

Artículo.-

ESTRATIGRAFIA CUATERNARIA DEL NOROESTE DE VENEZUELA⁽¹⁾

Por: Claus H. Graf.⁽²⁾

Resumen

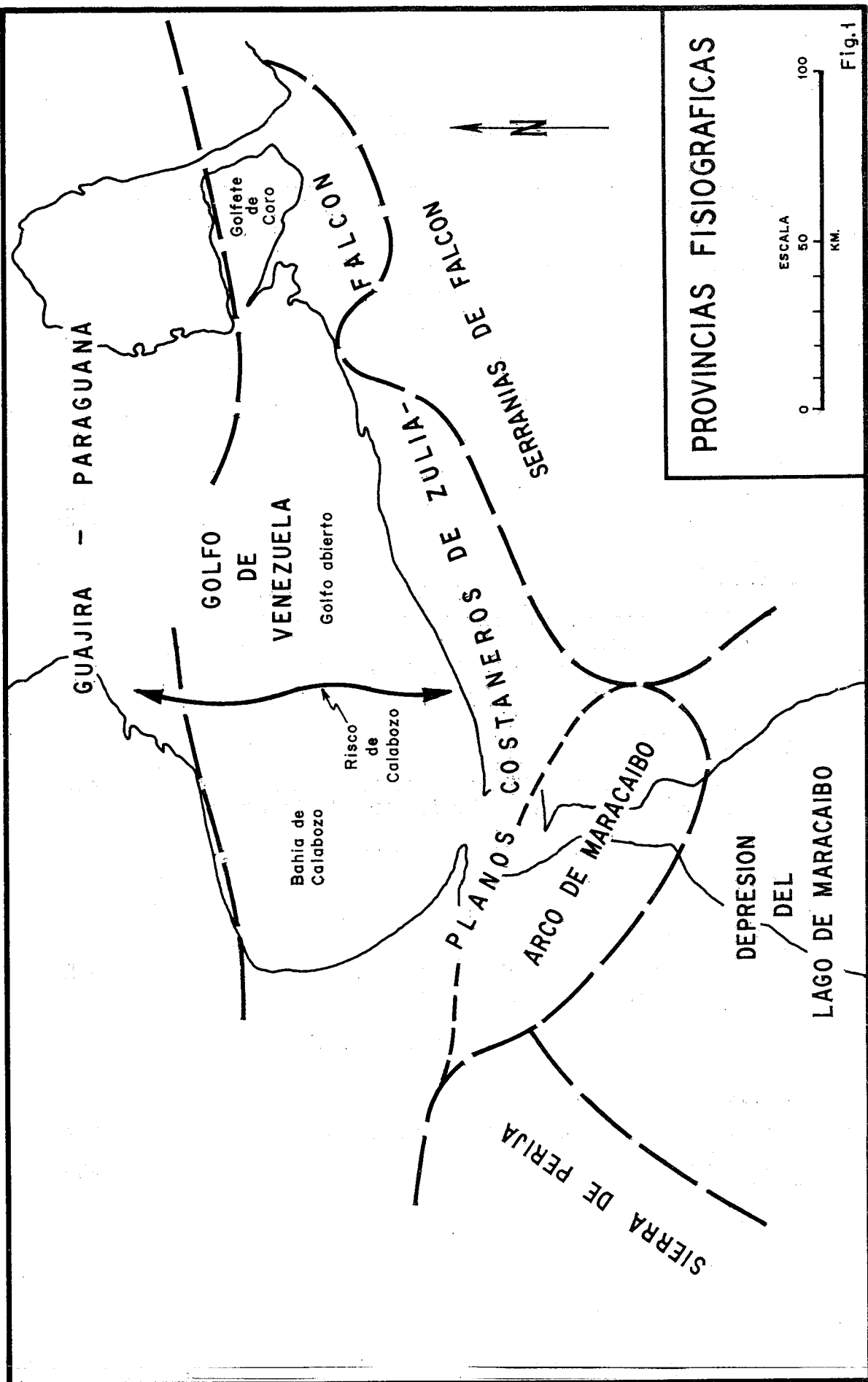
Los sedimentos cuaternarios del noroeste de Venezuela se acumularon en seis provincias estratigráficas. Estas se desarrollaron como consecuencia de fluctuaciones eustáticas del nivel del mar combinadas con dos períodos de actividad tectónica.

- 1.- La provincia de Guajira-Paraguana, formada por delgados y aislados sedimentos calcáreos sobre anchas terrazas erosivas.
- 2.- Los planos costaneros de Falcón, con una secuencia de unidades fluviales y transicionales, separadas por discordancias.
- 3.- El Arco de Maracaibo, cubierto por delgadas acumulaciones de sedimentos paludales y fluviales, separadas por discordancias.
- 4.- La depresión del Lago de Maracaibo, que contiene una secuencia continua de sedimentos paludales, lacustres y fluviales.
- 5.- La Bahía de Calabozo, cuyos sedimentos reflejan la influencia de cuatro ciclos sedimentarios.
- 6.- El Golfo de Venezuela, probablemente cubierto por una serie de sedimentos marinos poco profundos a transicionales y fluviales, separados por discordancias paralelas.

Correlaciones regionales de estas secciones se basan en la interpretación de eventos tectónicos y fenómenos glaciales del Cuaternario. Períodos interglaciales, de niveles marinos relativamente altos, resultaban en extensa sedimentación marina, transicional y continental. Durante los tiempos de niveles marinos relativamente bajos de períodos glaciales, la mayor parte de la región estaba expuesta a meteorización bajo climas húmedos, excep-

(1) - Manuscrito recibido en octubre, 1969.

(2) - Geólogo, Creole Petroleum Corporation.



tuando dos cuencas interiores de drenaje, las cuales seguían recibiendo sedimentos fluviales. Venezuela noroccidental es un área de considerable actividad tectónica durante tiempos cuaternarios. La "Orogénesis Antillana" influyó fuertemente en los procesos sedimentarios del Terciario superior y Cuaternario inferior y fué seguida por un período de relativa estabilidad. Una rejuvenación de movimientos tectónicos se inició probablemente a fines del Pleistoceno o comienzos del Holoceno.

Summary

Quaternary sediments of northwestern Venezuela were deposited in six stratigraphic provinces. These provinces developed in response to eustatic sea level fluctuations combined with two periods of tectonic activity.

- 1.- The Guajira-Paraguáná province, constituted by thin and isolated calcareous deposits on wide erosive benches.
- 2.- The Falcón coastal plains, formed by units of fluvial and transitional deposits, separated by angular unconformities.
- 3.- The Maracaibo Arch, covered by thin lagoonal and fluvial sediments separated by unconformities.
- 4.- The Lake of Maracaibo depression, containing an interrupted sequence of lagoonal to lacustrine and fluvial character.
- 5.- The Calabozo Bay, containing a cyclic sequence ranging from shallow marine to fluvial.
- 6.- The Gulf of Venezuela, probably covered by a series of shallow marine, transitional and continental sediments, separated by disconformities.

Interregional correlation of these sequences is based on glacial and tectonic events. Interglacial stages resulted in relatively high stands of sea level accompanied by widespread marine and transitional sedimentation and active fluvial deposition. Eustatically lowered sea levels of glacial stages resulted in regional subaerial erosion under humid climates, interrupted only locally by sedimentation within interior drainage basins. Northwest Venezuela is an area of considerable tectonic instability during Quaternary times. The "Antillean Orogeny" strongly influenced late Tertiary and early Quaternary sedimentation and was followed by a period of relative tectonic stability. A rejuvenation of tectonic movements began presumably in late Pleistocene or Holocene times.

Introducción.-

Recientes revisiones de correlaciones del Neógeno en Europa Occidental (Comité del Neógeno Mediterraneo, 1959-67), analizadas por Stainforth (1969), sugieren que una revisión de edades de depósitos neógenos se hace necesaria también en Venezuela.

En el presente trabajo se describen las secuencias más jóvenes del noroeste de Venezuela. Estos depósitos han sido muy poco o nada estudiados en el pasado y la revisión de edades se limita por lo tanto a las unidades inferiores analizadas aquí. Las asignaciones de edades relativas están basadas en posiciones estratigráficas y correlaciones con fenómenos climáticos del Cuaternario. El origen y la historia geológica de estos sedimentos se analizan en términos de a) fenómenos ligados a los sucesivos avances y retrocesos de los glaciares, y b) la actividad tectónica de la región.

Este artículo está basado en un reconocimiento regional del Cuaternario del noroeste de Venezuela, realizado por el autor durante los años 1966 y 1967 y presentado como tesis doctoral ante la Rice University, Houston, EE.UU., en Junio de 1968. Se llevó a cabo durante una ausencia de permiso de la Creole Petroleum Corporation. El autor agradece la colaboración del Departamento de Geología de la Universidad Central de Venezuela, del Ministerio de Obras Públicas, de la Fundación de Desarrollo de Estados Centrales Occidentales, de la Rice University y del Departamento de Geología de la Creole Petroleum Corporation.

