

"EVOLUCION DIAGENETICA DE LOS CARBONATOS DEL GRUPO COGOLLO. CUENCA DEL
LAGO DE MARACAIBO."

ENMA C. KUNIBROW *
DAISI PEREZ DE MEJIA

RESUMEN

La interacción de múltiples procesos diagenéticos dio como resultado continuas modificaciones de la porosidad en los sedimentos cretácicos de la cuenca del lago de Maracaibo. La evaluación de esos procesos mediante petrografía convencional ha permitido establecer la secuencia paragenética del Grupo Cogollo, lo cual es fundamental en la caracterización de su potencialidad como yacimiento.

La diagénesis de estos sedimentos ocurrió secuencialmente en cuatro ambientes: marino freático, zona de mezcla, meteórico freático y soterramiento

En el ambiente marino freático, la acción biológica es relevante, mientras que la autigénesis de glauconita y fosfatos así como la precipitación de cemento isópaco fibroso, contribuyeron a la reducción de porosidad.

En la zona de mezcla se produjo la dolomitización de los sedimentos. El posterior contacto de la secuencia con aguas subsaturadas del ambiente meteórico freático permitió el desarrollo de porosidad móldica por la disolución selectiva de componentes metaestables. Luego se produjo la silicificación y una vez que los fluidos alcanzaron la saturación en carbonato de calcio, se precipitaron los cementos circungranulares, sintaxiales y equigranulares de calcita baja en magnesio.

Durante el progresivo soterramiento ocurrió la generación de estilolitas y la autigénesis de sulfatos, feldspatos y minerales de arcilla.

El levantamiento tectónico de la cuenca durante el Oligoceno, trajo como consecuencia el contacto de estos carbonatos con fluidos no saturados, los cuales causaron disolución y generaron porosidad de brecha, vacuolar y móldica. Así mismo, el tectonismo dio origen a fracturas y microfracturas que actuarían como canales de comunicación entre poros aislados. No obstante, los procesos diagenéticos redujeron nuevamente la porosidad a través de la precipitación de calcita ferrosa y dolomita barroca.

Se observaron dos tendencias en la historia de soterramiento de la secuencia, la primera al norte donde la generación de hidrocarburos ocurrió antes del levantamiento y otra al sur con generación posterior al Eoceno.

* Lagoven, S.A. - Departamento de Geología, Gerencia de Estudios Regionales, Caracas

ABSTRACT

The interaction of multiple diagenetic processes has modified the porosity of Cretaceous sediments in the Maracaibo Lake basin. The evaluation of these processes through conventional petrography has permitted the establishment of the paragenetic sequence of the Cogollo Group, which is fundamental in defining the characteristics of reservoir potencial.

Diagenesis of these sediments occurred sequentially through four environments: marine phreatic, mixing zone, meteoric phreatic and burial.

In the marine phreatic environment, biologic action is a pertinent factor while glauconite and phosphate authigenesis, as well as the precipitation of isopachous fibrous cement contributed to porosity reduction.

Dolomitization occurred in the mixing zone. Subsequent contact of undersaturated waters belonging to the meteoric phreatic environment produced moldic porosity through the selective dissolution of metastable components. Following this, silicification took place and once fluids became saturated in calcium carbonate, low magnesium calcite circumgranular, syntaxial and equant cements were precipitated.

During progressive burial stylolites, sulphate, feldspars and clay minerals were generated.

Tectonic uplift of the basin during Oligocene time placed these carbonates in contact with undersaturated fluids which caused dissolution and generated breccia, vuggy and moldic porosity. In the same way, tectonism produced fractures and microfractures which provided communication channels between isolated pores. However, diagenetic processes once again reduced porosity through ferrous calcite and baroque dolomite precipitation.

Two trends in the burial history of the sequence are observed; one for the northern area where hydrocarbons were generated prior to uplift and a second and younger trend to the south, where generation occurred after the Eocene.

INTRODUCCION

El interés en estudiar las calizas cretácicas del Grupo Cogollo de la cuenca del lago de Maracaibo como potenciales rocas yacimiento se remonta desde los primeros años de la exploración petrolera, con el descubrimiento del campo La Paz en Perijá en el año de 1944. Posteriormente se sumaron los hallazgos de los campos Mara, Tarra, Macoa, Concepción, Sibucara, San José, Alturitas, Rosario y Río de Oro, además de Alpuf, Machiques y San Julián,

después de la nacionalización, que afirmaron la existencia de una franja de yacimientos, principalmente carbonáticos, al borde oeste de la cuenca.

Al progresar la exploración con perforación mas profunda en el lago, se encontraron yacimientos en calizas del Grupo Cogollo en Lama, Lamar, Urdaneta Noreste, Urdaneta Oeste, Centro, Sur del Lago y SOL.

Con la toma de tres núcleos completos por Lagoven en áreas donde no existía información previa, en los campos Urdaneta Noreste, Urdaneta Oeste y SOL y tres núcleos existentes en Campo Centro, Bloque B y Costa Oriental (éstos dos últimos pertenecientes a Maraven) (Fig. 1), se dispone de información que permite estudiar la diagénesis a nivel regional.

El Grupo Cogollo ha sido descrito ampliamente en la literatura y resumido en González de Juana, et al., 1980.

La sección principalmente carbonática corresponde al ciclo del Aptiense-Albiense caracterizado por una gran transgresión a nivel mundial (Vail et al., 1977). El tope (calizas y lutitas oscuras de alto contenido orgánico de la Formación La Luna) y la base (clásticos de la Formación Río Negro) se encuentran bien definidos tanto por su litología como por la respuesta obtenida de los perfiles eléctricos y radioactivos (Fig. 2).

La Formación Apón está constituida por calizas tipo caliza lodosa (wackestone) y caliza granular lodosa (packstone) con contenido variable de clásticos finos en delgadas capas, una secuencia de lutitas dolomitizadas hacia la base, calizas bioclásticas (caliza granular lodosa de moluscos) y niveles de foraminíferos béticos como Everticyclammina, Choffatella sp., miliólidos, textularias, cuneolinas y un horizonte de Orbitolina sp. que sirve de guía en todo el lago.

La Formación Lisure se caracteriza por un alto contenido de glauconita y de intervalos clásticos de areniscas calcáreas y limolitas. En la parte basal es distintiva una lutita correlacionable a nivel regional que desaparece hacia Urdaneta Noreste. Otros intervalos muestran calizas bioclásticas, peloidales, horizontes de ooides, oncoides e intraclastos.

La Formación Maraca presenta hacia su parte superior calizas bioclásticas con rudistas, ostreas y en general está constituida por calizas granulares lodosas (packstone) y calizas granulares (grainstone) oncolíticas y oolíticas.

