

Egleé J. Zapata Oviedo

Escuela de Geología, Minas y Geofísica
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
Apartado 47351- Caracas, 1041A

Resumen

Este manual, estructurado como una recopilación de conceptos, análisis, modelos y referencias, acerca del estudio de las rocas carbonáticas, y su interpretación ambiental. Pretende ser un aporte para la docencia y estudio diagenético-petrográfico de calizas. Y es un esfuerzo tendiente a la obtención de un material más elaborado.

Abstract

This manual intends to be a contribution to the academic teaching and to the diagenetic-petrographic study of limestone. For that purpose, it has been structured as a compilation of concepts, analysis, models and personal experiences of the study of the carbonatic rocks and their environmental interpretation. Moreover, it is an effort which tends to the achievement of a more elaborated material.

Contenido

- Capítulo I. Glosario de terminología referida a carbonatos.
 - Capítulo II. Diagénesis: Procesos.
 - Capítulo III. Medios Diagenéticos: Carbonatos de aguas someras.
 - Capítulo IV. Porosidad.
 - Capítulo V. Estudio Petrográfico.
 - Capítulo VI. Teñido de Calizas.
 - Capítulo VII. Diagenésis: Discusión.
 - Capítulo VIII. Ambientes: Modelos de facies.
 - Capítulo IX. Tablas, cuadros y gráficos de clasificación.
 - Capítulo X. Paleoecología.
- Referencias.

CAPITULO I

GLOSARIO DE TERMINOLOGIA PETROGRAFICA PARA EL ESTUDIO DE ROCAS CARBONATICAS.

A. Aloquímicos (Allochems) Folk, 1962

(Allos: diferente a lo normal). Son aquellos granos que se han formado por precipitación química en el interior de la cuenca de depósito, pero que en su mayor parte, han sufrido algún transporte posterior; si no han sido transportados, incluyen generalmente agregados orgánicos tales como fósiles sedentarios, coprolitos etc. que son diferentes de los precipitados químicos "normales". Únicamente cuatro tipos de aloquímicos son importantes: los intraclastos, las oolitas, los fósiles y las pelotillas ("pellets").

Arrecife: (Reef)

Es el producto de la actividad constructiva y de sedimentación de los constituyentes biológicos. El cual por su potencial resistencia a las olas, tiene capacidad de mantenerse en forma rígida y estable.

B. Bahamita: (Bahamite)

Caliza granular que se asemeja a depósitos del Holoceno en Bahama Banks, compuestos en gran parte de pelotillas embebidas en una matriz lodosa. Equivalente a "grapestone". Es un intraclasto.

Banco: (Bank)

Depósito esquelético formado por organismos, el cual no posee un potencial ecológico, para resistir a la energía de las olas.

Bentos: (Benthos)

Formas de vida que habitan en el fondo del mar o de un lago.

Bioclástico: Bioclastic - Bioclatique

Término de la clasificación de Grabau para las rocas detríticas formadas por acumulación de restos orgánicos.

Biofacies: (Biofacies)

Tipo de facies definida por características biológicas.

Biohermo:

Montaña pequeña o montículo estrictamente orgánico, embebidos en rocas de otras litologías.

Biolítito: (Biolithite).

Caliza originada por crecimiento de organismos que permanecen in situ, formando un entramado rígido. Ejemplos de biolíticos son los arrecifes y algunos tipos de estramatolitos.

Biomicrita: (Biomicrite). Folk, 1962

Caliza de mayor contenido en matriz micrítica que de cemento esparítico y con más del 10% de aloquímicos. Dentro de éstos, los intraclastos son menos del 25%, así como también los oolitos.

Los fósiles son más de tres veces superiores a los pellets.

Biostromo:

Estructuras estratificadas tabulares, carentes de relieve topográfico.

Biopelasparita: (Biopelsparita). Folk, 1962

Caliza con mayor abundancia de cemento espático que la matriz micrítica y con más del 10% de aloquímicos. Los intraclastos y los oolitos son menos del 25% cada uno, y los fósiles y los pellets presentan una relación tal que ninguno de ellos es tres veces más abundante que el otro.

Biopelmicrita: (Biopelmicrite). Folk, 1962

Caliza con mayor abundancia de matriz micrítica que de espato y más del 10% de aloquímicos. La abundancia relativa de estos últimos es la misma que en la Biopelasparita.

Bioturbación: (Bioturbation)

Aspecto más o menos caótico de un sedimento motivado por la removilización en él, provocado por organismos.

Boundstone: (Dunham, 1962)

Término de la clasificación de Dunham alusivo a rocas carbonatadas construídas por crecimiento orgánico. Equivalente a Biolitito de Folk, 1962.

C. Calcarenita: (Calcarenite)

Arenita constituída fundamentalmente por granos de naturaleza carbonatada depositada mecánicamente.

Calcilutita: (Calcilutite)

Lutita constituída por granos carbonatados.

Calcirudita: (Calcirudite)

Rudita constituída por granos carbonatados depositados mecánicamente.

Caliza dolomítica: (Dolomitic limestone)

Roca carbonatada constituída por calcita (50 a 90%) y dolomita (10 a 50%).

Caliza magnesiana: (Magnesian limestone)

Roca carbonatada constituída calcita (90 a 95%) y dolomita (5 a 10%).

Caliza Nodulosa: (knobly limestone o noduleus limestone)

Caliza con una estructura en nódulos subredondeados, carbonatados, con una matriz igualmente carbonatada.

Clástico: (Clastic)

Sinónimo de detrítico.

Concreción: (Concretion)

Estructura diagenética formada por precipitación de una sustancia mineral alrededor de un núcleo, generalmente tiene forma subsférica o discoidal.

Cono en Cono: (Cone in Cone)

Estructura diagenética caracterizada por conos que encajan unos dentro de otros con sus vértices apuntando hacia la base de la capa que los contiene, pueden presentarse aislados o en grupos. Es considerada como una forma típica de cementación en margas.

Ocurre frecuentemente asociado a concreciones y sugiere origen posterior a ellos.

Creta: (Chalk)

Biomicrocristalina blanca y porosa. Los fósiles son foraminíferos y coccolitos. Son abundantes en ambos márgenes del Canal de la Mancha, en materiales cretáceos, sistema que toma su nombre de esta roca.

D. Detrítico: (Detritus)

1. Partículas sólidas arrastradas y depositadas procedentes del exterior de la cuenca.
2. Sedimentos o rocas formadas predominantemente por partículas detríticas.

Sinónimo de clásticos.

Diagénesis: Ginzburg, 1957

Todos los cambios que tienen lugar en los sedimentos después de la sedimentación, que afecta tanto a las partículas minerales, como al agua intersticial, debido a procesos físicos, físico-químico, químico, bioquímicos y biológicos tendientes a la litificación a temperaturas y presiones bajas.

Dismicrocristalita: (Dismicrocristite). Fólk, 1962

Corresponde a disturbios de microcristalita; es un lodo carbonático que contiene una serie de ojos de calcita limpia (espato) resultado del relleno de madrigueras o roturas.

Dolomita: (Dolostone) Wilson, 1976

Rocas carbonáticas constituida por calcio (Ca) y magnesio (Mg) producto, en su mayor parte, de reemplazamiento diagenético del calcio (Ca) de la molécula de carbonato de calcio (CaCO_3) el cual es sustituido por magnesio (Mg) para formar un carbonato de calcio y magnesio. El producto final es pues una roca constituida por rombo de 5 a 250 micras, de fábrica original parcial o totalmente destruida.

E. Eolianitas: (Eolianite)

Roca sedimentaria formada por material detrítico que ha sido depositado por el viento. Es más frecuente reservar el término para aquellas rocas formadas por clastos calcáreos.

Equigranular: (Equant)

Término usado para definir un tipo de cemento de espato calizo que se desarrolla en cristales grandes, formando como un mosaico de cristales de tamaños similares.

Espato: (Spar) Sparrycalcite

Es una calcita que generalmente forma cristales de 2-10 micras o más de diámetro y se distingue de la microcristalita por su transparencia, así como por su mayor tamaño cristalino.

Este tipo de calcita generalmente se forma como simple cemento precipitado "in situ" en los poros.

Estilolito: (Stylolite)

Cada uno de los conos o columnas que constituyen una superficie estilolítica. Microfracturas de forma aserrada que pueden tener pequeños desplazamientos.

Estromatolito: (Stromatolite)

Estructuras sedimentarias, calcárea, caracterizada por una laminación ondulada. Presenta formas variadas, originándose así diversos tipos de estromatolitos.

Se forman por actividad de algas azul-verdes, en aguas muy someras.

Extraclasto: (Extraclast)

Grano detrítico de roca carbonática derivado de fuera del área de sedimentación.

F. Facies: (Facies)

Conjunto de características litológicas y paleontológicas que definen una unidad estratigráfica y que permiten diferenciarla de las demás. Existen otras definiciones del término.

Faneríticos: (Phaneritic)

Clase textural de las rocas químicas en las que el tamaño de los cristales es superior a 0.01 mm. Comprende a los microcristalinos y macrocristalinos.

G. Geopetalo: (Geopetal)

Es una estructura interna de relleno de conchas fósiles por lodo

carbonático, la cual es útil como indicador de base y tope.

Grainstone Dunham, 1962

Caliza granular sin lodo.

Término de la clasificación de Dunham para rocas constituídas fundamentalmente por granos (esqueleto granular) con ausencia de lodo carbonatado.

Grapestone:

Conjunto de pellets u otro tipo de granos calcáreos que originan un agregado que recuerda por sus formas a un racimo de uvas. Sinónimo de Bahamita.

I. Intersticios: (Interstics)

Técnicamente vacíos. Usado para vacíos intragranulares de origen primario.

Intraclastos: (Intraclast)

Fragmento de roca carbonática, comúnmente de débil consolidación, que ha sufrido desgaste por transporte dentro de la cuenca donde se originó y se depositó.

Intraesparita: (Intrasparite)

Roca carbonatada con cemento esparítico y más de 25% de intraclastos.

Intramicrita: (Intramicrite)

Roca carbonatada en la que el cemento esparítico es más escaso

que la matriz micrítica y los intraclastos constituyen más del 25%.

Isopaco: (Isopachous)

En carbonatos se usa como término descriptivo, para un tipo de cemento, el cual reviste los granos, manteniendo su espesor uniforme. Es un cemento más submarino.

L. Litoclasto: (Lithoclast)

Fragmentos derivados localmente y penecontemporáneamente a la sedimentación, pueden ser de fuera o de dentro de la cuenca. Cuando se forman dentro de la cuenca son sinónimos de intraclasto.

Litográfico: (Litographic)

Término textural usado para, describir carbonatos de granulometría extremadamente fina y uniforme, que usualmente poseen fractura concoidea.

M. Macrocristalina: (Macricrystalline)

Término textural para rocas químicas en las que el tamaño de los cristales es superior a 1 mm. Sinónimo de megacristalino.

Marga: (Marl)

Roca intermedia entre arcilla y caliza, en la que el contenido de cada una está comprendido entre 35 y 65%.

Menisco: (Meniscus)

Referido a un tipo de cemento carbonático formado en la etapa

inicial de la diagénesis, en la denominada zona vadosa. Donde cristales de cemento precipitan cerca o en los contactos entre granos muy cercanos; en la posición que los meniscos de agua supestramente ocupaban.

Mesocristalina: (Mesocrystalline)

Término textural alusivo a las rocas químicas con cristales de tamaño comprendido entre 1 y 0,5 mm.

Mesohialino: (Mesohialine)

Se aplica a organismos que soportan una salinidad media.

Micrita: (Micrite)

Calcita microcristalina, lodo carbonático o fango calcáreo.

1. Es el fango calcáreo, o equivalente consolidado que posee cristales de tamaño, entre 1 y 4 micras, que puede constituir la matriz de las rocas carbonatadas.

2. Roca carbonatada constituída por calcita microcristalina con menos del 10% de aloquímicos.

Microcristalina: (Microcrystalline)

Término textural alusivo a las rocas químicas cuyo cristales tienen un tamaño comprendido entre 1 y 10 micras.

Microespato: (Microspar)

Calcita microcristalina generalmente de 5 a 15 micras de tamaño, producto de recristalización de micrita. Puede llegar a tener hasta 30 micras cuando es amorfo o tosco.

Mudstone: (Dunham, 1962)

Lodolita calcárea.

Término de la clasificación de Dunham alusivo a las rocas carbonatadas que contienen menos del 10% de granos y el resto es matriz de lodo carbonatado. Equivale en parte a micrita y a lutita.

N. Necton: (Nekton)

Conjunto de organismos acuáticos dotados de la facultad de nadar libremente.

Neomorfismo: (Folk, 1962)

Todo proceso por medio del cual antiguos cristales son gradualmente consumidos y simultáneamente reemplazados por nuevos cristales que difieren en forma y tamaño del mismo mineral o su pseudomorfo.

Nódulo: (Nodule)

Estructura diagenética caracterizada por una forma irregular y de composición mineralógica variable, pero siempre diferente a la de la roca en la que se encuentra encajada. Generalmente no presenta estructura interna.

O. Oligohalino: (Oligohaline)

Se aplica a organismos que solamente soportan una salinidad baja.

Oncolito: (Oncolite)

Tipo de estromatolito caracterizado por tener una forma generalmente esferoidal y presentar una estructura interna laminada.

Oosparita: (Oosparite)

Caliza con más del 10% de aloquímicos y cemento esparítico. Entre los aloquímicos deben contener menos del 25% de intraclastos y más del 25% de oolito.

Oolito: (Oolites)

Granos redondeados de diámetro desde 0.1 a 1.0 mm. Muestran estructura interna radial concéntrica. Se forman generalmente alrededor de un núcleo (un pequeño fragmento fósil o un grano de cuarzo) y en lugares donde la acción del oleaje es vigorosa y continua, y donde hay precipitación rápida de calcita. A profundidad no mayor de 5 m.

Oomicrite: (Oomicrite)

Caliza, poco frecuente, en la que la matriz micrítica es más abundante que el cemento esparítico, tiene más del 10% de aloquímicos, y de ellos los intraclastos son menos del 25% y los oolitos más del 25%.

Ortoquímicos: (Orthochemical)

Son precipitados químicos normales, formados en el interior de la cuenca de depósito o dentro de la roca misma, y que muestran poca o ninguna evidencia de transporte significativo. Hay dos tipos de constituyentes ortoquímicos. Lodo de calcita microcristalina (micrita) y cemento de espato calizo (espato).

P. Packstone: Dunham, 1962

Caliza granular lodosa.

Término de la clasificación de Dunham que alude a rocas carbonatadas

das constituidas por granos (esqueleto granular) y matriz de lodo carbonatado. Los granos están en contacto unos con otros.

Pelet: (Pellet)

Grano compuesto de micrita, que generalmente no posee estructura interna. A menudo su forma es ovoide. Mucho pero no todos los pellets son de origen fecal. Tamaño entre 0.03-0.15 mm.

Peloides: (Peloid)

Aloquímicos formados de carbonato microcristalino o criptocristalino de origen indiferente. Este término permite hacer referencia a granos compuestos de micrita, sin necesidad de dar respuesta a su modo de origen; pudiendo de esta manera incluir intraclasto micritizado, intraclasto de dudosa interpretación, pellets, fósiles micritizados, oolitos micritizados, etc.

Plancton: (plankton)

Conjunto de organismos acuáticos que flotan o nadan, generalmente cerca de la superficie de las aguas, y que se caracterizan por tener una capacidad mínima, e incluso nula, para dirigir sus desplazamientos.

Pisolito: (Pisolite)

Pequeña partícula esferoidal con una estructura concéntrica laminar interna, de tamaño superior a los 2 mm.

R. Radiaxial: (Radiaxial)

Tipo de cemento de espato fibroso, que rellena cavidades (poros) disponiéndose en forma radial, con crecimiento desde la pared del

poro hacia el espacio vacío. Estos cristales se caracterizan por poseer clivajes curvos y bordes intergranulares irregulares.

S. Seudoespato: (Pseudospar)

Es una fábrica de caliza neomórfica de recristalización con un promedio de tamaño de 30 a 40 micras.

T. Travertino: (Travertine)

Caliza con estructura finamente estratificada, concrecional, y con niveles porosos, formada por precipitación a partir de aguas superficiales o subterráneas. Hay variedades muy porosas con abundantes impresiones de restos vegetales, a los que se les llama tobas calcáreas.

V. Vadosa: (Vadose)

Área ubicada por encima o sobre de la mesa de agua (zona de aereación) en la cual tanto, el aire como el agua están presentes en los poros.

W. Wackstone: Dunham, 1962

Caliza lodosa

Término de la clasificación de Dunham referente a rocas carbonatadas con más del 10% de granos de tamaño superior a 20 micras y que están en el seno de una matriz de lodo calcáreo, no llegando a estar los granos unos en contacto con otros.

CAPITULO II

1. Diagenesis de Rocas Carbonatadas.

La diagénesis en rocas carbonáticas es la transformación de sedimentos carbonáticos en calizas (Folk, 1974); y comienza con los procesos que transforman ese sedimento, los cuales pueden ser procesos continuos y constantes que trabajan el sedimento, o cambios en las rocas como respuesta a modificaciones ambientales.

Es indispensable conocer:

- a. La roca y el producto final posterior a la transformación.
- b. Procesos físicos y químicos involucrados
- c. Naturaleza del agua intersticial y su movimiento
- d. El mineral que inicia el proceso o al menos el grano sedimentario original.

Los procesos fundamentales que originan la diagénesis en las rocas carbonáticas son de dos tipos. Orgánicos y Químicos.

Los procesos orgánicos tienen lugar en la etapa más inicial de la diagénesis temprana. Cuando los sedimentos pierden movilidad, comienzan a acumularse y la actividad biológica tiene lugar favorecida por las condiciones de oxigenación del medio. Los principales procesos orgánicos que entonces, ocurrirán son:

- (1) La agregación, (2) La Reducción de partículas esqueléticas.
- (3) La Erosión orgánica (Envolturas micríticas y bioturbación)
- (4) La Acción Bacterial.

El conjunto de procesos químicos que acompañan la diagénesis de las rocas carbonatadas, varían en el tiempo de ocurrencia, tomando lugar unos en las fases más iniciales de la diagénesis y otros más allá de la epidiagenesis.

Los procesos químicos esenciales que originan la diagénesis son:

- 1.- Solución: de minerales inestables particularmente aragonito.
- 2.- Relleno de poros por precipitación de minerales = Cementación
- 3.- Neomorfismo: de minerales carbonáticos originales hacia nuevas formas más estables, bajo condiciones variables a través de procesos tales como inversión y recristalización.
- 4.- Reemplazo (metasomático) por dolomita, anhidrita, yeso, sílice, pirita, putrefacción orgánica de partículas, glauconita, etc.
- 5.- Disolución de los minerales constituyentes, por efectos conjuntos de presión y disolución.

I. Procesos Orgánicos.

- (1) Agregación: Por este mecanismo ocurre la formación de pellet, en condiciones de poca compactación y depositación lenta.
- (2) Reducción del tamaño de las partículas esqueléticas, esto implica una gradación en el tamaño de las partículas, de arenas a limos con escaso redondeamiento. Fragmentos rotos y angulares. Esta reducción del tamaño, y fragmentación, ocurren "in situ" a través de la acción de organismos, en ausencia de turbulencia.

- (3) Erosión o Perforaciones (boring) en partículas esqueléticas y envolturas micríticas (sobres micríticos). Ambos producto de la acción erosiva de organismos comedores. Unos corroen externamente las conchas, desgastando su pared exterior transformándolas en un ropaje micrítico lodoso y otros horadan perforando a través de la concha favoreciendo la penetración de lodo y otros materiales constituyentes de la matriz.

Estos procesos se producen a profundidades variables, desde marea alta hasta varias decenas de metros.

Madrigueras (bioturbación) conduce a la disgregación y mezcla de materiales, en un medio oxigenado de profundidad variable.

- (4) Acción bacterial (anaeróbica).

Exige la preservación de la materia orgánica, la cual sería atacada por bacterias anaeróbicas, en medio diagenético reductor : ambiente marino poco profundo, con enterramiento rápido. Donde la interfase agua-sedimentos coincide con la superficie de $Eh=0$. Cuando la superficie de $Eh=0$ está por encima de la interfase agua sedimento corresponde a sedimentación euxínica (Krumbein y Garrels, 1952).

II. Procesos Químicos.

1. Solución

Remoción total de algún constituyente, quedando así una cavidad, que puede perdurar durante mucho tiempo, y después rellenarse con otro mineral, este proceso reconocido ya en 1879 por H.C. Sorby, es común en el caso de los fósiles de aragonito, cuyos

moldes se encuentran rellenos por espato calizo. La solución de granos más pequeños de lodo carbonático, supersolubles debido a su alta relación de área superficial / volumen, es otra forma conocida de remoción de material.

En general podría decirse que este proceso ocurre en el ambiente diagenético subaéreo. Según Blatt et. al (1972, p. 456-457) "la disolución de carbonatos a gran escala, capaz de producir poros, no puede tener lugar en aguas saladas, que están saturadas con respecto a los minerales carbonáticos comunes. La presencia de tal porosidad implica, la existencia de aguas con una marcada diferencia composicional, comúnmente aguas meteóricas".

2. Cementación. (Füchtbauer) 1974, p. 281)

Es el proceso de relleno de cavidades primarias o de disolución dentro del sedimento por precipitación química el cual conduce generalmente a la consolidación del sedimento. Las estructuras cono-en-cono se interpretan como tipos especiales de cementación prevaletientes en margas.

Este proceso tiene lugar durante todo el tiempo diagenético. Se inicia en las facies más iniciales de la diagénesis, bajo la influencia del ambiente depositacional y no se detiene mientras las condiciones del medio sean favorables para su ocurrencia.

2.1 Tipos de cemento.

2.1.1 Cemento criptocristalino (micritización)

Producto de precipitación química causada inorgánicamente por : agitación de las aguas, cambios en la salinidad, calentamiento, etc., u orgánicamente por procesos bioquímicos bacterianos.

Este cemento es tempranamente diagenético (previo a la litificación) y puede ser confundido con matriz primaria.

La cobertura criptocristalina de conchas se preserva frecuentemente en sedimentos y rocas de aguas someras, esta cobertura primaria de calcita magnesiana tiende a conservarse mientras que el aragonito se disuelve (Winland, 1968).

2.1.2 Cemento gravitacional (Dripstone)

Corteza de color oscuro, de espesor irregular que contornea el borde de los granos, formando una especie de bolsa de estructura irregular que elonga el grano en la dirección de la acumulación.

Indica secado y mojado alternativamente en el área de mareas, se desarrolla en sedimentos de grano grueso.