Geomorfología.-

El área puede subdividirse en 5 provincias fisiográficas (Figura 1).

1.- Las penínsulas de Guajira y Paraguáná, que forman parte de la cadena de islas al norte de las costas de Venezuela. Ambas consisten de un núcleo de terreno montañoso, formado de rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas en general muy deformadas. Este núcleo está rodeado de extensos planos costaneros formados por depósitos terciarios y cuaternarios, en su mayoría calcáreos.

2.- El Golfo de Venezuela, que de acuerdo a su batimetría e hidrografía (Redfield, 1955) puede subdividirse en tres cuencas: el Golfete de Coro, una laguna de poca profundidad, expuesta a variaciones extremas de salinidad y turbidez, según la descarga temporal del río Mitare; el Golfo Exterior o Abierto, cubierto por aguas cálidas, bien oxigenadas y de salinidad normal, y la Bahía de Calabozo, separada del Golfo Abierto por el "Risco de Calabozo" ("sill" de Redfield, 1955, o "risco" de Zeigler y Pérez,

1960). Según Redfield (1955), tanto las aguas profundas como las superficiales de la Bahía de Calabozo tienen una salinidad menor, menor cantidad de oxígeno, temperaturas más elevadas y un contenido de fósforo más alto que las aguas de profundidades comparables del Golfo Abierto. Así la Bahía de Calabozo con su circulación restringida constituye un ambiente sedimentario reductor, muy diferente del ambiente bien oxigenado del Golfo Abierto.

3.- Los planos costaneros de Zulia-Falcón, formados por tres subprovincias: los planos costaneros de Falcón, constituidos por tres terrazas de extensión regional, cortadas por ríos intermitentes con cauces muy encajados; el Arco de Maracaibo, constituido por suaves colinas, separadas por valles encajados, con desarrollo muy local de terrazas fluviales; y los planos costaneros de La Guajira, con sedimentos fluviales y paludales holocenos, parcialmente cubiertos por una serie de playas y dunas pre-modernas. (Playas de Sinamaica, de Miller, 1960, 1962).

4.- La depresión del Lago de Maracaibo, formada por terrenos suavemente inclinados hacia el centro del lago y sin la presencia de terrazas fluviales en escala regional.

5.- Las serranías de Falcón, una cadena montañosa de dirección este-oeste, formada por rocas terciarias y cuaternarias plegadas.

Sin entrar en detalles sobre otras formas fisiográficas de tercer orden, se describirán brevemente los tipos de terraza, ya que su estudio puede aportar importantes datos para la interpretación de la historia geológica de los sedimentos cuaternarios.

a) terrazas marinas.- Estas se encuentran bien desarrolladas en las penínsulas de Guajira y Paraguaná. Son principalmente de origen erosivo, siendo su génesis similar a la de los "Tablazos" de Perú, es decir, que se forman debido a repetidas transgresiones y regresiones marinas sobre áreas de levantamiento tectónico rápido y de poco aporte clástico. Algunos sedimentos playeros (fragmentos arrecifales, fragmentos de roca de playa, etc.) han sido preservados en aislados bolsones sobre estas terrazas. En Paraguaná estas terrazas se encuentran a niveles de 70 (identificadas por Méndez, en Bowen, 1964), a 40 a 50 metros, 18 a 25 metros y 2 a 4 metros, de más antigua a más joven. Terrazas similares existen a lo largo de la costa sur de la Península de la Guajira a elevaciones de 7 y 18 metros. Otras tal vez existan a mayores elevaciones en territorio colombiano.

b) terrazas fluviales.- Se encuentran en extensión regional solamente en los planos costaneros de Falcón. Aquí existen tres niveles de terrazas y han sido nombrados según la formación que las infrayace. La terraza más elevada, entre los 60 y 110 metros, terraza Zazárida, está ligeramente (2-3°) inclinada hacia la costa.

Se encuentra en forma de mesas separadas, a lo largo del borde sur de los planos costaneros (La Meseta, Zazárida, Dividival, y entre Dabajuro y Mene Mauroa). (Véase Figura 3). Estas mesas están generalmente cubiertas por depósitos lateríticos duros, resistentes a la erosión. Debido al grano grueso predominante en la formación Zazárida, esta terraza está bien drenada y cubierta por lo tanto de una densa vegetación xerofítica.

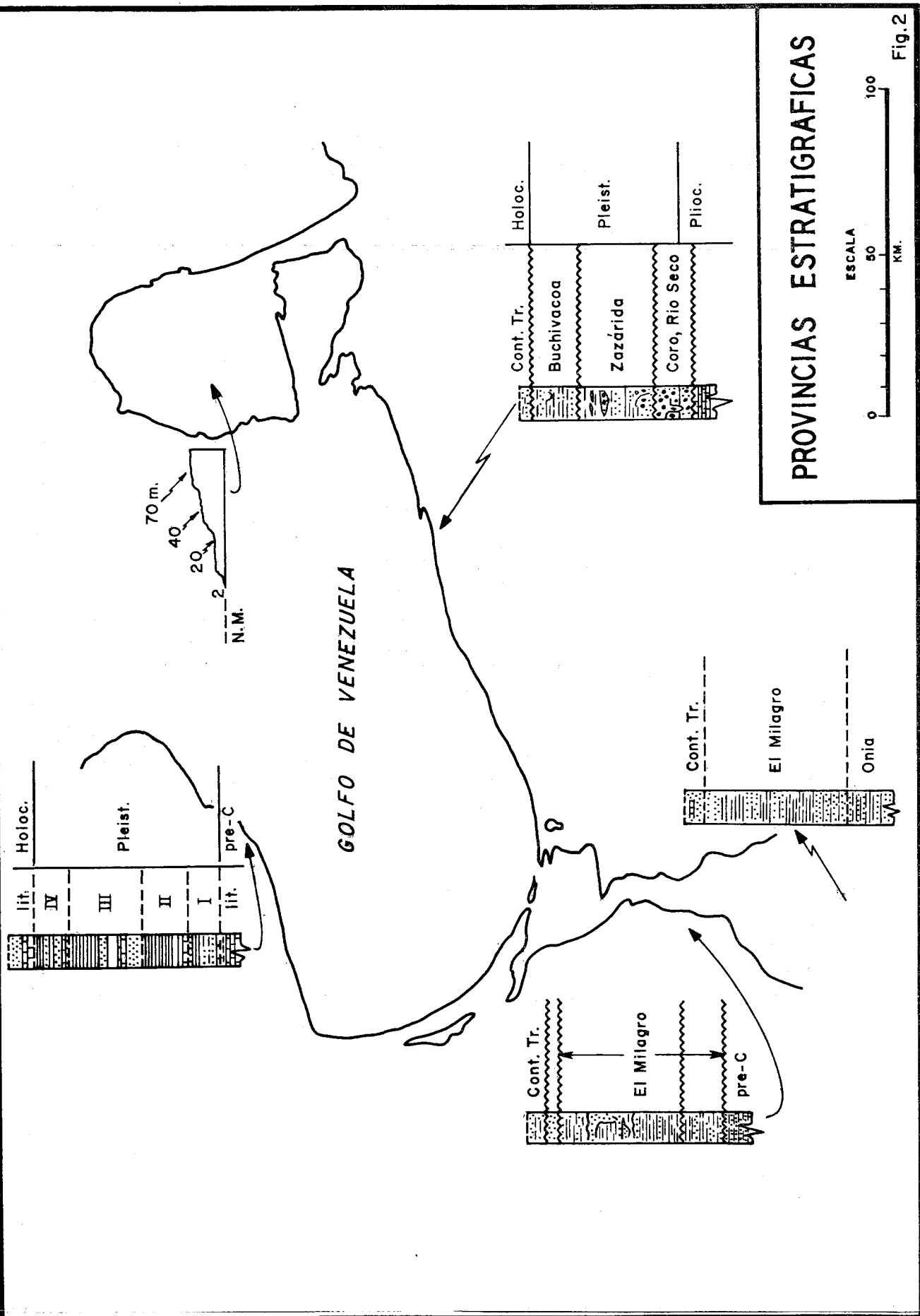
La terraza intermedia o Buchivacoa, tiene entre 12 y 50 metros de elevación y se encuentra bien desarrollada en todo el plano costanero de Falcón central y Zulia oriental. (Figura 3). Esta terraza está prácticamente horizontal y solamente en áreas de actividad tectónica pronunciada se encuentra algo inclinada. Este es el caso en el área al sur de Quisiro (Zulia), donde la terraza Buchivacoa está inclinada hacia el sureste debido a la acción combinada de las fallas de Oca y Ancón de Iturre. La superficie de esta terraza está generalmente formada por un horizonte de nódulos ferruginosos sueltos, pardos y rojos, sobre material limoso y arcilloso rojizo y anaranjado. El drenaje es pobre y la vegetación está limitada por lo tanto a los valles fluviales y a aislados montículos arenosos de origen eólico.

