

ESTRATIGRAFIA Y MICROPALAEONTOLOGIA
DEL OLIGOCENO Y MIOCENO INFERIOR DEL CENTRO
DE LA CUENCA DE FALCON, VENEZUELA*

Por María Lourdes Díaz de Gamero

Escuela de Geología y Minas
Universidad Central de Venezuela
Apartado 50926, Caracas 105

(Recibido en octubre de 1976, en forma revisada en diciembre de 1976)

RESUMEN

El objeto de esta investigación es el de establecer las relaciones de facies en la parte central de la Cuenca de Falcón durante el Oligoceno y Mioceno inferior, en base al estudio de las unidades litológicas y la microfauna que ellas contienen.

La sedimentación Oligocena se inicia con la Formación El Paraíso, posiblemente discordante sobre el Eoceno medio-superior, compuesta de lutitas, areniscas y carbón. El espesor en la región central se estima en unos 1.000 m. La microfauna es escasa y poco variada e indica una sedimentación en aguas muy poco profundas, en ocasiones salobres. La parte inferior es estéril, pero el tope contiene un conjunto planctónico perteneciente a la mitad inferior de la Zona de *Globorotalia opima opima*.

Concordantemente por encima, la Lutita de Pecaya aflora extensamente en toda la región central de Falcón. Su espesor se estima en unos 2.000 m como mínimo y su edad alcanza la Zona de *Catapsydrax dissimilis*, en el Mioceno. La microfauna es rica y variada e indica una sedimentación a profundidades batiales, alrededor de los 1.000 m. En la región norte central de la cuenca, la formación contiene una cuña o lente clástica, el Miembro San Juan de la Vega, de edad Oligoceno superior. Su base no aflora y el espesor máximo medido es de unos 500 m.

La Formación Pedregoso, formada por turbiditas calcáreas provenientes de la Plataforma de Coro, donde se desarrolló un complejo arrecifal al término del Oligoceno, puede considerarse como un desarrollo de facies particular dentro de la Formación Pecaya. Se encuentra tan sólo bordeando el extremo suroccidental de la Sierra de San Luis, por encima de la típica lutita de Pecaya. Su edad es Mioceno inferior (Zona de *Globigerinoides primordius* a Zona de *Catapsydrax dissimilis*) y su máximo espesor es de unos 700 m.

Del estudio de los foraminíferos bentónicos en las diversas unidades, es posible reconstruir la historia paleobatimétrica de la cuenca. La Formación El Paraíso representa un complejo deltaico progradante formado por ríos que venían del oeste y suroeste. La tasa de subsidencia se mantuvo aproximadamente igual a la sedimentación, no habiendo cambios apreciables en la profundidad de la cuenca durante este tiempo. La deposición deltaica es reemplazada por la lutita marina de la Formación Pecaya, probablemente debido a una fuerte subsidencia que, en poco tiempo, llevó a la cuenca a una profundidad de unos 1.000 m. Al término del Oligoceno, un segundo episodio subsidente produce una brusca profundización, reflejada en la extensa ocurrencia de una fauna bentónica exclusivamente arenácea, por encima de la cual el conjunto calcáreo indica profundidades de unos 1.500 m. Las intrusiones de rocas ígneas básicas, situadas a lo largo del eje de la cuenca, datan probablemente de esta época. La historia posterior parece haber sido de progresivo relleno.

No es posible determinar, por ahora, las relaciones de la cuenca de Falcón con otras de la región sur del Caribe, pero parecen tener historia paleobatimétrica similar durante el Terciario medio. La cuenca de Carmen-Zambrano, al norte de Colombia, la de Guajira, que probablemente conectaba con la de Falcón, y la de Venezuela oriental-Trinidad muestran una profundización progresiva durante el Oligoceno, que llega a su máximo en el Mioceno inferior, seguida de un proceso de relleno.

El estudio sistemático de la microfauna incluye 174 especies y subespecies de foraminíferos planctónicos y bentónicos, pertenecientes a 90 géneros y subgéneros.

ABSTRACT

The present study deals with the Oligocene and lower Miocene sedimentary units and microfauna of the central part of the Falcón Basin, in Northwestern Venezuela.

The sequence begins with a deltaic complex, the El Paraíso Formation, prograding in a W-E direction. It is succeeded in the middle part of the Oligocene *Globorotalia opima opima* Zone by a thick marine shale, the Pecaya Formation, which extends to the lower Miocene *Catapsy-*

* Este trabajo es una versión ligeramente reducida de la disertación presentada por la autora ante el Eidgenössische Technische Hochschule (E.T.H.) de Zürich, Suiza, como requerimiento parcial para la obtención del título de Doctor en Ciencias Naturales, en julio de 1976.

drax dissimilis Zone. The San Juan de la Vega Member, a shallow water clastic wedge within the upper Oligocene Pecaya shale, occurs in the northwestern area of the basin. In its north-central part, the Pedregoso Formation, a calcareous turbiditic sequence of earliest Miocene age, developed at the foot of a platform which supported carbonate banks and reefs.

The benthonic foraminiferal assemblages of the Pecaya Formation indicate two main episodes of subsidence: a first, at the beginning of the shale sedimentation itself, when the basin deepened to about 1.000 m; a second, at the Oligocene-Miocene boundary, which lowered the depth to about 1.500 m and was probably related to the basic igneous intrusions of the area.

The relationship between the Falcón Basin and other basins in the southern Caribbean, which show remarkably similar paleobathymetric histories, are explored, but no general tectonic synthesis is possible at this stage.

INTRODUCCION

General

El objeto del presente trabajo es el de establecer las relaciones de facies en la parte central de la cuenca de Falcón durante el Oligoceno y Mioceno inferior, en base al estudio detallado de la rica microfauna contenida en las rocas que allí afloran. Para ello se utilizaron los fósiles de vida planctónica, foraminíferos y nannoplanton calcáreo, para establecer las edades precisas de las diversas unidades lithoestratigráficas, y los foraminíferos bentónicos para interpretar las condiciones paleoambientales bajo las cuales dichas unidades fueron depositadas.

La cuenca Terciaria de Falcón se encuentra situada en el noroeste de Venezuela y comprende el Estado Falcón propiamente dicho, exceptuando a la península de Paraguaná, y la parte más septentrional del Estado Lara. La cuenca cerraba al oeste en lo que es hoy la región fronteriza entre los estados Falcón y Zulia y continuaba en dirección este más allá de la actual línea de costa (Fig. 1).

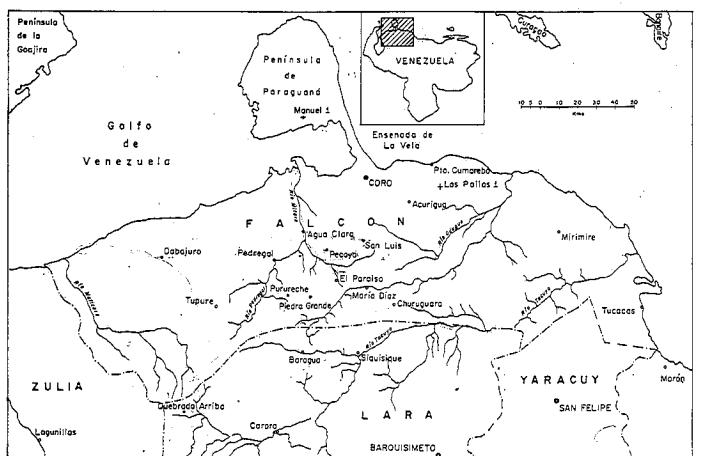


Fig. 1. Mapa de localización

La cuenca de Falcón es posiblemente la región con las más variadas y, localmente, mejor preservadas faunas de foraminíferos Terciarios de toda Venezuela, como lo han demostrado trabajos anteriores. Entre estos cabe destacar el estudio pionero de A. SENN (1935) quien, en base a la fauna de macroforaminíferos, definió las edades de las formaciones

en los márgenes norte y sur de la cuenca y estableció la primera subdivisión bioestratigráfica del Grupo Agua Salada, en la parte oriental, con ayuda de los foraminíferos pequeños (Zonas A_{1c}, A_{1a}, A₂, A₃, A₃₋₄, A₄). Posteriormente, H. H. RENZ (1948) publicó su detallado estudio sobre la

estratigrafía y microfauna de esta última región, que se considera justamente como clásico en su género.

Las regiones central y occidental de la cuenca falconiana, sin embargo, nunca fueron objeto de una investigación micropaleontológica sistemática. La mayoría de las publicaciones sobre la estratigrafía de esta región incluyen listas faunales parciales, pero no ha habido una verdadera integración de los datos paleontológicos y litológicos para obtener una visión más precisa de las relaciones de facies.

Dado lo extenso de la cuenca y la relativa escasez de vías de comunicación, se decidió estudiar la parte central propiamente dicha, situada entre las sierras de San Luis y Churuguara y limitada por los meridianos de Pedregal y San Luis al oeste y este, respectivamente. El área cubre aproximadamente un rectángulo de 50 km por 15 km, con una superficie de unos 750 km².

La sección estratigráfica que aquí aflora comprende el Oligoceno y Mioceno inferior. Las relaciones entre esta región central y el occidente y márgenes de la cuenca se establecieron en base a publicaciones anteriores y a información proveniente de informes geológicos no publicados, a los que se hará referencia más adelante.

Geografía

La región falconiana, exceptuando a la península de Paraguaná, se subdivide fisiográficamente en cuatro fajas longitudinales, aproximadamente paralelas a la costa norte y que son, de norte a sur: la llanura costera, la Serranía de San Luis y sierras asociadas al oeste, la llanura central o depresión de Pecaya y la Cordillera de Churuguara. La región objeto de este estudio se encuentra en la llanura central y limita al norte y al sur con las sierras de San Luis y de Churuguara, respectivamente.

La Serranía de San Luis propiamente dicha tiene una longitud de unos 60 km entre las poblaciones de Agua Clara y Acurigua, y una anchura de unos 20 km entre Sabaneta y Pecaya, estrechándose a 13 km entre Siburúa y Pueblo Nuevo. Las máximas elevaciones son de unos 1.400 m. La sierra está soportada al sur por las calizas arrecifales de la Formación San Luis y al norte por el Conglomerado de Guarabal.

La sierra termina bruscamente en las cercanías de Acurigua y de aquí hacia el este, las elevaciones son muy reducidas, generalmente soportadas por delgados intervalos de areniscas, tales como las Arenas de Solito, Zazárida, etc.

Al oeste del río Mitare la topografía, más baja que en la Sierra de San Luis, está dominada por una serie de filas paralelas que siguen el rumbo general del anticlinorio falconiano y están constituidas por formaciones clásticas del Mioceno. Entre Sabaneta y Agua Clara estas filas forman una faja de unos 13 km de anchura, que se ensancha pro-

gresivamente hacia el oeste, donde se encuentran las máximas elevaciones, de alrededor de 700 m.

Inmediatamente al sur de esta faja, se encuentra la llanura central o depresión de Pecaya que, en el meridiano de Pedregal, tiene una anchura aproximada de 30 km con altitudes entre 100 m y 200 m. Esta amplia llanura, constituida principalmente por lutitas de la Formación Pecaya, está subdividida en dirección N 70 E, paralela al rumbo, por dos o más filas de colinas soportadas por rocas de litología más resistente, en su mayoría areniscas de la Formación El Paraíso. En la región central, estas filas, con una altura máxima de 400 m, están bien individualizadas. Al este del meridiano de Pueblo Nuevo las colinas van perdiendo altura y desaparecen completamente bajo los aluviones del río Gueque y sus afluentes. Al oeste, entre los ríos Pedregal y Tupure, la Formación El Paraíso no forma, en general, filas bien individualizadas, ya que su zona de afloramientos es mucho más ancha. Aquí las áreas planas están muy reducidas y predomina la topografía irregular y medianamente abrupta, con altitudes de hasta 900 m.

En términos generales, la llanura central puede ser subdividida en dos depresiones principales separadas por la faja de colinas de El Paraíso. Estas son las depresiones de Pedregal —Tupure al norte y la de Purureche— El Botalón, al sur.

En la llanura central, la topografía más baja está finalmente recortada por un sistema dendrítico de quebradas separadas por una serie de elevaciones redondeadas de una altura uniforme. Es común encontrar también restos de terrazas aluvionales que posiblemente cubrían en el pasado (Pleistoceno?) una extensión considerable.

Los principales ríos que drenan esta región son el Gueque al este, el Pedregal - Mitare en la parte central y el Matícora en el oeste. El primero desemboca en el mar Caribe y los dos últimos en el Golfo de Venezuela.

Al sur de la llanura central y llegando a la región norte del Estado Lara, se encuentran una serie de sierras paralelas, que se denominan en general la Cordillera o Sierra de Churuguara. Se extiende desde la Loma del Caballo al oeste, hasta más allá de Churuguara, al este, y se caracteriza por tener una serie de crestas muy empinadas, separadas por valles profundos. En la región de la Loma del Caballo, la cordillera cambia bruscamente de rumbo y pasa de N 70 E, que es el rumbo general del anticlinorio de Falcón, a una dirección NNO - SSE, uniéndose a la Serranía de Trujillo.

Desde la sección más oriental estudiada se pasa insensiblemente, hacia el este, a la subcuenca de Falcón oriental, de topografía baja y dominada litológicamente por lutitas. En esta región el estudio geológico se dificulta por la monotonía en la litología y por la marcada escasez de afloramientos.

La situación contraria se presenta al oeste y suroeste, donde se pasa gradualmente a la zona de afloramientos de las formaciones del borde de la cuenca, con predominio de clásticos gruesos y topografía abrupta.

Las condiciones climáticas y la distribución de tipos de vegetación muestran también cambios notables. Las serranías de Churuguara y San Luis reciben, en general, suficiente precipitación para soportar una vegetación densa y variada. La región más baja hacia el este es húmeda y tiene centros ganaderos de importancia. El centro y occidente de la llanura central, al contrario, tienen condiciones áridas con escasa vegetación xerófila y cerros fuertemente erosionados. El sustento de los habitantes de esta región se basa, casi exclusivamente, en la cría de chivos.

El tráfico principal de la región se efectúa por la carretera Coro-Churuguara, que está asfaltada en toda su longitud. Otras carreteras de importancia son las de San Luis - Cabure - Pueblo Nuevo - Guaibacoa - Mataruca, la que conduce a Arauca y la de La Cruz de Taratara-Pecaya, todas asfaltadas. Transitables todo el año son las de Pedregal-Purureche y la de María Díaz-Agua Larga-Piedra Grande. Existen además, en la región central, una gran cantidad de caminos que pueden ser transitados en vehículos de doble tracción. En la región occidental, al oeste de Pedregal y la región de Tupure, la densidad de población es muy baja y las vías de comunicación escasas y casi intransitables por vehículos automotores.

Estudios anteriores

La región falconiana, con sus magníficos afloramientos de rocas sedimentarias del Terciario, llamó la atención de los geólogos desde los primeros días de la exploración petrolera en Venezuela. Fue, por tanto, objeto de temprano estudio y la primera referencia publicada sobre la región la tenemos de WIEDENMAYER, en 1924. En años subsiguientes aparecen las publicaciones de GARNER (1926), de HODSON (1926) y de HODSON y HARRIS (1927). En 1928 se publica la primera edición de la obra de Liddle sobre la geología de Venezuela y Trinidad, con una primera interpretación general sobre la región falconiana.

Durante la década de 1930-1940, la literatura geológica sobre Falcón es relativamente abundante, con algunas publicaciones puramente paleontológicas, como las de HODSON y HODSON (1931) y RUTSCH (1934) sobre moluscos y las de GORTER y VAN DER VLERK (1932) y GRAVELL (1933) sobre macroforaminíferos. Los trabajos de GONZÁLEZ DE JUANA (1937), SUTER (1937) y WIEDENMAYER (1937) se refieren a la geología de áreas locales al norte del estado, mientras que el de HALSE (1937) trata la región más occidental. De carácter más regional son los de GONZÁLEZ DE JUANA (1938) sobre el noroeste de Falcón y de SENN (1935), que nos interesa especialmente, ya que se refiere a la región central del estado. Incluye una cuidadosa descripción de las unidades litológicas y la discusión de la edad de las diversas faunas de foraminíferos grandes que en ellas se encuentran. Aunque con ciertos errores, resume admirablemente el conocimiento de la estratigrafía del área para la fecha.

En los años 40 el número de publicaciones sobre la geología y paleontología falconianas disminuye y desaparece casi por completo en la década de los 50. Cabe destacar de esta época las publicaciones de RENZ (1948) y de BLOW (1959) sobre los foraminíferos del Grupo Agua Salada, en Falcón oriental. La primera edición del LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, en 1956, contribuyó en forma importante a definir con mayor precisión las unidades estratigráficas y a aclarar, por tanto, la nomenclatura formacional de la región.

Resulta interesante mencionar también que, a partir de 1945 y por unos diez años, se produce una renovada explotación en Falcón por parte de las compañías petroleras, que culminó en una serie de trabajos de compilación muy valiosos y que, lamentablemente, no fueron en su mayoría publicados. La única excepción es la compilación de WHEELER, publicada en castellano en 1960 y, posteriormente, en 1963 en inglés con algunas modificaciones. Se trata de una síntesis de la estratigrafía del Oligoceno y Mioceno inferior de Falcón en base a trabajos efectuados por geólogos de la Creole Petroleum Corporation.

En los últimos años han aparecido varios trabajos locales, principalmente sobre la región septentrional del estado, a excepción de los de HUNTER y FERRELL (1972) y de HUNTER (1974) que hacen referencia al área tema de esta investigación. La Fig. 2 ilustra la historia de los cambios en la nomenclatura y edad de las unidades litoestratigráficas de la parte central de la cuenca falconiana.

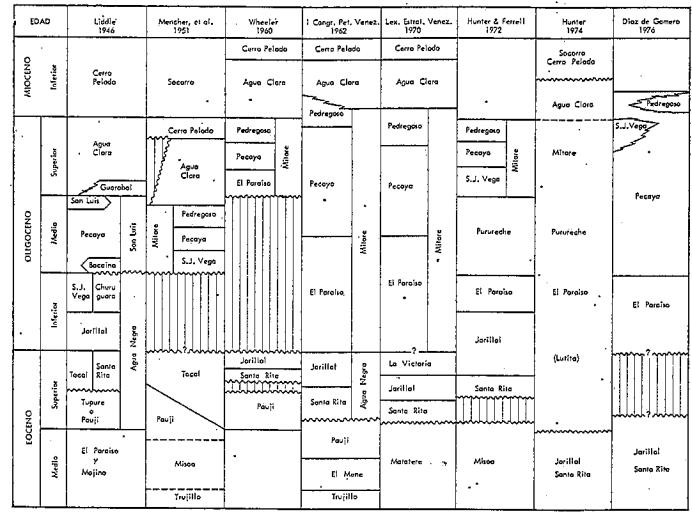


Fig. 2. Historia de las correlaciones en el centro de la cuenca de Falcón

A partir de 1973, la Escuela de Geología y Minas de la Universidad Central de Venezuela ha organizado varios trabajos de campo de los estudiantes de geología en la región central de Falcón. Hasta la fecha, los estudiantes, bajo la dirección de varios profesores de la mencionada Escuela, han cubierto las fajas La Cruz de Taratara - Pecaya - Carrizal y La Cruz de Taratara - María Díaz, a lo largo de las carreteras. La autora utilizó los informes, mapas, cortes y columnas presentados por los estudiantes y parte de esa información aparece mencionada en el texto de este trabajo.

Del estudio de la literatura existente podemos obtener una idea general acerca de la geología de la cuenca de Falcón, sobre todo en lo referente a la distribución, edad aproximada y características superficiales de las unidades litológicas y las interpretaciones generales que de esto se desprende. El enorme e interesante trabajo de interpretar con enfoque moderno las relaciones paleoecológicas y de edad para una cabal síntesis paleogeográfica queda todavía por hacer. Esperemos que esta contribución llegue a despertar el interés de investigadores presentes y futuros y sea, eventualmente, posible descifrar la historia geológica de toda esta compleja región.

Estructura y estratigrafía generalizadas

La región central de Falcón muestra una serie de largos pliegues, con rumbo aproximado N 70°E, que constituyen lo que se ha denominado el anticlinorio de Falcón. En su extremidad occidental dichos pliegues cambian de rumbo hasta unirse a la Serranía de Trujillo, con dirección N 20°E. La relación del anticlinorio de Falcón con los otros elementos tectónicos del noroeste de Venezuela se ilustra en la Fig. 3.

El anticlinorio de Falcón se extiende desde la línea fronteriza con el Estado Zulia, al oeste, hasta la depresión del

río Gueque al este, donde se hunde bajo sedimentos jóvenes. El límite sur lo constituye, según ZAMBRANO, et al. (1971) y autores anteriores, la línea de ofiolitas de Siquisique.

Los pliegues del anticlinorio están intensamente dislocados por dos sistemas principales de fallas transcurrentes: uno con dirección general W-E, denominado de Páez - Acón de Iturbe por JAECKLI y ERDMAN (1952) y otro, llamado por los mismos autores de Lagarto y Río Seco (Sabaneta), con dirección NW-SE. Existe, además, otro sistema menor de fallas aproximadamente N-S que, siendo el más joven, corta todas las estructuras anteriores casi perpendicularmente.

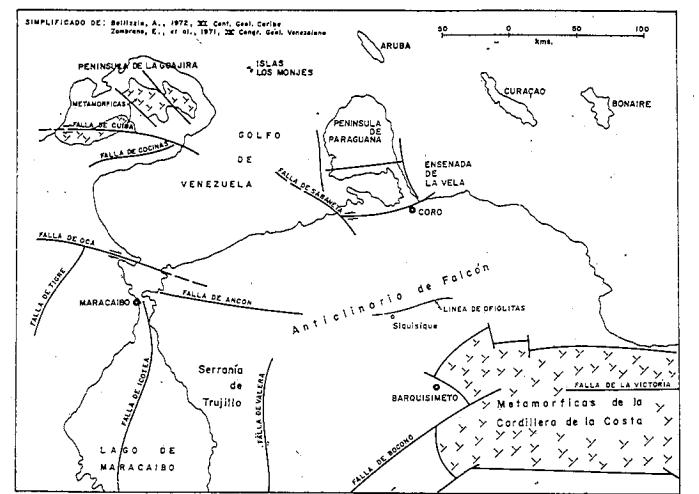


Fig. 3. Mapa estructural generalizado de Venezuela noroccidental

La secuencia estratigráfica es exclusivamente Cenozoica y post-Eocena, a excepción de escasos afloramientos aislados de rocas eocenas (Fig. 4). En el centro y sur del anticlinorio, objeto parcial de este trabajo, afloran rocas del Oligoceno y Mioceno inferior, mientras que en dirección norte la secuencia se hace progresivamente más joven hasta llegar al tope del Mioceno o al Plioceno inferior. Las condiciones paleoambientales van de marinas batiales al final del Oligoceno (Formación Pecaya) a sublitorales cada vez menos profundas, aunque con ciertas oscilaciones, durante el Mioceno, hasta terminar con los sedimentos litorales de las formaciones Codore y La Vela.

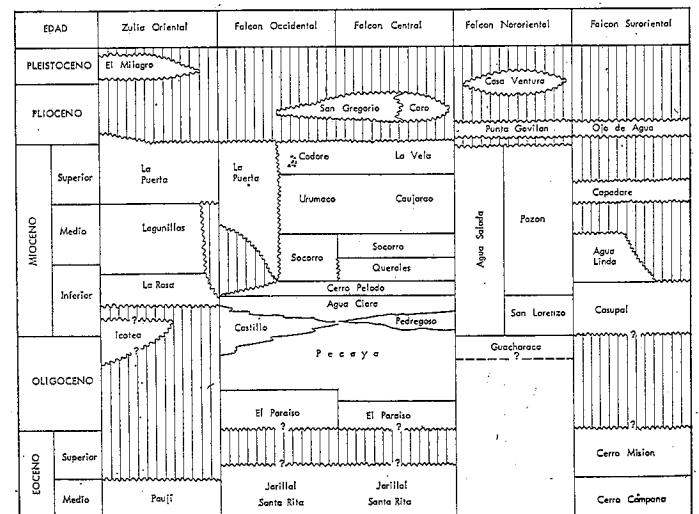


Fig. 4. Cuadro de correlación general de la cuenca de Falcón

Al este de la depresión del Gueque, la secuencia estratigráfica es continua por lo menos desde el Oligoceno superior al Mioceno superior (Formación Guacharaca y Grupo Agua Salada) y representa sedimentación marina de aguas profundas, a excepción de la parte más joven.

El período principal de deformación se inició posiblemente en Falcón al final del Mioceno, ya que todas las rocas post-Miocenas descansan discordantemente sobre sedimentos más antiguos. La deformación continuó, aunque intermitentemente, hasta el final del Plioceno o comienzos del Pleistoceno, como se evidencia por la posición subvertical del Conglomerado de Coro en algunas localidades.

Método de trabajo

Las compañías Shell de Venezuela y Creole Petroleum Corporation permitieron generosamente a la autora el uso de sus excelentes mapas geológicos, no siendo necesario cartografiar detalladamente las unidades litológicas en el campo. El trabajo de campo consistió, por tanto, de muestreo y observación cuidadosa de las unidades litológicas en todos sus aspectos, especialmente en cuanto a estructuras sedimentarias primarias se refiere.

Para el estudio de laboratorio se muestraron sistemáticamente más de diez secciones (véase Mapa Geológico) y se recolectaron unas doscientas muestras. Este trabajo se cumplió en dos etapas principales: la primera y más completa, en febrero de 1973, con una duración de cuatro semanas y la segunda, en noviembre-diciembre del mismo año por dos semanas. Se efectuaron, además, varias visitas de corta duración para esclarecer problemas específicos.

Con excepción de algunas muestras de areniscas y conglomerados, el estudio en el laboratorio se dirigió fundamentalmente a la separación e identificación de microfósiles (foraminíferos y nannoplanton calcáreo), tanto en lutitas como en calizas. Para la identificación de los foraminíferos planctónicos, del nannoplanton calcáreo y de la mayoría de los foraminíferos bentónicos, se utilizó directamente material de referencia existente en las colecciones del Instituto de Geología de la Escuela Politécnica Federal de Zürich (E.T.H.Z.).

Se prepararon dos colecciones de muestras, que fueron depositadas en la Escuela de Geología y Minas de la Universidad Central de Venezuela y en el Instituto de Geología de la Escuela Politécnica Federal de Zürich. Los tipos de foraminíferos ilustrados en este trabajo se encuentran depositados en el Museo de Historia Natural de Basel, bajo los números C 33538 al C 33615, inclusive.

Agradecimientos

La autora desea dejar constancia de su agradecimiento y profunda deuda con sus maestros, los profesores Dr. Clemente González de Juana y Dr. Pedro J. Bermúdez por su constante apoyo y estímulo, brindado a lo largo de muchos años, y a los cuales se debe, en no pequeña medida, la presentación de este trabajo.

Durante una estadía de nueve meses en el Instituto de Geología de la Escuela Politécnica Federal de Zürich, la autora contó con el desinteresado apoyo de numerosos investigadores. Cabe destacar de manera muy especial al profesor Dr. Hans M. Bolli, así como los doctores Katharina Perch-Nielsen, Fred Rögl y Jean-Pierre Beckmann.

Las fotografías de los foraminíferos que ilustran este trabajo se deben a H. Franz, utilizando el microscopio electrónico rastreador del Instituto de Geología de Zürich. U. Gerber, del mismo Instituto preparó el material fotográfico, y A. Uhr y P. Stacher ayudaron en la preparación de las tablas.

Numerosos colegas y amigos del Departamento de Geología de la Universidad Central de Venezuela han colaborado ayudando a la autora en diversas etapas de la investigación. Especial mención merece el señor Julio R. Frías, quien procesó todas las muestras y preparó las láminas microfaunales.

De gran interés fueron las discusiones sobre la microfauna que sostuvieron con los doctores Max Furrer y Vernon Hunter, de Caracas, y la doctora Isabella Premoli-Silva, de la Universidad de Milano.

La Dirección de Geología del Ministerio de Minas e Hidrocarburos de Venezuela prestó valiosa ayuda en la etapa de trabajo de campo. Las compañías Shell de Venezuela y Creole Petroleum Corporation proporcionaron mapas geológicos y varios informes íntimos, autorizando generosamente a la autora la publicación de los mapas y a hacer libre referencia al material incluido en dichos informes. El departamento de dibujo de la Compañía Shell de Venezuela (Maraven a partir del 1-1-1976) elaboró el mapa y cortes geológicos. El departamento de Servicios Estratigráficos de la Shell Internationale Petroleum Maatschappij, en Holanda, permitió graciosamente el uso de sus facilidades y biblioteca especializada.

Por último, pero no por eso menos importante, este trabajo ha sido posible gracias a la ayuda económica proporcionada por el Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico de la Universidad Central de Venezuela, a través de su proyecto número 410.

LITOESTRATIGRAFIA

General

La historia de la cuenca de Falcón empieza, aparentemente, en el Oligoceno inferior. Encontramos, ocasionalmente, rocas más antiguas aflorando hacia el sur y el borde meridional, pero éstas pertenecen a condiciones paleogeográficas distintas, anteriores al establecimiento de la cuenca. Las más jóvenes parecen ser de edad Eoceno medio, pero las relaciones de estas unidades con el comienzo de la sedimentación Oligocena no han sido aún satisfactoriamente establecidas.

El complejo de facies de edad Oligoceno y Mioceno más inferior ocupa la parte central de la cuenca mientras que, hacia los bordes de la misma, sólo encontramos rocas Miocenas y más jóvenes. Dentro de este complejo de facies se observan cambios notables en sentido oeste-este, pasando de un predominio de clásticos gruesos a un área constituida casi en su totalidad por lutitas. En la región central, objeto del presente estudio, afloran rocas de litología variada (véase mapa geológico y cortes).

Eoceno

Hasta hace pocos años se consideraba que la sedimentación Eoceno-Oligoceno había sido continua en Falcón y que las rocas Eocenas pertenecían en su totalidad al Eoceno superior. En revisiones recientes de la microfauna del Eoceno de Falcón (HUNTER, 1974) y de unidades correlativas en otras regiones (FURRER, 1972), se ha comprobado que, a excepción de la Formación Cerro Misión del extremo suroriental de la cuenca, las otras unidades asignadas anteriormente al Eoceno superior son en realidad de edad Eoceno medio.

Las relaciones de campo entre el Eoceno y el Oligoceno no parecen indicar una discordancia obvia, pero a la luz de estas revisiones paleontológicas se hará necesario un reestudio cuidadoso de este problema en el campo.

Las unidades del Eoceno medio incluyen la parte inferior y media del Grupo Agua Negra de SENN (1935), nombre ahora en desuso. Dicha unidad está constituida, de abajo hacia arriba, por las formaciones Santa Rita, Jarillal y Churuguara, siendo las dos primeras del Eoceno medio superior y la última del Oligomioceno. WHEELER (1960) propuso separar la Formación Churuguara del Grupo Agua Negra, por considerar que pertenecía a un ciclo sedimentario diferente.

Los afloramientos son bastante escasos y se encuentran siempre formando el núcleo de estructuras anticlinales. Este es el caso de la sección tipo del Grupo Agua Negra (anteriormente formación), designado por SENN (1935) en el anticinal de Buena Vista, donde es cruzado por el camino de Piedra Grande a Baragua, en la zona límitrofe entre los estados Lara y Falcón.

La Formación Santa Rita consiste aquí de: "400 - 450 m de gruesos conglomerados, areniscas y margas arenosas con intercalaciones de calizas orbitoidales. Los conglomerados consisten predominantemente en guijarros de hasta 10 cm de cuarzo blanco, cherts negros del Cretáceo, cuarcitas densas de Misoa - Trujillo y areniscas diversas. Las calizas más superiores contienen una rica y bien preservada fauna de moluscos" (SENN, 1935).

En descripciones posteriores se mencionan también los cantos de jaspe verde como característicos de los conglomerados de la Formación Santa Rita (RIVERO, 1956). El contacto inferior no se puede observar claramente en la sección tipo, pero en ciertas localidades es discordante sobre las lutitas de Paují (RIVERO, 1956). El contacto superior es de transición con la Formación Jarillal. El conglomerado de Santa Rita aflora esporádicamente en la Serranía de Baragua y Cordillera de Buena Vista. GUEVARA (1967) menciona también un afloramiento de la formación en el Cerro Venado, en el Estado Zulia.

La formación suprayacente, designada originalmente como Lutitas de Jarillal por SENN (1935), tiene su sección tipo en el mismo anticinal de Buena Vista. Consiste allí en unos 375 m de lutitas más o menos arenosas, de colores abigarrados, desde gris oscuro hasta rojo por meteorización. Los 50 m inferiores son muy fosilíferos y contienen una abundante fauna de moluscos y cangrejos denominados por SENN "lutitas de *Raetomya*" y consideradas por él de edad Eoceno superior. Las lutitas superiores de la Formación Jarillal no contienen macrofósiles en su sección tipo, por lo que SENN (1935) pensó que su edad pudiera llegar al Oligoceno inferior. WHEELER (1960, 1963) incluye una lista de foraminíferos provenientes de la parte superior de la formación y que indican, según él, una edad Eoceno superior. HUNTER, en 1974, reinterpreta la evidencia paleontológica como indicativa de edad Eoceno medio, parte superior.

La Formación Jarillal tiene una extensión geográfica más amplia que la del conglomerado de Santa Rita, aunque sus afloramientos no son continuos. Según GUEVARA (1967), se encuentra mayormente en Falcón suroccidental, en el norte de Lara y en Zulia oriental. El contacto inferior es concordante y transicional con la Formación Santa Rita, en el área tipo. En otras localidades puede descansar discordantemente sobre las formaciones Paují o Misoa. El contacto superior es concordante en el Estado Zulia con la Formación La Victoria. En otras localidades parece ser concordante con otras unidades, pero la ausencia de faunas del Eoceno superior no permite establecer el carácter del contacto con seguridad.

En el área estudiada, la Formación Jarillal aflora tan sólo en un anticinal al sur de Taparoy. Allí consiste de lutitas grises que se hacen progresivamente más limosas as-

cendiendo en la sección, a medida que nos acercamos al contacto con la Formación El Paraíso, suprayacente.

Recientemente, HUNTER (1974) revisó la edad de las formaciones Santa Rita y Jarillal y menciona la presencia de faunas de foraminíferos planctónicos de edad Eoceno medio (Zona de *Truncarotaloides robri*) en la sección de referencia para la última formación, establecida por GUEVARA (1967) en las quebradas Negra y Tambure, en el Estado Zulia, 100 km al oeste de la sección tipo. Hunter estudió también material de las formaciones Santa Rita y Jarillal proveniente de la sección tipo de Senn, y encontró fauna de esa misma edad. Establece también que las faunas de orbitoides que habían sido consideradas como del Eoceno superior por GORTER y VAN DER VLERK (1932) y GRAVELL (1933), se asignan actualmente al Eoceno medio. Lamentablemente, HUNTER no indica en este estudio cuál es la relación entre la Formación Jarillal y las unidades que inician la sedimentación del Oligoceno en Falcón (formaciones El Paraíso y Churuguara) y ni siquiera hace mención del problema.

En las dos únicas referencias en que se menciona el paso de la unidad lutítica fosilífera Eocena a rocas más jóvenes (El Copey: JAECKLI, 1952; anticinal de Buena Vista: SENN, 1935) el contacto se establece como completamente transicional. La autora visitó y muestreó una sección al sur de Taparoy, en donde el contacto inferior entre la Formación El Paraíso y la Formación Jarillal, es totalmente concordante. Lamentablemente, la microfauna de dicha lutita es muy escasa y no se encontraron foraminíferos planctónicos ni nannoplancton calcáreo.

JAECKLI (1952) incluye una detallada descripción del área de El Copey, al sureste de Tupure. En el núcleo de una estructura anticinal afloran unos 100 m de calizas y areniscas calcáreas con foraminíferos grandes que él asigna al Eoceno superior y, por encima de esta unidad, denominada caliza de El Copey, unos 800 m de lutitas muy similares a las de Jarillal en su sección tipo, con moluscos y cangrejos en su parte inferior. La parte superior de esta unidad lutítica contiene varias capas delgadas de arenisca y pasa transicionalmente hacia arriba a la Formación El Paraíso.

Probablemente la caliza de El Copey y la parte inferior de la lutita suprayacente sean equivalentes en edad a la Formación Santa Rita y parte inferior de Jarillal en sus secciones tipo y, por tanto, del Eoceno medio. JAECKLI (1952) no menciona fósiles de la parte superior de la gruesa lutita que infrayace a la Formación El Paraíso. Sólo un nuevo estudio de esta región, de muy difícil acceso, podrá poner en claro si la sedimentación fue continua.

Oligoceno y Mioceno inferior

Las rocas Oligocenas, al contrario de las más antiguas, afloran extensamente en el centro de la cuenca de Falcón, encontrándose mayormente en una ancha faja de dirección aproximada N 70 E, entre las sierras de San Luis y Churuguara.

La secuencia empieza con una intercalación de lutitas y areniscas denominada Formación El Paraíso, de extensa distribución en la cuenca, desde el río Mojino en el oeste hasta el río Güeque en el este. Concordantemente por encima tenemos un espeso cuerpo de lutitas oscuras, la Formación Pecaya, de distribución aún más extensa que la anterior, ya que se reconoce desde algo más al oeste del río Mojino. Va en edad desde el Oligoceno medio al Mioceno inferior y ocupa el centro de la cuenca, formando extensos valles entre la topografía más abrupta de las facies marginales de la cuenca, y las cadenas de colinas soportadas por El Paraíso.

La Lutita de Pecaya tiene como equivalentes laterales parciales formaciones de litología variada que representan el borde de la cuenca. Estas son: la Formación Churuguara al sur, la Formación Castillo al oeste y las diversas formaciones que integran el complejo arrecifal de San Luis, al norte.

En este estudio sólo se investigaron las rocas que afloran en el centro de la cuenca, es decir, esencialmente las formaciones El Paraíso y Pecaya. Hacia el norte, cerca de la Sierra de San Luis, la Formación Pecaya contiene una cuña de unos 25 km de extensión longitudinal, constituida por intercalación de lutitas y areniscas de grano fino, denominada en este informe Miembro San Juan de la Vega, de la Formación Pecaya. Por encima de la formación, encontramos la Formación Pedregoso formada por intercalación rítmica de lutitas oscuras con calizas y areniscas en capas delgadas, que representa una sedimentación turbidítica al frente del arrecife de San Luis. La Formación Pedregoso, de extensión reducida, puede considerarse como una variación de facies dentro de la Lutita de Pecaya, y como tal fue incluida en el estudio.

✓ Por encima de las unidades mencionadas, pero aflorando fuera del área investigada, encontramos la Formación Agua Clara, esencialmente lutítica, de edad Mioceno inferior, que fue totalmente erosionada en la región central de la cuenca.

Aproximadamente alineados a lo largo de lo que probablemente fuera la parte más profunda de la cuenca, encontramos una serie de cuerpos ígneos de composición básica que parecen, en su mayoría, intrusión de la parte inferior de la sección. Se encuentran solamente desde el sur de La Cruz de Taratara, hasta unos kilómetros al sureste de Pueblo Nuevo.

Nomenclatura litoestratigráfica en el Oligoceno y Mioceno inferior

La nomenclatura litoestratigráfica del Cenozoico de la cuenca falconiana es una de las más ricas de Venezuela y prácticamente toda unidad litológica ha sido designada con un nombre geográfico. Las publicaciones geológicas sobre Falcón que establecieron la mayoría de esos nombres datan ya de algunos años y ha sido inevitable la sinonimia, además del uso de numerosos nombres informales que, en muchos casos, se han ido abandonando progresivamente. Se hace necesario, por tanto, tratar de simplificar, en lo posible la nomenclatura existente y de abandonar definitivamente aquellos nombres, que en vez de clarificar, entorpecen la visión general de las relaciones entre las diferentes unidades. La Fig. 2 muestra el desarrollo histórico de las ideas sobre la nomenclatura y edad de las unidades litoestratigráficas del centro de la cuenca.

Se proponen las siguientes modificaciones en la nomenclatura litoestratigráfica de Falcón:

a) Abandonar el nombre de Formación Purureche, propuesto por HUNTER y FERRELL (1972), por ser sinónimo de Formación Pecaya en el área de Purureche. La discusión detallada sobre las razones de la sinonimia se encuentra bajo la descripción de la Formación Pecaya.

b) En consecuencia de lo anterior, se recomienda abandonar el nombre de Grupo Mitare ya que, como definido originalmente por MENCHER, et. al. (1951), incluye como unidad intermedia la Formación Pecaya que, fuera de la localidad tipo del grupo, tiene una extensión vertical y lateral mucho mayor, siendo incluso su parte inferior enteramente

más antigua que todo el Grupo Mitare. Por otra parte, el grupo tiene una extensión sumamente reducida, ya que sólo puede reconocerse con sus unidades San Juan de la Vega - Pecaya - Pedregoso entre las poblaciones de Pecaya y Pedregal. Las unidades inferior y superior no existen o no están expuestas fuera de esa región.

Por otra parte, la equivocada equivalencia entre las unidades El Paraíso y San Juan de la Vega, que aparece por primera vez en el LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1956) y fue ratificada posteriormente por WHEELER (1960), ha traído como consecuencia que el Grupo Mitare haya sido utilizado para designar intervalos muy diferentes, tanto en su extensión vertical como lateral. Por todas estas razones se considera imperativo desechar el nombre de Grupo Mitare.

c) Cambiar de rango la unidad San Juan de la Vega de formación a miembro de la Formación Pecaya. Como se hace referencia al describir esta unidad, la Arenisca de San Juan de la Vega está, en apariencia, totalmente incluida dentro de la Lutita de Pecaya. El acuñamiento en dirección este puede ser observado en el campo y, al este de La Cruz de Taratara, la Formación Pecaya contiene en su parte media faunas de edad equivalente a la de San Juan de la Vega en la facies lutítica típica de la formación. Hacia el oeste, cerca de Pedregal, la unidad San Juan de la Vega desaparece bajo las lutitas de Pecaya y no es posible determinar su extensión original en esa dirección. En todo caso, en toda su área de afloramientos, la unidad está recubierta por la parte superior de la Formación Pecaya y, aunque su base nunca está expuesta, las relaciones al este de La Cruz de Taratara indican que pasa lateralmente a la parte media de la formación.