Este cemento está constituido por aragonito y calcita magnesiana elongados. (microestalactitas). El desarrollo de este cemento puede ser temprano.

2.1.3 Cemento Menisco (Primer cemento, del 2° estado de Land, 1966).

Calcita baja en magnesio que se desarrolla en forma de menisco sobre la superficie de los granos, cerca de sus puntos de contacto. Lo cual implica, según (Dunham, 1969), una precipitación en la zona vadosa, donde el agua está localizada alrededor de los puntos de contacto entre los granos. También este cemento es considerado temprano.

2.1.4 Cemento Isópaco (Fig. 1)

Corteza fibrosa de calcita, que va de fina a medianamente cristalina, la cual precipita alrededor de los granos, formando un anillo (Rim) claro de calcita de un espesor, relativamente, constante. Este cemento generalmente cubre totalmente el grano y puede estar a su vez cubierto por una corteza más gruesa denominado cemento radiaxial.

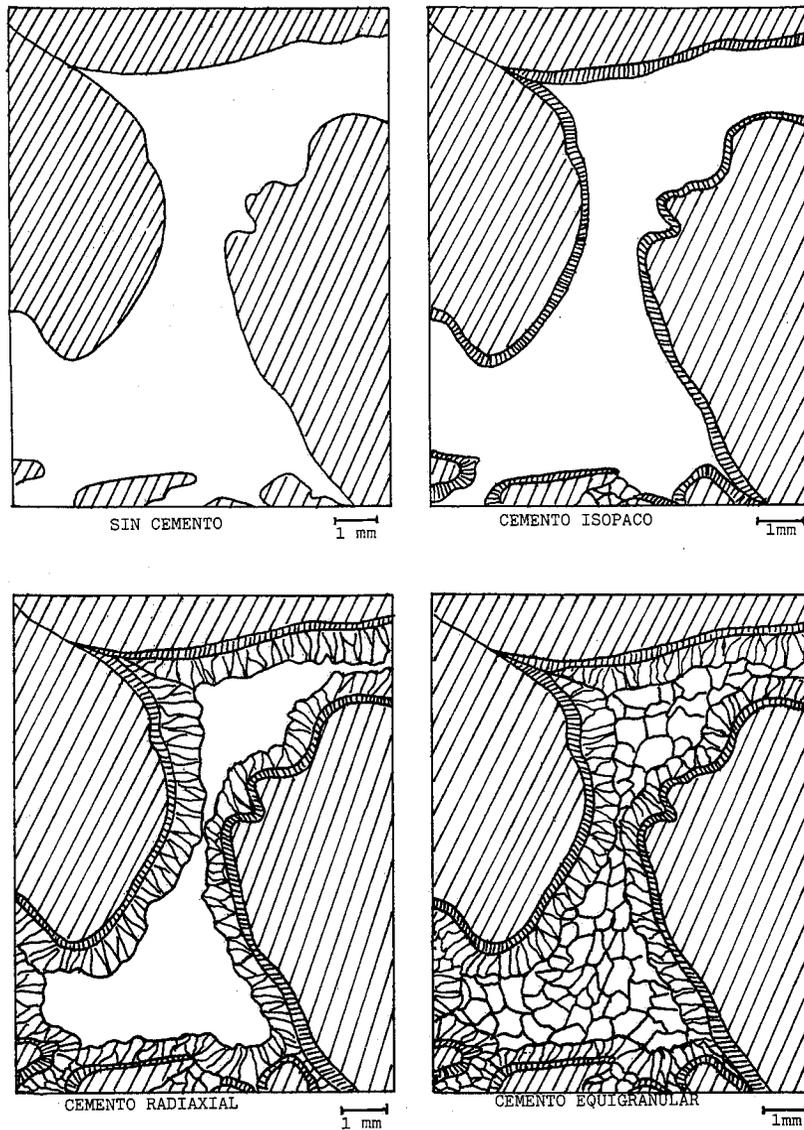
2.1.5 Cemento Radiaxial (Bathurst, 1959-1971) (Fig. 1).

Corteza fibrosa de calcita gruesa, compuesta de cristales de hasta 1.5 mm de longitud. El eje mayor (c) de los cristales es perpendicular a la superficie de los granos a los cuales se hallan relacionados. Los bordes de estos cristales son muy irregulares. Bajo nícoles cruzados tiene extinción ondulatoria y son comunes las líneas de clivaje curvas. Zankl (1971) interpreta los límites irregulares de los cristales y la extinción ondulatoria como resultado de recristalización por presión originada durante la inversión de aragonito a calcita.

Este cemento es característicamente marrón medio, coloración que es el resultado de abundantes inclusiones y material orgánico muy fino diseminado en el cemento; lo cual le da una apariencia nebulosa cuando se analiza con alta resolución.

Los cristales de calcita uniformemente nítida (isópaco), están generalmente en continuidad óptica con la calcita fibrosa gruesa de apariencia nebulosa (radiaxial) con las cuales se halla unida. Existe duda sobre su origen como elemento cementante o si por el contrario es un producto de recristalización (Ver pág. 28).

Fig 1



Esquema de tipos de CEMENTOS, tomado del trabajo de D. G. Bebout y R.G. Loucks " Un modelo de Carbonatos de Plataforma Marginal para Explotación de Hidrocarburos " . Universidad de Texas. 1974. Adaptado por E. Zapata O. 1982.

2.1.6 Cemento de calcita equidimensional. Blocky. Dunham (1969)

Calcita equidimensional de media a gruesamente cristalina; en forma de mosaicos isométricos que rellena los poros dejados en el transcurso de la cementación. Este cemento es claro e incoloro y tiene contactos rectos con los cristales vecinos. Se caracteriza por el incremento en el tamaño de los cristales hacia el centro de la cavidad poral rellena. Aparentemente no se desarrolla en poros pequeños. Este cemento puede ser bajo en aragonito y calcita magnésica. Algunos autores consideran a éste cemento constituido por calcita con hierro (comprobado por teñidos) donde el hierro de las lutitas, infrayacentes es emplazado en la caliza por compactación, en un proceso diagenético tardío que favorece la sustitución de hierro por calcita en el enrejado calcítico original.

Es de hacer notar que este tipo de cementación puede ser generada durante cualquiera de los estados de Land (1966). Por precipitaciones de carbonato de calcio lo cual, restringe la presencia de este cemento a etapas diagenéticas de enterramiento somero o poco profundo, sin la influencia del ambiente depositacional, cuando el sedimento se encuentra endurecido. (Fig. 1).

2.1.7 Cono en Cono Füchtbauer, H (1974)

Se considera como una forma típica de cementación de margas; la cual ocurre asociada a concreciones y sugiere origen posterior a ellas. Estas estructuras son más tempranas que las estilolitas. Se definen como agregados cónicos de mineral carbonático fibroso principalmente calcita y se desarrollan adyacentes a capas ricas en carbonatos. Los ejes de los conos son generalmente perpendiculares a los planos de estratificación.

2.1.8 Cemento syntaxial o sobrecrecimiento de calcita precipitada, en continuidad óptica.

3. NEOMORFISMO (Folk, 1965)

Transformación por la cual un mineral conserva su composición original (sin tomar en cuenta los cambios de los elementos en huellas de los isótopos etc.), pero adquiere forma, tamaño de cristales y orientación diferentes. Este término puede usarse para expresar colectivamente inversión y recristalización, o también cuando se desconoce el proceso exacto.

El neomorfismo (y sus casos más específicos, la inversión y la recristalización) resulta generalmente, en un aumento del tamaño de los cristales (recristalización creciente), como cuando un lodo carbonatado se transforma en espato calizo. En ocasiones, el tamaño de los cristales se reduce (recristalización decreciente) por ejemplo fósiles y oolitos recristalizan formando micrita, sin embargo este último caso es mucho más raro.

En resumen, el término neomorfismo incluye todas las transformaciones entre un mineral y si mismo o un polimorfo, donde los nuevos cristales son más grandes o más pequeños, o simplemente difieren en la forma de los elementos anteriores. No incluye el simple rellenado de poros. Los cristales deben ser gradualmente consumidos y su lugar simultáneamente ocupado por nuevos cristales del mismo mineral o su polimorfo.

3.1. Neomorfismo agradante

Proceso mediante el cual el carbonato finamente cristalino es sustituido por calcita espática (Incluye microespato y pseudoespato). Puede ser de dos formas: porfiroide y coalescente.

Procesos del neomorfismo agradante

a. Nucleación: En esta etapa se supone que ciertos cristales relativamente estables de calcita comienzan a crecer a expensas de otros cristales.

b. Entramado o armazón: Desarrollo irregular del crecimiento de los cristales, que alcanza a constituir un armazón rígido de calcita espática neomórfica. La porosidad y la permeabilidad se reduce en un alto porcentaje.

c. Etapa de "película de solución" (film solution): En esta etapa, casi toda la roca es calcita espática, con una porosidad remanente inferior al 2%. El espato continúa su engrosamiento a medida que cristales determinados crecen a expensas de sus vecinos por un proceso de migración, por vía humedad, de Ca^{++} y CO_3^- (o HCO_3^-) que se difunde de una red a otra.

3.1.1 Neomorfismo porfiroide:

Desarrollo de cristales grandes en una matriz espática y, durante las etapas intermedias del proceso, se tiene una fábrica porfiroide con cristales grandes y pequeños. El neomorfismo porfiroide parece ser el más común. Los cristales que crecen son: agujas de aragonito invertidas a calcita y granos originales de calcita en una masa de aragonitos.

3.1.2 Neomorfismo coalescente:

La mayor parte de los cristales están contemporáneamente en proceso de crecimiento o de separación; toda la masa está cambiando

del mismo modo que las burbujas en la espuma del jabón, manteniéndose un tamaño cristalino uniforme, aun cuando el tamaño promedio de los cristales esté aumentando gradualmente.

El neomorfismo coalescente puede ser el mecanismo con cual se forma el espato microcristalino y el pseudoespato. Es un fenómeno que ocurre en estado sólido por lo que no es posible que ocurra, este tipo de neomorfismo, en barros o lodos calcáreos.

3.2. INVERSION

En la transformación de un polimorfo de un mineral a otro, permaneciendo la composición química constante (CaCO_3), un ejemplo de este proceso es la transformación de calcita ortorómbica en calcita romboédrica.

TRANSFORMACION DE ARAGONITO A CALCITA

El aragonito es inestable en condiciones de temperatura y presión subaéreas. Por lo que en sedimento de aguas someras el aragonito se forma por reacciones cinéticas en relación Mg/Ca alta, pero rápidamente se transforma a calcita estable.

La preservación de aragonito, está limitada a estratos protegidos por lutitas o en lutitas petrolíferas.

Existen dos tipos de transformaciones polimórficas de aragonito a calcita:

a. Inversión homoaxial: Transformación por medio de una película de líquido migrante, que causa simultáneamente disolución del viejo mineral y precipitación del nuevo como en el reemplazamiento ordinario. Ejemplo: aragonito fibroso que pasa a calcita fibrosa de la misma orientación. No hay formación de vacíos.

b. Inversión heteroaxial: Transformación por un cambio de posición de los iones en la película cristalina, sin presencia de líquido ni largo transporte de iones. No hay relación óptica ni textural entre los cristales de aragonito y calcita. La mayoría de las conchas de moluscos son heteroaxiales. La transformación del material esquelético ocurre en rocas de baja permeabilidad (margas y lutitas) donde la estructura interna del esqueleto puede preservarse (Schmidt, 1965) pero en calizas esqueléticas de alta permeabilidad el aragonito es reemplazado rápidamente por calcita a través de un proceso de solución selectiva. Esto ocurre en áreas de emersión periódica bajo la acción de aguas frescas (Friedman, 1964).

TRANSFORMACION DE CALCITA MAGNESIANA A CALCITA

La calcita magnesiana es encontrada en esqueletos de organismos de aguas someras como también en cemento diagenético temprano en aguas marinas someras.

Esta calcita magnesiana es preservada por largos períodos de tiempo (geológico) en rocas de baja permeabilidad. La mayor pérdida de Mg ocurre temprano en la diagénesis.

La alteración diagenética de arenas esqueléticas pleistocenas y recientes se manifiesta por la transformación de calcita magnesiana

y aragonito a calcita (Low-magnesian calcite). Esta alteración es producida por lixiviación de aguas frescas y es un proceso diagenético temprano (Friedman), 1964.

La exsolución del Mg y el reemplazo del Mg por calcio son los procesos principales; la calcita magnésiana pasa rápidamente a calcita (Low-magnesian calcite) que es estable en condiciones atmosféricas y durante el proceso diagenético.

3.3. Recristalización

Donde las fases mineralógicas inicial y final son las mismas, pero su forma cristalina, tamaño u orientación son diferentes, ejemplos de esto son la calcita fibrosa que se convierte en calcita microcristalina o la calcita microcristalina que se convierte en espato calizo. También aquí se encuentra, probablemente, una película líquida entre la vieja y la nueva generación de cristales, este proceso puede ser causado por esfuerzos (como en el caso de la recristalización ordinaria, la recristalización por tensión de los metalurgistas) o por otras fuerzas, tales como energía superficial. Este es un proceso dependiente de temperatura, tiempo y cantidad de impurezas. La recristalización no incluye transformaciones de calcita rica en magnesio a calcita baja en magnesio ya que no se efectúan, en este proceso, cambios mineralógicos. Folk 1965.

3.3.1 Recristalización de aloquímicos

Los aloquímicos recristalizados se pueden reconocer cuando consisten casi enteramente de un mosaico de espato; así se encuen-

tran algunos fósiles e intraclastos. La recristalización de una matriz de micrita produce aloquímicos muy dispersos en un "mar" de espato y con un espaciamiento más grande del que requiere la compactación. Producirá también manchones aislados de espato recristalizado en capas homogéneas de micrita. Tales rocas son muy raras. Generalmente, cuando los aloquímicos son abundantes y están muy compactados, tienen un cemento de espato calizo; cuando son poco abundantes, se encuentran dispersos en una matriz de micrita. La predominancia absoluta de estos dos últimos tipos de rocas apoya la teoría, que afirma, que la mayor parte del espato se origina como cemento en los poros y no proviene de recristalización.

Puede comprobarse la presencia de recristalización si el espato invade sin distinción los aloquímicos y la matriz. Los criterios para comprobar la recristalización son los mismos que para el reemplazamiento. A este respecto, Bathurst (1958) hizo algunas sugerencias basadas en la "Fabrica" de la roca, Folk (1965) también trató este punto.

3.4. Evidencias del origen neomórfico del Microespato y el Seudoespato.-

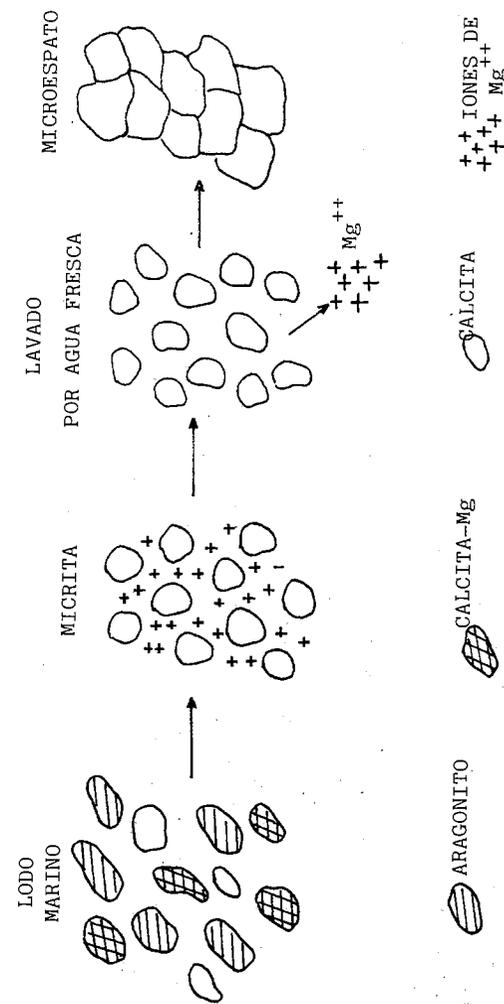
3.4.1 Microespato

Definida como calcita microcristalina, generalmente desarrolla cristales de 5 a 15 micras de tamaño, como producto de la recristalización de la micrita puede llegar a formar cristales de hasta 30 micras, cuando es amorfo o tosco.

Partiendo de un sedimento en aguas marinas el cual contiene lodo calcáreo con abundante calcita magnesiana, cuando este sedimento comienza a ser litificado todos los poliedros de calcita están rodeados por una "jaula" de iones de magnesio que impide el crecimiento a niveles superiores del rango de la micrita (4 micras). Si este sedimento es lavado por agua fresca, la "jaula" de iones de magnesio es removida, permitiendo el desarrollo de cristales de mayor tamaño, así como también su acercamiento, ocurriendo de este modo la recristalización del lodo calcáreo a microespato. (Ver figuras 2 y 3).

Muy probablemente el desarrollo de microespato comienza como una transformación de neomorfismo porfiroide (que explicaría el vacío de 3.5μ) para romper la barrera micrítica. De 5 micras en adelante cambia a neomorfismo coalescente.

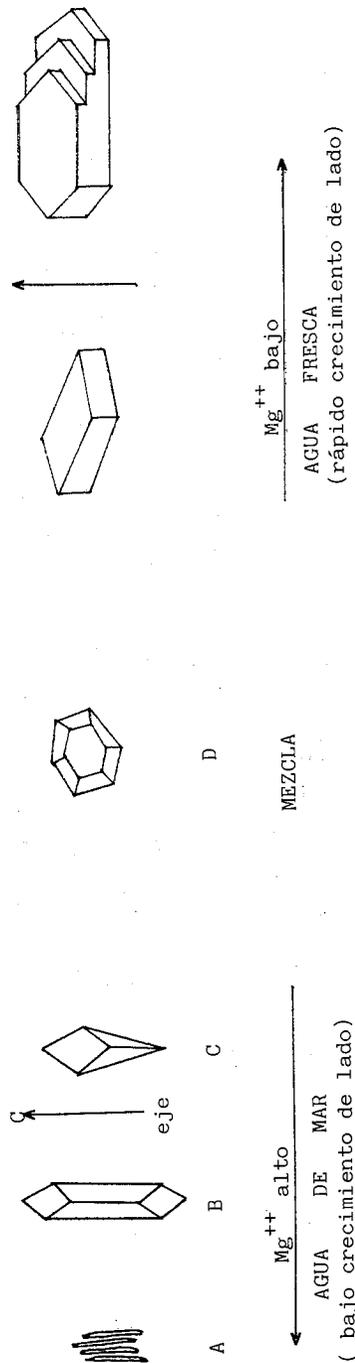
Son evidencias de su carácter neomórfico a) los parches de microespato en micrita o lodo carbonático. b) su desarrollo en forma de flecos alrededor de aloquímicos. c) su crecimiento cortando pellets, conservando la materia orgánica del mismo.



SEDIMENTOS MARINOS, LODOS CARBONATICOS RICOS EN CALCITA MAGNESIANA

Cuando el lodo es transformado (litificado) en micrita, todos los poliedros de calcita están rodeados por una "jaula" de iones de Mg que previenen el crecimiento lateral, a dimensiones mayores de unos pocos micrones. Si el sedimento es lavado por agua fresca la "jaula" de Mg es removida y la recristalización a microespato sobreviene. Tomado de R.L. Folk (1974) y adaptado por E. Zappata. O. 1982.

Fig 2



HABITAD DE CRECIMIENTO DE CRISTALES DE CARBONATO DE CALCIO CONTROLADO POR LA REACCION Mg/Ca

Donde el magnesio es abundante, estará restringido el crecimiento de lado. Los cristales serán fibrosos y en rombos elongados (puede estar representado por empaquetamientos de fibras de lados estriados). En aguas superficiales producto de la mezcla de agua de mar con agua fresca, por la disminución en el contenido de magnesio de los cristales tienden a desarrollarse cristales de forma poliédral compleja. En agua fresca, cualquiera de las formas elementales de cristalización rómbica (si el crecimiento es muy rápido y la relación Mg/Ca es muy baja) podría favorecer el crecimiento de cristales de calcita con hábito micáceo (en forma de libro). Tomado de R.L. Folk (1974) y adaptado por E. Zapata. O. 1982.

Fig 3

Química	Ambiente	Hábito cristal
Mg alto- Na alto	Marino hypersalino a normal. Rocas de Playa, Arrecifes sumergidos, sabkha, etc.	Rombos escarpados de calcita Mg con orientación vertical, fibras de calcita-Mg y aragonito. Crecimiento rápido en dirección del eje "C" y crecimiento muy retardado en sentido lateral por la selectividad y contaminación que establece la presencia de Mg. Cristales limitados en ancho a unos pocos micrones.
Mg bajo- Na alto	Principalmente aguas con nata subsuperficiales	Calcita poliédral compleja y anhedral. El bajo contenido de Mg favorece el libre crecimiento del cristal.
Mg bajo- Na de moderado a bajo	Zonas freáticas -metafóricas. A profundidades subsuperficiales donde se mezclan aguas meteóricas y con-nata.	Complejos poliédrales y anhedral de calcita. El retardo en la cristalización permite el desarrollo de cristales iguales, frecuentemente gruesos.
Mg bajo- Na alto	Ríos, lagos, Caliche.	Micrita de calcita. Además láminas de calcita o cristales hexagonales con pináculos; desarrollo de estructuras laminares sobre bordes de grano, debido al crecimiento lateral rápido en ausencia de Mg.

Habitad de crecimiento de cristales de carbonato de calcio controlado por la relación Mg/Na.

Tabla I

Tomado de R.L. Folk (1974) y adaptado por E. Zapata 1982

3.4.2. Seudoespato

Definido como una fábrica de calcita neomórfica de recristalización con un promedio de tamaño de 30 a 40 micras. Puede ocurrir como inversión de fósiles y más comúnmente como recristalización del barro carbonático mediante un proceso similar al descrito para la formación del microespato. Folk 1965.

El pseudoespato es usualmente sucio debido a impurezas insolubles, que lo contaminan durante su desarrollo neomórfico. Es de tamaño esencialmente uniforme, desarrolla contactos gradacionales y sus cristales, de límites curvos, a menudo penetran los granos sin establecer orientación en su disposición, simplemente ubicados al azar.

CRITERIOS PARA DIFERENCIAR ESPATO DE SEUDOESPATO

ESPATO	FOLK, 1965	SEUDOESPATO
1. Textura siempre soportada por granos: aún así puede ser espato o pseudoespato.		1. Textura soportada por granos o por lodo.
2. Límpido, brilla en muestra de mano.		2. Usualmente sucio, debido a impurezas insolubles.
3. El tamaño de cristal a menudo varía sobre áreas pequeñas.		3. El tamaño de cristal es esencialmente uniforme.
4. Los cristales se detienen bruscamente en los bordes de los granos sin penetración.		4. Los cristales a menudo penetran los granos y los contactos son gradacionales.
5. Los límites de los cristales son a menudo rectos.		5. Los límites de los cristales son a menudo curvos.
6. Los cristales próximos a los granos son perpendiculares.		6. Los cristales próximos a los granos se encuentran orientados al azar.

DIFERENCIAS ENTRE CEMENTO ESPATO Y ESPATO NEOMORFICO (Bathurst, 1975)

CEMENTO	NEOMORFICO
1. El espato es intersticial. Las partículas están en contacto depositacional una a otra. El mosaico posee la forma de un relleno de poros.	1. Las partículas se encuentran flotando en un mosaico espato, rodeados enteramente (3 dimensiones): parcho de micrita, partículas esqueléticas, etc.
2. El contacto entre espato y partículas es conspicuo.	2. El contacto es abrupto, pero puede ser tan gradual que la mezcla de cristales finos y gruesos hace imposible una separación.
3. El crecimiento de cristales se incrementa más allá del substrato inicial de la cavidad, en forma vectorial hacia el centro, con los ejes más largos, preferentemente normales al substrato.	3. El tamaño de grano varía irregularmente y como parchos de lugar a lugar. En algunas calizas se observa un arreglo radial fibroso, como subesférica. El centro consiste de microespato equigranular. Siguiendo a Folk (1965), se puede hallar espato neomórfico porfirioide equigranular. En conchas recristalizadas, los cristales más pequeños están comúnmente, pero no invariablemente en los márgenes de las conchas.

CEMENTO	NEOMORFICO
4. Los contactos intercristalinos son planos.	4. Los contactos intercristalinos varían de curvados a ondulados. En la estructura radial son comúnmente planos.
5. El margen del mosaico consiste de superficies que fueron libres, tales como partículas esqueléticas o de ooides o moldes de fragmentos de conchas. El espato puede delinear una cavidad que llena incompletamente o la parte superior de una cavidad ocupada en su parte inferior por sedimento interno (estructura geopetalo).	5. En conchas, en general, el espato intersecta antiguas fábricas. Puede haber también un arreglo lineal de inclusiones, remanente de la matriz orgánica.
6. Se presenta micrita depositada mecánicamente pero inalterada.	6. Se presenta micrita de reliquia como parchos. Las envolturas de micrita en partículas esqueléticas no alteran a espato. El orden de resistencia a alteración de menor a mayor: matriz micrita, peloides, alga calcárea, foraminíferos y ooides.

CEMENTO	NEOMORFICO
7. Hay 2 o más generaciones de espato.	7. Esta distribución es ausente en espato neomórfico.
8. El mosaico se caracteriza por un alto porcentaje de confluencias triples entre las caras de 30 a 73%.	El rango de confluencias triples es de 2 a 5%.
9. Los sobrecrecimientos sintaxiales en huéspedes aloquímicos se hayan en contacto con cristales de espato.	9. En este caso están en contacto con una matriz preexistente de micrita, con otros sobrecrecimientos u otros aloquímicos.

4. Reemplazo

Reemplazamiento de los constituyentes originales por un mineral de composición completamente diferente, sin que para ello se desarrollen cavidades importantes. El mineral reemplazado y el reemplazante permanecen siempre en contacto, separados sólo por una delgada película de líquido que sirve para el paso de iones, ésto es el metasomatismo de Lindgren, ilustrado por la dolomitización de las calizas, por los reemplazamientos de pedernal, pirita, etc. El reemplazamiento se efectúa, generalmente volumen por volumen, pudiendo haber alguna substracción o adición de iones del sistema.

4.1. Dolomitización

Dolomitización (Füchtbauer, 1974, p. 303)

Es considerada como un proceso diagenético tardío en sedimentos antiguos. La formación diagenética de la dolomita, a partir de la calcita, ocurre en un ambiente hipersalino o por lo menos en soluciones de mayor salinidad que el agua marina normal.

La mayoría de la dolomita penecontemporánea es formada en áreas bajas donde el agua marina se ve disminuída en cantidad debido a evaporación, la cual aumenta el contenido de sales así como la velocidad de nucleación por lo que se forman pequeños cristales.

En el subsuelo el agua intersticial o connata puede contener alta saturación de sales, la cual puede ser llevada en solución por aguas meteóricas.

Los cambios de temperaturas y presión alteran las condiciones físico-químicas de tal manera que cambia la solubilidad de la calcita

y activa el reemplazo del Mg.

El reemplazo de calcita por dolomita origina un aumento de porosidad si no ocurre precipitación o compactación adicional.

En base a la ocurrencia geológica se reconocen tres tipos genéticos de dolomitas: Singenético formado contemporáneo con la deposición; Diagenético formado por reemplazo en sedimentos de carbonato cálcico, antes de la litificación o consolidación y Epigenética por reemplazo de carbonato cálcico después que el sedimento está litificado a profundidad de enterramiento.

La dolomita epigenética es considerada como la de mayor ocurrencia a través de las secciones geológicas: los geólogos petroleros sugieren que han sido formados por la acción de soluciones saturadas introducidas en calizas a través de contacto superficial, o por fallas, diaclasas y planos de estratificación.

Algunos autores engloban los tipos de dolomita singenética y diagenética en el tiempo de la diagénesis temprana, la cual tiene lugar en sedimentos no consolidados expuestos a aguas marinas supersalinas (concentradas por evaporación).

Origen de la Dolomita (Tomado de: Dolomitización Bancos Carbonáticos y Plataformas, Wilson, 1976).

Evidencias petrográficas estratigráficas, muestran que la mayoría de las dolomitas (dolostone) en el registro geológico son el resultado de un proceso de reemplazo en el cual el calcio (Ca) de la molécula de carbonato de calcio (CaCO_3) es sustituido por magnesio (Mg), formando carbonato de calcio y magnesio $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. El producto final es una roca compuesta de un mosaico de rombos variando de 5 a 250 micras, en la cual la fábrica original está parcial o completa

mente destruída. El mosaico puede ser disperso o denso. Moldes de la calcita original densa pueden estar presente.

La energía cinética del proceso es lento, ofreciendo una explicación para la carencia de la dolomita sobre el fondo del mar y para su rareza en sedimentos Holocenos, comparado con su abundancia en el registro geológico.

Las condiciones necesarias para que ocurra la dolomitización son:

- A. Existencia de una suficiente porosidad y permeabilidad del sedimento calcáreo, para actuar como huésped del magnesio (Mg) reemplazante.
- B. Un fluido de la correcta composición químicos para reaccionar, y capaz de disolver carbonato de calcio (CaCO_3) y liberar iones magnesio al mismo tiempo.
- C. Suministro duradero de magnesio Mg.
- D. Fuerza hidrodinámica para llevar grandes volúmenes de agua a través del sedimento. Esto es importante, ya que todas las aguas naturales tienen un contenido relativamente bajo de sales disueltas.

Varios procesos pueden producir la dolomita observada en el registro geológico. Dos tipos genéticos son fácilmente reconciliables en el campo:

- a) Dolomita, controlada estratigráficamente, "Dolomita diagenética temprana" (Diagenética)
- b) Dolomita gruesa, precipitada hidrotermalmente, asociada a las fallas y venas. "Dolomita diagenética tardía" (Epigenética)

Una gran variedad de situaciones de formación de dolomitas son conocidas y la distinción entre ellas no es fácil. Procesos combinados operan en largos períodos de tiempo, estableciendo relaciones complejas evidenciables en el laboratorio y en campo.

- Dolomitas controladas estratigráficamente

Discusión - Ejemplos

Adams y Rhodes (1965), Deffeyes et. al. (1965) e Illing (1965) plantean una teoría de dolomitización basada sobre el desarrollo de salmueras ricas en magnesio, producto directo de evaporación. Los primeros dos grupos de autores proponen dolomitización por reflujo evaporítico, que puede ocurrir en áreas de marea alta (Sabkhas), llanuras de marea y charcos o estanques, por migración regular hacia abajo dentro del sedimento, de salmueras salinas de relación Mg/Ca alta; por pérdida de Ca, debido a la precipitación de yeso y anhidrita.

Posteriores estudios de llanuras evaporáticas en áreas carbonáticas indican, que el enriquecimiento en Mg. de las salmueras ocurre, además, por influencia repetida del agua de mar, que disuelve calcita magnesiana de sedimentos carbonáticos tempranos ya existentes, y los mezcla con salmueras entrampadas, generando un fondo saturado en sales disueltas. (Bathurst, 1971).

Bajo tales condiciones hay una continua adición a la salmuera, de sales de magnesio (Mg) más solubles, y una pérdida continua de calcio (Ca) del carbonato del calcio (CaCO_3), aumentando la relación Mg/Ca. El eventual paso de tales salmueras a través del sedimento subyacente hacia áreas de marea alta o al fondo de lagos someros efímeros, charcos o estanques, puede inducir la dolomitización.

El movimiento o desplazamiento, de grandes volúmenes de fluido, en llanuras de marea, necesario para la dolomitización por flujo evaporítico, es de difícil explicación.

La presencia de superficies evaporíticas y densas salmueras sobre sedimentos permeables saturados con agua marina normal, podría ser considerado suficiente como para mover el volumen de agua requerido. Pero tales aguas se mueven hacia abajo a través de sedimento sabkha relativamente impermeables y en un área topográficamente llana, donde no hay relieve para ayudar la hidrodinámica. Este movimiento de fluidos, no ha podido ser demostrado por evidencia de campo. Pruebas de laboratorio evidencian dolomitización al paso de unos pocos miles de años. En sabkhas del Golfo Pérsico parecieran haber evidenciadas la dolomitización por reflujo, que generan delgadas capas de dolomita asociadas a depósitos de entre-mareas.

Sin embargo, Deffeyes, et. al. 1965. Señalan la existencia de buenos ejemplos de dolomitización por reflujo evaporítico en secuencias Holocenas.

Una teoría basada en el movimiento ascendente del fluido, conocida con el nombre de Dolomitización por Bombeo Ascendente, ha sido propuesta por Hsü y Siegenthaler (1969) para explicar la presencia de dolomitas sobre llanuras evaporíticas en el Golfo Pérsico.

La dolomitización por bombeo evaporítico ascendente ofrece una razonable explicación, para el reemplazo de dolomita asociado a sedimentos de marea.

Otros procesos de dolomitización relacionados con áreas emergentes han sido propuestas por Hamshaw et. al. 1971, Badiozamani, Land 1973 a.b., Runnels 1969, y Mathews 1971. Referido a la acción combinada de agua fresca freática y agua de mar, el cual forma un fluido que puede sobresaturarse con respecto a la calcita, en donde

la solubilidad de la calcita se hace mayor con fuerza iónica intermedia.

La saturación con respecto a la dolomita aumenta continuamente, en relación al incremento en el volumen de agua fresca (freática). Badiozamani (1971) calcula que el agua salobre "en el rango de 5-30% de agua de mar, la solución está sobresaturada con respecto a la dolomita".

Los modelos propuestos necesitan un continuo suministro de magnesio (Mg) derivado del agua de mar mezclado con agua meteórica durante constantes fluctuaciones del nivel del mar. Determinando así, que durante la emersión, la interfase donde chocan el lente freático con el marino (ó de aguas con-nata salinas), puede ser una zona de dolomitización. Este frente de dolomitización puede pasar a través de un considerable espesor de sedimentos como un "nivel marino de precipitación" (sea level drops). Las mismas condiciones puede ocurrir durante una transgresión marina. La teoría de dolomitización a través de la mezcla de agua marina y agua meteórica no necesita un riguroso clima evaporítico, para la concentración de magnesio (Mg) en las salmueras. Este más bien requiere de aguaceros tropicales, que suministran lentes de agua fresca altamente salina como puede observarse hoy en Yucatán y Florida.

Los modelos de reflujo evaporítico (flujo evaporítico hacia abajo) y bombeo evaporítico (flujo evaporítico hacia arriba) requieren el flujo de agua subterráneo por largo tiempo directamente de la costa de marea alta (supratidal) para generar la dolomitización del sedimento permeable depositado en condiciones marinas normales. Ambos modelos sugieren un área positiva (continente o isla) para generar el particular tipo de agua requerido y para proveer un gran volumen de fluido de migración. En ambas situaciones la dolomitización extensiva a través de sección gruesa puede estar ayudada por la tendencia a

la progradación, de los sedimentos de la plataforma.

La progradación continental sobre sedimentos marinos pobremente consolidados, conlleva la progradación de ambientes diagenéticos cerca de la superficie favoreciendo la alteración de los carbonatos subyacentes.

Evidencias petrográficas del tiempo de Dolomitización

Un problema común de la dolomitización no es sólo el origen de los fluídos y su movimiento, sino también el tiempo de su ocurrencia, a tal efecto algunas observaciones petrográficas tienen importante relación con esto. La dolomitización no es necesariamente penecontemporánea con la sedimentación (singenética) a pesar de que los modelos muestran una persistente asociación con plataformas y áreas positivas la cual suministra el agua. Zenger (1972) apuntó, que muchas dolomitas controladas estratigráficamente contienen estructuras sedimentarias y orgánicas indicativas de los ambientes de marea (Supratidal-Interdital) en el cual ahora se están formando dolomitas Holocenos, y en el cual el modelo de dolomitización penecontemporánea (sabkha) puede ser aplicado razonablemente. Pero investigaciones a fondo demuestran la existencia de muchas dolomitas cuyas características petrográficas son de condiciones completamente marina, en lugar de un área evaporítica.

Es interesante saber, que observaciones petrográficas demuestran dolomitización regional, tanto en sedimentos originados en ambientes marinos abiertos, como en ambientes evaporíticos. Ambos con una relativa tempranidad en la historia genética del sedimento.

Algunos controles sobre cantidad y localización de dolomita están comúnmente evidenciados por diferencias en permeabilidad de la

fábrica original.

Muchas rocas muestran reemplazo parcial de: matriz micrítica, peloídes-micrítico, bioclastos de aragonito y conchas de calcita densa, por dolomita siguiendo el orden de reemplazamiento aquí planteado. Presumiblemente esta secuencia está basada en la facilidad de solubilidad y la accesibilidad del fluído de reemplazar la fábrica. Se ha demostrado que esta dolomitización progresiva del sedimento tiene lugar antes de la completa cementación por calcita.

Este producto final es generalmente poroso, con moldes fósiles, textura dolomítica sacaroidea con toda la calcita removida (Murray, 1960). Pueden existir capas granulares de dolomita finamente cristalina intercaladas con calizas parcialmente dolomitizadas y con capas de pura dolomita sacaroidea. En muchas de tales capas, todo tipo de fragmento y matriz está reemplazado, preservando las más delicadas estructuras internas de las conchas, y con una micrita reemplazada con pequeñas o pequeñitos rombos de dolomita.

Tales capas pueden haber estado fuertemente cementadas antes de la dolomitización sin que la fábrica ejerciera control sobre el grado de dolomitización. La presencia de nódulos de chert en los cuales hay fósiles preservados en dolomita porosa sacaroidea, la cual ha borrado todo bioclasto no redondeado, muestra que mucha de la dolomitización tardía está precedida por los primeros estados de silicificación.

En resumen, las evidencias petrográficas frecuentemente indican una compleja historia de múltiples estados de dolomitización en el cual el tiempo relativo del proceso puede variar con respecto a otros eventos diagenéticos, tales como reemplazo por anhidrita, silicificación y cementación por calcita. En muchas instancias las evidencias petrográficas del tiempo de dolomitización son equívocas y contradictorias, indicando reemplazo ocurrido probablemente en período lar-

gos o durante períodos de rápido cambio de condiciones.

Existen excepciones a todas las generalidades descritas en las relaciones estratigráficas de dolomita y caliza. La razón principal de ello puede estar en la variación en tiempo entre dolomitización y cementación. Dado que el proceso de cementación reduce la permeabilidad inhibiendo la acción de los procesos diagenéticos tempranos. Frecuentemente las calizas granulares no lodosas (Graistone) se conservan como calizas, debido a que su temprana cementación las hace menos permeable que los lodos calcáreos.

Por efectos diagenéticos tardíos (epigenéticos) también puede tener lugar la dolomitización. Este proceso ocurre mayormente en sedimentos litificados bajo la influencia de agua intersticial. Las concentraciones relativamente pequeñas de magnesio (Mg) que se requieren para la dolomitización diagenética tardía necesita de alto volumen de soluciones fluyendo a través de la roca. Hay dos modos químicos principales de dolomitización y estos son: a) Intercambio de calcio (Ca) y magnesio (Mg) sin suministro de CO_3 . En éste caso debido a que la dolomita es más densa que la calcita, la porosidad debe incrementarse. 13% b) Con suministro de carbonato de magnesio (MgCO_3).

CRITERIOS PARA DISTINGUIR DOLOMITAS SINGENETICAS Y DIAGENETICAS

	<u>SINGENETICAS</u>	<u>DIAGENETICA</u>
Tamaño de grano	Muy fino $10\mu < 0.01 \text{ mm}$	Fino a grueso $200-100\mu > 0.02 \text{ mm}$.
Fábrica	Xenotópica a idiotópica (sacaroidea)	Xenotópica a idiotópica (sacaroidea)
Rocas asociadas	Evaporitas	Carbonatos marinos

Fósiles	Fauna restringida	Fauna de mar abierto
Estructuras sedimentarias	Grietas de barro; estramatolitos interestratificadas en calizas	Bioturbación, estratificación cruzada. no
Porosidad	baja	alta
Tipo de reemplazo	muy selectivo; solo en la matriz	no tan selectivo matriz y fósiles
Contenido de Fe	ausente	muy frecuente

Nota: Singenéticas = Diagenéticas temprana
Diagenético = Diagenético tardío

4.2. Dedolomitización (Füchtbauer, 1974, p. 320)

Es un proceso de disolución mediante el cual los rombos de dolomita son lixiviados dejando un espacio poral que es posteriormente rellenado por cristales finos de calcita delineados por calcita drúscica.

La dedolomitización está relacionada con agua meteóricas, y se han observado dos tipos de dedolomitización: Microcristalina y Macrocrystalina. Este proceso es considerado como diagenéticamente tardío aunque han sido observados intraclastos con este fenómeno en Dolomitas.

Dedolomitización Microcristalina:

Los rombos de dolomita son reemplazados por una acumulación de pequeños cristales de calcita. Este reemplazo comienza a menudo en el interior del rombo, de tal manera que sólo una pequeña envoltura de

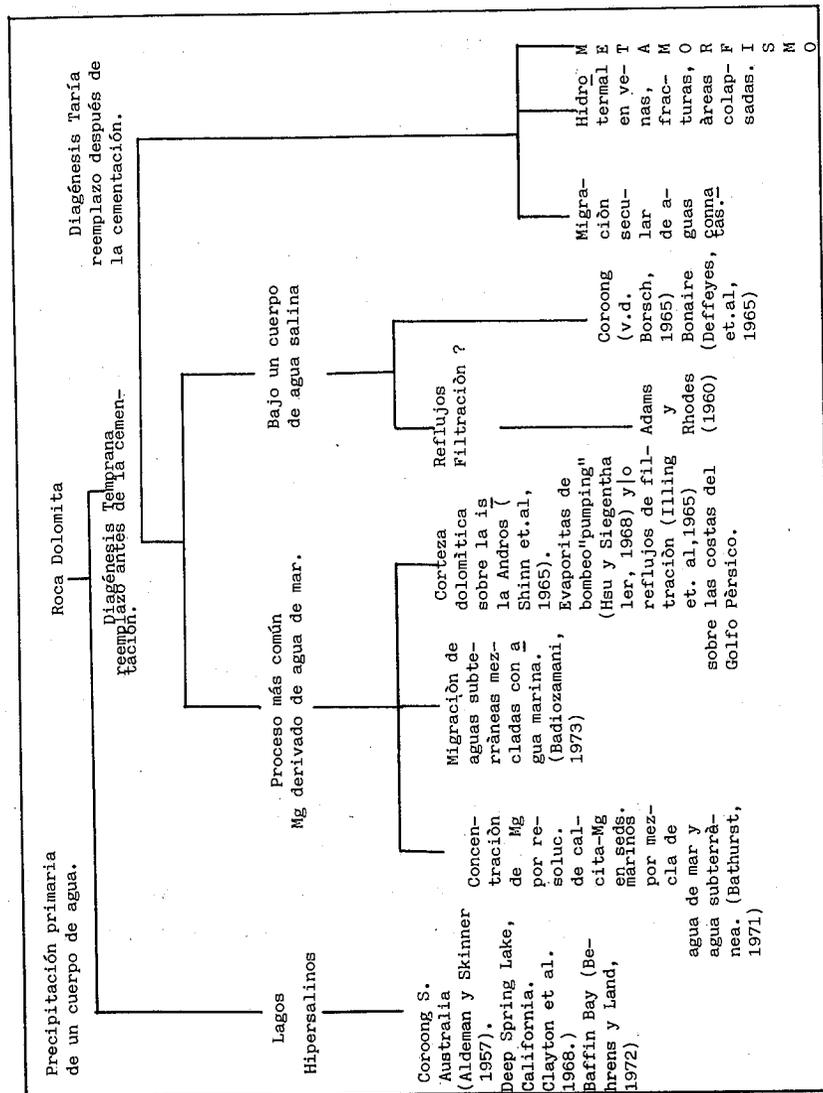


TABLA II. CLASIFICACION GENETICA DE LA FORMACION DE DOLOMITA (modificado de Badiozamani, 1973)

dolomita queda o en caso extremo queda la forma romboédrica.

Dedolomitización Macrocrystalina

Se forman cristales de calcita de hasta centímetros. Estos cristales son frecuentemente rellenos con reliquias de dolomita, algunos de los cuales son euédricos.

La ocurrencia de dos tipos diferentes de dedolomitización puede ser explicado por grados diferentes de previa dolomitización.

- a) Con un suministro bajo de magnesio, sólo se pueden formar dispersos rombos de dolomita. Estos contienen inclusiones reliquias de calcita proporcionando cantidades de núcleos para la calcitización micrítica.
- b) Con un alto suministro de magnesio (Mg), toda la roca está dolomitizada. No queda entonces ninguna reliquia de calcita para proveer núcleo de calcitización: Se forma caliza macrocrystalina.

4.3. Silicificación Füchtbauer p. 327

El término se refiere a reemplazo de sílice. El material sílice reemplaza parcial o totalmente a rocas carbonáticas, esqueletos y maderas. También puede ocurrir silicificación producto de cementación silicea y por rellenos en poros, fisuras y diaclasas. La diferenciación entre reemplazo y cementación por sílice no es de fácil reconocimiento en algunos casos.

Los minerales de sílice más típicamente autigénicos son: cuarzo, calcedonia, cuarzina (calcedonia de rayo lento) y chert.

Se han reconocido tres tipos de silificación en rocas carbonáticas.

- a) Silificación Superficial. La cual tiene lugar principalmente en desiertos y que está caracterizada esencialmente por la ocurrencia de sílice autigénico en forma de opalo.
- b) Silificación diagenética inicial (ó temprana): Generalmente relacionada con depositación marina, se puede presentar como calcedonia y cuarzina. También chert o flint en nódulos.
- c) Silificación diagenética tardía. Sólo se observa cuarzo.

Es frecuente el reemplazamiento de conchas, fósiles, pellets, pelotillas y oolitos.

Según Emery y Rittmberg (1952). El proceso de silificación, la glauconitización y la piritización están en estrecha relación con la presencia o existencia de materia orgánica. La materia orgánica puede servir como absorbente para separar sílice de una solución o suspensión coloidal. Por lo que el proceso de silificación deberá ocurrir tempranamente antes de que la materia orgánica contenida en los organismos sea removida por reducción en el avance del soterramiento.

La reducción posterior de la materia orgánica, produce dióxido de carbono, que disminuye el Ph generando condiciones de menor solubilidad para la sílice y disolviendo localmente el carbonato.

En estas condiciones la sílice precipita reemplazo al organismo que se encontraba alojado en la cavidad fósil y aparte del calcio disuelto.

Según Krumbein y Garrels (1952) la sílice llega a ser abundante bajo condiciones reductoras (Eh = negativo) y ácidas (Ph

bajo), donde la calcita es el mineral menos abundante.

En orden decreciente de tendencia de silificación en fósiles se tienen: briozoarios, braquiópodos y corales.

Moluscos
Equinodermos
Foramíniferos
Esponjas calcáreas
Dasycladaceas

- c. Silificación diagenética tardía: Paso progresivo de formas inestables de sílice (vidrio, opalo, calcedonia y cuarzina) a cuarzo estable.

4.4. Glauconitización y Piritización

Se refiere al reemplazo por glauconita y/o pirita que tiene lugar en las rocas carbonatadas.

Estos dos procesos indican condiciones reductoras del medio diagenético en ambiente marino. Pueden ocurrir en forma conjunta o separadamente.

La formación de sulfuros exige condiciones altamente reductoras (Eh negativo) y ácidos (Ph bajo), mientras que la glauconita exige condiciones menos reductoras. Por lo que la formación de glauconita ocurre en los primeros centímetros por debajo de la entrecara de depositación y la pirita a niveles un poco más profundos.

El fenómeno de reemplazamiento se efectúa de manera similar que en la silificación. Requiere, por lo tanto, al igual que en este proceso ya descrito, presencia de materia orgánica capaz de absor

ver hierro y sílice coloidal (elemento constituyente de la glauconita), el cual precipitará por reducción de la materia orgánica en una etapa diagenética temprana.

4.5. Concreciones (Füchtbauer 1974) p. 301

Son nódulos redondeados de origen diagenético generalmente paralelos a la estratificación. Crecen del centro hacia afuera y frecuentemente son de calcita, dolomita, siderita, chert y/o fosforita.

Químicamente pueden formarse por migración de iones debido a cementación y saturación diferencial; la biodegradación de la materia orgánica modifica el Ph local hacia una hipersaturación, favoreciendo la precipitación del carbonato de calcio.

Genéticamente pueden formarse por relleno de poros, reemplazo mecánico producido por presión sobre sedimentos blandos y por reemplazos metasomáticos.

Las concreciones que incluyen material no carbonático son diagenéticamente tardías, mientras que la preservación tridimensional de fósiles en concreciones comparada con la deformación de las lutitas adyacentes, indica formación temprana de las concreciones.

Origen de las concreciones

Las concreciones son características de un ambiente de bajo potencial de óxido-reducción (Eh) y de bajo potencial de concentración del ión-hidrógeno (Ph); en el que la formación de calizas no está presente u ocurre en forma impura.

La precipitación de carbonato de calcio requiere de un pH mínimo de 7,8, por lo que se plantea la necesidad de algún mecanismo por el cual pueda originarse un aumento en el pH, localmente, para hacer posible la precipitación de carbonato de calcio y explicar la formación de las concreciones bajo estas condiciones.

Hecht (1933) mediante resultados obtenidos en caparazones de animales del fondo del mar, plantea: Que por descomposición de las sustancias albuminosas o proteínaceas el nitrógeno es liberado en forma de amoníaco, haciendo posible un grado de alcalinidad local y por lo tanto un aumento en el pH, favoreciendo de esta forma la precipitación de carbonato localmente. Otro resultado obtenido es el marcado efecto solvente del dióxido de carbono durante la descomposición orgánica, lo que implicaría que en ciertas concreciones sólo aparezcan impresiones y moldes de fósiles.

5. Disolución (Presión-Disolución)

Aquellos procesos por medio de los cuales los carbonatos y otros minerales son disueltos selectivamente, generalmente, por la acción conjunta de presión y disolución. Incluye también la formación de porosidad, normalmente disminuye la porosidad y permeabilidad.

5.1. Estilolita. Estilolitización.

Estructuras de origen diagenético "prelitificación", formadas por sobrecarga, que son consecuencia de la disolución de material carbonático a lo largo de líneas aserradas, dentadas.

La estilolitización actúa como factor importante en promover el endurecimiento, supliendo cemento (particularmente en carbonatos), de esta forma la estilolitización se constituye en un largo y continuo proceso que opera a través de la historia diagenética de la roca. No excluyéndose la posible existencia de estilolita en rocas endurecidas y litificadas. Se podrían mencionar las estilolitas verticales, compuestas, o redes, encontradas fundamentalmente en áreas afectadas tectónicamente en donde las fallas y las diaclasas son comunes.

Bathurst (1975). Las define como superficies continuas, en forma de zig-zag, que presumiblemente sean consecuencia de diferencias de solubilidad lateral en la roca.

La superficie de la estilolita es comúnmente una película de material no carbonático de carácter residual, rico en arcillas, conocido con el nombre de residuos insolubles.

Se ha encontrado que las estilolitas se sitúan en aquellos niveles donde la porosidad y la permeabilidad son bajas.

Las estilolitas deben ser de origen post-cementación, pues intersectan a la micrita o al cemento intergranular, a lo largo de un mismo plano de microfractura. Podría ser que las estilolitas comienzan a desarrollarse en sedimentos que están claramente cementados y que por liberación de CaCO_3 , conduzcan a la completación del proceso de cementación. Presumiblemente el crecimiento de una estilolita se detiene cuando la permeabilidad en el sedimento ha disminuído tanto, como resultado de la cementación que inhibe la movilidad iónica. Hay también referencias de formación de estilolitas en el proceso diagenético temprano y ésta es debido a mínima sobrecarga a corta distancia de la interfase agua sedimento.

5.2. Solución por presión

Es el proceso donde los granos sufren disolución de sus contactos. Durante la acción de presión disolución, los puntos de contactos entre granos cambian a superficies de contacto. Los granos menos solubles penetran los granos más solubles, mientras cada uno sufre pequeños cambios de forma.

Los efectos de presión disolución grano a grano no tendrán lugar después de la segunda (2da) generación de cemento.

Después de la segunda generación de cemento lo que se pueden desarrollar por efecto de presión disolución son estilolitas.

Cuando en la roca hay una sola generación de cemento, si ocurre presión disolución, parte de este primer cemento puede ser disuelto, aunque su existencia prevenga el encuentro entre los granos.

Bathurst (1975). Señaló que mediante, procesos de presión disolución se produce lixiviación a profundidad que aumenta el tamaño de los poros y ensancha la microfractura o estilolitas.

5.3. Residuos insolubles

Está muy difundido que las suturas de arcilla en algunas calizas, son en parte superficies estilolíticas a lo largo de las cuales arcillas y otras impurezas se han encontrado como residuos insolubles. Su formación y desarrollo no sólo determinó una pronunciada disminución local de porosidad, sino un potente mecanismo conductor de agua, y petróleo fuera de la roca.

Los residuos insolubles suelen ser textualmente finos, predominantemente arcillosos, aunque pueden contener granos de cuarzo, glauconita, chert y granos esqueléticos truncados por la sutura estilolítica, idénticos a los diseminados en la roca.

Barret (1964) concluye que (1) Calizas con bajo contenido de limo y arcilla, pero con muchas suturas deben haber tenido inicialmente alta porosidad y permeabilidad, (2) Calizas con alto contenido de limo y arcilla pero sin suturas, deben haber tenido inicialmente baja porosidad y permeabilidad.

Esto es interesante porque supone que un alto contenido de argiláceos predetermina, en las calizas un alto desarrollo de estilolitas. He aquí la importancia de la permeabilidad, ya que la presión de solución no sólo requiere de una película de agua, sino también de una ruta por donde la solución iónica pueda escapar de la película de agua a la roca.

CAPITULO III

(TEXTURA DE CARBONATOS DIAGENETICOS). TEXTURAS DIAGENETICAS DE CARBONATOS FORMADOS EN AMBIENTES CERCANOS A LA SUPERFICIE. A.W. LONGMAN

A.A.P.G. Abril, 1980

Mucha, o quizás la mayor parte de la cementación y de la porosidad secundaria (exceptuando las fracturas) en carbonatos se origina a relativamente poca profundidad en uno de los cuatro principales ambientes diagenéticos: zona vadosa, zona freática - meteórica, zona mixta o de mezcla y zona marina-freática. Fig. 4

La mayor parte de los carbonatos son depositados al comienzo de su historia diagenética en ambientes marino-freático. Esta zona puede estar dividida en dos miembros de espectro continuo: zona de relativamente poca circulación de agua, en la cual la micritización y en menor proporción la cementación tienen lugar y una zona de buena circulación cercana a la interfase agua-sedimento, en la plataforma marginal o en la facies de playa alta, en donde ocurre un intenso proceso de cementación intragranular y relleno de cavidades. Los cementos dominantes son: aragonito y micrita calcítica magnesiana.

Fig. 5-6

Con la exposición subaérea el agua fresca reemplazará el agua de mar en los poros de los carbonatos de aguas someras y una zona de aguas marina y freática puede formarse. En el tiempo de vida de la zona de mezcla puede formarse dolomita si el agua es de relativamente baja salinidad, así como también, pueden formarse escamas (láminas) de calcita magnesiana si el agua es relativamente marina. La activa circulación del agua en la zona de mezcla, puede ser causada por agueros estacionales y es necesaria para la dolomitización o cementación.

La diagénesis en el ambiente diagenético freático (de agua

fresca) puede envolver lixiviación en una zona de solución, neomorfismo de granos acompañado por una extensa cementación intergranular de calcita en la zona activa saturada, o el neomorfismo de granos sin cementación en la zona estancada saturada. Sobrecrecimientos sintaxiales sobre fragmentos de equinodermos y cristales interconectados por calcita equigranular que se engruesa hacia el centro de los poros, son la forma típica de cementación de las zonas freáticas (de agua fresca). Fig. 7 y 8

El ambiente vadoso de aguas frescas, es la zona que tiene aire y agua fresca en los poros del sedimento y que puede dividirse en zona de solución y zona de precipitación. El CO_2 de la atmósfera y las contribuciones del suelo a la solución, forma vacuolas, moldes y granos corroídos. Cuando comienza a saturarse el agua con respecto a la calcita la evaporación o la pérdida de CO_2 pueden causar precipitación de calcita equigranular en forma de cemento gravitacional y de cemento de menisco. Fig: 9 y 10

El clima juega un importante papel en la diagénesis temprana, si ocurre exposición subaérea. En clima árido, la cementación en ambientes de agua fresca puede ser limitado y la porosidad primaria puede preservarse. En climas húmedos, poca porosidad escapa a la cementación, pero puede desarrollarse cantidades de porosidad mólida y vesicular.

La interpretación de diagénesis de carbonatos es compleja porque los factores del ambiente diagenético pueden cambiar durante la historia de la roca carbonática.

OTROS AMBIENTES DIAGENETICOS.-

Habiendo descrito el principal ambiente diagenético de la superficie someras, es importante destacar que otros numerosos ambientes diagenéticos también existen. Todo el reino de las subfacies profundas es un área de extensa diagénesis que incluye procesos de lixiviación, cementación y dolomitización. Una gran variedad de subfacies del ambiente diagenético probablemente puedan ser reconocidos en base a la química de los fluidos, la tasa de migración de los mismos, características del sedimento afectado y de las rocas adyacentes, presión, temperatura, etc.

En las subfacies someras, otros ambientes diagenéticos también están presentes. Algunos de ellos se describen brevemente a continuación sólo para llamar la atención sobre su existencia.

Zona marina vadosa.-

Dentro de muchas playas marinas, una zona marina vadosa está presente donde el agua salada y el aire llenan espacios porosos. Debido a la rápida degasificación del CO_2 , la precipitación del cemento puede ser rápida (Hanor, 1978).

La extensa cementación por aragonito y/o calcita magnesiana es común (Bricker, 1971). Porque las playas en algún momento pueden estar saturadas por agua de mar y en otros poseen tanto aire como agua de mar en los poros, la textura de los cementos frecuentemente es un reflejo de ambos cementos: freático y vadoso.

De cualquier manera el énfasis en esta sección está referido a los cementos vadosos marinos, los cuales pueden ser reconocidos por texturas, meniscos y gravitacionales*. El cemento tiende a ser de aragonito fibroso, micrita o calcita magnesiana fibrosa.

Por su abundancia y accesibilidad, las rocas de playa han sido ampliamente estudiadas (Moore, 1977; Hanor, 1978; Bathurst, 1974 y 1976) y antiguos cementos marino vadoso han sido descritos (Purser 1969).

Salmueras Sabkha.-

Bajo muchos abanicos de marea áridos y en algunos de los húmedos, una zona freática saturada con densas salmueras hipersalinas está presente. Estas salmueras pueden formarse por simple evaporación del agua de mar o por la interacción de agua marina normal con evaporitas preexistentes y minerales de carbonato de calcio. (Levy, 1977-a). Estudios detallados de estas salmueras en el Golfo Pérsico (Purser, 1973) y en el norte del Sinaí (Levy, 1977) han revelado patrones diagenéticos complejos que incluyen precipitación de evaporitas y carbonatos tales como dolomita. Revisar la literatura sobre salmueras Sabka está fuera del alcance de este trabajo. Pero esta subfacies somera de los ambientes diagenéticos requiere de un examen detallado tanto por la importancia de las dolomitas formadas en el abanico de mareas como por sus posibilidades como reservorio de hidrocarburos.

* Gravitacional = pendant.

Diagénesis en ambientes marino profundo.-

Las aguas del mar profundo difieren de las de ambientes marinos someros en su hiposaturación con carbonato de calcio (CaCO_3). Soluciones carbonáticas, especialmente de aragonito puede ocurrir en este ambiente. Los carbonatos de aguas profundas tienden a estar dominados por calcita baja en magnesio tanto en la forma de cocolitos (Scholle, 1977) o como detritus esqueléticos neomorficamente alterados (Schlager y James, 1978). Pueden formarse cementos de calcita por precipitación (Hudson y Coleman, 1978) y en general pareciera existir semejanza entre la diagénesis de este ambiente y la que ocurre en la facies somera de agua fresca estancada. Bathurst (1976, p. 561) resume mucha de la literatura referente a diagénesis de aguas profundas, pero muchos detalles de la diagénesis de este relativamente inaccesible ambiente, todavía necesitan ser aclarados.

Secuencias diagenéticas.-

Como una larga lista de ambientes diagenéticos y una variedad de arreglos y texturas, que pueden ser producidas en cada una de las zonas o subfacies del ambiente diagenético; interpretar la secuencia llega a ser un muy complejo rompecabezas. Para complicar más aún el panorama, un sedimento puede ser expuesto a una variedad de ambientes una y otra vez, tantas veces como la mesa de agua o la zona de mezcla migre hacia arriba o hacia abajo en respuesta a lluvias estacionales. Esto no desalentaría la interpretación diagenética, como quiera que, debido a que la mayoría de estos eventos tienen como resultado o la significativa cementación o la lixiviación formadora de porosidad secundaria tan importantes para la formación o destrucción de un reservorio petrolífero. Usualmente existen evidencias suficientes para in

terpretar los eventos mayores.

Dar una secuencia diagenética y decir que ésta es representativa de la diagénesis de la mayoría de las rocas carbonáticas sería tonto, ya que como se ha expuesto en párrafos anteriores existe una amplia gama de ambientes diagenéticos a los cuales una roca carbonática puede ser sometido. Sin embargo una secuencia ideal se presenta en la Fig. T-8. En ese diagrama se intenta mostrar como las texturas diagenéticas producidas en los distintos ambientes pueden estar superpuestas sobre antiguos eventos y todavía pueden ser distinguidas.

Esta secuencia no fue seleccionada al azar, pero representa una secuencia diagenética ideal para una típica sedimentación carbonática de aguas someras, como la que ha sido descrita y discutida en los párrafos anteriores.

La mayoría de los carbonatos de aguas someras, comienzan su historia diagenética en la zona marina freática donde la cementación marina intergranular puede o no ocurrir. Con cualquier ligero hundimiento del nivel del mar o del nivel de la mesa de agua, los sedimentos pueden llegar a saturarse con agua fresca y pasar al ambiente freático (meteórico).

Debido a la corta diagénesis que generalmente ocurre en la zona de mezcla esto no ha sido representado en la secuencia. La cementación intensa y neomorfismo en la zona freática (de agua fresca) puede estar seguida por la lixiviación que pueda ocurrir en la zona vadosa.

Estado 1.

Representa la depositación inicial de nuestra ideal secuencia carbonática marina somera. Los sedimentos están compuestos de: algas rojas, foraminíferos, moluscos y fragmentos de equinodermos. La micrita está presente entre algunos de los granos, y se asume como aragonítica para simplificar. Estructuras geopetalas en gasterópodos está representada. Porosidad original estimada en 45%. El sedimento contiene tantos granos de calcita magnésiana como de aragonito, típicos de carbonatos marinos someros. Los poros están saturados de agua de mar.

Estado 2. (Marino freático estancado)

Representa el primer estado diagenético que tiene lugar después de la depositación en ambiente diagenético marino-freático, de aguas relativamente estancadas. Micritización de grano por la acción de organismos horadores tales como algas y hongos, generando el desarrollo de estructuras de horadación (boring) y envolturas micriticas. En menor escala ocurre cementación en la cara interna de los poros pequeños de las algas rojas y de los foraminíferos quizás debido a la activa acción bacteriana. No hay alteración de granos, ni lixiviación. La porosidad disminuye ligeramente por la cementación intragranular y por compactación.

Estado 3. (Marino freático activo)

La cementación intergranular por aragonito fibroso y calcita magnésiana refleja un cambio hacia un medio marino-freático. El cemento forma anillos isópacos sobre todos los granos incluyendo los

fragmentos de equinodermos. La porosidad se reduce significativamente por la cementación marina.

Estado 4. (Freático de agua fresca)

Representa la diagénesis en la zona freática y puede estar a continuación del estado 2, sin un estado intermedio de cementación en la zona freática-marina. La cementación en esta zona (freática-agua fresca-activa-saturada) permite el relleno de todos los espacios porosos con calcita equigranular. Este cemento se hace más grueso (cristales más grandes) hacia el centro del poro. Calcita fibrosa también puede formarse sobre algunos granos si el cemento es nucleado sobre el grano y crece más rápidamente a lo largo de un eje cristalográfico preferencial. Crecimientos sintaxiales (sobrecrecimiento) sobre fragmentos de equinodermos es frecuente. Más rápida cementación que en granos adyacentes. Debido a que el agua está saturada con respecto al carbonato de calcio, lixiviación de granos no tiene lugar previo a la cementación. La prolongación de estas condiciones podría probablemente resultar en la recristalización de los granos inestables a calcita. La porosidad está significativamente reducida por la cementación.

Estado 5.

Representa la continuación de la diagénesis de aguas frescas (freática) luego del paso a la zona subsaturada en aragonito. El aragonito y en parte la calcita magnesiana son lixiviadas de los granos originales para producir porosidad móldica, por razones aún no muy claras, los efectos de solución ataca solamente a ciertos granos de calcita magnesiana, dejando inalterados a otros. Muchos granos de calcita magnesiana pueden por neomorfismo pasar a calcita normal sin llegar al estado de solución tal y como se muestra para el pequeño foraminífero

(extremo superior derecho, esquema del estado 5). Cementos de calcita magnesiana en los poros de las algas rojas, son con frecuencia más estables que las propias algas que los contiene y más resistente a los procesos de disolución.

Reprecipitación del material disuelto en forma de calcita equigranular casi simultáneamente con la solución, esto ocurre con mayor frecuencia en materiales de grano fino como la micrita, pero también puede ocurrir en granos grandes como moluscos. La porosidad que venía disminuyendo por efectos de cementación sufre un incremento mayor del 20% por la lixiviación.

Estado 6

Refleja la estabilización del sedimento inicial y la cementación de toda la porosidad móldica por calcita, creando así un producto final que confirma su similitud con la mayoría de las rocas carbonáticas antiguas. La forma de los granos y algunas texturas se han preservado a pesar del neomorfismo. Los moldes de moluscos cementados pueden mostrar aumento del tamaño de los cristales, hacia el centro de manera similar al cemento equigranular que rellena poros intergranulares. Dependiendo de la química del agua y de la variación del flujo de la misma, la micrita podrá recristalizar y formar microespato. La porosidad en estas rocas es baja, producto de la intensa cementación y neomorfismo.

La diagénesis de nuestra caliza ideal puede finalizar en este estado o, si nuestra roca carbonática es elevada hacia una zona vadosa de aguas frescas, puede ocurrir solución por subsaturación de agua meteórica. Este sería el Estado 7.

Estado 7.

Solución de una roca carbonática relativamente homogénea, que generalmente produce porosidad vesicular que corta tantos granos como cemento. Lixiviación selectiva de ciertos fósiles. Generación de porosidad alta o baja dependiendo de la variación del flujo de agua, duración de la fase de solución, profundidad, etc.

En muchas rocas la porosidad secundaria (vadosa) fue generada por paso a través de una zona o ambiente freático de (agua fresca) en su camino hacia el subsuelo. Mucha de la porosidad vesicular puede ser rellenada con calcita equigranular en un Estado 8. El resultado es nuevamente una apretada caliza.

En resumen el diagrama muestra una secuencia idealizada y relativamente simple de eventos que podría ocurrir para transformar sedimentos carbonáticos de aguas somera en rocas carbonáticas. Una amplia gama de variaciones sobre este tema es posible. Las complejidades sobre dolomitización y diagénesis de aguas profundas no están representadas en este esquema. Pero todos los procesos en él representado son de gran importancia en la interpretación de carbonatos antiguos. Procesos tales como la desintegración de sobres micríticos, variaciones en la concentración Mg/Ca en los fluidos diagenéticos; tasas de cementación, compactación de lodo, y otros, no son considerados en la secuencia. Fig. 11.

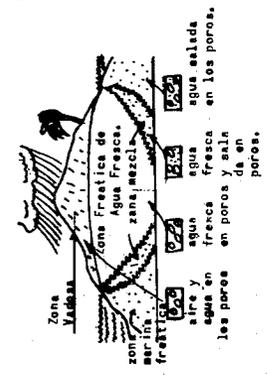


FIG. 4.- CORTE QUE MUESTRA LA DISTRIBUCION Y RELACIONES DE LOS PRINCIPALES AMBIENTES DIABENETICOS DE AGUAS SOMERAS, EN UNA IDEAL ISLA ARENOSA CARBONATICA PERMEABLE. EL ESQUEMA NO ESTA A ESCALA PERO PODRIA ASUMIRSE UNA DISTANCIA VERTICAL DE DECE- MAS DE METROS Y UNA HORIZONTAL DE UNOS POCOS KILOMETROS.

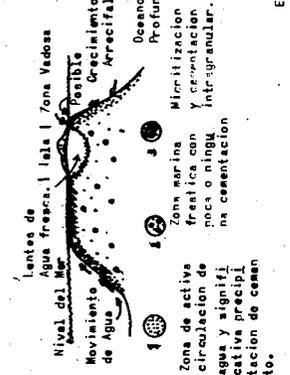


FIG 5.- CORTE ESQUEMATICO DE UN BANCO CARBONATICO MOSTRANDO LA ZONA MARINA FREATICA DIVIDIDA EN AREAS DE ACTIVIDAD CIRCULACION DE AGUA Y AREAS DE Poca CIRCULACION DE AGUA, LA PRIMERA CON ABUNDANTE CEMENTACION Y LA SEGUNDA CON Poca CEMENTACION. EN LA ZONA ACTIVA LA CEMENTACION OCURRE A UNOS POCOS METROS DE LA INTERFACE AGUA/SEDIMENTO.

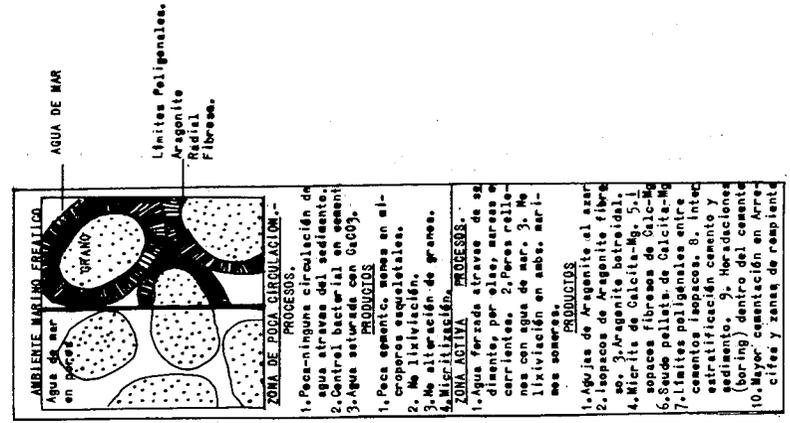


FIG. 6

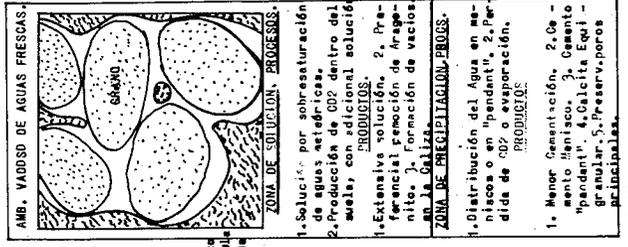


FIG. 9

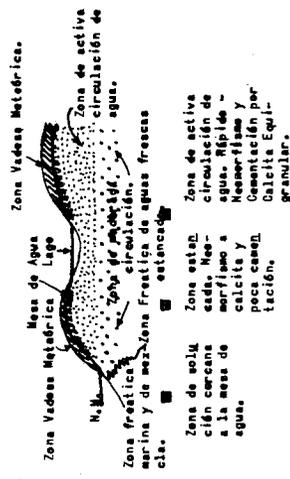


FIG. 10. CORTE IDEALIZADO DE LA ZONA FREÁTICA DE AGUA FRESCA. MOSTRANDO LA POSIBLE DISTRIBUCIÓN DE LAS ZONAS DE SOLUCIÓN, ACTIVA CIRCULACIÓN DE AGUA Y CEMENTACIÓN, Y ZONA DE AGUA ESTANCADA.

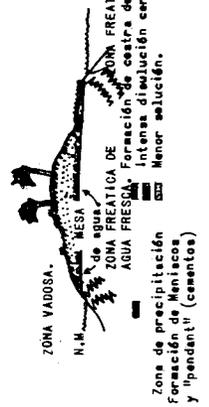


FIG. 10 CORTE IDEALIZADO DE LA ZONA VADOSA DE AGUA FRESCA. MOSTRANDO LA DISTRIBUCIÓN DE LAS AREAS DE SOLUCIÓN Y PRECIPITACION.

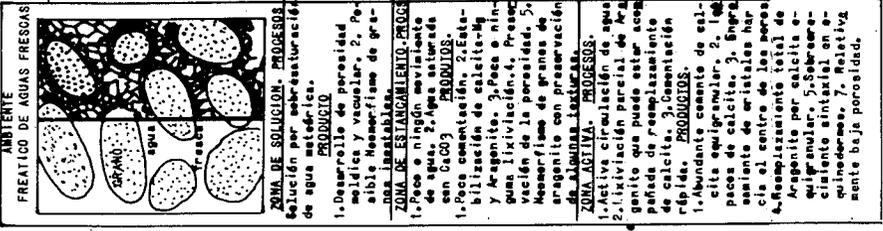
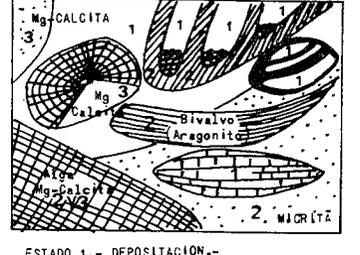
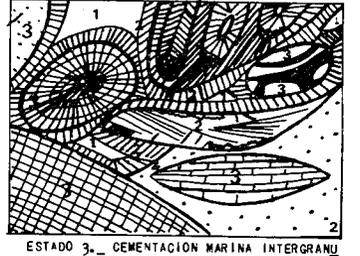
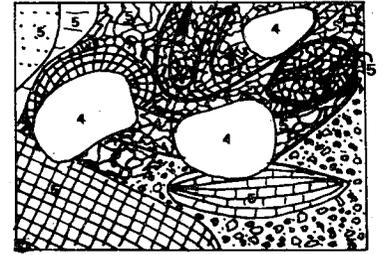
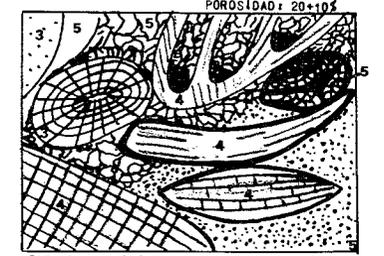


FIG. 7



4 POROSIDAD SECUNDARIA.

5 CALCITA

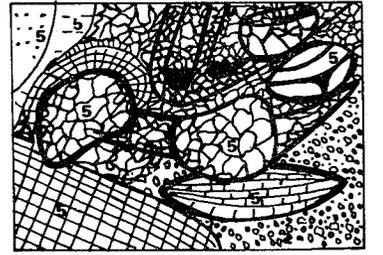
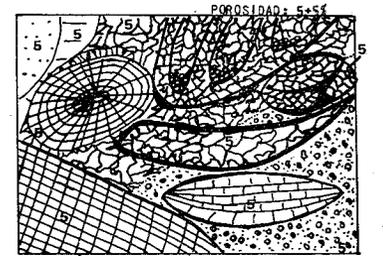
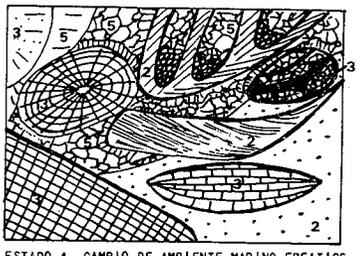
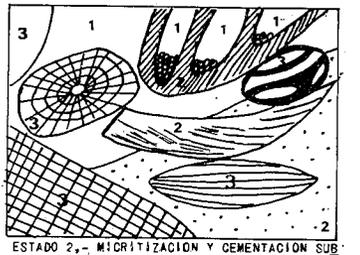


Fig 11

1 POROSIDAD PRIMARIA.

2 ARAGONITO

3 Mg-CALCITA



El sistema poroso en las rocas carbonáticas es generalmente complejo tanto en su geometría como en su génesis y comúnmente difiere marcadamente del de las areniscas. La nomenclatura y clasificación corriente es inadecuada para descripciones concisas y para interpretación de porosidad en rocas carbonáticas.

La clasificación de porosidad que se expone a continuación acentúa la interrelación entre la porosidad y otros factores geológicos.

El tiempo y lugar en los cuales se crea o modifica la porosidad son elementos importantes para orientar genéticamente una clasificación.

Existen tres eventos geológicos principales en la historia de formación de una roca que sirven para datar el origen y modificaciones de su porosidad independientemente de su estado de litificación. Estos eventos son: 1) creación de la estructura sedimentaria por acumulación de clásticos o precipitación acrecional, 2) paso del depósito a la zona más influenciada por procesos referidos y/o operando desde la superficie de depositación, y 3) paso de la roca a la zona influenciada por procesos que operan desde una superficie de erosión.

En base a estos tres eventos principales se proponen los términos: Eogenético para el estado temprano de recubrimiento, Telogenético para el estado final; y Mesogenético para el estado intermedio. Estos términos son también aplicables a procesos, zonas de recubrimiento o porosidad formada en estos tiempos o zonas.

Mediante este sistema descriptivo y genético se pueden reconocer 15 tipos básicos de porosidad: siete tipos abundantes (interpartículas, intrapartículas, intercrystalina, moldes, fenestral, fractura y vesicular) y ocho tipos más especializados. Se emplean términos modificadores para caracterizar génesis, tamaño, forma y abundancia de porosidad. Las modificaciones genéticas incluyen: 1) procesos de modificación (solución, cementación y sedimentación interna), 2) dirección o estado de la modificación (crecimiento, reducción o relleno), y 3) el tiempo de formación de la porosidad (primaria, secundaria, predeposicional, deposicional, eogenética, mesogenética y telogenética). Usadas con los tipos básicos de porosidad estas modificaciones genéticas permiten hacer designaciones explícitas de porosidad, origen y evolución.

Según su forma los poros se clasifican en irregulares y regulares (igual, tubular y plana), y según su tamaño en microporos, mesoporos y megaporos; los dos últimos a su vez se subdividen en grandes y pequeños. La abundancia de los poros se expresa como un porcentaje del volumen o por proporción de tipos de poros.

I. ETAPAS DEL DESARROLLO DE LA POROSIDAD.-

La porosidad en las rocas carbonáticas puede ser originada por diversos procesos como son: secreción de esqueletos carbonáticos que crean celdas, cámaras u otras aberturas; empaque sedimentario, encogimiento de los sedimentos por desecación; distensión de sedimentos; solución selectiva de partículas sedimentarias o por solución indiscriminada de la roca; por actividad orgánica; por descomposición orgánica o por otras causas.

Los poros originados por los procesos enumerados anteriormente forman el sistema poroso en las rocas carbonáticas, el cual es generalmente muy complejo tanto en su geometría como en su génesis y difiere grandemente del presente en las areniscas. Se pueden considerar tres eventos geológicos principales en la historia de formación de una roca carbonática que sirven para datar el origen y modificaciones en la porosidad independientemente de su estado de litificación; estos eventos son: 1) Creación de la estructura de la roca por acumulación clástica o precipitación acrecional, 2) pasaje del depósito bajo la zona más influenciada por procesos referidos a la superficie de deposición y operando desde ella, 3) pasaje de la roca sedimentaria dentro de una zona influenciada por procesos operando desde una superficie de erosión.

En base a los eventos antes mencionados se puede hacer una primera subdivisión de la porosidad en las rocas carbonáticas con relación al tiempo de su formación y modificaciones posteriores; esta sería Pre-depositacional, Depositacional y Post-depositacional (Fig.12)

La porosidad pre-depositacional es la originada en el tiempo comprendido entre la formación del primer material sedimentario y su depositación final y recubrimiento del mismo.

La porosidad depositacional se forma en el período de tiempo implicado en la depositación final, en su sitio de último recubrimiento; esta porosidad forma dos tercios del volumen de muchos lodos carbonáticos; en sedimentos carbonáticos granulares bien escogidos forma un tercio de su volumen total.

Porosidad post-depositacional ocurre en el tiempo después de la deposición final y el mismo se puede subdividir en Eogenética, Mesogenética y Telogenética, dependiendo de la etapa o zona de recubrimiento en la cual se desarrolla la porosidad.

Las porosidades originadas dentro de los períodos Predepositacionales y depositacionales se denominan Porosidades Primarias, y las originadas en el período Post-depositacional se denominan Porosidades secundarias.

El cese de la depositación final es la principal base práctica para distinguir la porosidad primaria de la secundaria.

Porosidad Eogenética es la originada en el intervalo de tiempo comprendido entre la depositación final y el recubrimiento de los sedimentos depositados, debajo de la zona influenciada por procesos que operan en la superficie y su efectividad depende de la proximidad a la superficie.

El límite superior de la zona eogenética en la superficie normalmente es una interfase depositacional, pero puede ser una superfi

cie temporal de no depositación o una superficie de erosión durante una interrupción de la sedimentación. Esta superficie puede ser subacuosa o subaérea. El límite es gradacional con la zona mesogenética subyacente.

La influencia orgánica está limitada a los primeros metros; la descomposición orgánica y la evolución del gas se efectúa a poca profundidad. En superficies temporalmente emergidas o en planos de supramareas que son inundados, ocasionalmente el rango de efectividad de los procesos eogenéticos está principalmente en los metros superiores.

El tiempo de la eogénesis puede ser geológicamente corto y la zona originada de poco espesor, los procesos eogenéticos pueden ser de extrema importancia en la diagénesis y en la evolución de la porosidad.

En sedimentos carbonáticos inconsolidados la porosidad eogenética puede ser creada por socavaciones, distensión de los sedimentos causada por liberación del gas proveniente de la descomposición orgánica o por penetración de raíces y su subsecuente y escogimiento por desecación de los sedimentos.

En carbonatos más consolidados la penetración de raíces y las horadaciones ayudadas por solución pueden crear o modificar la porosidad.

La solución eogenética de minerales de carbonato o evaporitas por aguas frescas es probablemente el proceso más importante en la formación de porosidad en esta zona. El mayor cambio en la zona eogenética probablemente no es la creación de nueva o adicional porosi-

dad, sino la reducción de la porosidad, por cementación de carbonatos o de minerales de evaporita. Un proceso de reducción de porosidad por sedimentación interna también ocurre en esta zona.

Porosidad Mesogenética es la formada durante el tiempo en el cual los sedimentos o rocas son enterradas a profundidad por debajo de la mayor influencia de procesos que operan directamente desde la superficie o cerca de ella. Los cambios de porosidad en los sedimentos carbonáticos dentro de la zona de mesogénesis son extensos. La cementación es el mayor proceso que afecta la porosidad en esta zona y la solución tiene menor influencia. Efectos de: compactación y presión-solución pueden estar relacionados a altas presiones de esta zona.

Porosidad Telogenética es la formada durante el intervalo de tiempo en el cual las rocas carbonáticas enterradas son influenciadas significativamente por procesos asociados con la formación de una discordancia. El límite superior de la zona telogenética es una interfase erosional que puede ser subaérea o subacuosa y el inferior es gradacional y está ubicado a la profundidad en la cual los procesos erosionales son insignificantes e irreconocibles.

La solución por aguas meteóricas es el mayor proceso en la formación de porosidades en esta zona. Ocurren también procesos de reducción de porosidad por relleno debido a: sedimentación interna y precipitación de soluciones.

Incluye la zona vadosa bajo superficies subaéreas y puede también incluir a rocas afectadas por la solución freática asociada con la mesa de agua.

II. ARREGLO SELECTIVO (Fabric Selectivity)

Si se puede establecer una relación entre la porosidad y el arreglo de los elementos se refiere a la porosidad como de arreglo selectivo; la mayoría de las porosidades primarias y gran parte de las secundarias en rocas carbonáticas son de arreglo selectivo.

Los elementos para establecer el arreglo selectivo son: la configuración de los bordes del poro y la posición del poro en relación al arreglo de los elementos. Se pueden diferenciar dos tipos de arreglos selectivos: depositacional y diagenético. El arreglo selectivo depositacional muestra una dependencia en los arreglos primarios de los elementos o los rasgos posteriores que reflejen este arreglo primario. El arreglo selectivo diagenético muestra una dependencia de la localización del poro y la configuración sobre los rasgos post-depositacionales.

III. TIPOS BASICOS DE POROSIDAD.-

Cada tipo de porosidad se distingue por el tamaño del poro, su forma, génesis y posición o asociación relativa a otras construcciones particulares. Mediante un sistema descriptivo y genético se pueden reconocer 15 tipos básicos de porosidad, los cuales varían considerablemente en abundancia volumétrica, ocurrencia y frecuencia. Siete de ellas son muy comunes y volumétricamente importantes, probablemente forman el volumen de espacio poroso en casi todas las rocas carbonáticas; estas son las porosidades interpartículas, intrapartículas, intracristales, moldes, fenestral, fractura y vesículas; las restantes son menos comunes y son las porosidades de canales, cavernas de refugio (Shelter), estructuras de crecimiento (growth framework), brecha, hora-

daciones (boring), madrigueras (burrow) y encogimiento (shrinkage).

Las diferentes porosidades se describen a continuación:

- III.1. Porosidad interpartículas: es el espacio poroso entre partículas, indica la posición de la porosidad con respecto a las partículas, independientemente del tiempo de su formación. En carbonatos clásticos es generalmente de origen depositacional primario. También pueden formarse por diversos procesos postdepositacionales en los cuales el mecanismo predominante es la solución selectiva de la matriz de textura fina o micrita entre de partículas grandes. Este es el tipo de porosidad dominante en la mayoría de las rocas carbonáticas.
- III.2. Porosidad intrapartículas: es la porosidad que se encuentra dentro de las partículas o granos individuales; es un tipo de porosidad física y no genética. Gran cantidad de esta porosidad en los carbonatos se forma antes de la depositación final de las partículas sedimentarias (porosidad pre-depositacional); otras se forman durante o después de la depositación final. Cámaras internas u otras cavidades dentro de esqueletos de organismos individuales o colonias de ellos son los poros intrapartículas más comúnmente reconocidos. La porosidad intrapartículas de origen postdepositacional se forma principalmente por solución y horadación.
- III.3. Porosidad intercristales: es la porosidad que se encuentra entre cristales individuales. Puede ser de origen primario o secundario.

Porosidad de moldes: (Moldic porosity) Un molde es un poro formado por la remoción selectiva, normalmente por solución de un constituyente individual de un sedimento o roca, que puede ser una concha o una oolita. La porosidad resultante se denomina "de molde" y se identifica en base a la forma, tamaño, ornamentación de las paredes de los poros.

La descomposición orgánica de raíces y tallos de plantas también pueden formar moldes, así como la dedolomitización.

III.4. Porosidad fenestral: (Fenestral Porosity). Una fenestra es una abertura primaria o penecontemporánea en la estructura de una roca, más grande que los granos que la soportan; los bordes multigranulares de los poros son característicos, tienen forma redondeada, lenticular o irregular, sus planos son paralelos a los planos de estratificación o laminación de las rocas. Tiene numerosos mecanismos de formación principalmente envuelve ruinas de la cubierta sedimentaria de un grupo de algas, encogimiento durante la desecación y acumulación de bolsos de gas o agua.

III.5. Porosidad de fracturas: Ocurre a lo largo de fracturas en las rocas originadas por colapsos debidos a solución, deslizamientos u otras de formaciones tectónicas.

III.6. Porosidad vesicular: Un poro vesicular de iguales dimensiones o nó, es muy elongado y bastante grande para ser visible a simple vista, no se adapta a una posición, forma o límites específicos con respecto al arreglo de los elementos de la roca caja. La solución es el proceso

dominante en la formación de las vesículas.

III.7. Porosidad de canales (Channel Porosity). Se define en base a su forma y origen; está formada por poros elongados o aberturas irregulares con una marcada continuidad en una o dos dimensiones con relación a la tercera, y muestra por sus bordes; o continuidad que tienen un desarrollo indiscriminado con respecto a la textura, o arreglo de los elementos de la roca caja. Se forman por solución indiscriminada a lo largo de sistemas de fractura o por coalescencia lateral (agrandamiento de otros poros).

III.8. Porosidad de cavernas (Cavern porosity). Es un sistema poroso caracterizado por grandes cavidades o cavernas. Se originan por solución.

III.9. Porosidad de refugio (Shelter-porosity). Es un tipo de porosidad primaria intrapartículas, creada por el efecto de abrigo de grandes partículas sedimentarias, las cuales evitaron el relleno del espacio poroso debajo de ellas por partículas de clásticos finos. También se puede formar debajo de grama marina y otras materias orgánicas descomponibles que pueden ser preservadas si se crea una rigidez por cementación anterior a la descomposición.

III.10. Porosidad de estructuras de crecimiento (Growth-framework). Porosidad primaria creada por el crecimiento en sitio de una estructura de roca carbonática. Se puede formar por procesos orgánicos o inorgánicos. Ocurre en colonias de corales.

III.11. Porosidad de Brecha. Es el tipo de porosidad interpartículas en una brecha. Se puede originar por depositación de clásticos angulares, los cuales tendrán una porosidad pobre. Brechas post-depositacionales formadas por fracturamiento de rocas o sedimentos depositados previamente.

III.12. Porosidad de horadaciones (Boring Porosity). Son cavidades creadas en rocas relativamente duras por organismos perforadores. Este tipo de porosidad no es abundante en carbonatos antiguos pero constituye un tipo de porosidad genética importante. Ocurre en ambiente eogenético y también en la zona telogenética.

III.13. Porosidad de Madrigueras (Burrow porosity). Esta porosidad es formada por organismos socavadores en sedimentos relativamente inconsolidados, es rara en sedimentos antiguos, porque se destruye al compactarse los sedimentos, la destruyen los mismos organismos o son rellenos por sedimentos.

III.14. Porosidad por encogimiento (Shrinkage porosity). Es la porosidad creada por encogimiento de los sedimentos durante la desecación de los mismos, lo cual origina grietas.

IV. TIPOS BASICOS DE POROSIDAD, COMPUESTA Y GRADACIONAL. Muchas facies carbonáticas contienen dos o más tipos básicos de porosidad que pueden ser fácilmente diferenciables. Un sistema de poros compuestos es aquel integrado por dos o más tipos básicos de poros. Sistema de poros gradacional es aquel que no es fácilmente diferenciable ni física ni genéticamente. Pueden tener características intermedias entre dos tipos básicos.

V. MODIFICADORES GENETICOS. Muchos tipos de porosidad se pueden originar en tiempos diferentes en relación a la depositación del sedimento o enterramiento y por otros varios procesos. Estos procesos y la dirección y extensión de la evolución de porosidad son significantes como elementos descriptivos e interpretativos. Los modificadores genéticos proveen una vía para designar elementos semejantes.

Se reconocen trece modificadores genéticos de tres tipos, las cuales denotan:

1) el tiempo de origen de la porosidad, 2) el proceso envuelto en sus modificaciones subsiguientes y 3) la dirección y extensión de tales modificaciones.

Modificadores de tiempo. Los siete modificadores relativos al tiempo de origen consisten de dos términos más generales, Primarias y Secundarias y cinco subdivisiones de términos generales: Pre-depositacional y depositacional ambas subdivisiones de las Primarias; y Eogenéticas, mesogenéticas y telogenéticas, todas subdivisiones de las Secundarias.

Modificaciones de procesos y dirección. Seis de las trece modificadores genéticos se refieren a los procesos por los cuales los poros son modificados y a las direcciones tomadas por las modificaciones.

En esta clasificación se reconocen los procesos de solución, cementación y sedimentación interna.

El proceso de solución crea y modifica poros; la solución es el mecanismo genético en la formación de porosidad de vesículas, ca

nales y cavernas.

La cementación origina el relleno de cavidades por la precipitación de materia mineral en solución; es responsable de la mayoría de las reducciones de porosidad.

La sedimentación interna causa una reducción de porosidad y es indicadora de eventos post-depositacionales.

La porosidad de algunos carbonatos puede reducirse por cambios en el empaque a consecuencia de la compactación física.

Otro proceso que modifica la porosidad es la expulsión de gas o cambio en el volumen de los minerales. La dirección o extensión de la modificación de porosidad es notada por tres modificaciones: alargamiento, reducción como los principales términos de dirección y relleno como el estado final de reducción de porosidad.

El modificador de alargamiento se emplea para indicar alargamiento por solución. Reducción es usado para estados de reducción de porosidad entre el estado inicial y el estado final de relleno.

VI. TAMAÑO DEL PORO Y SUS MODIFICACIONES.

El tamaño del poro en rocas carbonáticas es un parámetro descriptivo importante. La distinción se hace entre poros y gargantas de poros o interconexiones. Hay varios factores que dificultan la caracterización visual del tamaño de los poros, como son: los límites de un poro individual son arbitrarios, otro factor limitante es la dificultad de observar la forma del poro en tres dimensiones y un tercer

factor es la forma irregular de los poros. Lo más usado en la descripción del tamaño de los poros es tomar un tamaño promedio de los mismos.

Los poros se pueden dividir por su forma en regulares e irregulares; en los primeros se pueden efectuar las tres medidas de diámetro y en base a su forma se dividen en iguales, tubulares y planos, los dos últimos son notablemente elongados en dos direcciones y los iguales son aquellos que tienen sus tres dimensiones similares. Para la clasificación de tamaño los poros iguales se pueden definir con una medida simple y un diámetro promedio. El tamaño en los tubulares y planos se puede definir adecuadamente por un promedio de diámetro de su sección cruzada o ancho.

Los poros de forma regular se pueden reunir en tres grupos principales según su tamaño: microporos los que tienen un diámetro menor de 1/16 mm.; mesoporos los de diámetros entre 1/16 mm. y 4 mm., y megaporos los que poseen diámetros entre 4 mm. y 256 mm. A su vez los mesoporos se dividen en grandes y pequeños y tienen diámetros comprendidos entre 4 mm. y 1/2 mm. y entre 1/2 mm. y 1/16 mm. respectivamente. Los megaporos también se dividen en grandes y pequeños con sus diámetros respectivos entre 256 mm. y 32 mm. y entre 32 mm. y 4 mm. Los microporos son observables solamente con lentes de mano o microscopios, los mesoporos se observan a simple vista en muestras de mano y superficies de núcleos y los megaporos se pueden describir solamente en afloramientos.

VII. ABUNDANCIA DE LA POROSIDAD.

La abundancia de la porosidad es un parámetro descriptivo difícil de determinar visualmente con precisión por varias razones: los

poros muy grandes comúnmente causan problemas de muestreo; una multiplicidad de tipos de poros y la complejidad de sus tamaños y formas nos dá estimados imprecisos; y los sistemas de microporos son muy difíciles de estimar.

Para describir la abundancia de porosidad se emplean términos descriptivos como Pobre, Buena y Excelente, los cuales son muy imprecisos; una forma más precisa es expresarlo como un porcentaje del volumen total de la muestra ocupada por el espacio poroso. Si hay más de un tipo de porosidad presente se puede expresar como una relación de la abundancia relativa de los diversos tipos presentes.

MODIFICACIONES GENETICAS

PROCESOS

DIRECCION

SOLUCION

CRECIMIENTO

Crea y modifica poros.

Alargamientos por solución

CEMENTACION

REDUCCION

Reduce el tamaño de los poros rellena cavidades por precipitación.

Debida a cementación y relleno parcial de poros.

SEDIMENTACION INTERNA

RELLENO

Reduce el tamaño de los poros indica eventos post-depositacionales.

TIEMPO DE FORMACION

PRIMARIA

SECUNDARIA

Predeposicional
Deposicional

Eogenética
Mesogenética
Telogenética

TAMAÑO DE LOS POROS

		256 mm.
MEGAPORO	GRANDE	_____
		32 mm. _____
	PEQUEÑO	_____
		4 mm. _____
MESOPORO	GRANDE	_____
		1/2 mm. _____
MICROPORO	PEQUEÑO	_____
		1/16 mm. _____

La siguiente lista de observaciones y preguntas pertinentes deben ser hechas en el estudio de calizas cuando se les observa en secciones finas, películas (peelings) o secciones pulidas.

La presente lista está adaptada particularmente para interpretación depositacional y diagénesis.

1. Cantidad relativa de componentes principales:
 - a. granos de carbonatos
 - b. granos de limo y arena (cuarzo, fragmentos de rocas, otros).
 - c. barro micrítico o matriz micrítica
 - d. cemento (espato)
 - e. arcilla
 - f. minerales autigénicos incluyendo dolomita
2. Carácter y cantidad de los diferentes tipos de granos bioclásticos.
 - a. Muchas especies representadas o pocas: la diversidad indica generalmente condiciones marinas abiertas.
 - b. Es abundante la biota del tipo de mar abierto (braquiópodos, cefalópodos, equinodermos, algas rojas) o las condiciones marinas restringidas (ostras, gasterópodos, caracoles, muchos foraminíferos, ostracodos y ciertos tipos de algas verdes).
 - c. Tipos de algas presentes.
3. Preservación de granos:
 - a. Los bordes de los bioclastos son agudos o corroídos.
 - b. Poros internos llenos con barro o cemento.

- c. Las estructuras internas están bien preservadas o hay cierta micritización.
- d. Las estructuras concéntricas de ciertas conchas están micritizadas.
- e. Los granos son redondeados o angulares.
- f. El redondeamiento puede ser atribuido a micritización.

4. Granos bioclásticos:

- a. Presencia de ooides
 - a.1. Presencia de oolitas puras o simples recubrimiento superficial
 - a.2. Tamaño relativo del núcleo y su relación con el tamaño de las oolitas. Qué tipo de partícula compone el núcleo.
 - a.3. Empaquetamiento
- b. Presencia de pellets y pelloids (granos micríticos homogéneos redondeados)
 - b.1. Variación en tamaño, ocurrencia, relación tamaño-redondez, aglutinamiento.
- c. Litoclastos derivados localmente y penecontemporáneamente (intraclastos) o son de fuera de la cuenca. Los litoclastos alóctonos son fragmentos derivados de rocas previamente litificadas derivadas de cierta distancia fuera del sitio de deposición.
 - c.1. Forma, tamaño, esfericidad, tamaño relativo, color, arreglo, ocurrencia.
- d. Los oncoides son partículas grandes formadas por recubrimiento de algas y otros organismos. Tamaño, tipo de matriz, textura, deformación.

- e. Terrones de partículas agregadas o aglutinadas.
- e.1. Relación en tamaño a los peloides y litoclastos, organización.
- e.2. Son los granos en los bordes del terreno truncados o completos.
5. Consideraciones texturales:
- a. Evidencia de un sistemático escogimiento respecto al tamaño.
- b. Evidencia de un sistemático escogimiento respecto a la forma.
- c. Orientación de granos paralelos a la estratificación o es la fábrica homogénea debido a la bioturbación.
- d. Evidencias de inversión textural: ej. granos de un tamaño y forma diferentes son indicativos de un ambiente de mayor energía depositado en una matriz micrítica.
6. Historia de compactación.
- a. Evidencia de inicial compactación por solución.
Tipos de contactos entre granos suturados, convexos, cóncavos.
- b. Estitolitas
7. Tipos de cemento:
- a. Generaciones de cemento.
- b. Sobrecrecimiento de cemento sobre granos de fósiles.
- c. Cemento incluidos en granos o no
8. Contenido de dolomita:
- Dolomita formada a partir de recristalización del barro calcáreo.

CAPITULO VI

TEÑIDO DE LAS CALIZAS.

Ref: Le Roy, L.W. Do and J.W. Rease
Colorado School of Mines Golden,
Colorado. 4ta. Edición 1977.
Subsurface Geology.

1. Teñido específico para calcita:

Alizarin Red S.

Disolver 0.1 gr OFE ARS en 100 ml. 0.2% de (ácido clorídrico). (Esta solución es hecha añadiendo 2 ml de HCl en 98 ml de agua. Con esta solución la calcita se tiñe de rojo; sumergiéndola 2 ó 3 min. y la dolomita no es afectada.

2. Teñido específico para dolomita:

Alizarin Red S., amarillo Titanio.

0,02 gr del reactivo se disuelve en 25 ml de metanol, si es necesario se calienta. El metanol perdido por evaporación debe ser reemplazado. 50 ml de NaOH (30%) es añadida a la solución y luego se hierve. (Añadir 70 ml de agua a 30 gr de NaOH sólido).

La muestra se sumerge en la solución hirviendo durante 5 min., la Dolomita se tiñe de rojo púrpura con el alizarin y de anaranjado rojizo en el Titanio.

Un teñido inadecuado imparte color amarillo-naranja con el amarillo titanio.

3. Teñido específico para Calcita y Dolomita:

Contienen hierro ferroso

Ferrocianuro de potasio

Este es un análisis rutinario para hierro. La solución es preparada disolviendo 5 gr de Ferricianuro en agua destilada que con tenga 2 ml de HCl concentrado, luego se añade agua destilada hasta 1 lt.

El color negro impartido a la sección será más o menos cla ro, dependiendo de % de Fe.

4. Combinación del teñido de calcita, calcita ferrosa y dolomita ferrosa.

Alizarin Red y Ferrocianuro (Evamy, 1963)

La reacción de estos 2 reactivos en combinación es la misma que en las soluciones individuales de teñido. Katz and Friedman reco miendan preparar la solución como sigue:

Disolver 1 gr. de alizarin con 5 gr de Ferrocianuro en agua destilada conteniendo 2 ml. de HCl concentrado y llevar la solución a 1 lt. con agua destilada. Se obtienen los siguientes colores:

Calcita exenta de Fe	-	rojo
Calcita pobre en Fe	-	malva
Calcita rica en Fe	-	púrpura
Dolomita exenta de Fe	-	no se tiñe
Dolomita ferrosa	-	azul claro
Ankerita	-	azul oscuro

CAPITULO VII

ETAPAS DIAGENETICAS (O TIEMPO DE LA DIAGENESIS) DISCUSION:

E. ZAPATA O.

En las páginas anteriores han sido descritos los procesos fí sicos, químicos y orgánicos que alteran las propiedades del sedimento durante y después de la depositación, y que pueden ocurrir antes de la litificación, durante ella ó continuar, incluso, después de que el sedimento haya sido litificado.

Algunos autores han propuesto esquemas diagenéticos en los que se describinan los procesos, según su tiempo de ocurrencia. De es ta manera se han podido diferenciar las etapas diagenéticas Temprana, Intermedia y Tardía. Para la mayoría de los autores es bastante cla ra la diferenciación entre los denominados procesos diagenéticos tem pranos y los tardíos. Otros autores (Ej.: Ginsburg, 1957) consideran la existencia de una etapa diagenética intermedia entre la temprana, fuertemente influenciada por el ambiente depositacional y referida esencialmente a cambios singenéticos, y la tardía reconocida por su independencia del ambiente depositacional y de las condiciones físico químicas de las aguas.

Esta fase intermedia que bien podría ser considerada como de incipiente diagénesis tardía o de culminación de la diagenésis tem prana, se relaciona con los cambios físico-químicos que sufre el sed imento, sin la influencia del ambiente depositacional, bajo condicio nes de enterramiento somero o poco profundo o de exposición subaérea, donde el sedimento aun está húmedo e inconsolidado. La Fig. G-1 mues tra una relación esquemática generalizada de los procesos físicos, químicos y orgánicos que pueden estar relacionados con cada una de las etapas diagenéticas según Ginsburg, 1957.

No obstante, la claridad de las secuencias aquí mostradas, en ningún caso deben ser asumidas como fórmulas matemáticas o tabuladores de procesos para obtener resultados. Estos son sólo esquemas generales que delimitan rangos que están sujetos a cambios producto de la dinámica de la investigación.

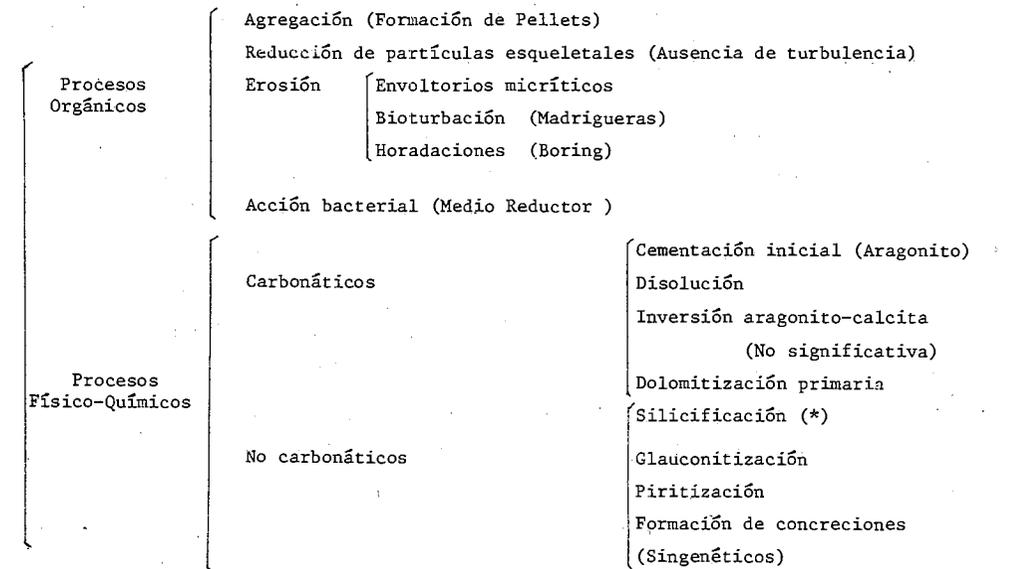
En geología muy pocas cosas pueden poseer definiciones rígidas o exactas en términos absolutos, más aun cuando el factor tiempo es el controlador de procesos que pueden repetirse casi que al azar.

Por ello, el uso de estos esquemas así como el de los modelos de ambientes diagenéticos, deberán partir del sólido conocimiento de todos y cada uno de los procesos y de sus posibilidades de ocurrencia; para luego estructurar una secuencia de los eventos ocurridos.

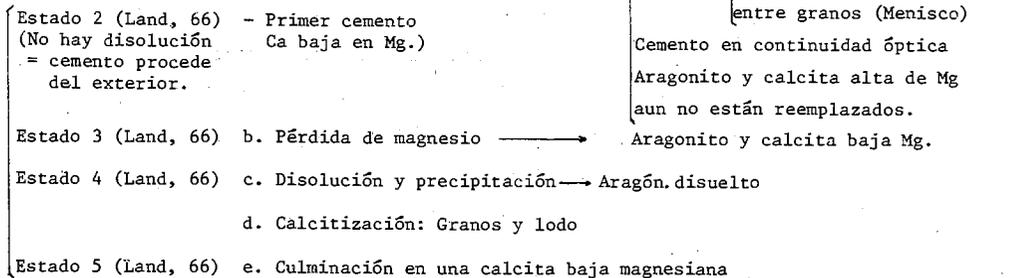
La secuencia resultante, no necesariamente deberá coincidir en todas sus partes con los modelos ó esquemas diagenéticos de la literatura geológica, lo que si deberá poseer es una relación de ordenamiento lógico de los procesos ocurridos.

DIAGENESIS

Diagénesis Temprana



Diagénesis Intermedia



Diagénesis Tardía

Recristalización (Neomorfismo por recristalización)
 Cemento en vetas
 Presión-disolución: Grano a grano, estilolitos, residuos disolución
 Dolomitización tardía
 (*) Emery y Rittenberg (1952)

Fig. G . ESQUEMA DIAGENETICO ELABORADO SEGUN GINSBURG, 1957. ADAPTADO Y MODIFICADO POR EGGLEE ZAPATA/82.

Para la interpretación de un paleoambiente, es necesario recurrir a la comprensión sedimentológica y paleontológica de los depósitos carbonáticos. Es muy importante, para tales fines, un estudio profundo de los modelos actuales. Ciertos aspectos de la tolerancia ecológica pueden cambiar a través del tiempo, pero otros permanecen estables y son los que nos van a permitir deducir las condiciones propias del medio reinante en el pasado geológico para estos depósitos.

CUSSEY y REULET (1977) proponen un patrón generalizado a manera de inventario de los grandes tipos de depósitos actuales y antiguos. (Ver Fig. 14- pág. 103). Dos grandes dominios se individualizan de una parte a otra de este perfil morfológico: El Dominio Continental y el Dominio Marino.

- El Dominio Continental:

Este dominio se encuentra sometido a la acción de los fenómenos meteóricos que dan origen a importantes transformaciones diagenéticas. Dentro de este dominio pueden citarse para recordar: los depósitos desérticos, glaciares (morrenas), de piedemonte, fluviales, lacustres y costeros.

- El Dominio Marino

En este dominio pueden citarse dos medios importantes : un medio de Plataforma y un medio de Cuenca propiamente dicha. La diferenciación entre esos dos términos es esencialmente batimétrica.

La Plataforma está generalmente sumergida bajo una cubierta de agua cuya profundidad varía de 0 a 200 m.

La Cuenca propiamente dicha, se sitúa en una zona de pendiente o desnivel (talud) que separa al dominio marino plataformal de profundidades más grandes. En el cuadro de la Fig. 15 se muestran ciertas variaciones morfológicas de este perfil, de manera general.

Medio marino de Plataforma

Existen diferentes criterios que permiten caracterizar este medio y establecer una serie de subdivisiones basadas en la interacción de factores particulares como la morfología (pendiente de equilibrio), la hidrodinámica, la salinidad de las aguas y la penetración de la luz.

Las variaciones de estos factores explican la gran diversidad de la repartición de los depósitos carbonáticos, tanto actuales como antiguos.

- Influencia de la morfología

Las formas topográficas varían de barrera a un fondo elevado continuo (Ver Fig. 15.b-pág.104). Estas variaciones influyen de manera directa sobre los demás factores mencionados con anterioridad, de aquí que es conveniente hacer una distinción entre un medio plataformal externo y un medio plataformal interno. La posición de la barrera es un factor importante en esta diferenciación. (Ver Fig. 15.c-pág. 104).

- Influencia de los factores dinámicos .

Los factores dinámicos y la energía variable de estos, (corrientes de fondo, corrientes de marea, el oleaje, etc.), son determinantes en la forma y repartición de los depósitos. De esta manera, el estudio de las rocas sedimentarias se traduce directamente en el estudio de la energía prevaleciente en el medio cuando estas se depositaron.

En los mares profundos la influencia de la marea es prácticamente nula (SHAW, 1964), pero en la plataforma interna la acción de las mareas es importante y puede distinguirse en ellas.

- Un medio supratidal (supramarea) (1)

Determinado por elevaciones del nivel máximo normal de las aguas (zona de mareas altas). Los depósitos formados son más o menos desarrollados en función de la topografía, los mismos están fuertemente influenciados por el clima (climas áridos pueden originar depósitos sebkha; climas húmedos pueden originar plataformas algales). La presencia de aguas salobres en este medio, favorece particularmente a ciertas diagénesis precoces.

- Un medio intertidal (intermarea) (2)

Comprendido entre los límites de mareas altas y bajas. Este medio está sometido a variaciones de temperatura, ph, salinidad, y requiere de organismos especialmente adaptados. Son frecuentes los canales de marea, los manglares y los entramados algales. Es un dominio privilegiado para el desarrollo de la dia

génesis precoz de dolomías y evaporitas.

- Un medio subtidal (inframarea)

Ubicado por debajo de la línea de marea baja. Dentro de este medio, la energía es generalmente baja, sin embargo, son posibles algunas corrientes de fondo de cierta importancia. En este medio es propicio el desarrollo de corales, depósitos oolíticos de canales y deltas, depósitos bioclásticos de bancos, etc. La microfauna es rica en especies y las variaciones de salinidad en función de la profundidad conllevan a una heterogeneidad de las condiciones bioquímicas de la sedimentación.

El contenido faunístico también se encuentra relacionado a una base sensible de cambios del nivel de energía. Diferencias en el nivel de energía, conduce a la determinación de:

- Un Dominio Abierto (Plataforma o cuenca abierta).

- Un Dominio Restringido (Plataforma o cuenca restringida). (Ver Fig. 15, pág. 104).

- Influencia de la luz

La penetración de la luz permite distinguir dos dominios, entre los cuales las condiciones biológicas variarán considerablemente. Estos son: un dominio fótico (que se extiende hasta los 200 m de profundidad) y un dominio infrafótico (desde los 200 m de profundidad en adelante).

Debe tomarse en cuenta que estos factores son dependientes unos de otros y una variación de cualquiera de ellos puede implicar una variación de los otros factores. Por ejemplo, la implantación de un accidente topográfico (barrera oolítica, arrecife, etc.) conduce a un cambio de la composición química de las aguas. Desde ese momento, la plataforma interna será de circulación restringida y probablemente la barrera frene la energía de las olas originando variaciones en los medios supratidales, intertidales e infratidales.

- Medio Marino Profundo (3)

Este es un medio donde las facies resultan harto monótonas y que localmente admiten largos períodos de vacuidad. Ha sido posible subdividir este medio en zonas batiales y abisales en función de la presencia de organismos pelágicos bentónicos.

Puede hacerse una distinción de una zona de talud o pendiente, tomando en cuenta el límite distal de la plataforma y un dominio más profundo, que en rocas antiguas puede interpretarse - por la presencia de estructuras sedimentarias remanentes (slumps, turbiditas, etc.).

Desde el punto de vista ecológico, este es el medio previlegiado, pero no único, de ciertas floras calcáreas (cocolitos).

En la Fig. 16 -pág. 105 se exponen de manera generalizada, los criterios de caracterización de los medios de depositación de las rocas carbonáticas.

- Barrera Interna (4) :

Es una facies poco profunda (hasta 10 m de profundidad en promedio). La energía de las olas es moderada. Es común que los sedimentos provenientes de este medio se dispongan en bancos irregulares de espesores superiores a 1 m. Texturalmente, originan Packstone y Grainstone de colores claros. Los organismos son abundantes en este medio y las especies son variadas, siendo por lo común buena la preservación. La salinidad de las aguas es normal. - Los pellets pueden ser abundantes y los intraclastos también.

En esta zona pueden estar presentes miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Bivalvos y gastrópodos suelen ser muy abundantes y la bioturbación producida por organismos cavadores es muy frecuente. Las algas rojas incrustantes pueden estar presentes.

Topográficamente, se ubica detrás de la barrera o en zonas protegidas de la acción directa de los mares abiertos.

- Barrera o Banco (5) :

Aquí, los depósitos carbonáticos se disponen en barreras arrecifales, o bien, en bancos masivos. Bancos oolíticos superiores a 1 m de espesor son frecuentes. Texturalmente, originan Grainstone y Bounstone de colores claros. Bioclastos enteros y rotos suelen ser frecuentes.

Se originan en ambientes de alta energía, de salinidad normal y a profundidades someras, menores de 30 m. La fauna es muy variada. Son comunes los moluscos, donde destacan lameli-

branquios y gastrópodos. Foraminíferos bentónicos de pared calcárea perforada suelen estar presentes. Los planctónicos son escasos. Los equinoideos son comunes. La bioturbación producto de la acción de organismos litófagos es muy común. Los corales son importantes elementos de la fauna y puede dar origen a arrecifes. Las algas coralinas también son muy frecuentes. Temperatura: de 18 a 20°C.

- Marina más o menos profunda (6) :

Los sedimentos se disponen en bancos regulares e irregulares de gran extensión. Los bioclastos constituidos por fragmentos rotos esqueléticos de diversos organismos son productos de la acción energética del medio y siempre están presentes; son comunes los "hardgrounds", y entre los elementos no calcáreos pueden figurar los fosfatos y la glauconita. Pueden dar origen a Grains tone y Packstone.

La fauna variada y abundante; la influencia de mareas abiertas implica la presencia de foraminíferos planctónicos y diversos foraminíferos bentónicos. Son importantes aquí los nummulites; también son comunes los restos de bivalvos, equinodermos, esponjas y anélidos.

La salinidad de las aguas marinas es normal. La profundidad y la temperatura son variables.

- Marino Profundo (7) y (8) :

Aquí se encuentra el medio 7 y 8 definido como pendiente y cuenca. Corresponde a los medios más profundos. En el cual la fauna es más restringida (principalmente foraminíferos pelágicos). El sedimento es de color oscuro.

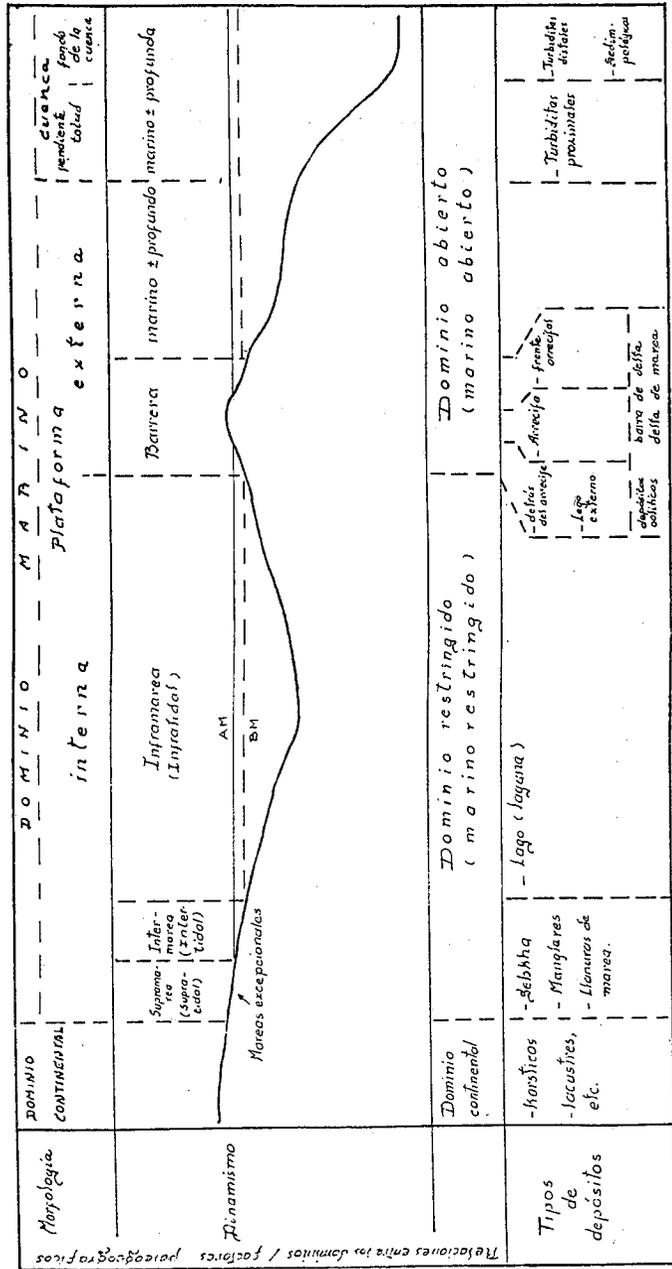


Fig. 14. Patrón generalizado de los ambientes deposicionales de rocas carbonáticas según CUSSEY y REULET (1977).

Tomado de Giffunni, 1980.

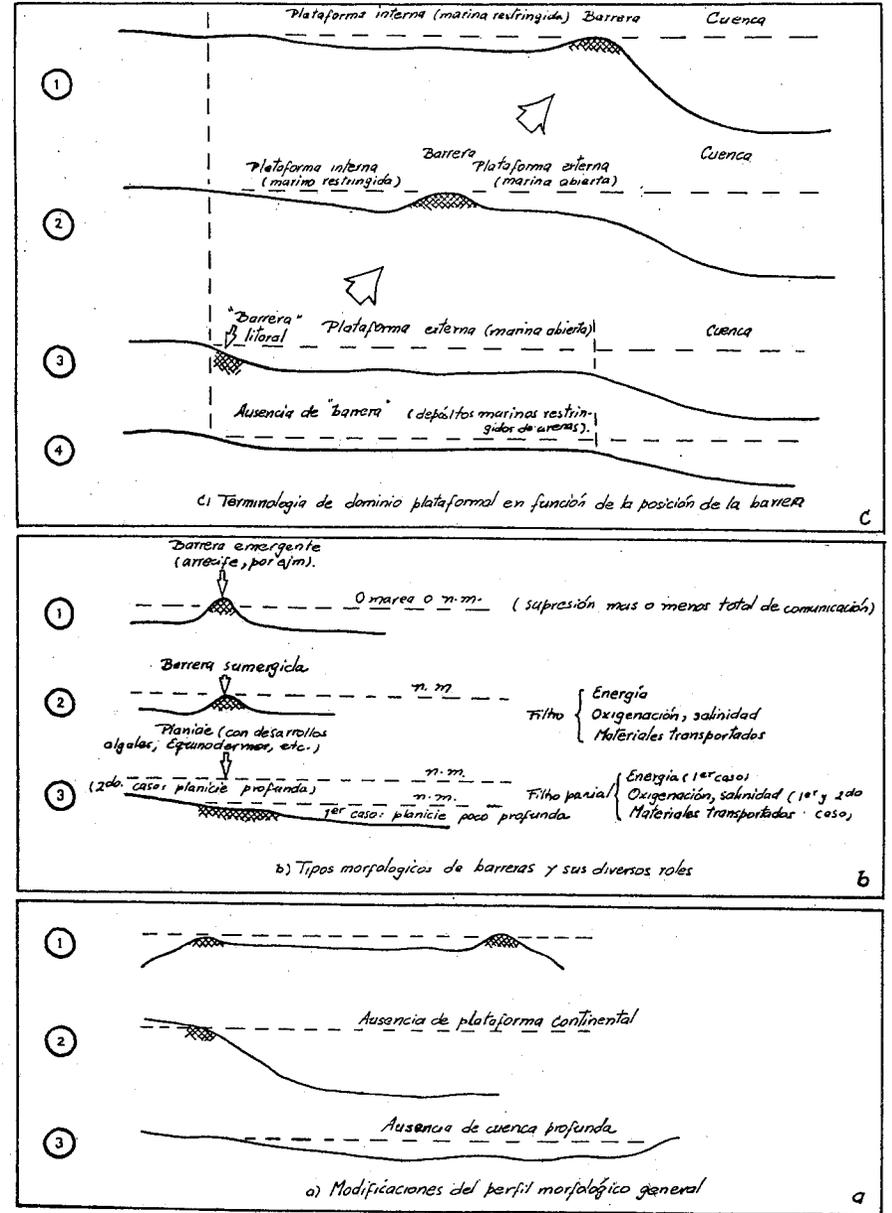


Fig. 15. Variaciones del perfil de los medios deposicionales según Cussey y Reulet (1977).

Tomado de Giffunni, 1980

Modelo de Wilson

Facies 1 (Cuenca):

El agua es demasiado profunda y oscura para la producción ben-
tónica de carbonatos y la depositación depende de la cantidad de influ-
jo de material silíceo y argiláceo fino, y del placton flotante que
cae; condiciones euxínicas e hipersalinas pueden resultar.

Facies 2 (Plataforma Mar abierto);

Aguas con una profundidad de decenas a unos pocos cientos de
metros, generalmente oxigenada y de salinidad marina normal. Buena co-
rriente de circulación. Suficiente profundidad para estar debajo del
nivel de base de las olas, pero tormentas intermitentes pueden afectar
los sedimentos de fondo.

Facies 3 (Plataforma Marginal profunda o margen de cuenca)

Formada al pie del talud de la plataforma productora de carbo-
natos, de material derivado de la plataforma. Profundidad, condicio-
nes de nivel de base de las olas y nivel de oxigenación semejantes a
la Facies 2.

Facies 4 (Frente de talud de Plataforma carbonática)

Generalmente el talud de la plataforma carbonática se locali-
za por encima del límite inferior de las aguas oxigenadas y hasta el
nivel de base del tren de olas. El material corresponde a fragmentos
depositados en una pendiente, comúnmente de 30°, la cual es inestable
y variable en tamaño. La estratificación contiene deslizamientos y
grandes bloques.

Modelo de distribución de facies deposicionales o traves de los margenes de una plataforma carbonática: según WILSON (1970, p. 233)

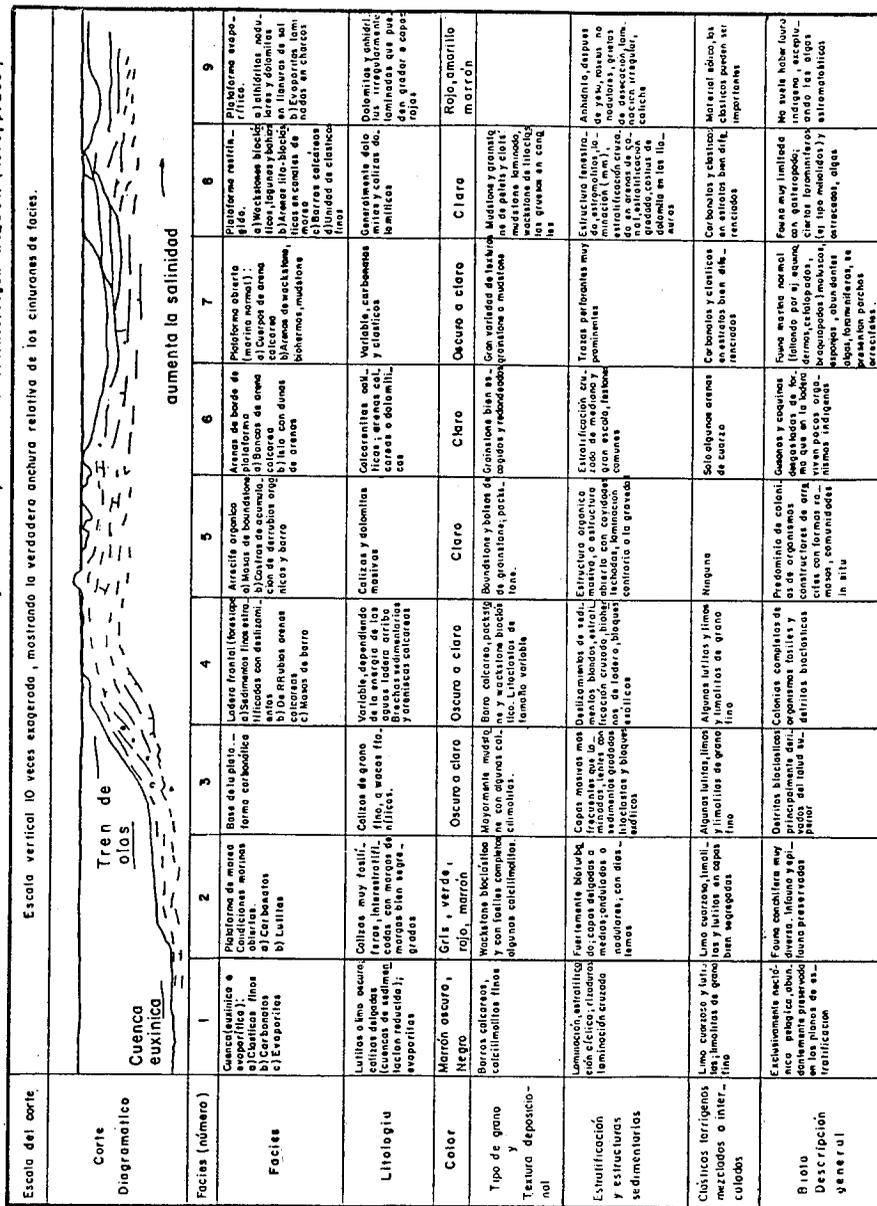


Fig 17. Tomado de Zapata E, Truskowski I. y Escalona N. 1980.

Facies 5 (Arrecife Orgánico de margen de Plataforma)

El carácter ecológico varía dependiendo de la energía del agua, inclinación del talud, productividad orgánica, cantidad de la amazón construída, frecuencia de exposición subaérea y consecuente cementación. Tres tipos de perfiles de construcción orgánica lineal de margen de plataforma pueden ser distinguidos en esta Facies.

- a) Acumulación de Lodo Carbonático y restos orgánicos talud abajo
- b) Montículos arrecifales de plataforma
- c) Arrecife orgánico marginal.

Facies 6 (Arenas de borde de plataforma)

Estas toman la forma de bancos, playas, barras de marea costera afuera en forma de abanico, o fajas, o islas de dunas. La profundidad de tales arenas marginales varía desde el nivel del mar hasta 5 ó 10 metros.

La salinidad suele ser normal debido a la buena circulación de las aguas. El ambiente se encuentra bien oxigenado, pero no es hospitalario para la fauna, dado lo móvil (shifting) del substrato.

Facies 7 (Plataforma marina abierta)

Están localizadas en estrechos, lagunas abiertas y bahías situadas detrás del margen externo de la plataforma. El agua es generalmente poco profunda, pocas decenas de metros a lo sumo. La salinidad varía de marino normal a salinidad algo variable. La circulación es moderada.

Facies 8 (Plataforma Marina con circulación restringida)

Incluye mayormente sedimentos finos de muy poca profundidad, charcos y lagunas; sedimentos más gruesos en canales de marea y playas locales y el complejo total del ambiente de llanuras de marea. Las condiciones son extremadamente variables y constituye un ambiente difícil para los organismos. Incluye agua dulce, salada e hipersalina, áreas de exposición subaérea, condiciones tanto reductoras como oxidantes y vegetación un tanto marina como de pantanos de agua dulce. Material terrígeno transportado por el viento puede ocurrir significativamente. Los efectos diagenéticos se marcan fuertemente en el sedimento.

Facies 9 (Plataforma evaporítica)

Supralitoral y ambientes de charco, tierra adentro en la plataforma marina restringida; desarrollados en un clima adecuado para las evaporitas (áreas de sabkha, salinas y llanuras saladas). Intenso calor y aridez es común, al menos estacionalmente. El flujo marino es evaporádico; el yeso y la anhídrita se forman de la evaporación del agua del mar, tanto depositacional y como sedimento diagenético.

A su vez estas facies son subdivididas en 24 microfacies, atendiendo a criterios sedimentológicos y paleontológicos propuestos por varios autores, los cuales se muestran en las Figs. 17 y 18.

Sinopsis de las Zonas (franjas) de Facies Standard (patrón) resumiendo los cuerpos sedimentarios de segundo orden y microfacies Standard (patrón) asociadas con cada Zona (franja) de WILSON, 1975

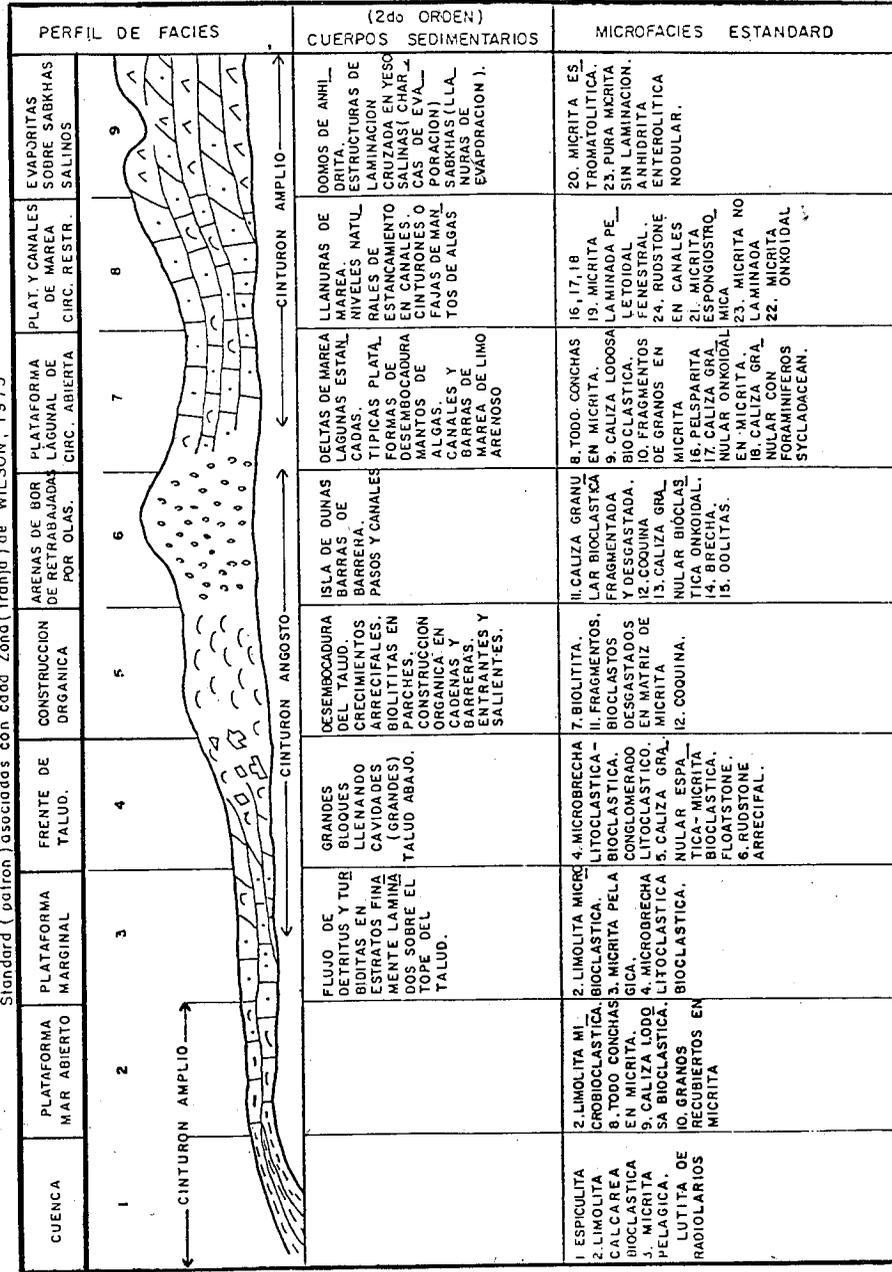


Fig. 18. Tomado de Zapata E, Truskowski I. y Escalona N, 1980

CAPITULO IX

TABLAS Y GRAFICOS COMPLEMENTARIOS

Fig 23

INDICES DE ENERGIA DE CALIZAS. Tomado de Plumley W, et.al, (1962) "Energy Index for Limestone Interpretation and Classification" AAPG. Mem.I:85-108p

INDICES DE ENERGIA	SUB - INDICES	MINERALOGIA	TEXTURA			ABUNDANCIA DE FOSILES.
			TAMAÑO	ESCOGIMIENTO	REDONDEZ	
I AGUAS QUIETAS	I ₁	Calcita. Arcilla. (15-50%) Cuarzo (menor 5%)	Carbonato (menor de 0.06mm), o algunos fósiles en matriz microcristalina.	Matriz (buena) Fósiles (pobres)	Formas de los fósiles originales, fragmentos angulares están quebrados.	Esteril a Moderadamente fosilífera.
	I ₂	Calcita (predominante). Arcilla (menor 15%)	(Matriz menor de 50%)			Moderadamente a abundantemente fosilífera (coq.)
	I ₃	Cuarzo (menor 5%)	Algunos fragmentos fósiles en la matriz microcristalina. (menor 50%).	Matriz (buena) Fósiles (moderado a buena)		
II AGUAS INTERMITENTES.	II ₁	Calcita (predominante)	Matriz microcristalina (más 50%) Carbonatos y terrígenos: de fino a mediano.	Matriz (buena) Clásticos (pobre a Buena)	Carbonatos clásticos subang-red. Oolitas pueden estar presentes. La redondez de terrígenos es función del tamaño.	Esteril a Moderadamente fosilífera.
	II ₂	Arcilla (menor 25%) Cuarzo (menor 50%)	Matriz microcristalina (+ 50%) Carbonatos y terrígenos de gruesos a muy gruesos			Igual a II ₁ y II ₂ con asociaciones complejas.
	II ₃		Intercalado carbonato microcristalino y de tamaño medio.	Buena. Con laminación		
III	III	Calcita	Carbonato microgranular	Matriz (pobre)	Clásticos redondeados	Esteril a bajo.

continúa...

III Agitación baja.	III ₂	(predominante) Cuarzo superior al	(menor 0.06 mm) Carbonato Clástico muy fino. 0.06 a 0.125 mm	Clástico Moderado a bueno.	a muy redondeados. Oolitas de grano fino	Esteril a moderado.
	III ₃	50%	Carbonato clástico fino (0.125 a 0.25 mm)		pueden estar presentes.	Esteril a abundantes
IV Agitación Moderada	IV ₁	Calcita (predominante)	Clásticos Carbonáticos, de grano medio (0.25 a 0.5 mm)	Matriz (pobre)	Material Clástico de subredondeado a muy redondeado.	Moderado a abundantemente fosilíferas.
	IV ₂	Cuarzo (superior al	Clásticos Carbonáticos gruesos (0.5 a 1 mm)	Clástico de moderado a bueno.	Oolitas pueden estar presentes.	Moderada a abundantemente fosil.
	IV ₃	50%)	Clásticos Carbonáticos muy gruesos (1 a 2 mm)			
V Agitación Alta	V ₁	Calcita (predominante) Arcilla (menor 5%)	Carbonato Clástico. tamaño grava(+ 2mm) Predominante	Matriz (pobre) Clástico pobre a moderado	Clásticos redondeados Pisolitas presentes(?)	Bajo a mod. fosilífera
	V ₂	Cuarzo (menor 25%)	Carbonato Clástico tamaño con glomerático (+ 2 mm)	Matriz (buena) Clástico (pobre)	Clásticos Angular a muy redondeados	Esteril a poco fosilífera.
	V ₃	Calcita	No Aplicable	No Aplicable	No Aplicable	Abundantes Fosiles.

La composición y localización de las comunidades están reguladas por un conjunto de factores abióticos, tales como la temperatura, salinidad, presión, tipo de sustrato y energía del medio, que determinan la coexistencia de ciertas asociaciones faunísticas. Las asociaciones de restos fósiles son muy útiles para deducir cuáles fueron las posibles condiciones que prevalecieron en el tiempo en que esos organismos vivieron. Un problema que es importante dilucidar es el de saber que tipo de asociación representan estos restos. En el presente trabajo se adoptará la clasificación propuesta por FAGERSTROM (1964). Este autor reconoce cuatro categorías :

- Comunidad fósil :

Es aquella en la cual los fósiles corresponden a la comunidad ecológica original. La alteración sufrida por la misma antes del sepultamiento es mínima. Los individuos están presentes casi en el mismo número y proporción de tamaños que la viviente.

En esta asociación los individuos que pertenecieron a la comunidad original no están en el mismo número y tamaños. Parte de la comunidad original ha sufrido una remoción selectiva de sus elementos.

- Agregado fósil transportado :

En esta asociación, los individuos han sido transportados antes del enterramiento y por lo tanto derivan de más de una comunidad original.

- Agregado fósil mixto :

El término designa a un conjunto de fósiles que provienen de una misma comunidad más otros derivados de otras comunidades contemporáneas o no.

-La fauna presente en las calizas estudiadas, su preservación y disposición; sugieren que ésta puede clasificarse como una comunidad fósil residual, donde un medio de energía ha sorteado y roto las conchas, sin embargo, las mismas han sido transportadas y depositadas muy cerca del sitio en el cual vivieron estos organismos.-

A continuación, se describen las principales condiciones ecológicas de los grupos fósiles identificados en las calizas: de la Fm. Urumaco.

Algas

Clasificación :

Phyllum : Rhodophycophyta

Clase : Rhodophyceae

Subclase : Florideophycidae

Familia : Corallinacea

Subfamilia : Melobesieae

Las algas corallinaceas constituyen una flora cosmopolita exclusivamente marina. Como grupo, ellas se extienden de mares tropicales a polares y viven desde la zona intertidal hasta profundidades de 250 m.

Los principales factores que controlan la distribución de las algas coralinas se enumeran en la tabla 16.

La temperatura es el principal factor en la distribución de las algas coralinas. Algunos géneros incrustantes tales como : Archaeolithothamnium y Lithoporella están restringidos a aguas tropicales y subtropicales. Mesophyllum y Lithotamnium son principalmente géneros de aguas frías, pero también ocurren en regiones de bajas latitudes y aguas calientes. Lithophyllum es un género que se encuentra actualmente en todos los mares, pero en aguas calientes tropicales es mejor su desarrollo.

De acuerdo a ADEY y ADEY (1973), la luz es el factor primario que controla la distribución de profundidades de algas incrustantes.

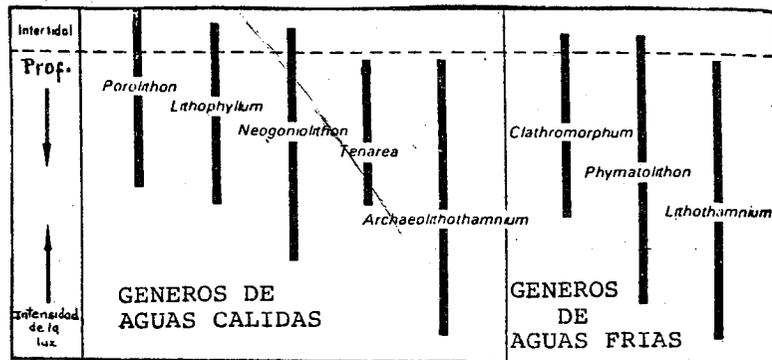


Fig. a Distribución generalizada de profundidades y requerimientos de luz de algunos géneros de algas coralinas incrustantes vivientes (WRAY; 1977).

TEMPERATURA	Tropical a artica/regiones antarticas; rangos de temperatura limitado a niveles genéricos y específico.
PROFUNDIDAD	Intertidal hasta cerca de 250 m; zonación batimétrica restringida a nivel de género y especie.
SALINIDAD	En su gran mayoría, marina normal; algunas especies toleran salinidades más bajas en habitat costero.
SUBSTRATO	Variable; la mayoría de los taxa requieren fijarse a un substrato firme. Otras prefieren fondos suaves o inestables.
ENERGIA	Amplia variación; algunas taxa requieren intensa agitación de las olas o movimiento del agua, otras viven en regímenes de muy baja energía.

Tabla a FACTORES QUE CONTROLAN LA DISTRIBUCION DE LAS ALGAS CORALLINACEAE VIVIENTES. (Según WRAY; 1977).

Se muestra un esquema donde se ilustra esta relación para diferentes géneros de algas coralinas.

Moluscos

Clasificación :

Phyllum : Molusca
Clase: Bivalvia

La mayoría de los pelecípodos son habitantes de los fondos acuáticos principalmente viven en aguas marinas someras dentro de la zona sublitoral.

Su modo de vida es variado. Los bivalvos del género Pecten pueden propulsarse por sí mismos rápidamente a través de cortas distancias (MOORE, 1952). Los bivalvos del género Ostrea viven en una posición fija en los fondos marinos por medio de la cementación de una de las conchas. Otros géneros, como Anomia, se fijan al fondo.

NEVILLE (1955) en sus estudios del género Ostrea, refiere que estos animales se desarrollan óptimamente a profundidades menores de 40 m, siendo su habitat más frecuente las zonas costeras y litorales, así como los arrecifes coralinos. Los ostreídos se desarrollan en aguas de salinidad normal formando acumulaciones bióhermales, a veces de gran extensión y relativa potencia.

Clase : Gastropoda

Los gasterópodos pueden habitar diversos ambientes. MOORE et. al. (1952) refieren que la mayoría de los gasterópodos marinos viven en fondos de aguas someras.

En el área de estudio se encontraron escasos gasterópodos, se observó la presencia de Turritella sp. CORRALES et. al. (1977) señalan que estos animales viven preferentemente en áreas de plata forma continental relacionadas con medios deltaicos. En un sentido muy general, se podría decir, con aporte de aguas dulces. Las Tu rritelas son más frecuentes entre los 10 y 30 m de profundidad. ;

Equinodermos

Clasificación :

Phyllum : Echinodermata
Subphyllum : Echinozoa
Clase : Echinoidea
Subclase : Regularia y
Subclase : Irregularia

Los equinodermos pueden encontrarse distribuidos en casi cualquier ambiente de aguas de salinidad normal de mares someros y oceános profundos. (MOORE; 1952).

Los equinodermos pueden conseguirse desde la zona intertidal hasta profundidades abisales. Los Regulares viven en el fon do marino de aguas someras agitadas, están restringidos principalmente a los fondos duros y muestran varias modificaciones que les permiten resistir la acción de las olas y corrientes. Los irregu lares son en su mayoría organismos cavadores que viven bajo la su perficie de los sedimentos del fondo.

Los equinoideos siempre son bentónicos y requieren de a guas limpias para subsistir.

Cirrípedos

Clasificación :

Phyllum : Arthropoda
Subphyllum : Mandibulata
Clase : Crustacea
Subclase : Cirripedia

Estos animales viven pegados a rocas y conchas de otros invertebrados en los fondos de aguas marinas someras. En su esta do larval pueden formar parte del placton oceánico. Los cirrípe - dos generalmente habitan las áreas litorales cerca de la costa, pe ro su tolerancia a las variaciones de salinidad es buena.

Briozoarios

Clasificación :

Phyllum : Bryozoa

Su habitat es muy variada, sin embargo, son más abundantes en aguas someras de zonas tropicales. Estos organismos bentónicos prefieren las aguas claras cercanas a la costa. Las colonias de estos animales son más numerosas en fondos rocosos y en lugares donde las conchas de otros invertebrados le ofrecen soporte para su fijación.

Algunas especies se han encontrado en aguas que son agita das constantemente por las olas y corrientes fuertes.

Foraminíferos

Clasificación :

Phyllum : Protozoa
Subphyllum : Sarcodina
Clase : Rhizopodea
Orden : Foraminiferida

Se distinguieron varios grupos de foraminíferos. Destacan principalmente los siguientes:

- Foraminíferos planctónicos:

A nivel de género, se identificaron Globigerinoides sp, indicativo de la influencia de mares abiertos.

Foraminíferos bentónicos:

Son más numerosos y variados. Destacan principalmente :

Amphistegina sp.:

Este foraminífero habita las aguas marinas tropicales; comúnmente se consigue en mares abiertos a profundidades de 10 a 30 m. También viven asociados a complejos arrecifales.

Miliólidos en general:

Son indicativos de ambientes marinos de aguas someras y protegidos de fuertes corrientes.

Foraminíferos de pared aglutinada:

Su identificación en sección delgada no aporta datos importantes en cuanto a ambiente se refiere. Son frecuentes en las muestras analizadas.

Ostrácodos

Clasificación :

Phyllum : Arthropoda
Clase : Crustacea
Subclase : Ostracoda

En cuanto a condiciones ecológicas se refiere, las especies marinas se encuentran hoy en día desde la línea de playa hasta profundidades de alrededor de un millar de metros, pero preferiblemente, habitan las zonas diáfanas, es decir, las zonas litoral y epinerítica. La gran mayoría son especies bentónicas (BERMUDEZ y RIVERO; 1963).

REFERENCIAS

- Adey and Adey (1973) "Studies of the biosystematics and ecology of the epilithic crustoce corallinaceae of British Island. en Wray J (1977) calcareous Algae, Elsevier Scient. Publish comp. New York, 185 p.
- Badiozamani K. (1973) "The Dorag dolomitization model-application to the Middle Ordovician of Wisconsin" Jour. Sed. Petrol., 43: 965-984.
- Barrett P.J. (1964) "Residual seams and cementation in Oligocene shell calcarenites, the Kuiti Group" Jour. Sed. Petrol., 34: 524-531.
- Bathurst R.G.C. (1959) "The cavernous structure of some Mississippian Stromatolitic reefs in Lancashire, England. Jour. Geol., 67: 506-521.
- _____ (1966) "Boring algae, micrite envelopes and lithification of moluscan biosparites" Jour. Geol., 5: 15-32.
- _____ (1971) "Radial fibrous mosaic" en: Bricker, O.P. (ed) Carbonate cements: John Hopkins Univ. Studies Geology, n° 19: 292-293.
- _____ (1974) "Marine diagenesis of shallow water calcium carbonate sediments". Ann Rev Earth and Planetary Sci., 2: 257-274.
- _____ (1975) Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in sedimentology 12. 2^a ed. New York, Elsevier, 658 p.
- Bebout D.G. and Loucks R.G. (1974), Stuart City trend, Lower cretaceous, South Texas. A Carbonate Shelf-Margin Model for Hydrocarbon Exploration. Report of investigations n° 78. Bureau of Economic Geol. The University of Texas at Austin. Austin Texas. 80 p.
- Bermúdez P y F Rivero (1963) Micropaleontología General, Ediciones Gea, Barcelona; 808 p.
- Blatt H, Middleton, G. Murray G. (1972) Origin of Sedimentary rocks, Prentice Hall, New Jersey 634 p.
- Bricker O.P. (1971) Carbonate cements. Ed. John Hopkins University Press, Baltimore, 376 p.
- Choquette P.W. and Pray L.C. (1970) "Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates" A.A.P.G. 54: 207-250.
- Corrales, I, Rosell J, Sánchez L.M, Vera, J.A. y Vilas L. (1977) "Es - tratigrafía". Ed. Rueda, Madrid, España. 718 p.
- Cussey R and Rulet J. (1977) "Essai de Caractérisation Sédimentologique des Dépôts Carbonatés. An attempt at sedimentological characterisation of Carbonatés deposits" Elf.-Aquitaine, Centres de Recherches de Bous-sens et Pau, p. 20-50.
- Dunham R.J. (1962) "Clasificación of carbonaté rocks according to depositional Texture", en Ham W.E. (Ed); Clasificación of carbonate rocks: A.A.P.G. Mem. 1: 108-121.

- _____ (1969) "Vadose pisolite in Capitan reef. (Germain), New Mexico and Texas", en Friedman, G.M. (ed), Depositional environments in carbonate rocks: S.E.P.M. Spec Publ. 14: 182-191.
- Deffeyes K.S, Lucía F.J. and Weyl, P.K. (1965) "Dolomitization of Recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles" en: Pray L.C. and Murray R.C. (eds), Dolomitization and diagenesis, symposium: S.E.P.M. Spec Publ. 13: 71-88.
- Evamy B.D. (1963) "The Applications of Chemical Staining Techniques to the Study of Dolomitization" Sedimentology, 2: 164-170.
- Emery K. and Rittenberg (1952) "Early Diagenesis of California Basin Sediments in Relation to Origin of oil" A.A.P.G. 36(5): 735-806.
- Fagerstrom J.A. (1964) Fossil communities in Paleoecology; their recognition and significance" G.S.A. Bull. 75: 1197-12-16.
- Folk R.L. (1962) "Spectral division of limestone types" en Classification of carbonate rocks, W. Ham (ed) A.A.P.G. Mem. 1: 62-84.
- _____ (1965) "Some aspects of recrystallization in ancient limestone" en Pray L.C., and Murray R.C. (eds), Dolomitization and limestone diagenesis - a symposium: S.E.P.M., Spec. Publ. 13: 14-48.

- _____ (1974) "The natural history of cristaline calcium carbonate: effects of magnesium content of salinity" Jour. Sed. Petrol. 48: 40-53.
- Friedman G.M. (1964) "Early diagenesis and lithification in carbonate sediments" Jour. Sed. Petrol. 34: 777-813.
- _____ (1969) "Depositional environments in carbonate rocks". S.E.P.M. Spec. Publ. 14: 1-209.
- Füchtbauer H. (1974) Sediments and sedimentary rocks 1. Ed. John Wiley and Sons Inc. New York. 464 p.
- Giffuni G. (1980) "Geología del área de Tocópero y su relación con la cuenca de Agua Salada" estado Falcón. Dept. Geol. Univ. Central de Venezuela, Trabajo Especial de Grado, Inédito.
- Ginsburg R. (1957) "Early Diagenesis and lithification of Shallow-Water carbonate sediments in South Florida" en: Le Blanc R.J. and Breeding J.G. (eds), Regional Aspects of Carbonate Deposition S.E.P.M. Spec Publ. 5: 80-99.
- Ham, W.E. (1962) "Classification of Carbonate Rocks" - a Symposium A.A.P.G. Mem. 1: 1-279.
- Hanor J.S. (1978) "Precipitation of Beach Rocks cements: Mixing of Marine and Meteoric water vs CO₂ - Degassing" : Jour. Sed. Petrol 48(2): 489-501.
- Hodson W. (1968) "The diagenesis of spherulitic carbonate concretions and other rocks from Mangakoina Group Se-

diments, Kaipira Harbour, New Zeland": Jour. Sed. Petrol. 38(4): 1254-1263.

Horowitz A. and Potter P. (1971) Introductory Petrography of fossils. Ed. Springer - Verlag. New York, 302 p.

Hsu K.J. and Siegenthaler C. (1969) "Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem" Sedimentology. 12: 11-25.

Hudson J.A. and M.L. Coleman (1978) "Submarine cementation of the Scheck limestone conglomerate (Jurassic Austria): isotopic evidence. Neves Jaheb. Geologie u Palaentologie, Monatsch., 9: 534-544.

Krumbein W. and Garrels R. (1952) "Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials" Jour of Geol. 60(1): 1-33.

Land L.S. (1966) "Diagénesis of Metastable Skeletal Carbonates" Thesis Marine Sci. Center, Lehigh Univ. Bethlehem, Pa., 142 p, en Wilson J.L. (ed) Carbonate Facies in Geologic History, Springer-Verlag, New York, 471 p.

Le Blanc R.J. and Breeding J.G. (1957) "Regional Aspects of Carbonate Deposition. S.E.P.M. Spec. Publ. 5: 1-178.

_____ (1973) "Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, North Jamaica". Bull. Marine Sci., 23: 64-92.

Levy, Y. (1977) "Description and mode of formation of the supratidal evaporite northern Sinai coastal plain". Jour. Sed. Petrol. 47: 463-474.

Longman M.W. (1980) "Carbonate Diagenetic Texture from Nearsurface Diagenetic Environments": A.A.P.G. 64: 461-481.

Matheus R.K. (1971) "Diagenetic environments of possible importance to the explanation of cementation fabric in subaerially exposed carbonate sediments", p. 127-132, en Bricker O.P. (ed). Carbonate Cements, Johns Hopkins University Press, Baltimore, 376 p.

Moore R.C. cg Lalicker, Ag Fischer (1952) Invertebrate fossils. Mc Graw-Hill Book Company. Inc. New York, Toronto, London. 766 p.

Murray R.C. (1960) "Origin of porosity in carbonate rocks". Jour. Sed. Petrol. 30: 59-84.

Neville M. Jr (1955) "Paleoecology of the Viesca Member of the Weches Formation at Smithville, Texas., Jour. Sed. Petrol. 29(2): 263-282.

Gray L.C. Murray R.C. (1965) "Dolomitization and Limestone Diagenesis: a Symposium". S.E.P.M. Spec. Publ. 13: 1-80.

Purser B.H. (1969) "Syn-sedimentary marine lithification of middle Jurassic limestone in the Paris Basin". Sedimentology 12: 205-230.

- _____ (1973) "The Persian Gulf, Holocene carbonate sedimentation and diagenesis" en A Shallow epicontinental sea. Ed. Springer. Berlin-Heidelberg- New York 471 p.
- Runnells D.D. (1969) "Diagenesis, Chemical Sediments and the Mixing of Natural Waters": Jour. Sed. Petrol. 39: 1188-1201.
- Schlager W and N.P. James (1978) "Low magnesium calcite limestone forming at the deep sea floor, tongue of the Ocean, Bahamas: Sedimentology, 25(6): 675-702.
- Schmidt V. (1965) "Facies, diagenesis and related reservoir properties in Gigs Beds (Upper Jurassic), northwestern Germany" en Pray, L.C. and Murray, R.C. (eds). Dolomitization and Limestone diagenesis. S.E.P.M. Spec. Publ. 13: 1-12.
- Schalle P (1977) "Chalk diagenesis and its relations to petroleum Exploration: oil from chalks, a modern miracle? A.A.P.G. Bull 61: 982-1009.
- Shaw A.B. (1964) Time in stratigraphy. Mc Graw-Hill, 353 p.
- Sorby H.C. (1879) "On the structure and origin of limestones": Quart Jour. Geol. Soc. London, 35: 56-65.
- Wilson J.L. (1969) "Microfacies and Sedimentary Structures in "Deep Water" "Lime Mudstone", Depositacional Environments en Carbonate Rocks. S.E.P.M. Espec. Publ. 14: 4-19.

- _____ (1974) "Characteristics of Carbonate Platform Margins". A.A.P.G., 58: 810-824.
- _____ (1975) "Carbonate Facies in Geologic History Springer-Verlag, New York - 471 p.
- Winland H.D. (1968) "The Role of High Mg-Calcite in the Preservation of Micrite Envelopes and Textural Features of Aragonite Sediments": Jour. Sed. Petrol, 38: 1320-1325.
- Weeks L. (1953) "Environment and mode of origin and facies relationship of Carbonate concretions in shales". Jour. Sed. Petrol. 23(3): 162-173.
- Wray, J.L. (1977) Calcareous algae. Elsevier Scientific Publishing Co., New York, 185 p.
- Zapata E, Truskowki I y Escalona N. (1978) "Estudio de las Facies Carbonáticas de la Formación Churuguara, estado Falcón". A.V.G.M.P. 20(4): 144-174.
- Zenger D.H. (1972) "Significance of supratidal dolomitization in the geological record". Geol. Soc. Am. Bull, 83: 1-12.