La terraza más baja, entre los 1 y 20 metros, está formada por sedimentos fluviales y transicionales (deltáicos y playeros) y se encuentra en forma irregular a lo largo de las costas de Falcón y Guajira austral. Su mayor extensión coincide con la presencia de ríos grandes como el Mitare, Coro y Maticora (Falcón) y Limón (Zulia). Está ausente en zonas de erosión playera. Consiste de sedimentos holocenos; arenas gruesas y conglomerados en regiones áridas y limos y arcillas en zonas sub-húmedas. Su superficie presenta gran cantidad de formas deposicionales originales, como meandros abandonados, deltas abandonados, barreras de punta, playas levantadas, dunas de arena estabilizadas, dunas de arcilla, etc.

Terrazas fluviales de extensión local, a diferentes elevaciones, se encuentran a lo largo de las quebradas que cortan la Península de Paraguaná y el Arco de Maracaibo. Su poca extensión lateral, sus elevaciones variadas y su distribución irregular sugieren que estas son terrazas tectónicas, y deben su existencia a movimientos más o menos locales a lo largo de fallas u otras estructuras.

Estratigrafía.-

El estudio de superficie, ligado al análisis de muestras e informaciones adicionales de pozos de agua, sugiere la presencia de seis provincias estratigráficas cuaternarias en el noroeste de Venezuela. (Figura 2).



PROVINCIAS ESTRATIGRAFICAS

ESCALA 100 50 0 KM. Fig.2

1.- La provincia de las penínsulas de Guajira y Paraguaná, cuyo carácter estratigráfico fué descrito prácticamente con su geomorfología. Solo cabe añadir que un estudio mas detallado podría revelar la existencia de depósitos cuaternarios en forma más extensa. Hay que notar también, que el intervalo superior de los sedimentos calcáreos y lutíticos que constituyen la mayor parte de las zonas bajas de Paraguaná, descritos por Rodríguez (1968) como de edad Mioceno, vendrían a ser de edad Mioceno superior a Plioceno medio o superior según las discusiones de Stainforth (1969).

2.- Planos costaneros de Falcón. La sección cuaternaria de esta provincia está formada por una secuencia de sedimentos continentales y transicionales separados por discordancias, comúnmente marcadas por paleosuelos. Se describirán los componentes de esta columna en forma ascendente.

Conglomerado de Coro.

Nomenclatura.- Esta unidad, nombrada por Arnold (1911), toma su nombre del Río Coro, donde están bien expuesta a unos 6 km. al sur de la ciudad de Coro.

Descripción.- En la localidad tipo, esta formación puede ser subdividida en dos miembros. El miembro inferior que forma aproximadamente 2/3 del espesor total de la unidad, se caracteriza por su contenido de carbonato de calcio. Consiste de arenas de grano medio a muy grueso, subangular a redondeado, con conchas de pelecípodos y gasterópodos, fragmentadas, pulidas y subredondeadas. Arcillas limosas y arenosas amarillentas y pardas con restos orgánicos y en parte yesíferas y conglomerados de grano fino, subredondeado a subangular, también con fragmentos de conchas calcáreas, muy pulimentados. Solamente en la parte superior de este miembro existen algunas capas lenticulares de conglomerados gruesos, de grano angular a subangular, de color rojizo. El miembro superior se caracteriza por la presencia de cemento silíceo y ferruginoso y la ausencia de carbonato de calcio. Consiste de capas lenticulares de arena gruesa y conglomerado, de cantos angulares y subangulares, colores pardos y rojizos, localmente con estratificación cruzada y arenas finas, limosas y arcillas limosas con abundantes nódulos de hierro.

Espesor.- Vallenilla (1961) cita 1003 metros medidos en la localidad tipo. Liddle (1928) menciona 600 pies, mientras que González de Juana (1937) le asigna un espesor de 500 metros a esta unidad. El Conglomerado de Coro es sumamente lenticular, especialmente porque el miembro inferior, tan bien desarrollado en la localidad tipo, cambia de facies en sentido lateral y desaparece como unidad clástica. El miembro superior varía mucho de espesor de un sitio a otro y sus afloramientos están irregularmente distribuidos a lo largo del frente de montaña.

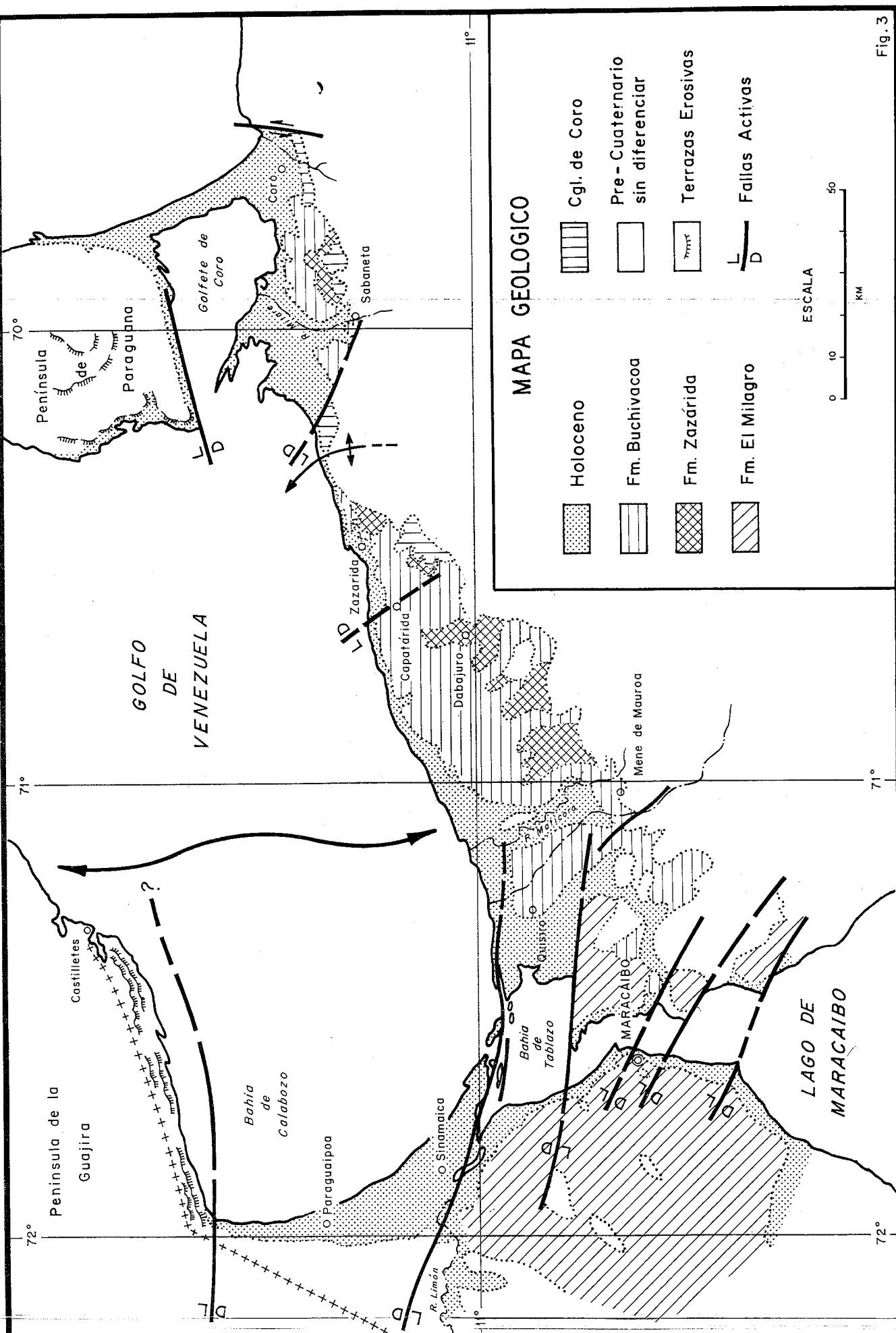


Fig. 3

Contactos.- El contacto inferior de esta formación ha sido analizado por varios autores (Liddle, 1928, González de Juana, 1937, y Vallenilla, 1961). Durante el presente trabajo se observó que cuando está presente el miembro inferior (calcáreo), el contacto con la Formación La Vela es conforme y hasta gradacional. Si este miembro no está presente, el miembro superior puede estar concordante encima de la Formación La Vela, pero se encuentra generalmente discordancia encima de otras formaciones más antiguas, en el tope de las cuales existen numerosos canales erosivos de origen fluvial. El contacto superior está representado por una marcada discordancia angular con sedimentos cuaternarios más jóvenes.