MAPA DE UBICACION

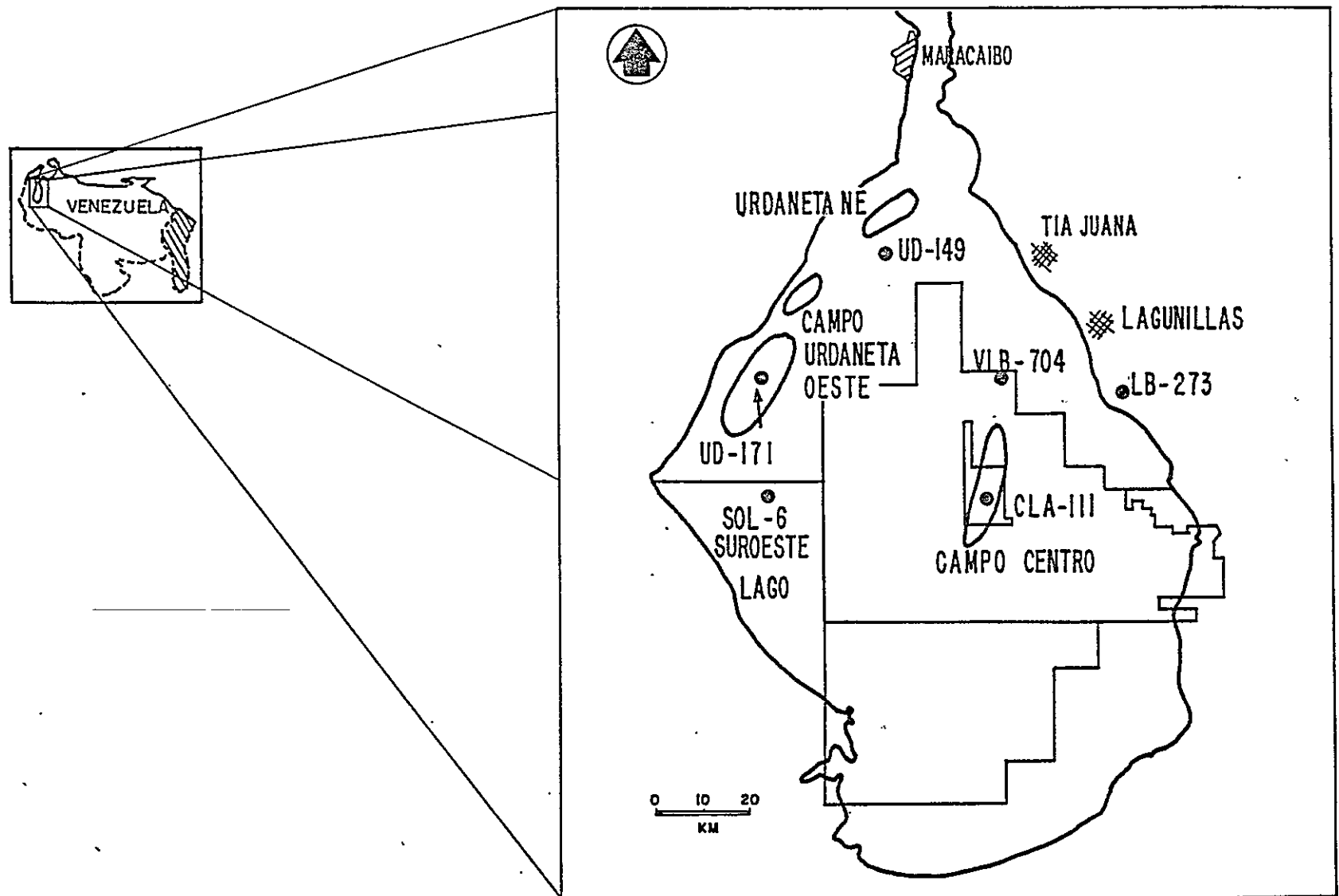


FIG. 1

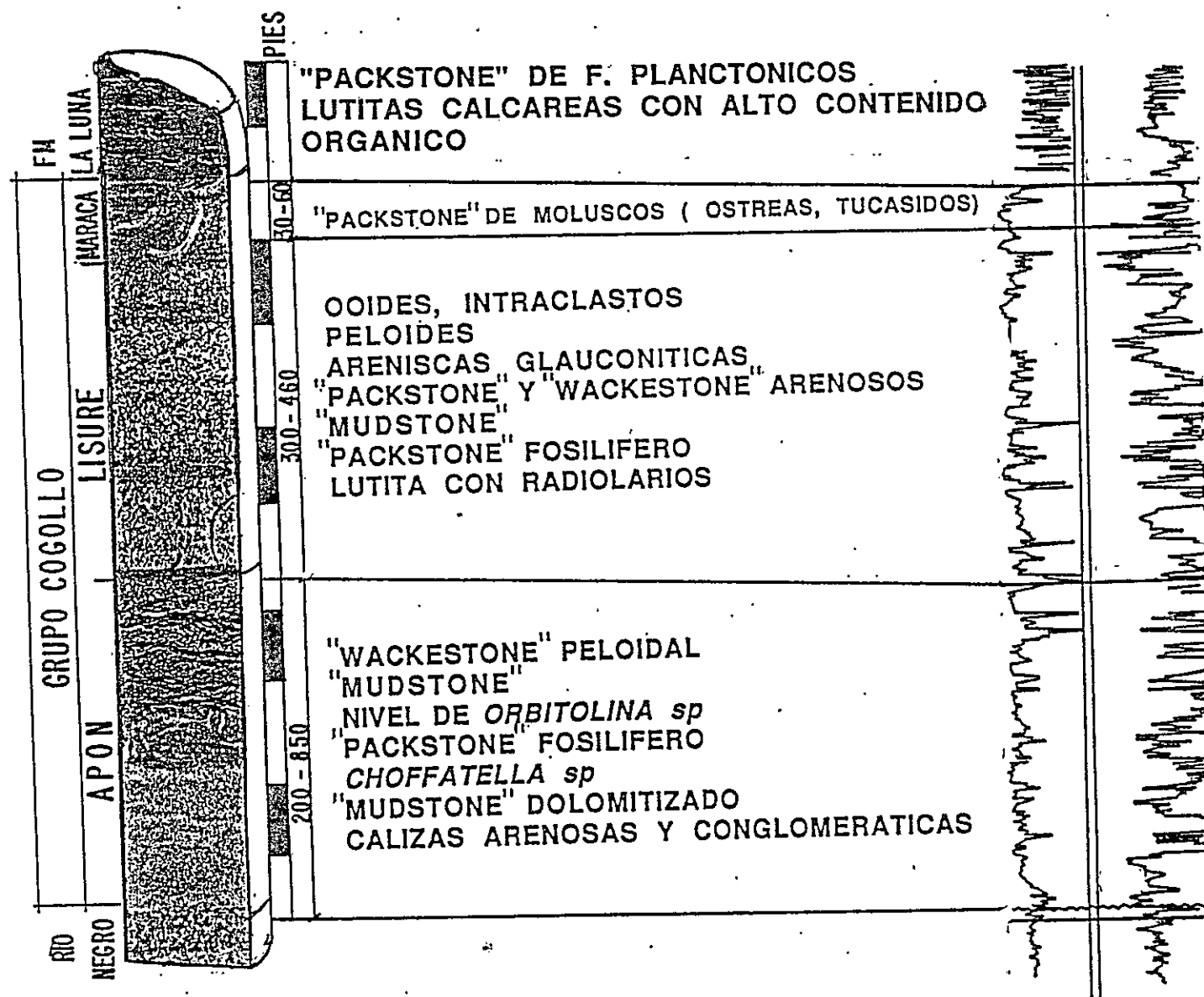


FIG.-2

OBJETIVO

El presente estudio tiene como objetivo básico evaluar la interacción de los diferentes procesos diagenéticos que afectaron a la sección carbonática correspondiente al Grupo Cogollo y que dieron lugar a variaciones en la porosidad original de estos sedimentos, lo cual es fundamental para la caracterización de su potencialidad como yacimiento.

Hasta el presente, la única referencia publicada sobre la diagénesis de los carbonatos del Grupo Cogollo pertenece a Bartok et al., (1981), quienes describieron además las litofacies, los ambientes de sedimentación y un modelo sedimentario generalizado.

METODOLOGIA DE TRABAJO

Se tomaron muestras de los núcleos y se procesaron para obtener secciones petrográficas, impregnadas a presión con resina azul, con el fin de preservar y detectar la porosidad y posteriormente se tiñeron con una mezcla de alizarina roja y ferrocianuro de potasio para discriminar calcita y dolomita y detectar su contenido de hierro. Las secciones fueron analizadas bajo un microscopio polarizante, usando un ocular 8X y objetivos de 2.5, 10, 20 y 40X. Se reconocieron aloquímicos, ortoquímicos, estructuras, porcentajes y tipos de porosidad.

Una vez analizadas las muestras, se determinó la secuencia paragenética generalizada, a través de la relación temporal de eventos. Estas secuencias se compararon con los diagramas de soterramiento para obtener la sincronización de eventos diagenéticos y la generación de hidrocarburos.

RESULTADOS

Se identificaron elementos aloquímicos, ortoquímicos y minerales no carbonáticos.

Elementos aloquímicos:

Fósiles: Pelecípodos (ostreas, rudistas) equinodermos, briozoarios, foraminíferos bénticos, foraminíferos planctónicos, algas verdes, algas verdiazules, oncolitos, ostrácodos y espículas de esponjas.

Pelotillas y Peloides: Muy abundantes en toda la sección, principalmente en la Formación Apón.

Ooides: Compuestos por oolitas, granos cubiertos y oncoides con diferentes niveles formados por granos de cuarzo o fragmentos fosilíferos.