FACIES DEL CENTRO DE LA CUENCA

Formación El Paraíso

Definición y reseña histórica

La Formación El Paraíso es una de las primeras en aparecer en la literatura geológica de Falcón. La referencia original la encontramos en un estudio sobre Turrilletas fósiles de Venezuela y el Caribe (HODSON, 1926). La descripción es extremadamente breve y dice textualmente: "Lutitas de El Paraíso: lutitas negras con intercalación de capas de carbón y arenisca cuarcítica. Localidad tipo: El Paraíso, en la quebrada El Paraíso, Distrito Bolívar, Estado Falcón".

Lamentablemente, la elección de la localidad tipo no fue muy afortunada, ya que la formación allí está intensamente deformada y aflora solamente su parte superior.

El artículo de RIVERO (1956) sobre esta formación, en la primera edición del Léxico Estratigráfico de Venezuela, incluye un excelente recuento de la literatura publicada hasta esa fecha, por lo que resumiremos aquí los datos más importantes. La Formación El Paraíso es posiblemente la unidad estratigráfica de Falcón que más erróneamente ha sido interpretada en la literatura antigua (Fig. 2). Antes de la publicación del LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1956), los autores consideraron a la Formación El Paraíso como de edad Eoceno medio y/o superior: LIDDLE, 1928; GRAVELL, 1933; SENN, 1935; SENN, 1940; LIDDLE, 1946; SUTTON, 1946. La determinación de edad se basaba en interpretar esta formación como equivalente o idéntica a la parte superior de la Formación Misoa - Trujillo del occidente de Venezuela, de litología muy semejante. La escasez de fósiles

distintivos, para esa época, tanto en esta unidad como en la lutita superior (Pecaya), además de la intensa deformación de la sección en su localidad tipo y alrededores del cerro Chimborazo, donde más fue estudiada, impidieron por muchos años una reinterpretación de las relaciones y edad indicadas originalmente por LIDDLE (1928).

La Formación El Paraíso aflora en una larga faja anticlinal, reflejada en una serie de colinas alargadas, desde el río Mojino en el oeste, hasta los ríos Remedios y Güeque al este, pasando por la región de El Paraíso, localidad tipo de la unidad. Incluye las cuarcitas de Mojino de HALSE (1937), pero no las areniscas de San Juan de la Vega de SENN (1935).

Litología

WHEELER (1960) subdividió la formación en dos miembros, sin asignarles nombre formal: un miembro inferior, que raramente aflora, caracterizado por areniscas "sal y pimienta", ligeramente calcáreas y moderadamente endurecidas; un miembro superior, caracterizado por areniscas cuarzosas bien endurecidas y silicificadas.

Según se desprende del trabajo de WHEELER (1960), este miembro inferior de El Paraíso se encuentra también por debajo de la Formación Churuguara. Al no aflorar la base de la Formación El Paraíso, con la posible excepción de la región de El Copey, en los anticlinales de la región central, es muy difícil decidir si la unidad denominada por WHEELER (1960) miembro inferior de El Paraíso pertenece en realidad a esa formación o bien a la Formación Churuguara.

En todo caso, esta unidad aflora al sur de Taparoy donde se encuentra en contacto, aparentemente concordante y transicional, sobre una lutita de color gris (¿Formación Jarillal?), de la cual afloran unos pocos metros y que no posee fósiles diagnósticos.

La litología típica incluye, además de las areniscas, conglomerados más o menos endurecidos, formados mayormente por guijarros de fítnita negra y otros tipos de roca, cementados por material calcáreo. Las areniscas son de grano medio a fino, con estratificación cruzada y madrigueras verticales y subverticales llenas de material ferruginoso. Suelen ser delgadas, pero ocasionalmente forman paquetes de varios metros de espesor, en los que la arenisca superior es la más gruesa. Las lutitas son de colores oscuros y contienen capas delgadas y lentes de ferrolitas, además de numerosos nódulos ferrolíticos. La unidad aflora también, según WHEELER (1960), hacia el oeste de Taparoy, a lo largo del rumbo.

La única otra localidad en que aflora, aparentemente, la base de la Formación El Paraíso es en el área de El Copey (JAECKLI, 1952). Allí, concordante y transicional encima de calizas y lutitas con fauna del Eoceno, se encuentra la Formación El Paraíso, predominantemente lutítica, situándose, por tanto, el contacto en un nivel arbitrario, de acuerdo al porcentaje relativo de areniscas y lutitas.

Los extensos afloramientos de la formación que se encuentran en las colinas de la llanura central de Falcón, pertenecen al miembro superior de WHEELER (1960), cuya litología característica es la intercalación de lutitas no calcáreas gris violácea oscura, con areniscas cuaráticas muy endurecidas, de colores diversos. Dado lo extenso del área de afloramientos, pueden observarse variaciones geográficas dentro de la litología fundamental, que podemos resumir como sigue (modificado de JAECKLI, 1952):

a) *Formación El Paraíso al este de la localidad tipo:* lutitas fósiles, con areniscas de grano fino, generalmente en capas delgadas. Ocasionalmente, se encuentran delgadas capas de carbón, pero éste no aflora más al este de la carretera Coro - Churuguara. Las lutitas dominan sobre las areniscas y éstas van haciéndose cada vez menos importantes hacia el este, hasta desaparecer debajo de los aluviones del río Güeque y sus afluentes.

Los estudiantes de la Escuela de Geología y Minas hicieron su trabajo de campo 1974 en una faja de terreno a lo largo de la carretera Coro - Churuguara, entre La Cruz de Taratara y María Díaz. En esta región la litología de la formación es muy monótona, consistiendo de lutitas fósiles grisáceas, a veces de tonos violáceos que contienen nódulos y capas de arcilla ferrolítica, con intercalaciones de areniscas cuarzosas, aparentemente de grano fino, en capas delgadas, generalmente con laminación paralela y, ocasionalmente, con estratificación cruzada de escala pequeña y rizaduras en la superficie superior de las capas. A excepción de las capas más gruesas, que son en apariencia masivas, es común encontrar madrigueras y las capas más delgadas tienen el característico aspecto moteado, propio de una intensa bioturbación. Los estratos de arenisca forman a veces gruesos paquetes, superiores a los 5 m de espesor. Las areniscas más típicas son extremadamente duras, ya que los granos de cuarzo están totalmente cementados por material silíceo.

b) *Formación El Paraíso entre los ríos Paraíso y Pedregal:* el espesor máximo en esta región es de unos 1.000 m, expuestos en el río Paraíso y sus afluentes. Las lutitas fósiles, están intercaladas con areniscas cuaráticas, aparentemente de grano medio, con rizaduras en la superficie de las capas, que aquí son más frecuentes que hacia el este. Las capas delgadas de carbón y lutita carbonosa son muy frecuentes, especialmente en el área tipo. La sección expuesta en la fila anticlinal más meridional es más lutítica que la que aflora más al norte, donde está representada la sección tipo. La deformación estructural es aquí máxima y, como puede observarse en el mapa, la faja de afloramientos de la formación es muy delgada y está cortada por numerosas fallas transcurrentes de rumbo E-W y ESE-WNW.

c) *Formación El Paraíso entre los ríos Pedregal y Mojino:* a unos 20 km al oeste del río Pedregal, las elevaciones soportadas por la formación llegan casi a los 1.000 m de altura, siendo la cordillera aquí mucho más ancha. La parte inferior de El Paraíso aflora, como ya se ha mencionado en el área de El Copey, donde hay Eoceno fosilífero en el núcleo de ciertos anticlinales. La parte superior de la formación es litológicamente semejante a la que aflora en la sección tipo, aunque con mayor proporción de areniscas de grano medio a grueso. Según datos de WHEELER (1960), las areniscas constituyen aquí más del 50 por ciento de la formación y los paquetes llegan a alcanzar hasta 20 m de espesor, aunque las capas individuales rara vez llegan a los 2 m.

Al oeste del río Mojino, las capas de El Paraíso, que aquí fueron denominadas Cuarcitas de Mojino por HALSE (1937), desaparecen definitivamente bajo las lutitas de Pecaya.

En la descripción del miembro superior de la Formación El Paraíso por WHEELER (1960) y la discusión sobre espesores, relaciones estratigráficas y edad, él incluye como facies más septentrional a las capas de San Juan de la Vega, que aquí consideramos como unidad distinta y claramente separada de la primera.

Espesor

Los valores publicados por WHEELER (1960), provenientes de secciones incompletas, oscilan alrededor de los 500 m (localidad tipo: 468 m). El espesor máximo estimado por los geólogos de la Creole Petroleum Corporation es de unos 1.000 m en la parte sur del Distrito Buchivacoa, en Falcón occidental. Por otra parte, en el informe de JAECKLI y ERDMANN (1952) no se mencionan espesores medidos en secciones específicas, sino que se incluye un estimado máximo de 1.000 m en el área de la localidad tipo.

Durante los trabajos de campo 1974, los estudiantes de la Escuela de Geología y Minas midieron un espesor de 1.000 m, aproximadamente, para la Formación El Paraíso en las cercanías de la carretera Coro - Churuguara, sin que se observara la base en ninguna de las estructuras anticlinales allí presentes.

Relaciones estratigráficas

En su primera publicación, en castellano, WHEELER (1960) postuló una discordancia o lapso sin sedimentación entre las formaciones Jarillal y El Paraíso, basándose en la evidencia paleontológica, aunque las relaciones de campo indicaban, según él, concordancia e, incluso, transición. La microfauna de Jarillal le indicaba, sin embargo, una edad Eoceno superior y la de El Paraíso, Oligoceno superior.

Curiosamente, nos encontramos de nuevo ante una situación similar: las últimas interpretaciones (HUNTER, 1974) indican una edad Eoceno medio, parte superior, para la parte inferior de la Formación Jarillal, mientras que la parte más superior de la Formación El Paraíso es de edad Oligoceno medio. La sección sedimentaria semiestéril que comprenden la parte superior de la Formación Jarillal y toda la Formación El Paraíso pudiera representar una secuencia continua, aunque es muy posible que contenga un episodio emergente en la base de El Paraíso, que marca un importante cambio de facies.

En 1963, WHEELER publicó una versión en inglés de su estudio anterior, rectificando la edad de la Formación El Paraíso y eliminando la postulada discordancia en su base.

El contacto superior, con la Formación Pecaya, es concordante y, generalmente, transicional.

En el anticlinal de Taparoy, el miembro inferior de la Formación El Paraíso descansa concordantemente debajo de la Formación Churuguara y esta relación posiblemente exista en toda la faja septentrional de afloramientos de esta última formación.

Hacia el oeste, la Formación El Paraíso desaparece debajo de Pecaya y sus relaciones con la Formación Castillo, del borde occidental de la cuenca, se desconocen aunque, probablemente, no haya ninguna equivalencia de edad y la Formación Castillo sea totalmente más joven. En dirección este, la unidad desaparece bajo los aluviones del río Güeque y sus afluentes.

Paleontología y edad

Este tema se discutirá ampliamente en la sección de Bioestratigrafía. La microfauna estudiada es generalmente escasa y pobremente preservada. La edad va de Oligoceno inferior a medio. La parte inferior de la formación es prácticamente estéril, pudiendo asignarse a la Zona de *Globigerina ampliapertura* o quizás llegar a la Zona de *Cassigerinella chipolensis - Hastigerina micra*. La parte más superior,

con fauna diagnóstica, está en la Zona de *Globorotalia opima opima* (Oligoceno medio).

Correlación

WHEELER (1960, 1963) relaciona a la Formación El Paraíso con algunos cuerpos arenosos que afloran, o se conocen del subsuelo, en la región oriental de Falcón. Estas relaciones son bastante dudosas, ya que no se conocen con seguridad rocas anteriores al Oligoceno superior (Formación Guacharaca) en la prolongación oriental de la cuenca de Falcón.

Hacia el sur, la Formación El Paraíso se correlaciona con la parte inferior de la Formación Churuguara. De hecho, parece que el miembro inferior de El Paraíso se encuentra en la base de la Formación Churuguara en la faja septentrional de afloramientos de dicha formación.

Formación Pecaya

Definición y reseña histórica

La Formación Pecaya comprende el espeso cuerpo de lutitas oscuras que ocupa la parte central de la cuenca de Falcón y suprayace a la Formación El Paraíso. Incluye parcialmente lo que anteriormente se denominaron Lutitas de Pedregal, Lutitas de Tupure y, por correlación erónea, Lutitas de Paují. Modernamente, HUNTER y FERRELL (1972) definieron la Formación Purureche, que también consideramos como sinónimo de Pecaya, como se discutirá más adelante (Fig. 2).

Ha habido una gran confusión en el pasado con respecto a la edad y relaciones estratigráficas de este extenso cuerpo de lutitas, en parte resultado de la equivocada equivalencia de la Formación El Paraíso con la parte superior de la Formación Misoa - Trujillo, de edad mucho más antigua. Por otra parte, las lutitas de Pecaya están tan intensamente deformadas en la faja central de la cuenca, que muestran un aspecto astilloso, diferente a las que afloran en otras regiones.

En la época en que se hicieron los primeros estudios en Falcón, la fauna de foraminíferos pequeños de la Formación Pecaya no era considerada diagnóstica de edad y no es, por tanto, de extrañar que los geólogos interpretaran la presencia de dos o más cuerpos de lutitas diferentes, de edades diversas, separados a veces por importantes discordancias.

La definición de la Formación Pecaya fue hecha por SENN (1935) y se refiere a la unidad de lutita oscura comprendida entre las arenas de San Juan de la Vega y las calizas de Pedregoso. Las lutitas afloran cerca del pueblo de Pecaya y las tres unidades mencionadas están muy bien expuestas al oeste de Pecaya, en el río Mitare.

Las tres formaciones fueron reunidas en el Grupo Mataré por MENCHER, et. al. (1951) en su tabla de correlación y asignadas al Oligoceno. En esta tabla, por debajo del grupo y en contacto discordante con él aparecen, de arriba hacia abajo, las formaciones Tacal, Paují, Misoa y Trujillo, todas del Eoceno. Dedicamos de la columna, que MENCHER, et. al. (1951) consideraban que las capas de El Paraíso pertenían a la Formación Misoa y que, por encima de éstas, las lutitas oscuras eran de la Formación Paují, idea ya establecida en la literatura, siendo SENN (1935) su principal proponente.

LIDDLE (1946) apoyó las ideas de SENN al respecto y consideró que las lutitas de Tupure, descritas por HALSE (1937) del occidente de la cuenca, eran equivalentes a Paují y, por tanto, de edad Eoceno superior. El nombre de Lutitas de Pedregal fue usado por LIDDLE (1928) para designar la sección que aflora al oeste de la población de Pedregal, constituida por lutitas intercaladas con areniscas y calizas y que corresponde, según la nomenclatura moderna, a la parte superior de la Formación Pecaya y la inferior de Pedregoso. El nombre fue poco usado en la literatura posterior y ha caído completamente en desuso.

Es interesante mencionar que los autores anteriores a 1951, inclusive, separan claramente las areniscas de San Juan de la Vega de las de El Paraíso, aunque la edad y relaciones de esta última y de las lutitas suprayacentes no eran correctas. El LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1956) modifica estas interpretaciones y separa a la Formación El Paraíso como unidad no relacionada con Misoa, de edad Oligoceno, y establece las equivalencias de las lutitas de Tupure y las lutitas de Paují falconianas (*sensu* SENN, 1935), con la Formación Pecaya. Por otra parte, introduce el error ratificado posteriormente por WHEELER (1960, 1963) de considerar a las areniscas de San Juan de la Vega como la parte superior de la Formación El Paraíso, quedando así las Lutitas de Pecaya reducidas a un espesor muy inferior al real, en la parte central de la cuenca.

HUNTER y FERRELL (1972), basándose en la fauna de foraminíferos planctónicos de las lutitas por encima de El Paraíso, a lo largo de una sección Pedregal-Purureche, demuestran que las dos unidades caracterizadas por areniscas están separadas en esa región por un notable espesor de lutitas, que denominaron Formación Purureche. No se considera aceptable definir y separar una formación en base a su edad y contenido de fósiles y, no siendo en el campo posible diferenciar entre las formaciones Purureche y Pecaya, es necesario abandonar el primer nombre, y usar tan sólo el segundo, por razones de prioridad. El nombre de Pecaya no es, sin duda, muy feliz ya que, en su definición original, incluye únicamente las lutitas entre las unidades San Juan de la Vega y Pedregoso pero, a partir de 1956, ha servido para designar el gran cuerpo de lutitas oscuras que, por encima de la Formación El Paraíso, ocupa el centro de la cuenca falconiana, independientemente de su edad. No se considera necesario, por tanto, introducir un nombre nuevo a la ya muy prolífica nomenclatura formacional de Falcón.

Litología

La Formación Pecaya consiste esencialmente de lutitas gris oscuro, generalmente fósiles y limolíticas, a veces calcáreas, con ocasionales interestratificaciones de areniscas y calizas bioclásticas, en capas delgadas. Estas intercalaciones se encuentran principalmente hacia el norte, cerca de la Sierra de San Luis, donde también aparecen grandes concreciones irregulares de material calcáreo de hasta más de dos metros de diámetro. Estas concreciones se destacan claramente por su color de meteorización ocre amarillento y están dispuestas al azar dentro de la lutita. En esta misma región abunda la pirita, desde finos agregados framboideos hasta cristales cúbicos claramente visibles.

El carácter calcáreo es muy variable en la formación, pero predomina claramente en dos intervalos: hacia la base, en la parte central de la cuenca y en la parte superior de la unidad, hacia el norte, al pie de la Sierra de San Luis. La parte más inferior de la formación es calcárea en toda su extensión, pero esta característica es especialmente mar-

cada en la región central, al sur de las colinas de El Paraíso. Los afloramientos están cubiertos de pequeños fragmentos de cálcar provenientes de relleno de vetas y las lutitas meteorizan a un color gris claro, en ocasiones casi blanco, debido al alto contenido de CaCO_3 y a las condiciones climáticas del área. Las vetas de yeso, comunes en todas las zonas áridas del Estado Falcón, son aquí muy abundantes.

Varios geólogos han sugerido la posibilidad de designar este intervalo como un miembro dentro de la Formación Pecaya por ser fácilmente visible en fotografías aéreas, pero los límites están demasiado difuminados y estas ideas no han tenido apoyo. Se trata de las "white weathering globigerina shales" de Senn, término que el autor nunca publicó, pero que aparecen descritas por HUNTER y FERRELL (1972) y forman parte de su Formación Purureche.

La autora pudo observar una situación semejante al este de Arajú, cerca del río Remedios, donde las lutitas meteorizan a color casi blanco y, en afloramientos profundamente alterados toman un aspecto como de harina. En lugares como éste, especialmente favorables, los habitantes de la región utilizan el polvo blanco de la lutita muy meteorizada para encalar sus viviendas.

Al norte del caserío de Bocaína y cortada por el río Paraíso, se encuentra una gran lente de caliza constituida mayormente por algas y foraminíferos grandes, de unos 110 m de espesor máximo. Su contacto suroeste es aparentemente de falla con la Formación El Paraíso y está rodeada por lutitas de Pecaya que, hacia el norte descansan sobre la caliza. La presencia de esta masa de caliza en un área de deposición de aguas profundas es difícil de explicar. Posiblemente se trate de un bloque exótico proveniente del norte, desprendido del arrecife de San Luis durante el Mioceno inferior (edad de la lutita en contacto superior con la caliza).

Espesor

Hasta la fecha todas las secciones que han sido medidas en el campo son parciales. Las estimaciones de WHEELER (1960) para la parte central de la cuenca (unos 600 m, cerca de Pedregal), se refieren al intervalo entre las areniscas de San Juan de la Vega y la Formación Pedregoso, pero en el oeste, donde estas dos unidades no existen, indica un espesor de 1.300 m, en el Distrito Buchivacoa. JAECKLI y ERDMANN (1952) sugieren un espesor superior a los 2.500 m, llegando a mencionar un valor de hasta 4.000 m para el espesor original de la Formación Pecaya al sur y sureste de Tupure. Los alumnos de la Escuela de Geología y Minas, que efectuaron su trabajo de campo 1974 en las cercanías de Pecaya, midieron un máximo de 1.000 m de espesor entre las Areniscas de San Juan de la Vega y las Calizas de San Luis. Este espesor fue medido al este de Pecaya, donde no se encuentra la Formación Pedregoso. Hacia el oeste, esta última se engruesa rápidamente a expensas de la Formación Pecaya, de ahí que su espesor se reduzca aproximadamente a la mitad en el río Mitare.

Aunque no es posible hacer una medición exacta en el campo del espesor de la parte inferior de Pecaya, entre las unidades El Paraíso y San Juan de la Vega, por no aflorar la base de ésta, estimamos que su espesor probablemente no sea inferior a los 1.000 m.

Sin duda, el espesor de la Formación Pecaya es considerable, pero varía notablemente de acuerdo a la localidad, por adelgazarse hacia los bordes de la cuenca. No es probable que sea inferior a los 2.000 m, siendo el espesor ori-

ginal en la región central, no representado actualmente en ninguna localidad, por haber sido erosionado en magnitud desconocida, superior a esa cifra.

Relaciones estratigráficas

El contacto inferior, con la Formación El Paraíso, es siempre concordante y generalmente transicional, especialmente al este del río Paraíso, donde las areniscas de esta unidad son delgadas y predominan las lutitas.

El contacto superior es variable. Desde las cercanías de La Cruz de Taratará hacia el este, la Lutita de Pecaya se interdigita con la Formación San Luis. Más al este de Acuigua, donde terminan estas calizas, las lutitas típicas de Pecaya pierden su identidad, al no poder diferenciarse de las de Agua Clara, más jóvenes. Desde Pecaya y hasta Pedregal, el contacto superior es con la Formación Pedregoso, que pudiera considerarse como una facies algo diferente dentro de la Formación Pecaya. Al oeste de Pedregal el contacto, siempre concordante, es con la Formación Castillo, que se engruesa progresivamente hacia el oeste, principalmente a expensas de la Formación Agua Clara, suprayacente, ya que la fauna de las lutitas de Pecaya en Tupure indica una edad Mioceno inferior, equivalente a la de la formación en las cercanías de Pecaya.

Hacia el sur, la Formación Pecaya se interdigita con la Formación Churuguara. Dicha interdigitación puede observarse parcialmente en el campo. En las cercanías de María Díaz, la Lutita de Pecaya tiene frecuentes intercalaciones de areniscas de grano fino y limolitas. En esta localidad, la Formación Pecaya descansa sobre la Churuguara, estableciéndose el límite entre ambas formaciones por la presencia de una gran masa de caliza gris microcristalina (cerro Gabriel). La edad de la lutita inmediatamente por encima de dicha caliza es Mioceno inferior, o sea, se trata de la parte superior de la Formación Pecaya. Más hacia el suroeste, en la quebrada Maica, el contacto local entre ambas formaciones es de edad Oligocena (tope de la Zona de *Globorotalia opima opima*).

Las relaciones del Miembro San Juan de la Vega con la Formación Pecaya son de concordancia. La base del miembro no aflora, pero el tope es transicional con la mitad superior de las lutitas de Pecaya.

Paleontología y edad

Este tema será desarrollado ampliamente en la sección de Bioestratigrafía. La Formación Pecaya contiene casi exclusivamente microfósiles, de los cuales se estudiaron los foraminíferos y el nannoplanton calcáreo. La edad, definida por los foraminíferos planctónicos, va desde el Oligoceno medio (Zona de *Globorotalia opima opima*), al Mioceno inferior (Zona de *Catapsydrax dissimilis*).

Correlación

La equivalencia al norte, con la Formación San Luis, es difícil de determinar. WHEELER (1960, 1963) considera todo su Grupo Mitare (formaciones El Paraíso, Pecaya y Pedregoso) como equivalente a la Formación San Luis. En el campo se observa una clara interdigitación entre la parte más superior de la Lutita de Pecaya y la Caliza de San Luis al este de Pecaya. Entre Pecaya y Agua Clara, rodeando la serranía, la interdigitación de la Caliza de San Luis es con la Formación Pedregoso, equivalente lateral de la parte superior de la Formación Pecaya en esta región.

Por otra parte, la base de San Luis se desconoce y no es posible determinar exactamente la edad en que comenzó su deposición. El Miembro San Juan de la Vega no da indicación alguna de fuente arrecifal ni de plataforma carbonatada cercana. Las primeras calizas bioclásticas con elementos de esos ambientes se encuentran como intercalaciones dentro de la parte superior de la Formación Pecaya, inmediatamente por encima del Miembro San Juan de la Vega, al pie de la serranía. En base a estas consideraciones, estimamos que la Formación San Luis, como caliza de tipo básicamente arrecifal, no apareció mucho antes del Mioceno más inferior y, por tanto, equivale solamente a la parte superior de la Formación Pecaya y a la Formación Pedregoso.

En la parte occidental de la cuenca, las lutitas de Pecaya son ferruginosas y, desde Tupure hacia el oeste, progresivamente más limosas y arenosas (REEDER, 1953). Probablemente, en el extremo occidental, esta unidad sea parcialmente equivalente a la Formación Castillo.

En la región meridional se correlaciona con la parte media y superior de la Formación Churuguara.

Miembro San Juan de la Vega

Definición y reseña histórica

Esta unidad estratigráfica fue establecida originalmente por SENN (1935), como parte de su Formación San Luis Inferior, bajo el nombre de Arenisca de San Juan de la Vega, junto con las calizas arrecifales del cerro Bocaína y de la zona de Aguinalda.

En fecha posterior, SENN (1940) separa la Arenisca de San Juan de la Vega de la parte inferior de la Formación San Luis, aunque sigue colocándola en la misma posición estratigráfica, es decir, por debajo de las Lutitas de Pecaya-Pedregal, junto con las Areniscas de Patiecos. En esta publicación aparece como equivalente a las Capas de Churuguara. LIDDLE (1946) no modifica estas relaciones, aunque separa las Areniscas de Patiecos de las de San Juan de la Vega e incorpora esta última unidad, como equivalente lateral de Churuguara, dentro de la Formación Agua Negra (Fig. 2).

En el cuadro de correlación de MENCHER, et al. (1951) aparece la Formación San Juan de la Vega como la unidad inferior del Grupo Mitare, que integran también las formaciones Pecaya y Pedregoso, en una agrupación que recuerda a la de SENN (1935) para la Formación San Luis. En el mencionado cuadro de correlación, las unidades media y superior del Grupo Mitare aparecen como equivalentes de la Formación San Luis.

JOHNSON, en la primera edición del Léxico Estratigráfico de Venezuela (1956), afirma que la Formación San Juan de la Vega es un equivalente menos deformado de las formaciones El Paraíso y Mojino y que, por tanto, el nombre San Juan de la Vega deberá ser descartado por razones de prioridad.

En la literatura publicada posteriormente (WHEELER, 1960, 1963; 2^a ed. LÉXICO ESTRATIGRÁFICO 1970), San Juan de la Vega aparece como un nombre local para la parte superior de la Formación El Paraíso y esta última formación constituye la unidad basal del Grupo Mitare.

HUNTER y FERRELL (1972) demuestran, definitivamente, la no equivalencia de las formaciones El Paraíso y San Juan de la Vega, ya que ambas unidades están separadas por una sección lutítica considerable, de edad Oligoceno medio y superior.

En este estudio consideramos a la unidad como un miembro dentro de la Formación Pecaya, por estar en el campo, completamente incluida en ella.

Extensión geográfica y localidad tipo

El miembro aflora solamente en una serie de anticlinales fallados, que se encuentran aproximadamente alineados en dirección E-W, desde unos pocos kilómetros al sureste de Pecaya, hasta ligeramente al este de Pedregal. El río Mitare atraviesa esta zona de afloramientos cerca del caserío de San Juan de la Vega, localidad tipo de la unidad.

Litología

La unidad consiste de lutitas intercaladas con areniscas y limolitas y, ocasionalmente, calizas delgadas bioclásticas.

Las lutitas son fósiles, de color gris oscuro con manchas rojas, ocasionalmente limolíticas, localmente con delgadas capas de concreciones ferruginosas y nunca son calcáreas.

Las areniscas son medianamente consolidadas, de colores claros, entre grises y marrones, de grano predominantemente fino y muy fino, aunque puede llegar a medio, ocasionalmente calcáreas y fosilíferas (Turritellas, Péctenes y briozoarios). Las capas de arenisca muestran con frecuencia típica secuencia de progradación, de la cual hay varios ciclos. Las areniscas son delgadas y numerosas en la base de un ciclo, con intercalaciones de lutitas y limolitas y aumentan de espesor progresivamente hacia el tope, donde se encuentran las capas más gruesas, de hasta metro y medio. Las estructuras sedimentarias predominantes son la laminación paralela y la laminación cruzada en unidades de unos 10 cm de espesor. Rara vez se encuentran rizaduras en la superficie superior de las capas. El grado de bioturbación es muy intenso. Las capas delgadas muestran simplemente un aspecto moteado, pero en las de espesor mediano y grueso es frecuente observar, además, un intrincado sistema de madrigueras y rastros subhorizontales. En ciertas localidades en que la superficie superior de las capas se encuentra bien expuesta, pudieron observarse huellas del tipo *Scolicia*. Más raras son las madrigueras tipo *Ophiomorpha*, en sentido vertical y subvertical.

Las limolitas son generalmente de color gris y están dispuestas en capas delgadas, muchas veces de aspecto nodular. Las ocasionales calizas son también delgadas y están formadas por fragmentos de conchas de moluscos muy fracturadas y desgastadas, junto con material diverso, incluyendo fragmentos de areniscas semejantes, si no idénticas a las de la propia unidad.

Espesor

En dirección este el miembro desaparece por acuñamiento y llega a espesor 0 aproximadamente a medio camino entre las poblaciones de Pecaya y La Cruz de Taratara. WHEELER (1960) menciona un espesor de 535 m para el "miembro superior de la Formación El Paraíso" en el cerro El Zamuro, al este de Pecaya. El máximo espesor medido por los estudiantes de la Escuela de Geología y Minas fue de 460 m al sur de Pecaya.

Relaciones estratigráficas

El Miembro San Juan de la Vega parece, en el campo, estar totalmente incluido dentro de la Lutita de Pecaya, aunque su base no aflora. Hacia el este, cerca de La Cruz de

Taratara, la unidad se acuña dentro de la Formación Pecaya y aquí la sedimentación de lutitas es continua.

Hacia el oeste, la unidad desaparece bajo las lutitas superiores de Pecaya en las cercanías de Pedregal y su extensión original hacia el oeste se desconoce.

Paleontología y edad

A excepción de algunos ejemplares de *Pecten*, *Turritella* y briozoarios, los fósiles encontrados en el miembro son foraminíferos y ostrácodos. Las faunas más ricas provienen de la transición superior San Juan de la Vega - Pecaya y su edad corresponde casi exactamente al límite Oligoceno - Mioceno, ya que contiene los primeros *Globigerinoides primordius*. Podemos, por tanto, considerar la edad del miembro como Oligoceno más superior. En la sección de Bioestratigrafía se presentará una discusión más detallada sobre este tópico.

Correlación

Como ya ha sido anteriormente mencionado, consideramos al Miembro San Juan de la Vega como una cuña, dentro de la parte media - superior de la Formación Pecaya.

Formación Pedregoso

Definición y reseña histórica

El nombre Caliza de Pedregoso aparece originalmente en la literatura mencionado por SENN (1935) como parte de su Formación San Luis Superior, junto con las calizas arrecifales de la Serranía de San Luis, la Caliza de Baños y la Caliza del cerro Guasíquí. A excepción de las calizas arrecifales de San Luis, todas las demás unidades mencionadas pertenecen a lo que hoy se denomina Formación Pedregoso. La unidad aparece por primera vez con rango formacional en el cuadro de correlación de MENCHER, et al. (1951). Todos los autores anteriores, incluyendo a SENN, la trataron como una facies marginal de la Caliza de San Luis, de transición entre las calizas arrecifales y las lutitas de Pecaya, y no consideraron que ameritara una designación formal propia (Fig. 2).

Extensión geográfica y localidad tipo

La extensión de la Formación Pedregoso es muy limitada. Se encuentra bordeando el margen suroccidental de la Serranía de San Luis, desde Pecaya hasta Agua Clara. Se ha reconocido tan sólo hasta Pedregal en el occidente y hasta Guasíquí, a unos 8 km al sur de Pecaya, en el sur. La localidad tipo se encuentra a orillas del río Mitare, a la desembocadura de la quebrada Horqueta. El caserío Pedregoso, situado originalmente en este punto, ya no existe.

Litología

Consiste la formación de lutitas con intercalaciones ríticas de calizas y, en menor proporción, de areniscas y limolitas. Las lutitas son duras, de color gris oscuro, limosas y muy calcáreas; a veces contienen pirita y rompen con fractura concoidea, en forma de bloque. Las calizas son de color gris oscuro, generalmente bioclásticas, y muestran gradación y otras características de sedimentación turbidítica. El espesor de las capas varía entre unos pocos centímetros y 0,5 m y con frecuencia la base es irregular, por efecto

de las marcas de carga y de flujo. En la parte basal de algunas capas, los clastos son de tamaño conglomerático y pueden observarse los fragmentos de corales, y de foraminíferos grandes (hasta de 2 cm), a simple vista, además de gruesos granos de cuarzo y feldspato negra. La superficie basal de las calizas muestra con frecuencia una variedad de marcas típicas de este tipo de sedimentación, como "flute casts" y "groove casts".

Las estructuras de origen orgánico están limitadas a la parte inferior, calcárea, de la formación. Los icnofósiles más frecuentes son los *Zoophycus* de tipo complejo. El *Chondrites* es común, especialmente el tipo delicado, finamente dibujado en la superficie de ciertas capas. Ocasionadamente se observó *Paleodystichum*, de malla grande. Las madrigueras ramificadas e irregulares, paralelas a la estratificación son muy frecuentes.

Las limolitas son calcáreas, gris oscuras, y generalmente muestran laminación muy fina y algunas rizaduras pequeñas en su parte superior. Las areniscas, más abundantes en la mitad superior de la formación, son generalmente calcáreas y muy variables, predominando las delgadas, de grano fino, con laminación paralela, y que a veces contienen cristales cúbicos de pirita muy visibles. Ocasionadamente, se encuentran gruesas capas, de hasta 2 m de espesor, de grano medio y, sobre todo hacia el tope, algunas areniscas conglomeráticas que ciertos geólogos han identificado como pertenecientes a la Formación Guarabal. El color varía también de gris oscuro a claro. En la sección de El Baño, cerca de Agua Clara, son comunes los pliegues intraformacionales, las estructuras de desprendimiento ("pull-apart") e, incluso, las capas rodadas.

Espesor

La Formación Pedregoso se acuña hacia el este y tiene espesor 0 cerca de Pecaya. Desde este punto y hacia el oeste, va aumentando rápidamente de espesor a expensas de la Formación Pecaya. WHEELER (1960) menciona una sección incompleta en el río Mitare de 124 m. Los estudiantes de la Escuela de Geología y Minas midieron un espesor máximo de 680 m, cerca de Carrizal. En las cercanías de Pedregal, donde se coloca el límite transicional entre las formaciones Pedregoso y Castillo, el espesor de aquélla es de 838 m (WHEELER, 1960).

Relaciones estratigráficas

La Formación Pedregoso es una cuña que pasa hacia el este a la Formación Pecaya, con la cual tiene su contacto inferior concordante y transicional. El contacto superior, concordante también, pero muy brusco, es con la Formación Agua Clara. Lateralmente y hacia el oeste pasa insensiblemente a la Formación Castillo, colocándose arbitrariamente el límite entre ambas formaciones en las cercanías de Pedregal. Al oeste de esta localidad, las calizas desaparecen y la unidad está compuesta básicamente por intercalación de lutitas y areniscas.

Paleontología y edad

Las calizas contienen una fauna muy variada de fragmentos de corales escleractinidos, algas coralinas, moluscos y equinodermos, además de foraminíferos grandes. La fracción pelítica de las turbiditas contiene foraminíferos planctónicos. La microfauna de las lutitas es muy rica y contiene también foraminíferos bentónicos y planctónicos que indican una edad Mioceno inferior (parte superior de la Zona de *Globigerinoides primordius* e inferior de la Zona de *Catal*-

psydrax dissimilis). La discusión detallada de la microfauna y edad de la Formación Pedregoso se tratará en la sección de Bioestratigrafía de este trabajo.

Correlación

Ya se ha mencionado el acuñamiento de la formación con la Lutita de Pecaya y su transición a la Formación Castillo, al oeste. Hacia el sur de Purureche, en la quebrada Maica, parte de la Formación Pecaya que aflora en el centro de un sinclinal tiene la misma edad de la Formación Pedregoso, es decir, que esta formación se acuña también en sentido norte - sur, aunque la relación no puede ser observada en el campo, por haber sido destruida por la erosión.

En dirección norte y noreste, la Formación Pedregoso es obviamente equivalente a la Formación San Luis, ya que representa una facies marginal, hacia la cuenca profunda, de las calizas que constituyen esta unidad.

Rocas ígneas

A lo largo de una estrecha faja, que empieza directamente al sur de la Cruz de Taratara y termina al este de Pueblo Nuevo, encontramos numerosos cuerpos ígneos de composición básica.

Las ígneas no aparecen mencionadas en las publicaciones de WHEELER (1960, 1963), ni en ninguna otra de carácter regional. La única referencia publicada es la de CORONEL (1970), que resume un reporte interno de la Compañía Shell presentado por BRUEREN (1949) y que trata específicamente sobre estas ígneas del centro de la cuenca falconiana.

Según BRUEREN, todas las rocas ígneas del área son del mismo tipo y comprenden gabros, porfiritas, doleritas, basaltos y aglomerados, provenientes de un magma gabbroide. El color de estas rocas es gris verdoso a gris oscuro. En la mayoría de los casos la roca es densa, pero a veces se observa textura porfirítica, con fenocristales de piroxeno, biotita y feldespato.

En una de las masas, dentro de la Formación El Paraíso, se encontraron evidencias de flujo basáltico, con algunos bloques de cuarcita embebidos en dicho flujo. BRUEREN cita otro caso en que la roca consiste de fragmentos de basalto embebidos en material volcánico muy fino de la misma composición, con cantidades menores de bloques de cuarcita y fragmentos de lutita negra.

A excepción de estas dos ocurrencias, que parecen deberse a fenómenos extrusivos, el resto de los cuerpos ígneos son interpretados por BRUEREN como intrusivos dentro de la Formación El Paraíso y la parte inferior de la Formación Pecaya.

Si bien no existen minerales típicos de contacto en las rocas que rodean las intrusiones, ni alteración termal notable, BRUEREN pudo observar grandes inclusiones de lutita en los bordes de la masa ígnea de los cerros Agachiche y Maraure, que intrusionan la Formación Pecaya. En el tope de otra masa ígnea, BRUEREN reporta la presencia de una brecha consistente de una matriz de roca ígnea con bloques de cuarcita y lutita. La matriz ha corroído los fragmentos de lutita, y los bloques de cuarcita muestran bordes alterados.

Existen también algunos sillls de estas rocas dentro de la Formación El Paraíso y las cuarcitas en el contacto están alteradas.

BRUEREN concluye que la actividad ígnea se efectuó principalmente después de la sedimentación de la parte inferior de la Formación Pecaya, aunque pudo haber algún

episodio anterior. Se trata básicamente de actividad volcánica subterrestre poco profunda, a lo largo de una zona de debilidad en el eje de una cuenca fuertemente subsidente.

K. Muessig, de la Universidad de Princeton, está actualmente investigando las ígneas del centro de la cuenca de Falcón y, en base a observaciones preliminares de campo y a un estudio petrográfico inicial, concuerda con las ideas de BRUEREN (1949) sobre el carácter intrusivo de esas masas (comunicación personal, 1976).

FACIES MARGINALES DE LA CUENCA

Formación San Luis

La primera referencia de esta unidad proviene de HODSON (1926), quien describe la Serie San Luis como una secuencia de calizas con foraminíferos, intercaladas con lutitas y areniscas, siendo las calizas y areniscas en parte conglomeráticas. Está expuesta donde el camino de Coro a Cabure corta la Serranía de San Luis.

La característica más resaltante de la Formación San Luis son las calizas de tipo arrecifal, pero contiene también cantidades considerables de lutitas, rocas clásticas diversas y hasta delgadas capas de carbón, intercaladas entre los desarrollos arrecifales. La interdigitación de la formación con otras unidades en parte equivalentes (Paticitos, Pecaya, Pedregoso), trajo como consecuencia que se incluyeran en el pasado bajo el nombre de San Luis. SENN (1935) consideró esta unidad como una de las más importantes en la estratigrafía de Falcón y la subdividió como sigue:

Formación San Luis Superior: Calizas Arrecifales de la Serranía de San Luis, Caliza de Baños, Caliza Pedregoso, Caliza del cerro Guasíquí.

Formación San Luis Media: Lutitas de Pecaya, que en la Sierra de San Luis tiene numerosas intercalaciones arenosas.

Formación San Luis Inferior: Arenisca de San Juan de la Vega, Calizas Arrecifales del cerro Bocaína y de la zona de Agualinda.

En publicación posterior, SENN (1940) restringe la Formación San Luis a las Lutitas de Pedregal - Pecaya, con la Caliza de Bocaína en la base y la Caliza de San Luis en la parte superior. El nombre de San Luis lo utiliza aquí SENN también en sentido cronoestratigráfico, como un piso del Oligoceno medio en Falcón.

La tendencia moderna de restringir la Formación San Luis al desarrollo arrecifal que aflora en la serranía del mismo nombre data de MENCHER, et al. (1951) que, en su cuadro de correlación, ubican esta unidad como equivalente a la parte superior de la Formación Pecaya, a la Formación Pedregoso y a la parte basal de Agua Clara, lo que concuerda con el resultado de nuestras investigaciones. La edad sería, por tanto, Mioceno inferior. La base no aflora, pero por la presencia de calizas bioclásticas transportadas en la parte superior de la Formación Pecaya, estimamos que el desarrollo de calizas arrecifales o de bancos de carbonatos comenzó en la parte inferior de la Zona de *Globigerinoides primordius* o ligeramente antes. La edad precisa del tope de la formación no fue investigada en este estudio, pero es probable que pertenezca a la Zona de *Catapsydrax stainforthi* y sea equivalente a la parte inferior de la Formación Agua Clara.