Ambientes sedimentarios.- La parte inferior del Conglomerado de Coro se depositó en un ambiente playero de energía muy alta y bajo la influencia de una corriente litoral fuerte. Evidencia de esto son los grandes fragmentos de concha muy pulimentados y granos calcáreos redondeados, los cuales en su mayoría provienen probablemente del este, donde se estaban depositando los sedimentos calcáreos de la Formación La Vela (Miembro Chiguaje). Todos estos granos fueron incorporándose a las arenas y conglomerados finos del miembro inferior en forma de roca de playa (beach rock). Las arcillas limosas fueron depositadas en lagunas más o menos salinas detrás de las playas o son parte de períodos de mayor aporte fluvial, tal como lo son los conglomerados y arenas gruesas de la parte superior de este miembro, las cuales son de origen deltáico. Así, este conjunto de ambientes es muy parecido a los ambientes que actualmente existen en la parte sur del Istmo de Médanos y la Bahía de La Vela. Aquí, la roca de playa que se forma a lo largo de la costa oriental del istmo, incorpora fragmentos y conchas retransportadas por la corriente litoral desde las playas de La Vela y nódulos de hierro, fragmentos de roca y chert, contribuidos por la desembocadura del Río Coro, en cuyas cercanías existen además algunas lagunas interiores y litorales. El miembro superior es de origen fluvio-deltáico en su parte inferior y francamente fluvial hacia el tope.

Edad.- No se han identificado fósiles índices de edad en el Conglomerado de Coro. Liddle (1928) lo asignó originalmente al Pleistoceno, pero en una publicación posterior (1946) indicó una edad probable pliocena para estos sedimentos. González de Juana (1937) ubicó esta unidad en el Plioceno, mientras que Vallenilla (1961) indicó Mioceno superior a Plioceno inferior como edad probable. El presente estudio sugiere que el cambio de litología dentro de la formación representa un cambio climático hacia climas más húmedos. La precipitación de sílice, la formación abundante de nódulos ferruginosos y la ausencia de material calcáreo en el tercio superior de la unidad, sugieren procesos meteóricos de oxidación y disolución completa de carbonatos, lo cual según Keller (1957) tiene lugar en áreas donde la precipitación excede a la evaporación. Este cambio de clima puede correlacionarse con el cambio en escala mundial hacia climas más

fríos en zonas polares y húmedos en zonas tropicales, cambio que marca el comienzo del Pleistoceno. El cambio químico está acompañado por un aumento de los granos lo cual es consecuencia del levantamiento progresivo del área fuente y puede ser relacionado con el inicio de un nuevo ciclo de erosión, el cual según Zeuner (1950) comenzó a escala global durante el Pleistoceno inferior. Así, se considera aquí que el Conglomerado de Coro se depositó durante el intervalo Plioceno-Pleistoceno inferior. El contacto Plio-Pleistoceno estaría colocado en la base del miembro superior.

Distribución geográfica y Correlación.- Afloramientos del Conglomerado de Coro ocurren en aislados bolsones a lo largo del frente de montaña de las serranías de Falcón (Figura 3). Representan los remanentes del plano costanero y fluvial del Plioceno-Pleistoceno inferior. El miembro inferior correlaciona con el Miembro Chiguaje de la Formación La Vela, al cual pasa lateralmente, con los miembros Chiguaje y Algodones de la Formación Codore y probablemente con la Formación Onia y parte inferior de El Milagro de la provincia del Lago de Maracaibo. Es equivalente también a las calizas del intervalo "d" (Rodríguez, 1968) de Paraguaná. El miembro superior es equivalente a la Formación San Gregorio, a la Formación Tucupido y a parte de la Formación El Milagro.

Formación Zazárida

Se propone este nombre formacional para todos los depósitos fluviales que forman la terraza más alta a lo largo del borde sur de los planos costaneros de Falcón central y occidental.

Nomenclatura.- La localidad tipo está situada a 6 km. al sureste del pueblo de Zazárida, Distrito Buchivacoa, Falcón, donde estos depósitos forman una colina de color rosado, identificada como Curarí en el mapa No. 6149 de la Dirección de Cartografía General.

Descripción.- La formación consiste de arcillas limosas y arenosas, de colores blanco-amarillentos y rojos, interestratificadas con delgadas capas de arena cuarzosa, de grano medio, localmente con estratificación cruzada y gruesas lentes de conglomerado fino a grueso con estratificación cruzada. Estos conglomerados semi-consolidados consisten de guijarros de chert y cuarzo y nódulos de hierro en una matriz de arcilla ferruginosa, roja y parda. En la localidad tipo, la formación contiene tres horizontes lateríticos que consisten de nódulos de hierro, cementados por arcilla ferruginosa roja. Disolución y transporte de esta arcilla por aguas meteóricas da el típico color rosado al área de afloramiento.

Espesor.- En la localidad tipo, la Formación Zazárida tiene 92.5 metros de espesor, pero datos del subsuelo indican que adelgaza rápidamente hacia el oeste y noroeste.

Contactos.- El contacto inferior está representado por una discordancia angular con formaciones más antiguas y con la presencia ocasional de canales erosivos en la superficie de estas. El contacto superior es una discordancia levemente angular que separa la Formación Zazárida de la Formación Buchivacoa o de unidades más jóvenes. En el subsuelo este contacto está marcado por un paleosuelo, caracterizado por la presencia abundante de nódulos ferruginosos y otros productos de oxidación.

Ambientes sedimentarios.- La Formación Zazárida representa los remanentes de antiguos conos fluviales, localmente coalescentes, depositados a lo largo del frente de montaña de las serranías de Falcón.

Edad.- Solamente se encontraron raros foraminíferos arenáceos re-depositados, que no indican edad relativa para estos sedimentos. Sedimentos fluviales se depositan en escala regional solamente durante períodos de nivel marino relativamente alto, o sea de poco gradiente fluvial. (Los niveles marinos relativamente bajos aumentan los gradientes fluviales y provocan erosión fluvial, con su respectiva formación de canales y encajamiento de los cauces fluviales). Esta subida del nivel marino relativo puede ser producto de un hundimiento tectónico del área positiva o de un levantamiento eustático del nivel del mar. La distribución de la Formación Zazárida que es bastante constante y regular en forma regional, hace pensar que sus sedimentos se depositaron durante un levantamiento eustático del nivel del mar en una época interglacial del Pleistoceno. La fuerte discordancia angular entre esta formación y el Conglomerado de Coro sugiere que un intervalo de tiempo relativamente largo transcurrió entre la deposición de ambas formaciones. Esta impresión la da también el distinto grado de litificación de las dos unidades, el cual está mucho más avanzado en el Conglomerado de Coro que en las capas de la Formación Zazárida. Así, la Formación Zazárida parece haberse depositado durante el Pleistoceno superior en la época de niveles marinos altos de la interglacial Yarmouth. El paleosuelo que cubre el tope de la formación se originó durante la siguiente época glacial (Illinois), en la estación pluvial correspondiente a estas latitudes.

Distribución y Correlación.- Cerca de Sabaneta, al sureste de Zazárida, Dividival, al sur de Borojó y cerca de Cuarenta Pesos en el Estado Falcón se encuentran afloramientos de la Formación Zazárida (Figura 3). Se encuentra en el subsuelo de los planos costaneros, donde muestra una disminución del tamaño de los granos hacia el noroeste y oeste. Correlaciona con la parte superior de la Formación El Milagro del plano de

con la parte superior de la Formación El Milagro del Arco de Maracaibo y de la depresión del lago y con parte del ciclo 3 de la Bahía de Calabozo.

Formación Buchivacoa

Se propone este nombre formacional para todos los sedimentos fluviales y transicionales que forman la terraza intermedia de los planos costaneros de Falcón central y occidental y Zulia nor-oriental.

Nomenclatura.- Como localidad tipo se escogió el Distrito Buchivacoa, Estado Falcón, donde estos sedimentos están bien desarrollados, ya que no pudo encontrarse una sección representativa en ninguna localidad específica.

Descripción.- La formación consiste de arenas medianas a muy finas y arcillosas de colores gris-amarillentos y rojizos, interestratificadas con arcillas limosas gris-rojizas y pardas y raras lentes de arena conglomerática con estratificación cruzada y abundantes nódulos ferruginosos. Las capas están completamente inconsolidadas y en zonas cercanas a la superficie contienen nódulos calcáreos, productos de procesos de meteorización modernos. Datos del subsuelo indican un cambio de facies fluviales a playeras en sentido sur a norte. Pozos de agua en la vecindad de Capatárida atraviesan arenas medias y finas de grano subangular a subredondeado con fragmentos de invertebrados marinos, como Donax sp., excelente indicador de ambiente playero.

