

CAPITULO IV.

IV.I. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS.

Los trabajos de sedimentología, estratigrafía, geología estructural de evolución geológica son fundamentales en cual quier proyecto de exploración petrolera, los cuales aunados a la investigación geofísica han sido fundamentales para definir geoméricamente las estructuras geológicas y las secuencias sismo-estratigráficas en el subsuelo profundo de la región. Entre 1948 y 1949 *Petróleos Mexicanos* exploró la zona costera marina del Sur del estado de Veracruz y del estado de Tabasco, configurando graviméricamente los domos salinos, y delimitándolos en detalle con sismica de reflexión.

Por lo anterior, entre 1950 y 1971, se perforaron los pozos exploratorios *Tortuguero-1*, *Rabón Grande-1*, *Santa Ana-239* y *Marbella-1*; con los que se logro establecer la columna estratigráfica del Terciario-Cuaternario de la región costera.

A mediados de los 70's (1976), un pescador campechano de nombre Rudesindo Cantarell, reportó a *PEMEX* las emanaciones de hidrocarburos en la superficie del mar a unos 70 kilómetros al Noroeste de Ciudad del Carmen, Campeche en la Bahía del mismo nombre. A partir de entonces, se realizaron los estudios de geofísica marina con el apoyo de la información geológica-geofísica terrestre, donde se identifican los mayores elementos estructurales en la región del Cañón de Campeche; para después perforar el pozo Chac-1 y otros más en el campo Cantarell Rudesindo, con lo que se pudo definir la columna estratigráfica y los atributos paleosedimentarios de la provincia marina. Entre 1979 y 1983, se continuó el estudio sísmico hasta la isobata de 500 m. donde a la fecha, se enmarcan las estructuras geológicas del subsuelo marino con métodos sísmicos tridimensionales de alta resolución. La estratigrafía y los paleo-ambientes sedimentarios se interpretan con sismo estratigrafía de secuencias, y con el estudio de muestras recolectadas de los pozos que se perforan. De esta manera, se puede interpretar la evolución tectono-sedimentaria y eustática en esta provincia geológica.

En la actualidad, los estudios de investigación tectónicos, estructurales, estratigráficos sedimentológicos del Cuaternario en la planicie costera del Sureste de México y de su extensión hacia el Golfo de México, son escasos si se comparan con los del Mesozoico y del Terciario;(Era temas o Eras), constituyen objetivos geológicos estratigráficos para la exploración petrolera. El descubrimiento de campo Cantarell que fue muy importante para México, ya que este gigantesco

campo, rápidamente llegó a ser el segundo más grande productor en el mundo, y el más importante en la industria petrolera en nuestro país.

IV.II. LOCALIZACIÓN.

El área de estudio donde se encuentran ubicados los pozos petroleros de la región marina, se localiza dentro de la Bahía de Campeche, en el Suroeste del Golfo de México. Esta área limita al norte con el frente externo de la bahía hacia el Golfo y el Suroccidente con el escarpe de Campeche; al sur, con el borde marginal externo de la llanura costera continental del sur del estado de Veracruz y de los estados de Tabasco y Campeche; al Occidente se ubica el Cañón de Veracruz. Su límite Oriental corresponde al Cañón de Campeche y al Noroccidente, la franja litoral de los estados de Campeche y de Yucatán. El área se encuadra entre las coordenadas geográficas: 21° 00' y 18° 00' de latitud Norte, 94° 50' y 90° 30' de longitud Oeste y comprende una superficie aproximada de 150,000 km²



Figura 4 Ubicación de la zona marina donde se encuentra la sonda de Campeche

IV.III. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.

La cuenca del Golfo de México ancestral es el marco geológico regional en la que se encuentra el área de estudio. El diámetro actual de esta Cuenca es de unos 2,200 km y es casi circular, con una superficie aproximada de 2.7 millones de km² de los cuales, 1.2 millones comprenden a la superficie continental expuesta y 1.5 millones al actual Golfo de México, que es ovoide y cuyo diámetro mayor corresponde al orden de 1,800 km, desde la costa de Veracruz hasta la costa Occidental de la Península de Florida con un diámetro menor de 1,100 km, desde la costa Noroccidental de la Península de Yucatán hasta la de Texas-Louisiana; la parte más profunda del Golfo es la Zona Sigsbee, cuya planicie abisal se encuentra a 3,750 m bajo el nivel del mar.

La paleo-provincia marina corresponde a una cuenca circum-atlántica continental, marginal y divergente, relacionada con la apertura del Océano Atlántico (Dickinson, 1979), que evolucionó durante el rompimiento de la Pangea a partir del Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Winker y Buffler, 1988). Estos autores explican el origen de la cuenca como consecuencia del rompimiento que deriva de las masas corticales en forma distensiva, asociadas a fallamientos transcurrentes regionales, seguidos por la expansión y subsidencia del fondo oceánico durante el enfriamiento de sus márgenes pasivos con el consecuente fracturamiento y fallamiento normal y lístrico de los bordes continentales, delineándose bloques sintéticos, antitéticos y rotacionales. Dicho proceso está ampliamente documentado por Pilger (1981), Buffler y Sawyer (1985), Winker y Buffler (1988), Salvador (1991), entre otros autores.

Los sistemas estructurales descritos son característicos en el subsuelo de la planicie costera continental del margen de la Cuenca del Golfo de México y en el de la plataforma y talud continentales del borde del Golfo de México; que en conjunto, limitan al prisma acrecional continental circum-atlántico de la Cuenca del Golfo de México como producto de su evolución tectono-sedimentaria, permitió la acumulación de rocas sedimentarias con espesores estratigráficos máximos que varían entre 12 a 14 km, Desde el Triásico Tardío al Reciente. (Aguayo – Camargo año 2004)

IV.IV. MARCO GEOLÓGICO LOCAL.

De acuerdo con la historia geodinámica evolutiva del marco geológico regional, y dentro del área estudio, en el Suroeste del Golfo de México, así como en la planicie costera del Sureste de México, se interpretan los eventos tectono-sedimentarios que están representados, al menos, por cinco mega-secuencias estratigráficas y que se señalan a continuación.

1. Transgresión durante el Mesozoico.
2. Regresión durante el Paleógeno.
3. Regresión durante el Neógeno.
4. Regresión y transgresión durante el Pleistoceno-Holoceno Tardío.
5. Estabilidad eustática actual desde el Holoceno Tardío.

1. Transgresión durante el Mesozoico.

A partir del Triásico Superior, el basamento continental Pre-Triásico Superior ígneo y metamórfico del Macizo Granítico de Chiapas, se fragmentó en sistemas de bloques formando horst y graben, depositándose en las depresiones los sedimentos aluviales y fluvio-aluviales continentales (lechos rojos), hasta el Jurásico Medio (Calloviano), sucesivamente, en forma intermitente, se depositó una secuencia de sedimentos evaporíticos que infrayecen a sedimentos limo-arcillosos y areno-limosos de ambientes de planicie fluvial y litoral, intercalados con calizas y margas de ambientes marinos someros del Jurásico Superior. A su vez, esta secuencia, subyace a depósitos de calizas y margas dolomitizadas con brechas y conglomerados intraformacionales, calcáreos y dolomitizados del Cretácico Inferior. Durante el Cretácico Superior, los procesos transgresivos marinos dominaron en este contexto, lo cual es evidente por los depósitos sucesivos de calizas masivas y dolomías con bancos biógenos que infrayecen a calizas limo-arcillosas, limolitas y lutitas del Cretácico Tardío. Hacia el Golfo de México, las facies litorales y de plataforma somera de la región de Chiapas-Tabasco, cambian a sedimentos pelágicos, calcáreos y arcillosos de ambientes de plataforma externa, talud y de cuenca, cuyo rango estratigráfico comprende desde el Jurásico Superior al Cretácico Superior. La secuencia estratigráfica mesozoica de la Cuenca del Golfo de México, fue deformada en su estructura por los esfuerzos compresivos de la Orogenia Larámide, con vergencia hacia el Norte-Noreste,

generados durante la subducción de la placa tectónica Farallón en el margen circum-pacífico (Corney, 1976, 1979, 1983; Dickinson, 1979).

2. Regresión durante el Paleógeno.

Al emerger la provincia geológica por los esfuerzos de deformación compresiva laramídica durante el Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano; otro evento tectónico ocurrió en el cinturón orogénico de Chiapas por esfuerzos tectónicos que originan extensión durante el Paleoceno-Eoceno Temprano, con la formación de fosas y pilares de paralelas y marginales al frente orogénico. En las fosas se depositaron sedimentos aluviales y fluvio-aluviales compuestos por gravas y brechas calcáreas y calcáreo-arcillosas, productos de la erosión y transporte de las secuencias estratigráficas mesozoicas. La mega secuencia sedimentaria del Paleógeno se distingue por sus ciclos oscilantes, regresivos y transgresivos con una franca tendencia regresiva. Durante el Eoceno Temprano ocurrió un breve ciclo transgresivo, depositándose terrígenos texturalmente finos (limo-arcillosos, limo-calcáreos y calcáreo-arcillosos) de ambientes litoral y marino somero. Más adelante, durante el Eoceno Medio-Superior ocurrieron otros dos eventos sedimentarios consecutivos. El primero regresivo, se asocia con el depósito de sedimentos terrígenos de textura areno-limosa y arcillosa de ambientes de planicie fluvio-deltáica, y el segundo, transgresivo, caracterizado por la secuencia areno-limosa y calcáreo-arcillosa de ambientes litorales y marinos someros. En contraste con esta provincia terrígena, la secuencia estratigráfica eocénica del margen occidental de la Plataforma de Yucatán es calcárea y predominan calcarenitas de biógenos y oolítas, también depositadas en ambientes litorales y marinos someros.

Durante el Oligoceno continuó el depósito de la secuencia terrígena areno-arcillosa en las fosas y bancos calcáreos de moluscos y corales en los pilares estructurales en ambientes marinos someros, como resultado de eventos regresivos.

Las fosas y pilares subsidian y basculaban diferencialmente hacia la parte profunda del Golfo de México. Hacia el Sur, en las provincias geológicas de los estados Sur-Oriental de Campeche y en el de Tabasco, los sedimentos terrígenos se depositaron en ambientes someros, desde planicies fluviales, lagunares litorales, hasta fluvio-deltáicos y de plataforma marina somera; hacia el margen Occidental de la Plataforma de Yucatán, los sedimentos eran lodos calcáreos de ambientes de plataforma abierta; las provincias sedimentarias progradaron hacia el Golfo, por lo que se depositaron facies calcáreo-arcillosas y arcillosas pelágicas en ambientes marino profundo, talud y cuenca. Los depósitos sedimentarios progradantes durante el Paleógeno

Inferior, fueron interrumpidos por una extensa emersión del basamento a fines del Oligoceno, conformándose fosas y pilares que se interpretan como consecuencia del desplazamiento de la Placa proto-caribeña hacia el Noroeste, durante el Eoceno-Oligoceno Superior y atenuada durante el Mioceno Temprano.

3 Regresión durante el Neógeno.

En el Mioceno Inferior, los sedimentos terrígenos y evaporíticos de la provincia geológica del Sureste de México y los calcáreos del margen Occidental de la Plataforma de Yucatán, en franca etapa regresiva, progradaron intermitentemente hacia las zonas profundas del Golfo de México; el cual es confirmado por la presencia horizontes discordantes regionalmente tanto en el subsuelo de la planicie costera del Golfo, como en la plataforma calcárea de Yucatán (Meneses de Gyves, 1980 y Ángeles, 1988).

A partir del Mioceno Medio, se definió que la placa del Caribe la se desplazó hacia el oriente franco, como consecuencia del movimiento de la placa de Norteamérica que se separaba de la de Sudamérica y simultáneamente y en forma transtensiva, el bloque tectónico Chortis (Honduras-Nicaragua), también se desplazaba desde el margen Sur-Occidental de México, hacia su posición actual (Malfait y Dinkelman, 1972). El margen Occidental de la placa de Norteamérica traslapó a la dorsal oceánica del Pacífico Oriental; el arco magmático de Panamá cerró la trayectoria de la corriente ecuatorial oceánica que comunicaba a los océanos Atlántico y Pacífico, por lo consiguiente, la corriente ecuatorial siguió su curso hacia el Nor-Poniente, es decir, hacia el Mar Caribe y al Golfo de México, generándose el sistema complejo de corrientes de Lazo dentro del mismo, con manifestaciones en sus márgenes de elevación del nivel del mar por eustatismo (Mullins, 1987).

Por otra parte, la provincia del Istmo de Tehuantepec alcanzó su máxima actividad tectónica manifestándose con el hundimiento acelerado de los bloques tectónicos que provocaron la conformación del Golfo de Tehuantepec; asociados estos movimientos tectónicos con intensa actividad volcánica (Sánchez- 1981Pedrazzini 1982). Debido a esto, las secuencias arenarcillosas terrígenas de la región del Istmo y las calcáreas de la Plataforma de Yucatán, progradaron hacia la cuenca del Golfo de México.

La placa de Cocos inició su actividad geodinámica en subducción con el continente, también durante el Mioceno Medio, generándose esfuerzos tectónicos transtensivos y transpresivos con (vergencia hacia el Norte-Noreste, que activaron también a la falla regional del Istmo o Salina Cruz con desplazamientos laterales-izquierdos, conjugándose estos esfuerzos con los movimientos del bloque de Yucatán durante su desplazamiento dextrógiro, con movimiento lateral-izquierdo en su porción Sur en Centro América, a lo largo del Arco de la Libertad y del sistema del falla miento Polochic; durante el Neógeno y debido al movimiento dextrógiro del bloque de Yucatán se reactivaron las cuencas sedimentarias distensivas de Mascupana, Comacalco y Salina del Istmo, que subsidieron rápidamente en el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano. En las cuencas ocurrió la acumulación de secuencias terrígenas repetitivas y regresivas es de unos 10 km de máximo espesor; las facies sedimentarias progradantes se depositaron en ambientes fluvio-deltáicos, litorales-lagunares y de plataforma interna somera con cambios laterales hacia el Golfo de México, a facies sedimentarias pelágicas depositadas en ambientes marinos profundos. En este evento tectónico también se activaron las fallas transcurrentes y transgresivas orientadas Noroeste-Sureste en la provincia geológica de la Sierra de Chiapas, adquiriendo su actual conformación estructural que ha continuado modificándose durante el Cuaternario por los esfuerzos compresivos con vergencia hacia el Noreste de la placa circum-pacífica de Cocos, que genera sistemas conjugados de fallas transcurrentes y fracturas con orientación Noroeste-Sureste y Noreste-Suroeste, siendo estas últimas las de mayor tendencia, ya que coinciden con la dirección de los esfuerzos compresivos de la Placa Circum-Pacífica Cocos.

1. Regresión y transgresión durante el Pleistoceno-Holoceno Tardío.

En el Plioceno Tardío-Cuaternario Temprano continuaron los procesos marinos regresivos, interrumpidos por ciclos cortos de sedimentación transgresiva y retrogradante, causados por las fluctuaciones eustáticas de origen climático que se llevaron a cabo durante los períodos glaciales e interglaciales del Pleistoceno (Logan, 1969; Putsy, 1966).

Las secuencias sedimentarias progradaron rápidamente hacia el Golfo de México con breves etapas retrogradantes durante el eustatismo, debido a los cambios climáticos globales del Pleistoceno Temprano. A partir del Pleistoceno Tardío, durante el evento post-glacial del Wisconsiniano (18,000 años, antes del presente, a.p.), hasta el Holoceno Tardío (6,000-5,000 años, a.p.), ocurrió el evento transgresivo con ciclos breves regresivos, lo que es evidente en el talud

continental y en el borde Norte y Occidental de la Plataforma de Yucatán, en donde se han registrado las fluctuaciones eustáticas ocurridas durante este periodo de tiempo.

2. **Estabilidad eustática actual desde el Holoceno Tardío.**

A partir del Holoceno Tardío (6,000-5,000 años a.p.), la planicie costera del Sureste de México progradó del Sur-Sureste al Nor-Noreste, hacia el Golfo de México, con el depósito sucesivo de sedimentos fluvio-deltáicos, a razón de 6 a 10 metros por año (Aguayo, 1999). Esta información es congruente con lo reportado en la misma área de estudio por Putsy (1965 , 1966) y Tanner y Stapor (1971), quienes describen las evidencias morfobatimétricas y sedimentológicas debidas a las fluctuaciones del nivel del mar ocurridas durante el Pleistoceno Tardío al Holoceno, hasta la transgresión marina y su estabilidad eustática actual, desde el Holoceno Tardío. El aporte de sedimentos fluvio-deltáicos de los sistemas Mezcalapa, Grijalva-Usumacinta y de otros sistemas menores asociados, son causa del evento de progradación sedimentaria en la franja costera litoral sin variaciones significativas en la posición del mar.

IV.V. PETROLOGÍA.

La petrología estudia las rocas que comprenden su descripción mineralógica, texturas, cementantes, su clasificación de acuerdo a su origen y composición mineralógica su procedencia ya sean volcánicas, sedimentarias, ó metamórficas.

Rocas.- Es una masa formada de minera natural, integrada por numerosos minerales de igual o de distintas especies, formas y de diferentes dimensiones en los componentes.

Minerales.- El principal constituyente de las rocas, son elementos inorgánicos y orgánicos, con diferentes formas y estructuras de a cuerdo a su composición (química, físicas), en su estado natural por elementos físicos, químicos, bioquímicos bien definidos, que se presentan la mayoría de las veces en forma de sólidos, cristalinos, la clasificación de los minerales se basa en sus caracteres químicos y cristalinos como son las siguientes clases: elementos nativos, sulfuros, óxidos, hidróxidos, carbonatos, fosfatos, sulfatos, silicatos,

IV.VI. CONCEPTOS PETROLÓGICOS FUNDAMENTALES PARA EL ANALISIS DE LAS ROCAS DURANTE LA PERFORACIÓN.

La Geología en la Industria del Petróleo constituye la parte más importante, para la exploración que el desarrollo de campos; es la base para la interpretación del subsuelo dado por los estudios geológicos y los registros geofísicos, del cual se hace un análisis de las formaciones, eventos, edades, espesores, así como, la profundidad en que se localizan las zonas de interés. Todo para identificar la profundidad las zonas de interés por medio de pozos exploratorios, y así evaluar al durante la perforación de un pozo a través del análisis de las rocas.

A continuación se describen los conceptos petrologicos fundamentales que de actividad durante la perforación de un pozo petrolero.

Una rocas.- Es una asociación de minerales que se rigen por leyes termodinámicas, establecidas por el ambiente de depósito

Las rocas están constituidas por minerales que

.- Es el principal componente de las rocas, son constituyentes inorgánicos compuestos en su estado natural por elementos químicos bien definidos. Son sustancias que deben de cumplir con 4 condiciones esenciales para ser llamados minerales.

1. Deben presentarse naturalmente como sustancias inorgánicas.
2. Su composición debe estar presentada por una fórmula, (química).
3. Deben tener una estructura interna definida (cristalina).
4. Sus propiedades físicas deben de determinarse y regirse por su composición y estructura.

Las propiedades físicas de los minerales son:

- a) Densidad.- Es la relación masa sobre volumen (gr/cm^3), de acuerdo a su estructura química.
- b) Dureza.- Es la resistencia que tienen al ser rayados. Es medida en la escala de Mohs con rango de 1 a 10.
- c) Tenacidad.- Es la resistencia que pone el mineral al ser fracturado.
- d) Cohesión.- Es la combinación de dureza, tenacidad y es el resultado de la estructura atómica contenida junto a la atracción eléctrica.
- e) Clivaje.- Es la propiedad que tiene de partirse o quebrarse a lo largo de un eje o dirección.

- f) Color.- Definido por la composición cristalina. Al entrar la luz a un mineral cristalino, disminuye su velocidad por la densidad del mineral, se desvía y regresa en otra dirección dándole cierta coloración que depende del tamaño de la onda reflejada.
- g) Polaridad Eléctrica.- Es la facilidad de atraer objetos o rechazarlos cuando son frotados (esta propiedad no es de todos los minerales).

Los minerales que forman las rocas (Sedimentarias) son los siguientes compuestos:

- Carbonatos.- Aragonita, calcita, dolomita, magnesita, siderita.
- Cloruros.- Carnalita, polihalita, sal, silvita.
- Óxidos.- Cuarzo, bauxita, espinela, hematina, limonita.
- Silicatos.- Actinolita, albita, amianto, augita, biotita, epidota.
- Sulfatos.- Anhidrita, barita, calcanita, selenita, sericolita, yeso.
- Sulfuros.- Bismuta, blenda, calcopirita, marcasita, pirita.

Los análisis litológicos durante la perforación de un pozo petrolero consisten en describir el tipo de roca y emplea la descripción óptica y el conocimiento obtenido de la exposición en el campo o de las muestras de mano.

La metodología para la descripción de la muestras de canal.- Se entiende como muestras de canal, a aquellas muestras de roca recuperadas a boca de pozo, al momento de la perforación. se emplea un orden de descripción establecido que abarca las principales propiedades físicas de las rocas y núcleos. (Los núcleos son programados por exploración y la profundidad Baria de acuerdo a la litología donde se va acortar el núcleo)

Tipo de Roca

- 1) **Color**
- 2) **Textura**
- 3) **Estructuras**
- 4) **Accesorios**
- 5) **Diagénesis**
- 6) **Porosidad**
- 7) **Impregnación de hidrocarburos**

TIPO DE ROCA. Es el nombre que recibe la roca en relación con los materiales y accesorios que la contienen, además de la textura, situando la roca en el rango de carbonatos o terrígenos en su clasificación en forma más amplia.

COLOR. Los principales materiales que les dan coloración a las rocas son los agentes ferruginosos y los carbonáceos silíceos o calcáreos. Como agentes colorantes ferruginosos están la limonita y hemetita que dan los matices rojos, amarillos y cafés. El color de gris a negro puede resultar de la presencia de material de carbonaceo o fosfato, sulfuro de hierro o magnesio. La glauconita, el hierro ferroso, la serpentina, la clorita y la epidota imparten una coloración verde. Los moteados rojos y anaranjados se derivan de la intemperización superficial o de la oxidación subterránea por acción de las aguas circulantes.

TEXTURA. ES la constitución física (relación de grano a grano) de una roca. Incluye el tamaño del grano, su redondez y clasificación textural. Los grados y clasificación de tamaños de los sedimentos son atributos importantes por que guarda relación directa con la porosidad y puede ser un reflejo del ambiente en que se depositó el sedimento. La forma del grano se utiliza para descifrar la historia del depósito.

Granulometría.- A las rocas como areniscas se les clasifica por el tamaño de sus granos y la forma de los mismos y el contenido de matriz. El tamaño se denomina de muy finos, finos, medios y gruesos.

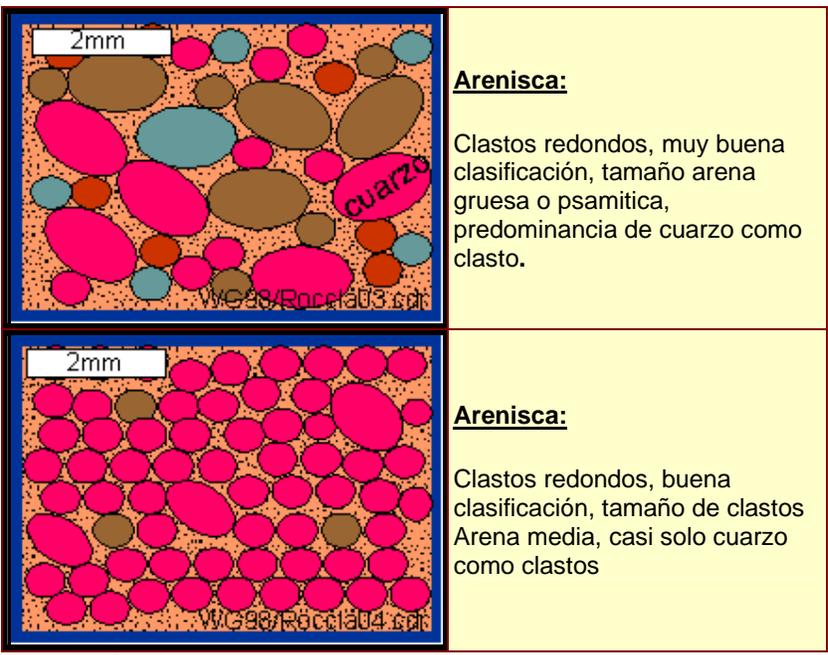


Figura No 5 Granulometría de Areniscas

De acuerdo a su forma se describen como:

- a) Bien redondeados.- En estos granos no quedan caras, bordes o esquinas originales, todas sus superficies se componen de curvas amplias y las áreas planas están ausentes.
- b) Redondeados.- Caras originales casi destruidas pudiendo haber algunas caras comparativamente planas, todos los bordes y esquinas originales están suavizados en curvas amplias.
- c) Subredondeados.- Bordos y esquinas redondeadas, en curvas suaves y las áreas de las caras originales reducidas.
- d) Subangular.- Caras intactas, pero bordes y esquinas redondeados.
- e) Angular.- Bordos y esquinas filosas, poca o ninguna evidencia de desgaste.

Cementante.- El cementante es un precipitado químico depositado alrededor de los granos y en los intersticios de un sedimento, como agregados de cristales o como crecimiento sobre granos de la misma composición.

El orden de depositación del cementante depende del tipo de solución, el número de iones en solución y el ambiente geoquímico en general. En una roca puede haber varios cementantes, separadamente, depositados uno sobre otro o reemplazándose. El cementante químico es el más común. Los principales materiales cementantes en las rocas en general son sílice y calcita, aunque el olivino es muy común en las rocas volcánicas. El ópalo, la calcedonia y el pedernal son tres formas de cementante silíceo. La dolomía y la calcita e depositan en forma de cristales en los intersticios y como agregados en los huecos. La calcita en forma de espato transparente o como relleno de otra oquedad, puede encontrarse en las rocas carbonatadas. Los cementantes de anhidrita y yeso están asociados más comúnmente con dolomías y sílice, que con la calcita. Otros materiales de cementación menos comunes son la pirita, hematita, limonita, siderita, zeolitas y material fosfatado. (Referencia de Manual de registro de hidrocarburos de Rotenco)

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIS. Son los rasgos sedimentarios de las rocas como microlaminaciones, calcos, rizaduras, o bioperturbaciones que se adquieren durante su formación y son conocidos como estructuras sedimentarias primarias; son indicativas de las condiciones de depósito. Existen otros rasgos formados posteriores a la litificación (estructuras secundarias),

producidos principalmente por deformación como son: relices planchados, estructuras brechoides, brechas cataclásticas, brechas de colapso, fracturas selladas, etc.

ACCESORIOS. Son los fósiles y minerales acompañantes que contienen las rocas. La presencia de minerales indican las condiciones de óxido-reducción, como en el caso de pirita; o de evaporación como en la anhidrita o yeso. La presencia de fósiles en muestras de canal, ayuda a determinar la edad de la roca por el fósil más reciente, y en muestras de núcleo la edad es determinada por el fósil más antiguo.

DÍAGÉNESIS. Son todos los cambios físicos, químicos y bioquímicos que ocurren en los sedimentos desde su inicio en un depósito sedimentario (acumulación original), hasta que comienza el metamorfismo o intemperismo. Estos cambios se realizan en condiciones de presión y temperaturas propias (normales) de la superficie o parte externa de la corteza durante y después de la petrificación, y de acuerdo a esto existen dos tipos de diagénesis: temprana y tardía.

La diagénesis en las rocas carbonatadas incluye: solución, cementación, litificación y otros cambios en los sedimentos durante el intervalo entre la sedimentación y el metamorfismo. Puede ser ortoquímica, cuando la composición se mantiene, o aloquímica cuando existe adición o cambio en la composición química de la roca. También puede ser destructiva o constructiva.

La *diagénesis destructiva* se caracteriza por destruir o fragmentar el sedimento y puede producirse de las siguientes maneras:

- a) Por erosión biológica que destruye partículas de carbonatos y el sustrato produciendo cavidades, ejemplo: organismos que perforan el sustrato.
- b) Por erosión mecánica, que es producida por abrasión y fracturamiento.

- c) Por disolución del carbonato de calcio en ambiente con bajo contenido en carbonato de calcio y controlado por las temperaturas bajas, presiones parciales altas de CO₂, bajo pH y aumento en la presión litostática.

La **diagénesis constructiva** se caracteriza por construir o formar el sedimento. Se puede dividir en isoquímica, que es cuando no hay cambios en la roca y en aloquímica, donde sí hay cambios en la roca original.

Dentro de la **diagénesis isoquímica** existen tres procesos: cementación, neomorfismo (transformación del mineral) y disolución selectiva:

A) **Cementación.**- La cementación se puede dividir en dos etapas, la temprana y la tardía:

a.1) **Cementación temprana:** Durante la cementación temprana se produce el cemento tipo "A", el cual puede ser de dos tipos:

1. Fibroso (o acicular): cristales con ejes largos perpendiculares a las paredes de los poros o superficies de las partículas, que crecen hacia adentro de los poros, con frecuencia fibras largas de aragonita, y fibras cortas de calcita magnésica.
2. Micrítico: son cristales menores de 4 micras.

a.2) **Cementación Tardía:** Durante la cementación tardía se produce el cemento tipo "B", el cual puede ser de cuatro tipos:

1. Granular (blocky): cristales anhedrales a subhedrales generalmente entre 10 a 60 micras, usualmente sin orientación preferencial.
2. Mosaico (drusy): cristales anhedrales a subhedrales, usualmente mayores a 10 micras, los cristales crecen y aumentan de las paredes del poro hacia adentro, presentan uniformidad a luz polarizada y extinción no ondulada, los límites de los cristales son planos, y en la unión de 3 cristales se forman un ángulo de 180 grados y dos menores a los 180 grados. Con frecuencia se acumula carbonato férrico en la unión de dichos cristales.
3. Fibroso radiaxial: son cristales curvos que tienen una película laminar doble, tienen ejes ópticos convergentes y ejes largos divergentes en subcristales, el crecimiento es

perpendicular a las paredes de los poros, presentan extinción ondulante, y los contactos entre los cristales no son planos.

4. Sintaxial: Crecimiento sintaxial de aragonita o calcita en un núcleo existente, por ejemplo en cristales de equinodermos, moluscos y también corales.

B) **Neomorfismo**. - Es la transformación o cambio del mineral de carbonato de calcio, éste puede permanecer intacto o convertirse en un mineral polimorfo. Existen 2 tipos de neomorfismo:

b.1) *Neomorfismo Coalesivo*: Este puede ser de dos tipos: 1) cristales grandes que crecen a expensas de cristales pequeños (agrandante); 2) cristales pequeños que crecen dentro de cristales grandes (degradante). El neomorfismo produce microesparita y pseudoesparita:

- Microesparita: son cristales de 4 a 10 micras, homogéneos y uniformes en tamaño y forma; producto de la recristalización de la micrita después de remover el magnesio.
- Pseudoesparita: son cristales mayores a las 10 micras, frecuentemente de 50-100 micras, el tamaño de los cristales se incrementa hacia afuera de las paredes de los poros. Son parches de esparita dentro de micrita, los cristales dentro del mosaico que forma la esparita son muy irregulares y se ven como fantasmas.

b.2) *Neomorfismo Degradante*: Este neomorfismo produce cristales de microesparita dentro de cristales de esparita.

C) **Disolución selectiva**. - El carbonato es disuelto selectivamente, como por ejemplo en los estilolitos, o disolución de granos de carbonato de calcio. Esto produce porosidad secundaria en ambiente poco o no saturado de carbonato de calcio.

II) La *diagénesis aloquímica* es producto de 5 factores:

1. Dolomitización: Producto de la adición de Mg al sedimento formando cristales de dolomita y puede ser temprana (en sedimentos no litificados), y tardía (en sedimentos consolidados).
2. Dedolomitización: Recalcificación del sedimento por disolución de los cristales de dolomita.

3. **Disolución:** Disolución de calcita magnésica y formación de calcita donde la textura de las partes duras orgánicas o sedimentos carbonatados se preservan.
4. **Silicificación:** Introducción de sílice al sedimento. Se produce en aguas someras pero principalmente en aguas profundas y también por meteorización. El carbonato de calcio es reemplazado por sílice y muchas veces es producto de aguas meteóricas.
5. **Formación de minerales autigénicos:** Como cuarzo, feldespato, glauconita, pirita, etc. Formados *in situ* durante la sedimentación.

Como se puede observar, la diagénesis es tan compleja que se han descrito más de 30 procesos diagenéticos diferentes, sin embargo la mayoría de los autores consideran a 6 procesos diagenéticos como los más representativos:

- 1) **Compactación.**- es la fase por la cual los sedimentos pierden espacio poroso al quedar bajo la presión de los materiales suprayacentes. Cuando las capas superiores presionan a las inferiores éstas consiguen expulsar el agua que contienen, y así, al perder espacio entre los poros, se produce un endurecimiento y compactación del sedimento.
- 2) **Cementación.**- Ya explicado en diagénesis isoquímica. La cementación se puede dividir en etapas temprana y tardía.
- 3) **Recristalización.**- Es el proceso que se refiere a los cambios que puede tener el cristal en tamaño original, forma, redondez y orientación sin que exista cambio mineralógico; sucede cuando el agua congénita diluye el material original de los sedimentos y los redeposita. Crecimiento de cristales sin esfuerzo sobre cristales con esfuerzos del mismo mineral por incremento en presión y temperatura.
- 4) **Autogénesis.**- Es cuando después de la depositación, muchos minerales estables cristalizan de nuevo en el medio ambiente diagenéticos del sedimento quedando como agregados al depósito original. Los minerales más comunes a este proceso son los carbonatos y sílice; incluyendo anhidrita, clorita, creta, feldespato, illita, yeso.
- 5) **Metasomatismo.**- Es el reemplazamiento que sufre un mineral original por otro autigénico si que haya un cambio de volumen y sin pasar por una fase de alta temperatura. Este proceso puede ocurrir temprano en el ambiente diagenético o después del enterramiento del sedimento, alterando la textura de una roca sedimentaria.
- 6) **Disolución Diferencial.**- Es el proceso más común de la diagénesis que influye directamente en los demás procesos diagenéticos principalmente en el reemplazamiento, recristalización y aún en la cementación. Se lleva a cabo después del depósito dentro de los estratos, pudiendo

existir precipitación simultánea del material disuelto y como consecuencia, este proceso puede dar lugar al incremento o inicio de una porosidad o bien la precipitación de la sustancia puede conducir a la cementación de la roca; como ejemplo en las superficies estilolíticas que corren a lo largo de planos normales a la presión de los sedimentos.

A todo esto, existe una divergencia en cuanto al establecimiento de los límites entre diagénesis, metamorfismo de bajo grado e intemperismo.

Ambientes Diagenéticos.- Los ambientes diagenéticos se dividen principalmente en *submarino* y *meteórico*.

Submarino: Esta zona se caracteriza por situarse debajo de agua netamente marina, sin influencia de agua meteórica, y se puede dividir en dos:

1. Submarino somero: Aguas someras, micritización, formación de cementos de aragonita, calcita magnésica (micrítico), cementación en climas cálidos, en aguas sobresaturadas de carbonato de calcio.
2. Submarino profundo: Se produce un cemento criptocristalino de calcita magnésica. Producto de la solución por presión-disolución, cementación de granos así como estilolitos.

Meteórico: Caracterizado por la influencia de agua meteórica que se filtra por los sedimentos. Por lo general ésta se encuentra por arriba de la zona de mezcla y se divide en vadoso y freático:

1. Vadoso: Arriba del nivel freático, en ambientes de supramarea, arrecife y playa, bajo la influencia de agua meteórica o de olas en la playa. Caracterizado por contener aire y agua en poros, la aragonita se disuelve en aguas ácidas meteóricas, produciéndose poros entre las partículas o disolviéndose éstas.
2. Freático: Zona dentro del nivel freático en la que existe agua meteórica en poros. Aquí se genera abundante cemento tipo drusy, reemplazo de aragonita por calcita, cemento sintaxial, baja porosidad, neomorfismo, y anillos de calcita isopaca en forma de espada.

Marino Freático: En áreas por debajo de aguas marinas someras (100 m), con sedimentos con agua salada (marina normal) en poros, y se genera cemento de agujas y fibras de aragonita, de calcita magnésica micrítica, y cristales de calcita con bordes o límites poligonales entre cementos Isopacos.

Zona Mixta: Esta zona se encuentra donde ocurre la mezcla entre el ambiente marino freático y el meteórico freático, produciéndose así un ambiente con agua salobre en los poros de los sedimentos, lo que produce dolomitización y silificación.

Los cambios diagenéticos son importantes porque pueden modificar considerablemente las propiedades originales de los sedimentos, afectan la composición, textura y en algunos casos pueden destruir las estructuras primarias; también afectan a la porosidad y la permeabilidad, alterando con esto el potencial de almacenamiento de las rocas sedimentarias. Otro de los aspectos importantes de las reacciones diagenéticas es que pueden crear petróleo por transformación de materia prima orgánica de los sedimentos, así como la migración del petróleo y su entrapamiento final están claramente relacionados a las reacciones diagenéticas; es decir, si los hidrocarburos ocupan los espacios porosos no se precipitará algún cemento mineral, consecuentemente, si el cemento mineral ocupa los espacios porosos, entonces no podrán entrar en ellos los hidrocarburos.

En resumen, la diagénesis es el proceso de formación de una roca a partir de sedimentos sueltos que sufren un proceso de consolidación. La mayor parte de las veces la consolidación de los sedimentos se debe a la infiltración de las aguas que contienen materias disueltas. La diagénesis convierte así la arena en arenisca, a los lodos calcáreos en caliza, a las cenizas volcánicas en cinerita, etc. Las reacciones y otros fenómenos de oxidorreducción, deshidratación, recristalización, cementación, litificación, mineralización y sustitución de un mineral preexistente por otro constituyen en su conjunto la autogénesis y los minerales resultantes de ésta son calificados de autogenéticos.

POROSIDAD. Es la capacidad que tiene una roca de contener un fluido; o el porcentaje total del volumen de espacios vacíos o poros que se encuentran dentro del volumen total de la roca.

POROSIDAD PRIMARIA: Es aquella que se forma cuando la roca se forma (espacios intergranular en una roca sedimentaria).

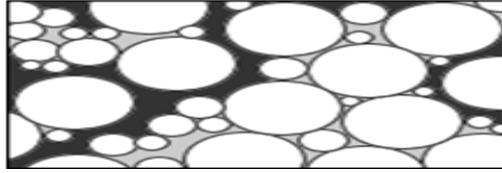


Fig. No 6 de porosidad primaria

POROSIDAD SECUNDARIA: Es aquella que cuando la roca está formada hay fracturamiento o disolución en las rocas por movimientos tectónicos o infiltración de agua (Las rocas porosas pueden ser rocas almacenadoras).



Fig. No 7 Foto de porosidad secundaria en rocas sedimentarias

IMPREGNACIÓN DE HIDROCARBUROS. Es cuando se observa la presencia de hidrocarburos en las rocas según su porosidad. La generación y migración de los hidrocarburos está relacionada con la subsidencia. La sedimentación y migración ocurre a través de trazas de fallas y fracturas hacia las zonas porosas, esta presencia con impregnación de hidrocarburos se da en cuerpos de rocas con diferentes tipos de porosidad. Estos cuerpos deben de contener aceite y gas en cantidades comerciales para ser extraídos además de tener una fuerza de empuje natural dentro del depósito por agua o por gas, dando como consecuencia la explotación del yacimiento.



Fig. No 8 Fotos de núcleos corte transversal y lateral, con impregnaciones de hidrocarburo

IV.VII. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS.

Las rocas Sedimentarias: son el producto final de todos los procesos sedimentarios (intemperismo, erosión, transporte, depósito y diagénesis). Se forman en las cuencas de sedimentación; las depresiones del terreno a donde los materiales arrastrados por la erosión fueron conducidos con ayuda de la gravedad. Las estructuras originales de estas rocas se llaman estratos; capas formadas por depósito que constituyen formaciones terrígena, o carbonatadas a veces de gran potencia (espesor); siendo las más conocidas y las de mayor importancia económica en la industria del petróleo. En México el 95% del volumen de aceite y/o gas de los yacimientos petroleros se encuentra en rocas carbonatadas tales como calizas, dolomías y margas; el resto está en areniscas, las cuales tienen un mayor número de yacimientos, pero son de reducido volumen

IV.VIII. ROCAS CARBONATADAS.

Son las rocas formadas en su mayoría por carbonatos, cálcico (calcita en las calizas) o cálcico-magnésico (dolomita en las dolomías). Las calizas tienen un auténtico origen sedimentario, y las dolomías se pueden formar $(CO_2)_3$ en procesos posteriores al depósito. Las calizas son rocas constituidas en su mayoría por carbonato de calcio $Ca(CO_2)_3$, con un porcentaje del 50 al 95%, con algunas impurezas como arcilla, sílice, material carbonaceo, que dan como resultado la formación de rocas afines a las calizas. La dolomía es una roca constituida por más del 50% de carbonato de calcio-magnesio $(MgCa(CO_2)_3)$. La marga es una roca calcárea- arcillosa con un contenido de carbonato de calcio de un 40-50%.

Calizas: son rocas originadas por un proceso de sedimentación directa en donde la fracción y composición química y mineralógica del carbonato está compuesta principalmente por calcita o aragonita. Los minerales esenciales son: calcita, dolomita, aragonita y en menor cantidad ankerita y siderita; siendo los más abundantes los dos primeros. Todos estos minerales, a excepción de la aragonita, son hexagonales, uniáxicos, negativos y con un crucero rombohedral con alta birrefringencia y relieve variable.

Las calizas tienen alto contenido de Ca, CO_3 , CO_2 y MgO (Si excede de 1 ó 2% indica la presencia de dolomita), y en cantidades pequeñas sílice, arcilla, limo, arena, fósforo, óxido de fierro, sulfuros y sulfatos. Muchas calizas están compuestas de estructuras esqueléticas y de residuos derivados de ellas siendo su composición una expresión de dichos elementos.

La composición de las conchas y de las partes duras varía de acuerdo con la naturaleza y las condiciones en que se desarrolló el organismo, siendo las calcáreas más ricas en $MgCO_3$ que los moluscos. Los caparazones de crustáceos son fosfáticos, y su contenido de magnesio va disminuyendo con el incremento de organización de los organismos así como de la temperatura de formación.

Textura y Estructura. Algunos de los componentes de las calizas son emplazados en la formación de la roca con partículas sólidas por olas y corrientes, teniendo texturas, y estructuras semejantes a los clásticos ordinarios, es decir, una relación esqueleto-cemento. Las mismas muestran estructuras de corriente o hidrodinámicas tales como rizaduras y estratificación cruzada.

Las rocas carbonatadas formadas *in situ* en un ambiente sin corrientes no muestran selección ni alguna otra evidencia de actividades de corrientes, con o sin estratificación pobremente desarrollada o en algunos casos presentan estratificación burda.

Las calizas ya sean hidrodinámicas o *in situ* están formadas por un complejo de granos o aloquímicos, micrita o carbonato de grano muy fino que sirve comúnmente como matriz, y la espátita o calcita gruesamente cristalina que también funge como cemento (ver clasificación de Folk).

Los aloquímicos: Son los elementos del esqueleto producidos química o bioquímicamente dentro de la cuenca de acumulación, son un complejo de granos con alta organización. Existen cuatro tipos principales de aloquímicos:

1. Estructuras y residuos esqueléticos (fósiles)
2. Oolitas
3. Intraclastos
4. Pellets

Fósiles:(Con una antigüedad mayor a 10,000 años) son restos o señales de organismos petrificados y conservados en las rocas sedimentarias de la corteza terrestre que vivieron en épocas o períodos geológicos pasados, pudiendo haber sufrido transformaciones en su composición por diagénesis, o deformaciones a causa de metamorfismo dinámico más o menos

intenso. Son muy abundantes y pueden estar diseminados y transportados por corrientes formando esqueletos como sus principales constituyentes.

Estos restos de esqueletos, conchas o caparzones de animales o las impresiones carbonosas de plantas son los fósiles más reconocibles, y variados. Los más comunes son los restos de caracoles o huesos litificados. Los detalles originales de los mismos pueden ser examinados al microscopio. Los poros y otros espacios pequeños en su estructura se llenan de minerales, los cuales son compuestos químicos, como la calcita, disuelta en el agua. La arena o lodo contenido en los caracoles o los huesos y los minerales depositados en los espacios de su estructura.

Las algas calcáreas son formadoras de calizas al depositarse junto con la calcita y aragonita. Los foraminíferos son importantes constructores de rocas tales como las rocas de fusilínidos, generalmente de calcita cristalina o fibrosa, glauconita y de calizas numulíticas. Las esponjas y espículas silíceas son constituyentes de sedimentos y aparecen como calcedonia en pedernales. Los corales forman figuras de aragonita. Las partes duras de los equinodermos aparecen como cristales simples de calcita y forman comúnmente calizas de crinoides; de briozoarios como aragonita y calcita fibrosa y de braquiópodos excepto las formas fosfáticas

Oolitas: son agregados de partículas esféricas con estructura radial o concéntrica originalmente de aragonita y remplazada por calcita. Se forman alrededor de un núcleo dentrítico de forma esférica constituido por un fósil, grano, intraclasto o bioclasto. Su tamaño promedio varía desde 0.1 a 1 mm llegando hasta 2 mm de diámetro máximo. Las oolitas son propias de aguas agitadas con oleaje vigoroso y continuo (ambiente de alta energía), y existe precipitación rápida de la calcita cerca de los lugares donde abundan restos que les sirvan de núcleo.

Intraclastos: son fragmentos de carbonatos pené-contemporáneos débilmente cementados que han sido rotos y redepositados como clastos en un nuevo esqueleto y parecen haber sido productos de erosión de las capas de sedimentos carbonatados semiconsolidados. Gran parte de los mismos son aplanados alongados paralelos a la estratificación y pueden mostrar laminaciones internas paralelas a los planos, estar redondeados y variar de tamaño desde las arenas finas hasta conglomeráticas. Algunos otros están compuestos de calcita microcristalina (caliza litográfica).

Pellets o Pellas: son partículas o agregados carbonatados difíciles de distinguir, de textura criptocristalina, de formas redondeadas, esféricas, elípticas y ovoides sin estructura interna, constituidas por agregados homogéneos de calcita microcristalina. Cuando se constituyen por minerales son pellas glauconíticas. Se considera que las pellas en su mayoría representan coprolitos de gusanos y crustáceos, aunque también pudieron formarse *in situ*. Las pellas se forman en zonas de abundante lodo calcáreo y de movimientos leves. Sus dimensiones pueden ser desde 0.50 hasta 0.75 mm. Cuando las pellas están alteradas son conocidos como micritizados. Cuando el tamaño es mayor de 75 mm se les denomina peletoides.

Oncolitos: al igual que las oolitas, son agregados de forma redondeada, pero sin estructura concéntrica y radial como las primeras. En ocasiones se puede observar la estructura de superposición del envoltorio de algas. Su tamaño varía desde 2 milímetros hasta varios centímetros.

Pisolitas: son agregados parecidos a los oncolitos, pero que varían por su forma de hueso y por su mayor tamaño.

Ortoquímicos: Son micrita y espatita.

Micrita: son calizas de grano muy fino (calcilutita) con 50 micrones o menos de diámetro. Estos depósitos fueron asentados por corrientes. Las formadas por precipitación se llaman micritas (calcita microcristalina) y son carbonatos del tamaño de las arcillas (1 a 4 micrones). El material entre 5 y 10 micrones se llama microespatita aunque generalmente se conoce como carbonatos microcristalinos. La micrita es empleada para carbonatos de calcio microcristalino y se forma por transformación de aragonita a calcita por ficción, por origen mecánico o por diagénesis. Cuando se compone de aragonita es micrita, si se forma de dolomita es dolomicrita.

Calcita espática (espatita): cuando las calizas contienen calcita cristalina gruesa este material es llamado espatita, que es un material limpio que muestra límites bien definidos de granos y trazas de crucero. Su ocurrencia es muy variada, como cemento relleno de huecos en donde el tamaño de la espatita depende del grueso del esqueleto y de los poros. Los huecos pueden ser rellenos en parte por sedimentos y en parte por espatita, en cuyo caso el sedimento forma la base, y la espatita la parte superior de la cavidad. La espatita también se forma como resultado de la cristalización de carbonato micrítico. La formación híbrida involucra micrita y espatita y es la textura grumosa caracterizada por grumos o agrupamiento de grumos de micrita rodeados por matriz de espatita.

Componentes no carbonatados: incluyen esferulitas de calcedonia y como reemplazamiento de estructuras fósiles, esferulitas de pirita, cristales euedrales de cuarzo, feldespatos y cristales de yeso y anhidrita.

En base a su forma de depósito, las calizas se clasifican en calizas alóctonas y en calizas autóctonas.

Calizas alóctonas: son aquellas que están constituidas por material que ha sido transportado y redepositado. Los carbonatos de estas rocas son reemplazados mecánicamente en la generación de la roca, esto es, son depositados por olas y corrientes y no son producto de erosión de masas terrestres. Los residuos del que se formaron son de origen clástico y otros de origen químico o bioquímico. Estas calizas exhiben una relación de esqueleto-cemento análoga a las calizas ordinarias; son arenas calcáreas.

Calizas Autóctonas: son formadas *in situ* por una acumulación de minerales precipitados, orgánica o químicamente sin haber sufrido transporte o redeposición y generalmente son de aspecto masivo con apenas estromatolitos o líneas estilolíticas.

Clasificación de Dunham.- En 1962 Robert J. Dunham publicó la “Clasificación de Rocas Carbonatadas según la Textura de Depósito”; siendo en la actualidad la clasificación más utilizada en el campo tanto para muestras de canal, en láminas delgadas, considerando principalmente dos tipos de textura con base en la relación entre grano-matriz y cemento.

- 1) **Textura de Depósito Reconocible.-** Es cuando los componentes originales de las rocas carbonatadas no fueron ligados durante el depósito.
- 2) **Textura de Depósito No Reconocible.-** Cuando las rocas conservan muy poco de su textura depositacional para ser clasificadas, por ejemplo los carbonatos cristalinos que se subdividen de acuerdo con las clasificaciones desiguales para usarse en textura física o en diagénesis.

En la clasificación de las rocas que conservan su textura de depósito, se consideran tres características principales:

- A. Abundancia de granos (aloquimicos). El cual es básico para subdividir a las rocas con lodos carbonatados o calcáreos en Mudstone, Wackestone y Packestone.
- B. Presencia o ausencia de lodo (fango carbonatado). Permite distinguir a una roca carente de lodo (Grainstone) de las rocas constituidas por lodos calcáreos.
- C. Presencia o evidencia de señales de ligamento o conjunción durante el depósito que caracteriza al Boundstone.

En términos generales existen dos tipos de texturas: las que están soportadas por lodo y las que están soportadas por granos. Por lo anterior, y dependiendo del contenido de lodo (partículas del tamaño de arcilla y limo fino), Dunham propuso la siguiente clasificación de rocas (Tabla 3.4)

Classification by Dunham (1962)

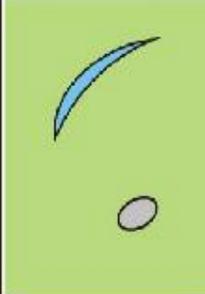
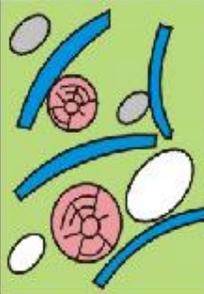
Contains mud (clay & fine silt grade carbonate)		<i>Grain-supported with no mud</i>		<i>Original components were bound together</i>
<i>Mud-supported</i>	<i>Grain-supported</i>	<i>Grain-supported</i>		
<10% grains	>10% grains			
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone
				

Tabla3.4 de Clasificación de Rocas Carbonatadas de Dunham año1962

Las dolomías: son roca formada por carbonato de calcio-magnesio, que es un mineral más soluble que la calcita y que se forma en presencia de fuertes concentraciones de minerales de

magnesio. Por su origen diagenético, las dolomías se clasifican en dolomías primarias y dolomías secundarias:

Dolomías Primarias: son de diagénesis tempranas contemporáneas al depósito. Para su formación deben de existir condiciones de pH mayores a 8 y temperaturas de 30 a 50 °C con tirantes de agua pequeños. Su textura es criptocristalina con cristales solamente visibles con rayos X por espectro de cristales. Se encuentran en delgados horizontes de granos homogéneos en zonas lacustres y lagunares asociadas casi siempre con anhidrita.

Dolomías Secundarias: son las que se forman por el reemplazamiento del carbonato de calcio original por carbonato de magnesio. Esta sustitución de la calcita es acompañada por una disminución de su volumen dando lugar a un aumento de la porosidad.

Dolomitización: La dolomitización es un conjunto de procesos diagenéticos conocido como reemplazamiento, donde el carbonato de calcio es convertido en carbonato de magnesio al entrar en contacto aguas con concentración magnesio-calcio con sedimentos o rocas carbonatadas, lo cual da origen a las dolomías. Este cambio puede ocurrir durante el depósito, inmediatamente o aun después de la litificación, cuyo proceso genera una disminución de volumen en la roca resultante y por ende un aumento en la porosidad.

Solubilidad: Siendo las rocas carbonatadas las que están constituidas por un alto porcentaje de carbonato de calcio, es importante conocer su concentración promedio con el fin de clasificarlas en cuanto al contenido de arcillas presentes, lo que permite tener antecedentes para programas posteriores de estimulación de pozos. Para esto, mediante análisis químico se evalúa la solubilidad que es una reacción química que se efectúa en un carbonato ante la presencia de un ácido, en general ácido clorhídrico, cuya cantidad de soluto (muestra de roca) se disolverá en una cantidad de solvente (ácido), produciendo una solución saturada que indicara que tan pura es la roca con base en el contenido de carbonato. Los factores que afectaran a la solubilidad son temperatura, pH, ambiente iónico (salinidad) y presión.

- a) **Temperatura:** la solubilidad aumenta a medida que la temperatura aumenta en la mayoría de los sólidos y líquidos al contrario de los gases donde suele disminuir la solubilidad.

- b) **pH:** la solubilidad de muchos productos químicos como las sales multivalentes de hidróxido y carbonato depende del pH porque se vuelven más solubles en condiciones ácidas.

- c) **Ambiente iónico (salinidad):** al aumentar la salinidad generalmente aumenta a solubilidad afectando a las reacciones químicas tales como la precipitación. Como ejemplo, el sulfato de calcio (yeso y anhidrita) alcanza su mayor solubilidad en una solución de sal de 15%, siendo cuatro veces más soluble que con el agua dulce. A medida que la salinidad se acerca al punto de saturación, la solubilidad tiende a disminuir.

- d) **Presión:** el aumento de presión solo afectara en la solubilidad de un gas dentro de un líquido, sin tener ningún efecto sobre la solubilidad en líquidos y sólidos.

Para conocer la solubilidad de una roca en laboratorio, se utiliza un equipo llamado calcímetro, el cual registra en un manómetro la presión ejercida por el desprendimiento del CO₂ de la muestra al reaccionar con el ácido clorhídrico, donde la lectura alcanzada se marca en un nomograma que se interpola con valores de calibración de CO₂ puro preexistentes, anotando el resultado en % (Tabla 3.5).

Otro método tradicional es el método de desplazamiento de volumen (véase Figura 3), en el cuál en un matraz se coloca 1 gramo de muestra molida previamente lavada, conectado a su vez con otro matraz con agua simple. Al primer matraz con la muestra se le agregan 25 ml de ácido clorhídrico con la ayuda de una bureta con goteo constante, donde al efectuarse la reacción química por el desprendimiento del CO₂, se desplazara el agua contenida del segundo matraz a un tercer matraz; donde esta cantidad en mililitros del líquido resultante, se medirá para obtener el resultado en % mediante la siguiente fórmula:

$$\% \text{ SOLUBILIDAD} = \frac{\text{VOL DE AGUA DESALOJADO EN ML} - \text{VOLUMEN DE ÁCIDO UTILIZADO (25 ML)}}{^{\circ}\text{C MEDIO AMBIENTE} \times 0.82 + 224.15} \times 100$$

Del resultado obtenido comparamos con las solubilidades promedio de las diferentes rocas dependiendo su contenido de carbonatos en la tabla siguiente:

TIPO DE ROCA	RANGO DE SOLUBILIDAD EN %
LUTITA CALCÁREA	5 - 30 %
DOLOMÍA	20 - 40 %
MARGA	30 - 50 %
CALIZA DOLOMÍTICA	40 - 60 %
CALIZA ARCILLOSA	50 - 70 %
CALIZA	70 - 95 %
CALCITA	100 %

Tabla 3.5 de clasificación de rocas de acuerdo a su solubilidad en porcentaje %

En las dolomías el porcentaje de solubilidad está en función del tiempo que se deje reaccionar la muestra. Es conveniente fijar 5 minutos como tiempo promedio de reacción en todos los análisis.

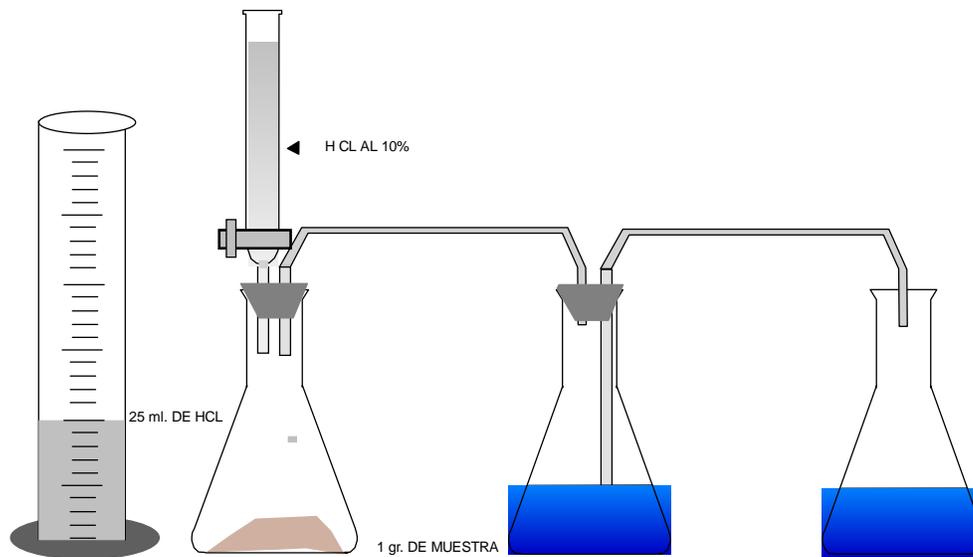


Figura No 9.- Se muestra el método tradicional para obtener la solubilidad en rocas carbonatadas

IV.IX. ROCAS TERRÍGENAS.

Las rocas sedimentarias terrígenas (detríticas, clásticas o siliciclásticas), están formadas por fragmentos de rocas o minerales estables o inestables procedentes de rocas preexistentes de cualquier tipo, que han quedado expuestas al intemperismo, erosión, transporte y sedimentación en las condiciones de la superficie de la tierra. A este conjunto de modificaciones que sufren los sedimentos para formar una roca sedimentaria se le llama litificación. Uno de los minerales más resistentes que este tipo de rocas suelen contener en gran proporción es el cuarzo. Se consideran como rocas detríticas aquellas que poseen más de un 50% de terrígenos (fragmentos de cualquier tipo de roca o mineral) Los elementos que definen el patrón textural de las rocas terrígenas son el tamaño de grano, clasificación del tamaño de grano, morfología y el empaquetamiento.

- 1) **Tamaño de grano:** se establecen cuatro clases en el tamaño de granos para rocas detríticas:

TAMAÑO DE GRANO	CLASE O GRUPO	SEDIMENTO	SEDIMENTO CEMENTADO
Menores a 2 mm	Ruditas (Sefitas)	Gravas o cantos	Aglomerado o Brecha, Conglomerado
De 2 mm a 1/16 mm	Arenitas (Sammitas)	Arenas	Arenisca
De 1/16 mm a 1/256 mm	Limolitas	Limos o fangos	Limolita
Menores a 1/256 mm	Lutitas (Pelitas)	Arcillas	lutita, Marga

Tabla 3.6 de clasificación de rocas con contenido en arenas y tamaño de grano

- 2) **Clasificación o selección de tamaños:** es la medida de la distribución y frecuencia de tamaños en un sedimento. Una roca con una gran dispersión de tamaños de grano indica que posee una pobre selección; mientras que una roca bien seleccionada muestra escasa variación en el tamaño de los granos. La clasificación es indicativa de la historia del transporte del sedimento.
- 3) **Morfología:** es el grado de redondez de un clasto, siendo el dato morfológico de mayor interés por ser indicativo de la historia del sedimento; aunque existen otros parámetros como la esfericidad, el aplanamiento, etc. Se pueden distinguir clastos muy redondeados, redondeados, subredondeados, subangulosos, angulosos y muy angulosos.
- 4) **Empaquetamiento:** se refiere a los espacios entre los clastos que puede estar ocupado por un cemento (calcáreo, silíceo, ferruginoso o salino); o por una matriz cuando el material detrítico es menor a las 30 micras. El empaquetamiento puede caracterizarse en función del porcentaje de matriz frente al de clastos, observando si la roca presenta una textura grano sostenida o de matriz sostenida. El empaquetamiento entre otros factores, es indicativo de la densidad del medio de transporte del sedimento.

En resumen, las rocas terrígenas se clasifican, según la medida de sus partículas, en cuatro grupos: conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas.

Conglomerado: rocas constituidas por clastos o gravas de diámetro superior a 2 mm. Si se observan al microscopio, se aprecian tres tipos de componentes: trama (clastos, trozos de rocas de tamaño variado), matriz (partículas menores de 2 mm que llenan el espacio entre clastos) y cemento (precipitado químico entre trama y matriz). Se distinguen dos tipos de ruditas: aglomerados o brechas (con clastos angulosos) y conglomerados (con clastos de formas redondeadas),



Fig. No 10

Un Conglomerado: Claramente se ve los clastos redondos (Calizas, cuarzo trozos de rocas) y la matriz que se compone de detritus y cemento. Los contornos de algunos clastos muestran marcas de solución por presión.

Son partículas del tamaño de las gravas redondeadas consolidadas que varían en su composición de acuerdo a su tamaño, clase y tipo de matriz, con respecto a las rocas que la constituyen. La mayoría de los conglomerados son de partículas difícilmente clasificables, donde la matriz consta de arena, limo y arcilla.

Brechas: son cualquier tipo de roca o un conjunto de rocas formada por fragmentos angulosos de más de 2 mm de diámetro promedio. Son generalmente de origen tectónico y piroclástico o sedimentario (talud continental).

Areniscas: son rocas cuya composición principal son granos de arenas de cuarzo con un tamaño entre 1/16 y 2 mm, unidos por un material cementante como carbonato de calcio, sílice y material arcilloso. Las areniscas son las rocas más importantes y difundidas entre las rocas

sedimentarias clásticas.

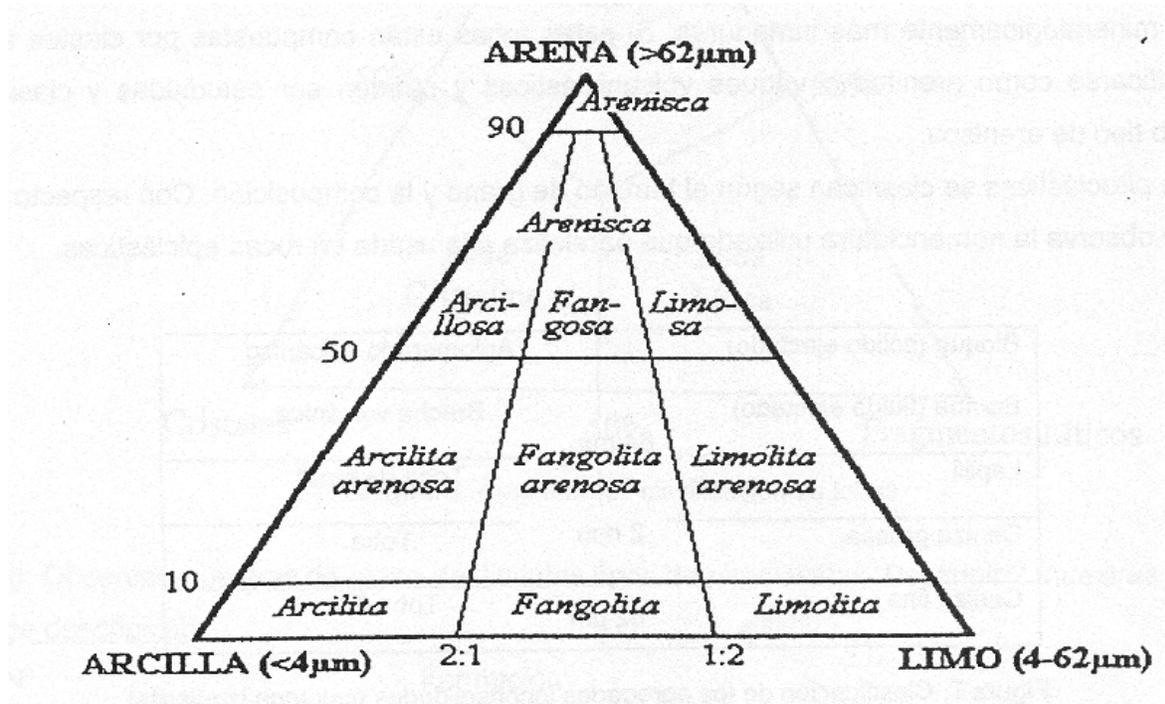


Fig. No 11

Diagrama de clasificación de los sedimentos epiclásticos basados en el contenido De arcilla, arena y limo (modificado de Folk, 1974). En cada esquina del triángulo es el 100 %

Limolitas: es una roca comúnmente conocida como rocas de (limo), constituida por clastos con tamaños entre 1/16 y 1/256 mm. Estas rocas presentan composiciones muy variadas, siendo una arcilla intermedia entre la lutita y la arenisca.

Lutitas: es una roca arcillosa compuesta por granos de tamaño inferior a 1/256 mm, son las más fáciles de reconocer por formar los estratos más extensos, siendo las rocas sedimentarias más abundantes en el mundo. Normalmente su composición mineralógica está definida mayoritariamente por hidrosilicatos del grupo de las arcillas (aluminio, potasio, hierro, material orgánico y óxidos de hierro). Se identifican por su textura plástica, por su dureza (suave, semidura, dura y compacta), por ser masivas (cuando es compacta por su corte en bloques). Generalmente presenta contaminación por carbonato de calcio presentando partición o fisilidad en la roca. En muchas ocasiones, su componente principal es la montmorillonita lo que hace notable su grado de hidratación y expansión.

Lechos rojos: son sedimentos clásicos de color rojo de diversa granulometría, cuya tonalidad se debe al óxido férrico presente en forma de hematita que es el principal elemento que le da coloración al estrato. Estos sedimentos rojos son en su mayoría lutitas ferruginosas, areniscas rojas, arcosa roja y conglomerados rojos.

Margas: son rocas arcillosas de grano muy fino compuestas por 40 a 60% de carbonato de calcio. En función del porcentaje de carbonato cálcico frente al de arcillas se pueden clasificar en: marga arcillosa, marga y marga calcárea. Siendo intermedias entre las calizas y las lutitas. Reaccionan débilmente con ácido clorhídrico, dejando gran cantidad de restos arcillosos.

IV.X.- ROCAS EVAPORÍTICAS.

Evaporitas: son un grupo de rocas sedimentarias de ambientes con intensa evaporación formadas por la precipitación de sales o minerales procedentes de cuerpos de disoluciones concentradas o salmueras rodeadas de tierra. Para que se formen por ejemplo en un entorno lacustre, es imprescindible que la cantidad de agua que se evapora sea superior a la que llega como aporte de ríos, precipitaciones, marea etc. Esta situación se da en lagunas costeras, en los lagos interiores y en los mares menores. Las rocas que se forman de esta manera están compuestas por depósitos de cloruros y sulfatos en sus distintas variedades minerales. Dentro de este grupo las más comunes son la anhidrita, la halita (sal común), y el yeso.

Anhidrita: es una roca que se distingue por su dureza, por sus cristales translucidos y porque al someterse al calentamiento con agua se convierte en yeso. La granularidad óptica de los cristales de la anhidrita es más fina que el yeso, y está comúnmente más asociada con dolomías y calizas siendo más abundante que el yeso; que a diferencia de este, se presenta en forma de depósitos uniformemente estratificados, con mosaico de granos anhedrales entrelazados o con cristales grandes bien formados, acomodados en un mosaico de grano fino en su base. Su color varía de blanco a traslúcido y rosa o café. Puede presentarse en forma masiva o compacta cuando su textura es cristalina y los cristales no presentan rayaduras ni fibras.

Halita: Más conocida como sal común, es una roca que se presenta en capas con cristales transparentes o translucidos casi siempre de notable pureza; de color grisáceo, blanco o amarillo, textura cristalina gruesa y de sabor típico salado. El grosor de los estratos puede ser desde unos cuantos centímetros hasta cientos de metros. Comúnmente se encuentra asociada con otras evaporitas como el yeso y la anhidrita. Y puede ocurrir en forma de domo salino que consiste en

un núcleo central de sal en roca y un domo circundante de sedimentos. Con el sensor de conductividad mediante el valor de resistividad en ohms, sirve para determinar la salinidad que se encuentra en un lodo base agua.

Yeso: es un sulfato de calcio hidratado que se identifica comúnmente por su granularidad y porque se presenta generalmente en forma masiva por la hidratación que sufre. Su textura es generalmente fibrosa, o también puede consistir en cristales anhedrales de entrelazamiento intrincado. Cuando aparece en forma cristalina, sus cristales presentan rayaduras y estriaciones internas. Varía de suave a semiduro, monoclinico, limpio e incoloro cuando está puro, con brillo vítreo y aperlado. Los agregados de yeso ocurren en masas no uniformes o en mantos de estratificación perturbada, debido a la dilatación que tiene lugar durante la hidratación.

Existen un método de laboratorio y un método de campo conocidos para el análisis de las evaporitas y su identificación:

1. A una muestra molida del sedimento evaporítico (anhidrita o yeso) se coloca en un recipiente, y se mezcla con agua destilada hasta diluir el polvo de la muestra, para posteriormente filtrarla con un papel filtro a un recipiente limpio de impurezas agregándole cloruro de bario, el cual al reaccionar con el agua que contiene el sulfato (SO_4) se teñirá de color blanco lechoso. Para corroborar el resultado, se puede poner a evaporar la solución ya sea con H_2O o HCl incrementado la temperatura los que originara su precipitación en cristales aciculares conocidos como cola de golondrina.

El método de campo conocido es colocando unos fragmentos de la roca evaporíticas (anhidrita o yeso) en un vidrio delgado como un portaobjetos, agregándole una gota de ácido clorhídrico y calentando el vidrio en la parte posterior con un encendedor hasta precipitar los fragmentos y poder observar los cristales aciculares que se formaron.

Sin embargo para que exista yacimientos de hidrocarburos es necesario la presencia de los elementos los cuales son.

Rocas Generadoras: Las características que debe de reunir una roca para que pueda ser considerada como generadora de hidrocarburos son:

- a) Que tengan un alto contenido de materia orgánica en los sedimentos marinos ricos en plancton, restos vegetales y en lignito, y su depósito haya sido de manera rápida, en un

medio ambiente reductor (amoxico); el contenido de materia organica es generalmente entre 1-5 de cont.

- b) De acuerdo al tipo de hidrocarburos, esta materia debe ser principalmente de tipo algaceo lo que genera aceites ligeros; y si se tiene material carbonoso y leñoso, generaría gas y aceites pesados.
- c) El depósito de esta materia sea en un tiempo geológico que permita la generación de hidrocarburos en base a condiciones de presión y temperatura estables, dentro de un rango que varía entre 65° a 175° para la generación de aceites. Esto en función de su sepultamiento y del gradiente (V) geotérmico que indica que cada 100 m, la temperatura se incrementa 3°C. El gas se genera en un rango de temperatura que varía de 50 a 225 °C

La materia orgánica es un constituyente normal de las rocas sedimentarias generadoras, y probablemente solo los sedimentos muy ricos en esta materia, hayan sido capaces de convertirse en roca madre. Estos sedimentos de cuyo origen fueron rocas orgánicas depositadas en medios sedimentarios donde solamente existía una vida orgánica abundante, quedaron protegidos de las acciones oxidantes para transformarse en hidrocarburos.

Se considera como roca madre probable a toda roca de textura fina formada en un medio reductor en condiciones propias de batimetría y salinidad, que haya favorecido al momento de la sedimentación el enterramiento y la protección de la materia orgánica, depositada en este mismo ambiente reductor o no, de color gris o marrón oscuro a negro debido a la proporción todavía importante de materia orgánica residual que se presenta en forma de kerogeno-bitumen insoluble, pero que puede incluir más o menos trazas de bitumen libre, soluble en los disolventes orgánicos; siendo en general productos pesados del tipo asfalto.

Rocas Almacenadoras: Los cuerpos de roca que contienen poros o huecos comunicados entre sí, (con porosidad primaria o secundaria) se les considera como rocas almacenadoras de hidrocarburos o de yacimiento, cuyas características esenciales son de presentar suficiente porosidad para contener los fluidos y permeabilidad para transportarlos. La porosidad está condicionada por la litología y la permeabilidad depende del desplazamiento de los fluidos dentro de la roca o formación. Una roca almacenadora de importancia económica debe tener porosidad y permeabilidad adecuada. Estas características estructurales podrían ser secundarias como resultado de la diagénesis de la roca. Los sedimentos carbonatados pueden ganar o perder porosidad aunque con el incremento de la profundidad de sepultamiento, existe generalmente un

decremento en la misma; pero hay procesos tardíos de disolución y fracturamiento que pueden establecer valores de porosidad más altos.

Las rocas almacenadoras son de dos tipos: Rocas clásticas o detríticas donde se encuentran la mayor parte de los yacimientos y las acumulaciones de petróleo incluyendo las arenas y areniscas, constituyendo más del 60% de los campos petrolíferos y el 60% de las reservas mundiales. Las rocas calcáreas que constituyen las calizas y dolomías contienen el 30% de las localizaciones de petróleo y el 40% de las reservas mundiales, sin embargo más del 40% de los campos gigantes de petróleo y gas se encuentran en carbonatos como ocurre en la sonda de Campeche. El 10% restante de las localizaciones se encuentran en lutitas fracturadas, rocas ígneas y metamórficas.

Rocas Sello: La función de las rocas sello es de asegurar el aislamiento de los yacimientos y que los hidrocarburos queden atrapados impidiendo no solo el escape del petróleo y del gas, sino también de la masa inferior de agua que está casi siempre presente y a través de la cual pasaron los hidrocarburos antes de quedar atrapados. Su principal característica de estas rocas son impermeabilidad y plasticidad que se encuentran en diferentes tipos, principalmente en arcillas, en calizas y en evaporitas. (Las rocas sello en el área de estudio son lutitas)

Las lutitas son las rocas sedimentarias más abundantes de la corteza terrestre, con (aproximadamente el 60 % de las rocas sedimentarias), un alto contenido de minerales arcillosos y se constituyen como sello en la mayor parte de los yacimientos, en particular de series detríticas. Están comúnmente ínter estratificadas con areniscas, carbonatos o con ambas, por lo que existe muchas posibilidades de que la roca almacén este situada entre capas de arcilla. El grado de impermeabilidad depende de la textura y de los tipos de minerales presentes, donde muchas arcillas están compuestas de partículas de minerales arcillosos que tienen formas de escamas y están dispuestas en filas paralelas. Por ejemplo, si la *montmorillonita* está presente, la arcilla tendrá probablemente el máximo grado de impermeabilidad a causa de su grano fino característico, porque tiende a absorber una cantidad de agua por su grado relativamente alto de plasticidad.

Las rocas carbonatadas son las más versátiles en cuanto a su comportamiento con respecto a las acumulaciones de hidrocarburos, donde algunas han funcionado en el pasado como rocas madre y otras en la actualidad encierran yacimientos importantes. A menudo se tratan de calizas más o menos arcillosas, de margas y en ocasiones de calizas finas compactas; aunque

estas últimas pueden constituir buenos sellos siendo por lo general poco plásticas y sujetas a fracturación. Estas rocas sello se relacionan en ambientes de cuenca tranquilas; y bajo ciertas condiciones actúan también como cierres.

Las rocas evaporíticas –en particular las anhidritas- son rocas sello comúnmente asociadas a rocas almacén de yacimientos carbonatados o terrígenos, por su textura cristalina compacta y su plasticidad, las evaporitas por lo general ofrecen una impermeabilidad perfecta tanto para el agua como para los hidrocarburos.

- a) **Sal** Los sedimentos salinos cuyos depósitos normalmente estratificados, han sido forzados a fluir lateral y ascendentemente en forma plástica debido a las presiones de la corteza terrestre, ocasionan primero un abombando (domo) para después romper en muchos puntos a los sedimentos que yacen sobre la (diapiros); o a formar conopies, a pesar de su origen, un porcentaje sustancial del petróleo mundial precede de estructuras con núcleo de sal como sello.
- b) **Anhidrita y Yeso.** La primera está invariablemente presente e inmediatamente encima de la sal. Es masiva y puede estar inter-estratificada y contener granos de arena y otras impurezas. La zona del yeso se encuentra sobre la anhidrita cuyo paso durante la perforación es gradual. Siendo el yeso indudablemente el resultado de la hidratación de la anhidrita, presentándose por lo general en forma de selenita como cristales cuando está presente. Si el yeso está ausente, se encontrara la zona de calizas.

Por el tipo de trampas en que se almacenan, los yacimientos se clasifican:

Trampas de tipo estructural: Son aquellas en las que los hidrocarburos se encuentran asociados a pliegues o fallas tales como los anticlinales y los sinclinales (simétricos y asimétricos).

Trampas estratigráficas: Son diversas y dependen exclusivamente del carácter sedimentológicos de las formaciones que las constituyen. Un cambio lateral de arena a lutita constituye una trampa estratigráfica.

Trampas combinadas: Se refiere a las trampas en las que se conjugan aspectos estratigráficos y tectónicos.

Trampas asociadas: A intrusiones ígneas y salinas, en que las intrusiones hacen las funciones de roca sello.

Migración:

Clasificación de Hidrocarburos: La clasificación está basada por la medición de la densidad de los hidrocarburos y en el tipo de materia orgánica que lo generó. Es una escala internacional normalizada por el Instituto del Petróleo de los Estados Unidos comúnmente conocida como densidad o gravedad API de sus siglas en inglés *American Petroleum Institute*. Representa el peso específico o medida de densidad del aceite, y describe que tan pesado o ligero es el petróleo comparándolo con el agua. Si los grados API son mayores a 10, es más ligero que el agua, y por lo tanto flotaría en esta (mientras más grados tenga, más ligero es el aceite). La gravedad API es medida con un instrumento denominado hidrómetro, y también es usada para comparar densidades de fracciones extraídas del petróleo.

De acuerdo a esta medición de gravedad API y de su fluorescencia, el petróleo se clasifica en: aceites extra-pesados (residuales), pesados, medianos, ligeros, superligeros y gas y condensados (gas húmedo y gas seco). (Véase Tabla 3.7).

TIPO DE ACEITE	FLUORESCENCIA	°API	GRAVEDAD ESPECÍFICA	OBSERVACIONES
EXTRA-PESADO	CAFE	< 10°	0.9993-0.9659	-
PESADO	NARANJA	10°- 22.3°	0.9659-0.9042	-
MEDIANO	CREMA-AMARILLO	22.3°-31.1°	0.9042-0.8017	-
LIGERO	VERDE AZUL	31.1°- 39°	0.8017-0.7587	-
SUPERLIGERO	VIOLETA	39°- 55°	>0.7587	VOLATIL
GAS Y CONDENSADO	¿	>55°	¿	MUY VOLATIL

Tabla 3.7 fluorescencia del petróleo o hidrocarburo de acuerdo a su color

La fórmula utilizada para convertir la densidad expresada en gravedad específica en °API es:

$$\text{Gravedad } ^\circ\text{API} = \frac{141.5}{\text{Gravedad Específica a } 60^\circ \text{ F}} - 131.5$$