano fino, componente esencial de la zona metamórfica No. 1; intrusivas ácidas gnéissicas cizalladas (Gneis de Guayacán) y algunos esquistos micáceos grafíticos interbandeados, así como bandas de talco y serpentina (antigorita) muy deformadas. Las rocas muestran un cizallamiento en gran escala, así como los efectos del metamorfismo retrógrado en la mayoría de los gneises anfibólicos originando la asociación albíta-clorita-carbonato-epidoto. En esta localidad se observa nuevamente que los gneises de Guayacán se presentan en contactos concordantes con los gneises anfibólicos de La Rinconada y se deforman conjuntamente con ellos; de igual manera, las capas de antigorita y talco, aunque altamente deformadas, son paralelas al bandeamiento de los gneises. Estas serpentinitas serían del tipo sedimentario de las cuatro clases descritas, cuando se discutió el origen de las rocas ultramáficas en la Isla de Margarita y en general en todo el Sistema Montañoso del Caribe.

PARADA No. 9: Playa de Manzanillo (45 minutos) - Almuerzo (Fig. 18).

Al pasar la "Zona de Cizallamiento de Manzanillo" y al entrar en la Zona Metamórfica No. 2, se observan cambios notables que permiten su diferenciación de la Zona Metamórfica No. 1, como son:

- a) La presencia de piroxeno-onfacita, en los gneises anfibólicos.
- b) El cambio de la textura de grano fino a grano grueso.
- c) Los cristales de granate y paragonita se hacen más abundantes y aumentan notablemente su tamaño.

Es también característica en la Zona Metamórfica No. 2, la ocurrencia de eclogitas paragoníticas anfibólicas, la cual se presenta como bloques macizos fracturados pero no foliados; cuerpos ultramáficos serpentinizados, así como anfibolitas negras de grano grueso. Además del intenso cizallamiento y rotación de bloques, algunos son evidentemente exóticos; es de interés observar el desarrollo de numerosos productos de alteración metasomática en los protolitos ultramáficos y pese al cizallamiento y distorsión aún se preserva la disposición zonada: talco-actinolita-clorita, alrededor de los cuerpos antigoríticos. Además se puede observar fengita de color verde y agregados de actinolita y tremolita.

Montana et al. (1978), consideran que la asociación anfibolita-eclogita del Grupo de La Rinconada representa una secuencia metamórfica progradante y continua de rocas originalmente basálticas que se extiende de sur a norte en la Isla de Margarita. Estos factores determinaron una zonación metamórfica: anfibolita epidótica-granatíferas, anfibolita-paragonítica granatíferas, eclogita-anfibolítica-paragonítica. Los estudios de campo y de laboratorio sugieren la presencia de dos isogradas mayores relacionadas a un incremento de temperatura y disminución del contenido de agua a una presión más o menos constante. De los estudios de elementos trazas realizados por Montana et al. (op cit.) "los cinturones verdes de Margarita" aunque cubren una gran variedad en composición, todo sin embargo, cae en el campo de basaltos tholeíticos bajos en potasio del Grupo PIA (Arco Insular Primitivo). El Grupo de la Rinconada ha sido comparado geoquímicamente con la Formación no metamorfizada de Bacolet en Tobago, con la

Formación Washikemba de Bonaire que también presenta características de un arco primitivo de islas aunque el Grupo de la Rinconada también exhibe algunas similitudes con las tholeiásticas abisales de las prominencias oceánicas (MORB) encontradas en las lavas basálticas de Curazao y Aruba (Curacao Lava Fm. y Diabase Schist Fm. respectivamente).

No obstante, en el Sistema Montañoso del Caribe e Isla de Margarita, las rocas sufrieron un metamorfismo de presión intermedia y temperatura moderada, posiblemente en el Cretáceo Inferior. Los esfuerzos compresivos dieron lugar a la formación de rocas en "la facies de los esquistos azules", esta fase fue seguida por una rápida descompresión y levantamiento en el Cretáceo Superior que determinó procesos metamórficos retrógrados a la facies de la anfibolita epidótica y localmente a la de los esquistos verdes.

PARADA No. 10: Gneis de Guayacán-Carretera Manzanillo-Puerto Fermín
(30 minutos). (Fig. 18).

En esta parada se dedicará la mayor parte del tiempo a observar las relaciones concordantes entre gneis de Guayacán y los gneis del Grupo de la Rinconada; ambos han sido metamorfizados conjuntamente a la facies de la albita-muscovita-paragonítica-epidoto-clorita. Son frecuentes las inclusiones de serpentinitas y gneises anfibólicos en estas rocas.

Los gneises de Guayacán, son trondhjemitas comparables desde el punto de vista petrológico con las trondhjemitas de Matasiete. En este punto se presenta una interrogante: ¿Son las trondhjemitas de Matasiete contemporáneas con las del gneis de Guayacán, o representan intrusivas más jóvenes semejantes a las descritas en el Sistema Montañoso del Caribe, Granito de Puerto Cabello, Granito de Choroni?. Estos cuerpos graníticos son intrusiones post-metamórficas de edad 70 a 79 m.a. identificados, en el Sistema Montañoso del Caribe, en Aruba (Batolito de Aruba), en la Isla La

Blanquilla y en la Prominencia de Aves.

Durante el viaje entre esta parada y la próxima se observan a lo largo de los cortes de esta carretera en construcción, afloramientos muy frescos de los gneises anfibólicos del Grupo La Rinconada, así como diques jóvenes y verticales de orientación más o menos norte-sur desde pocos centímetros hasta cerca de un metro de espesor, cortando los gneises de la Formación La Rinconada.

PARADA No. 11: Playa de Pedro González (15 minutos). (Fig. 18).

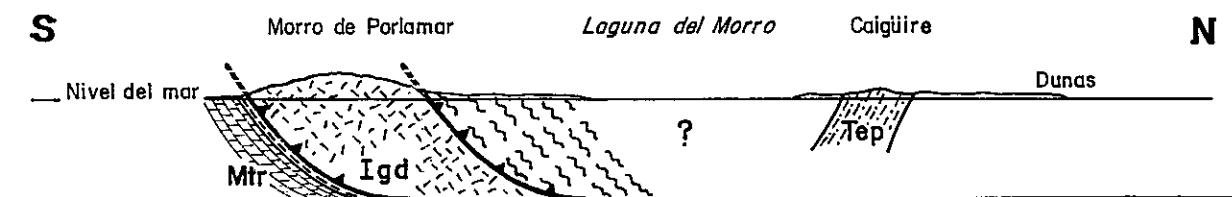
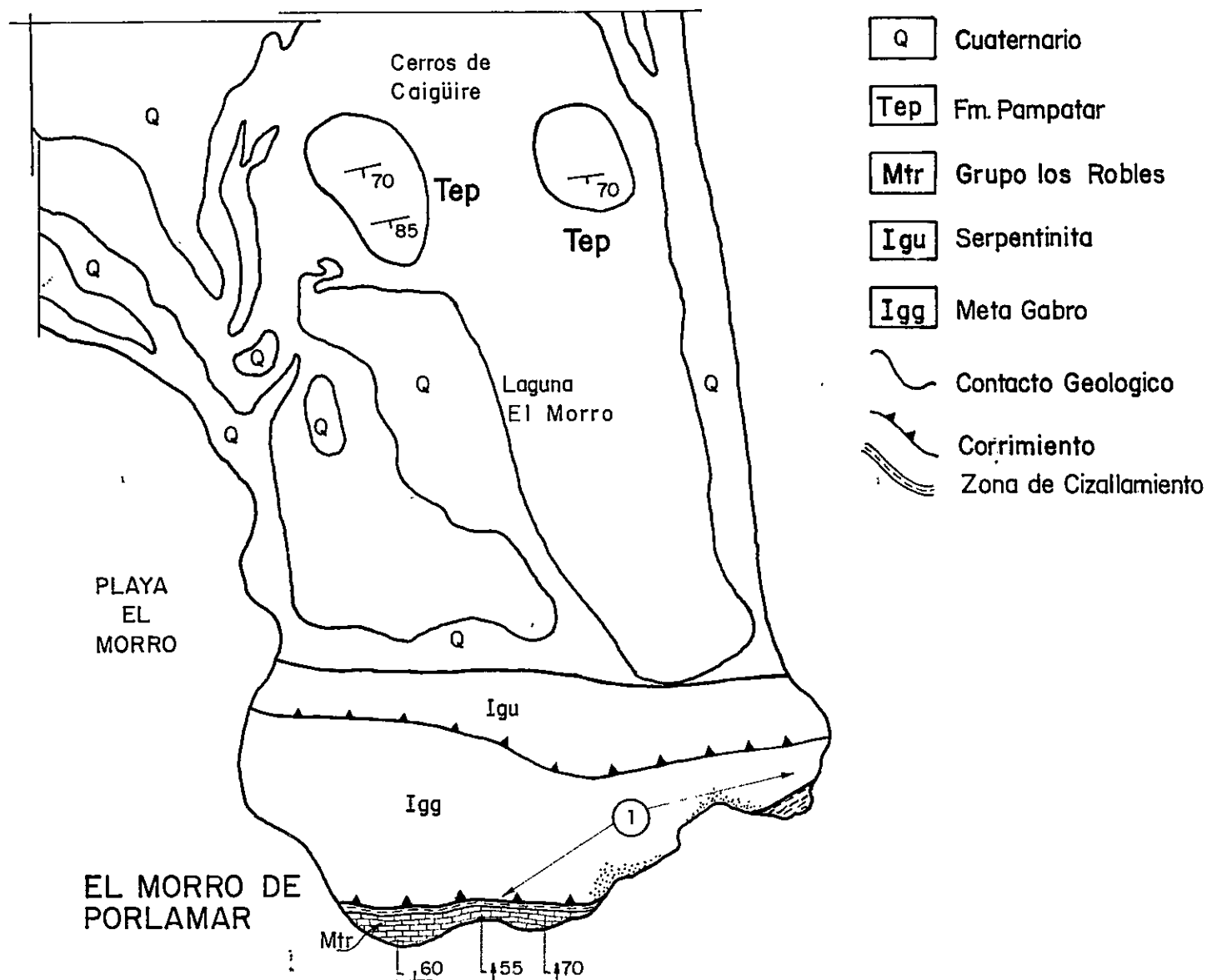
Afloramientos típicos de los gneises anfibólicos granatíferos de grano grueso expuestos en la costa norte de Margarita (Zona Metamórfica No. 2).

Se observan anfibolitas de grano grueso de color oscuro y eclogitas-anfibolítica-paragonítica-onfacíticas. Las rocas se encuentran altamente cizalladas y replegadas. Caminando por la playa hacia el oeste, se observa un cuerpo de serpentinita con desarrollo de productos de alteración metasomática (magnesita, asbesto y ópalo).