Espesor.- El máximo espesor en afloramiento es de 14 metros y se encuentra en escarpados a lo largo de las costas del Distrito Buchivacoa. Mayores espesores se encuentran en pozos de agua, hasta 35 metros en la cuenca de Coro y 28 metros cerca de Zazárida.

Contactos.- Tanto el contacto inferior como el superior están representados por discordancias levemente angulares. Ambos contactos están marcados por paleosuelos oxidados.

Ambientes sedimentarios.- Estos depósitos se originaron como parte de un plano costanero progradante, parecido al que hoy se forma en la parte sur de La Guajira.

Edad.- No se encontraron fósiles diagnósticos de edad. Razonamientos similares a los hechos para la Formación Zazárida indican que estos sedimentos se depositaron durante una época interglacial. El hecho de encontrarse encima de ellos restos de artefactos neotrópicos de la serie Dabajuroide (Cruxent y Rouse, 1958, 1959) y otros más antiguos (probablemente meso-

indígenas) sugiere que estos sedimentos son anteriores a la última glaciación (Wisconsin). Así se concluye que la Formación Buchivacoa fué depositada durante los niveles marinos relativamente altos de la interglacial Sangamon, es decir que tiene unos 60.000 a 100.000 años de edad. El paleosuelo en el tope de la formación se formó durante los climas húmedos de la glaciación Wisconsin (ver también Royo, 1960).

Distribución geográfica y Correlación.- Sedimentos de esta formación cubren la mayor parte del plano costanero de Falcón y Zulia oriental (Figura 3). Se correlacionan probablemente con algunos depósitos fluviales de Paraguaná y del Arco de Maracaibo. Además parecen ser equivalentes a los sedimentos inferiores del ciclo 4 de la Bahía de Calabozo.

Holoceno

Sedimentos continentales (fluviales) y transicionales (paludales, deltáicos, playeros, eólicos y marinos de aguas poco profundas) forman la parte superior de la columna estratigráfica de esta provincia.

3.- Arco de Maracaibo. Este alto estructural está cubierto por una secuencia de sedimentos fluviales y paludales, interrumpida por discordancias, marcadas por paleosuelos oxidados. Hacia los flancos del arco la secuencia se hace más gruesa y las discordancias desaparecen gradualmente.

Formación El Milagro

Nomenclatura.- Esta formación fué nombrada y descrita por Liddle (1928) en el barrio El Milagro de la ciudad de Maracaibo.

Descripción.- Sobre el Arco de Maracaibo, la formación consiste de arenas friables, finas a gruesas, muy micáceas, de color crema a pardo-rojizo, limos micáceos de colores gris claros, interestratificados con arcillas arenosas, rojas y pardo-amarillentas y lentes lateríticos bien cementados. Hay dos capas de arcillas arenosas y limosas con abundantes fragmentos y troncos de madera silicificada. Estas capas cubren horizontes caracterizados por abundantes nódulos de hierro y formación laterítica que fueron interpretados como paleosuelos. El paleosuelo superior separa la gruesa unidad inferior de la delgada (y localmente ausente) parte superior de la formación. El paleosuelo inferior está desarrollado encima de estratos eocenos sobre el centro del arco, mientras que separa la Formación El Milagro de arenas, limos y arcillas de colores verdosos con nódulos calcáreos sobre el flanco sur del arco, para desaparecer más hacia el

sur. Esta unidad verdosa inferior fue incluida por Sutton (1946) en la Formación El Milagro, pero se considera aquí como parte de la Formación Onia, por similitud litológica (ver pag. 465, Léxico Estratigráfico de Venezuela).

Espesor.- La Formación El Milagro varía de 0 a 35 metros de espesor sobre el centro del Arco de Maracaibo, pero aumenta rápidamente hacia el sur, alcanzando unos 150 metros en el pozo Regional-1 a unos 10 kilómetros al suroeste de Maracaibo.

Contactos.- En la provincia del Arco de Maracaibo, la Formación El Milagro cubre estratos terciarios con marcada discordancia angular, mientras que está cubierta por sedimentos cuaternarios más jóvenes en forma discordante también.

Ambientes sedimentarios.- Según Sutton (1946), estos sedimentos se depositaron en aguas dulces, llanas, a una distancia considerable del área fuente. Probablemente representan una alternación de sedimentos fluviales y paludales depositados sobre un plano costanero amplio y de poco relieve. Esta zona estuvo repetidamente cubierta por aguas muy llanas y expuesta a meteorización al menos tres veces durante el Cuaternario.

Edad.- La Formación El Milagro no contiene fósiles excepto madera silicificada. Su posición estratigráfica y su grado de litificación sugieren una edad Pleistocena para estos sedimentos. La alternación de sedimentos y paleosuelos sugiere que haya sido depositada en un tiempo que cubría varias interglaciales y glaciaciones. Es probable que los sedimentos correspondan a las interglaciales Aftonia y Yarmouth, mientras que los paleosuelos se formaron durante las pluviales correspondientes a las glaciaciones Nebraska (paleosuelo inferior), Kansas (paleosuelo intermedio) e Illinois (paleosuelo en el tope de la formación).

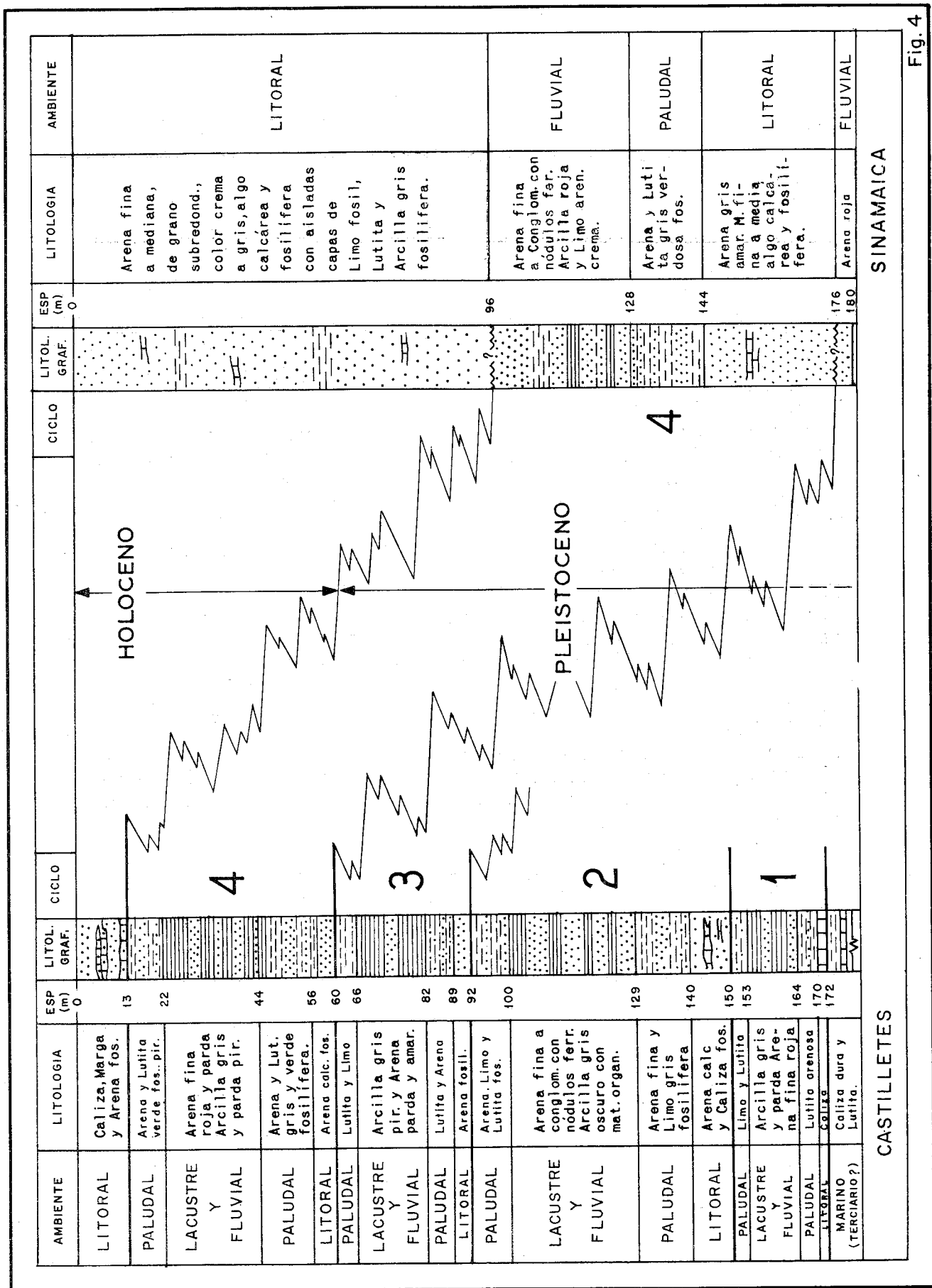
Distribución geográfica y Correlación.- La Formación El Milagro cubre el Arco de Maracaibo y se extiende hasta la parte noreste del Lago de Maracaibo (Figura 3). Se encuentra también en el subsuelo del lago donde alcanza mayores espesores. Se correlaciona con los ciclos 2 y 3 de la Bahía de Calabozo y su parte superior es equivalente a la Formación Zazárida.