Intraclastos: Formados por fragmentos subredondeados de material previamente litificado, que contienen restos de fósiles, ooides y granos de glauconita.

Elementos ortoquímicos: Los minerales carbonáticos que constituyen los cementos son: dolomicrita, espato no ferroso y ferroso, espato neomórfico, dolomita ferrosa, no ferrosa y barroca ferrosa. Los cementos se presentan bajo las siguientes morfologías: microcristalina (micrita) volumétricamente el mas importante, syntaxial, isópaco circungranular hojoso, equigranular en forma de mosaico y rara vez isópaco fibroso.

Minerales no carbonáticos: Los principales minerales no carbonáticos encontrados en el Grupo Cogollo son los siguientes: fosfatos, glauconita, sílice en forma de cuarzo y calcedonia, arcillas (caolinita, illita) y pirita.

Los fosfatos ocurren como reemplazo en peloides y fósiles, en tanto que la glauconita además de sustituir cobertura de ooides, peloides y restos esqueléticos está presente como mineral cementante.

La sílice en forma de cuarzo se presenta como granos dispersos en la matriz, a veces con los bordes corroídos reemplazados parcialmente por calcita. Como calcedonia siempre está rellenando las horadaciones en conchas de pelecípodos y a veces en fracturas conjuntamente con calcita.

Las arcillas reconocidas por petrografía convencional rellenando poros son caolinita e illita.

La pirita reemplaza fósiles y se encuentra como agregados de framboides diseminados por toda la matriz.

Diagénesis

La diagénesis del Grupo Cogollo ha sido compleja y la distribución espacial de los eventos diagenéticos es heterogénea a través del Lago.

Las diferentes características forman una secuencia paragenética que consiste de varias etapas y ambientes a diversas profundidades, las cuales están resumidas en las figuras 6 a 11. No se incluye en los cuadros a la pirita, algunos minerales de arcilla y el cuarzo porque se superponen a varias etapas y no contribuyen significativamente a la interpretación de la historia diagenética del área.

La diagénesis se describe de acuerdo al ambiente donde se produjeron los eventos y comenzando por la sedimentación inicial, en un ambiente marino freático hasta el ambiente meteórico de soterramiento. La figura 3 ilustra la distribución de estos ambientes.



CEMENTACION CARBONATICA PARA VARIOS AMBIENTES DIAGENETICOS

FIG. 3

Bartok et al., (1981) postulan la presencia de un cemento pendular de origen vadoso en el pozo LB-273 a una profundidad de 4286 m (14062'). En este estudio no se corroboró tal afirmación. Estos autores, además, muestran una cementación sintaxial posterior a un cemento tipo menisco en ese mismo pozo, a una profundidad de 4500,4 m (14765'), que no fue alcanzada (PT 4492,8 m - 14740').

Ambiente Marino Freático

Los carbonatos de aguas someras están constituidos por una mezcla de minerales metaestables (aragonito y calcita rica en magnesio) y su alteración comienza ya en este medio, agregándose la importante actividad de bioturbación por los organismos que producen horadaciones, excavación y remoción de los sedimentos, productos de excreción, acción bacterial y de algas endolíticas responsables de la formación de envoltorios micríticos y precipitación de micrita cementante.

La glauconita (chamosita) se encuentra asociada a fosfatos en los intervalos carbonáticos. El desarrollo de estos minerales estuvo favorecido por condiciones ambientales marinas medianamente reductoras y una sedimentación significativamente retardada, reflejando una interacción compleja entre las condiciones químicas locales en el lugar de depositación y los efectos de la materia orgánica durante la diagénesis (Van Houten y Purucker, 1985).

En algunas muestras del pozo UD-149 fue observado cemento con morfología fibrosa circungranular, de composición original aragonítica o de calcita magnesiana con un posible origen marino freático. Esta morfología se mantuvo como reliquia porque en estos casos ha ocurrido transformación a calcita baja en magnésio, como forma más estable de CaCO_3 .

En el pozo LB-273 este cemento se presenta en el interior de intraclastos (Figura 4a) por lo cual, se propone un origen de segunda generación. Es decir, aloquímicos que formaban parte de un sedimento parcialmente litificado en el ambiente marino freático, fueron retrabajados y redepositados en la misma cuenca.

Diagénesis en Ambiente de Mezcla

La zona de mezcla es el límite de agua salobre entre los ambientes marino freático y meteórico freático. En esta zona se puede formar una solución con baja saturación en iones calcio y alta saturación de iones magnesio. Allí la dolomitización ocurre bajo condiciones de buena circulación de agua (Badiozamani, 1973) en donde la principal fuente de Mg^{+2} para la formación de dolomita la constituyó la estabilización del sedimento original rico en aragonito y calcita magnesiana, a calcita baja en magnesio.



FIG. 4.A.
CEMENTO FIBROSO CIRCUNGRANULAR.
ESTA FOTOMICROGRAFÍA CORRESPON-
DE A LA PARTE INTERNA DE UN IN-
TRACLASTO. POZO LB-273, FORMA-
CIÓN LISURE. PROFUNDIDAD 14200'
(4328 M) 10X. SN.

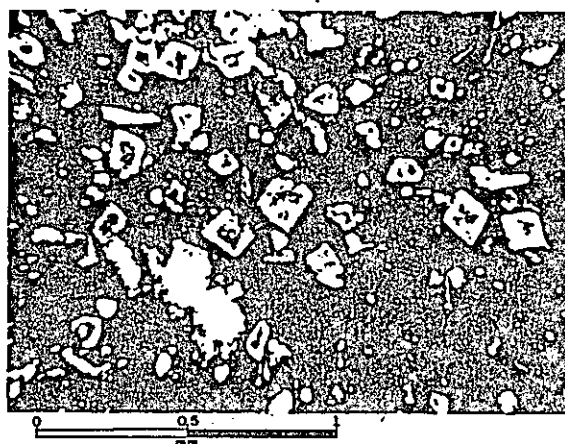


FIG. 4.B.
CRISTALES DE DOLOMITA CON NÚ-
CLEO NEBULOSO Y HALO EXTERNO
LIBRE DE INCLUSIONES. FORMACIÓN
APÓN. POZO LB-273. PROFUNDIDAD
14643' (4463 M). 3,2X. SN.



FIG. 4.C.
REEMPLAZO SELECTIVO DE DOLOMITA
(D) EN GLAUCONITA (G). FORMACIÓN
APÓN. POZO LB-273. PROFUNDIDAD
14624' (4457,4 M). 10X. SN.

FIGURA 4

Los intervalos dolomíticos carecen de evidencia de depositación en zonas supramareales debido a que no contienen ni están asociados a evaporitas y tampoco presentan rasgos o reliquias de evaporitas disueltas. En resumen, puede decirse que no existen evidencias petrográficas para postular un ambiente de hipersalinidad.

Esta afirmación es corroborable con los análisis isotópicos realizados por Gokdag (1977) para las dolomitas de los pozos LB-273, VLB-704 y CLA-111 entre otros. El mismo autor concluye que cada estrato dolomitizado representa un evento de dolomitización separado.

La dolomita se encuentra en forma de mosaico de cristales con el núcleo nebuloso y un halo externo libre de inclusiones (Fig. 4b). Frecuentemente los poros entre los cristales euhédricos están llenos de un material oscuro (arcillas) que detuvo el crecimiento de los cristales. Existe poca porosidad intercristalina y los intervalos no se consideran como yacimientos atractivos. Existen también indicios de dolomitización especialmente a lo largo de fracturas. Otros tipos de dolomita se presentan como reemplazo singenético de lutitas, con rombos dispersos en la matriz y como reemplazo selectivo en madrigueras y de glauconita antes del cemento calcítico (Fig. 4c). Su relación con otros rasgos y texturas diagenéticas indican además que este reemplazo tuvo lugar después de la sedimentación, pero antes de que la compactación pudiera afectar los granos carbonáticos, creando un empaquetamiento apretado que ocluyera totalmente la porosidad y permeabilidad.