PARADA No. 12: Playa Caribe (40 minutos). (Fig. 19)

Esta parada tiene por objeto mostrar dos unidades del Grupo Juan Griego, la unidad cuarzo-feldespática y la unidad grafitosa. En el lado oriental de la playa se encuentran afloramientos típicos de la unidad feldespática del Grupo Juan Griego constituido esencialmente por esquistos cuarzo-micáceo-feldespático-granatíferos muy replegados y cuarcitas. Si la marea lo permite, se puede llegar a pie hasta el islote Caribe, donde afloran esquistos cuarzo-micáceos feldespáticos granatíferos cortados por diques básicos jóvenes de color verde, textura fina, y composición andesítica. Para ver la unidad superior (unidad grafitica del Grupo Juan Griego), se

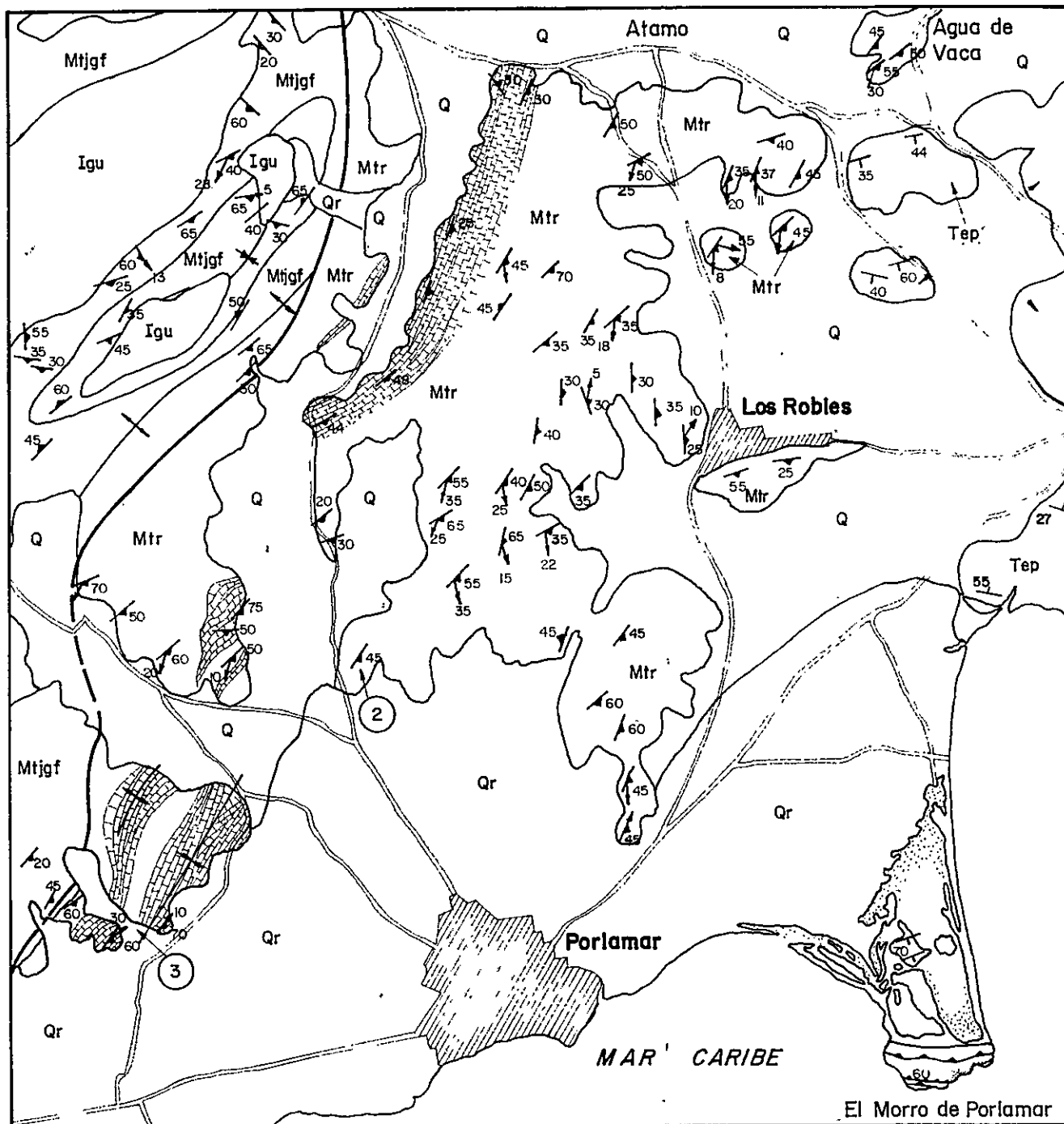
ESQUEMA GEOLOGICO DE LA REGION DEL MORRO DE PAMPATAR



SECCION ESQUEMATICA
MORRO DE PORLAMAR-CAIGÜIRE

MAPA GEOLOGICO DE LA REGION DE PORLAMAR, LOS ROBLES, EL PIACHE

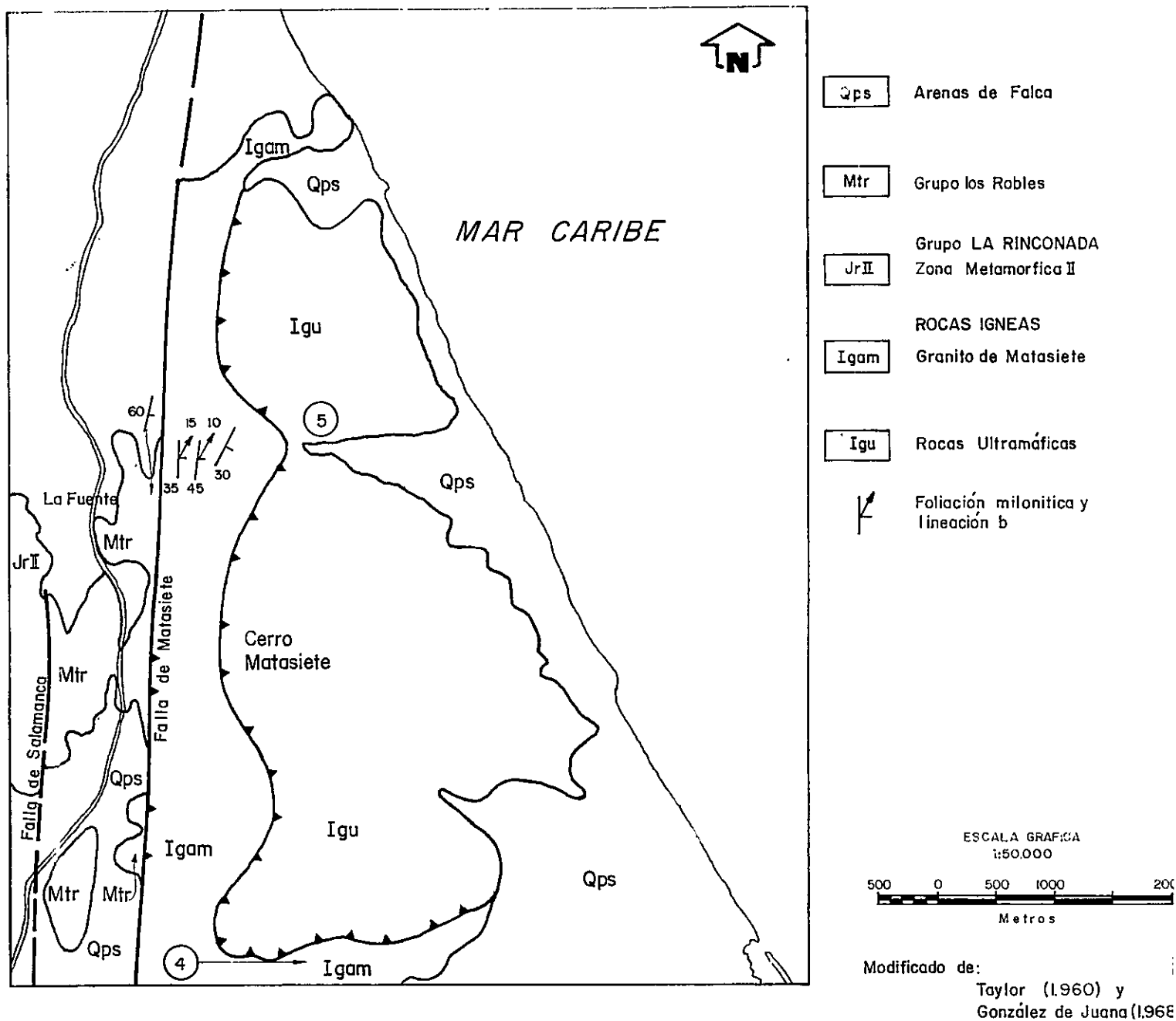
TAYLOR, 1.960



Qr	Reciente	Mtjgf	Unidad Feldespática	} GRUPO JUAN GRIEGO
Q	Cuaternario	Mtjgc	Unidad Clorítica	
Tep	Formación Pampatar	Igam	Granito de Matasiete	} ROCAS IGNEAS
Mtr	Los Robles sin diferenciar	Igu	Rocas Ultramáficas	

500 0 1.000 2.000 Mts.

BOSQUEJO GEOLOGICO DEL CERRO MATASIETE



CORTE ESQUEMATICO DEL CERRO MATASIETE

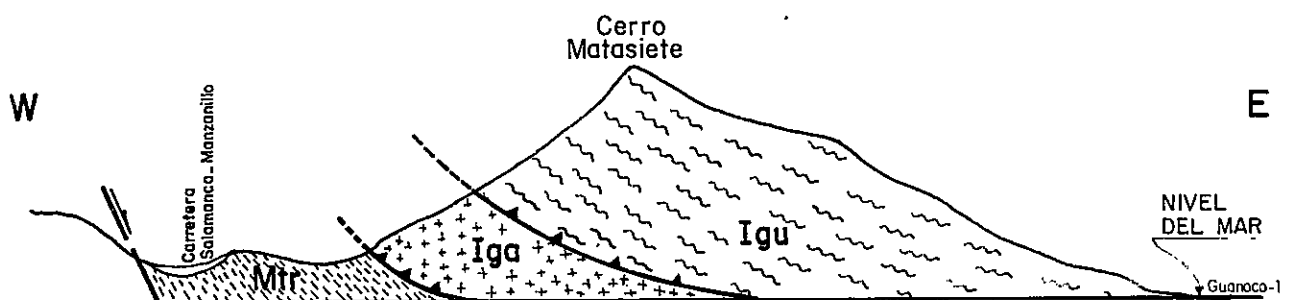
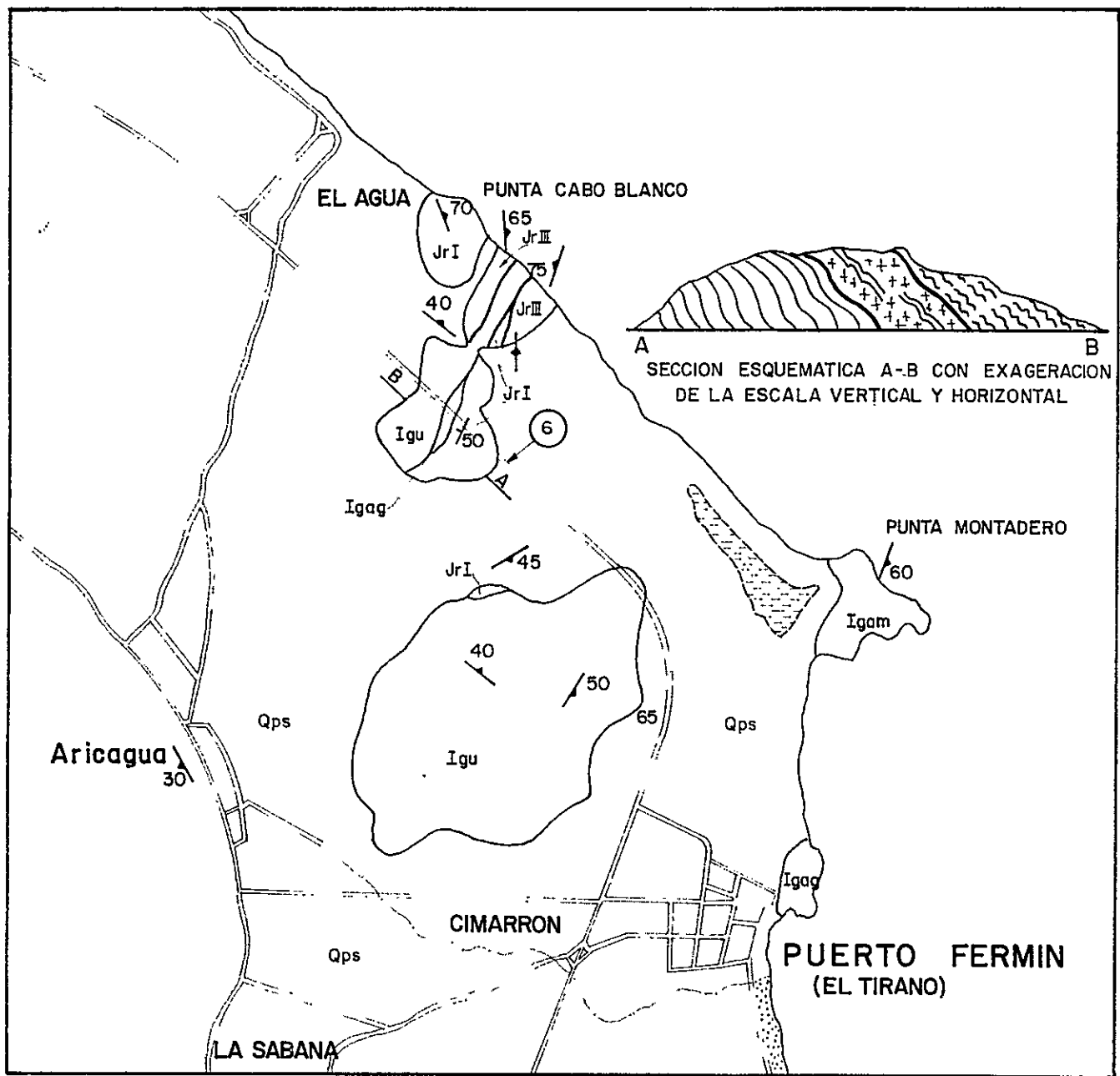


FIG.-16

MAPA GEOLOGICO DE LA REGION
ARICAGUA, PUERTO FERMIN Y EL AGUA
 MARESCH, 1.973



Qps	Terrazas 130.000 - 5.000 año A.P. Formación (Arena de Falca)
JrI	Zona Metamorfica I
JrIII	Zona Metamorfica III
Igam/Igag	Granito de Guayacan-Granito de Matasiete
Igu	Rocas Ultramaficas
Igd	Anfibolíticas

500 0 1.000 1.500 2.000 Mts

MAPA GEOLOGICO DEL NORESTE DE LA ISLA DE MARGARITA

MARESCH 1973



- Q** Cuaternario
- Km** Formación Manzanillo
- GRUPO LA RINCONADA**
 - Jra I** Zona Metamórfica I
 - Jra II** Zona Metamórfica II
 - Jrag** Mica Esquistos Carbonáceos

ROCAS INGEAS

- G** Rocas Graníticas (Gneis de Guayacan)
- S** Ultramáficas Serpentinizadas

- Contactos Geológicos
- Fallas indicando el desplazamiento relativo
- Foliación Metamórfica y Bandas Composicionales:
Inclinadas y Verticales

MAR CARIBE

Los Morros de Constanza

PUNTA AUSENTE

PUNTA GUAYACANCITO

PUNTA GUAYARE

PUNTA MANZANILLO

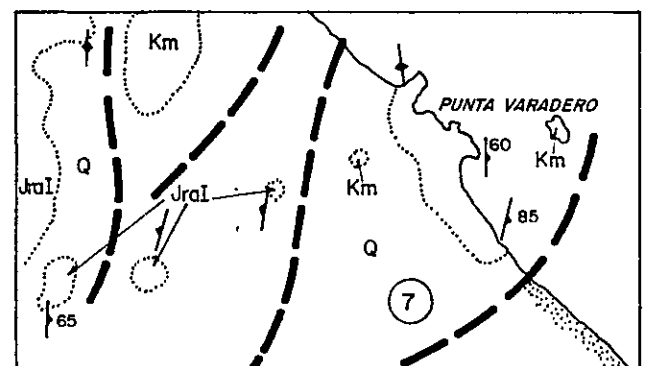
LA PLAYA

Manzanillo

Q

Jra II

Jra II



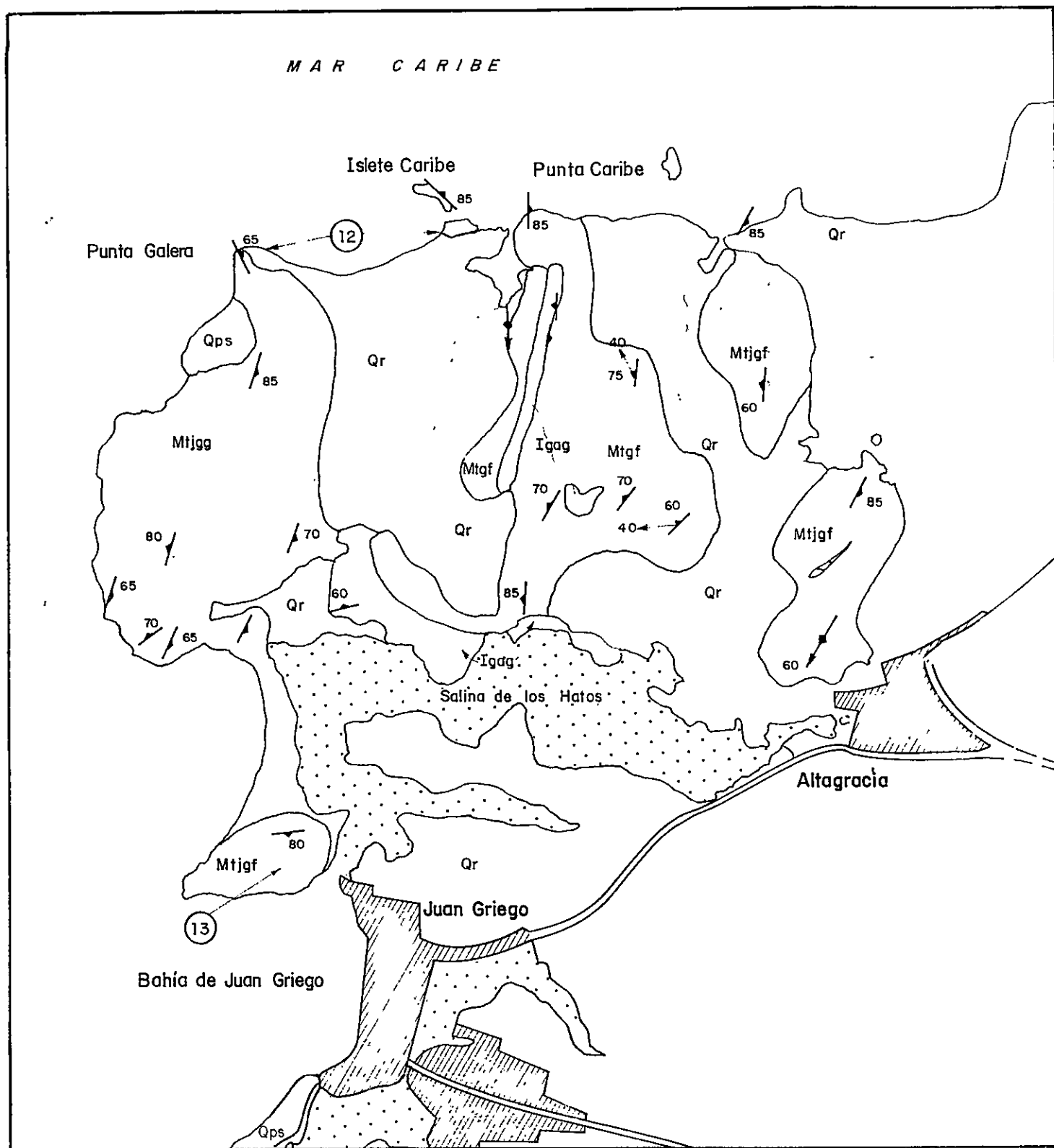
500 0 500 1,500 Mts

ESCALA: 1:25,000

FIG-18

MAPA GEOLOGICO DE LA REGION PUNTA CARIBE, BAHIA DE JUAN GRIEGO Y PUNTA GALERA

TAYLOR, 1960



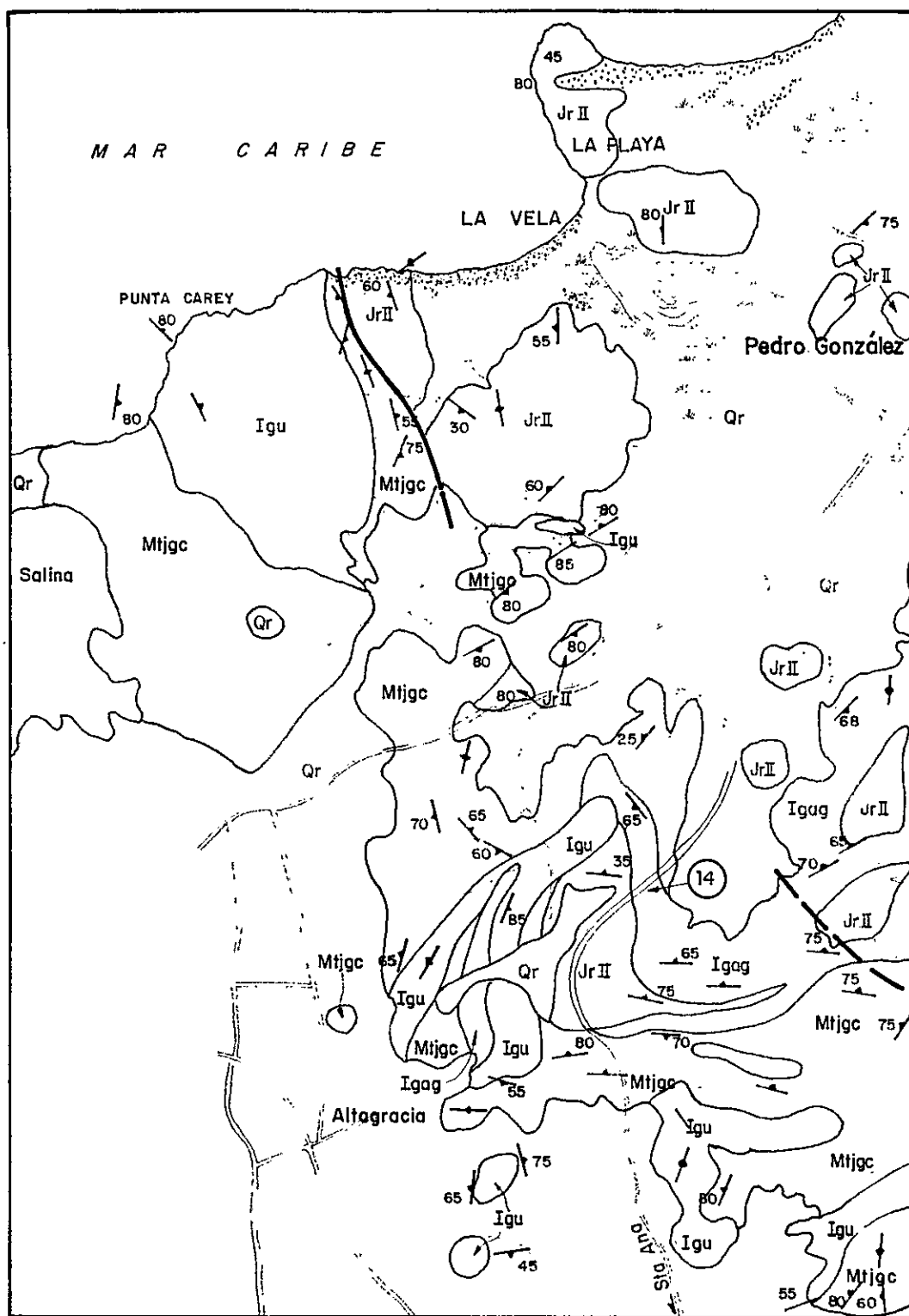
Qr	Reciente
Qps	Terrazas, calizas fosilíferas y areniscas calcareas
Mtjgg	Unidad Gráfica
Mtjgf	Unidad Feldespática
Igag	Granito de Guayacam

GRUPO JUAN GRIEGO

ESCALA GRAFICA
1:25.000

500 0 500 1000 1500 m.

MAPA GEOLOGICO DE LA REGION PEDRO GONZALEZ - ALTAGRACIA MARESCH, 1973



- | | |
|-------|--|
| Qr | Reciente |
| Mtjgc | Unidad Clorítica, (Grupo JUAN GRIEGO) |
| Jr II | Zona Metamorfica II (Grupo LA RINCONADA) |
| Igu | Rocas Ultramaficas |
| Igag | Granito de Guayacán |

necesita caminar a lo largo de la playa hasta Punta Galera, en donde observaremos esquistos cuarzo-micáceos grafitosos con numerosas vetas de cuarzo y diques de rocas básicas jóvenes.

PARADA No. 13: Castillo de Juan Griego (20 minutos). (Fig. 19).

En la carretera de Juan Griego hacia el castillo del mismo nombre se pueden observar excelentes afloramientos de la unidad feldespática del Grupo Juan Griego, muy cizallados y plegados, constituidos esencialmente por cuarcitas de color blanco a gris, intercalados con esquistos cuarzo-micáceos feldespáticos.

Al suroeste de Juan Griego, a lo largo de la playa se observan afloramientos de coquinas arenosas que forman una terraza horizontal en gran parte destruida por la acción del oleaje, cuya edad ha sido considerada Pleistoceno (Formación Chariamata). El geólogo Oliver Macsotay, presentará una información sobre estas terrazas y su comparación con otras del sur de la Isla de Margarita y Macanao.

EOCENO DE MARGARITA (Fig. 21)

Guía: Nicolás Gerardo Muñoz J.*

PARADA No. 14: Formación Pampatar. Punta Moreno - Playa El Angel.
(30 minutos).

Observación de la zona proximal de escarpa submarina y base de cañon submarino en Punta Moreno y Playa El Angel. Turbiditas proximales y conglomerado heterogéneo tipo flysch salvaje (wildflysch). Aquí se

*Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela.

observa: la parte basal local de la Formación Pampatar compuesta por gruesos conglomerados polimícticos de flysch salvaje que es seguida estratigráficamente por una secuencia rítmica, recurrente, de areniscas y lutitas, finamente estratificada de un flysch normal arenoso. Los componentes del conglomerado son muy heterogéneos en composición y tamaño: bloques y cantos de andesita y caliza, guijarros de ftanita, cuarzo, rocas metamórficas, fragmentos de capas de caliza, etc. Las areniscas son grauvascas. Existe un intervalo de capas gruesas de areniscas grises y marrones, con estructuras de almohadillas y bolas (ball-and-pillow) y estructuras moniliformes o de desprendimiento (pulled-apart). También se pueden observar estructuras de corte y relleno (cut-and-fill).

En el tramo superior hay varios intervalos conglomeráticos, unos con gradación normal y otros con gradación invertida. También hay conglomerados y areniscas dispuestos de una manera desorganizada.

La secuencia de Punta Moreno se considera depositada en la parte interna (más alta) del cono de acumulación de un cañon submarino (Muñoz, 1973, p. 57), e indica una transición, tanto lateral como vertical, a depósitos arenáceos con estructura más organizada (más turbidítica).

PARADA No. 15: Motivo Geológico - Turístico. Cueva El Bufón (20 minutos).

Sitio muy frecuentado por los turistas por la vista atractiva que ofrece. Es un buen ejemplo de la estratificación rítmica turbidítica, delgada, del flysch normal arenáceo. Las areniscas y limolitas son grauvaquicas y generalmente se observan varias divisiones del modelo Bouma. Las lutitas alternantes son cloríticas e ilíticas y han resultado estériles en su contenido de fósiles.

Los afloramientos costeros presentan un aspecto dentado debido a la acción de las olas sobre los sistemas de diaclasas. El carácter tabular de las capas expuestas es evidente. Se puede observar un buen intervalo de deslizamiento. Esta secuencia turbidítica, finamente estratificada, de los escarpados marinos de El Bufón sugiere una sedimentación en las partes más bajas y externas de conos submarinos.

PARADA No. 16: (30 minutos).

Si el tiempo y el estado de las vías de acceso lo permiten, se visitará la zona de Punta Ballena, donde se podrán observar: conglomerados lenticulares desordenados, de poca extensión lateral; capitas de areniscas con laminación cruzada y ondulada, estrato intraplegado recumbente y serie normal finamente estratificada de arenisca/lutita.

PARADA No. 17: Area de Punta Gorda (30 minutos).

Recorrido a lo largo de la costa de Punta Gorda. Area base del flysch lutítico (subflysch) con olistostromos cretácicos de fanitas y flujos volcánicos. (Fig. 22).

Se observará un grueso espesor de lutitas masivas, astillosas, con bloques exóticos. Representa el flysch argiláceo con intervalos, caóticos. Estas lutitas, hasta ahora, han resultado estériles en su contenido de fósiles.

De la secuencia argilácea se pasa a un intervalo muy arenoso y a intercalaciones arenisca-lutita; las areniscas son principalmente grauvacas y en muchas de ellas se pueden reconocer algunas de las divisiones del modelo Bouma de turbiditas. Por ejemplo, son comunes las estructuras primarias de deslizamiento como bolas y almohadillas (ball-and-pillow), capas enrolladas y desprendimientos en capas (rolled-up and pulled-apart beds).

Hacia la salineta de Pampatar, la alternancia arenisca-lutita se hace más rítmica y las capas más delgadas. Todavía existen intercalaciones conglomeráticas caóticas, pero de menor espesor y frecuencia.

PARADA No. 18: Formación Punta Carnero. Area del Aeropuerto Internacional del Caribe. Antiguo Valle de El Dátil (45 minutos).

Al norte del cerro conocido como el Primer Nivel de Orbitoides se pueden observar conglomerados sueltos del Miembro Las Bermúdez de la Formación Punta Carnero, formados por guijarros en matriz arcillosa y arenosa y compuestos por volcanoclastos, ftanita, cuarzo, caliza, diorita, etc. Hacia el sur y subiendo el cerro, se aprecian estratos delgados de grauvacas y hacia el tope una biocalcarenita orbitoidal turbidítica donde los orbitoides se han comportado como granos de arena, según el modelo de Bouma. Estas capas de caliza están asociadas con otras amarillentas de biocalcarenitas, biocalcilimolitas y biocalcilutitas con laminación paralela horizontal, aunque en algunas se observa microlaminación cruzada. Esta sección es rica en foraminíferos planctónicos y bentónicos, y en fragmentos de arrecife. La fauna pertenece al Eoceno Medio Superior.

Estas calizas de grano fino indican una depositación en aguas profundas de un mar abierto por la acción de corrientes de turbidez y de corrientes de fondo.

Recorrido en autobús a través del valle de El Dátil, el cual está formado por una secuencia marina profunda de lutitas con foraminíferos planctónicos interestratificada con biocalcarenitas y biocalcilimolitas turbidíticas orbitoidales y fragmentos arrecifales. Existen también lodos de globigerina retrabajados y posiblemente desplazados por corrientes marinas de fondo.

Area del Aeropuerto. Tramo Las Bermúdez-El Manglillo. (45 minutos).

Buena secuencia de calizas bioclásticas que se destacan por su resistencia a la erosión y por estar formadas principalmente por fragmentos arrecifales diversos y abundantes orbitoides que se comportan como granos de arena. Son verdaderas turbiditas donde se observan varias divisiones del modelo Bouma, en especial el intervalo inferior arenáceo y/o rudáceo gradado, el intervalo subsiguiente de laminación paralela, y la división de laminación cruzada y/o convoluta. Se observa interestratificación de calizas bioclásticas más finas y con un porcentaje significativo de material arcilloso; son las biocalcarenitas y biocalcilimolitas amarillentas, turbidíticas y orbitoidales con las divisiones del modelo Bouma. Las calizas bioclásticas grises son principalmente ricas en orbitoides y algas mientras que en los intervalos amarillentos suele haber mayor abundancia de foraminíferos planctónicos. Algunos de estos últimos intervalos (biocalcilimolitas) son verdaderos lodos de globigerina, de mar profundo y abierto. Las lutitas pelágicas intercaladas son tan ricas en planctónicos y radiolarios, que pueden ser comparadas con la parte inferior de la Formación Oceanic de Barbados (Max Furrer, informe personal).

Se pueden observar otras características sedimentarias tales como: gradación de tamaño, huellas basales, divisiones de Bouma de turbiditas, estructuras orgánicas en la base y en el tope Paleodyction sp; y Granularia sp. (Fig. 23).

PARADA No. 19: (Costa de Punta Mosquito. (60 minutos).

Recorrido de observación por afloramientos costeros pertenecientes a la Formación Punta Carnero, (véase Fig. 24). En esta área la sección de biocalcarenitas con intercalaciones de lutitas es muy parecida a la encontrada en la zona de Las Bermúdez - El Manglillo. Se puede observar desliza-

miento gravitacional intraplegado; capas parautóctonas de areniscas, y conglomerados heterogéneos y calcáreos. Además son notables varios rasgos muy significativos dentro de una secuencia flysch, tales como carbonatos turbidíticos: biocalcarenitas y biocalcíruditas de origen arrecifal. Estructuras sedimentarias deformacionales y primarias de la secuencia Bouma. Unidad brechoide de deslizamiento intraformacional: numerosos olistolitos en matriz lutáceo- calcarenítica.

En la parte más occidental de la costa de Punta Mosquito aflora una secuencia de calcarenitas finas con alternancia de lutitas pelágicas que sugiere un depósito distante en la cuenca de sedimentación eocénica. En las calcarenitas turbidíticas de Punta Mosquito se han identificado abundantes fragmentos de algas coralinas y foraminíferos orbitoidales, y en las porciones lutíticas se han reconocido radiolarios y foraminíferos pelágicos, microfauna que sugiere una edad del Eoceno Medio Superior.

NEOGENO-CUATERNARIO DE MARGARITA (Figs. 21, 25 y 26)

Guía: Oliver Macsotay*

Tercer día

PARAGUACHOA

PARADA No. 20: Caserío El Yaque. (20 minutos).

Marlitas, lutitas calcáreas de la Formación Cubagua (Mioceno Superior-Plioceno) cubiertas en discordancia angular por las calcarenitas de la Formación El Manglillo (Pleistoceno Superior). Esta última ocupa un entalle erosional. Las dos unidades están cortadas por la falla de El Yaque, con desplazamiento transcurrentes sinestrales y verticales inversos.

*Departamento de Bioestratigrafía, Ministerio de Energía y Minas.

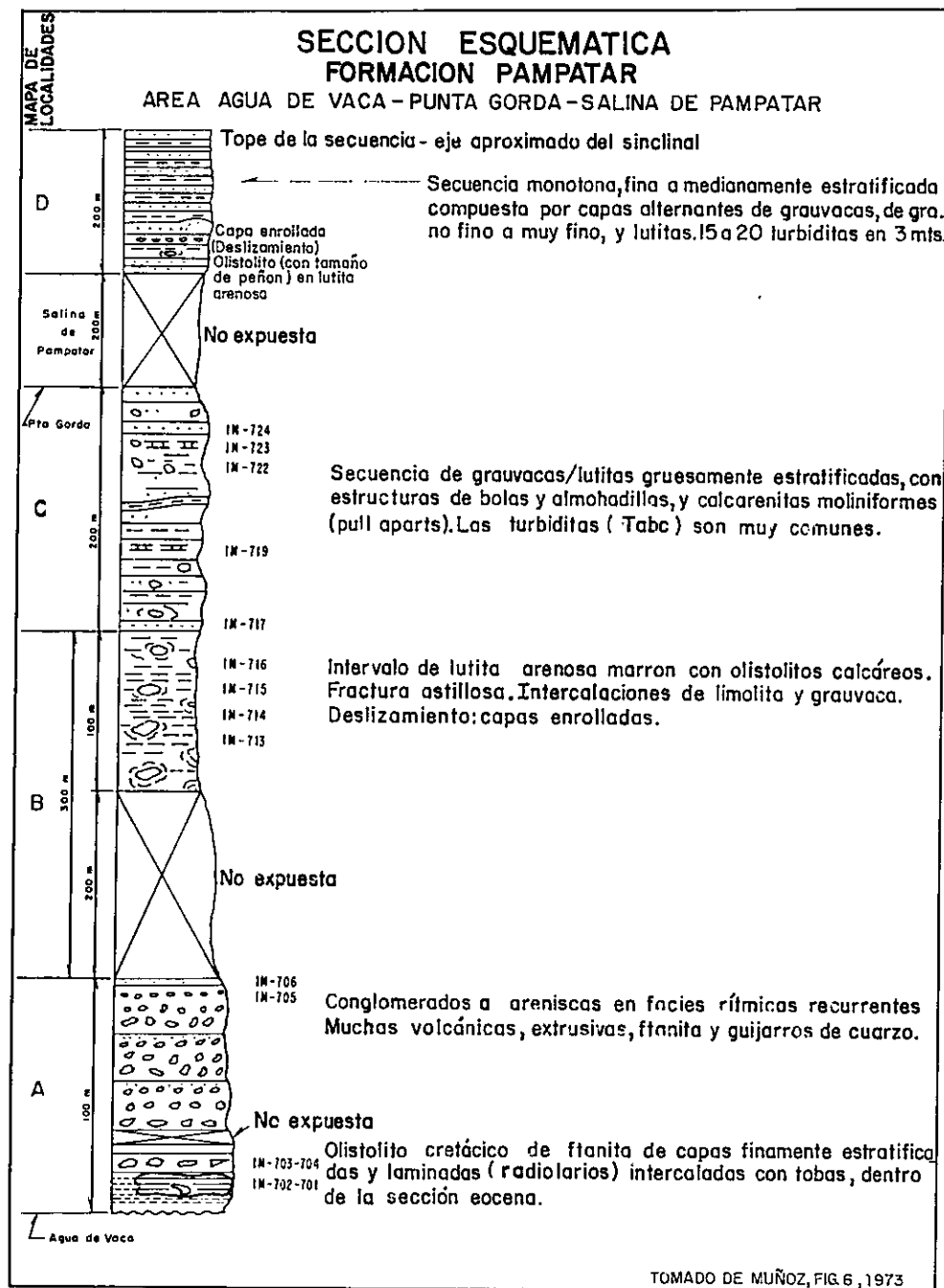


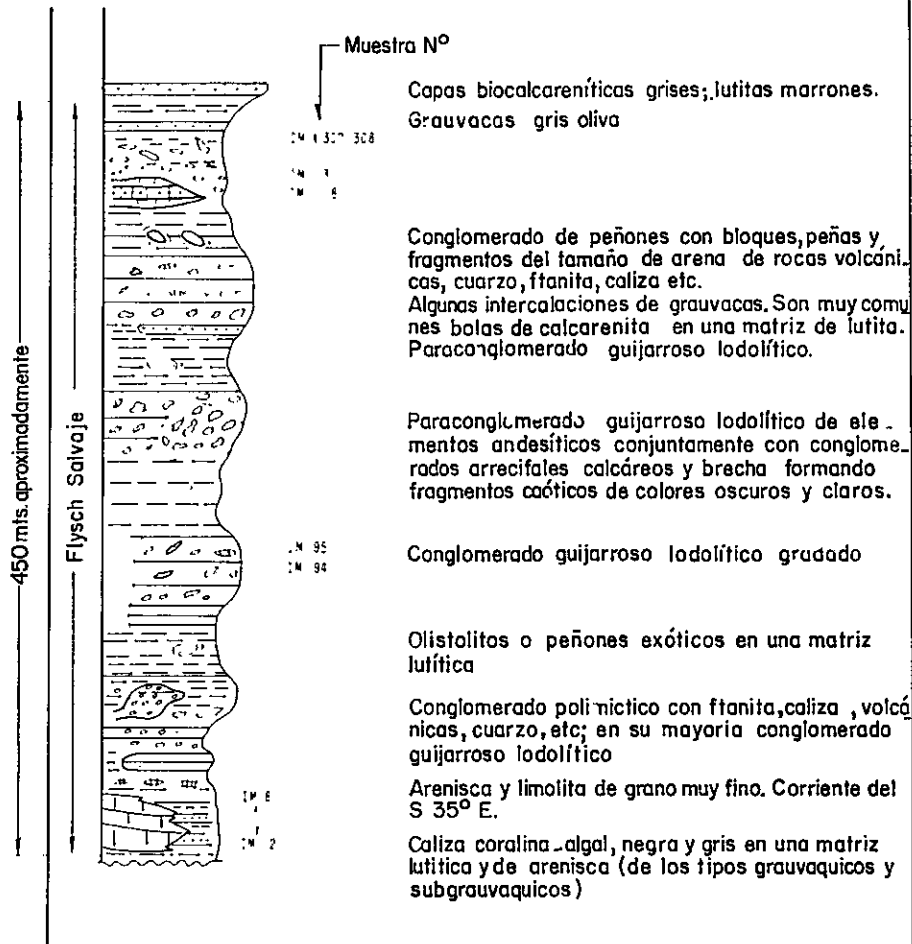
FIG.- 22

SECCION ESQUEMATICA

FORMACION PUNTA CARNERO

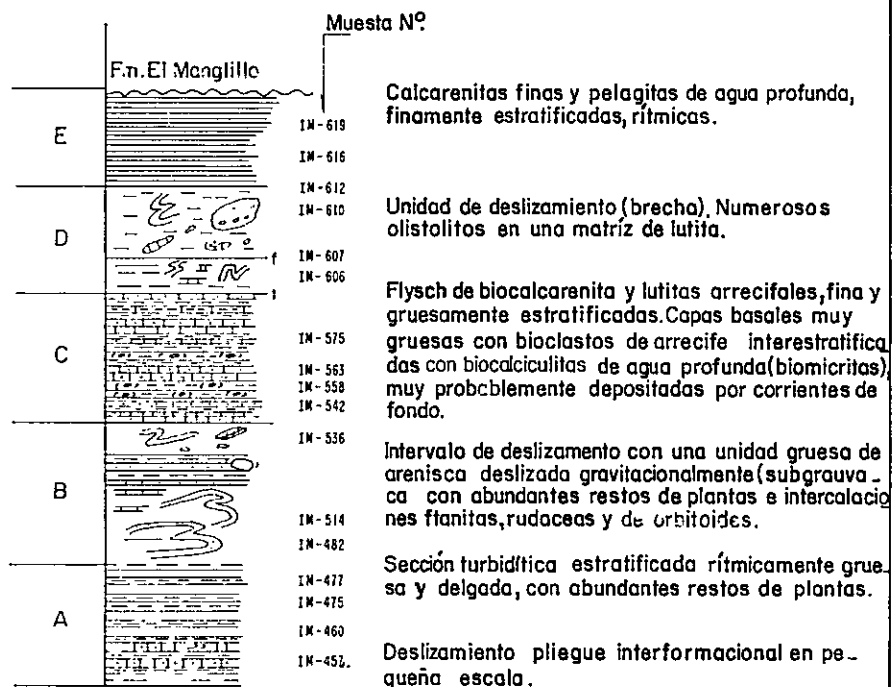
MIEMBRO LAS BERMUDEZ DE FLYSCH SALVAJE

AREA DE LAS BERMUDEZ- EL MANGLILLO



TOMADO DE MUÑOZ, FIG.-3, 1973

SECCION ESQUEMATICA
FORMACION PUNTA CARNERO
 AREA DE PUNTA MOSQUITO



TOMADO DE MUÑOZ, FIG.-4, 1973

MACANO

PARADA No. 21: Punta Barrancas. (30 minutos).

Sobre esquistos cuarzo-granatíferos y con un conglomerado basal marino se observan las marlitas y limolitas de la Formación Cubagua (Mioceno Superior-Plioceno), de ambiente marino de plataforma externa (Fig. 27). Con contacto erosional, se observan las calcarenitas de la Formación El Manglillo, (Pleistoceno Superior).

PARADA No. 22: Quebrada Guayacancito. (10 minutos).

La Formación Cubagua, con lutitas limolíticas buzando al sur, presenta una capa de areniscas arcósicas, líticas, impuras, buzando 26°S; sobre estas secuencias, se observan arenas, gravas y conglomerados mal escogidos de la Formación Caiguire (Plioceno Superior), de ambiente dominante continental, en discordancia angular.

PARADA No. 23: Cerro Roba Chivo (35 minutos).

Ascenso al cerro, para observar la Formación Caiguire en su sector de espesores máximos. En las secuencias coluviales se observan niveles de raíces, y canales colmatados de quebradas torrenciales. Nótese la superficie fisiográfica horizontal, a 120 m. sobre el nivel de mar. Al sur, se observa en plano la Serranía Metamórfica, con la unidad de esquistos cuarzo-granatíferos (pardo rojizo oscuro) cubiertos por la unidad feldespática (gris amarillento).

Al pasar los autobuses por el caserío El Manglillo, obsérvese a mano derecha, el nivel marino (amarillento), y la secuencia continental (gris, azul, rojo, castaño) de la Formación Caiguire, a nivel de la carretera.

PARADA No. 24: Laguna de Boca Chica-Cerro Parate Bueno. (1 hora).

Sobre las arenas arcillosas gris azuladas con capas de Crassostrea insularis de la Formación Caiguire (Plioceno Superior) se observa en contacto erosional, la Formación Cumaná (Pleistoceno Inferior) con sus arenas, calcarenitas amarillas y gris claras, y limolitas gris verdosas. El contacto se desarrolla mediante canales de marea y superficies de erosión marinas. (Fig. 28). La secuencia es marina de plataforma, y su fósil índice es el Lyropecten arnoldi.

En los bordes de la laguna, se observan los sedimentos biogénicos (concheros, aglomerados coralinos) de la Formación Boca Chica (Fig. 29); el entalle en rocas calcáreas cubiertas de Crassostrea rhizophorae (costra de manglar), que indica aproximadamente el nivel del mar de hace 1.100 años A.P.

PARADA No. 25: Punta Arenas. (15 minutos).

Sobre las calcarenitas amarillas de la Formación Cumaná (Pleistoceno Inferior), en contacto erosional, se observan las calcarenitas blanquecinas de la Formación El Manglillo (Pleistoceno Superior, 130.000 años A.P.). Nótese el escarpado de la falla transcurrente de Punta Arenas y las columnas conglomeráticas producidas por la carstificación.

Regreso a Porlamar y fin de la excursión.

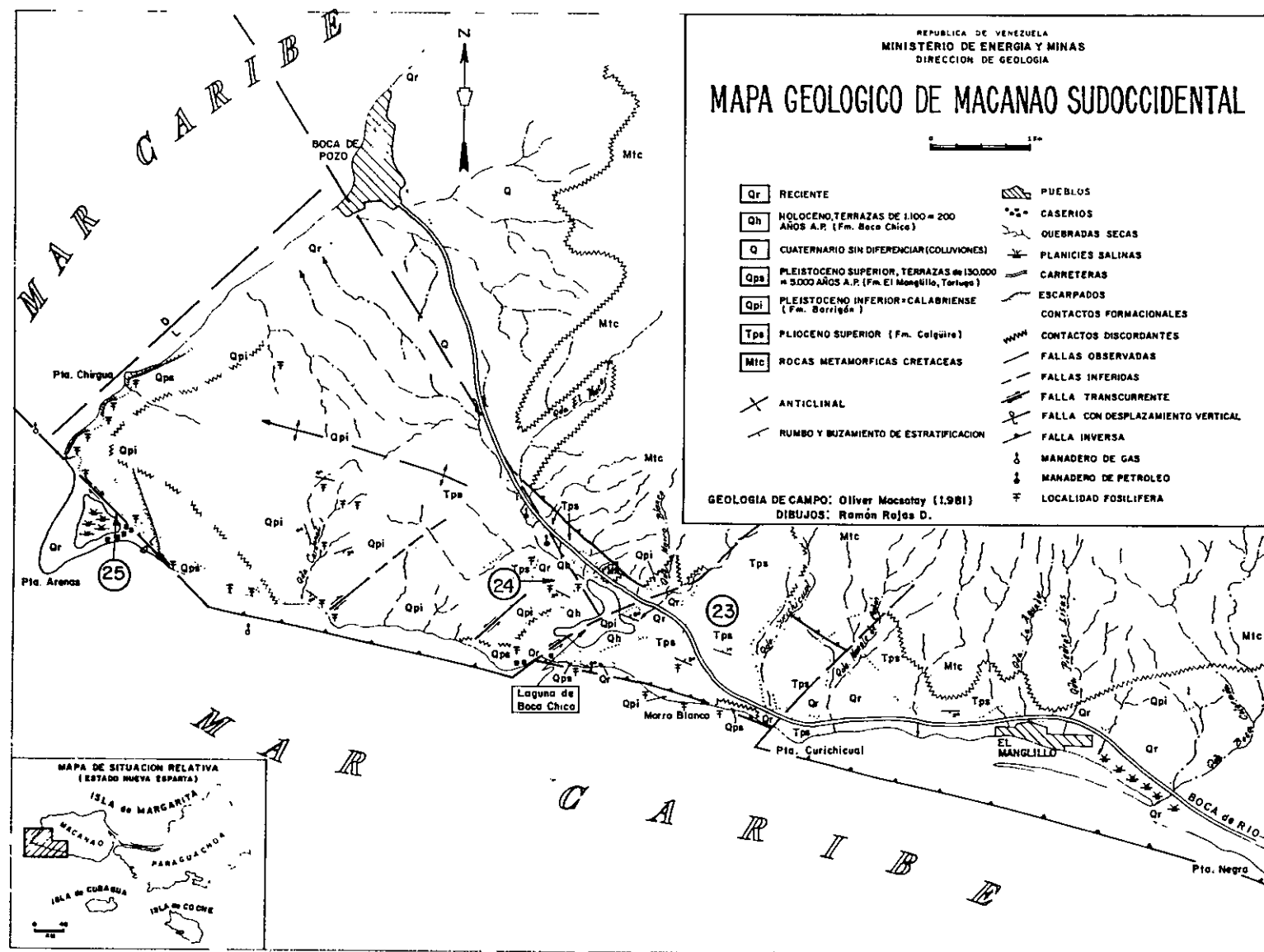
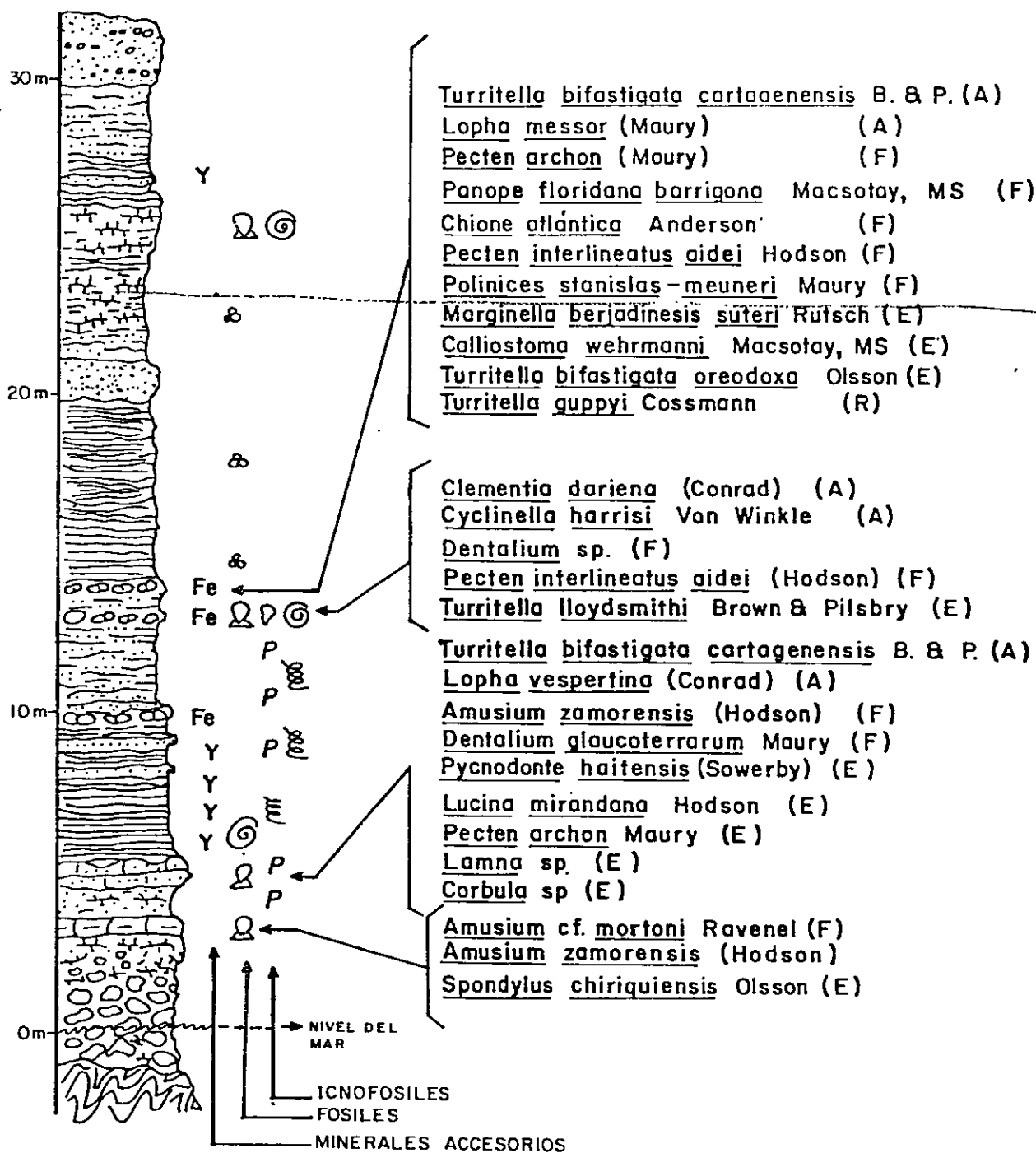


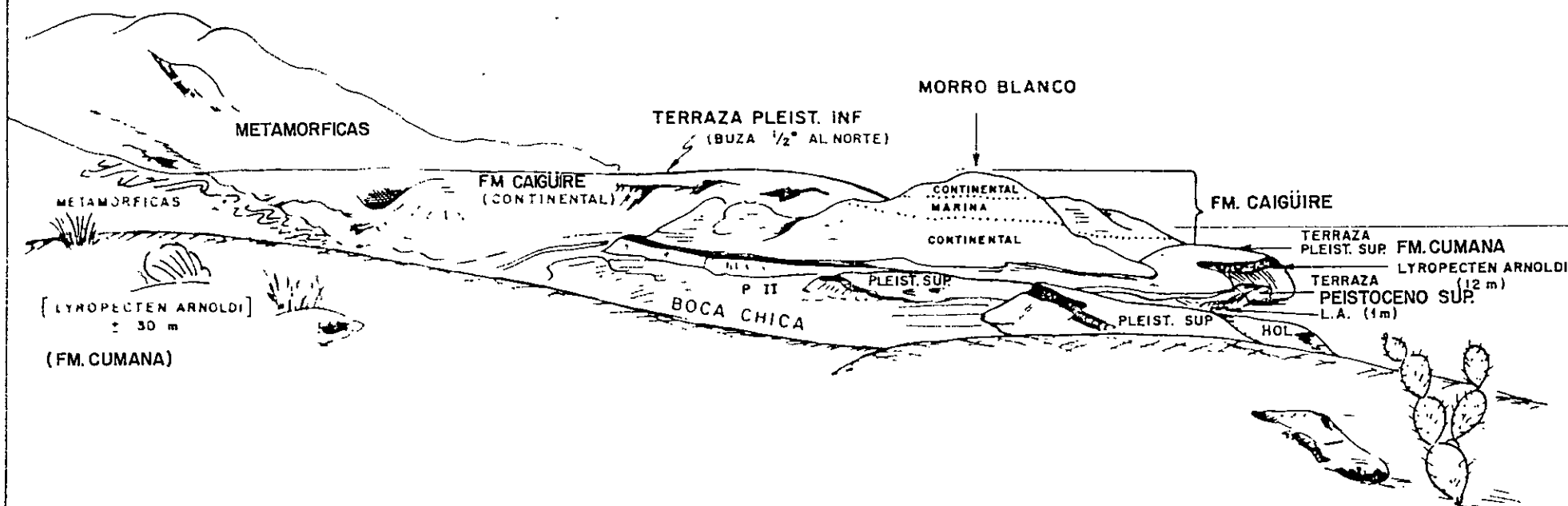
FIG.- 26

COLUMNA ESTRATIGRAFICA SINTETICA DE LA FORMACION CUBAGUA EN PUNTA BARRANCAS(MACANAO)

MACROFAUNA



AREA DE BOCA CHICA, MORRO BLANCO
VISTA DESDE LOMA PARATE BUENO



FACIES DE LAS FORMACIONES CAIGÜIRE Y CUMANA
TERRAZAS DEL CUATERNARIO SUPERIOR Y HOLOCENO
DISTRIBUCION DEL LYROPECTEN ARNOLDI

MODIFICADO DE C.H.GRAF(1.971), POR O.MACSOTAY(1.983)

TERRAZAS EN EL EXTREMO OCCIDENTAL DE LA PENINSULA DE ARAYA

(Tomado de MACSOTAY & MOORE, 1974, fig. 5)

FORMACION CASTILLO
DE ARAYA, LOCALIDAD
TIPO

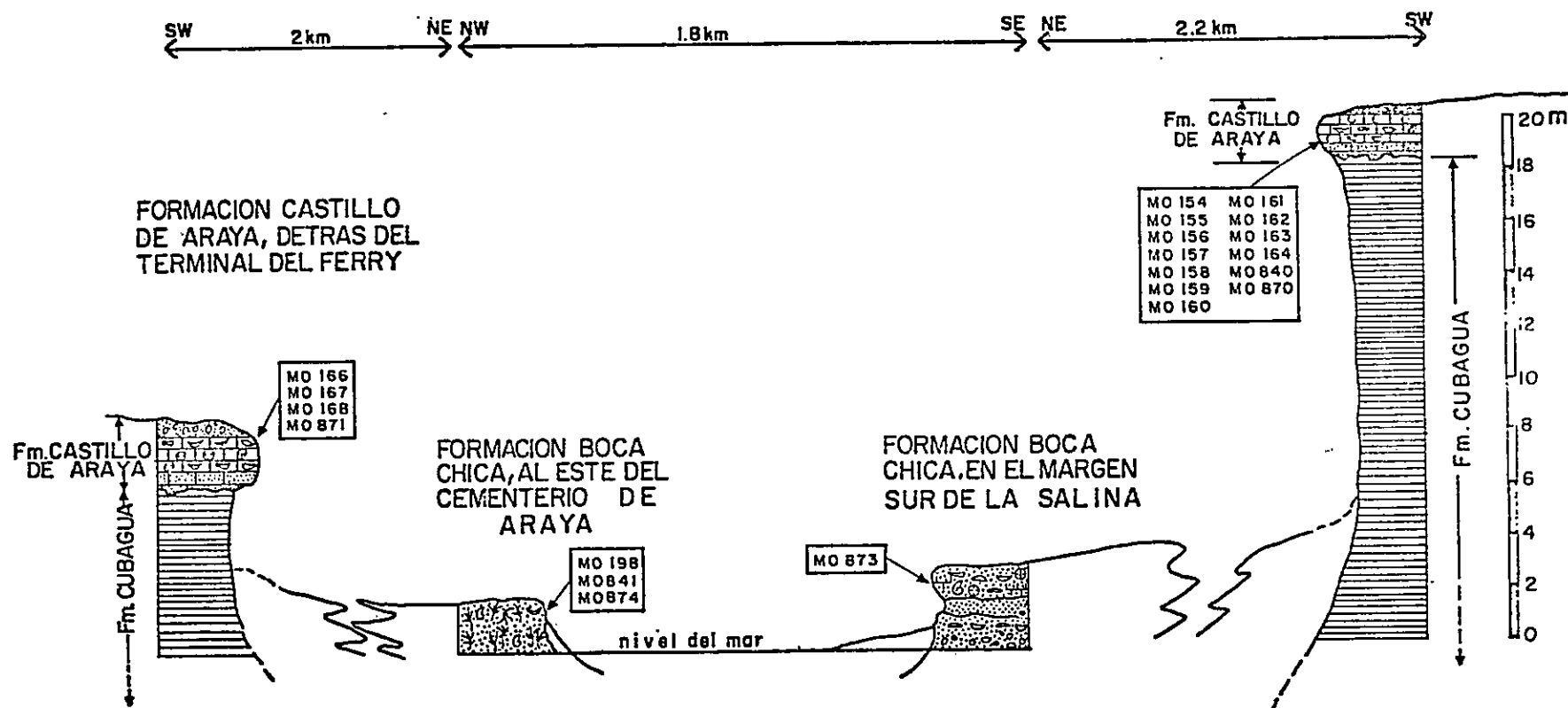


FIG.-29

BIBLIOGRAFIA

AGUERREVERE, P.I. (1936). Notas geológicas sobre Margarita y Coche, Soc. Ven. Cienc. Nat., vol. 3, N° 28, p. 397-403.

ANISGARD, H. W. (1956). Europertia in the Eocene of Venezuela, Contr. Cushman Fund. Foram. Res., vol. 7, pt.2, p. 48-59.

ARÓZENA, J.M. de (1971). Rocas Ultramáficas y Asociadas en la Zona de El Maguey, parte nororiental de la Península de Macanao, Margarita, Estado Nueva Esparta (Resumen) VI Conf. Geol. Caribe, Margarita, Venezuela; folleto 38 p.

ASCANIO, G. (1972). Geología de los cerros de Caiguire, Estado Sucre Bol. Geol. (Caracas) Publ Esp. 5(3), p. 1279-1288.

BECCALUVA, L. y PASSERINI, P. (1981). Ophiolites and actualism. "Ofioliti" suplemento al vol. 5, April, 1981.

BECK, C.M., BELLIZZIA, A., BLANCHET, R., y STEPHAN, J.F. (1979). The Caribbean Chain from the Pacific to the Atlantic. 4th Latin American Geological Congress, Trinidad & Tobago, 1979 (en prensa).

BELLIZZIA A. (1967). Rocas Ultrabásicas en el Sistema Montañoso del Caribe y Yacimientos Minerales Asociados. Bol. Geol. vol. VIII, Ministerio de Energía y Minas, Dirección de Geología.

_____ (1972). Sistema Montañoso del Caribe, Borde Sur de la Placa Caribe, ¿Es una Cordillera Alóctona? In C. Petzall (Ed.). Mem. VI Conf. Geol. Caribe (Isla de Margarita) p. 247-258.

_____ y RODRIGUEZ, D. (1972). Geología del Estado Yaracuy. Mem. IV. Cong. Venez., T. VI, p. 3317-3417.

_____ PIMENTEL DE BELLIZZIA, N. y MUÑOZ, M.I. (1982). Geodynamic Investigation in Venezuela. III Boletín de Geodinámica. Ministerio de Energía y Minas, Dirección de Geología, Publicación especial # 9.

BERMUDEZ, P.J., y GAMEZ, H. (1966). Estudio Paleontológico de una sección del Eoceno. Grupo Punta Carnero de la isla de Margarita, Venezuela", Mem. Soc. Cien. Nat. La Salle, Tomo XXVI, N° 75, p. 205-259.

_____ (1966). Consideraciones sobre los Sedimentos del Mioceno Medio al Reciente de las costas Central y Oriental de Venezuela. Bol. Geol. (Caracas), 7(14), p. 333-411.

BLADIER, Y. (1976). Informe General sobre las actividades de campo del campamento de Carúpano entre el 1° de febrero y el 1° de noviembre de 1976. Ministerio de Energía y Minas, Dirección de Geología. Informe inédito.

_____ y MACSOTAY O., MS. Acortamiento cortical en rocas Plio-Cuaternarias del área del Golfo de Cariaco, Venezuela nor-oriental.

Informe Interno. Ministerio de Energía y Minas, Caracas, 14 p.

BLOW, W.H. (1969). Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: P. BRONNIMAN & H.H. RENZ (Eds.) Proc. First Internat. Congr. on Plank. Microfossils, Geneva, p. 199-422.

BOLLI, H., y BERMUDEZ P.J. (1965). Zonation based on planktonic foraminifera of Middle Miocene to Pliocene warm water marine sediments. Asoc. Venez. Geol. Miner. Petrol., Bol. Inform. 8 (5), p. 121-150.

CAMPOS, C.V. (1981). Une transversale de la chaîne et de la marge vénézuélienne dans le secteur de Carúpano. (Venezuela oriental): Structure géologique et évolution géodynamique. Thèse de 3^e cycle. Brest, 160 p.

CATI, F. et al., (1968). Biostratigrafía del Neógeno Mediterráneo basada sui foraminiferi planctonici. Soc. Geol. Italiana, Bol. 87, p. 491-503.

COLEMAN, R.G. y RETERMAN Z.E. (1975) Oceanic Plagiogranite. Journal of Geophysical Research, vol. 80, N° 8.

DENGO, G. (1950). Eclogitic and glaucophane amphibolites in Venezuela. Trans. Geophys. Un., vol. 31, p. 873-878.

GONZALEZ DE JUANA, C. (1947). Elements of diastrophic history of north eastern Venezuela, Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 58, p. 689-702.

_____, (1968). Guía de la Excursión Geológica a la Parte Oriental de la Isla de Margarita, Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., 42 p.

_____, y VIGNALI M. (1971). Rocas Metamórficas e Igneas en la Península de Macanao, Margarita, Venezuela (Resumen) VI Conf. Geol. Caribe, folleto, 39 p.

_____, (1972). Excursión L-5. Excursión Geológica alrededor de la Isla de Margarita oriental. VI Conf. Geol. Caribe, Mem. p. 36-37.

_____, ITURRALDE DE AROZENA, J.M. y PICARD CADILLAT, X. (1980). Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. T. II, p. 415-1031. Ed. Foninves, Caracas.

GRAF, C. (1972). Guía de la Excursión L-4 Sedimentos del Terciario Superior y Cuaternario del Sur de la Península de Macanao. Margarita, Venezuela. VI Conf. Geol. Caribe, Mem. p. 2.

_____. (1972a). Sedimentos del Terciario Superior y Cuaternario del Sur de la Península de Macanao, Margarita, Venezuela. VI Conf. Geol. Caribe, Mem. p. 28-32.

(1972b). Sedimentos del Terciario Superior y Cuaternario de la Península de Macanao. Guía de la Excursión L-4. ibid. p. 414-417.

GUILLET, Ph. (1981). Petrofábrica de las rocas ultramáficas de la región de Matasiete. Ministerio de Energía y Minas, Dirección de Geología. Informe inédito.

HARGRAVES, R.B. y SKERLEC, G.M. (1982). Paleomagnetism of some Cretaceous--Tertiary Igneous Rocks on Venezuelan Offshore Islands, Netherland Antilles, Trinidad and Tobago. Memoria IX Conferencia del Caribe, Santo Domingo, p. 509-518.

HESS, H. y MAXWELL, J.C. (1949). Geological Reconnaissance of the Island of Margarita, Pt. I. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 60, p. 1857-1868.

HSÜ, K.J. (1974). Melanges and their distinction from olistostromes. Soc. of Economist Paleontologist and Mineralogists, Special Publication No. 19.

HUNTER, V.F. (1978a). Foraminiferal correlation in Tertiary mollusc horizons of the southern Caribbean area. Geol. en Mijnbouw. 57 (2), p.193-203.

(1978b). Notes on the Tertiary stratigraphy of Margarita Island, Venezuela. ibid. 57 (2), p. 204-212.

ITURRALDE DE AROZENA, J.M. (1972). Guía de la Excursión zona Nororiental de la Península de Macanao, Isla de Margarita, Memorias de la VI Conf. Geol. Caribe, Margarita, Venezuela, pág. 22-24.

JAM, P.L., y MENDEZ, A.M. (1962). Geología de la Isla de Margarita, Coche y Cubagua, Soc. Cienc. Nat. La Salle, Mem., vol. 22, N° 61, p.73-115.

LOCKWOOD, J.P. (1972). Possible mechanisms for the emplacement of Alpine--Type Serpentinite. Geol. Soc. Amer. Memoir 132.

MACSOTAY, O y MOORE W.S. (1974). Cronoestratigrafía de algunas terrazas Cuaternarias marinas del Oriente de Venezuela. III Conf. N.N.U.U. Der. Mar. Cuadernos Azules, 12, p.1-63.

(1977). Observaciones sobre el neotectonismo Cuaternario en el nor-oriente Venezolano. Bol. Geol. (Caracas). Publ. Esp.7 (3), p. 1861-1883.

y VIVAS V., MS. (1982). Geología de la Isla de Coche. 22 p., Informe interno, Ministerio de Energía y Minas (1982).

MARESCH, V.W. (1972). Field trip to the Rinconada Group. Memorias de la VI Conferencia Geológica del Caribe, Margarita, Venezuela. p. 20-21.

(1972). Eclogitic-amphibolitic rocks on Isla Margarita, Venezuela; a preliminary account. Geol. Soc. Amer. Mem. 132, p.429-437.

(1973). Metamorfismo y Estructura de Margarita Nororiental, Venezuela. Boletín de Geología, vol. XII, N° 22, p. 172.

METZ, H. (1968), Stratigraphy and Geologic History for Extreme Eastern Serranía del Interior, State of Sucre, Venezuela. Resumen. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petr., Bol. Inform., vol. 8. N° 3, p. 84.

MORGAN, B.A. (1967). Geology of the Valencia Area, Carabobo, Venezuela, Ph. D. Thesis, Princenton, 220 p.

(1969). Geología de la Región de Valencia; Carabobo, Venezuela Bol. Geol., (Caracas), (20), p.3-136.

MUÑOZ N.G. (1971). Sobre el Eoceno de Margarita, Venezuela, Bol. Inf. Asoc. Ven. Geol. Min. y Pet. vol. 14, N° 6, p. 153-154.

(1972). Guía de la Excursión L-3, Flysch Eoceno de la Isla de Margarita. Memorias de la VI Conf. Geol. Caribe, Margarita, Venezuela, p. 25-27

(1973). Geología Sedimentaria del Flysch Eoceno de la Isla de Margarita, Venezuela. "GEOS", Universidad Central de Venezuela, No. 20, p. 5-64, Caracas.

PATRICK, H.B. (1959). Nomenclatura del Pleistoceno en la Cuenca de Cariaco. Bol. Geol. (Caracas) 5 (10), p.91-97.

SANTAMARIA, F. y MOTICKA P. (1972). Reconocimiento geológico de las Islas de Venezuela en el mar Caribe entre Los Roques y Los Testigos. Act. Cient. Venezolana, vol. 23-24, Nos. 1-6.

y SCHUBERT, C. (1974). Geochemistry and Geochronology of the Southern Caribbean Northern Venezuela Plate Boundary. Geol. Soc. Am. Bull., 85 (7), p.1085-1098.

SCHUBERT, C. y MOTICKA, P. (1972). Geological Reconnaissance of the Venezuela Islands in the Caribbean sea between Los Roques and Los Testigos VI Conf. Geol. Caribe, Memorias, p. 81-82.

(1973). Reconocimiento geológico de las islas Venezolanas en el Mar Caribe, entre Los Roques y Los Testigos (Dependencias Federales). Bol. Soc. Ven. de Geólogos, (8), 1 y 2, p. 148.

STAINFORTH, R.M. (1969). Edades de Formaciones del Terciario Superior y Cuaternario de Venezuela. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol. Bol. Inform., 12 (4), p.75-105.

TALUKDAR, S. y LOUREIRO, D. (1982). Geología de una zona ubicada en el segmento norcentral de la Cordillera de la Costa, Venezuela: Metamorfismo y deformación. Evolución del Margen de Suramerica en el marco de la tectónica

de placas. Bol. GEOS, Escuela de Geología y Minas U.C.V. Venezuela, No. 27.

TAYLOR, G.C. (1960b). Geología de la Isla de Margarita, Venezuela. Cong. Geol. Venez -III, Caracas, 1959. Mem., T.2, p. 838-893.

VIGNALI, M. (1965). Estudio Geológico de las rocas sedimentarias de Araya. GEOS, Univ. Central de Venezuela, 13, p.23-36.

_____. (1979). Estratigrafía y Estructura de las Cordilleras Metamórficas de Venezuela Oriental (Península de Araya-Paria e Isla de Margarita). Bol. GEOS. Escuela de Geología y Minas, U.C.V. No. 25.

SEIJAS, F. J. (1972). Geología de la región de Carúpano. Mem. IV Cong. Geol. Venez., Tomo III, Pub. Esp. N° 5. Ministerio de Energía y Minas, p. 1887-1923.

SIFONTES, S. y SANTAMARIA, F. (1972). Rocas Intrusivas Jóvenes en la Región de Carúpano. VI Conf. Geol. Caribe, Margarita, Venezuela, p. 121.

STAINFORTH, R.M. (1969). Edades de Formaciones del Terciario Superior y Cuaternario de Venezuela. Asoc. Venez. Geol.Min. y Petrol. Bol Inform., 12(4), p. 75-105.

SUBIETA T. y CASAIGNEAU C.(1980). Relaciones entre los cuerpos ofiolíticos y la evolución tectónica de la Cadena Caribe. Venezuela. Dirección de Geología? Ministerio de Energía y Minas. Informe inédito.

RIVERO, F. de (1956). Grupo Punta Carnero, Stratigraphical Lexicon of Venezuela, Ministerio de Energía y Minas. Bol. Geol., Publ. Esp. N°1 (English Edition), p. 463-466

VIERBUCHEN, R. (1978). The Tectonics of Northeastern Venezuela and the Southeastern Caribbean Sea. Ph.D. Thesis, Princeton University, U.S.A.

CODIGO DE ETICA
SOCIEDAD VENEZOLANA DE GEOLOGOS

Principios Generales

ART. 1, Sec. 1. El ejercicio de la geología es una profesión, la más alta conducta profesional debe prevalecer en todos sus actos.
Sec. 2. Honestidad, integridad, fidelidad y voluntad de superación personal y profesional y caballerosidad son las reglas de conducta de los miembros de la Sociedad.

Relaciones con el Público

ART. 2, Sec. 1. Ser comedido en sus apreciaciones, hacer juicios técnicos con el mayor acopio de datos posibles y ser realista y sincero en las recomendaciones.
Sec. 2. No debe dar opiniones o escribir informes sin estar debidamente enterado del asunto en cuestión.
Sec. 3. No debe dar declaraciones falsas aún bajo responsabilidad de otros.
Sec. 4. Mantener una reputación personal y profesional sin tacha en beneficio propio, de su profesión y de su Sociedad.

Relación con su Empresa

ART. 3, Sec. 1. El profesional debe lealtad a los intereses legales de la empresa donde trabaja.
Sec. 2. No debe permitir que su nombre esté asociado con empresas de reputación dudosa.
Sec. 3. No debe aceptar compromisos o responsabilidades personales en conflicto con los intereses de su empresa.
Sec. 4. No debe aceptar ni solicitar empleos en empresas especulativas que ignorando su experiencia profesional busquen solo información técnica ajena.
Sec. 5. En sus planes de cambios de empleo ser sincero con la empresa que lo emplea y con la que lo tiene empleado.
Sec. 6. No debe aceptar comisiones, regalos o prendas de personas o entidades comerciales cuyos intereses sean afines o relacionados con los de la empresa donde trabaja.
Sec. 7. No debe buscar beneficio económico de la información profesional que a título de confidencial pertenezca a su empresa.
Sec. 8. No debe aceptar cargos que interfieren o presenten conflicto con las responsabilidades que debe a su empresa.
Sec. 9. No divulgar información que a título de confidencial haya obtenido personalmente o que le haya sido confiada.

Relación con Otros Miembros.

ART. 4, Sec. 1. No atentar contra la reputación profesional o los negocios de cualquiera de sus colegas.
Sec. 2. Un profesional no debe competir en empleos ajenos ofreciéndose a salarios inferiores a los estipulados.
Sec. 3. Debe mérito al crédito ajeno y no plagiará ni por escrito ni verbalmente, así como no aceptará para sí el mérito que a sabiendas pertenezca a otro profesional.
Sec. 4. No debe recomendar para la aceptación en la Sociedad a aquellas personas que no sigan las normas de ética establecidas o las que no tengan la educación y la experiencia requeridas.

Deberes para con la Sociedad.

ART. 5, Sec. 1. Todos los miembros son guardianes de los Estatutos y el Código de Etica y deben notificar a la Junta Directiva de la Sociedad de cualquier violación o irregularidad que observen.
Sec. 2. Al presentar su solicitud de admisión, los candidatos manifiestan su voluntad de cumplir con las normas del Código de Etica.



CORTESIA DE LAGOVEN, S.A.
Filial de PETROLEOS DE VENEZUELA, S.A.