Terrazas Jóvenes y Holoceno

Localmente se encuentran depósitos fluviales en terrazas a distintos niveles. Estos sedimentos probablemente son de edad Pleistoceno superior, equivalentes a la Formación Buchivacoa de Falcón y deben sus distintas elevaciones a discontinuos movimientos tectónicos del Arco de Maracaibo.

Los depósitos holocenos son fluviales, paludales y playeros (incluyendo eólicos). El extremo sur de las "playas de Sinamaica" (Miller, 1960 y 1962) cubre porciones del Arco de Maracaibo. Su edad es definitivamente Holoceno, como lo demuestra su asociación con artefactos neo-indígenas y determinaciones de C-14 de fósiles marinos (2500 a 3000 años).

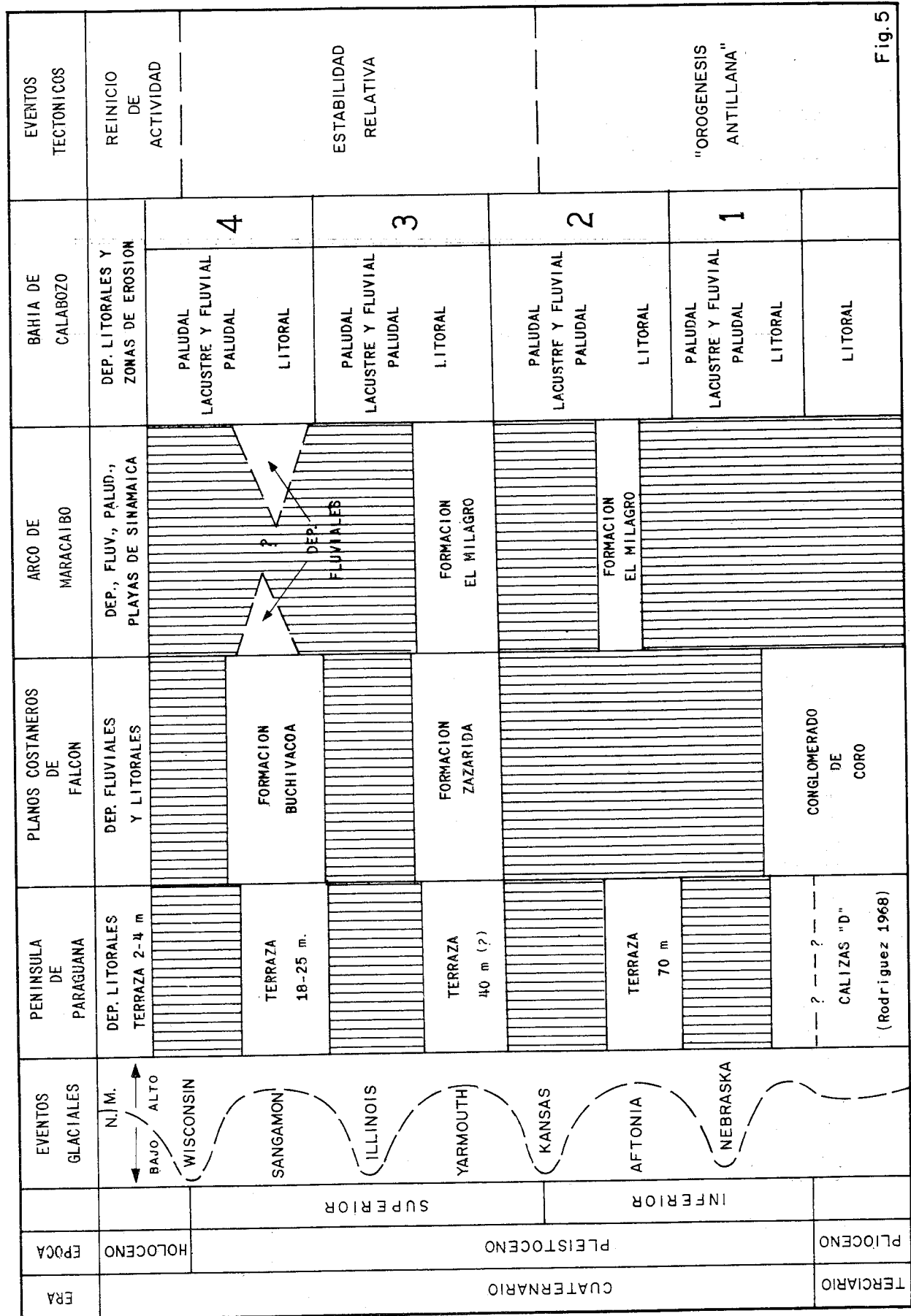
4.- Depresión del Lago de Maracaibo.- A pesar de que esta zona ha sido intensamente perforada, muy poca información existe sobre las unidades litológicas superiores. El revestimiento de superficie las elimina parcialmente de los registros eléctricos y la información de muestras existente es muy deficiente. Por lo tanto no puede hacerse un análisis detallado de la secuencia y hay que limitarse a una descripción muy general de las unidades envueltas. Los nombres formacionales usados en esta zona son Onia y El Milagro. Según Manger (1938), la Formación Onia pasa de un modo gradual, lateral- y verticalmente hacia la Formación El Milagro, con una interdigitación lateral de los sedimentos de estas dos formaciones. Esto implica una sedimentación ininterrumpida durante el Plioceno superior a Pleistoceno en esta zona. El contacto entre el Pleistoceno superior y el Holoceno ha sido descrito por Sarmiento y Kirby (1962), de núcleos tomados a lo largo del borde este y noreste del lago. En esta área el contacto es discordante, marcado por un paleosuelo y con sedimentos holocenos rellenando irregularidades en la superficie pleistocena. Sin embargo, la actual batimetría del fondo del lago y mapas estructurales de la superficie pleistocena (Sarmiento y Kirby, 1962) indican que la cuenca se profundizaba hacia las partes sur y sureste del presente lago y que el drenaje fluvial del Pleistoceno superior se dirigía hacia esas partes. Así, probablemente existía una cuenca interior de drenaje durante la glaciación Wisconsin, cubriendo casi todo el sur y centro del lago actual. Dentro de esta cuenca la sedimentación fué continua durante el Cuaternario y el espesor de los sedimentos de esta edad probablemente aumentó en forma drástica, ya que aquí incorpora los productos de la crecida erosión fluvial de los Andes que seguían levantándose durante este tiempo. Los sedimentos holocenos han sido descritos por Sarmiento y Kirby (1962). Su constitución y contenido fosilífero indica que a comienzos del Holoceno los sedimentos fueron depositados en aguas dulces, las cuales progresivamente se hicieron más salobres debido a la creciente comunicación con el mar abierto a través del Estrecho de Maracaibo, durante la transgresión post-glacial. Posteriormente la salinidad volvió a bajar lentamente hasta alcanzar su actual concentración de 10 a 20%.



5.- La Bahía de Calabozo.- El estudio de la sección pleistocena de esta zona dependió mayormente de la información obtenida de registros y muestras de tres pozos de agua, ya que el área positiva adyacente está cubierta por sedimentos holocenos o constituida por terrazas erosivas. No se asignaron nombres formacionales debido a la gran distancia entre los puntos de información en un área de cambios laterales de litología muy marcados. Se examinaron muestras de pozos de Castilletes, Paraguaipoa y Sinamaica.

La sección cuaternaria de esta región es claramente cíclica. Esta ciclicidad está mejor representada en el pozo de Castilletes, donde los cambios de ambientes sedimentarios son más extremos. (Figura 4). Aquí los sedimentos cuaternarios tienen un espesor total de 150 metros y están constituidos por cuatro unidades cuya litología se repite en forma cíclica. Un ciclo típico consiste de una capa basal delgada, formada por arenas calcáreas, fosilíferas o calizas coralinas con bolsones de margas fosilíferas (*Turritella* sp., *Oliva* sp., *Cerithia* sp., *Arca* sp., etc.). Esta unidad está cubierta por un intervalo generalmente más grueso que el intervalo basal y constituido por lutitas y arcillas arenosas y limosas, grises y verdes, con delgadas láminas de arena calcárea. Las lutitas son pobremente fosilíferas (*Ostrea* sp., *Corbicula* sp.). Encima de esta unidad yace una sucesión de limos y arcillas arenosas y arenas finas a gruesas de colores rojizos y pardos, con fragmentos subredondeados de nódulos ferruginosos. El tope del ciclo está constituido por lutitas grises con delgadas capas de arena calcárea y arcilla gris y verde. Las lutitas son fosilíferas y sobre todo en la parte inferior de este intervalo, piríticas. Tal como se muestra en la Figura 4, los ciclos varían de espesor, siendo el más grueso el ciclo 2. La sucesión cíclica descansa encima de una caliza arenosa muy dura, fosilífera, cuya edad no se pudo establecer con certeza, pero que probablemente es terciaria.