La dolomitización selectiva de madrigueras se explica según Morrow (1978), por la formación muy temprana o contemporánea de dolomita que sirvió de núcleo para la precipitación posterior de más dolomita durante la diagénesis de soterramiento. También es posible que el magnesio retenido preferencialmente por la materia orgánica favoreciera la dolomitización por diferencias de porosidad y permeabilidad.

Ambiente Meteórico Freático

La zona meteórica freática se encuentra debajo de la mesa de agua y en ella todos los poros están llenos de agua dulce, que contiene cantidades variables de carbonato de calcio en solución y bajas concentraciones de iones magnesio (Fig. 3).

Se postula que en este ambiente se formaron tres tipos de cemento: isópaco circungranular, sintaxial y equigranular.

El cemento circungranular de calcita baja en magnesio fue observado en pocas muestras y se dispone alrededor de peloides y bioclastos (Fig. 5a y 5b). Al igual que la sílice, este cemento es predecesor del cemento sintaxial pero la relación temporal entre ambos no pudo ser determinada petrográficamente con exactitud.

La sílice en forma de calcedonia se presenta como relleno en horadaciones de conchas esqueléticas y su precipitación obedece a una disminución de los valores de pH. La fuente de sílice pudo haber sido la disolución de granos de cuarzo detrítico (Friedman y Shukla, 1980).

El cemento equigranular (espato) de grano fino a muy grueso es volumétrica-mente muy importante en el Grupo Cogollo. Ocupa poros entre aloquímicos y en moldes y cavidades que se formaron por disolución selectiva y no selectiva.

La morfología de la calcita en el cemento equigranular, indica un bajo contenido de Mg^{+2} y se forma en ambientes con influencia de aguas meteóricas o a profundidad. El tamaño de los cristales indica una fase lenta de precipitación no influenciada por reacciones orgánicas ni interferida por Mg^{+2} u otros iones (Folk, 1974). El contenido de hierro en el cemento, aunque no es un indicador único, se ha usado como criterio para distinguir los cementos de ambiente freático de los cementos de ambiente vadoso. Los carbonatos que contienen hierro ferroso probablemente se depositaron en la zona freática donde las aguas tienen un bajo Eh y están cargadas de iones ferrosos, mientras que las aguas en el ambiente vadoso son normalmente más oxidadas y el hierro presente en la forma férrica no puede sustituir al calcio por las diferencias que existen tanto en la valencia como en el radio iónico (Burgess, 1979). En el campo de Urdaneta Noreste, Moldovanyi et al., (1985) han reconocido tres generaciones de cemento equigranular tardío, utilizando métodos de catodoluminiscencia y análisis de isótopos.

También es posible reconocer un cemento equigranular de tipo neomórfico que reemplaza a su precursor de micrita interparticular. El neomorfismo se produjo de manera agradable al transformarse la micrita en un mosaico de calcita de mayor tamaño (espato).

Aunque existen diferencias de criterio en la literatura, se considera que el cemento sintaxial se forma principalmente en ambiente meteórico freático como sobrecrecimientos en continuidad óptica, alrededor de fragmentos de equinoideos que sirven de núcleo (Fig. 5c).

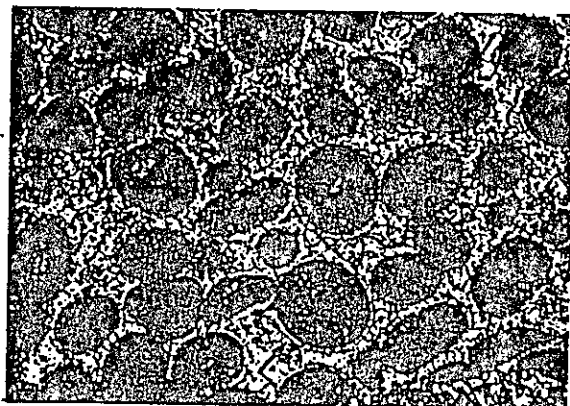


FIG. 5.A.
CEMENTO ISÓPACO CIRCUNGRANULAR
DE CALCITA BAJA EN MAGNESIO, EN
OOIDES Y PELOIDES. POZO VLB-704
FORMACIÓN LISURE, PROFUNDIDAD
15981' (4261,4 M). 2,5X. SN.



FIG. 5.B.
CEMENTO ISÓPACO ALREDEDOR DE
BIOCLASTOS Y GRANOS CUBIERTOS.
POZO UD-149, FORMACIÓN MARACA.
PROFUNDIDAD 16421' (5005,1 M).
3,2X. SN.

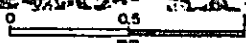


FIG. 5.C.
CEMENTO SINTAXIAL ALREDEDOR DE
FRAGMENTOS DE EQUINODERMOS (C).
POZO CLA-111, FORMACIÓN APÓN.
PROFUNDIDAD 15959' (4864,3 M)
2,5X. SN.

FIGURA 5

Los procesos de disolución son la respuesta ante cualquier cambio en las condiciones físico-químicas existentes en un determinado ambiente diagenético y se registraron prácticamente durante toda la evolución diagenética de la secuencia, lo cual originó un aumento de porosidad selectiva con la creación de moldes en restos de fósiles y ooides y no selectiva formando vacuolas, pero a la vez actuaron los mecanismos de cementación, reciclando el material disuelto.

Tanto el neomorfismo como la disolución, pueden suceder en los ambientes meteóricos tanto freático como a profundidad. La relación temporal con los demás productos diagenéticos es incierta por lo que su rango de ocurrencia se muestra impreciso.

Ambiente Freático de Soterramiento

Durante el progresivo soterramiento de la secuencia, continuó la compactación mecánica y química. Se produjo un aumento de temperatura y presión y los fluidos de poros tenían diferentes composiciones químicas. Todos estos factores unidos a la presencia de arcillas y otros iones, los efectos de tamaño de grano, textura y mineralogía hacen que las reacciones que controlan la disolución y la reprecipitación sean poco conocidas.

La compactación mecánica está evidenciada por la ruptura de fósiles y el colapso de envoltorios micríticos, mientras que la compactación química se evidencia por la interpenetración de granos y la formación de estilolitas, suturas de arcillas (clay-seams) y microestilolitas muy comunes en toda la sección, con superficies irregulares donde se concentra el material insoluble de color oscuro (arcillas, materia orgánica, etc.).

La disolución ocurrió fundamentalmente en los contactos entre granos y principalmente a través de las estilolitas, por efecto de aguas que contenían ácidos provenientes de la maduración orgánica y H_2S producto de reacciones con sulfuros, con la subsecuente redistribución de los carbonatos disueltos en forma de espato ferroso, y la formación de dolomita en los planos de las estilolitas. Estas estructuras están relacionadas a presión-disolución y a un estado diagenético tardío y a profundidad.

La actividad tectónica afectó la secuencia con fracturas verticales u oblicuas, interpretándose que ésta ya estaba consolidada. Las fracturas sirvieron de vías de migración para aguas no saturadas con respecto al carbonato de calcio, lo que permitió que se disolviera parte de los carbonatos en forma tanto selectiva como no selectiva, creándose porosidad móldica y en vacuolas, preservada en parte en la Formación Maraca. En las formaciones Apón y Lisure, estos poros se rellenaron con dolomita barroca y dolomita barroca ferrosa. Posteriormente a esta cementación ocurrió la precipita-

ción de calcita equigranular, ocasionalmente ferrosa, que ocupó igualmente los espacios vacíos remanentes.

Las fracturas fueron rellenadas posteriormente en forma total o parcial por dolomita barroca y/o calcita equigranular. La dolomita barroca, por lo general ferrosa, es un cemento típico de ambiente de soterramiento y según Radke y Mathis (1980) es indicativa de temperaturas entre 60 y 150° C.

En los campos de Urdaneta Oeste y Urdaneta Noreste fueron observados sulfatos autigénicos. Esto responde a condiciones de pH básico formados probablemente a partir de la disolución de detritos biogénicos (Scholle et al., 1983), del agua expulsada de las lutitas marinas adyacentes (Ghosh y Aguado, 1983), o de la disolución de feldespatos detríticos (Fuchtbauer, 1967). En esos mismos campos se identificó caolinita, que por relación temporal entre cementos y otros constituyentes autigénicos, fue ubicada en el ambiente freático de soterramiento, lo cual limitaría la temperatura a 210°C, cuando ocurre la transformación de este mineral.