Según las investigaciones de BECK (1951), el crecimiento principal de los biohermos está restringido a la parte

oriental de la Serranía de San Luis donde, individualmente, alcanzan un espesor de más de 100 m, siendo el conjunto superior a los 600 m. En la parte occidental de la serranía los biohermos individuales son de menor tamaño y allí se pudieron distinguir seis cuerpos arrecifales, separados por una secuencia de lutitas con intercalaciones de areniscas, a veces conglomeráticas, y conglomerados con guijarros de cuarzo y de feldspato negra, calizas margosas y ocasionales delgadas capas de carbón. Generalmente, la caliza azulosa del crecimiento arrecifal propiamente dicho está casi completamente recristalizada y sólo localmente pueden observarse lentes con los organismos preservados (corales, algas y foraminíferos grandes).

Hacia el norte, la Formación San Luis se interdigita con la Formación Paticitos y parte de Guarabal, que la cubre localmente. Estas dos unidades son esencialmente de clásticos gruesos, aunque la Formación Paticitos contiene considerables espesores de lutitas y calizas, y representan la facies de detrás de arrecife. Parece evidente que el influjo de clásticos desde el norte fue intermitente durante la sedimentación de las formaciones Paticitos y San Luis y aumentó progresivamente hasta que, con el Conglomerado de Guarabal, llegó a su máximo, acabando con el crecimiento de los arrecifes.

Hacia el sur y suroeste, las relaciones de la Formación San Luis con las formaciones Pecaya y Pedregoso ya han sido discutidas al tratar estas unidades. En dirección este, las calizas desaparecen debajo de las lutitas características de la región oriental de Falcón.

Formación Churuguara

El nombre Serie de Churuguara aparece por primera vez en dos trabajos paleontológicos, que no contienen ninguna descripción litológica (GORTER y VAN DER VLERK, 1932; GRAVELL, 1933).

SENN (1935) describe la formación bajo el nombre Capas de Churuguara, unidad superior de su Formación Agua Negra, que incluye, además en orden descendente, las Lutitas de Jarillal y el Conglomerado de Santa Rita. Tanto WHEELER (1960) como GUEVARA (1967) separan a la ahora denominada Formación Churuguara del Grupo Agua Negra, por considerar que pertenece a un ciclo geológico distinto del que caracteriza a las formaciones eocenas del grupo.

La Formación Churuguara aflora extensamente en el margen sur de la cuenca y se reconoce desde la quebrada Mamónctito en el oeste, hasta más allá de Santa Cruz de Bucaral, al este. La localidad y sección tipo fueron designadas por SENN (1935) en los flancos del anticlinal de Buena Vista, a lo largo del camino real Piedra Grande - Barragua. En el centro de este anticlinal afloran las formaciones Jarillal y Santa Rita que aquí tienen también sus secciones tipo.

La litología de la formación es muy variada y consiste de lutitas con intercalaciones de calizas arenosas y areniscas calcáreas, calizas arrecifales masivas, calizas fosilíferas delgadas, areniscas glauconíticas, y limolitas. Según JAECKLI y ERDMANN (1952), la Formación Churuguara puede ser subdividida de sur a norte como sigue:

a) faja meridional arenoso - conglomerática, que corresponde a la moderna Formación Casupal.

b) faja central arenoso - lutítico - calcárea, que puede subdividirse de arriba hacia abajo en: arenisca cuarcítica; in-

tercalación de lutitas y calizas; arenisca glauconítica ("greensand") de Vadillal; arenisca sal y pimienta ("chert sandstone").

c) faja septentrional arrecifal, en donde la base de la formación está representada por una litología semejante a la de la Formación El Paraíso, con areniscas, conglomerados de guijarros blancos y negros y capas de carbón (Taparoy, La Enea). Esta sección basal corresponde a lo que WHEELER (1960) denomina miembro inferior de la Formación El Paraíso. Las calizas arrecifales de algas y corales se encuentran hacia la parte media superior de la unidad, y son característica de la parte oriental de la Formación Churuguara.

WHEELER (1960) considera la Caliza de Bocaína como una de estas calizas arrecifales, aunque no ofrece explicación sobre su presencia en región tan septentrional, al norte de las colinas de El Paraíso.

La litología más común en la formación es la de calizas arenosas y areniscas calcáreas, fosilíferas y muy endurcidas. Hacia el oeste, y aumentando en importancia en esa misma dirección, predominan las areniscas limpias de grano medio a grueso, de color gris claro a canela. Las areniscas glauconíticas, si bien no muy frecuentes, son elemento litológico distintivo de la formación y se encuentran en capas gruesas muy irregulares. En las cercanías de María Díaz y al sur de Agua Larga, la autora pudo observar una serie de areniscas de grano fino y limolitas, con estructuras sedimentarias que parecen indicar deposición en aguas tranquilas, además de areniscas conglomeráticas de granos angulares y pobre escogimiento embebidos en una matriz arcilloso-ferruginosa en lo que pudiera considerarse la zona de transición o interdigitación entre las formaciones Churuguara y Pecaya.

La edad de la Formación Churuguara no fue directamente investigada en este estudio, pero puede estimarse como

Oligoceno inferior a Mioceno inferior, basándose en las siguientes consideraciones: la formación descansa sobre la parte basal de la Formación El Paraíso hacia el norte y sobre la Formación Jarillal al sur, en aparente concordancia en ambos casos; a lo largo del límite septentrional de la Formación Churuguara, la edad del contacto Pecaya - Churuguara es muy variable y va desde el Oligoceno medio al Mioceno inferior, de acuerdo con el nivel a que esté expuesta la interdigitación entre ambas unidades, en cada localidad; al sur, en la quebrada Mamónctito, la Formación Churuguara descansa concordantemente debajo de la Formación Agua Clara (WHEELER, 1960). La Formación Churuguara equivale, por tanto, a las formaciones El Paraíso y Pecaya de la parte central de la cuenca y, posiblemente, a la parte más inferior de Agua Clara. Hacia el oeste pasa a la Formación Castillo en forma transicional, ya que las calizas desaparecen totalmente y la formación consiste enteramente de clásticos al oeste de la quebrada Mamónctito. En dirección este no parece haber sido estudiada la formación ni sus relaciones con otras unidades estratigráficas más allá de Santa Cruz de Bucaral.

Formación Castillo

La referencia y descripción originales provienen de WHEELER (1960), para designar la secuencia del borde occidental de la cuenca. La formación aflora allí extensamente y a grosso modo forma una especie de media luna con las puntas norte y sur situadas aproximadamente en Pedregal y la quebrada Mamónctito, respectivamente. Hacia el oeste llega al límite entre los estados Falcón y Zulia. La localidad tipo

está en cerro Castillo, a unos 27 km al sur de Dabajuro y allí la unidad alcanza unos 1.500 m de espesor.

Litológicamente, la Formación Castillo está caracterizada por los clásticos gruesos, aunque muestra cierta variación, tanto vertical como lateralmente. La parte inferior, que hacia la cuenca está en contacto concordante sobre la Formación Pecaya, contiene principalmente limolitas y arcillas compactas, lutitas fósiles, con delgadas capas de carbón y areniscas de grano medio a grueso. La parte superior es de clásticos más gruesos y la litología característica son las areniscas de grano grueso con lentes conglomeráticos y conglomerados con guijarros cementados por óxidos de hierro.

Lateralmente, también se observa una clara variación. En la zona de Pedregal, en donde la Formación Castillo pasa lateralmente a la Formación Pedregoso, predominan las lutitas con delgadas capas de areniscas de grano fino. Hacia el oeste, las areniscas se van haciendo más abundantes, en capas más gruesas, de mayor tamaño de grano, con frecuentes intercalaciones de limolitas y arcillas dentro de las lutitas. La Formación Castillo al oeste de Tupure está formada, casi exclusivamente, de conglomerados y areniscas. Los guijarros llegan hasta 4 cm de diámetro y consisten principalmente de cuarzo y feldspato negra. En esta región, se encuentran ocasionalmente capas de carbón de hasta 0,5 m de espesor. La Formación Castillo descansa aquí discordantemente sobre formaciones del Eoceno y su parte superior es más joven que en el extremo oriental, ya que se engrosa a expensas de la Formación Agua Clara, suprayacente. En la región sur, la Formación Castillo pasa lateralmente a la Churuguara a la altura de la quebrada Mamónctito. Aquí también el contacto inferior pasa, de concordante hacia la cuenca, a discordante hacia los bordes de la misma. Desde las cabeceras de los ríos Grande y Machango, en el Estado Zulia hacia el este, el contacto inferior es discordante sobre diversas unidades eocenas.

La edad de la formación va probablemente de Oligoceno superior a Mioceno inferior, pero su fauna no es diagnóstica. Sus relaciones con la Formación El Paraíso se desconocen, pero parece ser equivalente a parte de las formaciones Pecaya y Churuguara y a parte de la Agua Clara, que la cubre concordantemente.

Formación Agua Clara

La Formación Agua Clara, compuesta básicamente de lutitas, descansa concordantemente sobre el conjunto de facies del Mioceno más inferior a que se ha hecho referencia anteriormente, es decir, las formaciones marginales San Luis, Pedregoso, Guarabal, Castillo y Churuguara. En la región central es probable que la Agua Clara cubriera también a la Formación Pecaya, pero en esta área ha desaparecido totalmente por erosión.

La Lutita de Agua Clara es de carácter muy uniforme, rara vez calcárea, de color gris a marrón con manchas rojas y violáceas, con ocasionales intercalaciones delgadas de areniscas de grano fino y calizas arcillosas fosilíferas.

El espesor es considerable. WHEELER (1960) menciona 1.320 m en una sección incompleta en la localidad tipo y 1.600 m cerca de Cerro Pelado, llegando a 1.750 m en Cangrejo, en la región occidental.

La Formación Agua Clara contiene moluscos y foraminíferos que indican sedimentación en profundidad moderada a somera, dentro de la zona sublitoral. No se estudió en esta investigación la edad de la formación, pero la base es progresivamente más joven desde la localidad tipo, en donde

descansa sobre la Formación Pedregoso, hacia el oeste, en contacto con Castillo. El contacto basal con las formaciones San Luis y Guarabal parece ser también más joven que en la localidad tipo, donde el tope de la Formación Pedregoso llega a la Zona de *Catapsydrax dissimilis*. En el borde sur de la cuenca, la edad del contacto Churuguara - Agua Clara no se conoce con exactitud, pero pertenece al Mioceno inferior. Según WHEELER (1960, 1963), la Formación Agua Clara llega hasta la parte superior del Mioceno inferior (Piso Burdigaliense en la cuenca mediterránea). Al este de la Serranía de San Luis, las formaciones Pecaya y Agua Clara se confunden en una sola unidad lutítica que desaparece bajo los aluviones del río Güeque.

SEDIMENTOLOGIA

Durante la etapa de trabajo de campo, se hicieron observaciones cualitativas sobre las litologías, los tipos de estratificación y estructuras sedimentarias primarias, orgánicas e inorgánicas, a fin de establecer, en términos generales, los ambientes de deposición que caracterizaron los diversos litosomas de la región bajo estudio. Dichas observaciones se complementaron en el laboratorio con el estudio petrográfico de muestras representativas, aunque en ningún momento se pretendió hacer un estudio exhaustivo sobre la materia, por no ser ese el propósito de la presente investigación.

Formación El Paraíso

La parte inferior de la formación, que aflora al sur de Taparoy, empieza con una secuencia típica de progradación. Las primeras areniscas son de grano fino a muy fino, delgadas, separadas por pequeños espesores de lutitas y están claramente bioturbadas. Petrográficamente son arenitas líticas, con porcentaje relativamente alto de feldspato (alrededor del 30 por ciento). Termina esta secuencia con una gran arenisca de grano medio, con estratificación cruzada tangencial y numerosas madrigueras verticales y subverticales, llenas de material arcilloso de color rojizo.

Algo más arriba en la sección, se encuentra una capa fuertemente lenticular de conglomerado pobremente consolidado, formado de gránulos mayormente de feldspato negro y cuarzo blanco, con otros tipos de roca. Este mismo tipo de gránulos forma una delgada capa muy uniforme y dura, cementada por material calcáreo unos metros más arriba en la sección. Los gránulos, que alcanzan hasta 2,5 cm de diámetro, están parcialmente reemplazados por calcita. Las lutitas son fósiles, de color oscuro y contienen numerosos nódulos y capitas de arcilla ferrolítica.

La microfauna es sumamente pobre y está representada por escasos foraminíferos arenáceos indicativos de agua muy poco profunda, y por fragmentos de espinas y placas de equinoides irregulares.

Las características litológicas de la parte superior de la formación han sido descritas ya anteriormente y, por tanto, nos limitaremos a destacar los caracteres esenciales. La cantidad de lutitas es siempre superior a la de areniscas, pero se hace más importante de oeste a este. Son gris oscuras, muy fósiles, nunca calcáreas y contienen numerosos nódulos y capitas de arcilla ferrolítica. Las areniscas, limpias y duras, son el elemento litológico distintivo de la formación. Petrográficamente son arenitas de cuarzo (ortocuarцитas). Los granos de cuarzo están cementados por sílice en continuidad óptica y la roca, bajo el microscopio, muestra una típica

textura de mosaico. En la mayoría de las secciones finas estudiadas no fue posible determinar el tamaño original de los granos, ya que prácticamente no se observaron líneas de impurezas que los delimiten, o bien estas líneas son muy imprecisas. Alrededor de un 5 por ciento de los granos son de feldspato negra.

Esta característica petrográfica es sorprendentemente constante, ya que pudo ser observada en muestras provenientes del cerro Chimborazo, la localidad tipo en El Paraíso, la carretera Coro - Churuguara y al este de Arajuá, cerca del río Remedios. Por las descripciones de HALSE (1937), podemos extender este carácter hasta el extremo occidental de la formación, en el río Mojino.

El espesor de las capas de arenisca varía entre unos centímetros y varios metros, y las más gruesas parecen tener una extensión lateral considerable, del tipo de arenisca de manto ("sheet sand").

La estructura interna más común es la laminación paralela y suelen observarse rizaduras de oleaje en la superficie superior de las capas. Las madrigueras no son muy frecuentes, pero las areniscas suelen estar bioturbadas. Las capas más gruesas son masivas, aparentemente sin ningún tipo de estructura y casi nunca se observaron restos de moluscos ni de otros organismos de concha calcárea.

Desde el río Paraíso hacia el oeste, las capas de carbón son características de la formación. En la región visitada, al este del meridiano de Pedregal, no se observaron conglomerados, aunque es posible que existan en el extremo oeste de la cuenca.

La microfauna de las lutitas es generalmente muy pobre, mayormente integrada por foraminíferos arenáceos. En la región oriental y en la zona de transición superior con la Formación Pecaya, la fauna es más variada, con foraminíferos bentónicos calcáreos y planctónicos, indicando aguas marinas más profundas. Este tópico será discutido en más detalle en la sección de Paleobatimetría.

Al este de la localidad tipo, la parte superior de la formación muestra, en general, una secuencia de retrogradación, es decir, transgresiva, y las areniscas se hacen más delgadas y menos frecuentes hasta pasar a la lutita de Pecaya. Entre el río Paraíso y el cerro Chimborazo, la intensa deformación tectónica enmascara los detalles del contacto El Paraíso - Pecaya.

La parte inferior de la formación, en Taparoy, indica un fuerte levantamiento al sur, posiblemente de carácter local. En pocos metros de sección estratigráfica, pasamos de condiciones marinas someras a litorales, e incluso, fluviales. La extensión lateral de este miembro se desconoce.

Las características generales de la parte superior de la Formación El Paraíso parecen indicar que se trata de una secuencia predominantemente regresiva, en que la costa avanzó desde el suroeste en dirección norte y noreste. Los sedimentos eran transportados desde el oeste y suroeste por uno, o más probablemente, varios ríos que fueron progresivamente construyendo una amplia llanura deltaica. Los carbonatos marcan el límite oriental de dicha llanura, unos kilómetros al este del actual río Paraíso. Ocasionalmente, el oleaje y las corrientes litorales retrabajaron los clásticos gruesos y los extendieron en forma de manto por grandes distancias, a lo largo de la costa.

Al este del río Paraíso predominaron las condiciones marinas y allí las lenguas clásticas están separadas por lutitas más marinas, que marcan las oscilaciones de la línea de costa durante la sedimentación de la Formación El Paraíso.

Es probable que al norte de las colinas de El Paraíso, donde rocas de edad equivalente no afloran, las condiciones fueran completamente marinas, al menos hasta llegar al Alto de Paraguán - Coro.

Eventualmente, un aumento en la subsidencia de la cuenca, unido seguramente a una notable disminución en el aporte de sedimentos, trajo como consecuencia una transgresión desde el norte y noreste, que resultó en la sedimentación de la Lutita de Pecaya, suprayacente.

La formación es semejante, en sus características litológicas y relaciones laterales, a la secuencia clástica del Cretáceo superior de las Rocky Mountains, en Norteamérica, considerada como ejemplo típico de sedimentación en líneas de costa clásticas (SELLEY, 1970).

Quizás lo más llamativo en esta formación sea la pureza de las areniscas y el alto grado de cementación silícea que presentan. Este carácter es poco común en rocas tan jóvenes y rara vez se halla asociado a cuencas marginales, como en este caso. La enorme mayoría de los ejemplos conocidos de arenas de cuarzo en el mundo son de edad Precámbrico y Paleozoico, y son típicas de plataformas estables, asociadas a espesores muy reducidos de lutitas (PETTIGRUEZ, POTTER y SIEVER, 1972). En nuestro caso, posiblemente deben su alto contenido de cuarzo a haberse derivado de arenas preexistentes y al efecto seleccionador del ambiente litoral de alta energía en que fueron depositadas, o del que fueron transportadas por corrientes costaneras, para ser depositadas a profundidad relativamente mayor.

Según se desprende de la literatura reciente, el problema del origen y condiciones de precipitación del cemento silíceo no parece haber sido aún resuelto satisfactoriamente. En el caso de la Formación El Paraíso, la completa cementación por sílice homoaxial es un carácter sorprendentemente constante; lo que nos hace pensar que se deba principalmente a la disolución por presión en los granos detriticos en contacto. Este efecto parece ser posible sólo con un profundo enterramiento regional, posiblemente cercano a los 5.000 m (FÜCHTBÄUER, 1974).

Formación Pecaya

La Formación Pecaya, aunque muy espesa y de gran extensión geográfica, está constituida por un cuerpo bastante uniforme de lutitas de color gris oscuro. Los cambios dentro de este litosoma son menores y se limitan a variaciones en la cantidad de material limoso, contenido de carbonato cálcico, fisibilidad más o menos pronunciada, tipo y cantidad de concreciones y minerales autógenos, y presencia de intercalaciones delgadas de diversas litologías.

El mineral de arcilla dominante es la caolinita (95 por ciento, aproximadamente), con cantidades menores de illita. El contenido calcáreo es alto en la base de la formación, en la región central de la cuenca y en su parte superior, cerca de las Calizas de San Luis. En el resto de la formación, este carácter es algo errático, aunque se pudo observar que, al oeste de Pedregal, el contenido de carbonato cálcico es prácticamente nulo, mientras aumenta en esa dirección la cantidad de material limoso.

Las concreciones de arcilla ferrolítica se presentan ocasionalmente, en forma de pequeños elipsoides aplastados en el sentido de la estratificación. En la región cercana a la Sierra de San Luis, se encuentran también grandes concreciones calcáreas de color amarillento. En esta región las lutitas contienen cristales y agregados framboideos de pirita, y gran parte de la microfauna ha sido reemplazada por este mineral.

Las intercalaciones de capas de otras litologías se encuentran prácticamente restringidas a la parte superior de la formación, por encima del Miembro San Juan de la Vega y hacia las márgenes de la cuenca. En el primer caso, se trata generalmente de calizas bioclásticas más o menos arenosas, en espesores que oscilan alrededor de los 10 cm, pero pueden llegar a los 50 cm. Estas calizas arenosas y areniscas calcáreas (arenitas líticas con más del 20 por ciento de cemento calcáreo) se hacen más frecuentes hacia el norte, en dirección al antiguo arrecife de San Luis y muestran las estructuras sedimentarias típicas de sedimentos redepositados, que son tan características de las capas resistentes de la Formación Pedregoso.

La microfauna de la Formación Pecaya es, en general, muy rica y variada, aunque localmente ha sido parcialmente destruida por procesos diagénéticos y de meteorización. Ocasionalmente se encuentran intervalos dominados casi por completo por foraminíferos arenáceos, notablemente en la sección equivalente a la parte más superior del Miembro San Juan de la Vega. Los foraminíferos bentónicos indican una profundidad de sedimentación correspondiente a la zona batial. La discusión detallada de la interpretación paleobatimétrica de la microfauna bentónica de la Formación Pecaya se encuentra en la sección de Paleobatimetría.

La Formación Pecaya representa, por tanto, en la cuenca Oligocena y del Mioceno inferior, la sedimentación marina profunda, en general relativamente lejos de la costa.

Miembro San Juan de la Vega

El Miembro San Juan de la Vega, de la Formación Pecaya, está caracterizado por intercalación de lutitas con arenas y limolitas y ocasionales calizas bioclásticas.

La secuencia, en sentido vertical, es típicamente de progradación, de la cual hay varios ciclos, separados por lutitas. Empieza cada ciclo con una intercalación de capitas de limolitas y arenas de grano muy fino, con lutitas y termina con una capa mediana a gruesa de arena de grano fino, con laminación horizontal y ocasional estratificación cruzada tangencial.

Las arenas son arenas líticas y, además de cuarzo, contienen como componentes principales granos de feldspato y ocasionales fragmentos de caliza microcristalina. En algunos casos, las arenas están cementadas por calcita y contienen fósiles fragmentados, especialmente moluscos (*Pecten*, *Turritella*) y briozoarios. En raras ocasiones se observaron delgadas madrigueras del tipo *Ophiomorpha*. Más comunes son las huellas en la superficie superior de las arenas, del tipo *Scolicia*. La bioturbación general de las arenas es muy intensa, dándoles un aspecto moteado e irregular.

La secuencia contiene también raras calizas bioclásticas en capas delgadas, a veces cementadas con material ferruginoso, que les imparte un color rojo intenso. Las calizas están constituidas mayormente por fragmentos muy desgajados de moluscos (bivalvos y gasterópodos) y contienen, además, fragmentos de arenas de grano muy fino semejantes, si no idénticas, con las del resto de la secuencia. En una de las muestras estudiadas, los fragmentos de arenas tienen el mismo tamaño y forma general de los restos de pelecípodos, indicando un alto poder seleccionador en el agente sedimentario.

La microfauna encontrada en las lutitas es muy pobre y mal preservada. Predominan los foraminíferos arenáceos con algunas especies calcáreas típicas de aguas poco profundas, y hay frecuentes ostrácodos. Interpretamos el conjunto faunal

como perteneciente a la zona sublitoral interna. La discusión detallada se encuentra en la sección de Paleobatimetría.

El hecho de que el Miembro San Juan de la Vega se acuña en dirección oeste-este y las rocas equivalentes en edad al este de Pecaya sean lutitas de agua profunda, parece indicar que la fuente de sedimentos estaba hacia el NW. De ser correcta esta suposición se trataría del Alto de Dabajuro y no de Paraguaná, que se encuentra directamente al norte.

Por otra parte, el tamaño uniformemente fino y muy fino de los clásticos en el Miembro San Juan de la Vega, parece indicar una fuente de sedimentos distante. La intensa bioturbación de la mayoría de las capas sugiere una sedimentación lenta. Esto último se deduce también del carácter de las delgadas calizas, que pudieran marcar lapsos prácticamente sin sedimentación, a muy poca profundidad, en los que los moluscos fueron fragmentados, fuertemente desgastados, mezclados con fragmentos de rocas y recubiertos de óxidos de hierro.

Probablemente, lo que vemos aflorando en el Miembro San Juan de la Vega, sea el extremo oriental de una costa baja, bordeada de barras litorales, construida por corrientes costaneras que transportaron los sedimentos clásticos desde el noroeste. No conocemos la continuación occidental, en el subsuelo, del Miembro San Juan de la Vega debajo de la parte superior de la Formación Pecaya, pero es probable que, en esa dirección, exista un complejo sedimentario contemporáneo, de origen quizás deltaico, construido por uno o varios ríos provenientes del Alto de Dabajuro.

El contacto superior muestra una secuencia transicional, de retrogradación, pero paleoecológicamente es muy brusco ya que, en pocos metros de sección estratigráfica, pasamos hacia arriba a lutitas con microfauna típica de profundidades batiales.

Formación Pedregoso

La Formación Pedregoso consiste en una intercalación rítmica de lutitas con calizas bioclásticas y areniscas. Las lutitas son similares a las de la Formación Pecaya, de color gris oscuro, pero más calcáreas y limolíticas. Las intercalaciones de calizas y areniscas tienen todas las características de las turbiditas proximales, siendo las calizas el elemento predominante en la parte inferior de la formación, mientras que las areniscas, generalmente calcáreas, se hacen más abundantes hacia el tope.

Las calizas, casi todas bioclásticas y de colores oscuros, contienen poco o ningún cemento (esparita). Los granos están constituidos por foraminíferos bentónicos de varios tipos, notablemente foraminíferos calcáreos grandes, y fragmentos de esqueletos calcáreos diversos como corales escleractinidos, algas coralinas, moluscos y equinodermos. Las cantidades relativas de bioclastos y barro o matriz calcárea (micrita) son variables, dominando a veces los primeros ("packstone") o la segunda ("wackstone"). La micrita contiene siempre elementos pelágicos, principalmente foraminíferos planctónicos (Lám. 5, Figs. 6, 7).

En la mayoría de estas calizas, es común encontrar granos detriticos de cuarzo, de feldspato y, ocasionalmente, de rocas, de tamaño semejante al de los bioclastos, llegando a veces a constituir una proporción importante de la roca. La proporción de estos elementos no calcáreos aumenta hacia arriba en la sección. El tamaño promedio de los granos es el correspondiente a arena media, pero varía, incluso dentro de una misma capa, entre muy fina y conglomerática.

En proporción muy inferior al tipo de caliza bioclástica redepositada (caliza alodáptica de MEISCHNER, 1964), ya descrita, se encuentran raras capas de caliza pelágica, constituidas predominantemente por micrita con foraminíferos planctónicos más o menos abundantes, en su mayoría llenos de pirita frambooidal. En la mayoría de los casos estudiados no muestran encogimiento las conchas de foraminíferos planctónicos, sino que se encuentran "flotando" en la matriz calcárea (Lám. 5, Fig. 8). Estas calizas marcan probablemente intervalos de quietud en que no hubo sedimentación importante de material detritico fino (lutita), ni depósitos de turbiditas en el margen norcentral de la cuenca.

En ningún caso se observó el desarrollo completo del modelo de turbidita de BOUMA (1962). Prácticamente todas las capas muestran únicamente los intervalos inferiores a y b, que corresponden al régimen de flujo superior ("upper flow regime").

Las areniscas ocurren rara vez en la mitad inferior de la formación, donde son muy calcáreas. Hacia la parte superior se van haciendo progresivamente más frecuentes y menos calcáreas. Al pie de la Sierra de San Luis, el tope de la sección está constituido por numerosas capas de arenisca de grano grueso a conglomerático, separadas por espesores reducidos de lutitas.

La clasificación y denominación precisa de estas areniscas se dificulta por ser prácticamente imposible diferenciar entre el cemento calcáreo de origen secundario y el barro calcáreo primario recristalizado. La proporción de material calcáreo varía entre el 5 y el 25 por ciento, y en la mayoría de los casos contiene conchas de foraminíferos planctónicos, de lo que se deduce que es, en buena parte, barro calcáreo parcialmente recristalizado. Los granos detriticos son principalmente cuarzo, con cantidades elevadas de feldspato, fragmentos de rocas, cuarzo policristalino con extinción ondulatoria y feldespatos. Podrían denominarse tentativamente arenitas líticas calcáreas, aunque pasan a ser verdaderas wacas cuando el barro calcáreo es superior al 15 por ciento. La autora no ha encontrado ninguna referencia a un tipo de roca similar en la literatura.

El escogimiento, como en el caso de las calizas, es muy pobre y el tamaño de grano varía de muy fino a conglomerático. Asimismo, predominan los intervalos a y b del modelo de turbidita de Bouma, aunque ciertas capas gruesas son macizas, no observándose en ellas ninguna estructura.

Hacia la parte superior de la formación hay un intervalo en que las areniscas son de grano fino y muy fino, con laminación paralela muy marcada, rompiéndose la roca según el plano de la laminación, como hojas de un libro. Es común encontrar aquí grandes cristales cúbicos de pirita, que se destacan claramente.

En la base de muchas de las capas de turbiditas, especialmente las de la parte inferior de la formación, es común encontrar huellas basales de origen inorgánico, como "groove casts", "flute casts" y "load casts". Los icnofósiles son los típicos de la facies Zoophycus de SEILACHER (1964), con Zoophycus complejo como huella dominante, frecuente Chondrites y, raramente Paleodyction de tamaño grande.

En la sección tipo y, especialmente, en la sección de El Baño, al sur de Agua Clara, pueden observarse numerosas estructuras de desprendimiento de capas ("pull-apart"), capas rodadas y enrolladas e intraplegamientos.

La microfauna contenida en las lutitas es muy abundante y medianamente variada, indica una profundidad de sedimentación batial para la mayor parte de la formación. Hacia el tope, la preservación de la microfauna es muy pobre

y se hace difícil una interpretación adecuada de las condiciones paleoecológicas.

La abundancia de pirita en esta formación, así como en la parte superior de Pecaya, es clara indicación de la alta productividad orgánica en la región frontal del contemporáneo arrecife de San Luis. La abundante materia orgánica depositada, junto con material detritico muy fino, en la cuenca profunda frente al arrecife y, posteriormente enterrada en el sedimento, sufrió una serie de transformaciones que, en presencia de iones de hierro, resulta en la formación de pirita diseminada en el sedimento y rellenando conchas de foraminíferos (BERNER, 1970).

La Formación Pedregoso representa una facies particular, de frente de arrecife o banco calcáreo, en que las lutitas de la cuenca profunda se intercalan con sedimentos depositados principalmente por corrientes de turbidez, provenientes de la Plataforma de Coro, formando un abanico al pie del talud. Las intercalaciones de clásticos detriticos van haciéndose progresivamente más numerosas e importantes hacia arriba en la sección, reflejando un levantamiento activo en el área de Paraguaná.

Eventualmente, los detritos provenientes del Alto de Paraguaná terminaron con el crecimiento del arrecife, siendo la parte más superior de la Formación Pedregoso casi exclusivamente clástica. Es probable que la cuenca frente al antiguo arrecife se llenara también parcialmente, ya que las lutitas de la Formación Agua Clara, que suprayace a la Formación Pedregoso y, presumiblemente, a Pecaya, fueron sedimentadas a profundidades sublitorales, notablemente inferiores a las representadas por la Lutita de Pecaya, más antigua.

BIOESTRATIGRAFIA

General

La investigación paleontológica de la parte central de la cuenca de Falcón se redujo, necesariamente, a la micropaleontología, ya que la preservación de los macrofósiles es muy pobre o fragmentaria. En efecto, tan sólo se recuperaron algunos gasterópodos pobemente preservados, probablemente pertenecientes al género *Turritella*, y fragmentos irreconocibles de pelecípodos y gasterópodos, provenientes del Miembro San Juan de la Vega de la Formación Pecaya.

El estudio micropaleontológico, dirigido básicamente a los foraminíferos, se llevó a cabo a partir del residuo lavado de las lutitas y de las secciones delgadas de las calizas y areniscas calcáreas. Se prepararon también láminas para nanoplanton calcáreo de todas las muestras de lutitas.

El muestreo se hizo en la forma más sistemática posible, tomando en cuenta lo amplio de la región a investigar y las condiciones geológicas del área. Inevitablemente, los intervalos de litología variada, en especial la Formación Pedregoso, fueron proporcionalmente muestreados en más detalle que la Formación Pecaya, casi exclusivamente lutítica, muy uniforme, y prácticamente exenta de capas guías.

El muestreo principal se efectuó a lo largo de carreteras y quebradas en dirección aproximadamente perpendicular a las estructuras predominantes. Resultaron dos largas secciones principales, de unos 20 a 25 km de longitud cada una, separadas entre sí por unos 40 a 45 km. Complementándolas, se muestearon varias secciones adicionales, notablemente en los alrededores de Pecaya y en el río Mitare. Para mayor control, se muestearon también localidades es-

pecíficas, desde Tupure, al oeste, hasta Arajú, al este (véase Mapa Geológico).

Es importante recalcar que la separación entre muestras no está relacionada, en forma exactamente proporcional, con el espesor de la sección en todas las localidades, particularmente en la Formación Pecaya, donde se hizo imposible, en el campo, detectar pliegues y fallas que sólo afectaran al intervalo lutítico. La sección occidental (II) está probablemente más afectada por deformación estructural que la oriental (I), donde este efecto, al norte de los últimos afloramientos de la Formación El Paraíso, es mínimo.

Lamentablemente, el grado de preservación de la microfauna resultó sumamente variable y, a pesar de haber recorrido las muestras con el mayor cuidado, en muchos casos sólo se recuperó parte de la microfauna original. El grado de meteorización de las rocas es alto y, para la obtención de muestras de roca no alteradas, es necesario contar con equipo mecánico y ayuda humana que lo harían excesivamente costoso.

El nannoplanton calcáreo resultó igualmente afectado por este fenómeno y la mayor parte de las formas fueron destruidas. En consecuencia, los resultados de la investigación del nannoplanton calcáreo no revisten mayor importancia, aunque se incluyen en este reporte, como referencia.

Otros microfósiles, ocasionalmente presentes en las lutitas, incluyen ostrácodos, espinas y placas de equinodermos y moldes internos de pequeños pelecípodos y gasterópodos. Las calizas de la parte superior de la Formación Pecaya y de la Formación Pedregoso contienen una gran variedad de fragmentos de organismos calcáreos redepositados de una fuente arrecifal o banco calcáreo (Formación San Luis): corales escleractinidos, algas coralinas, moluscos, equinodermos y foraminíferos. También se observaron briozoarios en una arenisca calcárea del Miembro San Juan de la Vega de la Formación Pecaya.

Dentro del concepto general de fósil se pueden mencionar también las huellas, rastros o madrigueras producidos por actividad biológica, esto es, los icnofósiles. Hemos preferido tratar este grupo de formas junto con las estructuras sedimentarias primarias, en la sección de Litoestratigrafía.

Foraminíferos

General

Desde el momento de proyectar esta investigación, la principal herramienta paleontológica prevista fue la de los foraminíferos, tanto para conclusiones sobre la edad, como sobre la paleoecología.

Se identificaron, por tanto, todas las especies y subespecies reconocibles, presentes aún en bajas frecuencias en las muestras provenientes de las formaciones El Paraíso, Pecaya (con el Miembro San Juan de la Vega) y Pedregoso.

La composición cuantitativa de la fauna es la siguiente:

Foraminíferos bentónicos pequeños:

Suborden Textularina 23 géneros; 34 especies y subespecies

Suborden Miliolina 1 género; 1 especie

Suborden Rotaliina 49 géneros; 103 especies y subespecies

Foraminíferos bentónicos grandes: 7 géneros y subgéneros; 7 especies

Foraminíferos planctónicos: 10 géneros; 29 especies y subespecies

Zona de *Globorotalia opima opima*

El conjunto faunal está caracterizado por la especie que le da el nombre a la zona, siempre abundante y fácil de reconocer, acompañada por *Globigerina ciperoensis angulisuturalis*. La extensión, hacia niveles más jóvenes de esta subespecie es difícil de determinar, ya que la preservación de la fauna se deteriora notablemente por encima de la Zona de *Globorotalia opima opima*. De hecho, no la encontramos nunca fuera de esta zona.

Otras especies de interés son *Globigerina prasaepis*, restringida también a esta zona y *Globigerina cryptomphala*, última representante del grupo de *G. eocena*. *G. cryptomphala*, aunque de extensión vertical muy amplia y, por consecuencia, de escaso valor estratigráfico, resultó útil en nuestro estudio por no encontrarse nunca por encima de la zona en consideración.

Entre las especies no restringidas a esta zona, *Globigerina ciperoensis ciperoensis* es la de mayor interés. Además encontramos: *Catapsydrax dissimilis* s.l., *Globigerina tripartita* s.l., *G. venezuelana* s.l., *G. praebulloides* s.l., *G. ciperoensis angustumibilicata*, *Globorotaloides suteri*, *Globorotalia opima nana* y *Cassigerinella chipolensis*.

Como referencia, mencionaremos la ocurrencia, muy rara, de *Globigerina gortanii* en una muestra de la parte inferior de la zona. Formas referibles a *Globorotalia obesa* se encuentran esporádicamente en varios niveles.

Hacia el tope aparece por vez primera *Globorotalia siakensis*, con morfología cercana a *G. opima nana*, de la cual parece derivarse. Es de interés mencionar que ésta es la única especie que se origina en el intervalo Oligoceno de nuestro material.

El contacto entre las formaciones Pecaya y El Paraíso se encuentra en la región más oriental del área, en la base de la Zona de *Globorotalia opima opima*, ya que encontramos en la parte inferior de Pecaya, en esa región, *Chiloguembelina cubensis*, localmente abundante, forma que se extingue hacia la parte media de la zona. El horizonte de extinción de esta especie, la más joven del género, ha sido objeto de discusión entre varios autores y no parece haber consenso sobre esa materia. BLOW (1969) la hace llegar hasta el tope de su Zona N3, es decir, hasta el propio límite Oligomioceno. BOLLI y PREMOLI-SILVA (1973) establecen su rango hasta el tope de la Zona de *Globorotalia opima opima*. En nuestra región se encuentra, sin lugar a dudas, restringida a la parte inferior de esta zona, en lo cual coincidimos con BERGGREN (1972) y JENKINS (1974) que, incluso, colocan el nivel de extinción de *C. cubensis* como datum de primera importancia para correlaciones intercontinentales.

Intervalo Zona de *Globigerina ciperoensis ciperoensis* -

Zona de *Globorotalia kugleri*:

El progresivo deterioro en la preservación de la fauna planctónica y su total ausencia en un espesor probablemente importante de la sección, impidió la separación de estas dos zonas. De hecho, las faunas son tan pobres que no es posible reconocerlas propiamente. Dedujimos su presencia por estar incluidas entre las de *Globorotalia opima opima* y de *Globigerinoides primordius*, ambas bien determinadas.

Podemos mencionar de este intervalo las especies siguientes: *Globigerina ciperoensis ciperoensis*, *G. praebulloides* s.l., *G. tripartita* s.l., *G. venezuelana* s.l., *Catapsydrax*

dissimilis s.l., *Globorotalia opima nana* y *G. cf. G. opima nana*.

La discusión sobre las posibles causas que determinaron la virtual ausencia de faunas calcáreas en este intervalo se hará en la sección de Paleobatimetría, pero es de interés mencionar que el conjunto arenáceo se encuentra tanto al norte como al sur de la cuenca y no es, en consecuencia, producto de factores locales, tales como la cercanía a la influencia de la cuña clástica de San Juan de la Vega.

Zona de *Globigerinoides primordius*:

Es imposible determinar con exactitud en qué nivel específico dentro de la zona están situadas las primeras muestras con abundante fauna calcárea en cada una de las secciones estudiadas. Las asociaciones faunales más antiguas las encontramos en la transición entre la parte superior de San Juan de la Vega y la Formación Pecaya. Aquí el conjunto contiene, además de *Globigerinoides primordius* en gran abundancia, *Globigerina praebulloides* s.l., morfológicamente muy cercana a la anterior, excepto por la ausencia de la abertura espiral, *Globigerina ciperoensis angustumibilicata*, *G. venezuelana* s.l., *Catapsydrax dissimilis* s.l., *Globorotalia siakensis*, *G. obesa*, *Globigerinella incrusta*, *Globigerinoides primordius*, *G. trilobus* s.l. y *Cassigerinella chipolensis*.

Los cambios más notables respecto a la zona anterior son la desaparición de *Globigerina cf. G. ciperoensis*, *Globorotalia opima nana*, *G. cf. G. opima nana* y, probablemente, *G. kugleri*; la continuación en la diversificación del género *Globigerinoides*, con la aparición de *G. subquadratus*, y la aparición del género *Globigerinella*, con *G. aequistilateralis* s.l. Estas primeras formas no son planiespirales en todo su desarrollo, pero sí en la última vuelta de la espira. Se derivan de *Globorotalia obesa*, que es aquí algo más abundante que en niveles anteriores. Lamentablemente, se trata de muy pocos ejemplares, provenientes de la muestra más joven y resulta imposible interpretar adecuadamente su presencia en nivel tan bajo. El género ha sido reportado hasta la fecha a partir del Mioceno medio (Zona de *Globorotalia Mayeri*, en SAUNDERS, et al., 1973).

Continúan en esta zona: *Globigerina praebulloides* s.l., *G. venezuelana* s.l., *G. tripartita* s.l., *Catapsydrax dissimilis* s.l., *Globorotalia siakensis*, *G. obesa*, *Globigerinella incrusta*, *Globigerinoides primordius*, *G. trilobus* s.l. y *Cassigerinella chipolensis*.

Distribución estratigráfica de *Uvigerina* y *Siphogenerina*

De toda la fauna bentónica estudiada, tan sólo los géneros *Uvigerina* y *Siphogenerina* están representados por varias especies que muestran rangos estratigráficos cortos, sensiblemente iguales en todas las secciones y con abundancia de ejemplares (Tablas 1, 2 y 3). Pueden ser utilizados exitosamente en correlaciones dentro de la cuenca y, en ciertos casos, con áreas más lejanas.

En el género *Uvigerina*, sólo dos especies, *U. mexicana* y *U. gardnerae*, se encuentran igualmente representadas en toda la sección. La ocurrencia de *U. cf. U. gallowayi* es un tanto rara y de difícil interpretación.

Hay, sin embargo, tres especies restringidas en la Formación Pecaya a la Zona de *Globorotalia opima opima*: *U. jacksonensis*, *U. havanensis* y *U. tumeyensis*, que parecen llegar también a este nivel desde horizontes más antiguos, en otras regiones de América.

U. mantaensis muestra una distribución relacionada probablemente con las condiciones paleobatimétricas, ya que ocurre casi exclusivamente en el Oligoceno y parte inferior de la Zona de *Globigerinoides primordius*. En Ecuador, de donde fue descrita originalmente en las Capas de Manta (Formación Tosagua), es de edad Mioceno inferior, parte superior.

U. rustica es un caso semejante, ya que está prácticamente restringida a la parte superior de la Formación Pecaya y a la inferior de la Pedregoso. Tiene un largo rango estratigráfico, pero su limitado rango paleobatimétrico la hace útil dentro de una cuenca conocida.

Cabe mencionar que los rangos de *U. mantaensis* y *U. rustica* son mutuamente excluyentes en nuestra región, aunque parecen encontrarse juntas en otras partes del mundo, según la literatura revisada. La ocurrencia de *U. cf. U. nuttalli*, asociada siempre a *U. rustica* es probablemente debida a los mismos factores.

El género *Siphogenerina* parece, al menos en sus comienzos, un indicador bioestratigráfico superior a *Uvigerina*. La primera especie del género, *S. nodifera*, derivada filogenéticamente de *Uvigerina tumeyensis*, aparece en la parte media de la Zona de *Globorotalia opima opima* y se extiende hasta el datum de *Globigerinoides*. En este nivel se origina *S. transversa* a partir de *S. nodifera* y se convierte en una especie muy extendida en América, con morfología distintiva.

S. senni, completamente uniserial y de menor tamaño y *S. hubardi*, se encuentran casi siempre asociadas a *S. transversa* en niveles ligeramente más jóvenes.

Uno de los resultados más interesantes de esta investigación paleontológica fue la comprobación de la línea evolutiva *Uvigerina tumeyensis* - *Siphogenerina nodifera* - *S. transversa*, postulada por LAMB (1964), utilizando material de California, la costa norte del Golfo de México y la cuenca de Venezuela oriental. Dicha línea evolutiva puede usarse como utilísima herramienta de correlación, ya que las especies que la integran son de gran tamaño, robustas y de fácil identificación, aun en moldes internos (notablemente las *Siphogenerinas*).

Macroforaminíferos

Las calizas bioclásticas de la parte superior de la Formación Pecaya, al sur de la Serranía de San Luis, y de la Formación Pedregoso contienen una variada y rica fauna calcárea, redepositada de una posible fuente arrecifal, por corrientes de turbidez. Entre otros elementos faunales, encontramos los siguientes foraminíferos grandes:

Formación Pecaya: *Miogypsina bantamensis* Tan sin Hok

Miogypsina gunteri Cole

Lepidocyclus (Lepidocyclus) canellei Lemoine y Douville

Heterostegina antillaea Cushman

Formación Pedregoso: *Miogypsina gunteri* Cole

Lepidocyclus (Lepidocyclus) canellei Lemoine y Douville

Lepidocyclus (Eulepidina) undosa Cushman

Spiroclypeus bullbrookii Vaughan y Cole

Heterostegina antillaea Cushman

Gypsina vesicularis (Parker y Jones)

En todo este intervalo se encontraron, ocasionalmente, formas no identificables de *Lepidocyclus* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., *Amphistegina* sp., *Archaias* sp., *Ruppelina* sp., además de milioídidos, foraminíferos bentónicos calcáreos y arenáceos de varios tipos, y foraminíferos planctónicos.

Todas estas calizas son más jóvenes que el datum de *Globigerinoides*. Las capas de la Formación Pecaya pertenecen a la Zona de *Globigerinoides primordius* y las de la Formación Pedregoso ocupan la parte superior de ésta, más la inferior de *Catapsydrax dissimilis*.

El punto más interesante de esta fauna es la ocurrencia, en niveles muy cercanos, de *Miogypsina bantamensis* y *Miogypsina gunteri*, en la Zona de *Globigerinoides primordius*. Una situación similar, en el mismo horizonte estratigráfico, ha sido reportada en Europa central (*Parathethys*) y varias localidades del área mediterránea.

Por otra parte, la presencia de la única especie americana de *Spiroclypeus* es también de interés, aunque su nivel de ocurrencia en Falcón central está dentro del rango estratigráfico establecido para la especie.

Nannoplanton calcáreo

Lamentablemente, la preservación del nannoplanton calcáreo es tal, que las formas determinativas de edad, que en este intervalo son pequeñas y frágiles (*Sphenolithus*, *Trique-*

trorhabdulus), han desaparecido por completo. Encontramos aquí también el fenómeno de la total ausencia de flora calcárea planctónica en los mismos intervalos en que no existen restos de foraminíferos planctónicos (Tablas 4, 5 y 6).

FORMACIONES	El Par.	Pecaya		
ZONAS FORAMINIFEROS	Globorotalia opima opima	Globigerina ciperoensis ciperoensis	Globigerinoides primordius	
ZONAS NANNOPLANCTON	Sphenolithus distentus y mas joven			Discoaster druggi
PRESERVACION	Pobre a Muy Pobre			Pobre - Moderada
TAXA / MUESTRAS	036 037 038 039 040 041 042 043 044 045 046 047 048 049	050 051 055		
Sphenolithus conicus				
Discoaster druggi				
Helicopontosphaera euphratis				
Coronocyclus nitescens				
Sphenolithus moriformis				
Reticulofenestra abisepta				
Cyclacargolithus floridanus				
Ericsonia ovalis				
Discoaster deflandrei				
Dictyococcites bisectus				
Ericsonia cf. subdisticha				

Tabla 4. Distribución del nannoplancton calcáreo en la sección I

FORMACIONES	P e c a y a				
ZONAS FORAMINIFEROS	Gr. opima	Gg. ciperoensis	Globigerinoides primordius	Ctx. dissim.	
ZONAS NANNOPLANCTON	Gg. ciperoensis - opima	Gg. primordius inf.			
ZONAS NANNOPLANCTON	Sphenolithus ciperoensis y mas joven			Discoaster druggi	
PRESERVACION	Pobre a Muy Pobre			Moderada	
TAXA / MUESTRAS	097 096 095 090 089 088 087 150 149 148 147 146 145				
Dictyococcites scrippsa					
Discolithina segmenta					
Discoaster druggi					
Sphenolithus moriformis					
Cyclacargolithus floridanus					
Ericsonia ovalis					
Reticulofenestra abisepta					
Sphenolithus conicus					
Discoaster deflandrei					

Tabla 5. Distribución del nannoplancton calcáreo en la sección II

FORMACIONES	Mbro. San Juan de la Vega	Pecaya	Pedregoso
ZONAS FORAMINIFEROS		Globigerinoides primordius	Catapsydrax dissimilis
ZONAS NANNOPLANCTON			Discoaster druggi
PRESERVACION	Nannoplancton inexistente		Pobre
TAXA / MUESTRAS	059 058 057 056 062 063 064 065 158 181 180 178 169 170 171		
Discoaster deflandrei			
Sphenolithus moriformis			
Ericsonia ovalis			
Cyclacargolithus floridanus			
Reticulofenestra abisepta			
Sphenolithus conicus			
Helicopontosphaera euphratis			
Discoaster druggi			

Tabla 6. Distribución del nannoplancton calcáreo en la sección III

No es posible, por tanto, identificar las zonas correspondientes y tan sólo podemos determinar los límites inferior y superior de la sección. El conjunto típico de la parte inferior de la Formación Pecaya, incluye:

Dictyococcites bisectus (Hay, et al.)
Discoaster deflandrei Bramlette y Riedel
Ericsonia ovalis Black
Cyclacargolithus floridanus (Roth y Hay)
Reticulofenestra abisepta (Müller)
Sphenolithus moriformis (Brönnemann y Stradner)

En una de las muestras más inferiores hay una forma referible a *Ericsonia* cf. *E. subdisticha* (Roth y Hay). Consideramos la edad de este conjunto como no más antigua que la Zona de *Sphenolithus distentus*.

El conjunto de la parte superior de la Formación Pecaya y de la Formación Pedregoso está constituido por:

Discoaster deflandrei Bramlette y Riedel
Ericsonia ovalis Black
Cyclacargolithus floridanus (Roth y Hay)
Reticulofenestra abisepta (Müller)
Sphenolithus moriformis (Brönnemann y Stradner)
Sphenolithus conicus Bukry
Helicopontosphaera euphratis Haq
Discoaster druggi Bramlette y Wilcoxon
Coronocyclus nitescens (Kamptner)
Dictyococcites scrippsa Bukry y Percival
Discolithina segmenta Bukry y Percival

La edad de este conjunto no es más joven que la Zona de *Discoaster druggi*.

Los límites de edad establecidos por medio del nannoplancton calcáreo coinciden con las determinaciones de foraminíferos planctónicos, ya que el intervalo Zona de *Sphenolithus distentus* - Zona de *Discoaster druggi* equivale al intervalo Zona de *Globorotalia opima opima* - Zona de *Catapsydrax dissimilis*.

Límite Oligoceno - Miocene

La posición del límite Oligo - Miocene es, sin duda, uno de los que más discusiones ha suscitado entre los bioestratígrafos hasta fecha muy reciente. Curiosamente, la mayor variación en el concepto ha ocurrido en el área Caribe. En 1945, CUSHMAN y STAINFORTH lo colocaron en el tope de su Zona 3 (*Globorotalia fobsi*), incluyendo así en el Oligoceno todo el Miocene inferior y medio moderno. En el otro extremo, EAMES, et al. (1962) redujeron el Oligoceno a dos zonas, llegando a la conclusión de que no estaba representado en América tropical y subtropical, salvo en un par de localidades.

La accidentada historia de este nivel estratigráfico, que marca también el límite Paleogeno - Neogeno, ha sido tratada, entre otros, por BERGGREN (1971) y no consideramos necesaria su repetición.

En vista del notable cambio en las microfaunas de foraminíferos planctónicos por encima del datum de *Globigerinoides*, el IV Congreso del Neógeno Mediterráneo (Bologna, 1967) decidió recomendar el uso de dicho datum como el límite inferior del Miocene y, por ende, del Neogeno. Para los especialistas en foraminíferos planctónicos es éste un límite natural que marca una renovación en las faunas, que venían empobreciéndose progresivamente desde comienzos del Oligoceno, y el datum de *Globigerinoides* ha sido adaptado, casi unánimemente, como base del Miocene. Como

es de esperar, otros grupos de fósiles no muestran cambios definitivos o de importancia exactamente en el mismo horizonte, y resulta ilusorio tratar de poner de acuerdo tantas opiniones distintas.

No es posible, en la región central de Falcón, discutir con absoluta precisión la posición del límite Oligo - Miocene ya que, como se desprende de la distribución de las microfaunas, se encuentra localizado en el intervalo semiestéril de la parte central de la sección.

Sin embargo, las primeras muestras fosilíferas por encima del Miembro San Juan de la Vega, de la Formación Pecaya, contienen un conjunto planctónico muy interesante, diferente del encontrado en otros niveles, tanto superiores como inferiores, y que vale la pena discutir: el único *Globigerinoides* presente en estas muestras es *G. primordius*, morfológicamente muy cercano a *Globigerina praebulloides* s.l., con que está asociado. De las faunas oligocenas sobreviven tan sólo las formas de distribución estratigráfica más amplia, *Catapsydrax dissimilis* s.l., *Globigerina venezuelana* s.l., *G. ciperoensis angustumibilicata*, *Globorotalia siakensis*. La forma denominada *Globigerina* cf. *G. ciperoensis* no se encuentra en muestras fosilíferas más antiguas y desaparece antes que *Globigerinoides primordius*, pero la interpretación de su distribución y de lo que ella representa no es posible hasta que no se haya estudiado de otras regiones. No encontramos ninguna forma restringida al Oligoceno, como por ejemplo *Globigerina ciperoensis ciperoensis* o *G. ciperoensis angulisuturalis*.

Si apartamos la presencia de *Globigerinoides* por un momento, nos encontramos con un conjunto difícil de datar precisamente, con elementos vagamente Oligocenos, pero sin especies indicativas. Faltan también las formas Miocenas, que sólo empiezan en el datum de *Globigerinoides trilobus*. El intervalo, por demás de corta duración, comprendido entre, digamos, el tope de *Globigerina ciperoensis ciperoensis* y la base de *Globigerinoides trilobus*, podría igualmente asignarse al Oligoceno como al Miocene.

Sin embargo, la presencia en este intervalo de *Globigerinoides primordius* cambia por completo la situación, ya que se trata de un elemento cuantitativamente importante en las faunas planctónicas, de muy fácil identificación y presente aún en muestras con poco plancton. El datum de *Globigerinoides*, además de su atractivo teórico, es una herramienta de correlación muy práctica y precede ligeramente la renovación general de la fauna, que marca el comienzo del Neogeno.

En la fauna bentónica el cambio principal, que coincide casi exactamente con el límite Oligo - Miocene, es el desarrollo de *Siphogenerina transversa* a partir de *S. nodifera* y la posterior diversificación de ese género, que se inicia con el datum de *Globigerinoides trilobus*.

La presencia de *Miogypsinoidea bantamensis* y *Miogypsina gunteri* en la base del Miocene es también de interés. No encontramos *Miogypsinoidea* en la parte más superior de la Formación Pecaya ni en la Formación Pedregoso, aunque esto por sí solo no es suficiente para determinar la extinción del género a este nivel.

PALEOBATIMETRIA

General

La investigación de la ecología y paleoecología de los foraminíferos ha tenido un gran desarrollo en los últimos veinte años, habiéndose acumulado para el momento una apreciable cantidad de datos básicos que hacen posible una

mayor refinación en las determinaciones paleoecológicas de rocas antiguas, en especial las del Terciario.

El reciente desarrollo en el estudio del fondo marino profundo ha establecido los límites batimétricos de diversas especies vivientes, que se conocían tan sólo vagamente en el pasado. La composición y distribución de las faunas que habitan la plataforma continental y los diversos ambientes costaneros se conocen, lógicamente, desde más antiguo.

Una de las herramientas más importantes en un estudio paleoecológico es la comparación directa con la distribución de las especies aún vivientes. Este método es sólo utilizable para la segunda mitad del Terciario, aunque algunas especies del Paleogeno sobreviven todavía en la actualidad. Los homeomorfos de las especies vivientes pueden ser utilizados en forma similar para rocas más antiguas, pero con gran prudencia y tomando siempre en cuenta la composición general de la fauna.

A la luz de los últimos estudios batimétricos en los diversos mares y océanos, se ha puesto en evidencia que, si bien existen algunas especies con límites superiores sensiblemente iguales (especies isobatiales), la mayoría tiene distribución diferente en diferentes cuerpos de agua (especies heterobatiales). Se hace, por tanto, necesario conocer la distribución batimétrica de las especies vivientes en el mar u océano más cercano, que pertenezca a la misma provincia biogeográfica que la región investigada.

Hasta la fecha, el estudio más completo, que incluya las aguas profundas en la región Caribe y del Golfo de México, es el de PARKER (1954), habiéndose limitado la mayoría de los estudios ecológicos en esta región a aguas poco profundas, con ocasionales muestras en el talud continental y zona abisal, que tienen valor tan sólo como referencia general.

BANDY y CHIERICI (1966) y STEINECK (1974) han establecido los límites superiores de varias especies vivientes isobatiales. Entre ellas, nos interesan especialmente: *Gyroldinoides altiformis* (200 ± 50 m), *Uvigerina rustica* (1.200 m) y *Melonis pomplioides* (2.000 m).

Por otra parte, existen una serie de parámetros y principios básicos de gran utilidad, con respecto a la composición general de la fauna, establecidos por BANDY y ARNAL (1960), y que han sido exitosamente utilizados por numerosos autores hasta la fecha.

La relación entre el número de ejemplares planctónicos a bentónicos, que aumenta en forma aproximadamente directa con la profundidad del depósito, hasta llegar al nivel de compensación del carbonato cálcico, es uno de estos parámetros. Las condiciones de preservación de nuestro material impidieron una evaluación de la variación de dicho parámetro en la sección, pero fue posible determinarlo en algunas muestras, a las que se hará mención más adelante.

La presencia de radiolarios y su relación numérica con los foraminíferos es también importante. En nuestro caso no se observaron radiolarios en ninguna muestra, lo que puede sugerir que la deposición no llegó nunca a los 2.000 m de profundidad.

En las muestras con fauna calcárea bien preservada el número de especies rara vez es inferior a 50 y generalmente sobrepasa a las 60, indicando que el depósito, en esos casos, fue a una profundidad superior a los 100 m, aproximadamente. Las Tablas 7, 8 y 9 ilustran la distribución de los foraminíferos bentónicos en las secciones I, II y III, respectivamente.

Tabla 8. Distribución de los foraminíferos bentónicos (II)

Tabla 9. Distribución de los foraminíferos bentónicos (III)

Análisis

A continuación se analizarán las condiciones paleobatimétricas particulares indicadas por los conjuntos microfaunales.

Formación El Paraíso: el conjunto faunal típico de esta unidad es casi exclusivamente arenáceo, dominado por la especie *Ammotium salsum*, que puede estar acompañada por *Arenoparrella mexicana*, *Ammoastuta* sp. y otras pequeñas formas arenáceas que no pudieron ser identificadas. En muchos casos las muestras resultaron ser completamente estériles y en ningún caso incluyen foraminíferos planctónicos.

La zona de transición con la Formación Pecaya, que está bien marcada en la región central y oriental, tiene una fauna rica y diversificada que, paleoecológicamente, corresponde a la de la parte inferior de la Formación Pecaya y será analizada junto con esa unidad.

Las especies mencionadas de la Formación El Paraíso viven actualmente y son especialmente características de aguas salobres, asociadas con las desembocaduras de los ríos en regiones costeras pantanosas.

Formación Pecaya: dentro de la Formación Pecaya, se pudieron distinguir dos conjuntos faunales muy distintos, uno, que llamaremos típico para la formación, de fauna variada, que incluye gran número de especies de foraminíferos planctónicos y bentónicos, tanto calcáreos como arenáceos; otro conjunto exclusivamente arenáceo, que denominaremos de *Valvulina flexilis*, por la especie más característica. Este segundo conjunto se encuentra en la parte media superior de la formación, mientras que por debajo y por encima, tenemos el conjunto típico.

Consideremos, en primer lugar, el conjunto típico. Las especies y subespecies más frecuentes y con mayor número de ejemplares, presentes tanto en la parte inferior como la superior de la Formación Pecaya, son las siguientes:

- Bathysiphon* cf. *eocenica*
- Haplophragmoides renzi*
- Cyclammina acutidorsata*
- C. praecancellata*
- Textularia nipeensis*
- Karreriella subcylindrica*
- Brizalina vaceki*
- Bulimina pupoides*
- Globobulimina pacifica*

- Oridorsalis ecuadorensis*
- Gyroidinoides altiformis*
- Cibicidoides crebbsi*
- Melonis formosum*

La presencia de las especies aún vivientes: *Sigmoilina tenuis*, *Sphaeroidina bulloides*, *Globobulimina pacifica*, *Cassidulina subglobosa*, *Gyroidinoides altiformis*, *Melonis formosum*, más la presencia de los géneros *Stilostomella* y *Cyclammina*, y la preponderancia de *Uvigerina* sobre *Brizalina*, nos indica para la Formación Pecaya en general una sedimentación a profundidades claramente superiores a los 100 m.

Podemos, sin embargo, llegar a una mayor precisión en nuestra determinación si examinamos detenidamente la variación entre las partes inferior y superior de la Formación Pecaya, separadas por el intervalo con fauna arenácea (conjunto de *Valvulina flexilis*).

El conjunto típico en la parte inferior de Pecaya, incluyendo la transición con la Formación El Paraíso, tiene las siguientes características:

En las muestras mejor preservadas, el porcentaje de la fauna planctónica varía desde un 40 hasta algo más del 80 por ciento, aproximadamente. Los porcentajes menores corresponden al intervalo más inferior en la zona central y occidental. En este mismo intervalo, pero en el extremo oriental, los porcentajes son siempre elevados, por encima del 75 por ciento.

Del conjunto de especies típico para toda la formación, las siguientes son especialmente características de la parte inferior:

- Textularia nipeensis*
- Karreriella subcylindrica*
- Brizalina vaceki*
- Bulimina pupoides*
- Globobulimina pacifica*

Se encuentran además, restringidas a este intervalo:

- Lenticulina subpapillosa*
- Brizalina mexicana aliformis*
- Bulimina sculptilis*
- Uvigerina manitensis*
- Uvigerina tumeyensis*
- Siphogenerina nodifera*
- Fursenkoina pontoni*
- Florilus costifer*
- Alabamina dissonata*

A excepción de *Uvigerina tumeyensis*, que está estratigráficamente restringida a la Zona de *Globorotalia opima opima*, encontramos esta asociación también en la zona de transición del Miembro San Juan de la Vega con la Formación Pecaya.

La presencia de *Fursenkoina pontoni* y del género *Florilus*, precisamente en la parte transicional entre las secciones arenosas, de aguas salobres y muy poco profundas, y las lutitas uniformes de la Formación Pecaya, nos indican una profundidad moderada, cercana a los 100 m, para este intervalo. La profundidad aumenta rápidamente, sin embargo, y casi toda la parte inferior se depositó a profundidades mayores, aunque sin llegar, seguramente, a los 1.000 m.

Conjunto de *Valvulina flexilis*:

Hacia la parte media superior de la formación, y especialmente bien desarrollado en la región central, encontramos un intervalo que contiene exclusivamente faunas arenáceas. Las primeras dos muestras contienen solamente *Bathysiphon* cf. *B. eocenica* y otra forma irreconocible quizás perteneciente al género *Ammodiscus* o *Glomospira*. Hacia arriba, el conjunto se hace más variado e incluye, típicamente:

- Valvulina flexilis*
- Gravellina narivaensis*
- Alveovalvulinella pozonensis*
- Haplophragmoides carinatus*

todas restringidas a este intervalo. Otras especies a veces presentes, pero que también ocurren en el conjunto más variado, típico de la formación son:

- Trochammina* cf. *T. pacifica*
- Bathysiphon* cf. *B. eocenica*
- Ammodiscus incertus*
- A. muhlemanni*
- Cyclammina* spp.
- Martinottiella communis*
- M. pallida*
- M. petrosa*
- Liebusella crassa*

Conjuntos arenáceos muy similares, con las mismas especies fundamentales, han sido reportados de otras regiones, en diferentes niveles estratigráficos: Grupo Agua Salada (Mioceno), en Falcón oriental, varios niveles en el Terciario medio de Trinidad (formaciones Nariva y Karamat), e incluso, en el Mioceno de la cuenca de Sirte, en Libia (BERGGREN, 1969). STAINFORTH (1948, 1952), en base al estudio de la sección de Trinidad, fue el primero en interpretar este conjunto como resultado de elevada turbidez en la masa de agua. Autores posteriores han modificado ligeramente el concepto inicial de STAINFORTH, relacionando la turbidez con períodos de fuerte subsidencia en la cuenca (BERGGREN, 1969).

Una de las características básicas del conjunto de *Valvulina flexilis* (o de los conjuntos arenáceos similares, ya mencionados) es que se encuentra intercalado entre faunas normales, con variadas formas calcáreas que indican profundidades bátiales. Ocasionadamente, se encuentran también algunas escasas formas calcáreas en el conjunto arenáceo, como parece ser el caso en la región occidental de la cuenca.

En todo caso, consideramos al conjunto de *Valvulina flexilis* como diferente de las "faunas de *Rhabdammina*" de BROUWER (1965) y de las faunas arenáceas primitivas de PFLAUMANN (1967), aunque todos estos conjuntos pueden tener elementos comunes. En efecto, las faunas de *Rhabdammina* están compuestas de especies unicamerales de la superfamilia Ammodiscacea y formas uniseriales de la superfamilia Lituolacea. Las especies multiseriales y de interior complejo están prácticamente ausentes en estas faunas, que representan condiciones abisales y suelen encontrarse en las séquencias flysch de las fajas orogénicas alpinas. Igual asociación menciona PFLAUMANN (1967) en el flysch alpino, pero no la interpreta como indicativa exclusivamente de aguas profundas, sino por elevada turbidez del agua y el aislamiento paleogeográfico de la cuenca.

Se hace evidente que la interpretación de los conjuntos arenáceos debe variar de acuerdo al tipo de formas que lo constituyen y su relación con otras faunas de horizontes estratigráficos cercanos en la misma región, tanto por en-

cima como por debajo. Su presencia, por encima del nivel de compensación del carbonato cálcico, indica siempre una condición especial, anormal, en los parámetros físico-químicos de la masa de agua, no siempre detectable aun en los estudios ecológicos de faunas recientes.

BATJES (1969) presenta un estudio paleoecológico de las formaciones Cruse y Forest, del Mioceno superior de Trinidad, que contienen intervalos dominados por diferentes conjuntos de foraminíferos arenáceos y, por tanto, resultado de diferentes factores. Se trata básicamente, en opinión del autor, de una cuenca inicialmente profunda que se va llenando progresivamente y a la cual llega, con ocasionales interrupciones, la influencia de aguas superficiales muy turbias y de baja salinidad, provenientes del proto-Orinoco. Los conjuntos arenáceos más antiguos en su sección, indican posiblemente condiciones bátiales profundas o abisales y van siendo reemplazados hacia arriba por otros de menor profundidad, hasta terminar con faunas de aguas salobres. El control principal en este estudio viene siempre dado por las ocasionales intercalaciones calcáreas, ya que estos conjuntos arenáceos no se conocen, hasta ahora, de los mares actuales.

El conjunto de *Valvulina flexilis* se acerca al conjunto de *Cyclammina* de Batjes, de la parte inferior de la Formación Cruse, pero ésta seguramente indica profundidades mayores, ya que contiene *Cyclammina cancellata* de hasta 5 mm de diámetro. Los conjuntos de *Glomospira* y de *Alveovalvulina*, aunque con algunas formas comunes, son diferentes e indicativos de profundidades quizás inferiores al de *Valvulina flexilis*.

En nuestra opinión, el intervalo con faunas arenáceas marca, en la cuenca de Falcón, un período de fuerte subsidencia, muy intensa al principio (nivel de *Bathysiphon*) y progresivamente más lenta, que llevó a la cuenca a profundidades superiores a los 1.000 m, como se deduce del estudio del conjunto con faunas calcáreas que se encuentra inmediatamente por encima.

Podemos juzgar la extensión de dicha subsidencia por el interesante hecho de que, en el limitado muestreo efectuado en Tupure, cerca del extremo occidental de la cuenca, encontramos el conjunto de *Valvulina flexilis* pasando hacia arriba a faunas normales semejantes a las de Pecaya superior, en niveles ligeramente más jóvenes que en la parte central de la cuenca.

Conjunto típico de Pecaya superior:

La parte superior de la Formación Pecaya está caracterizada por una fauna muy variada, similar a la de la parte inferior, pero con algunas diferencias en las especies que la integran y un tamaño relativamente mayor en los ejemplares de la mayoría de las especies que son comunes a toda la formación. Los foraminíferos planctónicos constituyen del 50 a más del 80 por ciento de la fauna.

Entre las especies comunes con la parte inferior, pero cuyos ejemplares adquieren aquí tamaño sensiblemente mayor, tenemos:

- Gyroidinoides altiformis*
- Cassidulina subglobosa*
- Uvigerina mexicana*
- Dorothia cylindrica*
- Tritaxia jarvisi*
- Ammobaculites* sp.

Las especies y subespecies distintivas de este intervalo son:

Textularia mexicana
Vulvulina spinosa miocenica
Amphicoryna spinicosta adelinensis
Pseudonodosaria comatula
Uvigerina cf. U. nuttalli
U. rustica
Siphogenerina hubbardi
Siphogenerina senni
S. transversa
Planulina renzi
Osangularia mexicana
Hanzawaia mantaensis
Melonis pompilioides
Melonis cf. M. pompilioides

Las tres especies de *Siphogenerina* hacen su aparición en este nivel estratigráfico y, por tanto, su presencia sólo en el conjunto superior de Pecaya no obedece a factores exclusivamente paleoecológicos.

De las especies aquí mencionadas, dos merecen especial atención: *Uvigerina rustica*, que actualmente vive a una profundidad superior a los 1.200 m (fide STEINECK, 1974) y *Melonis pompilioides*, que puede empezar con escasos ejemplares a 1.500 m, pero que es típico de profundidades superiores a los 2.000 m. *M. pompilioides* se encuentra, escaso, en muy pocas muestras, típicamente inmediatamente por encima del conjunto de *Valvulina flexilis* y es reemplazado hacia arriba por la forma que denominamos *M. cf. pompilioides* y que tiene morfología intermedia entre *M. formosum* y *M. pompilioides*, con 9 cámaras en la última vuelta de la espira.

Uvigerina rustica reemplaza a *U. mantaensis* en esta parte de la Formación Pecaya. Las dos especies rara vez se encuentran juntas y, cuando lo hacen, parece haber también ejemplares de morfología intermedia entre ambas formas. Cabe la posibilidad, de que se trate de una sola especie biológica con dos tipos morfológicos, de acuerdo al rango batimétrico en que se encuentre.

Igualmente, es posible que la distribución de *M. formosum* y *M. pompilioides* obedezca a las mismas razones. Con los limitados datos de una sola región sólo es posible asomar estas posibilidades, pero sería de gran interés investigar en el futuro este tema, con datos batimétricos actuales.

Tomando en consideración todas las características de esta asociación faunal, estimamos que la parte superior de la Formación Pecaya se depositó a profundidades mayores de los 1.000 m, llegando posiblemente a los 1.500 m para el intervalo inmediatamente por encima del caracterizado por el conjunto de *Valvulina flexilis*. La fuerte subsidencia que mencionamos en relación a las faunas arenáceas parece haber cesado en este nivel, ya que *Melonis pompilioides* s.s. desaparece hacia arriba y es reemplazado por formas cercanas, características de aguas menos profundas.

Como referencia interesante, mencionaremos que la parte inferior de Pecaya al este, cerca de Arajú, contiene una fauna bentónica muy semejante a la de la parte superior de Pecaya en la región central, con *U. rustica* y *M. cf. pompilioides*. Deducimos, por tanto, que se depositó a una profundidad superior a la de las capas equivalentes más al oeste.

Miembro San Juan de la Vega: la microfauna de esta unidad es muy semejante a la de la Formación El Paraíso, aunque incluye elementos más marinos, o de menor influencia salobre. Se observa una oscilación entre las faunas enteramente arenáceas compuestas por *Ammotium salsum*, *Arenoparella mexicana* y *Haplophragmoides* sp., con otras en que

se encuentran, además, *Florilus scaphum*, *F. costifer*, *Hanzaia* sp., *Buccella* sp. y *Nonionella* sp. No existen foraminíferos planctónicos, pero en las muestras más marinas abundan los ostrácodos.

La zona transicional con la Formación Pecaya contiene, inicialmente, una fauna arenácea muy pobre, prácticamente inidentificable y fuertemente piritizada, que pasa rápidamente hacia arriba a un conjunto variado, indicativo de aguas relativamente profundas, ya tratado en el conjunto de Pecaya inferior. Este intervalo parece equivalente en edad al del conjunto de *Valvulina flexilis* en el resto de la cuenca, lo cual indicaría que la subsidencia afectó a toda la región estudiada, provocando el brusco hundimiento de la plataforma sobre la cual se estaban depositando los clásticos del Miembro San Juan de la Vega.

Formación Pedregoso: La fauna de las lutitas de la parte inferior de la Formación Pedregoso es muy semejante a las de la parte superior de la Formación Pecaya, aunque la preservación es bastante más pobre. Hay algunas formas redepositadas, provenientes de la Plataforma de Coro, donde las condiciones paleoecológicas eran favorables para el desarrollo de bancos calcáreos y arrecifes (*Amphistegina angulata*, *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., fragmentos de corales, etc.).

Hacia la parte media de la formación desaparece *Melonis cf. M. pompilioides* y es reemplazado por *M. formosum*. La preservación de la fauna en la parte superior es tan pobre cerca de la Sierra de San Luis, que no es posible evaluar adecuadamente las condiciones paleobatimétricas.

En las cercanías de Pedregal la formación contiene un conjunto faunático semejante al de la parte inferior de Pecaya, con *Melonis formosum*, *Uvigerina mantaensis* y *Brizalina mexicana aliformis*. Es muy probable que la cuenca se fuera llenando progresivamente, proceso que continuó seguramente en el tiempo de la Formación Agua Clara, que contiene fauna aparentemente indicativa de aguas poco profundas.

HISTORIA DE LA CUENCA

Paleogeografía

La reconstrucción de la historia geológica de la cuenca de Falcón presenta varias dificultades. Salvo raras excepciones, tenemos tan sólo la evidencia de afloramientos en la superficie y, debido al joven levantamiento diferencial de la región, las rocas más antiguas se encuentran restringidas a la región sur. Al norte de la línea de colinas más septentrional de la Formación El Paraíso, estas unidades son recubiertas por rocas progresivamente más jóvenes y resulta muy difícil, sin datos de subsuelo, definir sus límites septentrionales. De igual forma, la reciente erosión ha eliminado, en magnitud desconocida, las unidades más jóvenes hacia el sur.

Antes de entrar a reconstruir la historia del centro de la cuenca, trataremos la naturaleza de los bordes o márgenes de la misma. La Fig. 5 muestra la extensión de la cuenca y la distribución de los elementos tectónicos estable en el Miocene más inferior, tiempo para el cual tenemos más información. La cuenca era, probablemente, más reducida durante el Oligoceno, pero podemos suponer que los elementos tectónicos estable ocupaban una posición similar.

En dirección sur y suroeste, el margen parece haber sido una línea de costa continua, y la historia Oligocena y del Miocene inferior en esta región está representada por

la Formación Churuguara, pobremente conocida, muy espesa y variada. Esta unidad se interdigita con las del centro de la cuenca y, a lo largo de su borde norte, está en contacto con ellas en niveles diversos, según las condiciones locales.

El Alto de Dabajuro, al oeste, está formado mayormente por rocas del Eoceno medio, con algunas ocurrencias de lutitas oscuras del Eoceno inferior. Esta estructura fue un bloque estable durante toda la historia sedimentaria de la cuenca. Contra él se adelgazan, hasta desaparecer, las unidades del Miocene, desde la parte media de la Formación Castillo hacia arriba, y es probable que haya sido recubierto por sedimentos marinos solamente en el tiempo de la parte más superior de la Formación Agua Clara. Lamentablemente, desconocemos sus relaciones con las rocas Oligocenas de la cuenca, que afloran más al sur, pero todo hace suponer que existiera como elemento positivo desde los primeros momentos de la cuenca falconiana.

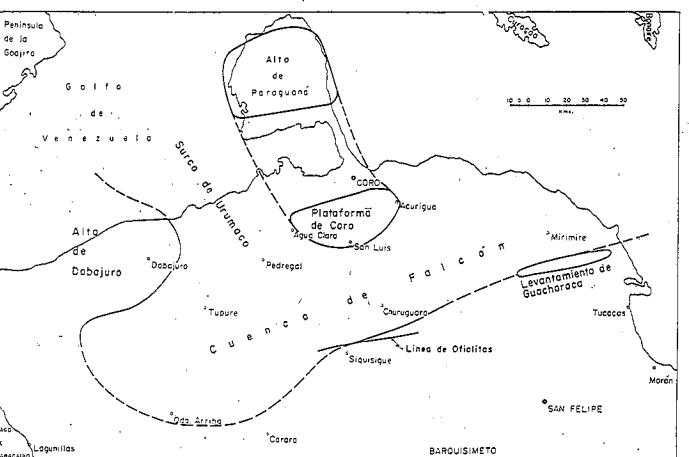


Fig. 5. Elementos tectónicos mioceno más inferior

Igual incertidumbre existe con respecto al Alto de Paraguaná - Coro, al este del Alto de Dabajuro y separado de él por el Surco de Urumaco. Conocemos su historia desde el Miocene más inferior en adelante, pero no existe evidencia directa sobre sus relaciones con rocas más antiguas. El alto consiste, en realidad, de dos elementos: una región al norte, la Península de Paraguaná propiamente dicha, que ha sido un bloque emergente durante casi toda su historia, y su prolongación al sur, hasta el límite meridional de la actual Sierra de San Luis, que se ha comportado como una plataforma moderadamente estable. Las rocas terciarias más antiguas en la Península de Paraguaná (Formación Cantaura), pertenece a la parte superior del Miocene-inferior (DÍAZ DE GAMERO, 1974), y es extremadamente probable que la Península fuera un elemento positivo emergente durante toda la historia sedimentaria que nos concierne (Oligoceno - Miocene más inferior).

La Plataforma de Coro, al sur de la península, ha tenido una historia algo distinta. Sobre su borde meridional se construyó el arrecife de San Luis al comienzo del Miocene, o ligeramente antes. A partir de este momento sufrió un progresivo hundimiento, mucho más marcado hacia el norte, donde encontramos espesores considerables de clásticos y calizas de facies detrás de arrecife, recubiertos por espesores reducidos de rocas más jóvenes. El borde sur de la plataforma está cubierto en la actualidad solamente por las calizas de la Formación San Luis, y no ha sido posible determinar la naturaleza, ni la edad de las rocas infrayacentes.

De nuevo, solamente podemos especular en cuanto a su relación con la sección Oligocena. El hecho de no existir evidencia alguna de sedimentos clásticos, arenas y limos, provenientes del norte y la alta probabilidad de que la región de Paraguaná estuviera emergente durante el Oligoceno, pudiera indicar la presencia de una trampa sedimentaria entre Paraguaná y la Plataforma de Coro durante este tiempo. Con relación a este tópico, es de gran interés mencionar el intervalo de "capas rojas", perforado en el subsuelo de la Ensenada de La Vela (VÁZQUEZ y MASROUA, en prensa). Las capas rojas, de origen continental, están discordantes por encima de un basamento ígneo-metamórfico pre-Terciario, y a su vez están recubiertas discordantemente por calizas, con algas y foraminíferos del Miocene inferior. Su extensión en el subsuelo no es uniforme y sólo se ha encontrado en el suroeste de la ensenada, siendo probablemente la misma unidad roja continental que fue perforada en el pozo Manuel-1, en el sur de Paraguaná. La unidad, probablemente depositada en una estructura de graben, con clásticos gruesos, evidencia una fuente granítica cercana y no contiene ffnita negra, que es tan típica de las formaciones del Miocene inferior en esa región. Su posición estratigráfica indica una edad pre-Mioceno, post-Cretáceo, pero en base a lo anteriormente expuesto, nos inclinamos a considerarla Oligocena.

Al este de esta región, la cuenca continúa hasta interceptar la costa falconiana actual, desconociéndose su prolongación en esa dirección, bajo las aguas de la Fosa de Bonaire. Las facies que nos conciernen, sin embargo, desaparecen bajo los aluviones de la depresión del río Güeque y no tienen relación aparente con las rocas equivalentes en la cuenca oriental, al norte del levantamiento de Guacharaca. Al sur de este levantamiento no existen rocas del Oligoceno y Miocene más inferior ya que allí, según HUNTER (1974), la Formación Casupal, de la parte superior del Miocene inferior, yace discordantemente sobre el Eoceno superior (Formación Cerro Misión) y sobre unidades más antiguas, al sur.

En la región central de la cuenca de Falcón no se conocen rocas anteriores al Eoceno. En secciones anteriores nos hemos referido a la incertidumbre acerca de la edad precisa de las rocas Eocenas pre-El Paraíso, y sus relaciones con esa unidad. Las rocas Eocenas más jóvenes son las de la Formación Jarillal, cuya parte inferior pertenece a la parte superior del Eoceno medio. Esta unidad y la Formación Santa Rita, que la infrayace, afloran esporádicamente en estructuras anticlinales del sur y suroeste de la cuenca.

Debemos suponer, entonces, un período de levantamiento durante el Eoceno superior, que afectó principalmente a la región occidental y suroccidental, y al término del cual, cambian las condiciones paleogeográficas.

Las primeras evidencias de una nueva cuenca las tenemos con la Formación El Paraíso, de edad Oligoceno inferior, que representa un complejo deltaico progradante, proveniente de la denudación de las tierras recientemente levantadas al oeste y suroeste. La parte más inferior de esta unidad, que aflora en la región marginal sur, tiene numerosos conglomerados de grano fino, con gránulos predominantemente de ffnita negra y areniscas sal y pimienta, muy inmaduras, indicando una fuente sedimentaria cercana, para esa limitada localidad. La ffnita en esta región se deriva probablemente de una fuente situada al sur de Siquisique, de donde se conocen bloques Cretáceos de litología apropiada. No está relacionada con la ffnita negra, ya mencionada, de los sedimentos Miocenos al norte de la Plataforma de Coro, que se derivan de la Península de Paraguaná. En la parte supe-

rior de la Formación El Paraíso, las areniscas son arenitas de cuarzo, probablemente derivadas de fuentes si no más lejanas, mucho más rebajadas y sujetas a una erosión y denudación más lenta.

La máxima extensión hacia el este del complejo deltaico fue aproximadamente al norte de Churuguara, donde las areniscas más jóvenes son completamente marinas y fueron depositadas durante la primera mitad de la Zona de *Globorotalia opima opima*. Las condiciones deltaicas perdieron más tiempo hacia el oeste y, al sur de Pedregal, llegaron hasta la segunda mitad de la zona, siendo probablemente aún más jóvenes en las cercanías de Tupure. La subsidencia se mantuvo a la par del aporte de sedimentos en la región central, formándose así un notable espesor de areniscas, limolitas, lutitas y carbón, en la parte media de la cuenca.

En la región surcentral, la unidad sedimentaria de ambiente marginal se denomina, por conveniencia, Formación Churuguara, pero incluye en su parte inferior una sección que no se puede distinguir de la Formación El Paraíso y, de hecho, es parte del mismo evento sedimentario.

La figura 6 muestra la reconstrucción de la posible paleogeografía al final de la sedimentación de la Formación El Paraíso. Al este del meridiano de San Luis, las condiciones son predominantemente marinas, mientras que hacia el oeste, se hace más marcada la influencia fluvial.

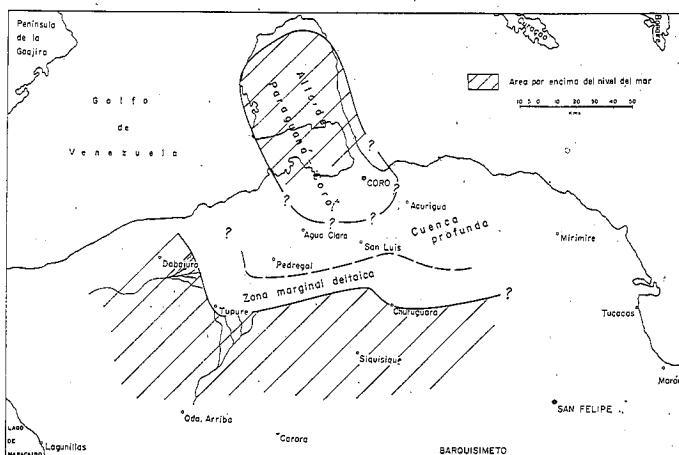


Fig. 6. Mapa paleogeográfico al terminar la sedimentación de la Formación El Paraíso

Eventualmente, el aporte de sedimentos se hizo cada vez menos importante, a medida que las áreas positivas al oeste y suroeste fueron rebajándose más y más. La subsidencia promedio parece haberse mantenido en el mismo alto valor que tenía en el tiempo de El Paraíso, y la cuenca pudo alcanzar progresivamente profundidades batiales. Es más probable, sin embargo, que hubiera un hundimiento rápido que interrumpiera la sedimentación deltaica de El Paraíso y llevara, en poco tiempo, la cuenca a profundidades batiales, que luego se conservaron por largo tiempo, debido al escaso aporte de sedimentos y lenta subsidencia, no produciéndose un aumento notable en la profundidad del fondo.

Pudieramos especular sobre la posibilidad de que este rápido hundimiento esté relacionado con las capas rojas del subsuelo de la Ensenada de La Vela y del sur de Paraguaná, producto de la subsidencia de la parte media de lo que pudiera haber sido antes un solo bloque Paraguaná - Coro. La Plataforma de Coro propiamente dicha quedaría proba-

blemente sumergida, no aportando sedimentos a la región sur.

La Formación Pecaya, que marca este episodio marino profundo en la cuenca falconiana, cubrió el área de sedimentación deltaica anterior. En el margen occidental empieza seguramente la sedimentación típica de ambientes litorales de la Formación Castillo, que pasa insensiblemente, en dirección sureste, a la Formación Churuguara, también de aguas poco profundas, pero relativamente más lejos de la influencia continental.

El Alto de Dabajuro fue un área positiva al oeste y noroeste, pero muy rebajada. El área marginal, de agua poco profunda, relacionada con el alto llegó hasta el meridiano de Agua Clara en las postrimerías del Oligoceno y está representada por la unidad de clásticos finos de San Juan de la Vega.

La figura 7 muestra la reconstrucción paleogeográfica para el final del Oligoceno. Probablemente el borde sur de la Plataforma de Coro fuera un escarpado abrupto, sin transición progresiva de áreas de escasa profundidad a un fondo marino cercano a los 1.000 m, que existía en el centro de la cuenca para esa época.

En el tiempo aproximadamente correspondiente al límite Oligoceno - Mioceno, hace unos 22,5 millones de años, la cuenca de Falcón muestra una renovada actividad tectónica. Se produce una subsidencia muy abrupta en la cuenca

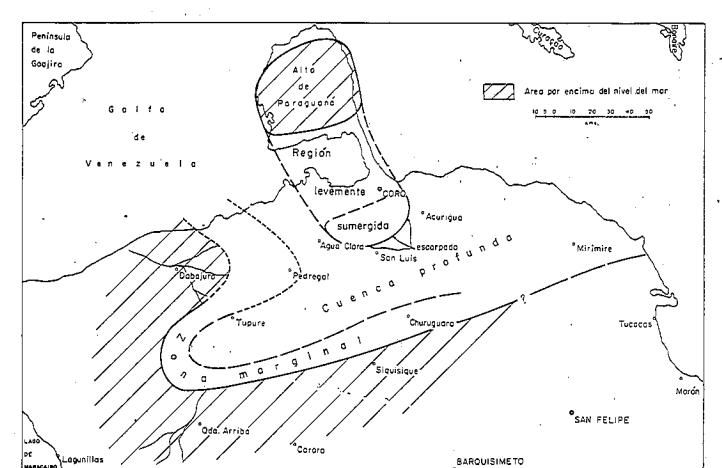


Fig. 7. Mapa paleogeográfico al final del Oligoceno

máxima, llegando el fondo de la misma a alcanzar una profundidad de unos 1.500 m. Como en el episodio anterior, las arcillas de agua profunda de la Formación Pecaya cubren áreas anteriormente marginales, notablemente alrededor del Alto de Dabajuro. Probablemente, las intrusiones ígneas básicas del centro de la cuenca reflejen este brusco hundimiento y marquen una zona lineal de debilidad a lo largo del eje de la cuenca.

Es probable que el bloque Alto de Paraguaná - Plataforma de Coro se elevara, teniendo esta última las condiciones ecológicas apropiadas para el desarrollo de arrecifes en su borde sur. El Alto de Paraguaná sufrió renovada erosión y los clásticos resultantes, la Formación Patiecitos, llenan la zona de debilidad entre el alto y la Plataforma de Coro, en ambiente típicamente de detrás de arrecife. Las areniscas contienen granos de ffnita negra, producto característico de la erosión de Paraguaná en esta época.

Los arrecifes tienen su mejor desarrollo en el borde suroriental de la plataforma, que se encontraba frente al mar abierto. En esa región, la facies frente al arrecife, en aguas profundas, no está bien individualizada, seguramente porque el vigoroso avance del talud arrecifal hacia la cuenca marina cubrió rápidamente este tipo de facies y ahora encontramos tan sólo el paso brusco de calizas macizas del talud a las lutitas de Pecaya. En el borde suroccidental, por el contrario, las turbiditas calcáreas de la Formación Pedregoso representan un abanico submarino en agua profunda, al pie de la escarpa de la plataforma, que en esa región no sostenía grandes crecimientos arrecifales, sino, predominantemente, bancos calcáreos.

Al sur y suroeste del abanico de turbiditas de Pedregoso, pasamos a las lutitas de Pecaya que, en las cercanías del arrecife contienen una apreciable cantidad de pirita, producto más que de la restricción en la circulación, de la gran productividad orgánica de las aguas superficiales en esa región.

En el margen sur, opuesto, se desarrollan calizas de diversos tipos, desde algo al oeste de Churuguara, hacia el este. Incluyen, predominantemente, calizas de bancos calcáreos con algas, foraminíferos y moluscos, pero también parecen haber existido crecimientos arrecifales. La sección calcárea forma la parte superior de la Formación Churuguara en esa región.

La subsidencia activa de la cuenca parece haber cesado en el Mioceno más inferior y la cuenca se fue haciendo progresivamente menos profunda a medida que se iba rellenando. El borde occidental, incluyendo el Alto de Dabajuro, sufrió renovados levantamientos y los productos de su erosión, la Formación Castillo, avanzan hacia el este, llegando en su máximo desarrollo hasta cerca de Pedregal. El Alto de Paraguaná se eleva fuertemente y los gruesos clásticos resultantes, la Formación Guarabal, llenan la laguna detrás del arrecife de San Luis y avanzan sobre la Plataforma de Coro, hasta acabar con el crecimiento de los arrecifes. Al pie del borde suroccidental de la plataforma, la parte superior de la Formación Pedregoso es predominantemente detrítica y termina con una serie de conglomerados, que marcan también la máxima extensión de los clásticos de Guarabal y del levantamiento activo de Paraguaná.

La figura 8 muestra la paleogeografía de Falcón al terminar la sedimentación de las formaciones Pecaya y Pedregoso.

La actividad tectónica parece haber terminado en esta época, hacia la segunda mitad de la Zona de *Catapsydrax dissimilis*. Las lutitas de agua moderadamente profunda a somera de la Formación Agua Clara cubrieron progresivamente toda la región y, aunque ahora se conservan tan sólo en los bordes de la cuenca, cubrieron presumiblemente la parte central de la misma, donde quizás fueran depositadas a mayor profundidad. En el tiempo de Agua Clara, la actividad tectónica llegó a su punto más bajo y, al final de este intervalo, los mares en la cuenca de Falcón alcanzaron su extensión máxima cubriendo, al menos en parte, el Alto de Dabajuro, inundando la región entre Paraguaná y la actual Sierra de San Luis, extendiéndose al sur de Churuguara y conectando, posiblemente, con la cuenca de Maracaibo, al suroeste.

Las figuras 9 y 10 ilustran las relaciones generales de facies en la cuenca de Falcón, en dirección W-E y N-S respectivamente.

Paleotectonismo

La indeterminación en el estimado de los espesores de la mayoría de las unidades litoestratigráficas impide presentar un adecuada medida de la subsidencia de la cuenca y de las tasas de sedimentación para las varias unidades.

Trataremos, sin embargo, de ofrecer una indicación de la posible magnitud de ambos parámetros.

Tasas de sedimentación promedio (centro de la cuenca, entre los meridianos de Pedregal y La Cruz de Tarata):

Formación El Paraíso:

$$\begin{array}{l} 1.000 \text{ metros espesor} \\ 2 \text{ millones años} \end{array} = 500 \text{ m/M años}$$

Formación Pecaya inferior:

$$\begin{array}{l} 1.500 \text{ metros espesor} \\ 5,5 \text{ millones años} \end{array} = 270 \text{ m/M años}$$

Formación Pecaya superior - Formación Pedregoso:

$$\begin{array}{l} 1.000 \text{ metros espesor} \\ 2,5 \text{ millones años} \end{array} = 400 \text{ m/M años}$$

La tasa de sedimentación para la Formación El Paraíso tiene el mismo orden de magnitud que la de los depósitos deltaicos del Cretáceo superior de las Montañas Rocosas (U.S.A.), que WEIMER (1970) calcula en 600 m/M años.

Las lutitas de la parte inferior de la Formación Pecaya se depositaron a una tasa de sedimentación comparable a la referida para las cuencas exteriores de la costa californiana durante el Neogeno (BANDY, 1960, 1972). Es aproximadamente 10 veces mayor que la tasa actual en áreas profundas del Atlántico, en la que la mayor parte del sedimento está formado de constituyentes biogénicos calcáreos, provenientes del propio océano (ERICSON, EWING y WOLLIN, fide WEIMER, 1970). La relación de esta lenta sedimentación puramente pelágica, con la contemporánea en la línea de costa varía entre 1:20 y 1:40, de manera que una relación de 1:10 para las condiciones de la lutita de Pecaya no parece desproporcionada.

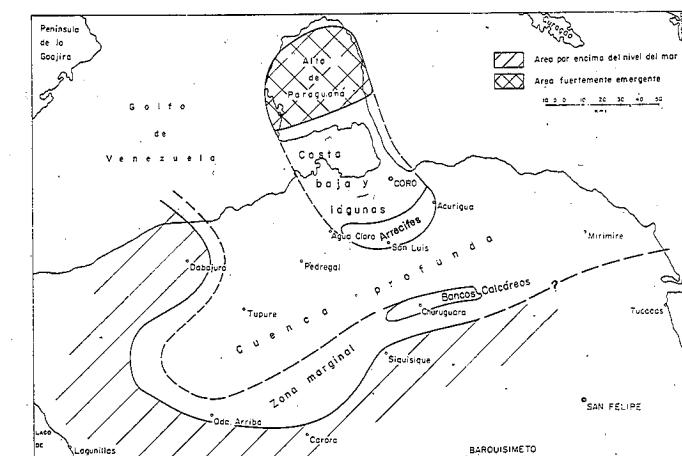


Fig. 8. Mapa paleogeográfico al terminar la sedimentación de las formaciones Pecaya y Pedregoso

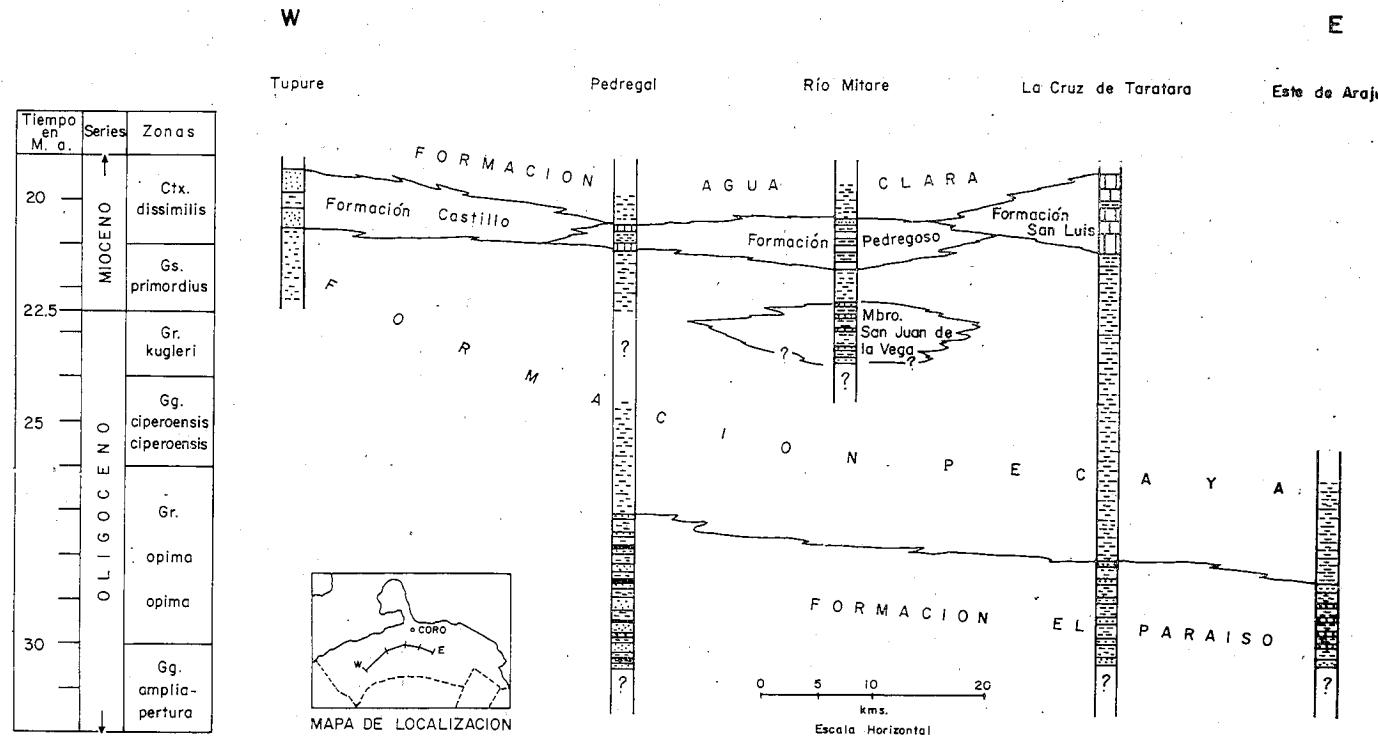


FIG. 9

RELACIONES GENERALES DE FACIES EN FALCON CENTRAL W - E

En cuanto a la parte superior de la sección, que incluye el intervalo turbidítico de Pedregoso, la tasa de sedimentación se compara con la mencionada por GORSLINE y EMERY (1959), 360 m/M años, para las cuencas de San Pedro y Santa Mónica, de sedimentación similar.

Tasas de subsidencia promedio (centro de la cuenca, entre los meridianos de Pedregal y La Cruz de Taratara):

Formación El Paraíso:

$$\frac{1.000 \text{ m (sedimentos)} + 0 \text{ m (profundización fondo)}}{2 \text{ millones años}} = 500 \text{ m/M años}$$

Formación Pecaya inferior:

$$\frac{1.000 \text{ m (sedimentos)} + 1.000 \text{ m (profundización fondo)}}{4 \text{ millones años}} = 500 \text{ m/M a.}$$

Formación Pecaya, intervalo faunas arenáceas:

$$\frac{500 \text{ m (sedimentos)} + 500 \text{ m (profundización fondo)}}{1.5 \text{ millones años}} = 700 \text{ m/M a.}$$

Formación Pecaya superior - Formación Pedregoso:

$$\frac{1.000 \text{ m (sedimentos)} - 1.000 \text{ m (elevación fondo)}}{2.5 \text{ millones años}} = 0 \text{ m}$$

La tasa de subsidencia para la parte inferior de la Formación Pecaya es un promedio para todo ese largo intervalo, pero es más probable que la subsidencia fuera más alta inicialmente, reduciéndose después. Igualmente, la subsidencia indicada para el intervalo de fauna arenácea de la Formación Pecaya está promediada para todo el intervalo, pero debió ser más pronunciada en la parte inferior, caracterizada por *Bathytypus*.

La subsidencia total del centro de la cuenca durante el Oligoceno y Mioceno más inferior es de unos 4.000 m, aproximadamente. No existe evidencia alguna del "Arco de Paraguaná", postulado por WHEELER (1960, 1963) entre San Luis y Churuguara, con espesores sedimentarios reducidos y limitada subsidencia, que supuestamente separaba dos subcuencas en Falcón durante el Oligomioceno.

Relación con la región sur del Caribe

La historia sedimentaria del Oligoceno y Mioceno más inferior parece haberse reducido, en el borde sur del Caribe, a tres áreas principales: la región de Carmen-Zambrano en el norte de Colombia, la parte oriental de Goajira-Falcón, y la de Venezuela oriental-Trinidad, al sur del sistema montañoso del Caribe.

El desarrollo de estas cuencas parece haber sido independiente, aunque su historia paleobatimétrica muestra gran semejanza. FRERICHS (1970) analiza la similitud en la historia paleobatimétrica Terciaria de varias regiones de California y del Caribe, entre ellas Trinidad, con las cuales la cuenca de Falcón tiene un gran parecido. Consiste, en general, de un período de levantamiento que comienza en el Eoceno medio o superior y llega al Oligoceno más inferior,

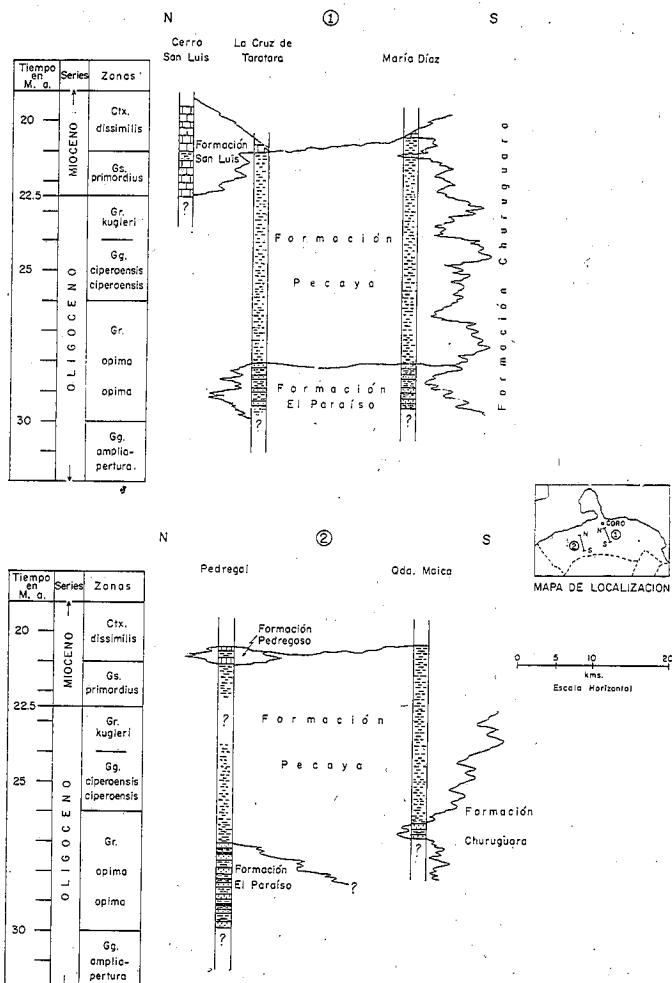


Fig. 10. Relaciones generales de facies en Falcón central N-S

seguido de un período de subsidencia durante el Oligoceno y Mioceno más inferior, que termina con un segundo levantamiento iniciado en el Mioceno medio. Según el mencionado autor, los intervalos caracterizados por sedimentación de agua profunda en las áreas continentales representan períodos de quietud relativa, mientras que los que muestran sedimentación en aguas someras, corresponden a actividad en el sistema de células de convección que controlan el movimiento e interacción de placas.

Nuestro conocimiento de la historia paleotectónica del suroeste del Caribe durante el Terciario no permite aún relacionar más detalladamente los períodos de levantamiento y subsidencia con la tectónica de esta compleja región, sobre la cual hay que adquirir todavía mucha información básica.

En la región de Carmen-Zambrano, en el norte de Colombia, la sedimentación parece haber sido continua desde el Eoceno superior al Mioceno medio. PETTERS y SARMIENTO (1956) mencionan una litología uniforme de lutitas para el intervalo Oligoceno - Mioceno inferior, según la revisión de la bioestratigrafía publicada por STONE (1968). La composición general de la microfauna indica una subsidencia progresiva durante el Oligoceno, que llevó a la cuenca a profundidades batiales, superiores a los 600 m, aproximadamente en el límite Oligoceno - Mioceno (PETTERS y SARMIENTO, 1956). La historia posterior refleja un relleno progresivo de la cuenca.

La cuenca de Venezuela oriental y Trinidad ha sido mucho mejor estudiada que la correspondiente en occidente, y existen numerosas publicaciones sobre el particular. La más reciente (HUNTER, 1974) presenta un resumen sobre el desarrollo de esta cuenca desde el Eoceno superior al Burdigaliense, tomando en cuenta las últimas revisiones paleontológicas y poniendo al día las edades de las unidades litoestratigráficas. Lo más interesante, desde nuestro punto de vista, es que no parece haber existido una interrupción total en la sedimentación marina durante el Eoceno superior, aunque hubo cambios en la configuración de la cuenca y la sedimentación se redujo durante ese lapso.

Durante el Oligoceno y Mioceno inferior, las condiciones ambientales fueron progresivamente más marinas en dirección W-E y la cuenca parece haber llegado a su máxima profundidad durante el Mioceno inferior, algo más tarde que en Colombia y Falcón. Hacia el sur, la cuenca de Venezuela oriental limita con el escudo de Guayana y todas las unidades se acuñan en esa dirección.

La figura 11 muestra la correlación general entre las secciones de Carmen-Zambrano, Falcón central, Venezuela oriental, Trinidad y Barbados. Esta última se incluye mayormente como referencia, aunque su relación con el borde sur del Caribe es difícil de determinar. La sedimentación, continúa allí desde el Eoceno medio, es marina profunda durante el lapso que nos concierne, comparable tan sólo con la correspondiente en el sur de Trinidad (SAUNDERS, 1969).

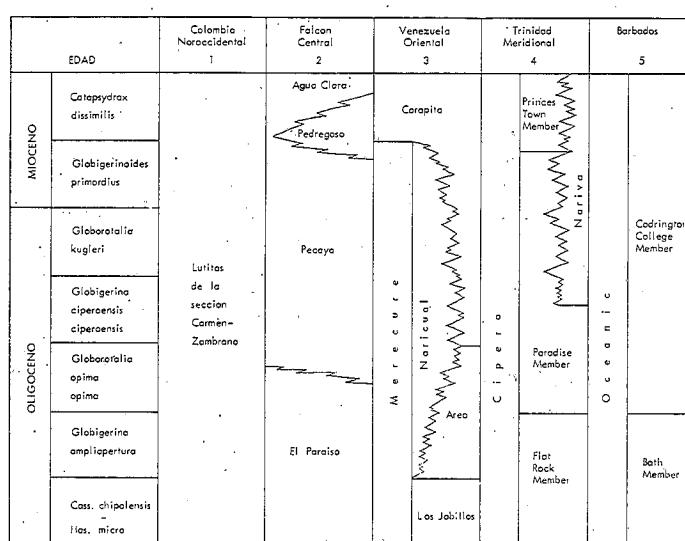


Fig. 11. Correlación del Oligoceno y Mioceno inferior en la región sur del Caribe

El desarrollo de Venezuela occidental, por el contrario, indica que esta vasta región fue levantada casi por completo durante el Eoceno superior. En su parte norte, la única excepción bien documentada es la lutita marina de la Formación Cerro Misión, en el sureste de Falcón. FURRER (1971) y HUNTER (1974) documentan, en base a faunas planctónicas, la nueva asignación al Eoceno medio de numerosas unidades consideradas anteriormente como del Eoceno superior.

Con la posible excepción de la región oriental de Falcón, donde quizás haya sido continua, la sedimentación en el norte de Venezuela occidental se reanuda en el Oligoceno sólo en dos regiones: la cuenca de Falcón propiamente

dicha y la Guajira oriental. En esta última, la sedimentación se localiza en la llamada "ensenada de Cosinetas" (RENZ, 1960), que abre al Golfo de Venezuela en dirección este. En nuestra opinión, la ensenada de Cosinetas es una extensión del surco subsidente de Urumaco que, de acuerdo a la información geofísica (ZAMBRANO, et al., 1971), se continúa bajo las aguas del Golfo de Venezuela, entre Paraguaná y Guajira.

La figura 12 ilustra la relación de las unidades litoestratigráficas del Terciario medio en Falcón y regiones adyacentes que, a continuación, se discuten en más detalles.

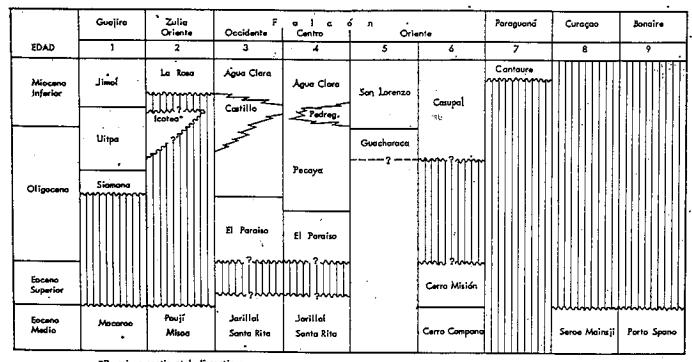


Fig. 12. Cuadro de correlación del Terciario medio en Falcón y regiones adyacentes

El Eocene medio está presente en casi todo el occidente de Venezuela, incluyendo Guajira y algunas islas cercanas (Curaçao, Bonaire). No parece existir en Paraguaná ni en Aruba, aunque cabe la posibilidad de que haya sido erosionado totalmente en estas dos localidades. En las islas al este de Bonaire, dentro de la cadena Aruba - La Orchila, las únicas rocas sedimentarias presentes son terrazas cuaternarias. La cadena termina al este en el profundo Cañón de Los Roques, de orientación NW. La Plataforma de La Blanquilla, al este, es probablemente la continuación de la cadena Aruba - La Orchila y soporta la isla de La Blanquilla, también con terrazas cuaternarias, y los islotes de Los Hermanos.

El registro sedimentario del Eocene superior falta en toda esta región, con la sola excepción, ya señalada, de la Formación Cerro Misión.

La sedimentación se reanuda en el Oligoceno inferior de la cuenca de Falcón con la Formación El Paraíso y, algo más tarde, en la Guajira oriental con la Caliza de Siamana. El episodio marino de aguas más profundas, representado en Falcón por la Formación Pecaya, parece tener su equivalente en la Lutita Uitpa de la Guajira, de faunas muy semejantes aunque, en conjunto, ligeramente más jóvenes (BECKER y DUSENBURY, 1958). La Formación Jimol, correspondiente sobre Uitpa, representa facies de aguas someras y marca en Guajira el relleno de la antigua cuenca profunda del Oligoceno y Mioceno inferior, aproximadamente en el mismo nivel en que este fenómeno se produce en la parte central de Falcón.

No tenemos clara evidencia de la historia anterior al Oligoceno superior en la parte nororiental de Falcón, al este de la depresión del río Güeque. Todo parece indicar que la sedimentación ha podido seguir, quizás sin interrupción, desde el tiempo de Cerro Misión. Sin embargo, los sedimentos más antiguos reportados hasta la fecha pertenecen a la Formación Guacharaca, del Oligoceno superior. La fauna

indica aguas profundas semejantes a las de la Formación Pecaya y la unidad es seguida por el Grupo Agua Salada, de condiciones paleobatimétricas semejantes, a excepción de su parte más superior.

La región oriental del Zulia, así como Paraguaná y las Antillas Neerlandesas, fueron áreas positivas durante todo este lapso. La primera invasión marina post-Eocena en Zulia oriental ocurre con la Formación La Rosa y, al mismo tiempo o ligeramente más tarde en Paraguaná con la Formación Cantaure, mientras que en Curaçao y Bonaire no ocurre sino en el Mioceno medio o superior.

Resulta muy tentador relacionar la cuenca de Falcón o de Guajira - Falcón, como sería quizás más correcto llamarla, con la actual Fosa de Bonaire, que separa la cadena de islas Aruba - La Orchila de la tierra firme de Suramérica. SILVER, et al. (1975) son de opinión que la cuenca es una extensión de la fosa que, según ellos, empezó a desarrollarse en el Oligoceno. La evidencia independiente de la cuenca falconiana que estos autores presentan para postular dicha edad está basada en un conglomerado, supuestamente Eocene, de derivación continental (¿tierra firme de Suramérica?), que aflora en la isla de Bonaire.

La depresión batimétrica, que tiene una orientación aproximadamente E-W al sur de Las Aves, tuerce suavemente hacia el NW y pasa entre las plataformas de Aruba - Paraguaná y Curaçao. El estrecho surco entre las islas de Aruba y Curaçao es de origen tectónico y parece estar sobre unos 10 km de material de baja velocidad (figura 13).

Es, sin duda posible que la cuenca falconiana abriera a la Fosa de Bonaire hasta el Mioceno superior, cuando acaba la sedimentación del Grupo Agua Salada. El levantamiento principal, responsable de la actual morfología, así como el principal período de deformación datan, probablemente, del Plioceno superior, aunque la última región en verse afectada fue precisamente la nororiental, donde se encuentran los depósitos de agua profunda más jóvenes.

El origen de la Fosa de Bonaire por "rifting", sostenido por SILVER, et al. (1975), al alejarse la cadena de islas de tierra firme en el Terciario medio, puede igualmente aplicarse a la cuenca falconiana. Las investigaciones geofísicas indican una corteza anómalamente delgada bajo la Fosa de Bonaire y probablemente sea esa la situación también en la parte central de la cuenca, de acuerdo a la evidencia de las intrusiones ígneas básicas en esa región.

PALEONTOLOGIA SISTEMATICA

General

La Paleontología Sistemática de este trabajo se refiere exclusivamente a los foraminíferos, tanto bentónicos como planctónicos. En esta sección se incluyen todas las formas que pudieron ser identificadas hasta el nivel de especie y/o subespecie. Las referencias mencionadas comprenden la primera en que se define la forma, más las de interés para la bioestratigrafía de Falcón, o áreas vecinas, si las hubiere.

Los comentarios bajo las unidades taxonómicas interesantes tratan ocasionalmente sobre características morfológicas distintivas, pero más comúnmente se refieren a la distribución de la forma en Falcón central o áreas adyacentes, además de datos de interés paleoecológico.

No se consideró necesario definir ninguna forma nueva, aunque, en ciertos casos, los ejemplares en nuestro material son algo diferentes de los taxa ya conocidos, en cuyo caso

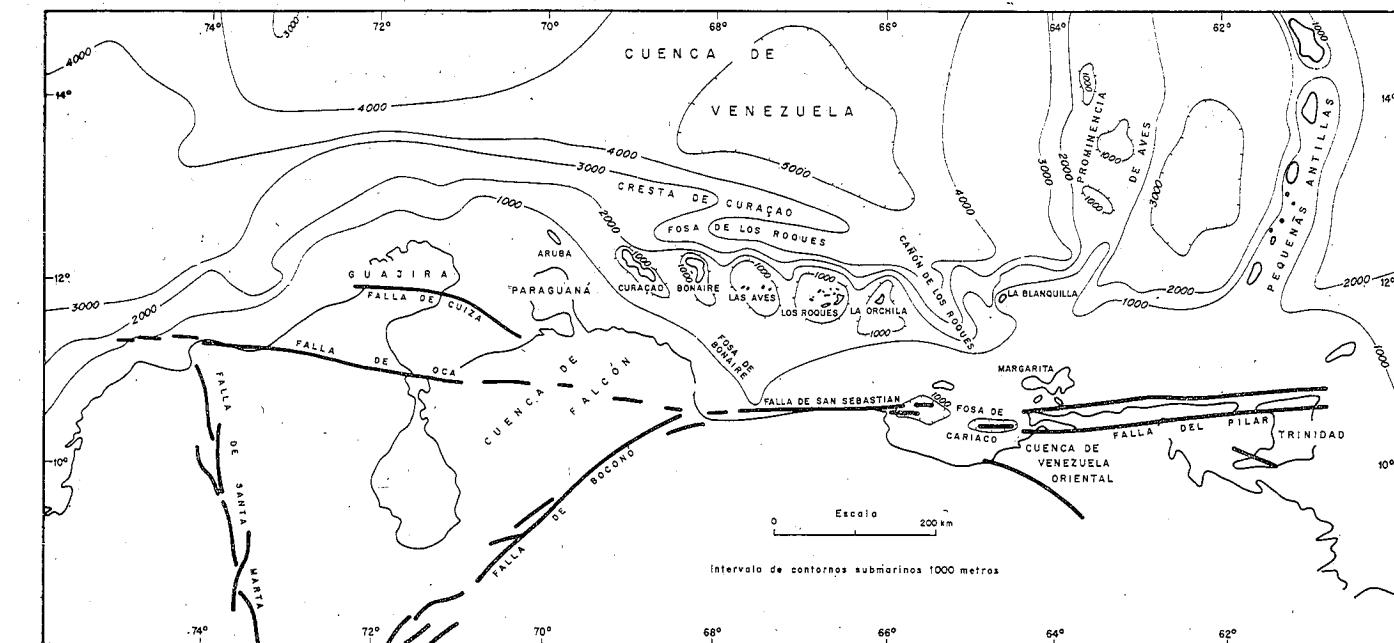


Fig. 13. Mapa batimétrico generalizado de la región sur del Caribe, según SILVER et al. (1975).

se identificaron con la partícula cf. delante del nombre de la especie o subespecie.

Los taxa ilustrados en las láminas fotográficas son aquellos que se consideran importantes desde el punto de vista bioestratigráfico o como índices paleobatimétricos.

La clasificación y nomenclatura utilizadas son, salvo raras excepciones, las de LOEBLICH y TAPPAN (1962). Para mayor facilidad en la localización de los taxa de interés, se ha incluido, al final de esta sección, un índice de especies y subespecies en orden alfabético.

ORDEN FORAMINIFERIDA

SUBORDEN TEXTULARIINA Superfamilia AMMODISCACEA

BATHYSIPHON cf. B. EOCENICA Cushman y Hanna
AMMODISCUS INCERTUS (d'Orbigny)
AMMODISCUS MUHLEMANNI Blow

Superfamilia LITUOLACEA

HAPLOPHRAGMOIDES CARINATUS Cushman y Renz
Lám. 3, fig. 1

Haplophragmoides carinatus CUSHMAN Y RENZ, 1941,
Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 17, pt. 1,
p. 2, pl. 1, fig. 1.

CUSHMAN Y STAINFORTH, 1945, Cushman
Lab Foram. Res., Spec. Publ. 14, p. 15, pl. 1, fig. 18.

Esta especie es típica del conjunto de *Valvulina flexilis*
y casi nunca se encuentra en otros conjuntos faunales.

HAPLOPHRAGMOIDES OBLIQUICAMERATUS Marks
Lám. 3, fig. 2.

Haplophragmoides obliquicameratus MARKS, 1951, Cushman Found. Foram. Res., Contr., vol. 2, p. 35, pl. 5, figs. 1 a-c.

La especie se encuentra tan sólo localmente, donde pude llegar a ser común. No ha sido anteriormente reportada del área Caribe - Antillana, proviniendo el holotipo del Mioceno de la cuenca de Viena.

HAPLOPHRAGMOIDES RENZI Asano

CYCLAMMINA ACUTIDORSATA (Hantken)
Lam. 3, fig. 3.

Haplophragmium acutidorsatum HANTKEN, 1868, Magyar. Földt. Tars., Munk, Pest, Köt. 4, p. 82, pl. 1, fig. 1 a-b.

Esta *Cyclammina*, de tamaño variable, aunque rara vez sobrepasa 1,5 mm de diámetro, es la especie más común del género en nuestro material. Con frecuencia, la concha está aplastada y deformada.

Se encuentra en casi toda la Formación Pecaya y en la Formación Pedregoso.

CYCLAMMINA PILVOENSIS Voloshinova

CYCLAMMINA PRAECANCELLOTA Voloshinova

Cyclammina praecancellata VOLOSHINOVA, 1939, Trans. Oil Geol. Inst., ser. A, fasc. 116, p. 82, pl. 3, figs. 1 a-b, 2 a-b.

Esta especie ha sido identificada comúnmente como *C. cancellata* Brady en la antigua literatura sobre el Terciario de la región Caribe - Antillana. Su tamaño en nuestras muestras varía entre 1,5 y 2,5 mm, aunque la encontramos tan sólo localmente.

AKERS (1954), refiriéndose a la distribución batimétrica de *C. cancellata*, menciona que no ha sido encontrada nunca por encima de los 200 m, llegando a profundidades superiores a los 5.000 m en el Océano Pacífico. PARKER

(1954) reporta la ocurrencia del género por debajo de los 475 m, en el Golfo de México.

CYCLAMMINA ROTUNDIDORSATA (Hantken)

Lám. 3, fig. 4.

Haplophragmium rotundidorsatum HANTKEN, 1875, K. Ungar. Geol. Anst., Mitt. Jahrb., Budapest, Bd. 4, p. 12, p. 1, fig. 2.

Raros ejemplares de esta especie se encuentran en la parte basal de la Formación Pecaya. La especie es pequeña y de morfología interna muy primitiva para el género.

RETICULOPHRAGMIUM VENEZUELANUM (Maync)

AMMOMARGINULINA cf. A. STRATHEARNENSIS
(Cushman y LeRoy)

AMMOTIUM SALSUM (Cushman y Brönnimann)

Ammobaculites salsus CUSHMAN Y BROENNIMANN, 1948, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 24, pt. 1, p. 16, pl. 3, figs. 7-9.

—, TODD Y BROENNIMANN, 1957, Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ. 3, p. 24, pl. 2, figs. 8-10.

Es el elemento faunal dominante en la Formación El Paraíso y en el Miembro San Juan de la Vega, de la Formación Pecaya. Puede estar acompañado de *Arenoparrella mexicana*, *Ammoastuta* sp., *Florilus scaphum*, *Nonionella* sp. y *Buccella* sp. En la actualidad se encuentra viviente en aguas salobres, pudiendo llegar a unos 3 m de profundidad en la zona circalitoral.

SPIROPLECTAMMINA MISSISSIPPIENSIS ALAZANENSIS (Nuttall)

AMMOSPIRATA MEXICANA (Cushman)

VULVULINA SPINOSA MIOCENICA Cushman
Lam. 3, fig. 5.

Vulvulina spinosa Cushman, var. *miocenica* CUSHMAN, 1932, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 8, pt. 4, p. 80, pl. 10, fig. 10.

—, RENZ, 1948, Geol. Soc. Am., Mem. 32, p. 179, pl. 2, fig. 1.

La subespecie puede alcanzar gran tamaño. En nuestro material, está especialmente bien desarrollada en la parte superior de la Formación Pecaya.

Fue originalmente descrita de la Formación Buff Bay (Miocene superior) de Jamaica, recientemente estudiada por STEINECK (1974), quien estima en 1.000 m la profundidad mínima de su deposición.

TEXTULARIA MEXICANA Cushman
Lam. 3, fig. 6.

Textularia mexicana CUSHMAN, 1922, U.S. Nat. Mus., Bull. 104, pt. 3, p. 17, pl. 2, fig. 9.

Textularia flabelliformis GALLOWAY Y MORREY (non Gümbel), 1929, Bull. Am. Pal., vol. 15, n. 55, p. 35, pl. 5, figs. 8 a, b.

Textularia mexicana CUSHMAN, CUSHMAN Y BARBAT, 1932, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 8, pt. 2, p. 33, pl. 5, figs. 3 a, b.

La morfología de esta especie es muy característica. La autora pudo comprobar, gracias al material de comparación proveniente de la Formación Tosagua, en las cercanías de Manta (Ecuador), que la *T. flabelliformis* de la publicación de GALLOWAY y MORREY (1929) es idéntica a la *T. mexicana* del material falconiano.

La especie es relativamente común en la sección, pero su mejor desarrollo lo encontramos en la parte Miocena de la Formación Pecaya y en la Formación Pedregosa, asociada a faunas indicativas de aguas profundas.

TEXTULARIA NIPPEENSIS Keijzer

Lám. 3, fig. 7.

Textularia cubensis Lalicker y Bermúdez, var. *nipeensis* KEIJZER, 1945, Acad. Thesis Rijks Univ. Utrecht, p. 188, pl. 1, fig. 7.

La pared de esta especie de *Textularia* es muy finamente arenácea, con mucho cemento, lo que le imparte un aspecto liso y brillante. Los bordes laterales son agudos y las suturas curvas, forman un zigzag en el centro de la concha.

T. dentimarginata de Palmer (non Nuttall) es probablemente sinónimo de *T. nipeensis*, cuyo holotipo proviene del Oligoceno de Cuba. Es seguramente cercana a *T. dentimarginata* Nuttall, de la Formación Alazán de México.

La especie varía en tamaño y parece especialmente típica de la parte inferior, Oligocena, de la Formación Pecaya.

TROCHAMMINA cf. T. PACIFICA Cushman

Lám. 3, fig. 8.

Trochammina pacifica CUSHMAN, 1925, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 1, pt. 2, p. 39, pl. 6, fig. 3.

Trochammina cf. *T. pacifica* Cushman, RENZ, 1948, Geol. Soc. Am., Mem. 32, p. 172, pl. 3, figs. 4 a-b, 5 a-b.

—, BLOW, 1959, Bull. Am. Pal., vol. 39, N° 178, p. 119, pl. 7, fig. 6.

Esta especie es típica del conjunto de *Valvulina flexilis*, con la que está generalmente asociada.

Possiblemente la determinación taxonómica no sea enteramente correcta, pero la autora considera apropiado su uso, ya que se trata de la misma especie así denominada por RENZ (1948) y BLOW (1959) en el Miocene de Falcón oriental.

ARENOPARRELLA MEXICANA (Kornfeld)

GAUDRYINA JACKSONENSIS ABNORMIS Cushman y Renz

GAUDRYINA PSEUDOCOLLINSI Cushman y Stainforth

TRITAXIA JARVISI (Cushman)

Clavulinoides jarvisi CUSHMAN, 1936, Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 6, p. 23, pl. 3, fig. 18.

La forma, fuertemente triangular, varía mucho en su longitud. Su mejor desarrollo lo encontramos en la parte

superior de la Formación Pecaya, donde está acompañada de otras especies arenáceas de gran tamaño, como *Vulvulina spinosa miocenica*, *Dorothia cylindrica*, *Martinottiella communis*, *Gaudryina jacksonensis abnormis*, *Gaudryina pseudocollinsi* y grandes *Ammobaculites* sp.

DOROTHIA CYLINDRICA (Nuttall)

Lám. 3, fig. 9.

Gaudryina cylindrica NUTTALL, 1932, Jour. Pal., vol. 6, p. 7, pl. 2, fig. 7.

Dorothia cylindrica (Nuttall), CUSHMAN, 1937, Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 8, p. 88, pl. 9, fig. 25.

La especie es superficialmente semejante a *Matanzia miocenica* (Cushman), pero no tiene la estructura interna compleja de esta última.

Se encuentra en varios niveles de la Formación Pecaya, pero es más frecuente en la parte superior de la formación y en la Formación Pedregoso.

GRAVELLINA NARIVAENSIS Brönnimann

Lám. 3, fig. 12.

Gravellina narivaensis BROENNIMANN, 1953, Cushman Found. Foram. Res., Contr., vol. 4, p. 87, pl. 15, fig. 9; text-fig. 1.

La especie, escasa en nuestro material, pertenece típicamente al conjunto de *Valvulina flexilis*, al cual parece estar restringida. Véase comentario bajo esa especie.

KARRERIELLA CHILOSTOMA (Reuss)

KARRERIELLA SUBCYLINDRICA (Nuttall)

Lám. 3, figs. 10, 11.

Gaudryina subcylindrica NUTTALL, 1928, Quart. Jour. Geol. Soc., vol. 84, p. 76, pl. 3, figs. 17, 18.

Karreriella subcylindrica (Nuttall), CUSHMAN, 1937, Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 8, p. 132, pl. 15, fig. 25.

—, BERMUDEZ, 1949, Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 25, p. 91, pl. 5, figs. 21-24.

La especie varía mucho de tamaño en la sección bajo estudio. Siempre se encuentran juntos ejemplares micro y macroesféricos (adultos y "juveniles", con sólo la etapa trocoide de la concha). En las muestras en que los individuos microesféricos alcanzan su mejor desarrollo, los "juveniles" tienen un tamaño semejante al de los adultos de otras especies.

Especialmente bien representada en la parte inferior de la Formación Pecaya.

VALVULINA FLEXILIS Cushman y Renz

Lám. 3, fig. 13.

Valvulina flexilis CUSHMAN Y RENZ, 1941, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 17, pt. 1, p. 7, figs. 16-17.

Esta es la especie dominante en el conjunto de *Valvulina flexilis*. Dicho conjunto está típicamente desarrollado en la parte media superior de la Formación Pecaya. Incluye, además de la especie de que deriva su nombre, a *Gravellina narivaensis*, *Haplophragmoides carinatus*, *Alveovalvulinella pozonensis* y *Trochammina* cf. *T. pacifica*. Ocionalmente, encontramos otras especies arenáceas de los géneros *Ammodiscus*, *Bathyiphon* y *Haplophragmoides*, pero casi nunca

foraminíferos calcáreos. En ciertos casos se preservaron molles de foraminíferos planctónicos.

La misma asociación se encuentra en ciertos intervalos del Grupo Agua Salada, en Falcón oriental y las formaciones Nariva y Karamat, de Trinidat, habiendo sido reportada, incluso, del Miocene inferior de la cuenca de Sirte, en Libia (BERGGREN, 1969).

STAINFORTH (1948, 1952) fue el primero en interpretar esta asociación como resultante de condiciones de turbidez en el medio marino, provocadas por una fuerte subsidencia de la cuenca. Los estudios paleoecológicos más modernos parecen haber ratificado dicha interpretación.

El conjunto difiere del denominado "conjunto de *Rhabdammina*" ("Rhabdammina faunas") por BROUWER (1965), que está típicamente compuesto por especies unicamerales de la superfamilia Ammodiscacea y formas uniseriales de la superfamilia Lituolacea. Las especies biserales y de interior complejo están prácticamente ausentes en las faunas de *Rhabdammina*, que suelen estar relacionadas con secuencias flysch en las fajas orogénicas alpinas y, posiblemente, presentan un ambiente de deposición abisal.

CLAVULINA cf. C. BRAMLETTI Cushman

MARTINOTTIELLA COMUNIS (d'Orbigny)

MARTINOTTIELLA PALLIDA (Cushman)

MARTINOTTIELLA PETROSA (Cushman y Bermúdez)

LIEBUSELLA CRASSA Cushman y Renz

ALVEOVALVULINELLA POZONENSIS (Cushman y Renz) Lám. 3, fig. 14.

Liebusella pozonensis CUSHMAN Y RENZ, 1941, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 17, p. 9, pl. 2, figs. 1-2.

Alveovalvulinella pozonensis (Cushman y Renz), BROENNIMANN, 1953, Cushman Found. Foram. Res., Contr., vol. 4, pt. 3, p. 91, text-figs. IV-V, pl. 15, fig. 3.

Especie típica del conjunto de *Valvulina flexilis*, con la cual está siempre asociada (véase comentario bajo esa especie).

La estructura interna es compleja, con particiones verticales en las cámaras, que se reflejan en la superficie de la concha, imprimiéndole un típico aspecto reticulado.

SUBORDEN MILIOLINA

Superfamilia MILIOLACEA

Familia NUBECULARIIDAE

SIGMOILINA TENUIS (Czjek)

Quinqueloculina tenuis CZJEK, 1848, Haidinger's Nat. Abhandl., vol. 2, p. 149, pl. 13, figs. 31-34.

Sigmoilina tenuis (Czjek), CUSHMAN Y STAINFORTH, 1945, Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 14, p. 21, pl. 2, fig. 19.

Esta especie es la única representante del suborden en nuestras muestras, a excepción de algunos miliólidos no determinados, observados en las turbiditas calcáreas de la Formación Pedregoso.

Se encuentra, moderadamente frecuente, en toda la Formación Pecaya y en la Formación Pedregoso.

PARKER (1954) la reporta a profundidades superiores a los 140 m, en el Golfo de México.

SUBORDEN ROTALIINA

Superfamilia NODOSARIACEA

La superfamilia Nodosariacea está bien representada en el Oligoceno y Mioceno inferior de Falcón central, con 14 géneros y 31 especies y subespecies.

Los taxa más abundantes son:

Lenticulina americana (Cushman) y las subespecies
L. americana grandis y *L. americana spinosa*

Lenticulina subpapillosa (Nuttall)

L. wallacei (Hedberg)

Nodosaria lamellata Cushman y Stainforth

N. nuttalli Hedberg

N. raphanistrum caribbeana Hedberg

Ampbicoryna spinicosta adelinensis (Palmer y Bermúdez)

Pseudonodosaria comatula (Cushman)

Saracenaria italica carapitana Franklin

Vaginulina mexicana Nuttall

Plectofrondicularia vaughani Cushman

Guttulina jarvisi Cushman y Ozawa

Sigmomorphina trinitatis Cushman y Ozawa

En su mayoría, no parecen estar estratigráficamente restringidas, aunque *Lenticulina subpapillosa* es más común en la parte inferior de la Formación Pecaya y *Ampbicoryna spinicosta adelinensis* y *Pseudonodosaria comatula*, en la parte superior.

No se encuentran representadas en las unidades de agua poco profunda, Formación El Paraíso y Miembro San Juan de la Vega de la Formación Pecaya.

Superfamilia BULIMINACEA

SPHAEROIDINA BULLOIDES d'Orbigny

BOLIVINA BYRAMENSIS Cushman

BRIZALINA CAUDRIAE (Cushman y Renz)

BRIZALINA MEXICANA ALIFORMIS (Cushman)

Bolivina mexicana Cushman, var. *aliformis* CUSHMAN, 1926, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 1, pt. 4, p. 86, pl. 12, figs. 3, 4.

Más bien escasa, se encuentra típicamente en las zonas de transición entre la Formación El Paraíso, y el Miembro San Juan de la Vega, con la Formación Pecaya, evidenciando una adaptación a aguas moderadamente profundas.

BRIZALINA VACEKI (Schubert)

Lám. 3, fig. 15.

Bolivina vaceki SCHUBERT, 1901, Pal. Inst. Univ. Wien, vol. 14, p. 25, pl. 1, fig. 29.

Esta es la especie más común del género, pero se encuentra escasamente representada en nuestro material. Es probablemente muy cercana, si no idéntica, a *B. tectiformis* (Cushman).

LATEROSTOMELLA VOLUTA Belford

Laterostomella voluta BELFORD, 1966, Bur. Min. Res. Geol. and Geoph., Bull. 79, p. 44, pl. 3, figs. 14-16, text-fig. 1:2.

Esta pequeña o interesante especie se encuentra, ocasionalmente, aunque localmente abundante en varios niveles de la Formación Pecaya.

Los detalles de la apertura son los propios del género establecido por KLASZ y RÉRAT (1962) en su estudio del Mioceno inferior de Gabón. Es semejante a *L. striata* de KLASZ y RÉRAT, del mismo material y coincide con la descripción e ilustraciones de *L. voluta* Belford, proveniente del Mioceno de Papúa. Esta es la primera vez, en conocimiento de la autora, que se reporta de América.

RECTOBOLIVINA MEXICANA (Cushman)

STILOSTOMELLA VERNEUILI (d'Orbigny) s.l.

BULIMINA ALAZANENSIS Cushman

Lám. 3, fig. 16.

Bulimina alazanensis CUSHMAN, 1927, Jour. Pal., vol. 1, p. 161, pl. 25, fig. 4.

—, CUSHMAN Y STAINFORTH, 1945, Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 14, p. 40, pl. 6, fig. 2.

—, BECKER Y DUSENBURY, 1958, Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ. 4, p. 28, pl. 3, fig. 20.

Esta pequeña especie, descrita originalmente de la Formación Alazán, de México, se encuentra en varios niveles de las Formaciones Pecaya y Pedregoso.

Nuestros ejemplares coinciden con los de Alazán, pero en el estudio del material proveniente de México, pudimos observar una gran variabilidad en cuanto a las proporciones relativas de los ejemplares. El holotipo de Cushman, además de estar pobemente ilustrado, se refiere a ejemplares en que la relación ancho:largo es cercana a la unidad, encontrándose en la misma población individuos con 1:2. Posiblemente, estos ejemplares relativamente más largos sean sinónimos de *B. subtruncata* Hagn.

PARKER (1954) la reporta de profundidades superiores a los 220 m, en el Golfo de México, y parece ser una forma típica batial en la mayoría de los océanos modernos. De hecho sus límites batimétricos superiores están a niveles mucho más profundos en otras masas oceánicas (PUJOS-LAMY, 1973).

BULIMINA BLEECKERI Hedberg

Lám. 3, fig. 17.

Bulimina bleeckeri HEDBERG, 1937, Jour. Pal., vol. 11, p. 675, pl. 91, figs. 12, 13.

—, CUSHMAN Y STAINFORTH, 1945, Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 14, p. 41, pl. 6, fig. 4.

—, BECKER Y DUSENBURY, 1958, Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ. 4, p. 28, pl. 4, fig. 7.

Relativamente común, en varios niveles de la sección. Seguramente sea la misma especie determinada como *B. inflata* Seguenza, en el Terciario de la región Caribe-Antillana.

Varias especies vivientes, cercanas morfológicamente a *B. bleeckeri*, parecen ser características de la parte externa de la plataforma continental y superior del talud (PUJOS-LAMY, 1973).

BULIMINA OVATA d'Orbigny

BULIMINA PUPOIDES d'Orbigny

BULIMINA SCULPTILIS Cushman

Lám. 3, fig. 19.

Bulimina sculptilis CUSHMAN, 1923, U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 133, p. 23, pl. 3, fig. 3.

—, BERMUDEZ, 1949, Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 25, p. 184, pl. 12, fig. 5.

Existe cierta variación en el tamaño de esta especie, que sólo hemos encontrado en el paso transicional de la parte superior del Miembro San Juan de la Vega a la Formación Pecaya.

GLOBOBULIMINA PACIFICA Cushman

UVIGERINA cf. U. GALLOWAYI Cushman

Lám. 3, fig. 20.

Uvigerina gallowayi CUSHMAN, 1929, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 5, p. 94, pl. 13, figs. 33, 34.

—, CUSHMAN Y EDWARDS, 1938, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 14, p. 75, pl. 13, figs. 8, 9.

La forma general de nuestros ejemplares es aproximadamente cilíndrica, con la parte inicial redondeada y un corto cuello, bien definido. Las costillas, que son continuas en toda su longitud, están, en general, restringidas a los dos tercios iniciales de la concha. Se diferencia de *U. tumeiensis* por tener un número mayor de costillas que, en general, no son tan prominentes como en *U. tumeiensis*. La diferencia principal con la típica *U. gallowayi*, que pudimos estudiar en material proveniente del Mioceno de Manta (Ecuador), de donde fue descrita originalmente, radica en que la parte inicial de la concha es redondeada, mientras que en *U. gallowayi* s.s., termina en una punta y tiene un aspecto serrado.

Es localmente abundante, pero se encuentra en pocas muestras, tanto Oligocenas como Miocenas, de la Formación Pecaya.

UVIGERINA GARDNERAE Cushman

Lám. 3, fig. 21.

Uvigerina gardnerae CUSHMAN, 1926, in CUSHMAN Y APPLIN, Am. Assoc. Petrol. Gol., Bull., vol. 10, p. 175, pl. 8, figs. 16, 17.

—, CUSHMAN Y EDWARDS, 1937, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 13, p. 79, pl. 11, figs. 19, 20.

Hemos incluido bajo el concepto de *U. gardnerae*, formas aproximadamente fusiformes, con numerosas costillas interrumpidas en las suturas, y últimas cámaras más o menos lisas o con pequeñas espinas. Las proporciones relativas ancho:largo varían mucho y las formas más alargadas fueron denominadas *U. gardnerae texana* por Cushman y Applin.

Existe una exagerada proliferación de nombres para estas formas, muy comunes en todo el Terciario del Caribe y resulta difícil decidir, sin material de comparación, sobre su sinonimia. La elección del nombre *U. gardnerae* es por razones de prioridad, aunque proviene originalmente del Eoceno del sur de los Estados Unidos.

La especie es relativamente común en las formaciones Pecaya y Pedregoso.

UVIGERINA HAVANENSIS Cushman y Bermúdez

Lám. 3, fig. 22.

Uvigerina havanensis CUSHMAN Y BERMUDEZ, 1936, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 12, p. 59, pl. 10, figs. 19-21.

—, CUSHMAN Y EDWARDS, 1937, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 13, p. 80, pl. 12, figs. 2, 3.

Se trata de una especie muy distintiva, con numerosas costillas finas y altas, de borde cortante, generalmente interrumpidas en las suturas, muy uniformes a lo largo de la concha, y que llegan hasta la base misma del cuello, en la última cámara. Parece probable que esté relacionada con *U. dumbreei* Cushman y Applin, pero nuestros ejemplares parecen coincidir más bien con la descripción e ilustración originales de *U. havanensis*. Ambas especies fueron descritas del Eoceno.

En nuestro material es rara y restringida a la parte basal de la Formación Pecaya.

UVIGERINA JACKSONENSIS Cushman

Lám. 3, fig. 18.

Uvigerina jacksonensis CUSHMAN, 1925, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 1, pt. 3, p. 67, pl. 10, fig. 13.

—, CUSHMAN Y EDWARDS, 1937, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 13, p. 81, pl. 12, figs. 4, 5.

Raros ejemplares de esta especie se encuentran restringidos a la parte inferior de la Formación Pecaya.

UVIGERINA MANTAENSIS Cushman y Edwards

Lám. 4, figs. 1-3.

Uvigerina proboscidea GALLOWAY Y MORREY (non Schwager), 1929, Bull. Am. Pal., vol. 15, N° 55, p. 39, pl. 6, fig. 4.

Uvigerina mantaensis CUSHMAN Y EDWARDS, 1938, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 14, p. 84, pl. 14, fig. 8.

—, CUSHMAN Y STAINFORTH, 1945, Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 14, p. 47, pl. 7, fig. 17.

—, BECKER Y DUSENBURY, 1958, Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ. 4, p. 33, pl. 4, fig. 22.

La distribución de esta especie en nuestro material es difícil de explicar por razones puramente estratigráficas, ya que la encontramos prácticamente restringida a la parte Oligocena de la sección, donde es común. Parece coincidir con la especie descrita de las Capas de Manta (Ecuador), del Mioceno inferior, con la que pudimos hacer comparación directa. Su ausencia de las muestras Miocenas del centro de Falcón, se debe probablemente a razones ecológicas, ya que se encuentra en el Mioceno de regiones vecinas, como Trinidad y Goajira.

Es igualmente de interés mencionar que los rangos de *U. mantaensis* y de *U. rustica* son prácticamente excluyentes, es decir, que las dos especies no se encuentran casi nunca juntas.

PARKER (1954) menciona que *U. auberiana*, especie muy cercana a *U. mantaensis*, se encuentra en el Golfo de México a profundidades superiores a los 250 m. STEINECK (1974) considera que *U. auberiana* y *U. rustica* son indicativas de profundidades superiores a los 1.000-1.200 m. En nuestras muestras *U. mantaensis* y *U. rustica* sólo excepcionalmente se encuentran juntas y sirven para delimitar pro-

fundidas por encima y por debajo de 1.000 m, respectivamente.

UVIGERINA MEXICANA Nuttall

Lám. 3, fig. 23.

Uvigerina mexicana NUTTALL, 1932, Jour. Pal., vol. 6, p. 22, pl. 5, figs. 12, 13.

—, BERMUDEZ, 1949, Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 25, p. 208, pl. 13, fig. 9.

Esta distintiva especie se encuentra representada en las formaciones Pecaya y Pedregoso, llegando ocasionalmente los ejemplares a medir 1,25 mm de largo, en las muestras más ricas de la parte superior de la sección.

Se relaciona probablemente con *U. eocena* Gümbel, aunque comparando ésta con *U. mexicana*, proveniente de la Formación Alazán y otras localidades del área del Caribe, es obvio que se trata de dos especies diferentes.

UVIGERINA cf. U. NUTALLI Cushman y Edwards

Lám. 3, fig. 24.

Uvigerina canariensis d'Orbigny, var. NUTALL, 1932, Jour. Pal., vol. 6, p. 22, pl. 5, fig. 9.

Uvigerina nuttalli CUSHMAN Y EDWARDS, 1938, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 14, p. 82, pl. 14, figs. 3-5.

La especie, de costillas muy finas, casi imperceptibles, y con forma aproximadamente triangular en sección horizontal, es semejante a *U. laviculata* Cushman y Todd, de la cual no poseemos material comparativo. Es, sin embargo, muy cercana a los topotipos de *U. nuttalli*, de la Formación Alazán de México.

Se encuentra en la parte superior de la Formación Pecaya, junto con *U. rustica*.

UVIGERINA RUSTICA Cushman y Edwards

Lám. 4, figs. 4, 5.

Uvigerina rustica CUSHMAN Y EDWARDS, 1938, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 14, p. 83, pl. 14, fig. 6.

—, RENZ, 1948, Geol. Soc. Am., Mem. 32, p. 175, pl. 7, figs. 23, 24.

U. rustica, descrita originalmente del Grupo Agua Salada, en Falcón oriental, la encontramos restringida en nuestro material a la parte Miocena de la sección. Esta distribución es probablemente debida a razones paleobatimétricas, ya que ha sido encontrada en muchas otras localidades mundiales en el Oligoceno, pero siempre asociada a aguas profundas.

El tamaño de nuestros ejemplares varía entre 0,75 mm y 1,0 mm. STEINECK (1974) considera esta especie como importante índice paleobatimétrico, ya que el límite superior de su distribución es aproximadamente el mismo en todos los océanos, a 1.200 m de profundidad.

UVIGERINA TUMEYENSIS Lamb

Lám. 4, figs. 6, 7.

Uvigerina tumeyensis LAMB, 1964, Micropaleont., vol. 10, p. 463, pl. 1, fig. 10; pl. 2, figs. 1-8; pl. 3, figs. 1-2.

La morfología de esta especie parece muy variable por el desigual desarrollo de las costillas, que son pocas y muy

prominentes. La forma general es fusiforme a cilíndrica, con el extremo inicial redondeado, excepto cuando está modificado por las costillas, en formas semejantes a la *U. adeliensis* Palmer y Bermúdez. En ciertos casos, las costillas ocupan solamente la mitad inicial de la concha, quedando la región terminal completamente lisa. En estas ocasiones, se observa también una tendencia a la biserialidad en la disposición de las últimas cámaras. Estos tipos son similares a la descripción e ilustraciones de *U. topilensis* Cushman, pero en ésta, las costillas no son tan prominentes como en *U. tumeyensis*.

Se pudo observar una clara transición de *U. tumeyensis* a *Siphogenerina nodifera* Cushman y Kleimpell, como ya ha sido apuntado por LAMB (1964).

U. tumeyensis está restringida a la parte superior de la Formación El Paraíso y a la base de la Formación Pecaya (Zona de *Globorotalia opima opima*).

SIPHOGENERINA HUBBARDI Galloway y Heminway

Lám. 4, fig. 10.

Siphogenerina hubbardi GALLOWAY Y HEMINWAY, 1941, New York Acad., Sci. Surv. Porto Rico and Virgin Is., vol. 3, pt. 4, p. 434, pl. 34, fig. 2.

Siphogenerina multicostata Cushman y Jarvis, RENZ, 1948, Geol. Soc. Am., Mem. 32, p. 165, pl. 7, fig. 26 (non *S. multicostata* Cushman y Jarvis, 1929).

Siphogenerina hubbardi Galloway y Heminway, LAMB, 1964, Micropal., vol. 10, p. 466, pl. 4, figs. 1-2.

Esta especie es común en el Mioceno inferior del área Caribe, de donde ha sido generalmente reportada con el nombre de *S. multicostata*.

En Falcón central está restringida a la parte Miocena de la sección estudiada.

SIPHOGENERINA NODIFERA Cushman y Kleimpell

Lám. 4, fig. 8.

Siphogenerina nodifera CUSHMAN Y KLEINPELL, 1934, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 10, pt. 1, p. 13, pl. 2, figs. 15-16.

—, LAMB, 1964, Micropal., vol. 10, p. 464, pl. 3, figs. 3-6.

La transición evolutiva de *S. nodifera* a partir de *Uvigerina tumeyensis*, así como su paso a *S. transversa* puede observarse claramente en nuestras muestras.

Se trata de una especie de rango estratigráfico muy corto, ya que se encuentra solamente en el Oligoceno superior hasta el datum de *Globigerinoides*, siendo la especie más antigua del género.

SIPHOGENERINA SENNI Cushman y Renz

Lám. 4, fig. 11.

Siphogenerina senni CUSHMAN Y RENZ, 1941, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 17, pt. 1, p. 22, pl. 3, figs. 21-22.

S. senni está, en nuestras muestras, siempre asociada a *S. transversa*, en el intervalo Mioceno de la sección, apareciendo ligeramente después que aquélla, en el mismo nivel que *Globigerinoides trilobus* s.l.

SIPHOGENERINA TRANSVERSA Cushman

Lám. 4, fig. 9.

Siphogenerina raphanus (Parker y Jones), var. *transversus* CUSHMAN, 1918, U.S. Nat. Mus., Bull. 103, p. 64, pl. 22, fig. 8.

Siphogenerina transversa Cushman, HEDBERG, 1937, Jour. Pal., vol. 11, p. 677, pl. 91, fig. 18.

—, RENZ, 1948, Geol. Soc. Am., Mem. 32, p. 166, pl. 7, figs. 27, 28; pl. 12, fig. 9.

—, LAMB, 1964, Micropal., vol. 10, p. 465, pl. 3, figs. 7-8.

La especie es un importante índice estratigráfico bentónico. Aparece en el mismo nivel que el género *Globigerinoides* en nuestras muestras y, aparentemente, en otras regiones de América (LAMB, 1964).

Como ya ha sido mencionado, se deriva de *S. nodifera*, cambio que pudo observarse en la parte media de la Formación Pecaya, en un nivel que parece coincidir casi exactamente con el datum de *Globigerinoides*.

Superfamilia DISCORBACEA

LATICARININA PAUPERATA (Parker y Jones)

BAGGINA COJIMARENSIS Palmer

CANCRIS INAEQUALIS LOBATUS (Cushman y Renz)

VALVULINERIA COMPLANATA (d'Orbigny)

VALVULINERIA VENEZUELANA Hedberg

SIPHONINA TENUICARINATA Cushman

Superfamilia ROTALIACEA

HETEROSTEGINA ANTILLEA Cushman

Lám. 5, fig. 4

Heterostegina antillea CUSHMAN, 1919, Carnegie Inst. Washington, Publ. 291, p. 49, pl. 2, fig. 1; pl. 5, figs. 1-2.

Presente en varias calizas bioclasticas de la parte superior de la Formación Pecaya y de la Formación Pedregoso. Su característica más resaltante es el gran diámetro de la concha, de espesor reducido y muy uniforme fuera del área umbonal.

SPIROCLYPEUS BULLBROOKI Vaughan y Cole

Lám. 5, fig. 3.

Spiroclypeus bullbrookii VAUGHAN Y COLE, 1941, Geol. Soc. Am., Spec. Paper 30, p. 54, pl. 17, figs. 1-8.

La especie, aparentemente la única del género en América, la encontramos, abundante, en una sola muestra de la Formación Pedregoso.

El género es abundante y diversificado en la región Indopacífica y en el Tethys en el Eoceno superior. No existe referencia alguna del género en el Oligoceno y, en el Mioceno inferior, vuelve a aparecer con varias especies en el Indopacífico, dos en el Tethys y una sola en las Américas. ADAMS (1967) postula un origen polifilético para el género que, en su segunda aparición, se originó probablemente en el Indopacífico, a partir de *Heterostegina*.

MIOGYSINA (MIOGYSINA) GUNTERI Cole

Lám. 4, fig. 18.

Miogysina (Miogysina) gunteri COLE, 1938, Florida State Geol. Surv., Bull. 16, p. 42, pl. 6, figs. 10-12; pl. 8, figs. 1-9.

—, VAUGHAN Y COLE, 1941, Geol. Soc. Am., Spec. Paper 30, p. 79, pl. 45, fig. 8.

La especie es frecuente y, localmente, abundante en varias calizas de la parte superior de la Formación Pecaya, y en la Formación Pedregoso.

Morfológicamente es cercana a *M. tani*, ya que sólo tiene 9 cámaras periembrionarias. No fue posible determinar la presencia de esta última especie en nuestro material, aunque las referencias a *M. hawkinsi* Hodson en la Formación Pedregoso, posiblemente se refieran en realidad a *M. tani*, por las ilustraciones de esa especie en la obra de VAUGHAN y COLE (1941).

MIOGYSINOIDES BANTAMENSIS Tan Sin Hok

Lám. 4, fig. 17.

Miogysinoides complanata forma *bantamensis* TAN SIN HOK, 1936, De ingenieur in Ned. Indie, Mijnbow en Geol., N° 5, p. 48-50, pl. 1, fig. 13.

Miogysina (Miogysinoides) bantamensis (Tan Sin Hok), RAJU, 1974, Utrecht Micropal. Bull. 9, p. 79, pl. 1, figs. 10-13; pl. 5, fig. 4.

La especie es una de las más avanzadas en la línea evolutiva de los *Miogysinoidea*, ya que cuenta con 10 a 13 cámaras en la espira inicial. Hasta ahora había sido considerada como parte de *M. complanata* s.l. y, por tanto, no existe referencia alguna a *M. bantamensis* en la literatura de Venezuela.

Nuestros ejemplares, encontrados tan sólo en la parte superior de la Formación Pecaya (Zona de *Globigerinoides primordius*), cuentan con 12 cámaras en la espira inicial de la concha. En el mismo nivel estratigráfico encontramos también *Miogysina gunteri* Cole.

Superfamilia GLOBIGERINACEA

CHILOGUEMBELINA CUBENSIS (Palmer)

Lám. 1, fig. 1.

Gumbelina cubensis PALMER, 1934, Mem. Soc. Cubana Hist. Nat., vol. 8, p. 74, text-figs. 1-6.

Chilogubemelina cubensis (Palmer), BECKMANN, 1957, U.S. Nat. Mus., Bull. 215, p. 89, pl. 21, fig. 21; text-fig. 14 (5-8).

Esta especie, la más joven del género, se encuentra, localmente abundante, en la parte basal de la Formación Pecaya. En Falcón central, parece extinguirse hacia la parte media de la Zona de *Globorotalia opima opima*.

GLOBIGERINELLA AEQUILATERALIS (Brady) s.l.

Lám. 1, fig. 2.

Globigerina aequilateralis BRADY, 1879, Quart. Jour. Micr. Sci., London, n.s., vol. 19, p. 285, figs. 18-21.

Globigerinella aequilateralis (Brady), BERMUDEZ, 1949, Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 25, p. 280, pl. 21, fig. 51.

La aparición del género *Globigerinella* (*Hastigerina*, *partim* de algunos autores) ocurre no antes del tope del Mioceno inferior, según la literatura consultada. Sin embargo,

encontramos varios ejemplares planiespirales y asignables al género en las muestras más jóvenes de la Formación Pecaya.

Probablemente se trata de la misma forma denominada *Hastigerina (H.) siphonifera praesiphonifera* por BLOW (1969) y que, según él, aparece en su Zona N7, equivalente a la Zona de *Globigerinatella insueta* en el esquema de BOLLI (1966).

Parece probable la derivación de este género planiespiral de la *Globorotalia obesa* Bolli.

CASSIGERINELLA CHIPOLENSIS (Cushman y Ponton)
Cassidulina chipolensis CUSHMAN Y PONTON, 1932,
Florida State Geol., Surv., Bull. 9, p. 98, pl. 15, fig. 2.
Cassigerinella chipolensis (Cushman y Ponton), BOLLI,
1957, U.S. Nat. Mus., Bull. 215, p. 108, pl. 22, fig. 3.
_____, BLOW, 1959, Bull. Am. Pal., vol. 39, Nº 178,
p. 169, pl. 7, fig. 30.

Se encuentra, rara y pobemente preservada, en toda la sección estudiada.

GLOBOROTALIA KUGLERİ Bolli
Lám. 1, fig. 3.

Globorotalia kugleri BOLLI, 1957, U.S. Nat. Mus., Bull.
215, p. 118, pl. 28, figs. 5 a-6.

Esta importante especie es, lamentablemente, muy rara en las muestras estudiadas, reduciéndose su presencia exclusivamente a las muestras mejor preservadas de Pecaya superior y de Pedregoso, en lo que seguramente es el tope de su rango estratigráfico. Está siempre asociada a la forma denominada por BOLLI (1957) *Globorotalia cf. G. kugleri* y, posteriormente, *G. pseudokugleri* por BLOW (1969). Se diferencia fundamentalmente de esta última por tener las suturas en el lado espiral más fuertemente curvadas y una periferia más aguda. Debido a lo escaso de estas formas en nuestro material, y por tener valor estratigráfico similar, no consideramos necesario separarlas en dos especies distintas.

La pobre representación de la especie en el área hace imposible el reconocimiento de la Zona de *Globorotalia kugleri*, BOLLI 1966.

GLOBOROTALIA OBESA Bolli
Globorotalia obesa BOLLI, 1957, U.S. Nat. Mus., Bull. 215,
p. 119, pl. 29, figs. 2 a-3.
_____, BLOW, 1959, Bull. Am. Pal., vol. 39, Nº 178,
p. 218, pl. 19, figs. 124 a-c.

La especie se encuentra en toda la sección, pero rara vez es un elemento importante de la fauna planctónica. Es probablemente el ancestro de *Globigerinella aequilateralis* (Brady), que encontramos en las muestras más jóvenes estudiadas.

GLOBOROTALIA OPIMA OPIMA Bolli
Lám. 1, figs. 4 a-b.

Globorotalia opima opima BOLLI, 1957, U.S. Nat. Mus.,
Bull. 215, p. 117, pl. 28, figs. 1 a-2.

Esta importante especie índice es la forma dominante en las muestras provenientes de la parte inferior de la sección. En nuestro estudio ha demostrado ser un excelente índice, ya que es muy resistente a la destrucción y se encuentra presente aun en muestras con fauna muy mal preservada.

GLOBOROTALIA OPIMA NANA Bolli
Lám. 1, figs. 5 a-b.

Globorotalia opima nana BOLLI, 1957, U.S. Nat. Mus.,
Bull. 215, p. 118, pl. 28, figs. 3 a-c.

A excepción de la parte más superior, esta especie se encuentra en toda la sección, pero nunca como elemento importante de la fauna.

Asociada a los primeros *Globigerinoides primordius* Blow y Banner, encontramos una forma aquí denominada *G. cf. opima nana*, de menor tamaño que la típica, de la cual se diferencia en varias características (véase comentario bajo *G. cf. opima nana*).

GLOBOROTALIA cf. G. OPIMA NANA Bolli
Lám. 1, figs. 6 a-b.

Esta *Globorotalia* se distingue de la típica *G. opima nana*, encontrada también en nuestra sección, por su menor tamaño (diámetro máximo 0,25 mm), por tener de cuatro y media a cinco cámaras en la última vuelta, enrollamiento sumamente apretado, apertura apenas discernible y un labio muy pronunciado. El lado espiral es más aplastado que en *G. opima nana*.

La variedad se encuentra, relativamente abundante, asociada a los primeros *Globigerinoides primordius*. Desconocemos si la forma tiene valor estratigráfico fuera del área de estudio o se trata tan sólo de un desarrollo local o, incluso, sea una variante ecológica de *G. opima nana* s.s.

Las ilustraciones y descripción de *G. bella* Jenkins indican que podría estar relacionada con nuestra forma, pero el tamaño de la especie neozelandesa parece ser mayor y tiene allí un rango estratigráfico más amplio.

GLOBOROTALIA SIAKENSIS LeRoy
Lám. 1, figs. 7 a-b.

Globorotalia siakensis LEROY, 1939, Natuurk. Tijdschr. Nederl.-Indie, vol. 99, Nº 6, p. 39, pl. 3, figs. 30-31.

_____, BLOW, 1969, First Int. Conf. Plankt. Microf.,
p. 356, pl. 10, figs. 7-9; pl. 34, figs. 4, 5.

La especie parece derivarse de la *Globorotalia opima nana* y los primeros ejemplares los encontramos en la parte más superior de la Zona de *Globorotalia opima opima*, en la Formación Pecaya. Es, en general, una de las formas más abundantes y de más fácil preservación en el material estudiado.

En su desarrollo desde el Oligoceno medio superior al Miocene inferior en nuestra área, la especie muestra un progresivo aumento en el número de cámaras, que llega a 7 en las muestras más jóvenes. La abertura se va haciendo progresivamente más arqueada, con el ombligo más abierto y profundo.

GLOBIGERINA CIPEROENSIS CIPEROENSIS Bolli
Lám. 1, figs. 8 a-b.

Globigerina ciperoensis BOLLI, 1954, Cushman Found. Fornam. Res., Contr., vol. 5, p. 1, text-figs. 3, 6.

Globigerina ciperoensis ciperoensis Bolli, BOLLI, 1957, U.S. Nat. Mus., Bull. 215, p. 109, pl. 22, figs. 10 a-b.

Globigerina ouachitensis ciperoensis Bolli, BLOW Y BANNER, 1962, Fund. Mid. Tert. Strat. Corr., p. 90, pl. 9,
figs. E-G.

Se encuentra, relativamente abundante, en la parte inferior de la Formación Pecaya.

GLOBIGERINA CIPEROENSIS ANGULISUTURALIS Bolli
Lám. 1, figs. 9 a-b.

Globigerina ciperoensis angulisuturalis BOLLI, 1957, U.S. Nat. Mus., Bull. 215, p. 109, pl. 22, figs. 11 a-c.

Globigerina angulisuturalis Bolli, BLOW, 1969, First Int. Conf. Plankt. Microf., Proc., p. 316, pl. 1, figs. 4-6;
pl. 11, figs. 8, 9; pl. 12, figs. 1, 2.

Este importante índice se encuentra siempre asociado a *Globorotalia opima opima*. Los ejemplares típicos, con las profundas suturas en U, no son muy frecuentes en nuestro material, posiblemente debido a la pobre preservación.

GLOBIGERINA CIPEROENSIS ANGUSTIUMBILICATA
Bolli

Globigerina ciperoensis angustiumbilicata BOLLI, 1957, U.S. Nat. Mus., Bull. 215, p. 109, pl. 22, figs. 12 a-13 c.

Globigerina angustiumbilicata Bolli, BLOW, 1959, Bull. Am. Pal., vol. 39, Nº 178, p. 172, pl. 7, figs. 33 a-c.

Esta es la subespecie de *G. ciperoensis* con distribución estratigráfica más extendida. Se encuentra, en baja frecuencia, en casi toda la sección bajo estudio.

GLOBIGERINA cf. G. CIPEROENSIS Bolli
Lám. 1, figs. 10 a-b.

Asociada a los primeros *Globigerinoides primordius*, encontramos una forma de *Globigerina*, de morfología algo variable, con 4½ a 5 cámaras en la última vuelta y 4 en la penúltima vuelta de la espira. La morfología general es similar a la de *G. ciperoensis*, con la depresión umbilical más amplia y las cámaras algo más globulares y más separadas. Quizás la diferencia más notable esté en el tamaño. En la forma típica de la especie y en las subespecies *G. ciperoensis angulisuturalis* y *G. ciperoensis angustiumbilicata* el diámetro máximo en nuestro material es de 0,30 mm, siendo la mayoría de los ejemplares de 0,25 mm. En la *G. cf. ciperoensis*, por el contrario, los individuos rara vez son menores de 0,4 mm.

La distribución estratigráfica de esta forma es también muy limitada, estando restringida a la Zona de *Globigerinoides primordius*.

La descripción e ilustraciones de *G. praebulloides pseudociperoensis* Blow parecen coincidir con la forma bajo consideración, pero según su autor, el tamaño máximo del holotipo es de 0,33 mm y aparece en la Zona N7 (Zona de *Globigerinatella insueta* de BOLLI, 1966).

BANDY e INGLE (1970) mencionan la presencia de una *Globigerina* de 4,5 y 5 cámaras, que ellos identifican como *G. concinna* Reuss, en el Relizienense inferior de California, nivel aparentemente correspondiente a la Zona de *Globigerinatella insueta*. Según las ilustraciones, el tamaño de sus ejemplares varía entre 0,27 mm y 0,42 mm. No estamos en condiciones de determinar si la *G. praebulloides pseudociperoensis* de Blow y la *G. concinna* Reuss de Bandy e Ingle son la misma especie, aunque esto parece probable. Por otra parte, la relación de nuestra *G. cf. ciperoensis* con ellas es más dudosa. Es posible que el desarrollo de globigerinas con 5 cámaras sea un fenómeno iterativo, que haya ocurrido repetidas veces durante el Terciario, a partir de diferentes tipos de globigerinas de 4 cámaras.

GLOBIGERINA CRYPTOMPHALA Glaessner
Lám. 1, figs. 12 a-b; lám. 2, fig. 1.

Globigerina bulloides d'Orbigny, var. *cryptomphala* GLAESNER, 1937, Lab. Pal., Univ. Moscow, Studies in Micropal., vol. 1, fasc. 1, p. 29, pl. 1, figs. 1 a-b.

La especie *G. corpulenta* Subbotina es aparentemente sinónima de *G. cryptomphala*. Se caracteriza por poseer cuatro cámaras bien diferenciadas, en la última vuelta de la espira que es moderadamente alta, con una pared gruesamente rosa. La mayoría de los ejemplares tienen una cámara suplementaria sobre la región umbilical, que muestra una gran variabilidad en tamaño, forma y posición.

En nuestro material, *G. cryptomphala* representa el tipo central de un grupo que muestra notable variación en la altura relativa de la espira, y en el grado de embrazamiento de las cámaras, siendo *G. eocena* Gümbel el representante de espira más baja y cámaras más separadas, y *G. gortanii* (Borsetti), el de espira más elevada y compacta. HAGN y LINDBERG (1969) estudiaron este grupo, denominado por ellos *G. eocena*, desde un punto de vista estadístico, y parece indudable que se trata de un grupo de morfología variable que se extiende desde el Eoceno superior al Oligoceno inferior. Estos mismos autores consideran que varias otras especies, pertenecientes incluso a otros géneros, deben ser incluidas en este grupo: *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina yeguensis*, *G. venezuelana*.

En nuestras muestras se encuentra exclusivamente en la parte inferior de la Formación Pecaya, perteneciente a la Zona de *Globorotalia opima opima*.

GLOBIGERINA GORTANII (Borsetti)

Catapsydrax gortanii BORSETTI, 1959, Gior. Geol. ser. 2, vol. 27, p. 205, pl. 1, figs. 1 a-d.

Algunos ejemplares, de espira muy alta, que pueden ser referidos a esta especie, se encuentran en la base de la Formación Pecaya (Zona de *Globorotalia opima opima*).

GLOBIGERINA PRAEBULLOIDES Blow s.l.
Lám. 2, figs. 5 a-b.

Globigerina praebulloides BLOW, 1959, Bull. Am. Pal., vol. 39, Nº 178, p. 180, pl. 8, figs. 47 a-c; pl. 9, fig. 48.

Esta especie es rara en la parte Oligocena de nuestro material, pero se hace más frecuente con la aparición de los primeros *Globigerinoides*. La abundancia parece decrecer de nuevo en las muestras más jóvenes.

Es interesante mencionar que en la muestra que contiene los primeros *Globigerinoides primordius*, estos son casi idénticos en morfología general a la *Globigerina praebulloides*, a excepción de la apertura espiral suplementaria, bien desarrollada. Ambas especies son abundantes en dicha muestra (MLG-064).

GLOBIGERINA PRASAEPIST Blow
Lám. 1, figs. 11 a-b.

Globigerina prasaepis BLOW, 1969, First Int. Conf. Plankt. Microf., Proc., p. 382, pl. 10, fig. 13; pl. 18, figs. 3-7.

La especie parece restringida a la parte inferior de la Zona de *Globorotalia opima opima*.

Parece derivarse de *G. ampliapertura*, pero la apertura, más amplia y de arco más bajo, y la disposición de las

cámaras en la última vuelta de la espira son diferentes. Algunos autores la incluyen dentro del grupo *G. venezuelana*, pero consideramos de utilidad su separación, por tener valor estratigráfico.

La ilustración del holotipo de *G. euapertura* Jenkins es muy semejante a *G. prasaepis*, pero la autora tuvo la oportunidad de estudiar topotipos de la especie neozelandesa y se trata de una forma diferente, que no ocurre, aparentemente, en las regiones tropicales.

GLOBIGERINA SELLII (Borsetti)

Globoquadrina sellii BORSETTI, 1959, Gior. Geol., ser. 2, vol. 27, p. 209, pl. 1, figs. 3 a-d.

Globigerina sellii (Borsetti), FUENMAYOR, 1969, Bol. Inf., Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol., vol. 12, N° 10, p. 359, figs. 1-5.

Raros ejemplares de esta especie se encuentran en la Zona de *Globigerinoides primordius*, de la Formación Pecaya.

FUENMAYOR (1969) menciona la presencia de la especie en la Formación Oligocena de la formación.

Es posible que los ejemplares recobrados hayan sido depositados de horizontes más antiguos, ya que su ocurrencia es muy rara y proviene de la región sur, muy cerca de los primeros afloramientos de la Formación Churuguara.

GLOBIGERINA TRIPARTITA Koch s.l.

Lám. 2, figs. 2 a-b.

Globigerina bulloides d'Orbigny, var. *tripartita* KOCH, 1926, Eclogae Geol. Helv., vol. 19, p. 746, text-figs. 21 a-b.

El tipo de preservación de nuestro material nos ha impedido la separación de varias especies de morfología similar, que difieren principalmente en los detalles de la apertura.

En la sección Oligocena, tenemos lo que podría considerarse *G. tripartita* s.s., pero en el Miocene inferior aparecen una serie de formas con tres cámaras en la última vuelta de la espira, de morfología algo diferente. Sin duda incluyen la *Globoquadrina debiscens praedebiscens* Blow, pero no hemos considerado prudente su separación, ya que en varias muestras, la fauna está ligeramente deformada y la forma original de las cámaras y los detalles de la apertura son difíciles de determinar con la necesaria exactitud.

GLOBIGERINA VENEZUELANA Hedberg s.l.

Lám. 2, figs. 4 a-b.

Globigerina venezuelana HEDBERG, 1937, Jour. Pal., vol. 11, p. 681, pl. 92, figs. 7 a-b.

—, BOLLI, 1957, U.S. Nat. Mus., Bull. 215, p. 110, pl. 23, figs. 6 a-c, 7 a-b, 8 a-b.

Globoquadrina venezuelana (Hedberg), BLOW, 1959, Bull. Am. Pal., vol. 39, N° 178, p. 186, pl. 11, figs. 58 a-c, 59.

Esta especie es común en toda la sección estudiada. La forma muestra cierta variabilidad en tamaño, altura relativa de la espira y detalles de la apertura, pero los variantes pertenecen claramente a la misma especie, de distribución estratigráfica muy extendida. Los ejemplares provenientes de la sección Miocena son de mayor tamaño y forma general más globosa que los Oligocenos, además de presentarse en mayor abundancia.

GLOBIGERINA cf. *G. YEGUAENSIS* Weinzierl y Applin Lám. 2, fig. 3.

Globigerina yeguaensis WEINZIERL Y APPLIN, 1929, Jour. Pal., vol. 3, p. 408, pl. 43, fig. 1.

Algunos raros ejemplares, que parecen pertenecer a esta especie, se encuentran en la base de la Formación Pecaya.

GLOBIGERINOIDES PRIMORDIUS Blow y Banner

Lám. 2, figs. 6 a-b.

Globigerinoides quadrilobatus primordius BLOW Y BANNER, 1962, Fund. Mid.-Tert. Strat. Corr., p. 115, pl. 9, figs. Dd-Ef.

—, BLOW, 1969, First Intl. Conf. Plankt. Microf., Proc., p. 325, pl. 20, figs. 1, 5, 6.

El origen del género *Globigerinoides* y su primera diversificación están adecuadamente representados en nuestro material.

La aparición del género es con la especie *G. primordius*, con abundancia de ejemplares, de morfología muy similar a *Globigerina praebulloides* s.l., también abundante. Las cámaras en estos primeros *Globigerinoides* son de forma más ovalada que en el holotipo de Blow y Banner.

Lamentablemente, la primera ocurrencia de *G. primordius* en nuestra región está precedida por un cierto espesor de sección en la que la fauna calcárea no existe o ha sido destruida, y no estamos en condiciones de precisar con toda exactitud el nivel de aparición del género.

GLOBIGERINOIDES SUBQUADRATUS Brönnimann

Lám. 2, fig. 7.

Globigerinoides subquadratus BROENNIMANN, 1954, in TODD, et al., Am. Jour. Sci., vol. 252, p. 680, pl. 1, fig. 5.

Globigerinoides rubra (d'Orbigny), BOLLI, 1957, U.S. Nat. Mus., Bull. 215, p. 113, pl. 25, figs. 12 a- 13 b.

—, BLOW, 1959, Bull. Am. Pal., vol. 39, N° 178, p. 192, pl. 13, figs. 69 a-b (non pl. 11, fig. 70).

Globigerinoides subquadratus Brönnimann, CORDEY, 1967, Palaeont., vol. 10, p. 650, pl. 103, figs. 2-4.

La especie hace su primera aparición en las muestras más jóvenes estudiadas, pertenecientes a la Zona de *Catapsydrax dissimilis*.

GLOBIGERINOIDES TRILOBUS (Reuss) s.l.

Lám. 2, fig. 8.

Globigerina triloba REUSS, 1850, K. Akad. Wiss. Wien, Math-Nat. Cl. Denkschr., vol. 1, p. 374, pl. 47, figs. 11 a-d.

Globigerinoides triloba (Reuss), BLOW, 1956, Micropal., vol. 2, p. 62, text-fig. 1, N° 1-3.

La diversificación del género fue extremadamente rápida, ya que poco después del desarrollo de *G. primordius*, a partir de *Globigerina praebulloides*, aparecen nuevas especies y subespecies de *Globigerinoides*. Hemos reunido varias de estas formas bajo *G. trilobus* s.l., notablemente *G. trilobus immaturus* y *G. trilobus trilobus*.

Se trata de un grupo muy variable, al menos en sus primeras manifestaciones, pero muy importante también numéricamente en el conjunto faunal planctónico.

GLOBOQUADRINA ALTISSPIRA (Cushman y Jarvis) s.l.

Globigerina altisspira CUSHMAN Y JARVIS, 1936, Cushman Lab. Foram. Res., vol. 12, pt. 1, p. 5, pl. 1, figs. 13 a-c.

Muy escasa, la especie se encuentra esporádicamente en las muestras Miocenas.

GLOBOROTALOIDES SUTERI Bolli

Lám. 2, fig. 12.

Globorotaloides suteri BOLLI, 1957, U.S. Nat. Mus., Bull. 215, p. 117, pl. 27, figs. 9a-13 b; p. 166, pl. 37, figs. Sumamente escaso en nuestro material. 10 a- 12.

CATAPSYDRAX DISSIMILIS (Cushman y Bermúdez) s.l.

Lám. 2, figs. 9 a-b.

Globigerina dissimilis CUSHMAN Y BERMÚDEZ, 1937, Cushman Lab. Foram. Res., Contr., vol. 13, pt. 1, p. 25, pl. 3, figs. 4-6.

Catapsydrax dissimilis (Cushman y Bermúdez), BOLLI, LOEBLICH Y TAPPAN, 1957, U.S. Nat. Mus., Bull. 215, p. 36, pl. 7, figs. 6-8.

—, BLOW, 1959, Bull. Am. Pal., vol. 39, N° 178, p. 203, pl. 12, figs. 88 a-c, 89, 90.

La pared de esta especie, así como de otras semejantes, es gruesa y reticulada, completamente diferente a la del género *Globigerinita*, representado en nuestro material por *G. incrusta* y *G. uvula*. Nos acogemos a la modificación del concepto de *Globigerinita* Brönnimann propuesta por PARKER (1962), incluyendo en este género las formas con o sin bulla, de pared finamente perforada y con diminutas papillas.

Catapsydrax dissimilis es una especie variable, especialmente en cuanto a las características de la bulla. Esta puede variar entre un simple "puente", como aparece en el holotipo de la especie, a cubrir casi completamente la región umbilical de la concha, con cuatro pequeñas aperturas infralaminares, en la intersección de la bulla y las suturas.

En la sección Oligocena domina la forma con bulla restringida, mientras que las del Miocene son de concha muy globosa y amplia bulla. Ocionalmente, se encuentran ejemplares sin bulla, idénticos en la morfología de la concha y tipo de pared a las formas normales. Probablemente, sean lo que PESSAGNO (1963) describió como *Globigerina ampliapertura cancellata*, del Oligoceno de Puerto Rico y, posteriormente, JENKIS (1971) denominó *Globorotaloides cancellata* (Pessagno).

GLOBIGERINITA INCRUSTA Akers

Lám. 2, figs. 10, 11.

Globigerinita incrusta AKERS, 1955, Jour. Pal., vol. 29, p. 655, pl. 65, figs. 2 a-d.

Los ejemplares de esta especie son muy pequeños, generalmente menores de 0,25 mm y de pared delgada, con finísimos poros. El grado de cobertura de la bulla es variable, pudiendo estar restringida a la región umbilical, o bien extenderse hacia el lado espiral. En todo caso, las aperturas infralaminares, bien definidas, están siempre en línea con las suturas y, en ciertas ocasiones, se encuentran al final de pequeñas extensiones tubulares de la bulla, a lo largo de las suturas. Véanse comentarios acerca del género *Globigerinita*, en la discusión de *Catapsydrax dissimilis*.

Solamente presente en las muestras más jóvenes.

GLOBIGERINITA UVULA (Ehrenberg)

Pylodexia uvula EHRENBERG, 1861, K. Akad. Wiss. Berlin, Monatsber., p. 276-277, 308; 1873, K. Akad. Wiss. Berlin, Abh. Jahrg. 1872, pl. 2, figs. 24-25.

Muy rara, sólo se encuentra en la parte más superior de nuestra sección. Véanse comentarios sobre el género *Globigerinita*, bajo *Catapsydrax dissimilis*.

Superfamilia ORBITOIDACEA

NEOEAPONIDES CAMPESTER (Palmer y Bermúdez)

AMPHISTEGINA ANGULATA (Cushman)

PLANULINA MARIALANA Hadley

PLANULINA RENZI Cushman y Stainforth

PLANULINA SUBTENUISSIMA (Nuttall)

GYPSINA VESICULARIS (Parker y Jones)

LEPIDOCYCLINA (LEPIDOCYCLINA) CANELLEI Lemoine y Douillé. Lám. 5, fig. 5.

Lepidocyclina canellei LEMOINE Y DOUILLE, 1904, Soc. Geol. France, Paléont., Mem. 32, p. 20, pl. 1, fig. 1; pl. 3, fig. 5.

Lepidocyclina (Lepidocyclina) canellei Lemoine y Douillé, GRAVELL, 1933, Smithson. Misc. Coll., vol. 89, N° 11, p. 24, pl. 5, figs. 4-8.

—, VAUGHAN Y COLE, 1941, Geol. Soc. Am., Spec. Paper 30, p. 70, pl. 35, figs. 6, 7; pl. 41, figs. 4, 5.

Esta especie, relativamente pequeña para el género, tiene un arreglo sumamente regular de las cámaras laterales, que son todas sensiblemente del mismo tamaño.

La encontramos localmente, tanto en la parte superior de la Formación Pecaya, como en Pedregoso.

LEPIDOCYCLINA (EULEPIDINA) UNDOSA Cushman

Lám. 5, fig. 2.

Lepidocyclina undosa CUSHMAN, 1919, Carnegie Inst. Washington, publ. 291, p. 65, pl. 2, fig. 1 a.

Lepidocyclina (Nephrolepidina) undosa Cushman, GRAVELL, 1933, Smithson. Misc. Coll., vol. 89, N° 11, p. 30, pl. 6, fig. 4.

Lepidocyclina (Eulepidina) undosa Cushman, VAUGHAN Y COLE, 1941, Geol. Soc. Am., Spec. Paper 30, p. 75, pl. 34, fig. 5; pl. 41, figs. 1-3.

Numerosos ejemplares, generalmente rotos por su gran tamaño, se encontraron en una muestra de la parte inferior de la Formación Pedregoso. En su mayoría tienen foraminíferos incrustantes adheridos en su superficie, especialmente *Rupertina* sp.

Superfamilia CASSIDULINACEA

PLEUROSTOMELLA ALTERNANS Schwager

PLEUROSTOMELLA BIERIGI Palmer y Bermúdez

FURSENKOINA PONTONI (Cushman)

CASSIDULINA CARAPITANA Hedberg

CASSIDULINA SUBGLOBOSA Brady

Cassidulina subglobosa BRADY, 1881, Royal Micr. Soc., Quart. Jour., new ser., vol. 21, p. 60.

—, RENZ, 1948, Geol. Soc. Am., Mem. 32, p. 125, pl. 9, figs. 11, 12.

Común en toda la Formación Pecaya, a excepción del Miembro San Juan de la Vega, y en la Formación Pedregoso, incluye la variedad denominada *C. subglobosa horizontalis* Cushman y Renz.

Se trata de una especie muy extendida en la actualidad en todos los océanos, pero con límite batimétrico superior variable. BANDY y CHIERICI (1966) mencionan su límite superior como inferior a 100 m en California, y de 179 m en el Mediterráneo. PARKER (1954) indica que, en el Golfo de México, el máximo de abundancia se encuentra entre 75 m y 2.600 m. NORTON (1930) la encuentra sólo a partir de los 100 m en el Caribe.

En nuestro material exhibe cierta variación en su tamaño, estando las formas mayores asociadas a las faunas indicativas de mayor profundidad.

CHILOSTOMELLA CZIZEKII Reuss

CHILOSTOMELLA OVOIDEA Reuss

ALLOMORPHINA TRIGONA Reuss

FLORILUS COSTIFER (Cushman)

FLORILUS SCAPHUM (Fichtel y Moll)

Nautilus scapha FICHTEL Y MOLL, 1798, Test. Micr., p. 105, pl. 19, figs. d-f.

Nonion scaphum (Fichtel y Moll), MARKS, 1951, Cushman Found. Foram. Res., Contr., vol. 2, p. 49, pl. 5, figs. 16 a-b.

F. scaphum se encuentra predominantemente en la Formación Jarillal y el Miembro San Juan de la Vega, de la Formación Pecaya. Es el foraminífero calcáreo dominante en las microfaunas de esas unidades. En menor número, se encuentra también en la Formación El Paraíso. Suele encontrarse junto con *Ammotium salsum*, *Arenoparrella mexicana*, *Haplophragmoides* spp., *Buccella* sp., ostrácodos y, ocasionalmente, *F. costifer*.

SELLIER DE CIVRIEUX y BONILLA (1972) reportan una biofacies de *Florilus* en la plataforma continental de Venezuela oriental, a profundidades entre 9 y 82 m, en fondos predominantemente limosos.

PULLENIA BULLOIDES (d'Orbigny)

Nonionina bulloides D'ORBIGNY, 1826, Ann. Sci. Nat., vol. 7, p. 293.

Pullenia bulloides (d'Orbigny), CUSHMAN Y STAINFORTH, 1945, Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 14, p. 64, pl. 11, fig. 5.

—, RENZ, 1948, Geol. Soc. Am., Mem. 32, p. 154, pl. 10, fig. 2.

Ocasionalmente presente en la parte superior de la Formación Pecaya y en la Formación Pedregoso, pero nunca con gran número de ejemplares.

El límite batimétrico de esta especie parece variar de un océano a otro. En la costa Pacífica de las Américas, se encuentra a una profundidad considerable: BANDY y ARNAL (1957), 1.200 m; BANDY y RODOLFO (1964), 1.900 m; INGLE (1967), 2.500 m. CARALP, et al. (1970), la reportan del Golfo de Gascogne a partir de 2.500 - 3.000 m. En el Golfo de México, sin embargo, parece encontrarse a partir de los 150 m, teniendo su máximo de 900 m en adelante.

PULLENIA QUINQUELOBA (Reuss)

ALABAMINA DISSONATA (Cushman y Renz)

ORIDORSALIS ECUADORENSIS (Galloway y Morrey)

ORIDORSALIS VARIAPERURA Belford

OSANGULARIA MEXICANA (Cole)

GYROIDINOIDES ALTIFORMIS (R. E. y K. C. Stewart)
Lám. 4, fig. 12.

Gyroidina soldanii d'Orbigny, var. *altiformis* R. E. y K. C. STEWART, 1930, Jour. Pal., vol. 4, p. 67, pl. 9, fig. 2.

Gyroidinoides soldanii (d'Orbigny), var. *altiformis* (R. E. y K. C. Stewart), RENZ, 1948, Geol. Soc. Am., Mem. 32, p. 140, pl. 8, figs. 13 a-c.

La especie es muy frecuente en todo nuestro material, exceptuando los niveles depositados en aguas poco profundas. Los ejemplares de mayor tamaño (0,75 - 1,0 mm) se encuentran exclusivamente en la parte superior de la Formación Pecaya y la inferior de Pedregoso.

Es una de las pocas especies vivientes isobatiales, es decir, que tiene una distribución batimétrica semejante en todos los océanos. Su límite superior está, aproximadamente, a 200 m de profundidad.

GYROIDINOIDES GIRARDANUS (Reuss)

GYROIDINOIDES JARVISI (Cushman y Stainforth)

GYROIDINOIDES PLANULATUS (Cushman y Renz)

GYROIDINOIDES VENEZUELANUS Renz

ANOMALINOIDES ALAZANENSIS (Nuttall)

ANOMALINOIDES POMPILIOIDES (Galloway y Hemmingsway)

CIBICIDOIDES CREBSSI (Hedberg)

CIBICIDOIDES FALCONENSIS (Renz)

CIBICIDOIDES MATANZASENSIS (Hadley)

CIBICIDOIDES PSEUDOUNGERIANUS (Cushman)

HANZAWAIA MANTAENSIS (Galloway y Morrey)

HETEROLEPA MEXICANA (Nuttall)

HETEROLEPA PERLUCIDA (Nuttall)

MELONIS AFFINIS (Reuss)

Nonionina affinis REUSS, 1851, Zeitschr. deutsch. geol. Ges., vol. 3, p. 72, pl. 5, figs. 32 a-b.

Nonion affine (Reuss), RENZ, 1948, Geol. Soc. Am., Mem. 32, p. 148, pl. 6, figs. 3 a-b.

Occurrencia esporádica y de muy baja frecuencia. Posiblemente esté relacionada con *M. barleeanum* (Williamson), que BOLTOVSKOY (1958) considera como sinónimo, aunque *M. affinis* parece ser más aplastada, como los ejemplares de nuestro material.

MELONIS FORMOSUM (Seguenza)

Lám. 4, fig. 13.

Nonionina formosa SEGUENZA, 1880, Atti. R. Accad. Linnei, ser. 3, vol. 6, p. 63, pl. 7, figs. 6, 6a.

Nonion formosum (Seguenza), PARKER, 1954, Bull. Mus. Compar. Zool., Harvard, vol. 111, N° 10, p. 506, pl. 6, fig. 3.

—, PARKER, 1958, Rpts. Swedish Deep-Sea Exped., vol. 8, fasc. 2, p. 258, pl. 1, figs. 38, 39.

La especie, que tiene alrededor de 11 cámaras en la última vuelta de la espira, se diferencia además de *M. pomphiloides* por ser más aplastado, con ombligo más abierto y profundo, cara apertura más baja y suturas limbadas, bien marcadas por material vítreo.

PARKER (1954) la menciona desde 60 m a 1.750 m, en el Golfo de México y de 51 m a 3.974 m, en el Mediterráneo oriental (1958). TODD (1958) la reporta, bajo el nombre *M. pomphiloides*, a gran profundidad en el Mediterráneo occidental.

M. formosum está ampliamente distribuida en nuestras muestras, en toda la Formación Pecaya y en la Formación Pedregoso, a excepción del nivel superior de la primera en que parece ser reemplazada por *M. pomphiloides*.

Parece estar relacionada con *M. halyardi* (Cushman), del Eocene de Biarritz y, posiblemente, con *M. parkerae* (Uchio) del Reciente del Pacífico californiano, aunque esta última es más aplastada que nuestra *M. formosum*.

MELONIS POMPILIOIDES (Fichtel y Moll)

Lám. 4, figs. 14, 15.

Nautilus pomphiloides FICHTEL Y MOLL, 1798, Test. Micr., p. 31, pl. 2, figs. a-c.

LISTA ALFABETICA DE ESPECIES Y SUBESPECIES DE FORAMINIFEROS

- Alabamina dissonata*
Allomorphina trigona
Almaena alavensis
Alveovalvulinella pozonensis
Ammodiscus incertus
Ammodiscus mublemanni
Ammomarginulina cf. A. strathearnensis
Ammospirata mexicana
Ammotium salsum
Amphistegina angulata
Amphicoryna spinicosta adelinensis
Anomalinoides alazanensis
Anomalinoides pomphiloides

Arenoparrella mexicana
Astacolus cf. A. ovatus

Baggina cojimarensis
Bathysiphon cf. B. eocenica
Bolivina byramensis
Brizalina caudriæ
Brizalina mexicana aliformis
Brizalina vaccki
Buliminia alazanensis
Buliminina bleeckeri
Buliminina ovata
Buliminina pupoides
Buliminina sculptilis

Nonion pomphiloides (Fichtel y Moll), CUSHMAN Y STAINFORTH, 1945, Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 14, p. 35, pl. 5, fig. 8.

—, PARKER, 1954, Bull. Mus. Compar. Zool., Harvard, vol. 111, N° 10, p. 506, pl. 6, fig. 4.

La especie es uno de los principales índices de aguas muy profundas en los océanos actuales y, con toda probabilidad, durante el Terciario. A excepción de algunas localidades cercanas a la costa californiana, sobre las cuales existe discusión en cuanto a la edad (BANDY y CHIERICI, 1966), la especie se considera como característica de profundidades superiores a los 2.000 m.

Se distingue de *M. formosum* (Seguenza) y formas vecinas, con las cuales ha sido a veces confundida, por tener solamente siete cámaras en la última vuelta, concha gruesamente perforada, ombligo cerrado, cara apertura alta y ligeramente cóncava y suturas apenas discernibles.

Es de gran interés mencionar que la especie no existe en el Mediterráneo actual, aun a gran profundidad, fenómeno seguramente relacionado con lo somero del umbral en el estrecho de Gibraltar.

Solamente la reconocemos en dos muestras pertenecientes a la parte superior de la Formación Pecaya: una de ellas al norte de la cuenca, al pie de la actual Sierra de San Luis (MLG-050) y otra al sur, en la quebrada Maica (MLG-145). Formas referibles a *M. cf. pomphiloides*, con mayor número de cámaras, alrededor de nueve, y morfología intermedia con *M. formosum*, suelen encontrarse en los niveles inferiores de la Formación Pedregoso.

ALMAENA ALAVENSIS (Palmer)

Lám. 4, Fig. 16.

Planulina alavensis PALMER, 1938, Mem. Soc. Cubana Hist. Nat., vol. 12, p. 345, text-figs. a-c.

Kelyphistoma alavensis (Palmer), BERMUDEZ, 1949, Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 25, p. 293, pl. 23, figs. 40-42.

Muy rara, es aparentemente la primera vez que el género se reporta en Venezuela. La encontramos en la Formación Pedregoso, aunque el tipo fue descrito del Oligoceno inferior de Cuba.

El género ha sido muy usado para correlaciones en el área mediterránea, pero en América es demasiado escaso para ser de utilidad.

Cancris inaequalis lobata
Cassidulina carapitana
Cassidulina subglobosa
Cassigerinella chipolensis
Catapihydrax dissimilis s.l.
Chiloguembelina cubensis
Chilostomella czizeki
Chilostomella ovoidea
Cibicidoides crebbsi
Cibicidoides falconensis
Cibicidoides matanzasensis
Cibicidoides pseudoungerianus
Clavulina cf. C. bramlettei
Cyclammina acutidorsata
Cyclammina pilvoensis
Cyclammina praecancellata
Cyclammina rotundidorsata

Dorothia cylindrica
Florilus costifer
Florilus scaphum
Frondicularia tenuissima
Furstenkoina pontoni

Gaudryina jacksonensis abnormis
Gaudryina pseudocollinsi
Globigerina ciperoensis angulisuturalis
Globigerina ciperoensis angustumibilis
Globigerina ciperoensis ciperoensis
Globigerina cf. G. ciperoensis
Globigerina cryptomphala
Globigerina gortanii
Globigerina praebulloides s.l.
Globigerina prasaepis
Globigerina sellii
Globigerina tripartita s.l.
Globigerina venezuelana s.l.
Globigerina cf. G. yeguensis
Globigerinella aequilateralis s.l.
Globigerinita incrusta
Globigerinita uvula
Globigerinoides primordius
Globigerinoides subquadratus
Globigerinoides trilobus s.l.
Globobulimina pacifica
Globoquadrina altispira s.l.
Globorotalia kugleri
Globorotalia obesa
Globorotalia opima nana
Globorotalia cf. G. opima nana
Globorotalia opima opima
Globorotaloides siakensis
Globorotaloides suteri
Gravellina narivaensis
Guttulina jarvisi
Gypsina vesicularis
Gyroidinoides altiformis
Gyroidinoides girardanus
Gyroidinoides jarvisi
Gyroidinoides planulatus
Gyroidinoides venezuelanus

Hanzawaia mantaensis
Haplophragmoides carinatus
Haplophragmoides obliquicameratus

Haplophragmoides renzi
Heterolepa mexicana
Heterolepa perlucida
Heterostegina antillea
Karreriella chilostoma
Karreriella subcylindrica
Lagena hexagona
Lagena striata basisentia
Laterostomella voluta
Laticarinina pauperata
Lepidocydina (Eulepidina) undosa
Lepidocydina (Lepidocydina) canellei
Lenticulina americana
Lenticulina americana grandis
Lenticulina americana spinosa
Lenticulina peregrina
Lenticulina subpapillosa
Lenticulina wallacei
Liebusella crassa
Marginulina cf. M. subbullosa
Martinottiella communis
Martinottiella pallida
Martinottiella petrosa
Melonis affinis
Melonis formosum
Melonis pomphiloides
Miogypsina (Miogypsina) gunteri
Miogypsinoides bantamensis
Neoepionides campester
Nodosaria lamellata
Nodosaria longiscata
Nodosaria nuttalli
Nodosaria raphanistrum caribbeana
Nodosaria cf. N. vertebralis
Oridorsalis ecuadorensis
Oridorsalis variapertura
Osangularia mexicana
Planularia arbenzi
Planularia venezuelana
Planulina marialana
Planulina renzi
Planulina subtenuissima
Plectofrondicularia floridana
Plectofrondicularia jarvisi
Plectofrondicularia cf. P. keijzeri
Plectofrondicularia vaughani
Plectofrondicularia yumuriana
Pleurostomella alternans
Pleurostomella bieri
Pseudonodosaria comatula
Pullenia bulloides
Pullenia quinqueloba
Reticobolivina mexicana
Reticulophragmium venezuelanum
Saracenaria italica carapitana
Saracenaria cf. S. senni
Sigmoilina tenuis

Sigmomorphina trinitatensis
Siphogenerina hubbardi
Siphogenerina nodifera
Siphogenerina senni
Siphogenerina transversa
Siphonina tenuicarinata
Sphaeroidina bulloides
Spiroclypeus bullbrookii
Spiroplectamina mississippiensis alazanensis
Stilostomella verneuili

Textularia mexicana
Textularia niipeensis
Tritaxia jarvisi
Trochammina cf. T. pacifica

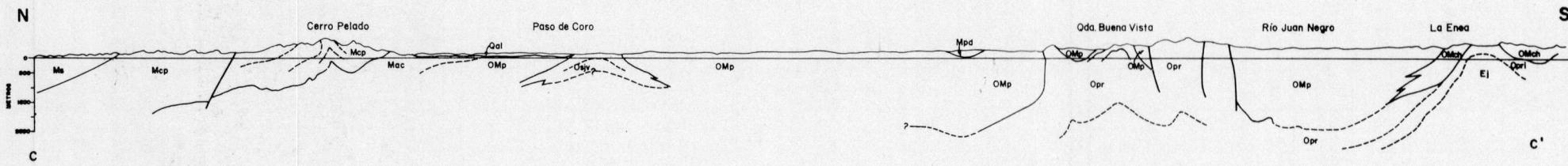
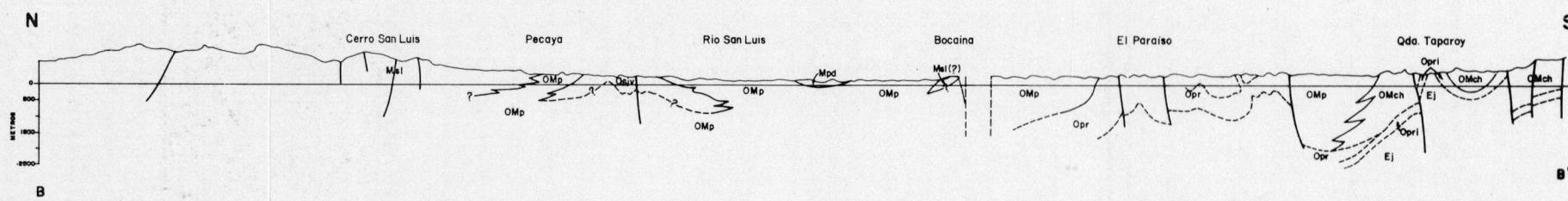
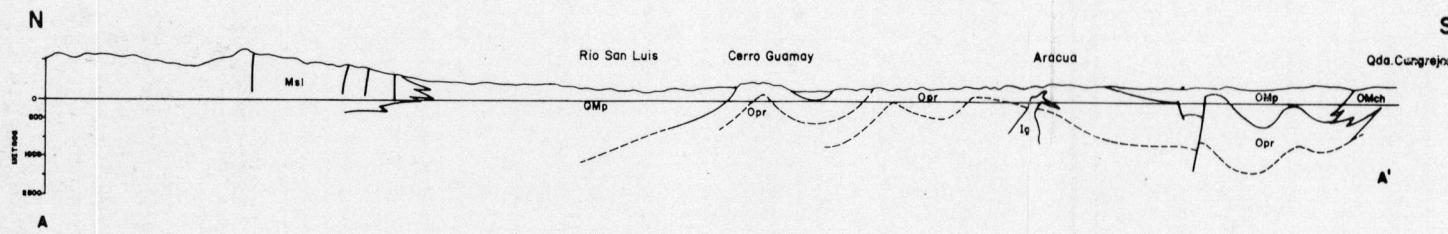
Uvigerina cf. U. gallawayi
Uvigerina gardnerae
Uvigerina hawanensis
Uvigerina jacksonensis
Uvigerina mantaensis
Uvigerina mexicana
Uvigerina cf. U. nuttalli
Uvigerina rustica
Uvigerina tumeyensis

Vaginulina mexicana
Valvulina flexilis
Valvulinaria complanata
Valvulinaria venezuelana
Vulvulina spinosa miocenica

REFERENCIAS

- ADAMS, C. G. (1967) "Tertiary Foraminifera in the Tethyan, American and Indo-Pacific provinces", in ADAMS, C. G. and AGER, D. B. (eds.) "Aspects of Tethyan biogeography". System, Assoc., London, Publ. 7, p. 195-217.
- AKERS, W. H. (1954) "Ecologic aspects and stratigraphic significance of the foraminifer *Cyclammina cancellata* Brady". Jour. Pal., vol. 28, p. 132-152.
- BANDY, O. L. (1960) "The geologic significance of coiling ratios in the foraminifer *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg)". Jour. Pal., vol. 34, p. 671-681.
- (1972) "Neogene planktonic foraminiferal zones, California, and some geologic implications". Paleogeogr., Paleoclimat. Paleoecol., vol. 12, p. 131-150.
- and ARNAL, R. E. (1957) "Distribution of Recent foraminifera of the West coast Central America". Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., vol. 41, p. 2037-2053.
- (1960) "Concepts of foraminiferal paleoecology". Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., vol. 44, p. 1921-1932.
- BANDY, O. L. and CHIERICI, M. A. (1966) "Depth-temperature evaluation of selected California and Mediterranean bathyal foraminifera". Marine Geol., vol. 4, p. 259-271.
- BANDY, O. L. and INGLE, J. C., Jr. (1970) "Neogene planktonic events and radiometric scale, California", in BANDY, O. L. (ed.) "Paleontologic zonation and radiometric dating", Geol. Soc. Am., Spec. Paper 124, p. 133-174.
- BANDY, O. L. and RODOLFO, K. S. (1964) "Distribution of foraminifera and sediments, Perú-Chile Trench area". Deep-Sea Res., vol. 11, p. 817-837.
- BATJES, D. A. J. (1969) "Paleoecology of foraminiferal assemblages in the late Miocene Cruse and Forest formations of Trinidad, Antilles". 4th Caribbean Geol. Conf., Trinidad 1965, Trans., p. 141-156.
- BECK, R. H. (1951) "Geological survey of the San Luis Range (Central Falcón)". Compañía Shell de Venezuela. Inédito.
- BECKER, L. E. and DUSENBURY, A. N., Jr. (1958) "Mio-Oligocene (Aquitanian) foraminifera from the Goajira Peninsula, Colombia". Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ. 4, 48 p.
- BERGGREN, W. A. (1969) "Rates of evolution in some Cenozoic planktonic foraminifera". Micropal., vol. 15, p. 351-365.
- (1971) "Tertiary boundaries and correlations". in FUNNEL, B. F. and RIEDEL, W. R. (eds.) *Micropaleontology of the Ocean*. Cambridge Univ. Press, p. 693-809.
- (1972) "Cenozoic biostratigraphy and paleobiogeography of the North Atlantic". in LAUGHTON, A. S., BERGGREN, W. A., et al. *Initial Repts. D.S.D.P.*, vol. 12, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., p. 965-1001.
- BERNER, R. A. (1970) "Sedimentary pyrite formation". Am. Jour. Sci., vol. 268, p. 1-23.
- BLOW, W. H. (1959) "Age, correlation, and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozón formations, eastern Falcón, Venezuela". Bull. Am. Pal., vol. 39, N° 178, p. 67-252.
- (1969) "Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy". 1st. Int'l. Conf. Plankt. Microf., Proc., vol. 1, p. 199-422.
- BOLLI, H. M. (1957) "Planktonic foraminifera from the Oligocene Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I.". U.S. Nat. Mus., Bull. 215, p. 97-123.
- (1966) "Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera". Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol., Bol. Inf., vol. 9, p. 3-32.
- (1970) "The foraminifera of sites 23-31, Leg 4". *Initial Repts., D.S.D.P.*, vol. 4, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., p. 577-643.
- BOLLI, H. M. and BERMÚDEZ, P. J. (1965) "Zonation based on planktonic foraminifera of Middle Miocene to Pliocene warm-water sediments". Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol., Bol. Inf., vol. 8, p. 121-150.
- BOLLI, H. M. and PREMOLI-SILVA, I. (1973) "Oligocene to Recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 sites in the Caribbean Sea". *Initial Repts., D.S.D.P.*, vol. 15, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., p. 475-498.
- BOLTOVSKOY, E. (1958) "Problems in taxonomy and nomenclature exemplified by *Nonion affine* (Reuss)". *Micropal.*, vol. 4, p. 193-200.
- BOUMA, A. H. (1962) *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*, Elsevier, Amsterdam and New York, 168 p.
- BROUWER, J. (1965) "Agglutinated foraminiferal faunas from some turbiditic sequences. I and II". Proc. K. Nederl. Akad. Wetens. ser. B, vol. 68, p. 309-334.
- BRUEREN, J. W. R. (1949) "Paraíso-Maraure area (Central Falcón)". Compañía Shell de Venezuela. Inédito.
- CARALP, M., LAMY, A. et PUJOS, M. (1970) "Contribution à la connaissance de la distribution bathymétrique des Foraminifères dans le Golfe de Gascogne". Rev. Española Micropal., vol. 2, p. 55-84.
- CORONEL, G. (1970) "Igneous rocks of Central Falcón". Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol., Bol. Inf., vol. 13, p. 155-162.

- CUSHMAN, J. A. and STAINFORTH, R. M. (1945) "The foraminifera of the Cipero marl formation of Trinidad, B.W.I.". *Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ.* 14, 75 p., 16 pl.
- DÍAZ DE GAMERO, M. L. (1974) "Microfauna y edad de la Formación Cantaure, Península de Paraguaná, Venezuela". *Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol., Bol. Inf.*, vol. 17, p. 41-47.
- EAMES, F. E., et al. (1968) "Some larger foraminifera from the Tertiary of Central America". *Palaeont.*, vol. 11, p. 283-305.
- FRERICHS, W. E. (1970) "Paleobathymetry, paleotemperature, and tectonism". *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 81, p. 3445-3452.
- FUECHTBAUER, H. (1974) *Sediments and sedimentary rocks 1*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, 464 p.
- FUENMAYOR, A. N. (1969) "Notas sobre *Globigerina sellii* (Borsig) y su posición estratigráfica". *Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol. Bol. Inf.*, vol. 12, p. 357-366.
- FURRER, M. A. (1971) "La edad de la Formación Pagüey". *IV Congr. Geol. Venez., Mem.*, vol. 1, p. 405-409.
- GARNER, A. H. (1926) "Suggested nomenclature and correlation of the geological formations in Venezuela". *Am. Inst. Min. and Met. Eng., Trans., Petrol. Develop. and Techn.* in 1925, p. 677-684.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C. (1937) "Geología general y estratigrafía de la región de Cumarebo, Estado Falcón". *Bol. Geol. y Min. (Venezuela)*, vol. 1, Nos. 2-4, p. 197-217.
- (1938) "Contribución al estudio de la cuenca sedimentaria Zulia - Falcón". *Bol. Geol. y Min. (Venezuela)*, vol. 2, Nos. 2-4, p. 123-128.
- GORSLINE, D. S. and EMERY, K. O. (1959) "Turbidity-current deposits in San Pedro and Santa Mónica basins off Southern California". *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 70, p. 279-290.
- GORTER, N. E. and VAN DER VLERK, I. M. (1932) "Larger foraminifera from central Falcón (Venezuela)". *Leidsch. Geol. Meded.*, vol. 4, N° 2, p. 94-122.
- GRAVELL, D. W. (1933) "Tertiary larger foraminifera of Venezuela". *Smithsonian Misc. Coll.*, vol. 89, N° 11, p. 1-44.
- GUEVARA, E. H. (1967) "The Santa Rita, Jarillal, and La Victoria formations". *Asoc. Venez. Geol. Min. Petrol., Bol. Inf.*, vol. 10, p. 51-70.
- HAGN, H. und LINDENBERG, H. G. (1969) "Revision der von C.W. Gümbel 1868 aus dem Eozän des bayerischen Alpenvorlandes beschriebenen planktonischen Foraminiferen". *1st. Int. Conf. Plankt. Microf. Proc.*, vol. 2, p. 229-249.
- HALSE, G. W. (1937) "La estratigrafía del occidente del Distrito Buchivacoa, Estado Falcón, Venezuela". *Bol. Geol. y Min. (Venezuela)*, vol. 1, Nos. 2-4, p. 183-193.
- HODSON, F. (1926) "Venezuelan and Caribbean Turrilitas, with a list of Venezuelan type stratigraphic localities". *Bull. Am. Pal.*, vol. 11, N° 45, p. 171-220.
- HODSON, F. and HARRIS, G. D. (1927) "Some Venezuelan and Caribbean mollusks". *Bull. Am. Pal.*, vol. 13, N° 49, 160 p.
- HODSON, F. and HODSON, H. K. (1931) "Some Venezuelan mollusks". *Bull. Am. Pal.*, vol. 16, Nos. 59-60, 132 p.
- HUNTER, V. F. (1974) "The mid-Tertiary stratigraphic unit of the southern Caribbean area". *Naturf. Gesell. Basel Verbandl.*, vol. 84, N° 1, p. 172-190.
- , and FERRELL, A. D. (1972) "Redefinición de algunas unidades estratigráficas del Oligocene de Falcón Central". *IV Congr. Geol. Venez., Mem.*, vol. 2, p. 807-816.
- INGLE, J. C., Jr. (1967) "Foraminiferal biofacies variation and the Miocene - Pliocene boundary in Southern California". *Bull. Am. Pal.*, vol. 52, N° 236, p. 217-394.
- JAECKLI, R. (1952) "Mojino - Pedregal survey (West Falcón)". Compañía Shell de Venezuela. *Inédito*.
- , and ERDMANN, D. A. (1952) "Geological compilation report Central and West Falcón". Compañía Shell de Venezuela. *Inédito*.
- JENKINS, D. G. (1971) "Cenozoic planktonic foraminifera of New Zealand". *New Zealand Geol. Surv., Paleont. Bull.* 42, p. 1-278.
- (1974) "Paleogene planktonic foraminifera of New Zealand and the Austral region". *Jour. Foram. Res.*, vol. 4, N° 4, p. 155-170.
- KLASZ, I. et RERAT, D. (1962) "Quelques nouveaux foraminifères du Crétacé et du Tertiaire du Gabon (Afrique équatoriale)". *Rév. de Micropaleont.*, vol. 4, N° 4, p. 175-189.
- LAMB, J. L. (1964) "The stratigraphic occurrences and relationships of some mid-Tertiary Uvigerinas and Siphogenerinas". *Micropal.*, vol. 10, p. 457-476.
- LIDDLE, R. A. (1928) *The geology of Venezuela and Trinidad*, McGraw-Hill, Fort Worth, Texas, 552 p.
- (1946) *The geology of Venezuela and Trinidad*. 2nd. ed., Paleont. Res. Inst., Ithaca, New York, 890 p.
- LINDENBERG, H. G. (1969) "Statistical notes on the variability of *Globigerina eocena* Gümbel 1868 from the Paleogene of the Bavarian Alps". *1st. Int. Conf. Plankt. Microf., Proc.*, vol. 2, p. 343-365.
- LOEBLICH, A. R., Jr. and TAPPAN, H. (1964) *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part C. Protista 2*, Geol. Soc. Am. and Univ. of Kansas Press, 2 vols., 900 p.
- MEISCHNER, K. D. (1964) "Allodapische Kalke, Turbidite in Riffnahen Sedimentations-Becken". in BOUMA, A. H. and BROUWER, A. (eds.) *Turbidites*, Elsevier Publ. Co., Amsterdam, London, New York, p. 156-191.
- MENCHER, E., et al. (1952) "Cuadro de correlación de las formaciones geológicas de Venezuela". in MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS, Convención Nacional del Petróleo, Monografías.
- MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS (1956) "Léxico Estratigráfico de Venezuela". *Bol. Geol. (Venezuela)*, Publ. Esp. 1, 728 p.
- (1970) "Léxico Estratigráfico de Venezuela, 2^a ed.". *Bol. Geol. (Venezuela)*, Publ. Esp. 4, 756 p.
- NORTON, R. D. (1930) "Ecologic relations of some Foraminifera". *Scripps Inst. Ocean. Techn. Ser.*, vol. 2, p. 331-338.
- PARKER, F. L. (1954) "Distribution of the Foraminifera in the north eastern Gulf of México". *Museum Comp. Zool. (Harvard)*, Bull. 111, p. 453-588.
- (1958) "Eastern Mediterranean Foraminifera". *Rpts. Swedish Deep-Sea Exped.*, vol. 8, N° 4, p. 219-283.
- (1962) "Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments". *Micropal.*, vol. 8, p. 219-254.
- PESSAGNO, E. A. (1963) "Planktonic foraminifera from the Juana Díaz Formation, Puerto Rico". *Micropal.*, vol. 9, p. 53-60.
- PETTERS, V. and SARMIENTO, R. (1956) "Oligocene and Lower Miocene biostratigraphy of the Carmen - Zambrano area, Colombia". *Micropal.*, vol. 2, p. 7-35.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E., and SIEVER, R. (1972) *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 618 p.
- PFLAUMANN, U. (1967) "Zur Ökologie der bayrischen Flysch auf Grund der Mikrofossilführung". *Geol. Rdsch.*, vol. 56, p. 200-227.
- PHLEGER, F. B. (1960) "Sedimentary patterns of microfaunas in Northern Gulf of México", in SHEPARD, F. P., et al. (eds.) *Recent sediments Northwest Gulf of Mexico*, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma, p. 267-301.
- PUJOS-LAMY, A. (1973) "Repartition bathymétrique des foraminifères bentoniques profonds du Golfe de Gascogne. Comparaison avec d'autres aires océaniques". *Rev. Espanola Micropal.*, vol. 5, p. 213-234.
- REEDER, L. R. (1953) "Geology of central Democracia and western Bolívar, State of Falcón". Creole Petroleum Corporation. *Inédito*.
- RENZ, H. H. (1948) "Stratigraphy and fauna of the Agua Salada Group, State of Falcón, Venezuela". *Geol. Soc. Am., Mem.* 32, 219 p.
- RENZ, O. (1960) "Geología de la parte sureste de la Península de la Guajira (República de Colombia)". *III Congr. Geol. Venez., Mem.*, vol. 1, p. 317-347.
- RIVERO, F. C. de (1956) "Formación El Paraíso", in MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS. Léxico Estratigráfico de Venezuela.
- (1956) "Lutitas de Jarillal". in MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS. Léxico Estratigráfico de Venezuela.
- RUTSCH, R. (1934) "Die Gastropoden aus dem Neogen der Punta Gavilán in Nord-Venezuela". *Soc. Paléont. Suisse, Mém.*, vol. 54-55, 169 p.
- SANSORES, J. C. de y FLORES-COVARRUBIAS, C. (1972) *Foraminíferos bentónicos del Terciario superior de la cuenca salina del Istmo de Tehuantepec, México*, Instituto Mexicano del Petróleo.
- SAUNDERS, J. B. (1969) "Field trip guide to Barbados". *4th. Caribbean Geol. Conf., Trinidad 1965*, p. 443-449.
- SAUNDERS, J. B., et al. (1973) "Paleocene to Recent microfossil distribution in the marine and land areas of the Caribbean". in EDGAR, N. T., SAUNDERS, J. B., et al., *Initial Repts. D.S.D.P.*, vol. 15, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
- SEILACHER, A. (1964) "Biogenic sedimentary structures". in IMBRIE, J. and NEWELL, N. D. (eds.) *Approaches to Paleoecology*, Wiley, New York, p. 296-316.
- SELLERY, R. C. (1970) *Ancient sedimentary environments*, Cornell Univ. Press, Ithaca, New York, 237 p.
- SELLIER DE CIVRIEUX, J. M. y BOÑILLA, J. (1972) "La influencia de los parámetros físico-químicos del fondo en la facies de foraminíferos bentónicos". *6^a Conf. Geol. Caribe, Margarita, 1971*, p. 398-404.
- SENN, A. (1935) "Die stratigraphische Verbreitung der tertiären Orbitiden, mit spezieller Berücksichtigung ihres Vorkommen in Nord-Venezuela und Nord-Marokko". *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 28, N° 1, p. 51-113; 369-373.
- WIEDENMAYER, C. (1924) "Zur Geologie von Ostfalcon (Nordwest-Venezuela)". *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 18, p. 508-512.
- (1937) "Informe geológico sobre los depósitos carboníferos de Coro, Distrito Miranda, Estado Falcón". *Bol. Geol. y Min. (Venezuela)*, vol. 1, N° 1, p. 65.
- ZAMBRANO, E., et al. (1971) "Síntesis paleogeográfica y petrolera del occidente de Venezuela". *IV Congr. Venez., Mem.*, vol. 1, p. 483-545.

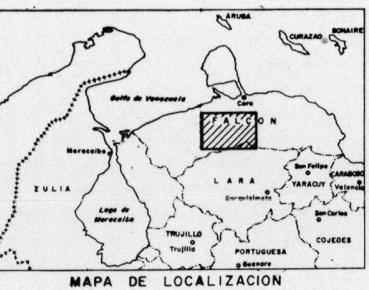
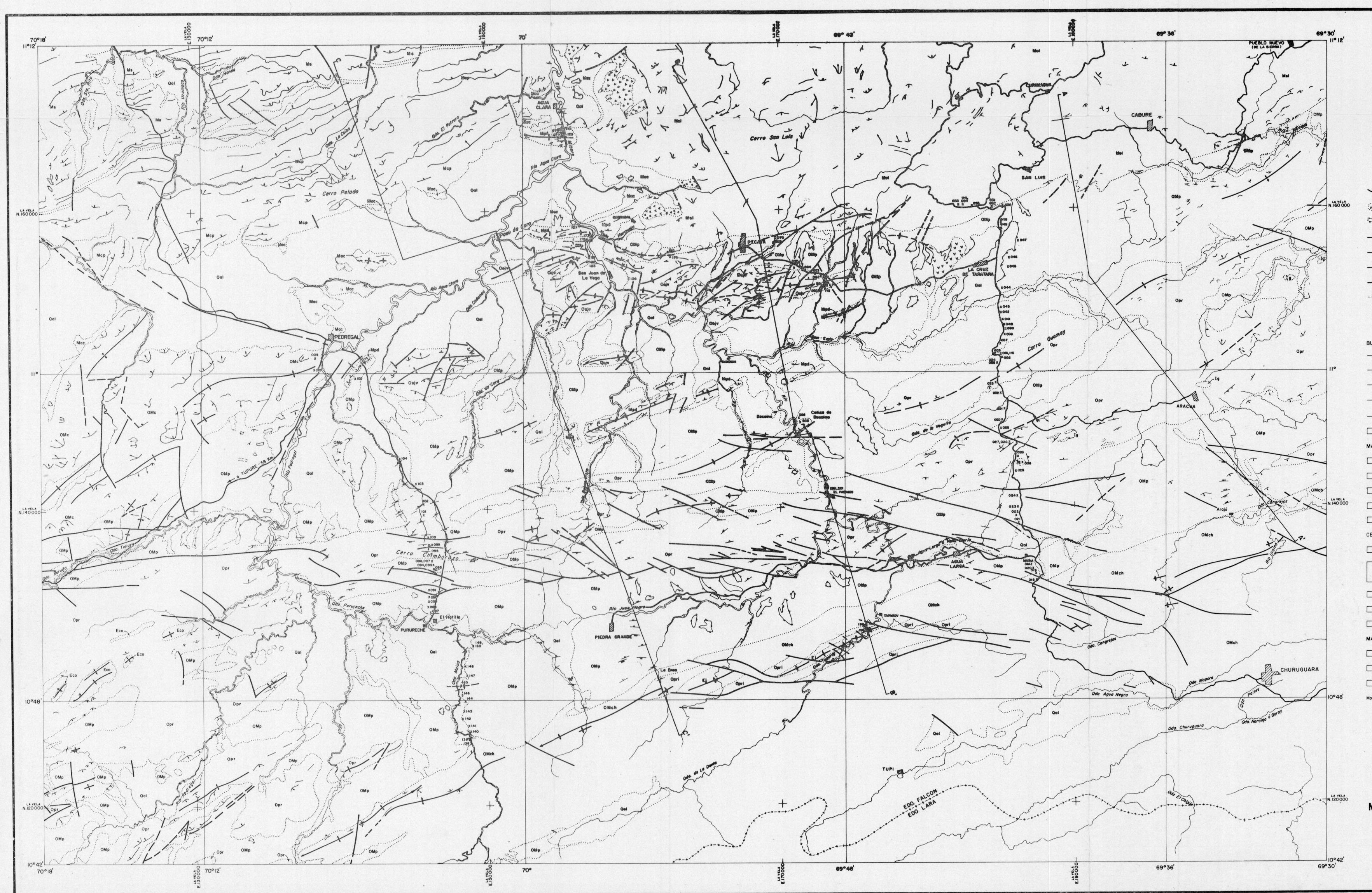


NOTA: PARA LEYENDA DE SIMBOLOS VER
MAPA GEOLOGICO DEL OLIGO-MIOCENO.

Escala



CORTES GENERALIZADOS
FALCON CENTRAL, VENEZUELA



CARRETERA
MATERIAL DERRUMBADO
TERRAZA
ANTICLINAL
ANTICLINAL VOLCANO
SINCLINAL
FALLA
CONTACTO DE FORMACION,
FOTOGEOLOGIA
X Ø20
MUESTRA

BUZAMIENTOS
I: 10° - 29°
V: 30° - 49°
II: 50° - 69°
III: 70° - 89°
IV: 90°
Qal: ALUVION

MARGEN SEPTENTRIONAL Y OCCIDENTAL
Ms: FORMACION SOCORRO
Mcp: FORMACION CERRO PELADO
Moc: FORMACION AGUA CLARA
Msl: FORMACION SAN LUIS
OMc: FORMACION CASTILLO

CENTRO DE LA CUENCA
Mpd: FORMACION PEDREGOSO
OMP: FORMACION PECAYA
Osv: Miembro San Juan de la Vega
Opr: FORMACION EL PARAISO
Eco: EOCENO - Region de El Copei
Ig: CUERPOS IGNEOS BASICOS

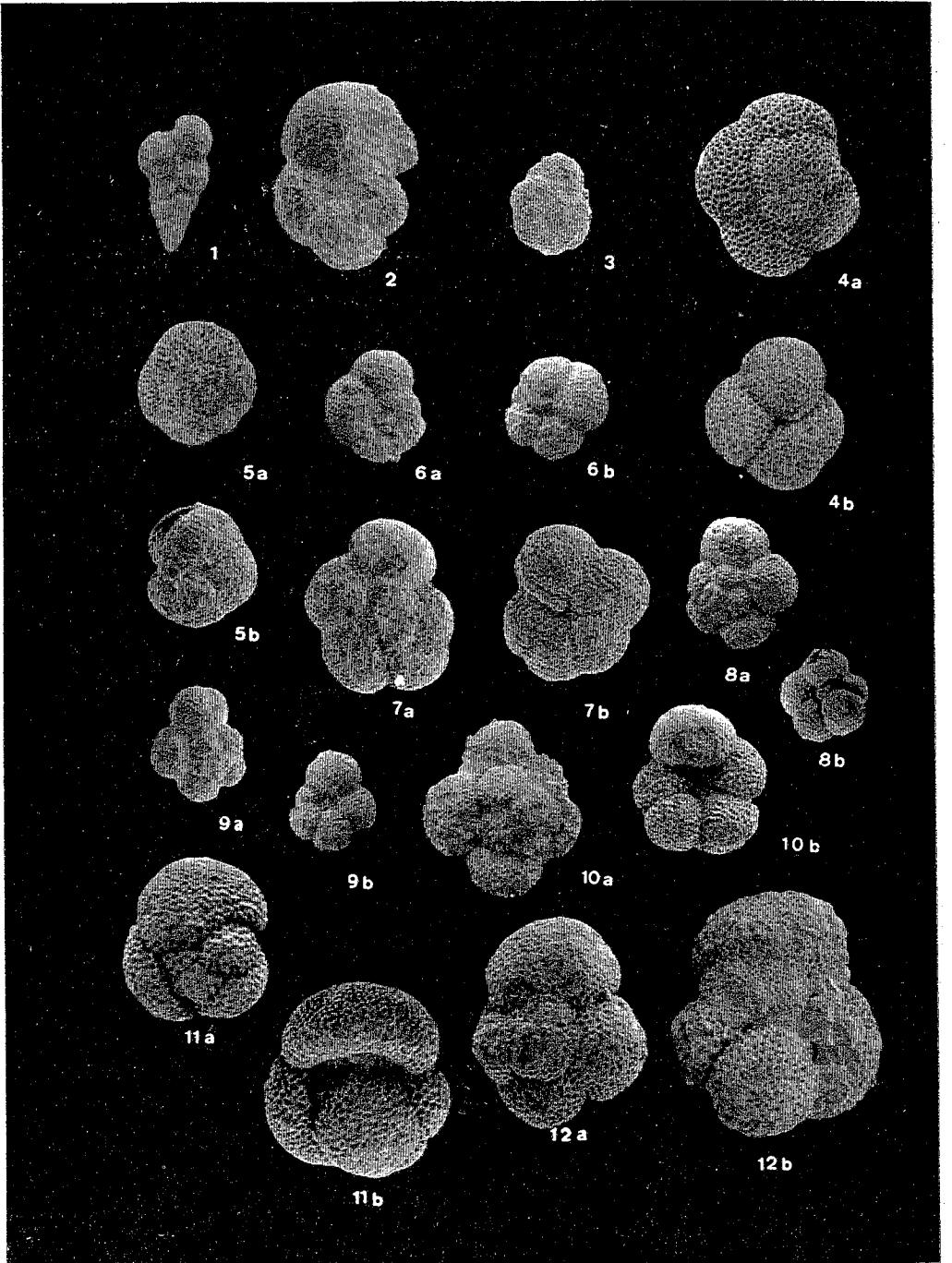
MARGEN MERIDIONAL
OMch: FORMACION CHURUGUARA
Opi: FORMACION EL PARAISO parte inferior
Ej: FORMACION JARILLAL

Modificado de Erdman, D.A. y Jöckli, R., 1952, Compañia Shell de Venezuela Ltd.

Escala
0 3 6 9 10 Kilómetros

MAPA GEOLÓGICO DEL OLIGO-MIOCENO
DE FALCON CENTRAL, VENEZUELA

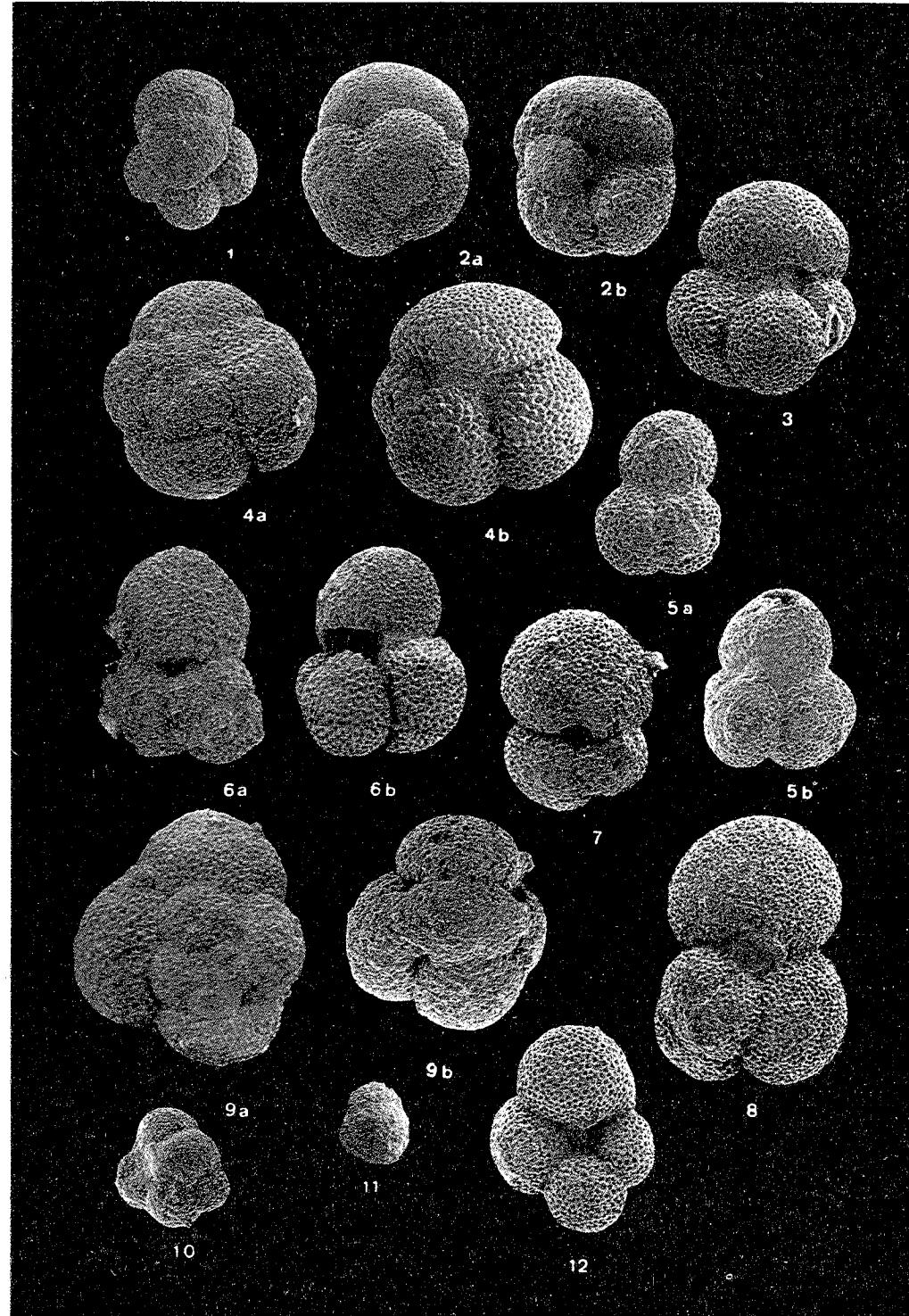
MARIA L. DIAZ DE GAMERO
1976



LAMINA 1

(Todas las figuras X72,5)

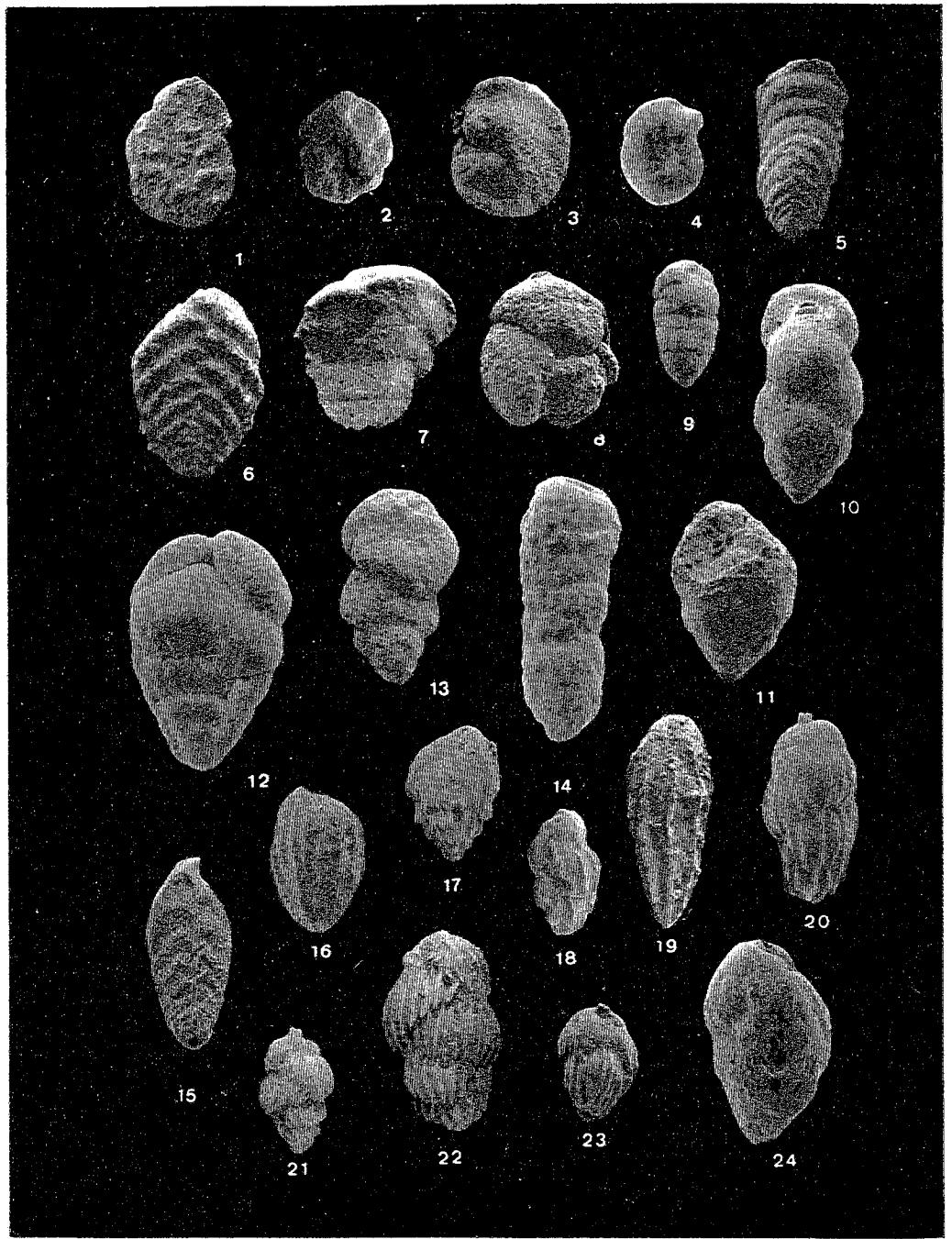
- Fig. 1. *Chiloguembelina cubensis*. (MLG-032)
- Fig. 2. *Globigerinella aequilateralis* s.l. (MLG-145)
- Fig. 3. *Glororotalia kugleri*. Lado espiral. (MLG-105)
- Fig. 4a. *Glororotalia opima opima*. Lado espiral. (MLG-039)
- Fig. 4b. *Glororotalia opima opima*. Lado umbilical. (MLG-030)
- Fig. 5a. *Glororotalia opima nana*. Lado espiral. (MLG-039)
- Fig. 5b. *Glororotalia opima nana*. Lado umbilical. (MLG-023)
- Fig. 6a. *Glororotalia cf. G. opima nana*. Lado espiral. (MLG-064)
- Fig. 6b. *Glororotalia cf. G. opima nana*. Lado umbilical. (MLG-064)
- Fig. 7a. *Glororotalia siakensis*. Lado espiral. (MLG-146)
- Fig. 7b. *Glororotalia siakensis*. Lado umbilical. (MLG-105)
- Fig. 8a. *Globigerina ciperoensis ciperoensis*. Lado espiral. (MLG-030)
- Fig. 8b. *Globigerina ciperoensis ciperoensis*. Lado umbilical. (MLG-030)
- Fig. 9a. *Globigerina ciperoensis angulisuturalis*. Lado espiral. (MLG-030)
- Fig. 9b. *Globigerina ciperoensis angulisuturalis*. Lado umbilical. (MLG-030)
- Fig. 10a. *Globigerina cf. G. ciperoensis*. Lado espiral. (MLG-064)
- Fig. 10b. *Globigerina cf. G. ciperoensis*. Lado umbilical. (MLG-064)
- Fig. 11a. *Globigerina prasaepis*. Lado espiral. (MLG-038)
- Fig. 11b. *Globigerina prasaepis*. Lado umbilical. (MLG-037)
- Fig. 12a. *Globigerina cryptomphala*. Lado espiral. (MLG-037)
- Fig. 12b. *Globigerina cryptomphala*. Lado umbilical. (MLG-037)



LAMINA 2

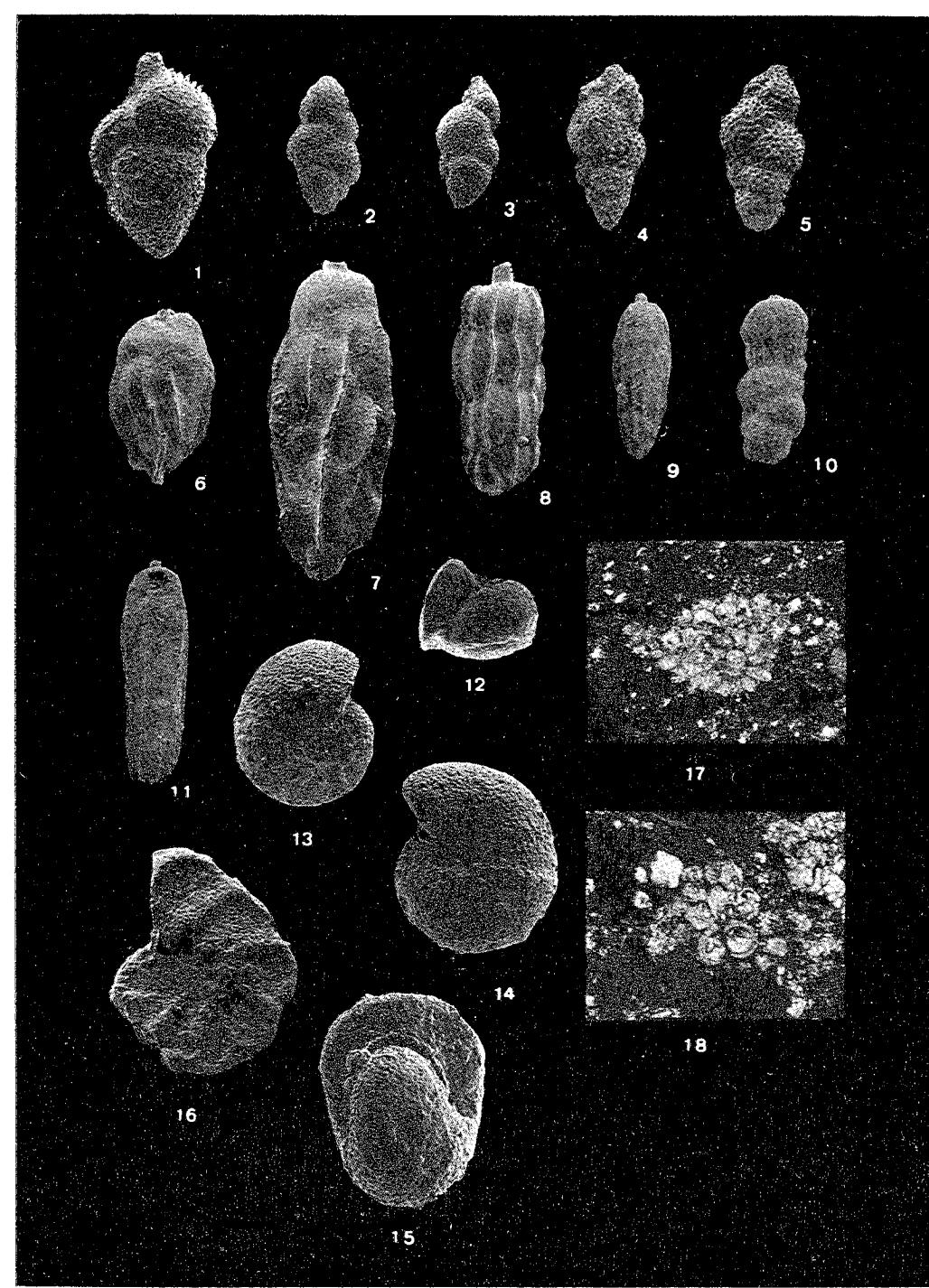
(Todas las figuras X72,2)

- Fig. 1. *Globigerina cryptomphala*. Lado umbilical. (MLG-030)
- Fig. 2a. *Globigerina tripartita* s.l. Lado espiral. (MLG-145)
- Fig. 2b. *Globigerina tripartita* s.l. Lado umbilical. (MLG-145)
- Fig. 3. *Globigerina cf. G. yeguaensis*. Lado umbilical. (MLG-030)
- Fig. 4a. *Globigerina venezuelana* s.l. Lado espiral. (MLG-105)
- Fig. 4b. *Globigerina venezuelana* s.l. Lado umbilical. (MLG-105)
- Fig. 5a. *Globigerina praebulloides* s.l. Lado espiral. (MLG-105)
- Fig. 5b. *Globigerina praebulloides* s.l. Lado umbilical. (MLG-105)
- Fig. 6a. *Globigerinoides primordius*. Lado espiral. (MLG-064)
- Fig. 6b. *Globigerinoides primordius*. Lado umbilical. (MLG-145)
- Fig. 7. *Globigerinoides subquadratus*. Lado espiral. (MLG-146)
- Fig. 8. *Globigerinoides trilobus* s.l. Lado espiral. (MLG-145)
- Fig. 9a. *Catapsydrax dissimilis* s.l. Lado espiral. (MLG-053)
- Fig. 9b. *Catapsydrax dissimilis* s.l. Lado umbilical. (MLG-053)
- Fig. 10. *Globigerinita incrusta*. Lado umbilical. (MLG-105)
- Fig. 11. *Globigerinita incrusta*. Lado umbilical. (MLG-106)
- Fig. 12. *Glororotaloides suteri*. Lado umbilical. (MLG-023)



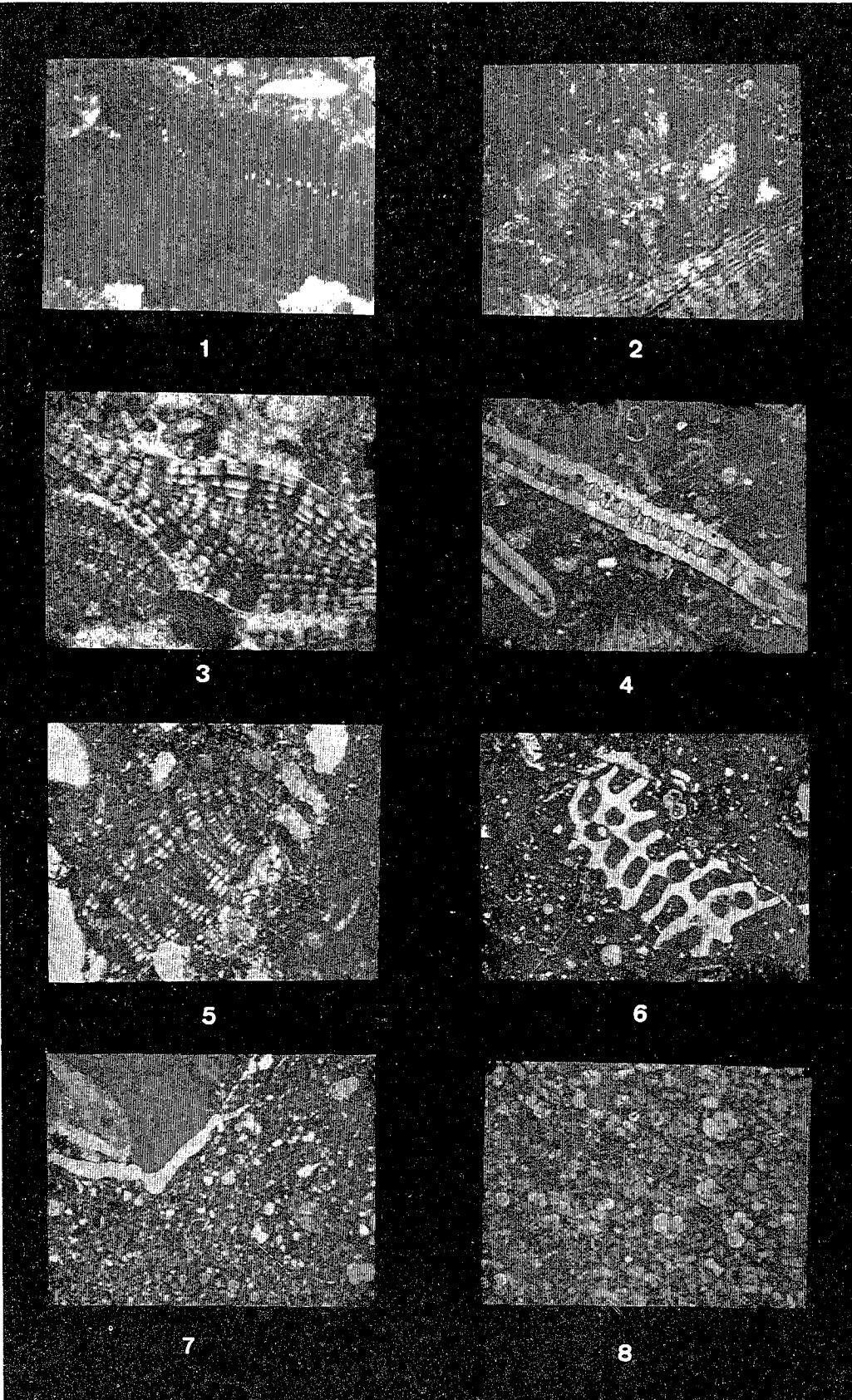
LAMINA 3

- Fig. 1. *Haplophragmoides carinatus*. (MLG-089). X36
- Fig. 2. *Haplophragmoides obliquicameratus*. (MLG-015). X36
- Fig. 3. *Cyclammina acutidorsata*. (MLG-031). X18
- Fig. 4. *Cyclammina rotundidorsata*. (MLG-031). X18
- Fig. 5. *Vulvulina spinosa miocenica*. (MLG-053). X18
- Fig. 6. *Textularia mexicana*. (MLG-055). X36
- Fig. 7. *Textularia nipeensis*. (MLG-037). X36
- Fig. 8. *Trochammina cf. T. pacifica*. (MLG-031). X36
- Fig. 9. *Dorothia cylindrica*. (MLG-105). X18
- Fig. 10. *Karreriella subcylindrica*. Forma microesférica. (MLG-031). X36
- Fig. 11. *Karreriella subcylindrica*. Forma macroesférica. (MLG-031). X36
- Fig. 12. *Gravellina marivaensis*. (MLG-049). X36
- Fig. 13. *Vulvulina flexilis*. (MLG-015). X36
- Fig. 14. *Alveovalvulinella pozonensis*. (MLG-049). X36
- Fig. 15. *Brizalina vaceki*. (MLG-041). X72
- Fig. 16. *Bulimina alazanensis*. (MLG-040). X72
- Fig. 17. *Bulimina bleeckeri*. (MLG-053). X36
- Fig. 18. *Uvigerina jacksonensis*. (MLG-140). X36
- Fig. 19. *Bulimina sculptilis*. (MLG-064). X36
- Fig. 20. *Uvigerina cf. U. gallowayi*. (MLG-040). X36
- Fig. 21. *Uvigerina gardnerae*. (MLG-037). X36
- Fig. 22. *Uvigerina havanensis*. (MLG-032). X36
- Fig. 23. *Uvigerina mexicana*. (MLG-105). X36
- Fig. 24. *Uvigerina cf. U. nuttalli*. (MLG-146). X36



LAMINA 4

- Fig. 1. *Uvigerina mantaensis*. (MLG-041). X77,7
- Fig. 2. *Uvigerina mantaensis*. (MLG-032). X38,7
- Fig. 3. *Uvigerina mantaensis*. (MLG-032). X38,7
- Fig. 4. *Uvigerina rustica*. (MLG-145). X38,7
- Fig. 5. *Uvigerina rustica*. (MLG-053). X38,7
- Fig. 6. *Uvigerina tumeyensis*. (MLG-037). X38,7
- Fig. 7. *Uvigerina tumeyensis*. (MLG-037). X38,7
- Fig. 8. *Siphogenerina nodifera*. (MLG-038). X38,7
- Fig. 9. *Siphogenerina transversa*. (MLG-053). X19
- Fig. 10. *Siphogenerina hubbardi*. (MLG-145). X38,7
- Fig. 11. *Siphogenerina senni*. (MLG-053). X38,7
- Fig. 12. *Gyroidinoides altiformis*. (MLG-146). X38,7
- Fig. 13. *Melonis formosum*. (MLG-037). X77,5
- Fig. 14. *Melonis cf. M. pomphiloides*. (MLG-105). X77,5
- Fig. 15. *Melonis pomphiloides*. (MLG-146). X77,5
- Fig. 16. *Almaena alavensis*. (MLG-077). X38,7
- Fig. 17. *Miogypsina bantamensis*. (MLG-069). X25
- Fig. 18. *Miogypsina gunteri*. (MLG-007). X38,7



LAMINA 5

Fig. 1. X24. *Archaeolithotamnium* sp. (MLG-177)
Formación Pedregoso

Fig. 2. X15. *Rupertina* sp., adherida a un fragmento de *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) undosa. (MLG-008). Formación Pedregoso

Fig. 3. X15. *Spiroclypeus bullbrookii*. (MLG-120).
Formación Pedregoso

Fig. 4. X15. *Heterostegina antillaea*, fragmentos. (MLG-206)
Formación Pecaya

Fig. 5. X25. *Lepidocyclina* (*Lepidocyclina*) canellei. (MLG-177).
Formación Pedregoso

Fig. 6. X15. Fragmento de coral escleractínido en matriz micrítica,
con foraminíferos planctónicos. (MLG-160). Formación Pedregoso

Fig. 7. X15. Fragmento de alga coralina en matriz micrítica,
con foraminíferos planctónicos. (MLG-160). Formación Pedregoso

Fig. 8. X15. Fracción pelítica de turbidita calcárea en Formación
Pedregoso. (MLG-070)

CONSIDERACIONES SOBRE LA DISTRIBUCION ESPACIAL DE BIOTITA Y HORNBLENDAS EN ROCAS IGNEAS

Por Franco Urbani P.

Escuela de Geología y Minas
Universidad Central de Venezuela
Apartado 50926, Caracas 105

(Recibido en septiembre 1976, en forma revisada en noviembre 1976)

RESUMEN

Nueve muestras de rocas ígneas fueron estudiadas en láminas pulidas, midiéndose las coordenadas X e Y de los granos de biotita y hornblenda. Esta información fue analizada estadísticamente para determinar si dichas fases se distribuyen espacialmente en forma aleatoria, uniforme o agrupada. Los resultados sugieren que a pequeña escala, las fases se distribuyen en forma uniforme y a mayor escala en forma aleatoria, este patrón de distribución es el que permite el mejor uso de los componentes químicos disponibles en el magma.

ABSTRACT

The X and Y coordinates of biotite and hornblende were measured in polished rock slabs of nine samples of igneous rocks. A statistical analysis of this information was carried out to know if the phases are distributed in a random, uniform and clustered form. The results show that in small scale the analyzed phases are uniformly distributed but in a large scale a random distribution pattern was observed. This pattern permits the better use of the chemical components available in the magma.

INTRODUCCION

KRETZ (1966) y BLACKBURN & DENNEN (1968), entre otros, han llevado a cabo estudios de distribución de minerales metamórficos, especialmente granate, en relación a la nucleación, crecimiento y equilibrio químico, para lo cual han examinado la distribución espacial de dicha fase, investigando si la cristalización tomó lugar en puntos aleatorios o siguiendo cualquier otra distribución.

Recientemente en un estudio del equilibrio de fases y extensión espacial del equilibrio químico en rocas migmatíticas, se estudiaron varias láminas pulidas de rocas ígneas de un 1 cm de espesor y área de tamaño de muestra de mano, analizándose *in situ* la composición química de biotita y hornblenda, utilizando técnicas de microsonda de rayos laser descritas en URBANI (1975).

En dichas muestras se midió la posición de los granos minerales, tomando las coordenadas X, Y de cada uno. Con esta información se procedió a aplicar una metodología estadística para determinar si los minerales siguen una distribución aleatoria, uniforme o agrupada (random, uniform, clustered). La medición de coordenadas se hizo utilizando microscopio estereoscópico de 10 X, existiendo por lo tanto una limitación de tamaño de grano, por debajo del cual los cristales no fueron considerados. Este tamaño límite se escogió de 0,4 mm que a la vez es un tamaño aceptable para análisis con la microsonda de laser.

Puesto que esta limitación se utilizó consistentemente en todas las muestras, los resultados no están afectados por ellos. Si este límite fuera menor, el experimento parecería

más exacto debido al mayor número de cristales analizados, resultando en distancias intergranulares menores y mayor densidad de puntos por unidad de área.

Es necesario indicar en el presente caso, que el valor límite indicado, el tamaño de grano promedio y las distancias intergranulares medidas son tales, que los cristales pueden considerarse como puntos y el tamaño de los cristales es menor que las distancias intergranulares.

METODOS ESTADISTICOS

El método más utilizado en la actualidad para probar la naturaleza de una distribución areal fue desarrollada por biólogos en el estudio de distribución de plantas. Este método para rocas, consiste en medir la distancia del centro de todos los cristales de una fase dada a su vecino más cercano, pudiéndose además extender este procedimiento a sus segundos, terceros, etc., vecinos más cercanos.

KRETZ (1966), BLACKBURN & DENNEN (1968) usaron el método de CLARK & EVANS (1954) en donde sólo se emplea la distancia al primer cristal vecino más cercano. Para el presente trabajo se empleó el método de THOMPSON (1956), donde se utiliza la distancia calculada desde el 1er. hasta el 6to. cristal vecino más cercano. Este método tiene la ventaja de incrementar la exactitud de la prueba de la distribución aleatoria y es posible detectar heterogeneidades de escala mayor (MORISITA, 1954; THOMPSON, 1956). Puesto que este método implica mucho cálculo, se utilizó un programa para computadora escrito en FORTRAN IV, llamado TOINTS y publicado en MARBLE (1967: 99-106).