Hacia el sur la sección aumenta de espesor (en 190 metros de profundidad total en Sinamaica el pozo aún se encontraba en el Cuaternario) y se hace predominantemente clástica. Un típico ciclo en esta zona parece constar de una unidad basal formada por arena media a muy fina, gris amarillenta, algo fosilífera (*Donax denticulatus* Linné, *Tivela* sp., *Rotalia* sp. y fragmentos no identificados), cubierta por lutitas arenosas grises y arcillas arenosas y limosas grises y pardas y delgadas capas de arena cuarzosa con manchas limoníticas pardas y amarillas, de granos subredondeados, pobremente escogida. El intervalo, incluso las arenas, es fosilífero (*Arca* sp., *Chione* sp., *Corbicula* sp., *Donax denticulatus* Linné, *Fasciolaria* sp., *Rotalia* sp. y foraminíferos redepositados). El tope del ciclo lo constituyen arenas finas a conglomeráticas, con nódulos ferruginosos, arcillas arenosas y limosas pardas y rojas y limos arenosos de color crema.



Interpretación de los ciclos de la Bahía de Calabozo

La secuencia vertical de ambientes sedimentarios en Castilletes en forma ascendente, es: playa a laguna costanera a fluvial y posiblemente lacustre y a laguna costanera. En Sinamaica varía de playa a laguna costanera y a fluvial, estando cubierta probablemente por una leve discordancia o hiatus sedimentario. En Castilletes, único sitio donde el pozo atravesó la sección total, esta secuencia se repite cuatro veces.

Observaciones batimétricas e hidrográficas de la Bahía de Calabozo indican que esta bahía está parcialmente separada del Golfo abierto por el "Risco de Calabozo". Este alto de origen tectónico probablemente estuvo activo durante el Cuaternario (Zeigler y Pérez, 1960), y ya constituía un alto relativo. Así, los niveles marinos altos de las épocas interglaciales cubrían la región en una forma similar al golfo actual, aunque probablemente de manera más extensa. Durante este tiempo se depositaron los sedimentos playeros en la base de los ciclos. Al comenzar la regresión marina (inicio de una glaciación), el Risco de Calabozo quedaría parcialmente expuesto, formándose una laguna costanera con ocasionales invasiones marinas en la zona actual de la Bahía de Calabozo. Durante la máxima extensión de los glaciares estas lagunas quedarían totalmente separadas del mar abierto, constituyendo una cuenca interior de drenaje que recibía los sedimentos fluviales abundantes y generalmente finos de las estaciones pluviales. Con el inicio del deshielo de los glaciares continentales el mar comenzaba a transgredir nuevamente, convirtiendo la cuenca interior en una laguna costanera. Al proseguir el avance marino comenzaban a depositarse en el área los sedimentos playeros y marinos de poca profundidad, que constituyen la unidad basal de otro ciclo.

Cada ciclo entonces representa los depósitos correspondientes a una interglacial y a una glaciación del Pleistoceno. La correlación de estos ciclos con los sedimentos de las otras provincias estratigráficas aparece en la Figura 5.

El avance post-glacial del Holoceno está actualmente causando la deposición de sedimentos playeros en zonas costaneras y fluviales y paludales en los planos fluviales de la Guajira austral. Los procesos sedimentarios de esta región están controlados por la actividad tectónica del área. Alrededor de la costanera de la Península de la Guajira existe un área de erosión marina en consecuencia a la actividad de una falla normal (Figura 3), continuación de la falla de Uribia en Colombia (Ramírez y Forero, 1959). Sobre el lado levantado (norte) de esta falla, zona de poco influjo clástico, se está formando actualmente una terraza erosiva similar a las terrazas pleistocenas encontradas a niveles topográficos más altos.

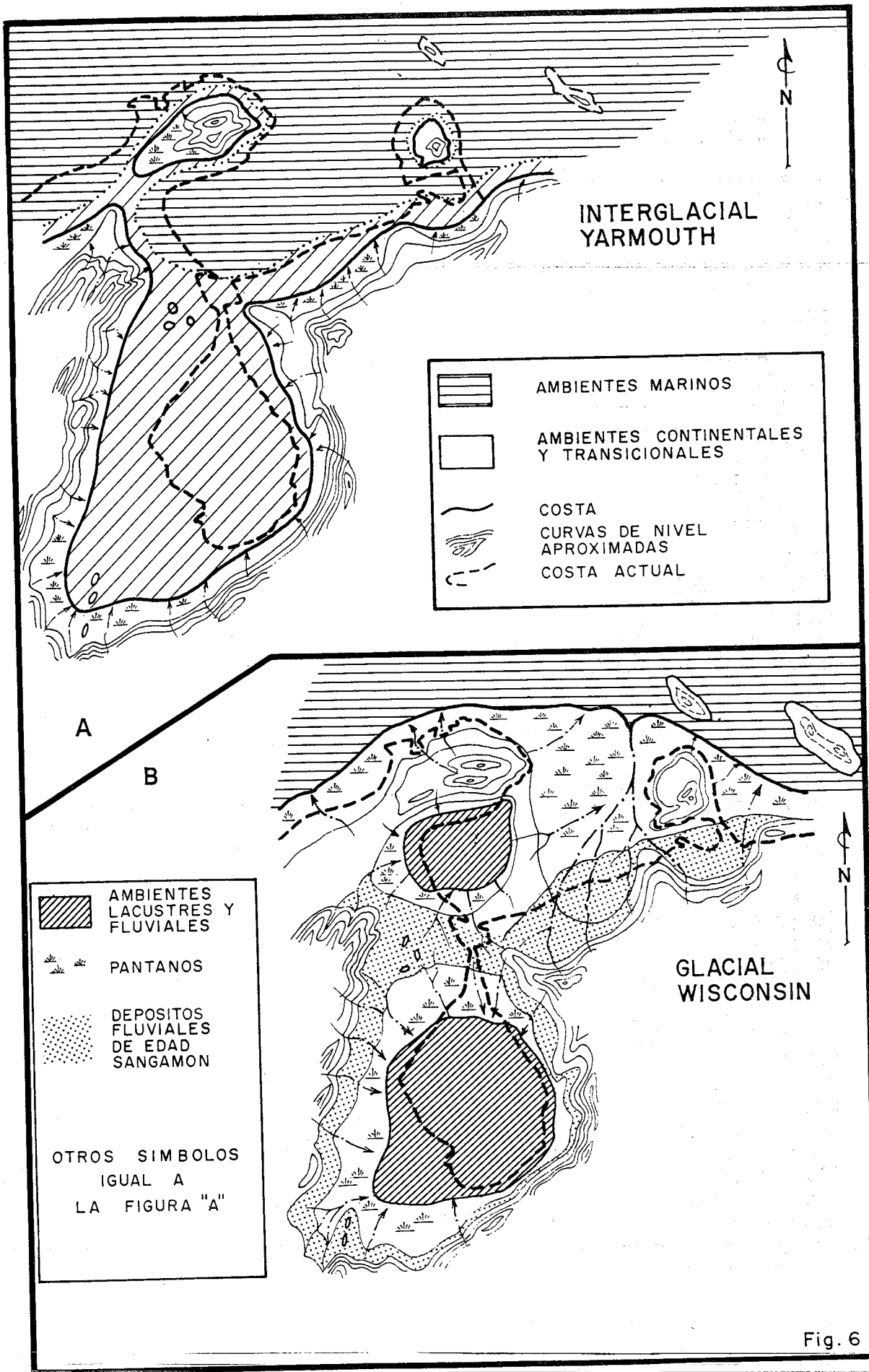


Fig. 6

El Golfo Abierto.- Sólo existe información de los sedimentos holocenos de esta zona (Zeigler y Pérez, 1960). Basándose en los fenómenos glaciales (repetidas transgresiones y regresiones marinas) se puede especular que la distribución de los sedimentos correspondientes a las interglaciales sea parecida a la de los sedimentos modernos y que cada secuencia interglacial sea transgresiva-regresiva. Estos sedimentos estarían cubiertos por paleosuelos oxidados (formados durante las pluviales correspondientes a las épocas glaciales), interrumpidos sólo localmente por canales y aisladas acumulaciones de origen fluvial.