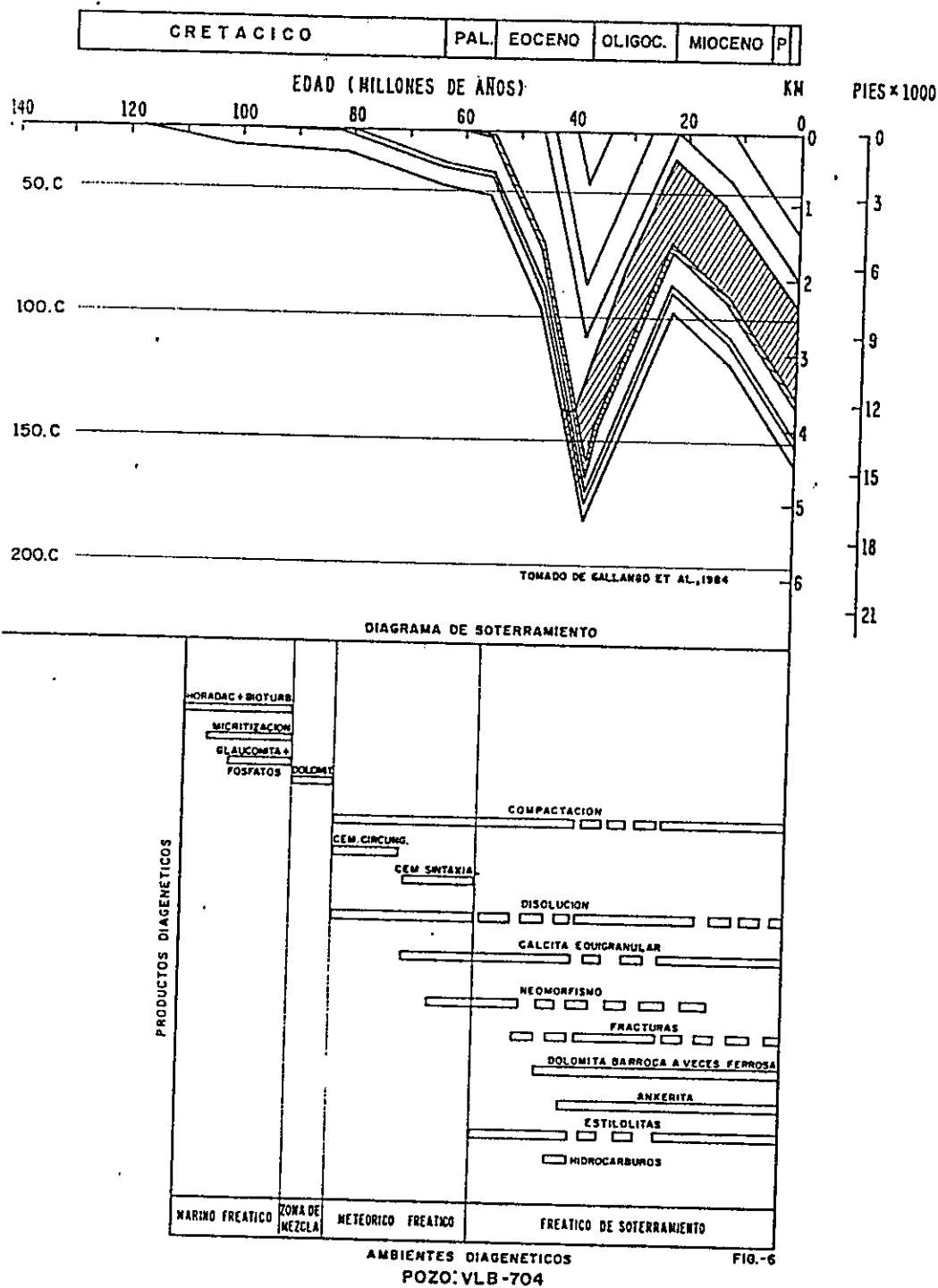
Historia de Soterramiento

Los pozos estudiados con similares historias de soterramiento en la cuenca del lago de Maracaibo pueden separarse en dos grupos fundamentales: uno que comprende los pozos LB-273, VLB-704 y UD-149 y otro en el cual se incluyen los pozos UD-171, CLA-111 y SOL-6 (Fig. 1). Las figuras 6 a 11 muestran la relación entre la historia de soterramiento y la secuencia paragenética en cada uno de estos pozos.

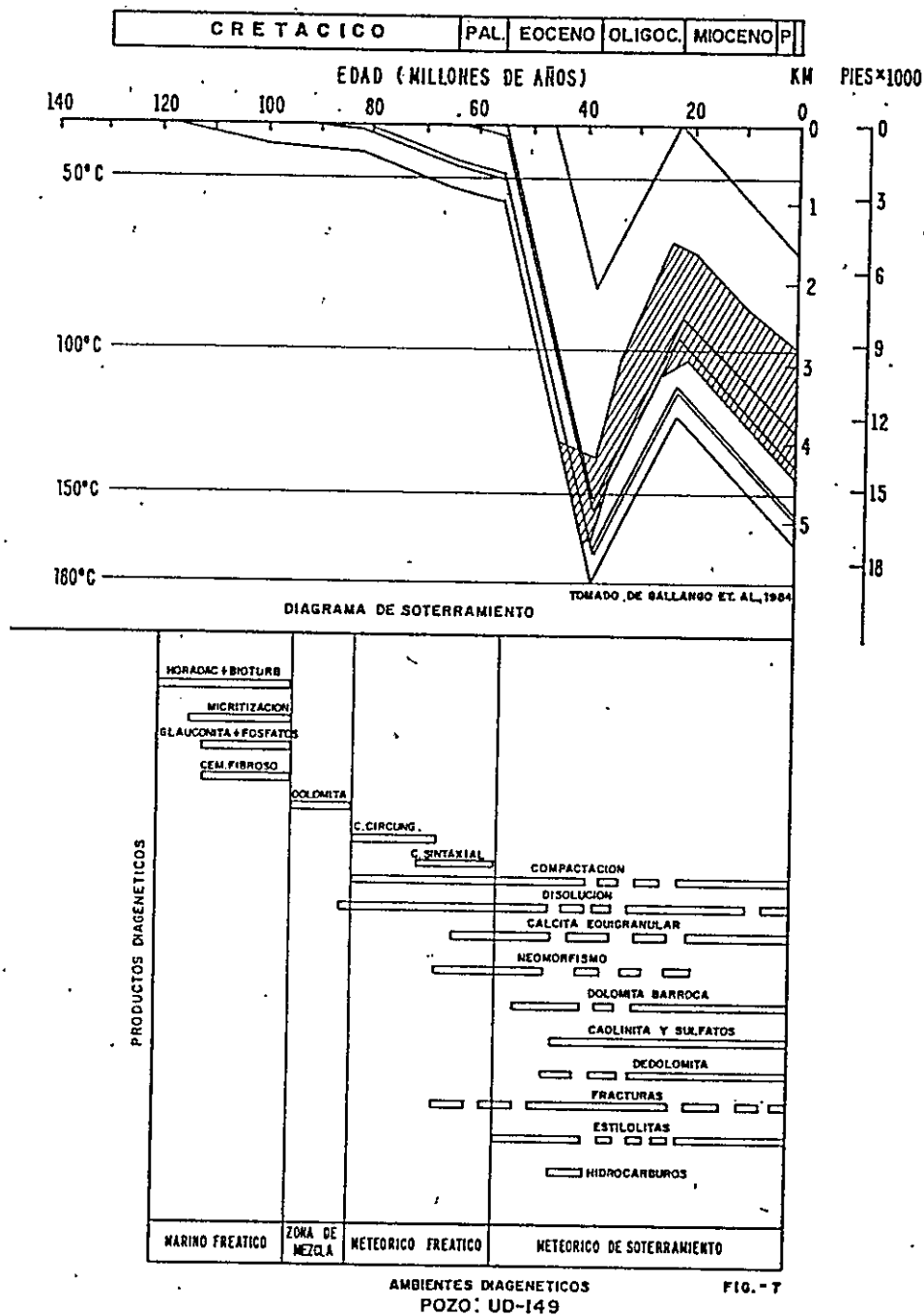
Aunque en todos los casos la secuencia cretácica fue soterrada hasta finales del Eoceno, en los pozos del primer grupo se observó un hundimiento máximo entre 5181,6-6400,8 m (17000'-21000') con temperaturas mayores de 130°C que entraron en ventana de petróleo. Los hidrocarburos generados en ese período migraron y no se almacenaron porque debido a la intensa diagénesis operada en los sedimentos, no había porosidad efectiva. Para ese mismo tiempo, los pozos del segundo grupo presentaron soterramiento máximo de 2743,2-3048 m (9000'-10000') y temperaturas menores de 110°C sin generar hidrocarburos.

El levantamiento de la cuenca durante el Oligoceno, originó fracturamiento y puso la sección en contacto con fluidos no saturados en CaCO_3 , lo cual favoreció la disolución, generó porosidad efectiva e incrementó la permeabilidad. Esta porosidad, fundamentalmente del tipo mólido, oomólido, vacuolas y fracturas, fue rellenada por hidrocarburos generados posteriormente.

COMPARACION ENTRE LOS DIAGRAMAS DE SOTERRAMIENTO Y LAS ETAPAS DIAGENETICAS



COMPARACION ENTRE LOS DIAGRAMAS DE SOTERRAMIENTO Y LAS ETAPAS DIAGENETICAS



COMPARACION ENTRE LOS DIAGRAMAS DE SOTERRAMIENTO Y LAS ETAPAS DIAGENETICAS

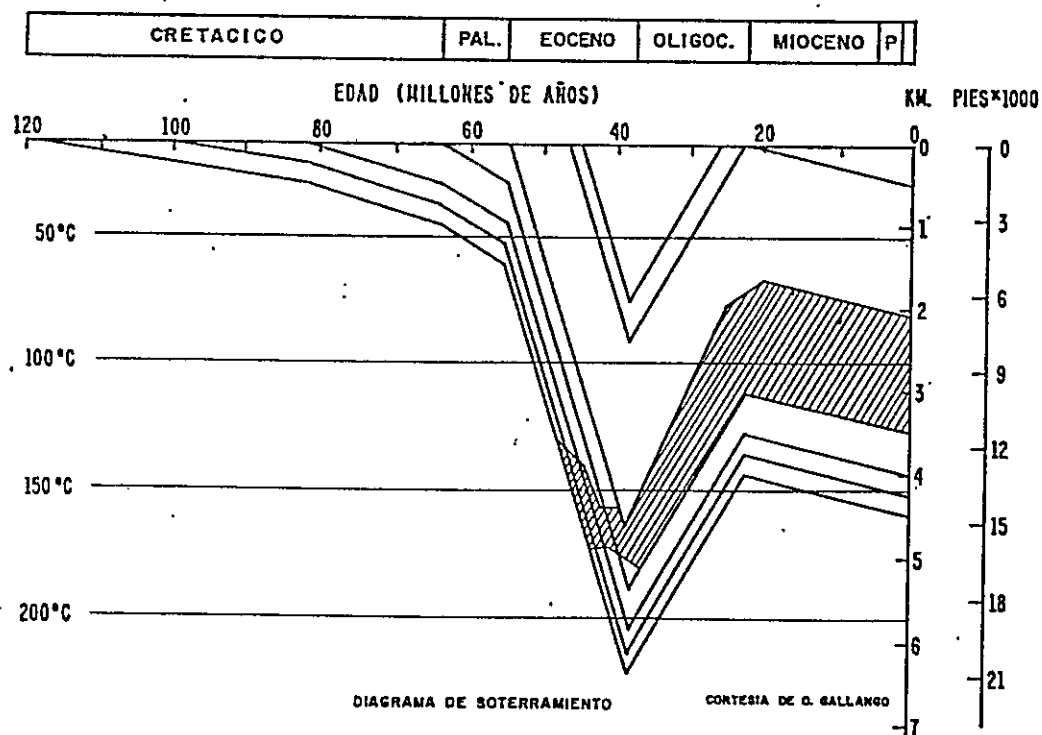
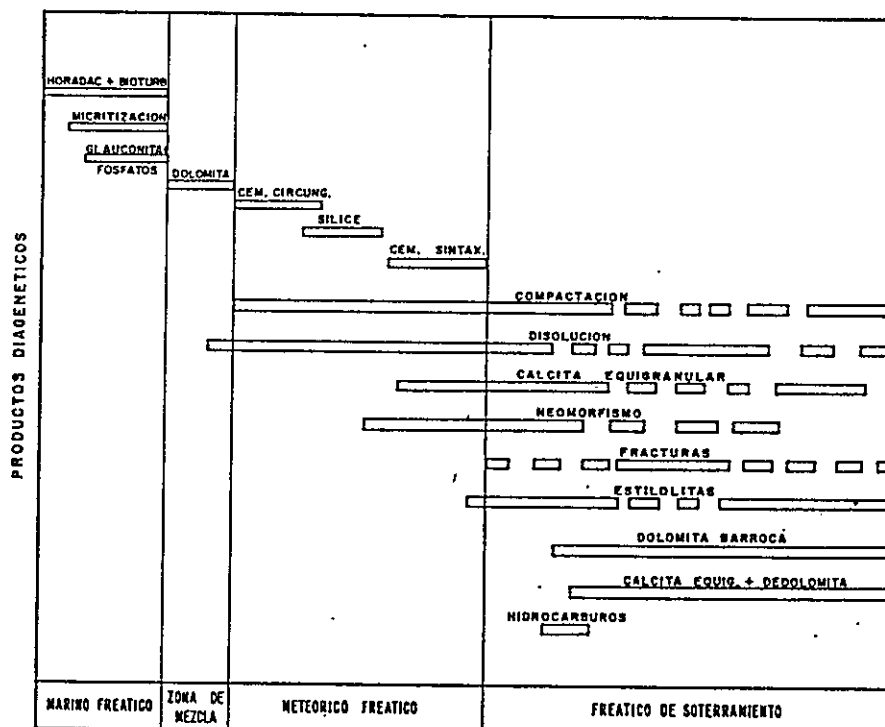


DIAGRAMA DE SOTERRAMIENTO

CORTESIA DE G. GALLANGO



AMBIENTES DIAGENETICOS
POZO: LB-273

FIG.-8

COMPARACION ENTRE LOS DIAGRAMAS DE SOTERRAMIENTO Y LAS ETAPAS DIAGENETICAS

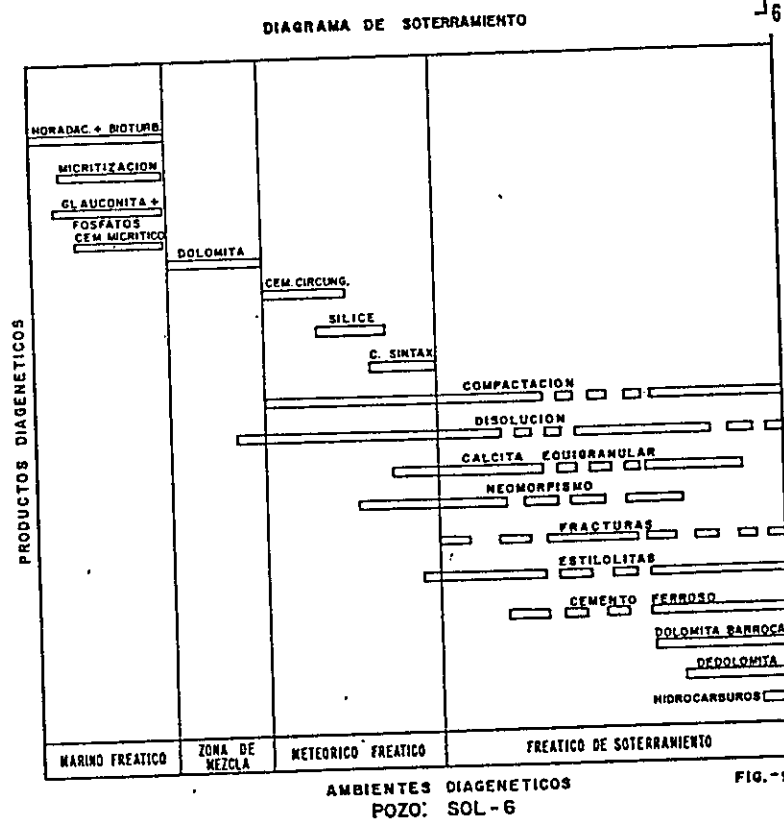
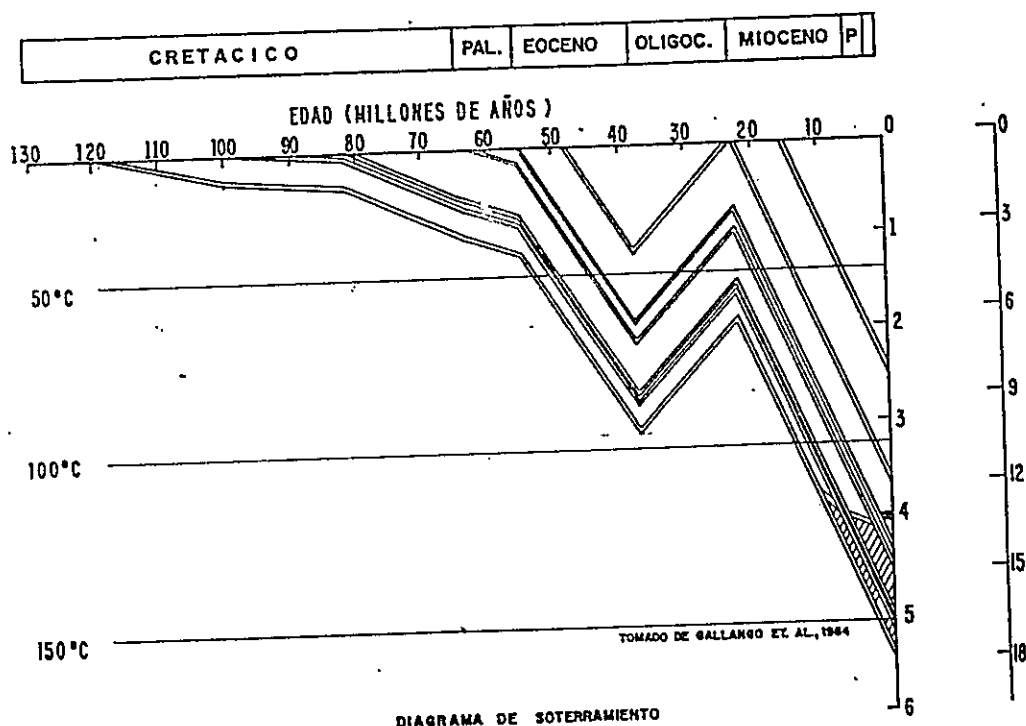
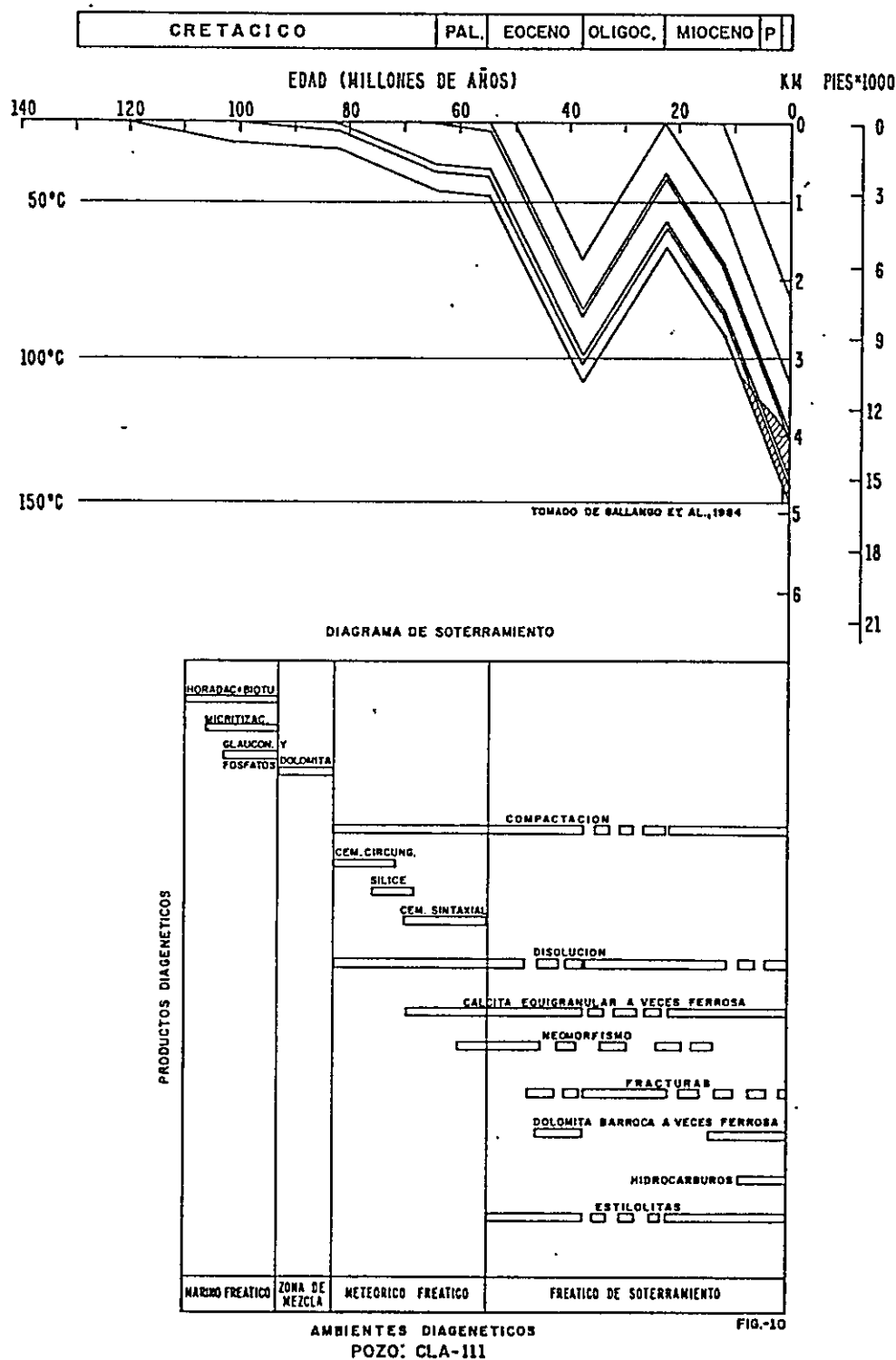
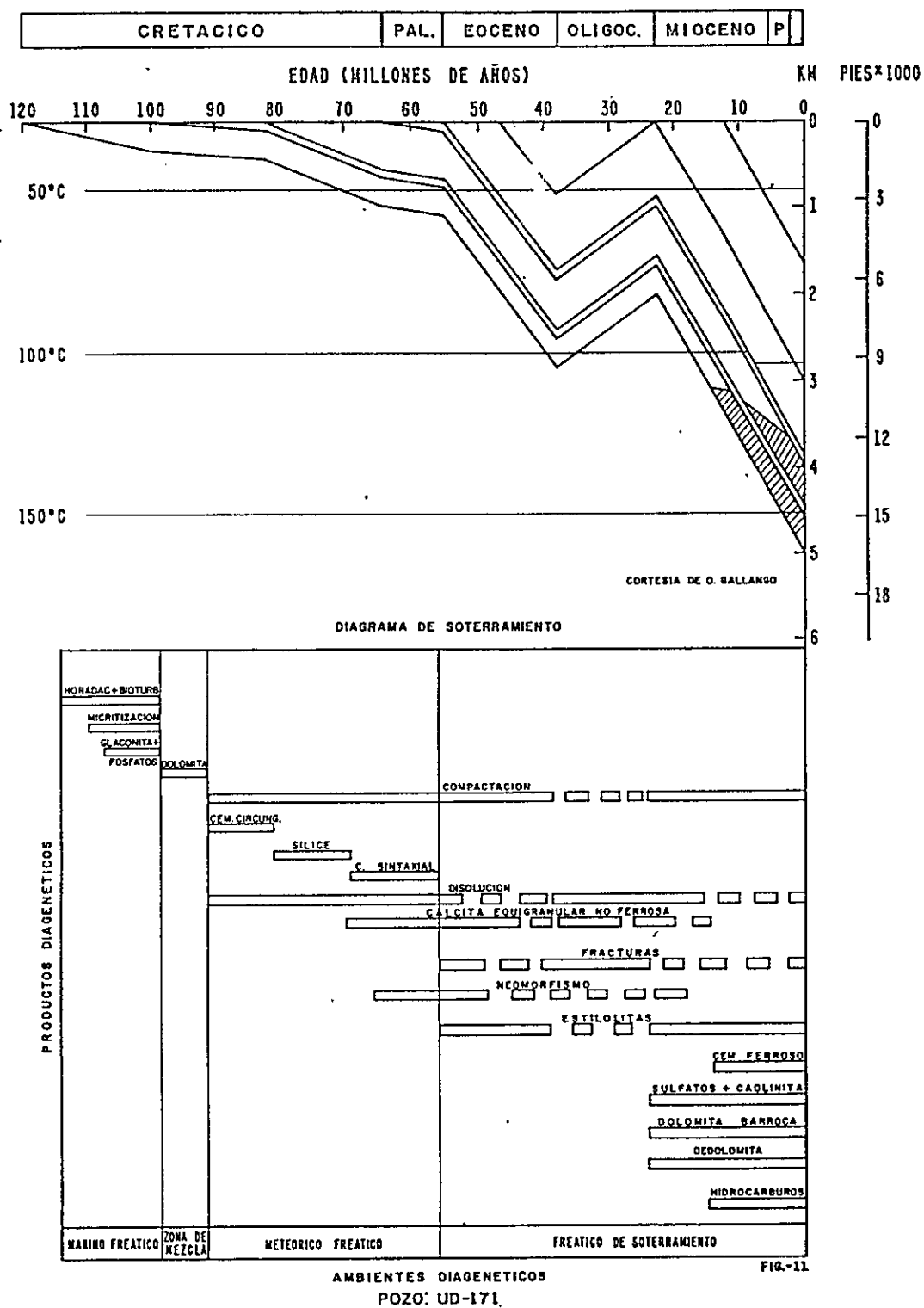


FIG.-9

COMPARACION ENTRE LOS DIAGRAMAS DE SOTERRAMIENTO Y LAS ETAPAS DIAGENETICAS



COMPARACION ENTRE LOS DIAGRAMAS DE SOTERRAMIENTO Y LAS ETAPAS DIAGENETICAS



En resumen, se puede deducir que las áreas con historia de máximo soterramiento a finales del Eoceno tienen una maduración mas temprana de hidrocarburos, que aquellas con menor soterramiento en el Eoceno, las cuales alcanzarían una maduración más tardía, durante el Mioceno o a finales del mismo.

CONCLUSIONES

Las alteraciones diagenéticas sufridas por los carbonatos del Grupo Cogollo, especialmente en cuanto a la cementación extensa, limitan sus propiedades de roca yacimiento. Sin embargo, existen algunos intervalos, especialmente en la Formación Maraca y en ciertos niveles de la Formación Apón, donde la porosidad se preservó y se presenta en los tipos móldico, oomóldico, vacuolas y fracturas.

La cementación ocurrió principalmente en cuatro ambientes: marino freático, zona de mezcla, meteórico freático y freático de soterramiento.

Existen por lo menos dos etapas principales de cementación de calcita equigranular con diferencias en el contenido de hierro: una temprana exenta de hierro y una tardía ferrosa.

Los tipos principales de cemento son: micrítico, isópaco circungranular, syntaxial y mosaico equigranular.

El patrón diagenético aquí esbozado difiere del publicado por Bartok et al., (1981) en los siguientes aspectos:

-Discriminación de dos generaciones de cementos con diferencias en el contenido de hierro.

-Falta de evidencias de ambiente vadoso postulado para el pozo LB-273.

-Reconocimiento de dos períodos de dolomitización: uno temprano en la zona de mezcla, extenso y selectivo y otro tardío generalmente ferroso de alta temperatura (dolomita barroca) que rellena fracturas y vacuolas.

Los diagramas de soterramiento corroboran la historia diagenética de un hundimiento progresivo del Grupo Cogollo, desde su sedimentación durante el Cretácico hasta fines del Eoceno, cuando comienza el levantamiento regional que rebaja la carga tectónica y origina fracturas disponibles para el almacenamiento de hidrocarburos, sólo si los sedimentos de la Formación La Luna habían comenzado la generación de petróleo, como es el caso de los pozos LB-273, VLB-704 y UD-149. Los pozos UD-171, CLA-111 y SOL-6, sólo entran en la ventana de petróleo cuando la secuencia vuelve a soterrarse, durante el Mioceno.

REFERENCIAS

BADIOZAMANI, K., 1973, The Dorag Model. - Application to the Middle Ordovician of Wisconsin. Jour. Sed. Petrology, v.43, p. 965-984.

BARTOK, P., REIJERS, T.J.A., JUHASZ, I., 1981, Lower Cretaceous Group, Maracaibo Basin: Sedimentology, Diagenesis, Petrophysics. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 65, p. 1110-1134.

BURGESS, C.J., 1979, The Development of a Lower Jurassic Carbonate Tidal Flat Central High Atlas, Morocco 2: Diagenetic history: Jour. Sed. Petrology, v. 49, p. 413-428.

FOLK, R.L., 1974, The Natural History of Crystalline Calcium Carbonate: Effect of Magnesium Content and Salinity. Jour. Sed. Petrology, v. 44, p. 40-53.

FRIEDMAN, G.M., SHUKLA, V., 1980, Significance of Authigenic Quartz Euhedra after Sulfates: Example from the Lockport Formation (Middle Silurian) of New York. Jour. Sed. Petrology, v. 50, p. 1299-1304.

FUCHTBAUER, H., 1967, Influence of Different Types of Diagenesis in Sandstone Porosity. 7th World Petroleum Congress, Mexico. Proceedings, v. 2, p. 353-369.

GALLANGO, O., CHIN-A-LIEN, M., TALUKDAR, S., 1984, Estudio geoquímico de la Cuenca de Maracaibo Informe Intevep. 192p.

GONZALEZ DE JUANA, C., ITURRALDE DE AROZENA, J., PICARD, X., 1980, Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas Ediciones Foninves, Tomos I y II.

GHOSH, S., y AGUADO, B., 1983, Diagénesis de las Areniscas del Eoceno en el Area de Mara-Maracaibo. Informe Intevep. 389 p.

GOADAC, H., 1977, Note on the Origin, Distribution and Reservoir Potential of Dolomite in the Cretaceous Cogollo Group. Lake Maracaibo Basin. Venezuela. Informe Shell.

HARRIS, P. M., KENDALL, C.G.St.C., LERCHE, I., 1985, Carbonate cementation - A brief review, en N. Schneidermann y P.M. Harris eds., Carbonate Cements: SEPM Spec. Publ. 36, p. 79-95.

MOLDOVANYI, E. P., KLAR, P., GHOSH, S. K., KUMMEROW, E., CONTRERAS, B., 1985, Diagénesis de Carbonatos en Sedimentos Cretácicos, Campo Urdaneta Noreste de la Cuenca de Maracaibo. Informe Intevp. 251 p.

MORROW, D. W., 1978, Dolomitization of Lower Paleozoic burrow fillings. Jour. Sed. Petrology, v. 48, p. 295-306.

RADKE, B.M. y MATHIS, R.L., 1980, C the Formation and Ocurrance of Saddle Dolomite. Jour. Sed. Petrology, v. 50, p. 1149-1168.

SCHOLLE, P. et al., 1983, Carbonate Depositional Environments. Am. Assoc. Petroleum Geologists, Memoir 33, 708 p.

VAIL P.R., MITCHELL R.M.S., THOMPSON, S., 1977, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4. Global cycles of relative changes of sea level, en C.E. Payton, ed., Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 83-97.

VAN HOUTEN, F.B. y PURUCKER, M.E., 1985, On the Origin of Glauconitic and Chamosite Granules. Geomarine Letter, v. 5, p. 47-49.