Geología Histórica.-

El inicio de un nuevo ciclo erosivo (fisiográfico), acompañado por un cambio hacia climas más húmedos, marca el comienzo del Pleistoceno en Venezuela noroccidental. La "Orogénesis Antillana" ya estaba deformando la región y las fuentes de sedimento se levantaban progresivamente. El Arco de Maracaibo probablemente era un elemento positivo que aislaba parte de la depresión del Lago de Maracaibo como cuenca de drenaje interior. Esta cuenca se hundía lentamente entre los bloques emergentes de los Andes y la Sierra de Perijá. Durante este tiempo se depositaron los clásticos deltáicos y fluviales del Conglomerado de Coro y sus equivalentes. En la Bahía de Calabozo se depositaba la unidad basal del ciclo 1, mientras que en Paraguaná probablemente se depositaban sedimentos calcáreos en ambientes playeros. Como consecuencia de la retirada eustática del mar, causada por la glaciación Nebraska, los sedimentos fueron expuestos a la meteorización bajo climas húmedos. Solamente las cuencas interiores de drenaje seguían recibiendo sedimentos (paludales, fluviales y lacustres del ciclo 1 y fluviales y lacustres en la depresión del Lago de Maracaibo). Los ríos de Falcón encajaban sus canales como consecuencia del levantamiento tectónico del "Hinterland" y la retirada eustática del mar. Comienza luego una transgresión marina, debido al inicio del deshielo glacial, y cubre parte del Golfo abierto, conectando temporalmente la Bahía de Calabozo con el mar abierto (tope del ciclo 1).

Las siguientes fluctuaciones eustáticas del nivel marino, reflejadas en forma de transgresiones (durante las interglaciales) y regresiones (durante las glaciales), repitieron esencialmente los procesos geológicos descritos anteriormente para el Pleistoceno inferior. La Figura 6 representa la paleogeografía de Venezuela noroccidental durante dos de estas épocas. Las fluctuaciones marinas estuvieron acompañadas por cambios climáticos, alternándose épocas pluviales (durante las glaciales) con tiempos de climas más secos (durante las interglaciales).

La actividad tectónica después de llegar a su máximo durante la interglacial Aftonia o comienzos de la glacial Kansas, disminuyó notablemente, siendo el Pleistoceno superior un período de relativa estabilidad.

A comienzos del Holoceno (hace aproximadamente 20.000 años) comienza la transgresión post-glacial, y también se reinicia la actividad tectónica.

BIBLIOGRAFIA

Arnold, R. (1911), Informe particular; no publicado.

Bowen, J.M. (1964), Marine erosional features on Gran Roque; Asoc. Venez. Geol. Min. Pet., Bol. Inf. vol. 7, No. 8, pp. 243-251.

Cruxent, J.M., & Rouse, J. (1958, 1959), An archeological chronology of Venezuela; Pan-American Union, Washington, 2 vol.

González de Juana, C. (1937), General Geology and Stratigraphy of Cumarebo Area, State of Falcón; Bol. Geol. y Min., vol. 1, Nos. 2-4, pp. 185-205.

Keller, W.D. (1957), The principles of chemical weathering; Lucas Brothers Publ., Columbia, Missouri, 111 p.

Liddle, R.A. (1928), The geology of Venezuela and Trinidad, J.P. MacGowan, Fort Worth, Texas, 552 pp.

----- (1946), The geology of Venezuela and Trinidad, 2nd. edition, Paleont. Research Institution, Ithaca, New York, 890 p.

Manger, G.E. (1938), Notes on the stratigraphy of the younger Tertiary formations of the Bolivar Coastal District, State of Zulia, Venezuela; Bol. Geol. y Min., vol. 2, Nos. 2-4, pp. 56-83.

Miller, J.B. (1960), Directrices tectónicas en la Sierra de Perijá y partes adyacentes de Venezuela y Colombia; Mem. 3er. Congreso Geol. Venez., Tomo 2, Bol. de Geol. Publ. Espec. No. 3, pp. 685-718.

----- (1962), Tectonic trends in Sierra de Perijá and adjacent parts of Venezuela and Colombia; Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull. vol. 46, No. 9, pp. 1565-1595.

Ministerio de Minas e Hidrocarburos, (1956), Léxico Estratigráfico de Venezuela; Bol. de Geol. Publ. Espec. No. 1.

Ramírez, J.E. & Forero, L. (1959), Mapa sísmico y tectónico de Colombia; Banco de La República, Dep. de Invest. Económ., Cartograma No. 9, Bogotá, Colombia.

Redfield, A.C. (1955), The hidrography of the Gulf of Venezuela; Papers in Marine Biology and Oceanography, Supp., vol. 3 of Deep-Sea Research, pp. 115-133.

Rodríguez, S.E. (1968), Estratigrafía y Paleontología del Mioceno en la Península de Paraguaná, Estado Falcón; Asoc. Venez. Geol. Min. Pet., Bol. Inform. vol. 11, No. 5, pp. 127-152.

Royo y Gómez, J. (1960), Características paleontológicas y geológicas del yacimiento de vertebrados de Muaco, Estado Falcón, con industria lítica humana; Mem. Tercer Congr. Geol. Venez., Tomo 2, Bol. de Geol., Publ. Espec., No. 3, pp. 501-505.

Sarmiento, R., & Kirby, R.A. (1962), Recent Sediments of Lake Maracaibo; Journ. of Sedim. Petrol., vol. 32, No. 4, pp. 698-724.

Stainforth, R.M. (1969), Ages of Upper Tertiary and Quaternary formations in Venezuela; Asoc. Venez. Geol. Min. Pet., Bol. Inform., vol. 12, No. 4, pp. 75-90.

- Sutton, F.A. (1946), Geology of Maracaibo Basin, Venezuela; Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. vol. 30, No. 10, pp. 1621-1741.
- Vallenilla, P. (1961), Estratigrafía de las formaciones Caujarao, La Vela y Coro en sus localidades tipos, Estado Falcón; Asoc. Venez. Geol. Min. Petr., Bol. Inform., vol. 4, No. 2, pp. 29-78.
- Zeigler, J.M. & Pérez, R. (1960), Distribución de sedimentos en el Golfo de Venezuela; Mem. Tercer Congr. Geol. Venez., Tomo 2, Bol. de Geol. Publ. Espec., No. 3, pp. 895-904.
- Zeuner, F.E. (1950), The lower boundary of the Pleistocene; 18 th. Intern. Geol. Congress; part 9, pp. 126-130.

--

NOTA GEOLOGICA.-

MINERALOGIA DE ALGUNAS "CALIZAS" DE LA
PARTE CENTRAL DE LA CORDILLERA DE LA COSTA⁽¹⁾

Por: Franco Urbani P.⁽²⁾

INTRODUCCION:

El presente estudio se realizó a fin de tener una idea general de la mineralogía de las rocas carbonatadas o "calizas" de la parte central de la Cordillera de la Costa (Edo. Miranda y Distrito Federal). El término calizas se utiliza entre comillas, porque en realidad algunas de estas rocas no son calizas propiamente dichas, sino que son verdaderas dolomías.

PETTIJOHN (1963) emplea la siguiente clasificación para estas rocas, que aunque se refiere a rocas sedimentarias, se puede utilizar para rocas metamórficas:

Dolomías: más del 90% de dolomita.
Dolomía calcítica: 50% al 90% de dolomita.
Caliza dolomítica: 10% al 50% de dolomita.
Caliza magnesiana: 5% al 10% de dolomita.
Caliza: menos del 5% de dolomita.

Esta clasificación es la que utilizaremos en este informe, y depende únicamente de la mineralogía.

Las determinaciones mineralógicas se realizaron por difracción de Rayos-X, con un equipo Phillips, radiación Cu K α , filtro Ni, 40 Kv., 20 mA., goniómetro 1/2°/min., y cubriendo el rango 2 θ 28 a 52°. Para la identificación se emplearon las tarjetas 5-586 (calcita) y 11-78 (dolomita) de la A.S.T.M. La proporción relativa de dolomita y calcita se determinó utilizando el método de BROMBERGER y HAYES (1966), en que se utiliza la relación de intensidad entre los picos mayores de la calcita y dolomita respectivamente, que ocurren a un espaciado de aproximadamente 3.03 y 2.89 Å.

Las muestras que proceden de cuevas fueron recogidas durante estudios espeleológicos realizados por la Sociedad Venezolana de Espeleología; la 690138 fué facilitada por Iván Tepedino (q.e.p.d.); la DF-166 fué recogida durante el trabajo de campo realizado por URBANI y QUESADA (1969); las 690143, 144 y 145 pertenecen a los archivos del Departamento de Geología, U.C.V.

- 1 - Manuscrito recibido en noviembre, 1969.
- 2 - Geólogo, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela.