



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

“TRAMPAS ESTRATIGRÁFICAS”

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO PETROLERO

P R E S E N T A :

PABLO JAVIER CABRERA RUÍZ

DIRECTOR DE TESIS:

ING. JAVIER ARELLANO GIL



MÉXICO, D.F.

ENERO, 2008.

Agradecimientos

Quiero agradecer en primer lugar a Dios el todo poderoso por brindarme la oportunidad de realizar mi sueño, por permitirme seguir disfrutando de esta vida que es maravillosa que trae consigo misma retos y oportunidades que gracias a el logre vencer.

Quiero agradecer a mi **Madre la Señora Guadalupe Ruíz Reyes** a quien le dedico este trabajo y es un pilar muy importante en mi vida la cual me llena de satisfacciones y que se que siempre me brindará su cariño, amor y amistad en las buenas y en las malas **TE QUIERO MUCHO MAMI.**

Agradezco a mi **Padre el Señor Francisco Javier Cabrera Hernández** por darme la vida, por ser siempre firme y estricto conmigo, a mi **Tío Eduardo Carrasco** por ponerme ejemplos que me ayudaron a sobresalir en el trayecto de mi carrera.

Quiero agradecer a mis Abuelitas, Leonarda Reyes y Trinidad Hernández †, a mis Tíos, a mis Primos, Amigos y especialmente a mi novia la Srta. Mariana Lozano por apoyarme y darme ánimos para continuar en este camino que es difícil.

Agradezco a todos mis compañeros de la carrera por su amistad y a todos los Profesores que contribuyeron en mi formación como profesionista.

A mis sinodales, al Ing. Javier Arellano Gil por dedicarme tiempo para realizar este trabajo.

Agradezco ampliamente a mi alma Mater la Universidad Nacional Autónoma de México y especialmente a la Facultad de Ingeniería.

INDICE

Capítulo 1

Tipos de Trampas Petroleras	1
1.1 Antecedentes.....	1
1.2 Partes de una Trampa Petrolera.....	1
1.3 Distribución de los fluidos en el Yacimiento.....	4
✓ Mojabilidad.....	4
✓ Capilaridad.....	5
1.4 Clasificación de Trampas Petroleras.....	11
1.5 Propuestas de Clasificación de Trampas.....	13
✓ Trampas Estructurales.....	14
✓ Trampas por Variación de Permeabilidad.....	14
✓ Trampas Mixtas.....	14
1.6 Definición de los diferentes tipos de Trampas Petroleras.....	14
✓ Trampas Estructurales.....	14
✓ Trampas por Variación de Permeabilidad.....	15
✓ Trampas Mixtas.....	15
✓ Trampas Vacías.....	15

Capítulo 2

Estratigrafía y Trampas Petroleras	16
2.1 Concepto de Estratigrafía.....	16
✓ El estrato.....	19
✓ Origen del límite de Estratos.....	20
✓ Lámina.....	21
✓ Origen de las Láminas.....	21
✓ Superficies de Estratificación.....	22
✓ Tipos de Superficies.....	22
✓ Geometría de los Estratos.....	23
✓ Asociación de los Estratos.....	29
2.2 Principios Fundamentales de la Estratigrafía.....	30
✓ Importancia de los Principios Fundamentales de la Estratigrafía.....	34
2.3 Registro Estratigráfico de los cuerpos de roca.....	35

✓ Unidad Estratigráfica.....	35
✓ Geometría de las Unidades Estratigráficas.....	37
✓ Geometría de las Unidades Estratigráficas deducida a partir de la información del subsuelo.....	41
✓ Jerarquía de las Unidades Litoestratigráficas.....	46
✓ Continuidad lateral y terminación de las unidades litoestratigráficas.....	50
✓ Unidades Litodémicas.....	51
✓ Unidades de Magnetopolaridad.....	52
✓ Unidades Bioestratigráficas.....	53
✓ Categorías estratigráficas que expresan o que se relacionan con la edad geológica.....	56
✓ Unidades Aloestratigráficas.....	58
2.4 El Tiempo Geológico.....	58
✓ Importancia del Tiempo Geológico.....	60
✓ Edad Radiométrica.....	61
2.5 Los Fósiles y la Estratigrafía.....	62
✓ Fósil y Fosilización.....	63
✓ Micropaleontología.....	64
✓ El rol de la Micropaleontología en la Exploración de Hidrocarburos.....	65
✓ Uso de los Fósiles en la Exploración Petrolera.....	81
2.6 Concordancias y Discordancias.....	83
✓ Relaciones verticales entre los cuerpos de la roca.....	83
✓ Concordancia (Continuidad).....	84
✓ Discontinuidad o Discordancia.....	86
✓ Laguna estratigráfica, hiato y vacío erosional.....	86
✓ Discordancias (Discontinuidades) sin paralelismo.....	88
✓ Criterios estratigráficos sedimentológicos para identificar Paraconformidades.....	89
✓ Discordancias (Discontinuidades) sin paralelismo.....	93
2.7 Cuencas Sedimentarias.....	96
✓ Clasificación de las cuencas Sedimentarias.....	98
2.8 Correlación Estratigráfica.....	101
✓ Otras formas de Correlación.....	104
2.9 Estratigrafía Sísmica.....	105
2.10 Estratigrafía de Secuencias.....	114
2.11 Ciclos de Variación del nivel del Mar.....	122

✓ Transgresiones y Regresiones.....	122
-------------------------------------	-----

Capítulo 3

Trampas Estratigráficas origen, desarrollo y propiedades.....	133
3.1 Generalidades.....	133
3.2 Trampas por Variación de Permeabilidad.....	133
3.3 Trampas Estratigráficas.....	134
✓ Trampas Estratigráficas Primarias.....	134
✓ Trampas Estratigráficas Secundarias.....	145
3.4 Otros tipos de Trampas por Variación de Permeabilidad.....	147
✓ Trampas por Disolución.....	147
✓ Trampas por Dolomitización.....	148
✓ Trampas por Truncamiento.....	152
3.5 Trampas Mixtas.....	153

Capítulo 4

Ejemplos de Trampas Estratigráficas en México.....	156
4.1 Cuenca de Chicontepec.....	156
✓ Metodología empleada para realizar el descubrimiento.....	157
✓ Estructura Geológica.....	158
✓ Estratigrafía.....	158
✓ Trampa.....	161
✓ Roca Generadora.....	162
✓ Sello.....	162
✓ Yacimiento.....	162
4.2 Campo Poza Rica.....	163
✓ Metodología empleada para realizar el descubrimiento.....	164
✓ Estructura Geológica.....	164
✓ Estratigrafía.....	165
✓ Trampa.....	167
✓ Roca Generadora.....	167
✓ Sello.....	167
✓ Yacimiento.....	167
4.3 Campo Utan.....	168
✓ Metodología empleada para realizar el descubrimiento.....	168

✓ Estructura Geológica.....	169
✓ Estratigrafía.....	169
✓ Potencial Adicional.....	172
4.4 Campo Coyotes.....	174
✓ Metodología empleada para realizar el descubrimiento.....	174
✓ Estructura Geológica.....	175
✓ Estratigrafía.....	176
✓ Modelo Petrofísico.....	179
4.5 Campo Yaxché.....	180
✓ Estructura Geológica.....	181
✓ Estratigrafía.....	182
✓ Trampa.....	182
✓ Roca Generadora.....	182
✓ Sello.....	182
✓ Yacimiento.....	182
✓ Reservas.....	182
4.6 Campo Mareógrafo.....	183
✓ Estructura Geológica.....	183
✓ Estratigrafía.....	184
✓ Trampa.....	184
✓ Roca Generadora.....	184
✓ Sello.....	185
✓ Yacimiento.....	185
✓ Reservas.....	185

Capítulo 5

La Perforación en Trampas Estratigráficas.....	187
5.1 Antecedentes.....	187
5.2 Perforación Direccional.....	187
✓ Razones para perforar un pozo direccional.....	188
✓ Definiciones y Conceptos Básicos	190
5.3 Perforación Horizontal en la Faja de Oro Marina.....	203
5.4 Perforación Horizontal en el Campo Rancho Nuevo.....	209
Conclusiones.....	212

Recomendaciones	213
Bibliografía	214

RESUMEN

Las Trampas por Variación de Permeabilidad son receptáculos naturales que se encuentran en la corteza terrestre que tienen mucha importancia en la industria petrolera por los grandes volúmenes de gas y/o aceite que contienen, es por eso que se analizan y describen en este trabajo; se mencionan las clasificaciones publicadas por varios autores y se documenta su formación, evolución y como se desarrolla para la producción óptima de los hidrocarburos. En las cuencas petroleras de México, este tipo de trampas juega un papel muy importante, por lo que todos los que estudian y laboran en el área petrolera deben estar bien documentados. Este trabajo aporta información valiosa, actualizada y en español de lo más relevante de las trampas por variación de permeabilidad, particularmente a lo que se refiere a las Trampas Estratigráficas.

En el Capítulo 1 se desarrolla todo lo relacionado a la clasificación de Trampas Petroleras (estructurales y de variación por permeabilidad) mencionando las partes que las componen, la distribución de los fluidos en el yacimiento. Se definen también conceptos como los de mojabilidad, presión capilar; se presentan las ecuaciones de cálculo y métodos más utilizados en el laboratorio para estimarla. Se indican las principales clasificaciones de Trampas Petroleras realizadas por varios autores y en este trabajo se propone una clasificación de Trampas dando una breve definición de las mismas.

En el Capítulo 2 se desarrolla el marco teórico de la Estratigrafía presentando definiciones que sustentan el origen, desarrollo y propiedades para un estudio detallado de las Trampas Estratigráficas. La Estratigrafía tiene propósitos que se agrupan en ocho objetivos que implican los conocimientos básicos y aplicados, ya que en ellos se describen las superficies, geometrías y asociaciones que puedan tener las rocas estratificadas, se describen los Principios Fundamentales de la Estratigrafía; cabe mencionar que estos principios tienen una gran importancia tanto para la exploración petrolera como la explotación de los hidrocarburos. Los registros Estratigráficos de los cuerpos de rocas se pueden estudiar con base en sus características físicas, químicas, petrofísicas, paleontológicas y geométricas, en unidades estratigráficas las cuales pueden contener petróleo en caso de los plays. Las unidades litoestratigráficas tienen un tipo de roca específico y pueden tener diferentes geometrías que también pueden ser determinadas por información obtenida del subsuelo y por métodos geológicos y geofísicos; por su parte, las unidades Litodémicas son rocas que se componen de intrusiones o deformaciones, las unidades de Magnetopolaridad se identifican por su polaridad magnética remanente debido a que toda la unidad presenta la misma polaridad. Las unidades Bioestratigráficas se componen y caracterizan por su contenido fósil y son muy importantes para realizar correlaciones locales o regionales porque proporcionan los medios para definir y reconocer unidades de roca basadas en el contenido fósil y en la cantidad y calidad de la materia orgánica. Los fósiles son restos de organismos vegetales o animales que vivieron en el pasado y que se han conservado, la fosilización es una serie de transformaciones químicas que reemplazan los compuestos orgánicos; cuando la materia orgánica se conserva (fósil geoquímico), este se puede convertir en hidrocarburos. El Tiempo Geológico es un concepto muy necesario porque permite saber el proceso evolutivo y los acontecimientos que han ocurrido en nuestro planeta desde que se formó. Las relaciones verticales entre los límites de los cuerpos sedimentarios sucesivos se pueden estudiar en un solo punto de observación, las cuales se pueden interpretar de dos formas Concordantes y Discordantes. La correlación estratigráfica sirve para establecer la correspondencia entre partes geográficamente separadas de una unidad geológica, se utiliza para comparar dos o más secciones estratigráficas, a partir de alguna propiedad definida. Por otro lado, una cuenca sedimentaria es una forma negativa del relieve

representado por una secuencia de rocas sedimentarias. Con la estratigrafía sísmica se realiza la interpretación estratigráfica a partir de los datos obtenidos de los perfiles de la sísmica de reflexión, normalmente coordinados con los datos de registros geofísicos de pozos, por otro lado, la Estratigrafía Secuencial estudia los paquetes de estratos separados por discordancias, denominados secuencias deposicionales dentro de un ciclo del nivel relativo del mar. Los ciclos de variación del mar se refieren solamente a la relación entre la velocidad de subsidencia del fondo marino y el aporte sedimentario y no son necesariamente equivalentes a un levantamiento o descenso del nivel del mar. Todos estos elementos son necesarios para conocer integralmente a las Trampas por Variación de Permeabilidad susceptibles de contener hidrocarburos con rendimiento económico.

En el Capítulo 3 se describen el origen, desarrollo de las Trampas por Variación de Permeabilidad; se trata con mayor rigor a las Trampas Estratigráficas que son divididas en primarias y secundarias. Las Trampas Estratigráficas Primarias son el resultado directo del ambiente deposicional de la roca del yacimiento y de las condiciones bajo las cuales ocurrió el depósito sedimentario, su geometría, su forma así como su porosidad es básicamente el resultado de procesos de sedimentación primarios; por otro lado, las Trampas Estratigráficas Secundarias se forman por fenómenos posteriores a la sedimentación. De la misma forma se desarrollan otro tipo de Trampas por Variación de Permeabilidad menos comunes como es el caso de las Trampas por Disolución, Trampas por Dolomitización y Trampas por Truncamiento y Sello, que se caracterizan por tener cambios de porosidad y permeabilidad, solo que no tienen características estratigráficas dominantes. Las Trampas por Disolución se forman a través de una serie de factores climáticos y litológicos en donde intervienen los ambientes sedimentarios de depósito de materiales de carbonatos que son a su vez transformados por procesos químicos, en lo que se refiere a las Trampas por Dolomitización, el aporte de Mg y carbonato de calcio, favorecen que se formen dolomías o que una caliza se dolomitice, esto generalmente ocurre en regiones donde las aguas son más cálidas y someras, particularmente en ambientes de plataforma. En las trampas por Truncamiento y Sello se encuentran acumulados grandes volúmenes de hidrocarburos en climas fríos, la historia natural de las acumulaciones es el rápido plegamiento, inclinación y erosión, el cierre o taponamiento de los bordes es por material impermeable que generalmente coincide con hidrocarburos pesados. Aunque las Trampas Mixtas no están clasificadas dentro de las Trampas por Variación de Permeabilidad también se desarrollan de manera breve ya que este tipo de trampas contiene elementos de variación de permeabilidad y estructurales.

En el Capítulo 4 se mencionan ejemplos de Trampas Estratigráficas de México tales como la Cuenca de Chicontepec, Campo Poza Rica, Campo Utan, Campo Coyotes y nuevos descubrimientos realizados por PEP como el Campo Yaxché y el Campo Mareógrafo; en ellos se describe el sistema petrolero y se indican los elementos de metodología de descubrimiento, estructura geológica, roca generadora y sello, estratigrafía, trampa, características petrofísicas y algunos datos estadísticos.

En el Capítulo 5 trata lo referente a La Perforación en Trampas Estratigráficas y describe a la Perforación Direccional como una herramienta efectiva para lograr mejores resultados en el desarrollo de campos; se describen conceptos básicos como profundidades vertical y desarrollada, inclinación, dirección del pozo, norte verdadero, interferencia magnética, herramientas de medición (MWD), motores de fondo, tipos de trayectorias, etc., se indican ejemplos de casos de perforación de pozos direccionales en la Faja de Oro Marina y en el Estado de Veracruz en el campo Rancho Nuevo.

INTRODUCCIÓN

La existencia de petróleo en una cuenca sedimentaria está condicionada por una serie de factores geológicos que corresponden con aspectos sedimentológicos, estratigráficos, estructurales, geoquímicas, etc. que si son favorables originan que se formen acumulaciones de aceite y/o gas que se encuentran en diferentes tipos de trampas; la acumulación de hidrocarburos con volúmenes explotables, están asociados también a la capacidad de migración de los hidrocarburos, que en muchos casos quedan almacenados en trampas petroleras que se forman por variación de permeabilidad.

Una trampa petrolera es una característica geológica que permite que el aceite y/o gas se acumule y conserve de manera natural durante un cierto periodo de tiempo, la trampa está cerrada de forma natural en la corteza terrestre y se compone de rocas almacenadoras y sello. Las Trampas Petroleras más importantes son las Estructurales y Estratigráficas, de acuerdo a esto las Trampas Estructurales almacenan volúmenes considerables de hidrocarburos y se pueden originar por la deformación total o parcial de la roca almacén debido a un plegamiento, fallamiento o ambos, y pueden haberse formado en uno o varios episodios de deformación. Por otro lado, las Trampas por Variación de Permeabilidad representan en la actualidad una importancia imprescindible para la industria petrolera porque almacenan una gran reserva de hidrocarburos y estas pueden ser originadas total o parcialmente por variaciones de carácter sedimentológico de la roca almacén; sus características principales son los cambios de facies, distribución irregular de las partículas minerales o solución diagenética y cementación; o bien se pueden deber a causas secundarias como fracturamiento, disolución, cementación o se pueden asociar con superficies de erosión o truncamiento y traslape en las discordancias angulares, progresivas y basales (paleogeomorficas).

Es importante que los estudiantes de Ingeniería Petrolera y Profesionistas en Geociencias que se desarrollan en la exploración y explotación de fluidos conozcan el origen de las trampas por variación de permeabilidad, particularmente las estratigráficas debido a esto es necesario analizar y comprender el marco teórico que permite conocer todas sus características. La Estratigrafía es una ciencia geológica que explica la sucesión y relaciones cronológicas originales de los estratos, su forma, distribución, composición litológica, contenido fósil, propiedades y atributos de las rocas estratificadas, de la interpretación de su ambiente de formación o modo de origen y de su historia geológica; con este conocimiento se puede explotar más eficientemente un yacimiento petrolero.

Para comenzar, en el presente trabajo se desarrolla de manera detallada lo más relevante de las Trampas por Variación de Permeabilidad, iniciando con las clasificaciones publicadas por varios autores, describiendo las definiciones de Estratigrafía que se utilizan para caracterizar, posteriormente se desarrollan ejemplos de México describiendo su origen, desarrollo, propiedades y por último se trata lo referente a la importancia de la Perforación Direccional en Trampas Estratigráficas.

CAPITULO 1

Tipos de Trampas Petroleras

1.1 Antecedentes

Dentro del sistema petrolero, la etapa que termina con la formación de un yacimiento de petróleo o gas es el atrapamiento de los hidrocarburos con la creación de una acumulación natural de tamaño explotable. La primera condición indispensable es que exista, una roca generadora y una roca almacén, el segundo requisito es que la roca almacenadora este cubierta por rocas sello para que los hidrocarburos queden atrapados. Un yacimiento de petróleo se encuentra siempre en una trampa, donde se tiene un gran volumen de roca almacén completamente rodeada por encima de cierto nivel por una roca impermeable.

Una trampa petrolera es cualquier anomalía geológica, cuyo origen puede ser tectónico (pliegue, anticlinal, domo, flexión, falla etc.), estratigráfico (acuñamiento, canal, arrecife, etc.) o litológico (cambio de permeabilidad), que tiene un volumen importante de roca almacén, donde en sus límites la permeabilidad desaparece y la porosidad no necesariamente; en general presentan una forma cóncava hacia la base y se forman por cualquier proceso geológico donde el aceite y/o gas se almacenan de manera natural, (Levorsen, 1956).

La roca almacén es el recipiente natural, por lo general, es mucho más extensa que el yacimiento de hidrocarburos que sea fijado por la trampa. Las condiciones para que una roca sea roca almacén son simples:

- Debe poseer espacios suficientes para almacenar un considerable volumen de hidrocarburos y,
- Las condiciones de almacenaje deben ser tales que ceda fácilmente el petróleo o gas contenido.

Las rocas sello son aquellas secuencias que por su baja permeabilidad o por contener poros de tamaño subcapilar, no permite el paso del petróleo, sirviendo como cierre a su migración o desplazamiento. Para que una roca sello sea considerada desde el punto de vista práctico, como impermeable, esta no debe poseer fracturas interconectadas, como ocurre frecuentemente con las lutitas o las rocas evaporíticas.

La roca generadora indispensable para que exista un yacimiento son aquellas secuencias en las que los hidrocarburos se forman bajo las condiciones de presión y temperatura adecuadas (ventana de generación), a esta roca también se le puede llamar roca madre, y en general presentan un porcentaje del 1 al 5% de carbono orgánico total, el resto corresponde con la materia mineral.

1.2 Partes de una trampa petrolera

Una trampa petrolera tienen características geológicas distintivas; cada una de ellas tiene una determinada forma, tamaño, geometría, cierre y área de drene.

Cierre: es la longitud vertical máxima en la que los hidrocarburos pueden acumularse en la trampa. El cierre de cualquier trampa puede medirse de forma precisa; también es posible conocer otros factores independientes (geometría, espesor, calidad del almacén, saturación de fluidos, presión, etc.), parámetros que son utilizados en el cálculo del volumen total de hidrocarburos en el yacimiento.

Tipos de Trampas Petroleras

En el caso de las trampas estructurales, estos tienen un cierre estructural, independiente de la presencia de aceite o gas en el yacimiento, y un cierre práctico, llamado también altura de aceite o de gas, correspondiente al volumen realmente impregnado por los hidrocarburos.

El cierre estructural, se define sobre el mapa estructural que caracteriza a la trampa (mapa de contornos estructurales). El cierre estructural es igual al desnivel entre el punto más alto de la trampa, su techo, y la isolínea (línea en un mapa que unen puntos de un mismo valor de alturas) más baja que se cierra alrededor de él en este caso el cierre estructural como se indica en la figura 1.1 es igual a F_s .

El cierre práctico es el que se utiliza directamente en el cálculo de las reservas, es igual al desnivel entre el techo del almacén y la superficie de separación agua-aceite o agua-gas, en la Fig. 1.1; el cierre práctico está indicado en la figura por F_p , corresponde a la altura máxima de la zona impregnada, susceptible de ser atravesada por un sondeo implantado en el techo de la trampa, suponiendo que el almacén sea ilimitado hacia la base. Salvo en ciertos casos excepcionales de yacimientos en régimen hidrodinámico activo, donde las superficies de contacto están inclinadas. el cierre práctico es como máximo, igual al cierre estructural.

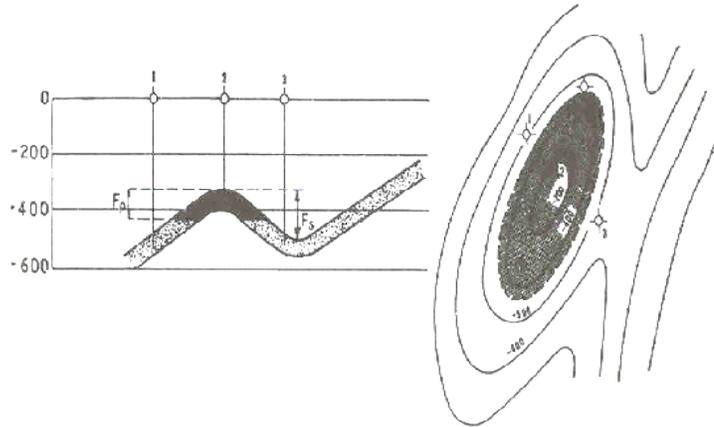


Fig. 1.1 Cierre Estructural de una Trampa Petrolera

Las figura 1.2 muestra el cierre definido para el caso de una falla normal, condición que puede ser extendida a diferentes tipos de trampas, si las isolíneas se consideran como cerradas sobre sí mismas aunque se encuentren cortadas por algún accidente tectónico (falla) o estratigráfico (acuñamiento del almacén), o una discordancia angular (Figura 1.3)

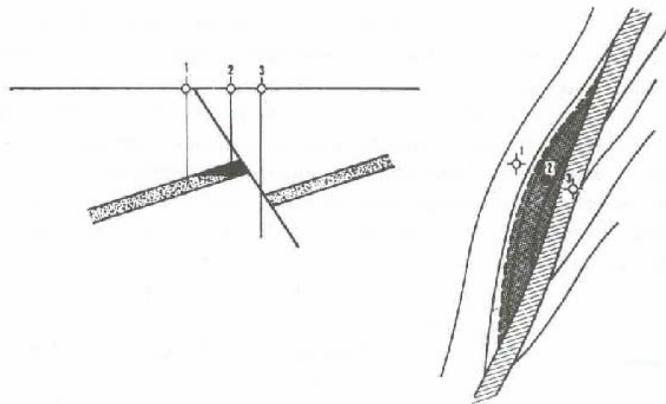


Fig. 1.2 Cierre Estructural por falla

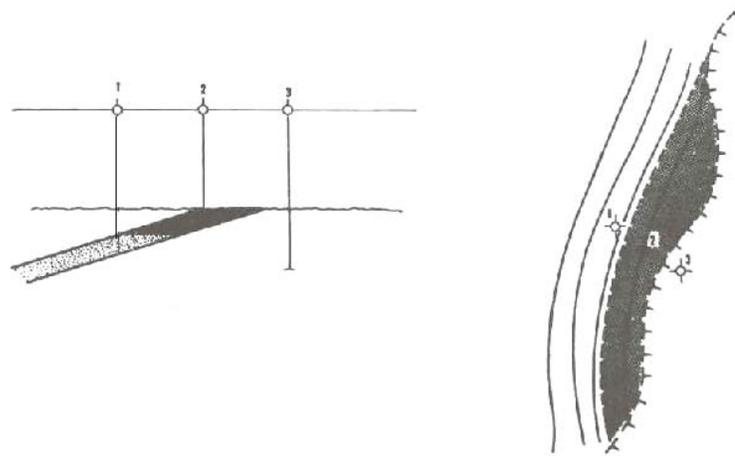


Fig. 1.3 Cierre Estructural por acuñaamiento de almacén.

El conocimiento del valor del cierre estructural (Figura 1.4), permite antes de la perforación valorar el volumen máximo del fluido, que puede ser almacenado en la trampa, y llegado el caso, elegir el sitio para realizar el primer pozo exploratorio.

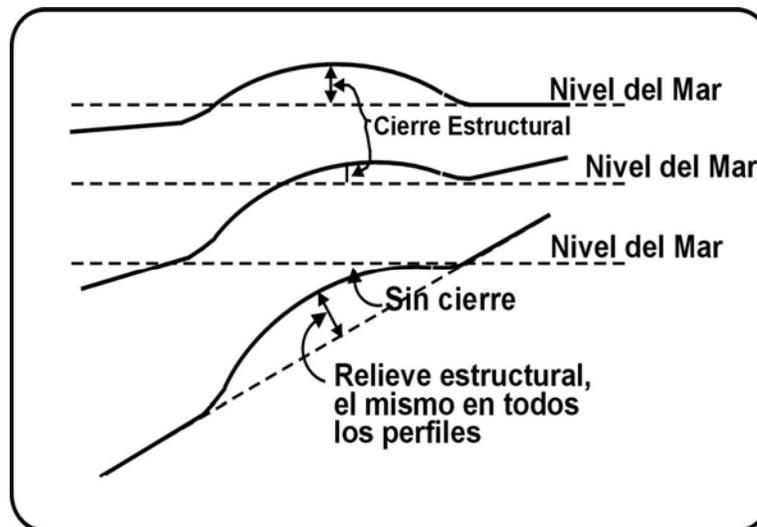


Fig. 1.4 Diferentes medidas del cierre estructural en trampas por plegamiento.

Forma: Es la apariencia externa de un yacimiento, condición asociada directamente al tipo de trampa y al tipo de secuencia sedimentaria.

Tamaño: Magnitud (longitud y ancho) de un yacimiento, tan grande o tan pequeño como otro yacimiento con el que se puede comparar.

Geometría: Propiedades y relaciones formales de los yacimientos en el plano y en el espacio, actualmente también se proponen los espacios que son muy abstractos, lo que pone a la geometría en íntima relación con otras ramas de las matemáticas, como el cálculo vectorial que permite establecer la geometría de cualquier superficie como la que se tiene en el contacto entre las rocas almacenadoras y las rocas sello.

Área de drene: Aunque en general el área de drene de un pozo no es circular o elíptico, para algunos estudios se suponen que son de esas formas, como una aproximación. Al radio de está

área se le conoce como radio de drene; la presión correspondiente a r_e es precisamente P_e , que es la presión que se alcanza en un pozo después de un tiempo de cierre suficientemente grande.

1.3 Distribución de los fluidos en el Yacimiento.

Mojabilidad.

La mojabilidad es una propiedad de superficie en un sistema sólido – fluidos que indica la afinidad relativa entre el sólido y los fluidos que están en contacto con él; es la habilidad que tiene un líquido para extenderse sobre la superficie de un sólido.

La mojabilidad en un sistema roca – fluidos se puede expresar en términos de el ángulo que la interfase hace con el sólido o sea el ángulo de contacto θ (Figura 1.5).

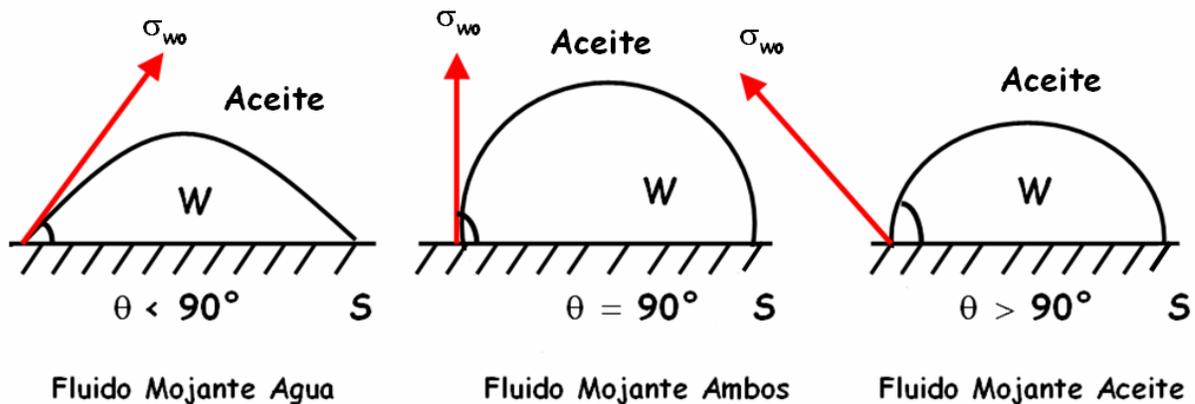


Fig. 1.5 La figura muestra la clasificación del fluido mojante en función del ángulo θ .

En el sistema roca – fluidos de un yacimiento cualquiera, el sólido puede ser denominado, de acuerdo con su afinidad con algunos de los fluidos, como:

- Hidrofobito u Oleofobico: si es preferentemente mojado por el agua y por lo tanto rechaza al aceite.
- Oleofobico u Hidrofobito: si es preferentemente mojado por aceite y por lo tanto rechaza al agua.

Dentro de los yacimientos petroleros podemos encontrar cuatro tipos de mojabilidad que a continuación se describen:

- Neutral: es cuando la roca no tiene preferencia por alguno de los fluidos saturantes.
- Homogénea: es cuando la roca tiene afinidad o preferencia, uniformemente en todo el yacimiento por alguno de los fluidos saturantes.
- Fraccional o Heterogénea: en este tipo no existe mojabilidad homogénea en el yacimiento, esto significa que existen áreas mojadas por agua y áreas mojadas por aceite.
- Mezclada: es un tipo especial de mojabilidad fraccional y se tiene cuando las superficies mojadas por aceite corresponden a los poros más grandes y las superficies mojadas por agua corresponden a los poros más pequeños.

Aplicaciones Principales.

- Una aplicación es determinar la distribución de los fluidos contenidos en espacio poroso y ubicar los contactos agua – aceite y gas – aceite para optimizar la explotación de los hidrocarburos.
- Otra aplicación es determinar las características del flujo de los fluidos y la capacidad de corriente eléctrica dentro del espacio poroso.
- La determinación de parámetros de caracterización como la saturación de fluidos, permeabilidad, porosidad de la formación productora y si se tiene algún proyecto de recuperación secundaria o mejorada el conocimiento de la mojabilidad es vital para recuperar el máximo volumen de aceite.

En la tabla 1 se observa las propiedades de flujo de los fluidos en medio poroso donde se indica la preferencia en mojabilidad en un yacimiento petrolero.

Propiedad	Mojado por Agua	Mojado por Aceite
S_w	Generalmente mayor a 20 – 25 %	Generalmente menor a 15%, frecuentemente menor a 10%
Saturación de Agua a la que $k_{rw} = k_{ro}$	Mayor a 50%	Menor a 50%
k_{rw} a la máxima saturación de agua	Generalmente menor a 0.3	Mayor de 0.5 y aproximándose a 1

Tabla 1 Preferencias por mojabilidad.

Capilaridad.

La capilaridad es un fenómeno que se presenta en materiales conteniendo espacios muy pequeños (por ejemplo tubos capilares, poros, etc.) debido a fuerzas de superficie (tensiones superficiales, fuerzas de adhesión, mojabilidad, etc.) que se generan cuando se ponen en contacto con los fluidos.

Presión Capilar (P_c).

La presión capilar es la diferencia de las presiones existentes en ambos lados inmediatos a la interfase curva que se forma entre dos fluidos no miscibles que saturan en el espacio capilar (por ejemplo el espacio poroso de una roca), siendo uno de ellos el fluido mojante (Figura 1.6).

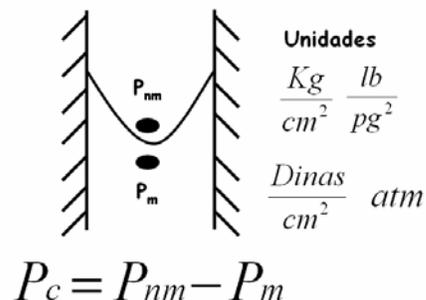


Fig. 1.6 Diagrama que define la presión capilar entre fluidos no miscibles.

La presión capilar se puede determinar por tres métodos más utilizados en el laboratorio y que a continuación se describen brevemente:

Método de la Membrana.

El método de la membrana es de desplazamiento restringido de un fluido mojante que satura una muestra de roca por medio de la inyección, a varios valores de presión, de un fluido no mojante.

Método de la Centrífuga.

El desplazamiento es libre del fluido mojante que satura una muestra de roca por efecto de fuerzas centrífugas de varios valores a las que se somete la muestra en sistemas agua – aire y agua – aceite.

Inyección de Mercurio.

La inyección de Hg, se hace sin desplazamiento de fluidos, proponiendo varios valores de presión, en una muestra de roca saturada con un fluido mojante en sistemas aire – mercurio y vacío – mercurio.

La mayor presión que existe en la fase no mojante, inmediata a la interfase, es mayor que la presión en la fase mojante, también inmediata a la interfase, quedando expresado en la ecuación que a continuación se muestra.

$$P_c = P_{f_{nm}} - P_{f_m} \dots\dots\dots(1)$$

En los yacimientos petroleros, generalmente el fluido mojante es el agua, por lo que la P_c para un yacimiento bajosaturado es:

$$(P_c)_w^o = P_o - P_w \dots\dots\dots(2)$$

$$(P_c)_w^g = P_g - P_w \dots\dots\dots(3)$$

Donde los subíndices o, g y w indican aceite, gas y agua respectivamente.

Ecuaciones relacionadas a la presión capilar.

a) Considere que se introduce el extremo de un tubo capilar de vidrio en un recipiente con agua, como el que se muestra en la figura 1.7. Debido a que el agua es el fluido mojante, se eleva el nivel de éste y dentro del tubo hasta una altura h se forma una interfase curva, por lo que la presión capilar es:

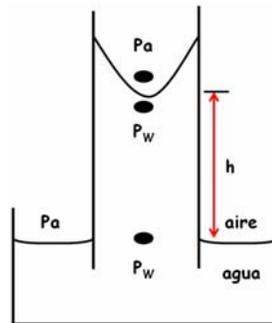


Fig. 1.7 Tubo capilar introducido en un recipiente con agua.

$$P_c = P_a - P_w$$

Despreciando el peso de la columna h de aire y considerando el peso de la columna de agua h_w , se tiene:

$$P_w = P_w' - \rho_w gh$$

Pero $P_w' = P_a$, por lo que sustituyendo P_w' en la ecuación anterior queda:

$$P_w = P_a - \rho_w gh$$

Sustituyendo la P_w en la ecuación $P_c = P_a - P_w$ y simplificando:

$$(P_c)_w = \rho_w gh \dots\dots\dots(4)$$

Donde:

- P_c es la presión capilar $\frac{dinas}{cm^2}$
- ρ_w es la densidad del agua $\frac{gr}{cm^3}$
- g es la aceleración de la gravedad $\frac{cm}{seg^2}$
- h es la altura a la que llega el agua en el tubo cm

Si el sistema es sólido – aceite – agua, la ecuación queda:

$$(P_c)_w = (\rho_w - \rho_o)gh \dots\dots\dots(5)$$

Siendo ρ_o la densidad del aceite.

De forma general:

$$P_c = \Delta\rho gh \dots\dots\dots(6)$$

b) Considere nuevamente el sistema sólido – agua – aire del caso a), representado por la figura 1.7. El agua (fluido mojante) se elevará dentro del tubo capilar debido a las fuerzas de atracción (tensión de adhesión) que se genera en el sólido y el agua. El nivel del agua se elevará hasta que la tensión de adhesión (fuerza ascendente) sea equilibrada por el peso del agua dentro del tubo (fuerza descendente), tal y como se observa en la figura 1.8.

Por lo que las ecuaciones de las Fuerzas quedan de la siguiente manera:

Fuerza ascendente: $F_a = 2\pi r A_T$

Fuerza descendente: $F_d = \pi r^2 h \rho_w g$

Igualando estas fuerzas y despejando h:

$$h = \frac{2A_T}{rg\rho_w} \dots\dots\dots(7)$$

Donde:

A_T es la tensión de adhesión $\frac{dinas}{cm}$

r es el radio del tubo capilar cm

Sustituyendo la ecuación (7) en la ecuación (4) y simplificando:

$$(P_c)_w = \frac{2A_T}{r} \dots\dots\dots(8)$$

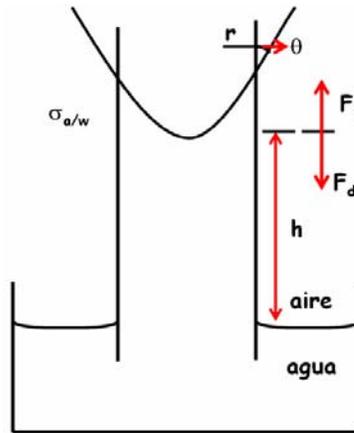


Fig. 1.8 Tubo capilar introducido en un recipiente; el agua se elevará hasta ser equilibrada por su peso.

$$\text{Por otro lado } A_T = \sigma_{\frac{a}{w}} \cos \theta_{\frac{a}{w}} \dots\dots\dots(9)$$

Donde:

$\sigma_{a/w}$ es la tensión superficial aire – agua $\frac{dinas}{cm}$

$\cos \theta_{a/w}$ es el coseno del ángulo de contacto

Sustituyendo ecuación (9) en ecuación (8) y generalizando:

$$P_c = \frac{2\sigma \cos \theta}{r} \dots\dots\dots(10)$$

Conversión de datos de presión capilar de condiciones de laboratorio a condiciones de yacimiento.

Las pruebas de presión capilar se efectúan en muestras de roca utilizando las siguientes combinaciones de fluidos, gas – agua, aceite – agua o mercurio – gas. Estos sistemas roca – fluidos, por lo regular, no representan los sistemas que existen en los yacimientos; además, normalmente las pruebas de presión capilar se realizan a condiciones de presión y temperatura muy diferentes a las del subsuelo, por lo que se tienen que efectuar las conversiones necesarias.

Considérense que en laboratorio se llevaron a cabo pruebas de presión capilar en muestras de roca de un yacimiento utilizando un sistema de fluidos gas – agua. El yacimiento es bajo saturado, por lo que el sistema de fluidos es aceite – agua. Tanto el yacimiento como en el laboratorio el fluido mojante es el agua.

Partiendo de la ecuación (10), la ecuación para el sistema gas – agua del laboratorio es (L):

$$\left(P_{c \frac{g}{w}} \right)_L = \frac{2 \left(\sigma_{\frac{g}{w}} \right)_L \left(\cos \theta_{\frac{g}{w}} \right)_L}{r_L}$$

Para el sistema aceite – agua del yacimiento (Y)

$$\left(P_{c \frac{o}{w}} \right)_Y = \frac{2 \left(\sigma_{\frac{o}{w}} \right)_Y \left(\cos \theta_{\frac{o}{w}} \right)_Y}{r_Y}$$

Se considera que tanto en el laboratorio como en el yacimiento se tiene:

- El mismo capilar, esto es $r_L = r_Y$
- Completa mojabilidad del agua, o sea $\theta_L = \theta_Y = 0^\circ$ y por tanto $\cos \theta = 1$

Sustituyendo estas consideraciones en las dos ecuaciones anteriores y simplificando la ecuación queda:

$$\left(P_{c \frac{o}{w}} \right)_Y = \frac{\left(\sigma_{\frac{o}{w}} \right)_Y}{\left(\sigma_{\frac{g}{w}} \right)_L} \left(P_{c \frac{g}{w}} \right)_L \dots\dots\dots(11)$$

Por medio de la ecuación (11) se convierten los datos de presión capilar, de condiciones de laboratorio a condiciones de yacimiento.

Es muy común utilizar el sistema mercurio – gas en el laboratorio por ser rápido proceso de análisis. En este caso es necesario establecer, para la formación en estudio, un factor de proporcionalidad (f), con el que se pasa del sistema mercurio – gas al sistema gas – agua, también a condiciones de laboratorio. Esto se logra realizando en la misma muestra de roca pruebas de presión capilar para los dos sistemas de fluidos mencionados, llevando a cabo primero las pruebas para el sistema gas – agua y posteriormente para el mercurio – gas.

Se relacionan los datos obtenidos y se obtiene el factor de proporcionalidad (f) con la siguiente ecuación:

$$f = \frac{\left(P_{c \frac{Hg}{g}} \right)_L}{\left(P_{c \frac{g}{w}} \right)_L}, \text{ por lo tanto}$$

$$\left(P_{\frac{c \cdot g}{w}} \right)_L = \frac{\left(P_{\frac{c \cdot Hg}{g}} \right)_L}{f}$$

Sustituyendo en la ecuación (11), se tiene:

$$\left(P_{\frac{c \cdot o}{w}} \right)_Y = \frac{\left(\sigma_{\frac{o}{w}} \right)_Y \left(P_{\frac{c \cdot Hg}{g}} \right)_L}{\left(\sigma_{\frac{g}{w}} \right)_L f} \dots\dots\dots(12)$$

Con la ecuación (12) se convierten los datos de presión capilar, del sistema mercurio – gas a condiciones de laboratorio al sistema aceite – agua a condiciones de yacimiento.

Obtención de las curvas de altura sobre el contacto de los fluidos (h) contra saturación de agua en el yacimiento.

Partiendo de la ecuación (5) y considerando condiciones de yacimiento:

$$\left(P_{\frac{c \cdot o}{w}} \right)_Y = (\rho_w - \rho_o)_Y g(h)_Y$$

Despejando (h)_Y y sustituyendo $\left(P_{\frac{c \cdot o}{w}} \right)_Y$ por la ecuación (12), queda:

$$(h)_Y = \frac{\left(\sigma_{\frac{o}{w}} \right)_Y \left(P_{\frac{c \cdot Hg}{g}} \right)_L}{\left(\sigma_{\frac{g}{w}} \right)_L f (\rho_w - \rho_o)_Y g} \dots\dots\dots(13)$$

En la ecuación (13) las variables tienen las siguientes unidades:

- (h)_Y en *cm*
- P_c en $\frac{dinas}{cm^2}$
- σ en $\frac{dinas}{cm}$
- ρ_w, ρ_o en $\frac{gr}{cm^3}$
- g en $\frac{cm}{seg^2}$
- f adimensional

Con la ecuación (13) se obtiene la distribución vertical de los fluidos (Figura 1.9) en un yacimiento, a partir de pruebas de presión capilar realizadas en laboratorio. Para cada porosidad o permeabilidad se obtiene una curva h vs. S_w , por lo que para un yacimiento heterogéneo se prepara un juego de curvas.

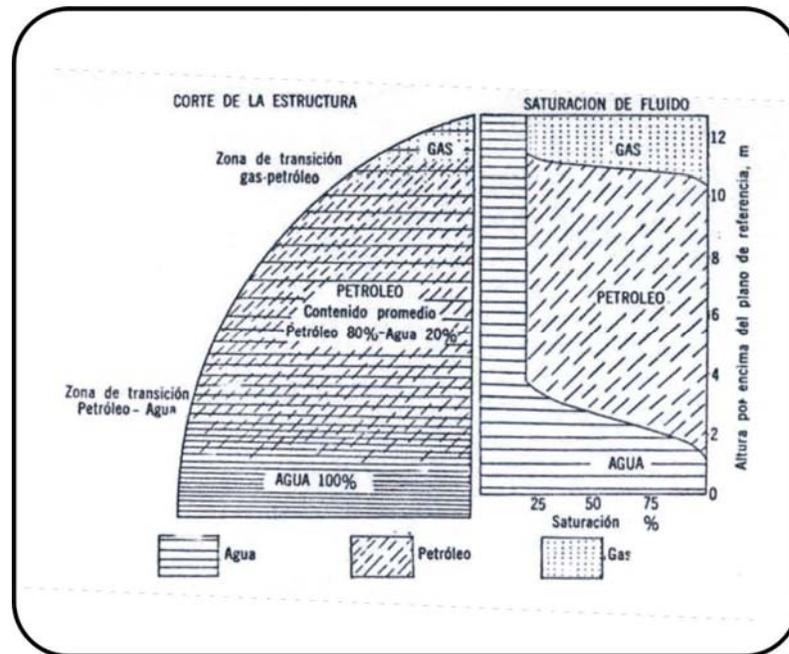


Fig. 1.9 La figura muestra la distribución de los fluidos en un yacimiento petrolero.

1.4 Clasificación de Trampas Petroleras

Como se indicó antes, uno de los elementos esenciales para que exista un yacimiento petrolero es la roca almacén, las que deben tener espacios porosos conectados capaces de contener y permitir el paso de los fluidos (conductividad); los fluidos más comunes son el aceite, el gas y el agua en movimiento o capaces de entrar en movimiento para ocupar los espacios porosos. La trampa es un componente indispensable, el sello es el que impide que el aceite y el gas sigan fluyendo hacia los pozos de desarrollo.

Cuando hablamos de una “trampa” nos referimos por lo general a sus límites rocosos y utilizamos términos tales como “trampa estructural”, “trampa estratigráfica”, “trampa anticlinal” o “trampa combinada”, cuando deseamos indicar su origen o alguna característica distintiva.

La ubicación de los fluidos dentro de la trampa, puede depender en parte del movimiento del agua de la formación; cuando no hay movimiento, el yacimiento está controlado por el gradiente de potencial de fluido en la roca almacén que contiene la trampa. Por lo tanto, una trampa puede llegar a ser ineficaz como tal debido a las condiciones peculiares de flujo, de temperatura y de presión.

Ninguna clasificación es enteramente satisfactoria para los ingenieros de geociencias, ya que muchas trampas son únicas y no entran en ninguno de los grupos de las clasificaciones poco detalladas.

Se han propuesto numerosas clasificaciones de las trampas; aquí sólo se citan las que más se han utilizado:

Clapp (1929), consideró los siguientes tipos básicos:

- Estructuras anticlinales.
- Estructuras sinclinales.
- Estructuras homoclinales.
- Estructuras periclinales o domos.
- Discordancias.
- Arenas lenticulares.
- Grietas o cavidades independientes de otra estructura.
- Estructuras debidas a fallas.

Wilson (1934), clasifica a las trampas de la siguiente manera:

1. Yacimientos cerrados.
 - Yacimientos cerrados por deformación local de los estratos.
 - Yacimientos cerrados debido a una variación en la porosidad de la roca (no hace falta otra deformación de estratos que la inclinación regional).
 - Yacimientos cerrados por combinación de plegamiento y variación de porosidad.
 - Yacimientos cerrados por combinación de fallamientos y variaciones de porosidad.
2. Yacimientos abiertos.
 - Ninguno tiene importancia comercial.

Sanders (1943), propuso la siguiente clasificación de trampas:

1. Trampas estructurales (anticlinales y fallas).
 - Normales
 - Modificadas estratigráficamente
2. Trampas estratigráficas.
 - Verdaderas o simples
 - Complejas
 - Modificadas estructuralmente
 - En el interior de una trampa estructural
3. Combinación de trampas estructural y estratigráfica.

Wilhelm (1945), propone una clasificación mucho más completa, que permite clasificar a la mayoría de las trampas que se han explotado en la mayoría de los campos petroleros.

1. Indicaciones de trampa.
 - Trampa convexa.
 - Trampa de permeabilidad.
 - Trampa de pinzamiento.

- Trampa por falla.
 - Trampa por agujero o perforación.
2. Indicaciones estructurales.
- Domo y anticlinal.
 - Saliente estructural (pico, arco, promontorio).
 - Terraza estructural o plataforma.
 - Monoclinales, homoclinales, flexiones.
 - Sinclinal cubierto.
 - Ausencia de control estructural.

J. Flandrin (1955), clasifica las trampas de la siguiente forma:

1. Trampas estructurales.
- Formas anticlinales
 - Anticlinales simples
 - Anticlinales fallados
 - Anticlinales complejos
 - Repliegues sinclinales
2. Fracturas
- Monoclinales fallados
 - Pliegues-Falla
3. Diapiros
- Domos de sal
 - Anticlinales diapíricos
4. Trampas paleogeográficas
- Anticlinales erosionados bajo discordancia
 - Acuñaientos
 - Relieves fósiles

1.5 Propuestas de clasificación de trampas.

La clasificación que se propone en este trabajo considera prácticamente todas las posibilidades, sin embargo, solamente se desarrolló con todo detalle la clasificación que involucra trampas por variación de permeabilidad (trampas estratigráficas). En esta propuesta se consideran los siguientes tres grupos de trampas:

1. Trampas estructurales
2. Trampas por variación de permeabilidad
3. Trampas mixtas (La combinación de elementos estructurales y estratigráficos).

Cada grupo tiene varios tipos de trampas, estos se enlistan a continuación:

Trampas Estructurales

- Pliegues anticlinales
- Domos
- Fallas normales
- Fallas inversas

Trampas por Variación de Permeabilidad

- Trampas estratigráficas.
 1. Cambios de facies.
 2. Acuñaamiento.
 3. Discordancias angulares.
 4. Discordancias basales (paleogeomórficas)
- Variación causada por aguas subterráneas.
- Variación causada por truncamiento y sello.

Trampas Mixtas

1. Combinación de elementos estructurales con variación de permeabilidad.
2. Hidrodinámicas.

1.6 Definición de los diferentes Tipos de Trampas Petroleras

Trampas Estructurales.

Una trampa estructural es aquella que se encuentra en una estructura geológica como pliegues, fallas, domos y diapiros; en todos los casos que el límite superior tiene forma cóncava visto desde abajo, producto de la deformación ocasionada por esfuerzos tectónicos. Los límites de un yacimiento que se da en una trampa estructural están determinados total o parcialmente por la intersección del nivel de agua inferior con el techo de la roca almacenadora deformada.

Trampas por Variación de Permeabilidad.

Una trampa por variación de permeabilidad es aquella en la que el principal elemento conformador de la trampa es alguna variación en la porosidad y permeabilidad de las rocas, frecuentemente es un límite estratigráfico (la estratigrafía es la ciencia que estudia la sucesión de los depósitos sedimentarios generalmente ordenados en capas o estratos) o en la porosidad y/o permeabilidad de la roca almacén; en estas trampas cambia la litología y por lo tanto las

propiedades petrofísicas de la roca almacén a la roca sello. Pueden ser cambios de facies, variaciones locales en la porosidad y en la permeabilidad o un cierre en la parte alta de la estructura, independientemente del factor estructural.

Trampas Mixtas.

Entre ambos extremos -formando una gradación casi continua- se encuentran las trampas en las que se da casi cualquier combinación imaginable de estructura y estratigrafía. Resulta fácil clasificar como estratigráficas o estructurales las trampas en las que es evidente que el factor estratigráfico o el estructural es el predominante. Pero cuando se llega al terreno compartido entre trampa estratigráfica y la estructural, resulta sumamente difícil decidir la importancia relativa de ambos factores. Una trampa mixta o combinada suele tener una historia en dos o tres etapas:

1. Un elemento estratigráfico que provoque el borde de permeabilidad del yacimiento.
2. Un elemento estructural que provoque la deformación, que se combina con el elemento estratigráfico para completar la porción rocosa de la trampa.
3. Un flujo del agua de la formación donde aumenta el efecto de entrapamiento.

Trampas Vacías.

Algunas trampas presentan características adecuadas para almacenar hidrocarburos, con una buena relación entre la roca almacén y la roca sello; sin embargo se encuentran sin aceite y/o gas; las principales causas por las que una trampa no contiene hidrocarburos son:

1. No hubo generación de petróleo.
2. El petróleo no alcanzó la trampa.
3. El petróleo migró.
4. El petróleo se destruyó.
5. La trampa se formó tardíamente.

CAPITULO 2

Estratigrafía y Trampas Petroleras

En este capítulo se tratará en la primera parte los aspectos fundamentales de la estratigrafía y posteriormente lo más relevante de las trampas estratigráficas, dando sus definiciones bajo el contexto de los puntos clave que conciernen a la Estratigrafía, como parte de la Geología Petrolera.

2.1 Concepto de Estratigrafía.

El término Estratigrafía proviene del latín *stratum* y del griego *graphia*, alude etimológicamente a la “ciencia que trata de la descripción de las rocas estratificadas”. Este concepto fue introducido en la nomenclatura Geológica por d’Orbigny hacia mediados del siglo XX.

Una de las primeras definiciones de Estratigrafía la hizo Grabau (1913) en su primer libro quien la define como: “la parte inorgánica de la Geología Histórica”.

Diferentes autores han establecido definiciones de “Estratigrafía”, pero para poder englobar este concepto en una sola definición, es necesario destacar los siguientes cuatro aspectos fundamentales:

1. Primer aspecto: Considerar que el objeto de estudio son las rocas que tienen estratos y que estos se forman y se sobrepone sucesivamente.
2. Segundo aspecto: Es el conocimiento del orden y condiciones de formación de los estratos; se debe considerar también, a la correlación entre unidades ubicadas en distintos sitios de una cuenca sedimentaria, o entre distintas cuencas sedimentarias.
3. Tercer aspecto: Es el conocimiento detallado de la naturaleza de las rocas (litología, propiedades geoquímicas y geofísicas), geometría y disposición tridimensional, así como su contenido fósil, a partir del análisis de estos aspectos se puede deducir con un alto nivel de certeza su génesis y su edad.
4. Cuarto aspecto: Las secuencias estratificadas pueden formar trampas estratigráficas, las que pueden ser de interés económico cuando contienen gas y/o aceite.

Las siguientes tres definiciones de estratigrafía se han seleccionado por considerarlas como más significativas:

Weller (1960) definió la Estratigrafía como “la rama de la Geología que trata del estudio e interpretación de las rocas sedimentarias estratificadas y de la identificación, descripción, secuencia, tanto vertical como horizontal, cartografía y correlación de las unidades estratigráficas de rocas”.

Corrales (1917) la definió como “el estudio e interpretación de los procesos registrados en las sucesiones sedimentarias que van a permitir además de conocer la naturaleza y disposición de las rocas estratificadas, la correlación, tanto de los materiales como de los sucesos, y una ordenación temporal correcta de la secuencia de materiales y sucesos”.

Hedberg (1980) definió como “La Estratigrafía no solo se trata de la sucesión y relaciones cronológicas originales de los estratos, si no también de su forma, distribución, composición litológica, contenido fósil, propiedades geoquímicas y geofísicas, es decir de todas las características, propiedades y atributos de las rocas “como estratos”, de la interpretación de su ambiente de formación o modo de origen y de su historia geológica”.

La Estratigrafía tiene dos enfoques diferentes y complementarios:

- El científico: tiene como objetivo es la ordenación temporal e interpretación genética de los materiales estratificados.
- El aplicado: tiene como finalidad localizar recursos naturales explotables y contribuir a la planificación de la conservación del medio ambiente; particularmente contribuir con conocimientos que permitan explorar y explotar eficientemente los yacimientos de hidrocarburos.

Objetivos de la Estratigrafía.

Los propósitos de la estratigrafía o ciencia que estudia las capas geológicas de menor orden (estratos), implican conocer las relaciones entre el conocimiento básico (investigación básica o pura) y el conocimiento aplicado (investigación aplicada); propósitos que podemos agrupar en los siguientes ocho objetivos fundamentales (Figura 2.1).

- Identificación de los materiales.
- Delimitación de unidades litoestratigráficas.
- Ordenación relativa de las unidades (secciones estratigráficas).
- Interpretación de genética de las unidades.
- Levantamiento de secciones estratigráficas.
- Correlación.
- Introducción a la coordenada de tiempo.
- Análisis de cuencas (de interés petrolero).

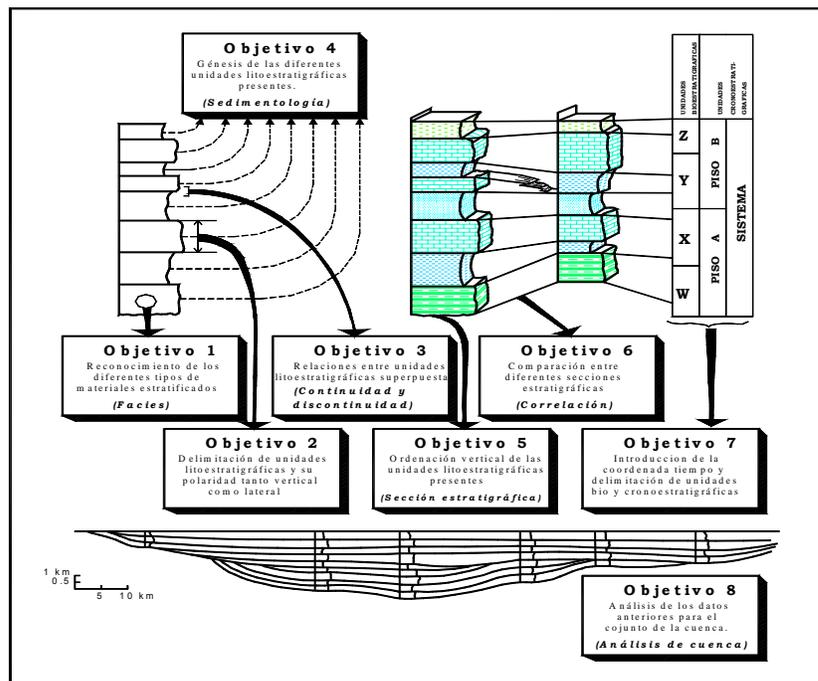


Fig. 2.1 Los 8 objetivos de la Estratigrafía (Tomado de Vera Torres, 1994).

A continuación se describen las principales características de estos ocho objetivos.

1.-Identificación de los materiales.

Consiste en reconocer e identificar las principales características de materiales rocosos estratificados, conociendo su litología (composición), textura, estructuras primarias, propiedades geofísicas, propiedades geoquímicas y su contenido fósil.

2.-Delimitación de unidades litoestratigráficas.

En función de la litología se delimitarán volúmenes de roca con características distintivas que se representarán sobre mapas topográficos, elaborando así la cartografía litoestratigráfica, que tiene como característica la delimitación de unidades de roca con rango de formación geológica.

3.-Ordenación relativa de las unidades (secciones estratigráficas).

Se observa y registra la continuidad o discontinuidad entre cada dos unidades litoestratigráficas superpuestas y se interpretan los procesos que originaron las continuidades o discontinuidades.

4.-Interpretación genética de las unidades.

Consiste en conocer las condiciones de sedimentación reinantes en el área de estudio, desde el inicio del depósito de los materiales más antiguos hasta la sedimentación de los más modernos; cada formación se estudia por separado.

5.-Levantamiento de secciones estratigráficas.

Consiste en realizar el ordenamiento temporal de las unidades litoestratigráficas presentes en el área de estudio, desde la más antigua hasta la más moderna; estudia las relaciones laterales y verticales entre las unidades y registra con detalle todas las características físicas de los materiales estratificados.

6.-Correlación.

Por medio de las características físicas y geométricas de los estratos, el contenido fósil, la litología y por las propiedades físicas de determinados niveles de las secciones estratigráficas, se establece la equivalencia de diferentes áreas dentro y fuera de la cuenca sedimentaria; se correlaciona uno o varios niveles estratigráficos y posteriormente se dibujan isócronas en las distintas secciones levantadas.

7.-Introducción de la coordenada tiempo.

A partir de datos bioestratigráficos y en la medida de lo posible de datos radiométricos y magnetoestratigráficos, se puede calcular la edad relativa o absoluta de los materiales estratificados; se ubican esos estratos o secuencias en la Tabla Geológica del tiempo.

8.-Análisis de cuencas.

El objetivo final es el de conocer el tamaño, la forma, la geometría y la génesis de cada cuenca sedimentaria. Es importante la localización espacial y temporal de cada una de las unidades estratigráficas que se pueden diferenciar en los materiales estratificados depositados en ella. El análisis de cuencas es muy importante en el área de geología del petróleo, ya que se pueden identificar niveles estratigráficos con características adecuadas para ser rocas generadoras, rocas almacenadoras y rocas sello; por consiguiente pueden formar importantes trampas estratigráficas.

El Estrato

El término estrato fue introducido en Geología por Steno, en el siglo XVII, para denominar una capa de roca (o de sedimento) limitada por superficies horizontales con continuidad lateral y que equivale a una unidad de tiempo en el depósito. A partir de esta definición el estrato ha sido definido con una doble acepción: geométrica y genética. Si se combinan las dos acepciones, se puede definir al estrato como un nivel (un cuerpo generalmente tabular) de roca o sedimento, con litología homogénea o gradacional, que se depositó durante un intervalo de tiempo definido. Los estratos pueden estar delimitados, con respecto a materiales infrayacentes y suprayacentes, tanto por superficies netas o graduales. Las superficies de estratificación bruscas suelen ser expresión de cambios bruscos en el régimen de la sedimentación, interrupciones sedimentarias y/o etapas de erosión. Para que sea considerado como estrato debe tener un espesor mayor o igual a 1 cm (Figura 2.2).



Fig. 2.2 La fotografía muestra estratos con espesores diferentes (Formación San Felipe, en Ciudad Valles, San Luis Potosí).

Los términos capa y lecho pueden utilizarse como sinónimos, además, con una acepción más amplia, ya que son términos geométricos y que no tienen connotación genética del término estrato.

Un estrato está delimitado por dos superficies de estratificación (Fig. 2.3), el inferior sobre la cual se inició el depósito se llama piso o base del estrato y la superior que marca el final de la sedimentación se llama techo o cima del estrato.

Se llama “espesor del estrato o potencia” a la distancia entre las superficies de estratificación que lo limitan, medida perpendicularmente a las mismas (Fig. 2.3).

Se conoce como estratificación a un conjunto de estratos con características similares.

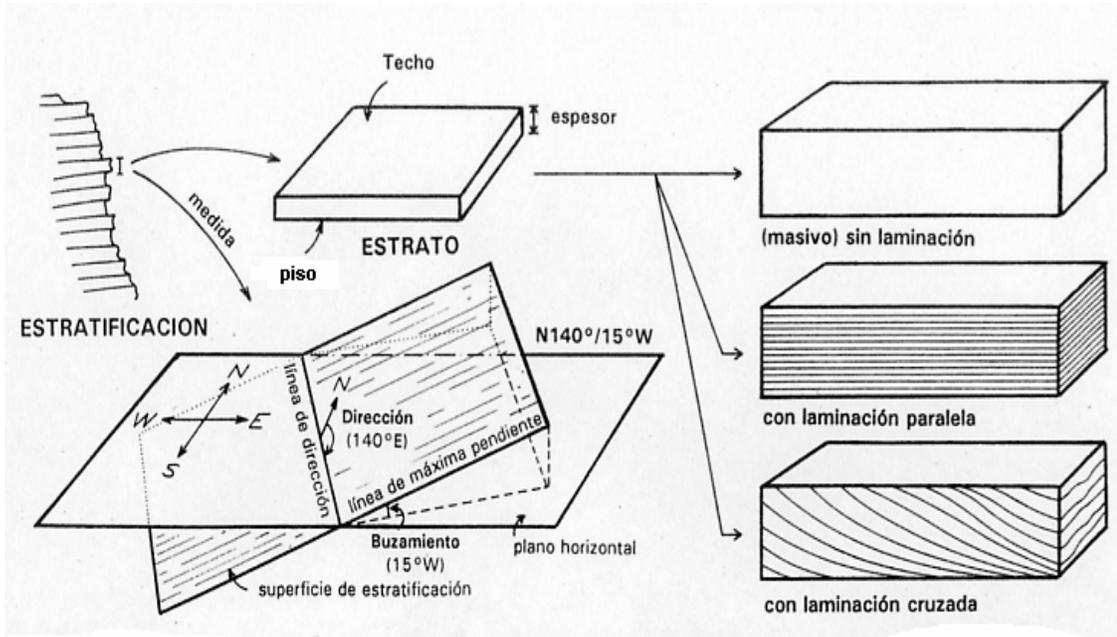


Fig. 2.3 Rasgos de los estratos y medidas de la estratificación. Para un estrato concreto se marcan: el techo, el piso, el espesor y los posibles ordenamientos (Tomada del código estratigráfico norteamericano 1984).

El espesor de los estratos es muy variable, pudiendo oscilar entre 1cm y más del metro aunque en ocasiones puede ser mayor, en este caso se llama masivo.

Se pueden diferenciar 3 tipos de estratos:

- Sin laminación interna: no se presenta ningún tipo de arreglo interno, como ocurre en arreglos de estratos con diferentes espesores.
- Con laminación paralela: en una sucesión de estratos, la más representativa es la laminación paralela o tabular, en la cual las superficies de estratificación son paralelas entre sí.
- Con laminación cruzada: se presenta cuando una capa contiene laminación interna inclinada con respecto a la superficie de sedimentación.

Origen del límite de Estratos (superficies de estratificación):

Los límites de los estratos pueden formarse por alguna o algunas de las siguientes causas:

- Cambio de tiempo y estacionales (en cada año).
- Variación en la energía (competencia) de las corrientes.
- Elevación relativa del nivel del mar.
- Descenso relativo del nivel del mar.
- Condiciones de vida de los organismos.
- Crecimiento de colonias de organismos.
- Cambios climáticos.
- Cambio de las condiciones de asentamiento del material sedimentario transportado a la cuenca (suspensión, tracción, etc.).
- Cambio del tipo de material que llega a la cuenca sedimentaria.

Lámina

Un término muy relacionado con el estrato es la lámina. Para algunos autores, estrato y lámina se diferencian exclusivamente por su espesor (superior a 1 centímetro en el estrato) y en la lámina con un espesor inferior a esta magnitud.

La lámina es la división de orden menor posible que es reconocible en las rocas estratificadas, ya que dentro de una lámina no se pueden establecer subdivisiones a simple vista. La superficie de una lámina puede ser paralela o no a la superficie de estratificación del estrato que las contiene (Figura 2.4).

Si se tienen un conjunto de láminas con características similares, se les llama laminación.

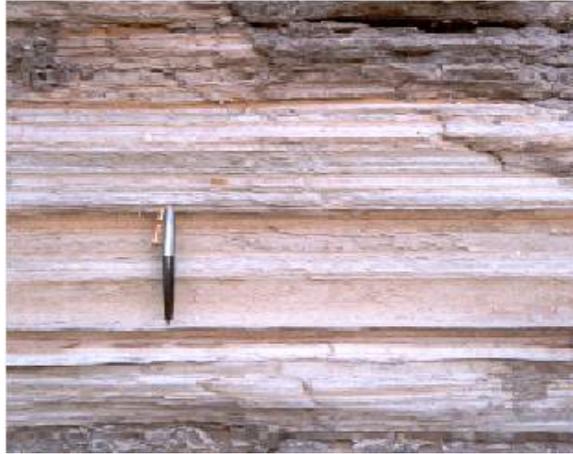


Fig. 2.4 Fotografía que muestra estratos con laminación paralela, los cambios de color indican un cambio de composición (Formación Atotonilco el Grande, en Ajamac Hidalgo).

Origen de las Láminas.

Las láminas pueden formarse en cualquier material siliciclástico de grano fino (limos, arenas y arcillas), y algunas secuencias de carbonatos, lo cual está en función del tipo de ambiente sedimentario, las condiciones hidrodinámicas, etc. En el caso de las lutitas la laminación puede formarse por una o alguna de las siguientes causas:

- a) Por cambios de color que implica modificaciones en el contenido de materia orgánica.
- b) Por cambios texturales, que implica contraste entre los componentes (granos) de las rocas.
- c) Por cambios mineralógicos, que implica contraste en el tipo de minerales que componen a las rocas.
- d) Por condiciones hidrodinámicas del medio sedimentario, que implica el tipo y velocidad de corriente que transporta al sedimento.

En los estratos de areniscas, las láminas se pueden formar por alguna o algunos de los siguientes casos:

- a) Por cambios en las concentraciones de algunos minerales, como el caso de los minerales pesados en algunas arenas de playa o el caso de las micas en sedimentos depositados por corrientes de tracción.
- b) Por cambios en el tamaño del grano presentando granoclasificación (normal o inversa).
- c) Por cambios en el contenido y/o tipo de matriz.

Superficies de Estratificación

Las superficies de estratificación son el límite superior o inferior de un estrato, las cuales en muchos afloramientos se observan con mayor claridad especialmente cuando existen diferencias litológicas marcadas entre capas sucesivas y cuando la erosión ataca preferentemente a los materiales más blandos o más solubles.

Representa un episodio de no depósito, de erosión o cambio en las condiciones de sedimentación, en el que cambia a otro tipo de sedimentos. Se obtienen muchos datos útiles en la exploración como la intensidad de la erosión en caso de existir, de si ha habido o no depósito; en su análisis pueden estar presentes dos aspectos importantes: las huellas de corrientes y de organismos.

Es muy frecuente que en el techo, como en la base, aparezcan diferentes estructuras sedimentarias, teniendo esta importancia para determinar la polaridad (cual es la capa superior) y el sentido y/o dirección de la corriente que transporta el sedimento.

Tipos de Superficies de Estratificación.

Los límites inferior y superior de un estrato se pueden diferenciar de acuerdo a los siguientes parámetros (Figura 2.5):

- a) Por sus características.- superficies netas (erosivas o no) o superficies graduales.
- b) Por su geometría.- planares o irregulares (onduladas o curvadas).
- c) Por su génesis.- superficies con estructuras de corriente, orgánica, de carga, ondulados con ripples, bioturbación, nodulosos, etc.

Por ejemplo, puede darse el caso de que haya un desplome de sedimentos del talud continental debido a una corriente de turbidez, con lo que la superficie de estratificación del estrato anterior queda visiblemente marcada.



Fig. 2.5 Tipos de Superficies de Estratificación (Tomado de Vera Torres, 1994).

Como ya se indicó anteriormente las superficies de estratificación pueden ser netas o difusas (Fig. 2.5). Las superficies netas en unos casos separan materiales con la misma litología encima y debajo, mientras que en otros casos separan estratos con diferente litología. En los contactos difusos existe una franja paralela a la superficie de estratificación en la que tiene lugar el cambio gradual entre los dos términos litológicos o texturales. En la naturaleza son muy frecuentes los estratos con pisos netos y con techos difusos.

Geometría de los Estratos

Desde el punto de vista geométrico se pueden diferenciar, con cierta facilidad, varios tipos de superficie de estratificación (Fig. 2.6). Un primer tipo son las superficies planas y el segundo las superficies irregulares que muestran un marcado carácter erosivo. De acuerdo con los rasgos geométricos de detalle de la propia superficie se pueden reconocer: a) superficies con estructura de carga; b) superficies con estructuras de corriente; c) superficies con pistas de organismos; d) superficies onduladas como el caso techos de estratos con estructuras ripples, e) superficies bioturbadas afectadas por la acción de organismos que destruyen particularmente la estructura interna del estrato, y f) superficies nodulosas con una disposición en grumos o nódulos, especialmente visible en le techo de ciertos bancos calizos que estuvieron expuestos.

Considerando los estratos individualmente se puede establecer una clasificación de tipo geométrico a partir de las superficies de estratificación que corresponden con: tabular, en forma de cuña, irregular (erosiva), acanalada, lenticular y ondulada (Figura 2.6).

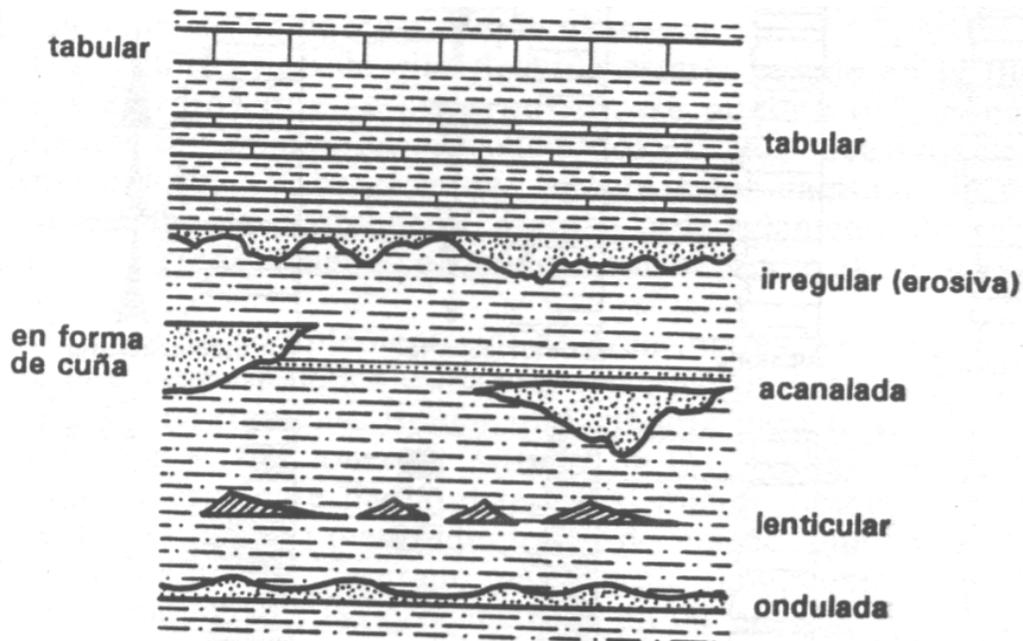


Fig. 2.6 Geometría de los Estratos (Tomada de Vera Torres, 1994).

A continuación se describen las principales características de los estratos desde el punto de vista geométrico:

- Estratos tabulares: cuando las dos superficies de estratificación son planas (Figura 2.7) y paralelas entre sí, de esta se derivan: la estratificación cruzada, la estratificación flaser y lenticular, la estratificación gradada e intercalada.



Fig. 2.7 Estratificación Tabular, de la Formación Atotonilco el Grande en Sta. María Amajac Hgo.

- Estratificación cruzada planar: tiene ambas superficies de estratificación planas, pueden o no ser paralelas (Figura 2.8). En muchos de los casos son el resultado de rizaduras o megarizaduras.

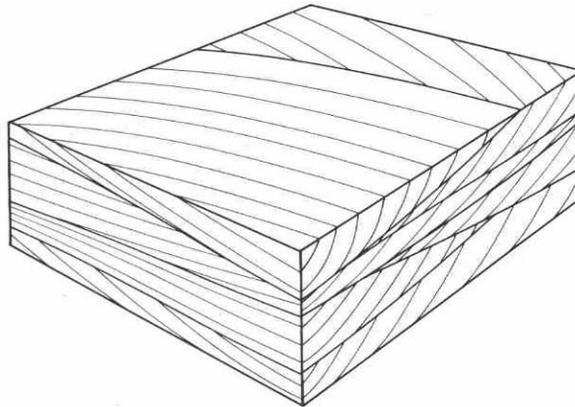


Fig. 2.8 Estratificación Cruzada Planar.

- Estratificación cruzada lenticular: se presenta cuando las superficies de sedimentación son curvas en forma de lentes y canales (Figura 2.9).

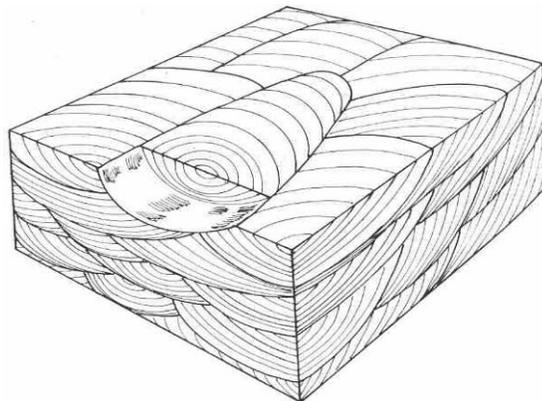


Fig. 2.9 Estratificación Cruzada Lenticular.

- Estratificación flaser: son lentes de lodo en una matriz de arena.; se debe a condiciones variables en forma cíclica tanto en régimen hidráulico como del aporte de estos materiales (Figura 2.10 y 2.11).

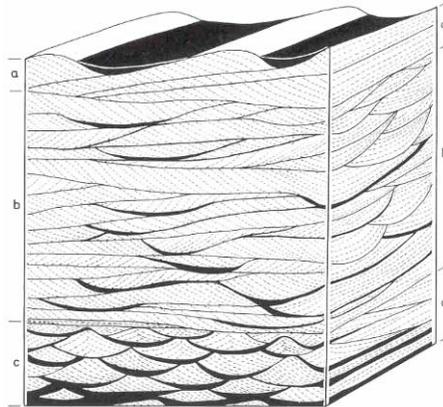


Fig. 2.10 Estratificación Flaser.

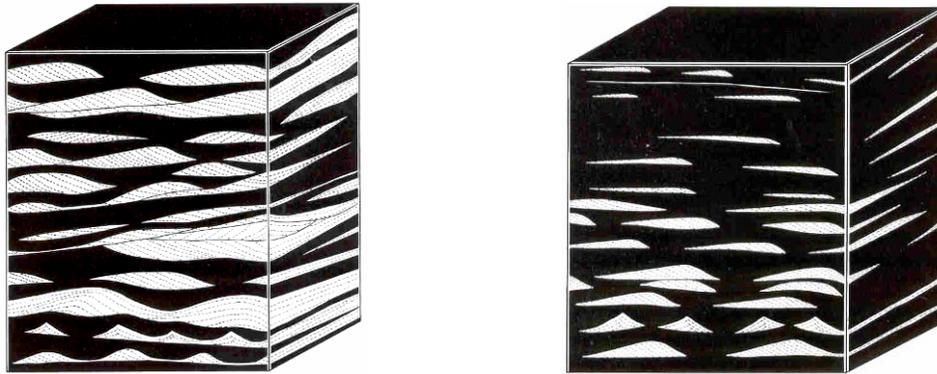


Fig. 2.11 Estratificación Flaser: la izquierda representa con lentes conectados mientras que la derecha representa con lentes no conectados.

- Estratificación Gradada: corresponde a una variación ordenada en el tamaño de grano dentro de un mismo estrato (Figura 2.12). Se designa “normal” cuando en la base del estrato hay mayor proporción de material grueso, el cual disminuye paulatinamente hacia la cima, en donde este domina en proporción con el material grueso. Se llama “inversa” cuando la abundancia de finos es hacia la base del estrato y los gruesos hacia la cima.

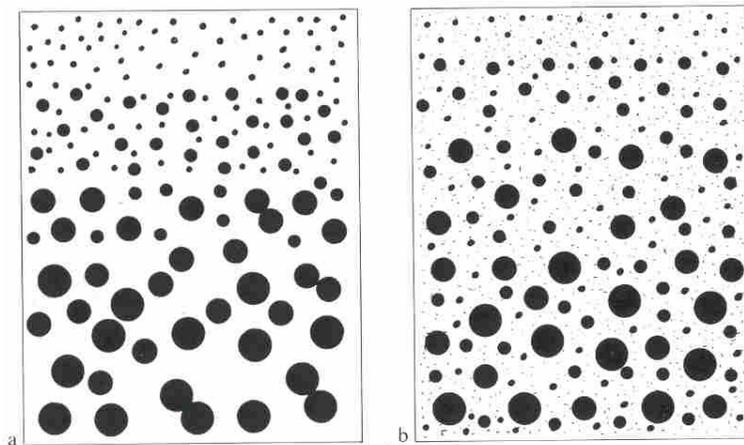


Fig. 2.12 Estratificación Gradada: a) sin finos en la parte inferior y tamaño de sedimentos decreciendo gradualmente, b) Con finos presentes en toda la matriz y decreciendo los tamaños gruesos gradualmente.

- Estratos irregulares: Generalmente tienen base erosiva, son estratos con gran extensión lateral, con una base irregular y un techo plano, por lo que su espesor es variable.

- Estratos acanalados: Presentan escasa extensión lateral y espesor muy variable, con una geometría interna semejante a la de la sección de un canal.
- Estratos en forma de cuña: Son estratos limitados por superficies planas no paralelos entre sí, que terminan lateralmente por pérdida progresiva de espesor.
- Estratos lenticulares: Son lentes de arena en una matriz de lodo, discontinuos con la base plana y el techo convexo, se originan debido a las condiciones variables en régimen hidráulico y al aporte de los materiales transportados a la cuenca.
- Estratos ondulados (rizaduras): Son continuos con base plana y techo ondulado que se forman, en superficies no cohesivas o poco cohesivas, resultado de la interacción de las corrientes (de agua o viento) entre el oleaje y las corrientes litorales (Figura 2.13); en sección pueden ser simétricas o asimétricas, con crestas redondeadas, angulosas o aplanadas. La mayoría de sus clasificaciones se basan en su modo de origen, forma y tamaño.

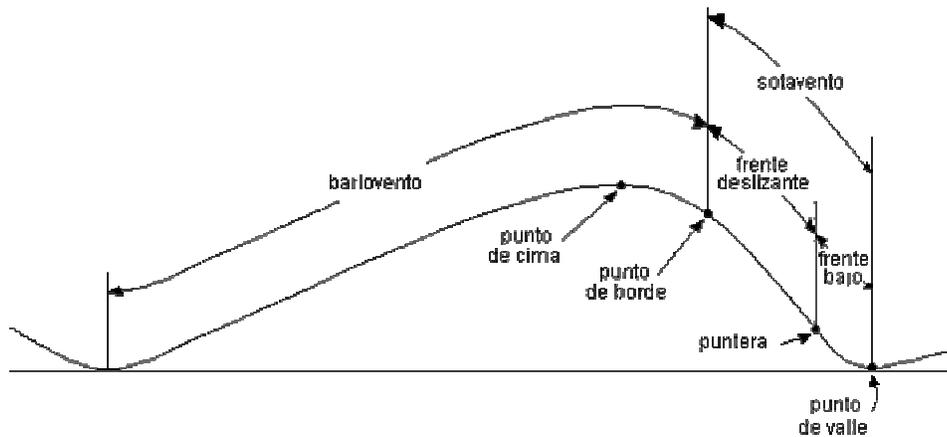


Fig. 2.13 Geometría de los Estratos Ondulados, en una megarizadura.

Los estratos que forman por rizaduras pueden ser descritas con base en la forma de sus crestas, reconociendo tres tipos, principales:

- Rizaduras de Crestas Rectas: son rectas a través del ancho de la rizadura (sin curvaturas en planta) y continuas por largas distancias (Figura 2.14).

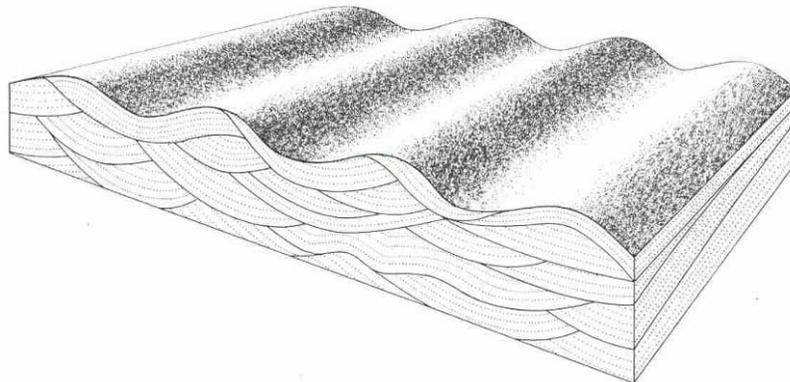


Fig. 2.14 Estratos Ondulados con Crestas Rectas.

- Rizaduras de Crestas Onduladas: son sinuosas (en planta) a lo ancho de rizadura, pero también son continuas por largas distancias (Figura 2.15).

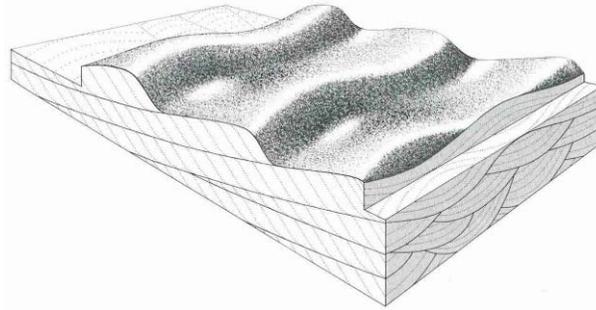


Fig. 2.15 Estratos Ondulados con Crestas Onduladas.

- Rizaduras de Crestas Discontinuas: la línea de cresta no es continua sino fragmentada y no puede ser seguida, pueden presentarse en variedad de formas como linguoidales, semilunares, triangulares y rómbicas (Figura 2.16).

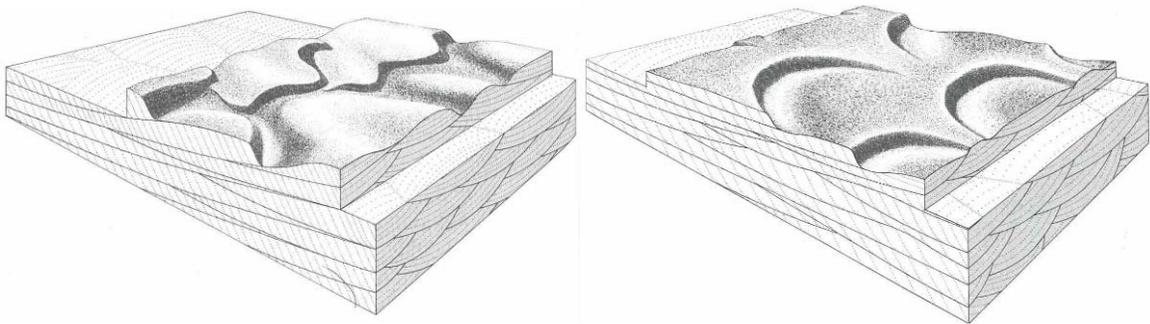


Fig. 2.16 Estratos Ondulados con Crestas Discontinuas: con rizaduras linguales y semilunares respectivamente.

Considerando a los agentes principales que las forma (agua, viento o ambas) y por sus procesos de generación las rizaduras pueden dividirse en los siguientes cinco grupos:

1. Rizaduras de Oleaje: son ondulaciones simétricas o asimétricas producidas por la acción de las olas en sedimentos no cohesivos (arena). Usualmente son de crestas rectas que presentan bifurcación (Figura 2.17) la cual no se presenta en las rizaduras de corriente.



Fig. 2.17 Rizaduras de Oleaje.

2. Rizaduras de Corriente: son rizaduras formadas en una superficie no cohesiva, debido a la acción de corrientes unidireccionales; son alargadas transversalmente al flujo y de crestas espaciadas (Figura 2.18). Generalmente se conoce a las crestas rectas como de baja energía, a las onduladas como de energía media y a las semilunares como de alta

energía. La estructura interna de la rizadura cambia al aumentar la energía asociándose de la siguiente manera: estratificación cruzada planar a las rizaduras de crestas rectas, estratificación cruzada lenticular a las onduladas y también estratificación cruzada lenticular, aunque más acentuada a las semilunares. Un tipo especial corresponden con las rizaduras rómbicas y las antidunas.



Fig. 2.18 Rizaduras de Corriente.

3. Rizaduras de Viento: se producen por la acción del viento en los materiales no cohesivos (arena), presentan crestas paralelas semirectas, en los granos gruesos se presentan en las crestas, al contrario de los producidos en agua que tienen sus granos más gruesos en los valles. Las megarizaduras de viento se conocen y clasifican como dunas, y se forman en los desiertos o en zonas próximas a las playas (Figura 2.19).

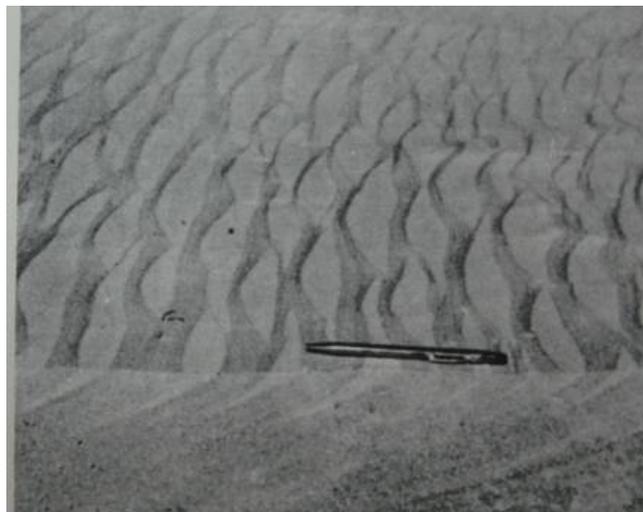


Fig. 2.19 Rizaduras de Viento.

4. Rizaduras Combinadas: se forman bajo la influencia tanto en el oleaje como de corriente en igual magnitud, generalmente se dan en aguas someras y son de dos tipos, longitudinales, con dirección paralela a la corriente y las transversales, con crestas transversales a la dirección de la corriente (Figura 2.20) y forma redondeada.



Fig. 2.20 Rizaduras Combinadas.

5. Rizaduras Aisladas: conocidas también como incompletas, se originan cuando no existe suficiente aporte de arena para cubrir completamente la superficie donde se desarrollan, son aplanadas, con líneas de cresta discontinuas y en los valles usualmente se observa el sustrato, son comunes en las llanuras de mareas lodosas.

Asociaciones de los Estratos.

Dependiendo de las condiciones de sedimentación, pueden ocurrir diferentes asociaciones entre los estratos, las que están en función de los espesores, límites y tipos litológicos. Las principales asociaciones son (Figura 2.21):

1. Uniforme.
2. Aleatoria.
3. Estrato creciente.
4. Estrato decreciente.
5. En haces.
6. Homogénea.
7. Rítmica.
8. Cíclica.

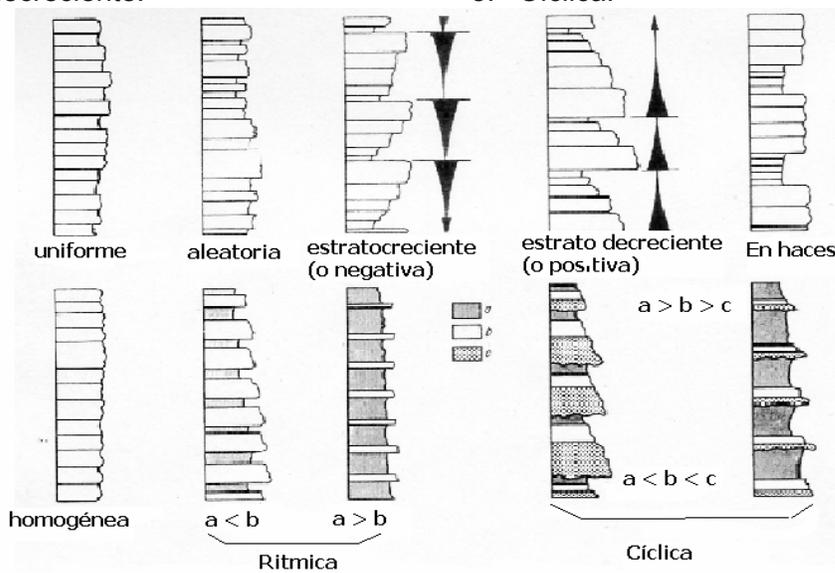


Fig. 2.21 Tipos de asociaciones de estratos de acuerdo con la distribución de espesores y de las litologías presentes. Los términos a, b y c corresponden a tres tipos litológicos, en los que a sería el término de mayor tamaño de grano (en rocas detríticas) o de mayor energía (rocas carbonatadas) (Tomada de Vera Torres, 1994).

Como se muestra en la figura 2.21, en la asociación uniforme se observan estratos del mismo espesor y generalmente de la misma litología, en una asociación aleatoria los espesores son de diferentes tamaños, en los estratos crecientes se observa que los espesores son de diferentes dimensiones y su característica es que un estrato comienza con mayor longitud y termina con uno de menor longitud, lo mismo ocurre con los estratos decrecientes solo que los estratos son de manera ascendente; en la asociación en haces los espesores son uniformes en segmentos presentándose en intercalaciones con espesores grandes y otros con pequeños, en la asociación homogénea, todos los estratos son iguales en magnitud y espesor, mientras en las asociaciones rítmicas y cíclicas se observan una serie de intercalaciones de diferentes tipos litológicos con espesores y longitudes variables.

2.2 Principios Fundamentales de la Estratigrafía.

El Escocés James Hutton a finales del siglo XVII publicó su libro “Theory of the Earth” (Teoría de la Tierra), en su trabajo estableció los principales principios estratigráficos. Este autor explicó con sumo cuidado observaciones de campo y sus experimentos de laboratorio, de tal manera que estos le ayudaron a proponer y sustentar los siguientes 6 principios:

1. Principio de la horizontalidad original y continuidad lateral de los estratos.
2. Principio de la superposición.
3. Principio del uniformismo o actualismo.
4. Principio de la sucesión faunística o de la correlación.
5. Principio de la simultaneidad de eventos
6. Principio de la intersección ó corte y truncamiento.

A continuación se describen sus principales características:

1.-Principio de la horizontalidad original y continuidad lateral de los estratos.

Determina que los estratos en el momento de su depósito son horizontales y paralelos a la superficie de depósito (horizontalidad original) y que quedan delimitados por dos planos que muestran continuidad lateral. La aplicación de este principio ha llevado a interpretar como isócronas a las superficies de estratificación (Figura 2.22).

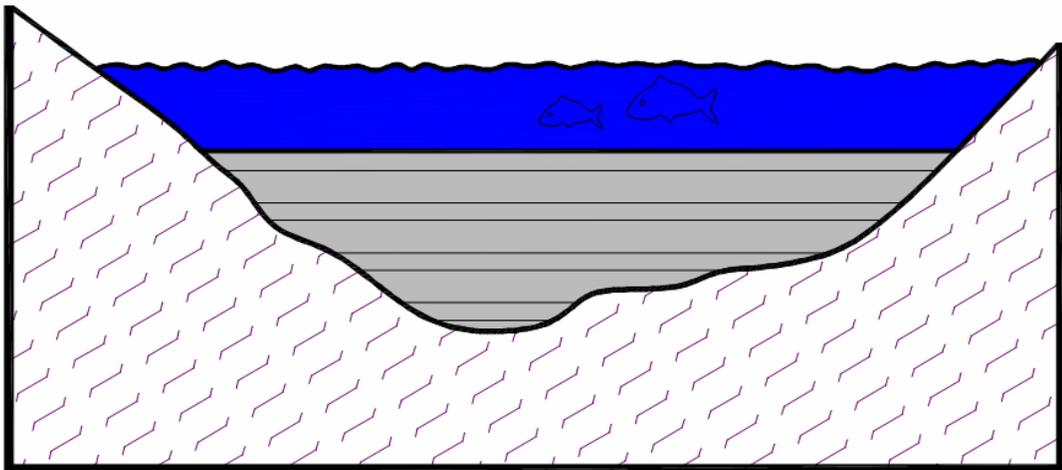


Fig. 2.22 La figura muestra que cuando se inicia el depósito en una cuenca sedimentaria, la estratificación es paralela a la superficie o fondo y al proseguir el depósito, las irregularidades tendrán a emparejarse y la estratificación tiende a aproximarse a la horizontal.

2.-Principio de la superposición.

Establece que en una sucesión de estratos los más bajos (inferiores) son los más antiguos y los más (superiores) altos son los más modernos. El principio es básico para la ordenación temporal de los estratos (o conjuntos de estratos) subhorizontales y se puede aplicar a los materiales estratificados en los que la deformación estructural posterior a su depósito no implique la inversión de estratos. Este principio se usa con gran frecuencia, aunque apoyándose además en el uso de criterios de polaridad vertical, y constituye la base del levantamiento de secciones estratigráficas (Figura 2.23).

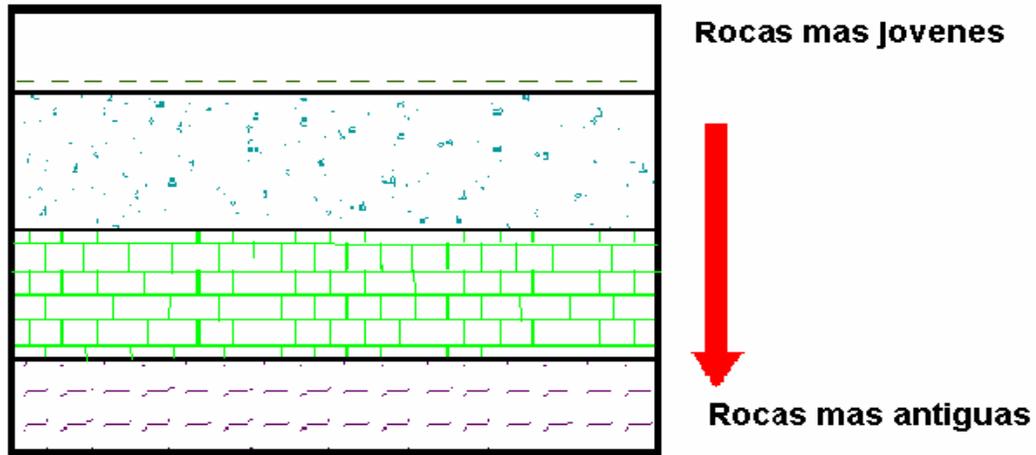


Fig. 2.23 La figura indica como los estratos superiores son más recientes que los inferiores.

3.-Principio del uniformismo o actualismo.

Este principio establece que los procesos que han tenido lugar a lo largo de la historia de la Tierra han sido uniformes (uniformismo) y semejantes a los actuales (actualismo) (James Hutton, 1788; Charles Lyell 1832). La interpretación de los materiales sedimentarios antiguos por comparación con los actuales, es una de las aplicaciones fundamentales de este principio.

4.-Principio de la sucesión faunística o de la correlación.

Consiste en admitir que en cada intervalo de tiempo de la historia geológica, los organismos que vivieron y, que por tanto pudieron fosilizar, fueron diferentes y no repetibles. Este principio permite establecer correlaciones estratigráficas con gran precisión al encontrar litologías y/o fósiles similares en diferentes localidades (Figura 2.24).

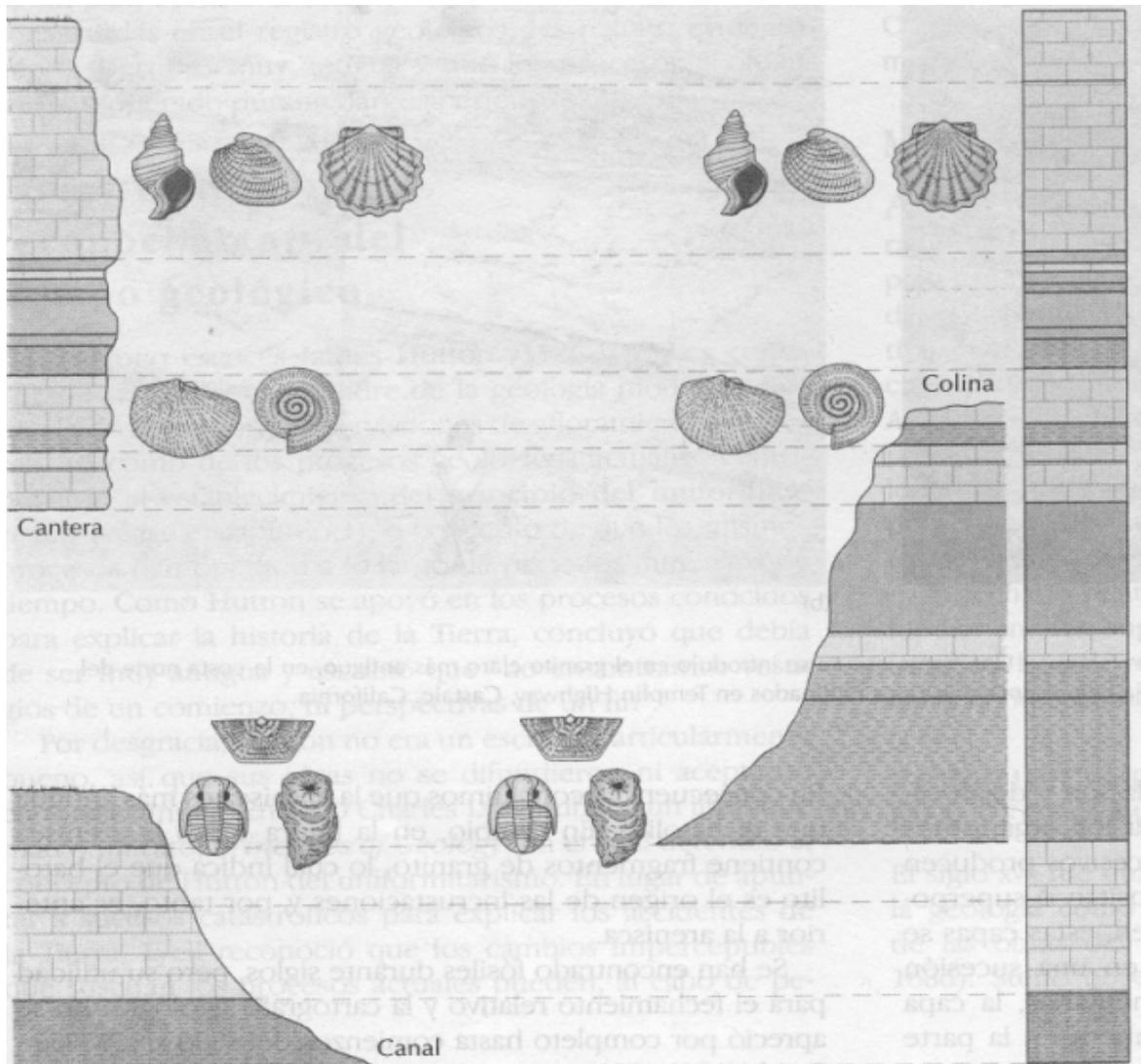


Fig. 2.24 Las columnas Geológicas muestran semejanza en el orden definido (fósiles y litología) y los fósiles son determinables; debido a esto podemos correlacionarlos (Tomada de Wincander Reed y Monroe James, 2001).

5.-Principio de la simultaneidad de eventos.

Consiste en aceptar que en la naturaleza ocurrieron en tiempos pasados fenómenos normales como los que vemos en la actualidad pero además otros raros y eventuales que mayoritariamente coinciden con las grandes catástrofes, como la producida por el meteorito de Chicxulub en Yucatán hace 65 millones de años (Figura 2.25).

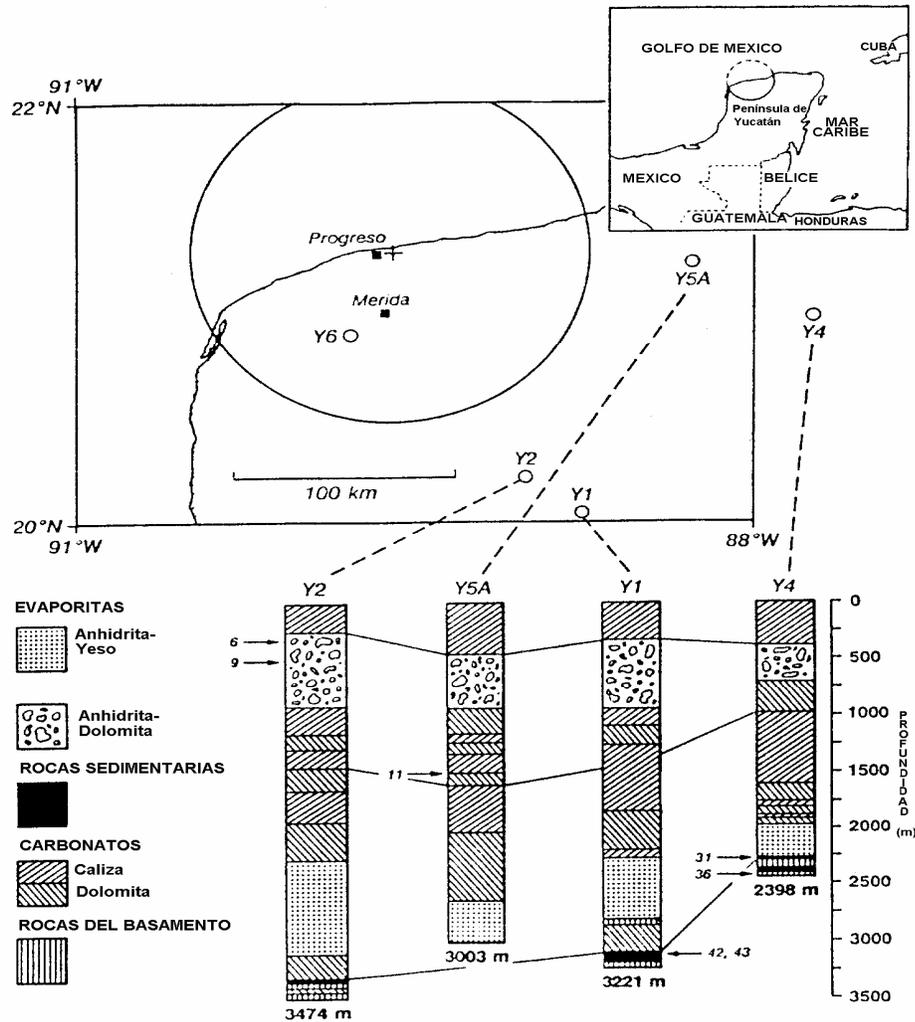


Fig. 2.25 Evento Catastrófico, por el impacto del meteorito de Chicxulub en Yucatán hace 65 Ma.

El término evento catastrófico se aplica a fenómenos excepcionales que acaecieron a largo de la historia geológica y que pueden quedar reflejados en las secciones estratigráficas. Son “fenómenos geológicos raros y eventuales que quedan reflejados en registro estratigráfico, que se asocian con cuantos poco frecuentes” (Hutton, 1788). Todos los grandes fenómenos catastróficos son considerados como eventos ya que en general son raros y ocasionales sin embargo, los términos “evento” y “fenómeno catastrófico” no son sinónimos. Hay fenómenos catastróficos de orden menor (por ejemplo el desbordamiento episódico de un río) que no son considerados como eventos catastróficos. Por otra parte hay eventos que son realmente procesos de aceleración de fenómenos graduales, que dan lugar a cambios rápidos a la escala de tiempo geológico, pero que no son necesariamente catastróficos.

Varios fenómenos, catastróficos se han propuesto para explicar hechos anómalos detectados en el registro estratigráfico y que han llamado fuertemente la atención a los geocientíficos, pueden ser considerados como prototipos de los eventos más importantes.

Uno de los ejemplos más conocidos es el impacto de un meteorito gigante que se impactó en la Tierra hace aproximadamente 65 Ma cuyos cambios permitieron delimitar el Cretácico del Cenozoico (límite K – T); esta división ha sido propuesta desde finales del siglo pasado y en todos los casos se relaciona con cambios muy importantes en el registro fósil de los organismos de todo el planeta (Fig. 2.26).

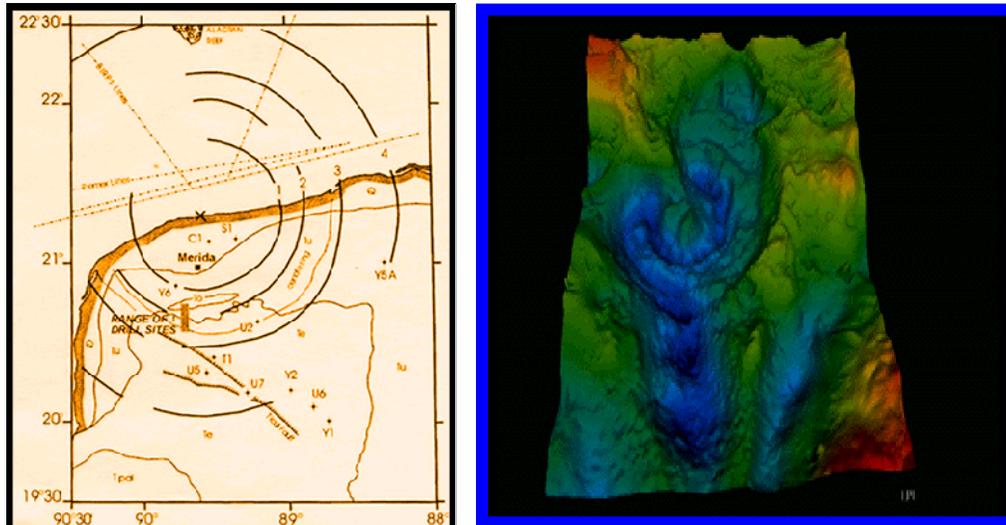


Fig. 2.26 En la figura colocada a la izquierda ilustra la onda de expansión del meteorito gigante Chicxulub, y en la derecha se ilustra la imagen vía satélite.

6.-Principio de la intersección ó corte y truncamiento.

Cuando una falla desplaza una secuencia de rocas, o cuando el magma intrusión y cristaliza en el interior de la corteza terrestre, podemos suponer que la falla o intrusión es más joven que las rocas afectadas; a esta suposición se le conoce como el principio de intersección o corte y truncamiento. Este principio nos ayuda a determinar la sucesión de eventos en una región donde las rocas han sido falladas o intrusionadas (Figura 2.27).

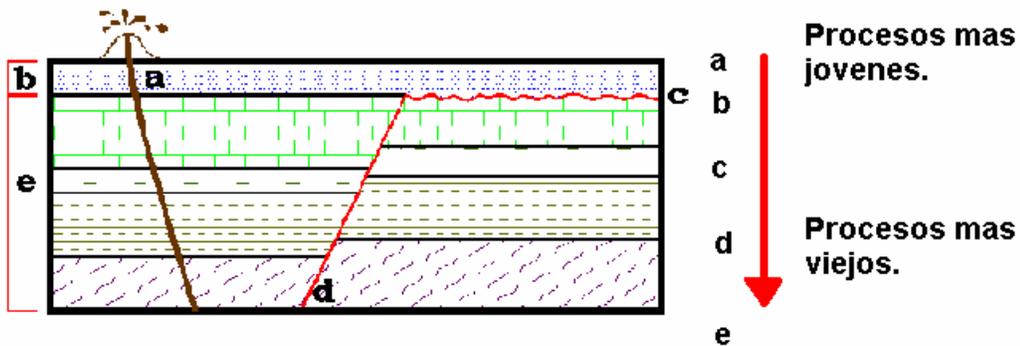


Fig. 2.27 La figura muestra las relaciones de intersección de la falla y el dique respecto a los cuerpos de la roca. Se interpreta que la falla es más joven que el paquete de rocas "e", el dique es aún más joven que el paquete de rocas "e", "b" y la falla.

Importancia de los Principios Fundamentales de la Estratigrafía.

Cabe destacar que los seis principios descritos anteriormente son de gran importancia para la exploración petrolera, estos permiten inferir que secuencias geológicas tienen o no potencial económico petrolero al permitir interpretar su génesis de las formaciones geológicas. Mediante correlaciones y secciones estratigráficas en conjunto con otros métodos se pueden caracterizar a los distintos yacimientos petroleros.

En la perforación de pozos es importante conocer toda esta información, ya que se tendrán más bases que permita optimizar los distintos recursos.

2.3 Registro Estratigráfico de los cuerpos de roca.

Los cuerpos, secuencias o paquetes de rocas se pueden separar horizontal y verticalmente en función de sus características físicas, químicas, petrofísicas, paleontológicas y geométricas, en unidades estratigráficas.

Unidad Estratigráfica.

El término “unidad estratigráfica” puede definirse de varias formas, por ejemplo desde el punto de vista etimológico, “una unidad estratigráfica es un conjunto de estratos adyacentes que se distinguen por una o varias de las muchas propiedades que las rocas poseen” (ISSC1976, tomada de Código Estratigráfico Norteamericano1983, 1984.).

Sin embargo, el alcance de la estratigrafía y los procedimientos relacionados sugieren la siguiente definición: “un cuerpo de roca o material rocoso en estado natural, que se distingue de las rocas adyacentes con base en alguna o algunas propiedades definidas”. Las propiedades o características más importantes son:

- Composición.
- Textura.
- Fósiles.
- Huella magnética.
- Radiactividad.
- Velocidad sísmica.
- Edad.
- Estructuras sedimentarias.
- Espesor.
- Área

Los límites de una unidad estratigráfica deben definirse con mucho cuidado para permitir a otros investigadores distinguir y separar a los cuerpos rocosos que presentan diferentes características o propiedades.

Por lo general, las unidades que se basan en una propiedad no coinciden con aquellas que se basan en otras propiedades; por ello se necesitan términos distintivos para identificar la propiedad que se va a utilizar al definir cada unidad.

El adjetivo “estratigráfico” se usa en un sentido amplio, para referirse a aquellos procedimientos que se derivan de la estratigrafía.

Tipos de unidades Estratigráficas.

Las propiedades y los procedimientos que pueden usarse para distinguir las unidades geológicas son diferentes y numerosos, pero todos encuadran en alguna categoría característica que se basan en el contenido o en los límites físicos y las categorías relacionadas con la edad (Tomada de Código Estratigráfico Norteamericano 1983, 1984).

Las unidades estratigráficas se pueden dividir en dos grandes categorías: materiales y de tiempo (Tabla 2).

CATEGORÍAS DE UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS
CATEGORÍAS MATERIALES BASADAS EN EL CONTENIDO O EN LOS LÍMITES FÍSICOS
LITOESTRATIGRAFÍA LITODÉMICA BIOESTRATIGRAFÍA MAGNETOPOLARIDAD
CATEGORÍAS QUE EXPRESAN O QUE ESTAN RELACIONADAS CON LA EDAD GEOLÓGICA
A) CATEGORÍAS MATERIALES QUE SE USAN PARA DEFINIR INTERVALOS DE TIEMPO (CRONOESTRATIGRÁFICA)
B) CATEGORÍAS TEMPORALES GEOCRONOLOGÍA

Tabla 2. Tabla que muestra las diferentes categorías de unidades estratigráficas basadas en el contenido o en los límites físicos y las categorías relacionadas con la edad (Tomada del código estratigráfico norteamericano 1984).

Categorías materiales:

Se basan en el contenido o composición (minerales, líticos, matriz), en los atributos (textura, estructuras primarias, etc.), o en los límites físicos (tipos de superficies de estratificación, geometría, espesor, etc.).

Los elementos constructivos básicos para identificar una unidad estratigráfica que se utilizan en la mayor parte de los trabajos geológicos, son los cuerpos de rocas definidos sobre la base de su composición y de sus correspondientes características líticas, o sobre la base de su contenido o propiedades físicas, químicas o biológicas.

Las principales propiedades de las rocas correspondientes con estas categorías son:

1. Composición.
2. Textura.
3. Arreglo espacial.
4. Orientación de los componentes.
5. Estructuras primarias.
6. Color.
7. Contenido fosilífero o contenido de materia orgánica.
8. Límites, firma y geometría de los estratos.

Las unidades que se basan sobre todo en la composición, se dividen en dos categorías (Henderson et al., 1980 tomada de Código Estratigráfico Norteamericano 1983, 1984):

- a) Litoestratigráficas.
- b) Litodémicas.

Unidad Litoestratigráfica.

Una unidad Litoestratigráfica corresponde con “un paquete de estratos sedimentarios, ígneos extrusivos, metasedimentarios o metavolcánicos que generalmente se presentan en capas”, (Código Estratigráfico Norteamericano 1983 – 1984); son tabulares y se conforman según la Ley de la Superposición, se diferencian y delimitan sobre la base de sus características líticas y de su posición estratigráfica.

El requisito imprescindible para que se pueda tener una unidad litoestratigráfica es que presente un grado importante de homogeneidad, que facilite su delimitación respecto a los volúmenes de rocas superpuestos; son el resultado de una observación directa y no son objetos de una interpretación. Se puede tener en cuenta de manera complementaria el contenido fósil, pero no como un criterio para la clasificación de la secuencia estratificada.

Los límites de una unidad litoestratigráfica deben tomarse en zonas donde haya un límite o cambio neto en la litología o del rasgo que define la unidad. Además, debe de considerarse que sus límites no necesariamente coinciden con los límites Cronoestratigráficos, es decir, el techo y la base de la unidad no son de la misma edad.

Tanto el límite vertical como el lateral se basan en los criterios líticos que proporcionan mayor claridad para realizar la separación de otra unidad estratigráfica, tal como se ilustra en la figura 2.28 donde se indican límites entre lutitas-areniscas, lutitas-areniscas-caliza etc.

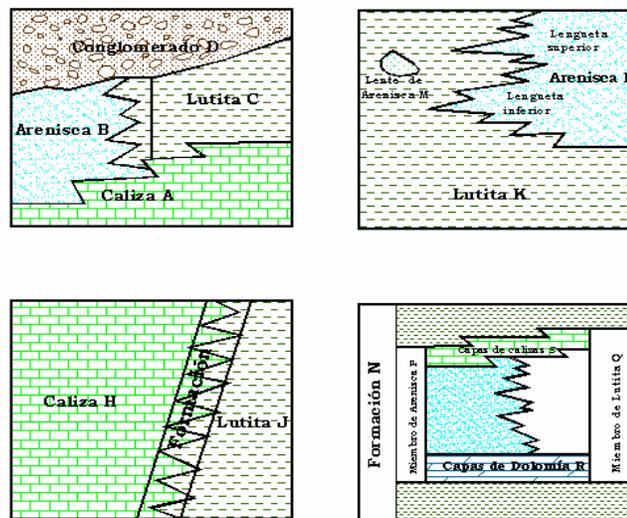


Fig. 2.28 Ejemplos gráficos de límites litoestratigráficos y su clasificación (Tomada del Código Estratigráfico Norteamericano 1983 -1984).

Geometría de las Unidades Estratigráficas.

Las unidades litoestratigráficas observadas en afloramientos en campo o en secciones sísmicas presentan geometrías muy variadas y no tienen continuidad global, por lo que todas las unidades, terminan lateralmente, por acúñamiento o por cambio lateral; analizando las terminaciones de las secuencias, a partir de la información de numerosos casos reales, se pueden reconocer los siguientes 10 tipos:

1. Unidades con techo y base planos y paralelos entre si.
2. Unidades con techo plano y base irregular.

3. Unidades con techo plano y base convexa.
4. Unidades con variaciones laterales de espesor.
5. Unidades en forma de cuña.
6. Unidades con forma irregular.
7. Unidades con formas especiales.
8. Unidades de relleno de paleocanales.
9. Unidades con forma de montículo.
10. Unidades con forma de abanico.

A continuación se describen las principales características geométricas de las unidades estratigráficas.

1.-Unidades con techo y base planos y paralelos entre si.

Son unidades que mantienen su espesor constante, aunque al final terminan por acuñarse o por cambiar lateralmente a otra unidad. Según la relación entre el espesor y su extensión se dividieron en dos unidades:

Unidad laminar: extensión/espesor $< 1000 \text{ km}^2/\text{m}$

Unidad tabular: extensión/espesor $> 1000 \text{ km}^2/\text{m}$

Son característicos de medios ambientes sedimentarios extensos, con el fondo uniforme o plano, como ocurre en las plataformas continentales y los grandes fondos oceánicos, no son frecuentes los medios lacustres o continentales (Figura 2.29).

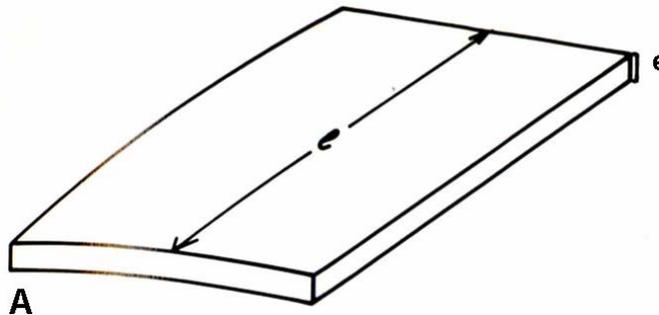


Fig. 2.29 Ejemplo de unidad con techo y base planos y paralelos entre si (Tomado de Vera Torres, 1994).

2.-Unidades con techo plano y base irregular.

La base de la secuencia esta marcada por un cambio brusco de facies, que implica erosión previa de los materiales infrayacentes existiendo un paleorelieve irregular.

El techo por el contrario, es plano y presenta un cambio de facies gradual; es frecuente en medios sedimentarios fluviales (Figura 2.30).

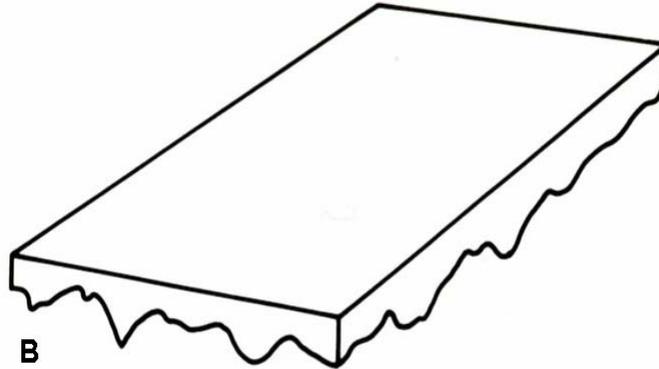


Fig. 2.30 Ejemplo de unidad con techo plano y base irregular (Tomado de Vera Torres, 1994).

3.-Unidades con techo plano y base convexa.

Son las llamadas unidades lenticulares, que se caracteriza por presentar una forma circular o elíptica. Se caracteriza por su escasa continuidad lateral y la relación longitud/espesor es inferior a 50 m. Son frecuentes en depósitos sedimentarios muy reducidos, como relleno de lagos pequeños y de charcas (Figura 2.31).

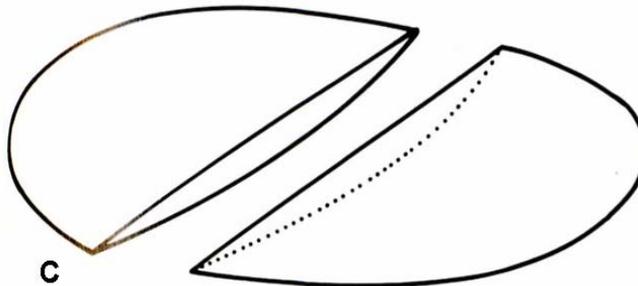


Fig. 2.31 Ejemplo de unidad con techo plano y base convexa (Tomado de Vera Torres, 1994).

4.-Unidades con variaciones laterales de espesor.

Las zonas de mayor espesor de la secuencia sedimentaria corresponden a una mayor sedimentación, debido a una mayor subsidencia en la cuenca; el punto de mayor subsidencia y por lo tanto de mayor grosor se llama depocentro. Podemos tener cuencas donde el depocentro cambie o no de posición a lo largo de la historia geológica (Figura 2:32).

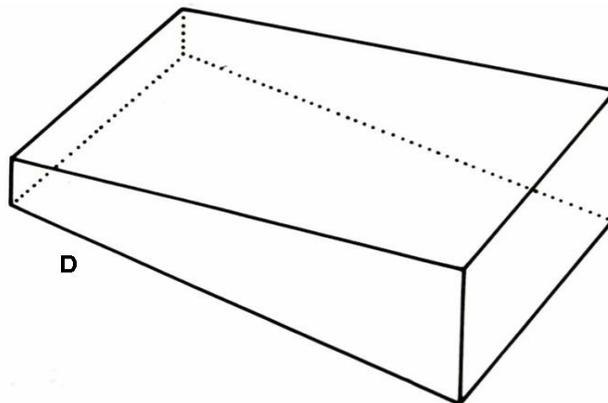


Fig. 2.32 Ejemplo de unidad con variaciones laterales de espesor (Tomado de Vera Torres, 1994).

5.- Unidades en forma de cuña.

Son las unidades estratigráficas en las que se observa un cambio lateral de espesor gradual, que va aumentando o disminuyendo según el sentido de la corriente que originó el depósito. Corresponden a depósitos en los bordes de las cuencas sedimentarias donde las secuencias se adelgazan de acuerdo al grado de subsidencia.

6.-Unidades con forma irregular.

Son unidades estratigráficas donde el espesor varía de manera significativa, se diferencian de los de base irregular, en que las bases de este tipo aparecen como no erosivos. Tiene lugar en cuencas donde la subsidencia ha sido diferente en diferentes sectores, lo que está controlado por la tectónica y por el tipo de sedimentos transportados y acumulados (Figura 2.33).

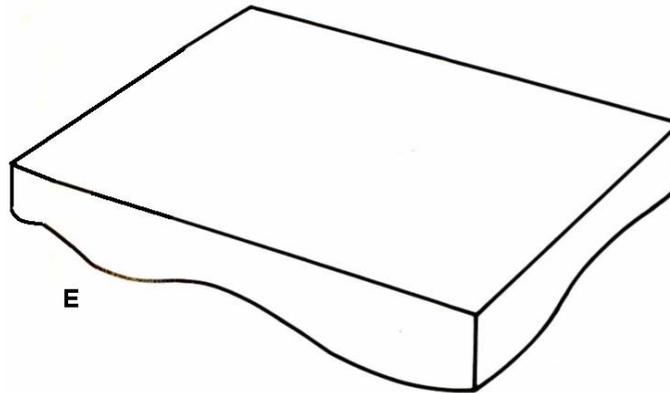


Fig. 2.33 Ejemplo de unidad con forma irregular (Tomado de Vera Torres, 1994).

7.-Unidades con formas especiales.

Se incluyen aquí todas las unidades litoestratigráficas observadas en el campo cuya geometría responde a formas especiales reconocibles. Las siguientes tres formas son las más comunes:

- a) Unidades de relleno de paleocanales.
- b) Unidades con forma de montículo.
- c) Unidades con forma de abanico.

a) Unidades de relleno de paleocanales.

Son unidades con formas alargadas en una dirección preferencial, en general presentan escasa continuidad lateral y grandes variaciones de espesor; su base es claramente erosiva y posee un relleno detrítico; corresponden a rellenos de paleocanales (Figura 2.34).

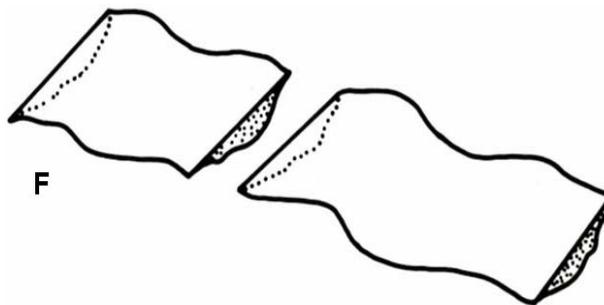


Fig. 2.34 Ejemplo de unidad de relleno de paleocanales (Tomado de Vera Torres, 1994).

b) Unidades con forma de montículo.

Poseen la base plana y el techo convexo y son propios de crecimientos orgánicos en colonias (arrecifes); su tamaño esta función del tipo de organismo y a los cambios de nivel del mar (Figura 2.35).

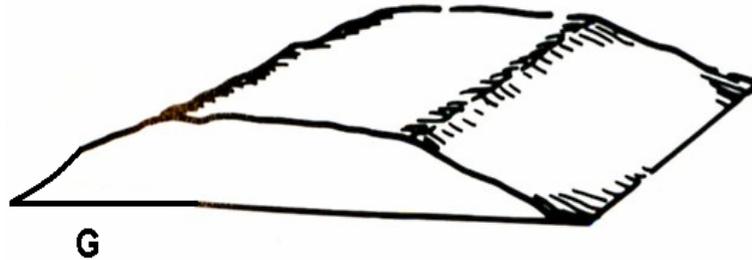


Fig. 2.35 Ejemplo de unidad con forma de montículo (Tomado de Vera Torres, 1994).

c) Unidades con forma de abanico.

Poseen variaciones importantes del espesor, siendo mayor siempre hacia el ápice del abanico. Se presenta en los depósitos de turbiditas o en cañones submarinos (con gran pendiente); también es común encontrarlos en los depósitos de abanicos aluviales, en los deltas y en algunas llanuras de inundación (Figura 2.36).

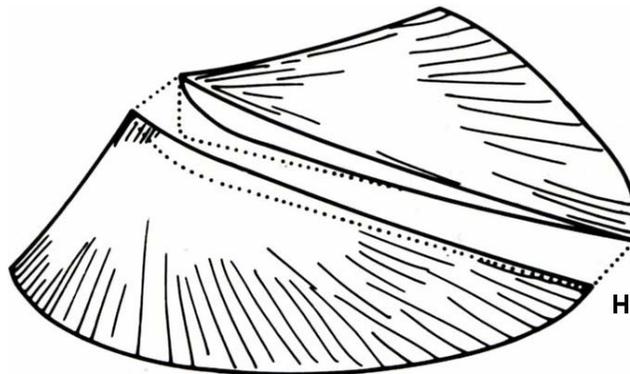


Fig. 2.36 Ejemplo de unidad con forma de abanico (Tomado de Vera Torres, 1994).

Geometría de las unidades estratigráficas deducida a partir de la información del subsuelo.

El análisis de secciones sísmicas permite reconocer con bastante precisión la geometría (en profundidad) de las unidades litosísmicas. Su reconocimiento y diferenciación se puede realizar con base en el estudio de los diferentes patrones de reflexión que presentan las superficies de las secuencias estratigráficas. Su reconocimiento y delimitación también puede ser por otros métodos geofísicos y por comparación en secuencias expuestas en los afloramientos. Considerando lo anterior se pueden diferenciar los siguientes 6 casos:

1. Unidades litosísmicas tabulares.
2. Unidades litosísmicas en cuña.
3. Unidades litosísmicas sigmoidales.
4. Unidades litosísmicas oblicuas.
5. Unidades litosísmicas caóticas.
6. Unidades litosísmicas con formas especiales.

A continuación se describen las principales características de cada una de ellas:

1.-Unidades litosísmicas tabulares.

Se trata de unidades que se caracterizan por tener el techo y el piso planos y paralelos; corresponden a unidades estratigráficas en las que no se aprecian cambios significativos de espesor (Figura 2.37), como ocurre en algunas unidades expuestas en el campo.

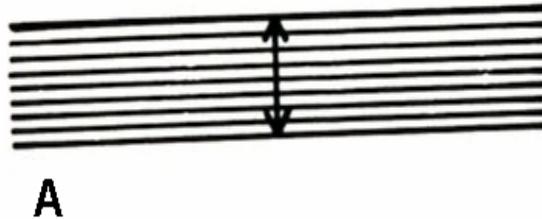


Fig. 2.37 Unidad litosísmica tabular (Tomado de Vera Torres, 1994).

2.-Unidades litosísmicas en cuña.

Son aquellas en las que se observa un aumento progresivo de espesor hacia un sector determinado, se asemejan igualmente a las observadas en el campo, aunque en los perfiles sísmicos al aumentar la escala de observación y exagerar la escala vertical se reconocen con mayor facilidad (Figura 2.38).

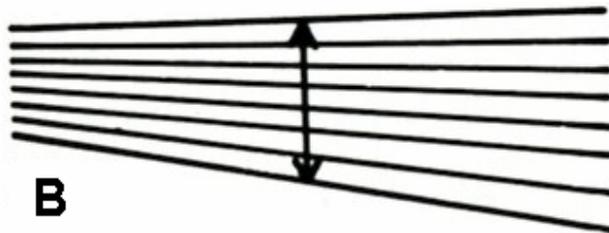


Fig. 2.38 Unidad litosísmica en cuña (Tomado de Vera Torres, 1994).

3.-Unidades litosísmicas sigmoidales.

Son formas de gran interés en la interpretación de perfiles sísmicos y que, usualmente, no se ven en el campo por la escala de los afloramientos. Se trata de unidades de más de un kilómetro de longitud y de varias decenas de metros de espesor cuya forma se asemeja a la letra griega sigma; muestran techo y piso escalonados, con un máximo espesor en el centro y reducción del mismo hacia los dos extremos hasta que se acúan. Son formas de unidades litosísmicas muy características de bordes de cuencas subsidentes en episodios de subida del nivel del mar (Figura 2.39).



Fig. 2.39 Unidad litosísmica sigmoideal (Tomado de Vera Torres, 1994).

4.-Unidades litosísmicas oblicuas.

Corresponden a otro tipo de geometría difícilmente observable en el campo, que consisten en cuerpos con una geometría oblicua a la del fondo de la cuenca. Son formas de unidades litosísmicas muy características de bordes de cuencas sedimentarias y de los intervalos de sedimentación en los que los aportes superan en volumen al “vaciado”, dejado por propia subsidencia. Mitchum (1977), diferenciaba dos tipos de unidades litosísmicas oblicuas: las tangenciales, que se muestran los reflectores con buzamiento decreciente hacia la parte donde se hunden (Fig. 2.40) y paralelas en las que el buzamiento es igual a lo largo de todo el reflector oblicuo. Es frecuente encontrar secuencias que combinan los dos tipos últimos (simogdal y oblicuo), y en estos casos se presenta el denominado complejo simogdal-oblicuo (Fig. 2.41).

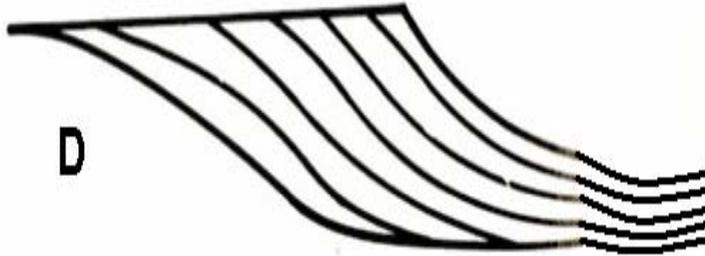


Fig. 2.40 Unidad litosísmica oblicua (Tomado de Vera Torres, 1994).

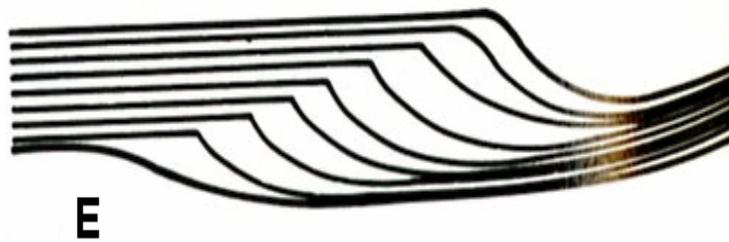


Fig. 2.41 Complejo simogdal-oblicuo (Tomado de Vera Torres, 1994).

5.-Unidades litosísmicas caóticas.

Son aquellas unidades caracterizadas por carecer de una estructura interna, con reflectores caóticamente distribuidos, presentan geometrías en forma de globo, con piso plano y techo convexo que lateralmente se acúñan. Se relacionan genéticamente con grandes masas de materiales deslizados y redepositados en talud continental, como ocurre en los slumps (turbiditas), (Figura 2.42).

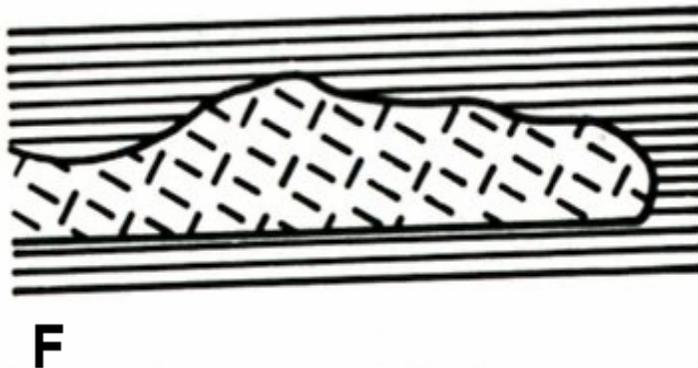


Fig. 2.42 Unidad litosísmica caótica (Tomado de Vera Torres, 1994).

6.-Unidades litosísmicas con formas especiales.

Corresponden a todas aquellas formas con geometría diferentes a las descritas anteriormente y que pueden ser fácilmente reconocibles en los reflectores sísmicos. Un tipo, corresponde con el de los lóbulos, en donde el perfil sísmico presenta superficies convexas hacia el techo (Fig. 2.43) en los que los materiales suprayacentes cubren progresivamente el relieve. Otro tipo sería el de las unidades con cliniformas de tipo hummocky (Fig. 2.44) en las que se observan lóbulos que se interfieren. Otro tipo es le de los cuerpos arrecifales con pisos planos y techos convexos que terminan lateralmente de forma brusca (Fig. 2.45)

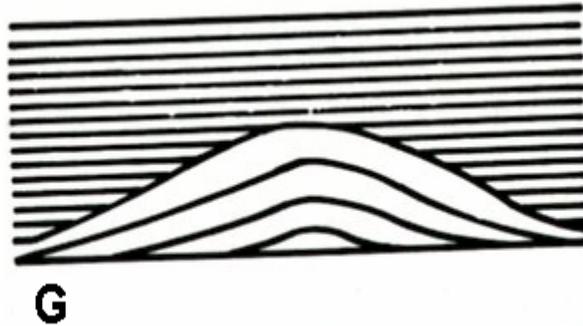


Fig. 2.43 Unidad litosísmica con forma de montículo o lóbulo (Tomado de Vera Torres, 1994).

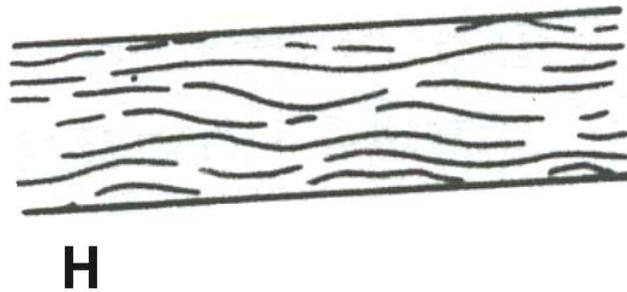


Fig. 2.44 Unidad litosísmica hummocky (Tomado de Vera Torres, 1994).

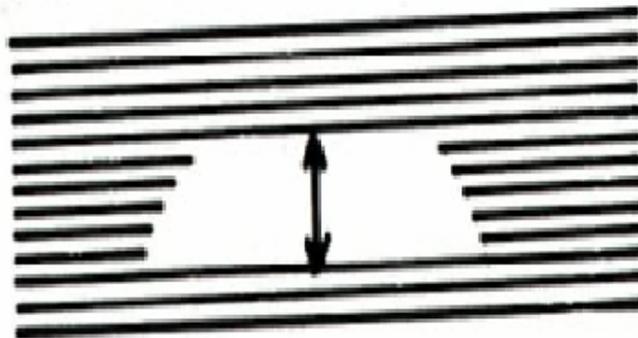


Fig. 2.45 Unidad de cuerpo arrecifal (Tomado de Vera Torres, 1994).

Geometría de los estratos dentro de las unidades litoestratigráficas.

En el estudio de la geometría de los estratos dentro de las unidades litoestratigráficas, que toman en consideración a la forma en que ocurrió la sedimentación de los materiales (acreción); se pueden reconocer los siguientes tres casos:

- a) Acreción vertical o agradación.

- b) Acreción frontal o progradación.
- c) Acreción lateral.

A continuación se describen sus principales características:

a) Acreción Vertical o Agradación: Se produce cuando predomina el crecimiento o depósito vertical dando como resultado la superposición de capas horizontales paralelas a las superficies límites de las unidades litoestratigráficas. Se trata de la geometría interna más usual de los estratos, en la que se cumplen los principios de la superposición, de la continuidad lateral y horizontalidad original, como se ilustran en las figuras 2.46 y 2.47.



Figuras 2.46 y 2.47 Las figuras muestran la agradación vertical de las unidades litoestratigráficas (Tomado de Vera Torres, 1994).

b) Acreción Frontal o Progradación: Se produce cuando predomina el crecimiento lateral, hacia el interior de la cuenca, dando lugar a un solapamiento retroactivo y a unidades sigmoidales y/o oblicuas se caracteriza por presentar estratos o secuencias granocrecientes. El avance de las capas que se van superponiendo se hace en el sentido del transporte. Se trata de una de las geometrías internas de unidades litoestratigráficas más interesante desde el punto de vista petrolero ya que las unidades estratigráficas de granulometría gruesa pueden quedar encerradas en secuencias de grano fino, por lo que pueden formar trampas estratigráficas. En observaciones puntuales de campo se pueden ver partes de unidades con dispositivos progradantes de escala decamétrica; consisten en dispositivos de estratos oblicuos a la superficie basal de la unidad litoestratigráfica, en los que las capas presentan concavidad hacia el techo, lo que permite diferenciarlo de los dispositivos de acreción lateral (Figura 2.48).

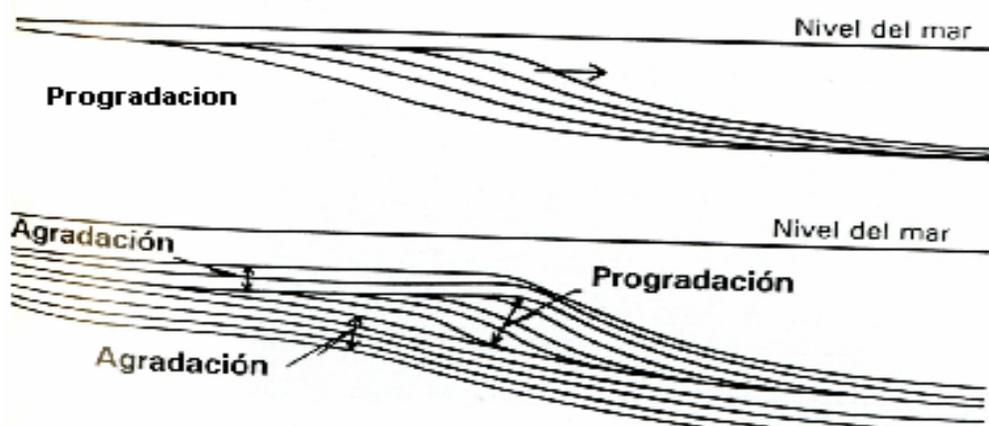


Fig. 2.48 Progradación de las unidades litoestratigráficas (Tomado de Vera Torres, 1994).

c) Acreción Lateral: Se llama así al proceso de crecimiento de estratos en sentido perpendicular a la dirección de la corriente que es producida por la migración de canales de alta sinuosidad, dando lugar a estratificación cruzada. Se trata de geometrías visibles especialmente en

observación de campo, ya que su escala es decamétrica. Presenta una geometría de estratos cóncava hacia el techo, generalmente cubierta y rodeada de sedimentos de grano fino, por lo que pueden formar trampas estratigráficas.

Jerarquía de las Unidades Litoestratigráficas.

La normatividad internacional de nomenclatura estratigráfica (CNE, 1961; GEI, 1980; NASC, 1983) establece la posibilidad de poder agrupar a las secuencias geológicas en lotes de dos o más unidades estratigráficas que, siendo consecutivas, presenten litofacies, en su conjunto, diferentes de otros posibles conjuntos. Estas unidades de rango mayor que la formación son las que se denominan grupos en los casos en los que se estime necesario usar una jerarquización más completa por encima de la formación se puede llegar a dos tipos de agrupaciones de unidades que, de menor a mayor rango son: grupos y supergrupos.

Cuando en una formación se puedan diferenciar dos o más partes internas, que corresponden a diferentes litofacies, se pueden establecer unidades litoestratigráficas de rango menor, las cuales reciben el nombre de miembros. La división de una formación concreta no es necesaria y solo se utiliza cuando los datos litoestratigráficos así lo aconsejen y con ello se logre un objetivo petrolero útil.

Usualmente la nomenclatura de miembro está compuesta por tres términos: en primer lugar la palabra miembro, en segundo un término alusivo a la litología y en tercero un nombre geográfico de referencia (Miembro calizas arrecifales de la formación el Abra). En algunas formaciones, en las que se divide sólo en dos miembros se habla, simplemente, de miembro inferior y miembro superior.

Finalmente dentro de una formación o en su caso de un miembro se pueden delimitar unidades litoestratigráficas de rango menor a las que se llama capas; este término se aplica a estratos cuyo espesor puede variar desde 1 cm hasta pocos metros, y que presenta características litológicas peculiares, fácilmente diferenciables. La delimitación de capas no implica la división completa de la formación en capas diferenciables, sino que se refieren exclusivamente a niveles muy concretos dentro de las unidades de rango mayor. En la tabla 2 se presenta la división de las unidades estratigráficas que se describen más adelante.

Las unidades litoestratigráficas se jerarquizan, de mayor a menor orden:

- Supergrupo.
- Grupo.
- Formación.
- Miembro.
- Capa.

En ocasiones no tenemos todos los datos necesarios para definir a las unidades estratigráficas, entonces se puede denominar de manera informal, llamándolo unidad, sin introducirlo dentro de un rango. Por otro lado, la extensión geográfica de las unidades litoestratigráficas esta determinada exclusivamente por la continuidad y extensión de sus características litológicas; por lo que los límites de las unidades litoestratigráficas se ubican en lugares donde ocurre un cambio litológico. Los límites se ponen en contactos definidos o pueden fijarse arbitrariamente dentro de las zonas de gradación. En la tabla 3 se indican las diferentes unidades estratigráficas que se utilizan en diferentes trabajos de exploración.

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	
LITOSTRATIGRÁFICAS	LITODÉMICAS
SUPERGRUPO	SUPERSUITE
GRUPO	SUITE
FORMACIÓN	LITODEMA
MIEMBRO	
CAPA(S) O DERRAME(S)	
DE MAGNETOPOLARIDAD	BIOESTRATIGRÁFICAS
SUPERZONA DE POLARIDAD	BIOZONA
ZONA DE POLARIDAD	SUB-BIOZONA
SUBZONA DE POLARIDAD	

Tabla 3 Categorías y rangos de las unidades materiales (Tomada de Código Estratigráfico Norteamericano 1983 – 1984).

A continuación se describen las principales características de las unidades estratigráficas que se indican en la tabla 3.

Supergrupo.

Corresponde con una asociación formal de grupos o formaciones geológicas relacionadas o superpuestas; el supergrupo debe nombrarse exclusivamente en los sitios donde su reconocimiento tenga un propósito claro.

Grupo.

Es la unidad litoestratigráfica de rango inmediatamente superior a la formación, puede estar completamente constituido por formaciones definidas formalmente, o puede no estar totalmente compuesto por formaciones nombradas; generalmente agrupan dos o tres formaciones sucesivas con rasgos litológicos comunes. Muchos grupos corresponden a materiales donde es difícil la separación de las secuencias en formaciones, ya que no tienen gran contraste litológico (Figura 2.49).

Cuando sea necesaria una jerarquización mas completa, se pueden utilizar los términos de subgrupo, grupo o supergrupo. Como ejemplos tenemos a los grupos La Boca, Mexcala y Chicontepec; este último tiene tres formaciones: Chicontepec inferior, Chicontepec medio y Chicontepec superior.

El usar grupos es de utilidad en la elaboración de mapas a pequeña escala y cuando se realizan análisis estratigráficos regionales. Las formaciones que componen un grupo no son necesariamente las mismas en todos los sitios.

Formación Geológica.

Es la unidad litoestratigráfica fundamental, que solemos representar en mapas geológicos, y es básica para la reconstrucción de la historia geológica de una región. La formación es una unidad estratigráfica que agrupa un conjunto de estratos con una determinada litología o conjunto de litologías, que nos permiten diferenciarla de los adyacentes y que pueden corresponder con formaciones generadoras, almacenadoras o sello.

Para su descripción no hay que tener en cuenta el espesor de la unidad, pero se considera que debería tener un espesor que permita su representación gráfica en los mapas es decir que está a escala cartografiable (escala del mapa 1:25000 y 1:50000). Las unidades litoestratigráficas quedan definidas por rangos en donde la unidad litoestratigráfica básica es la formación geológica (Figura 2.49).

Las formaciones tienen un significado genético, que corresponde con un depósito en condiciones uniformes, y necesariamente tiene que ser cartografiable (Figura 2.50). Sus límites se marcan en donde cambia la litología ó donde se presentan cortes significativos en la continuidad de la sedimentación.

La descripción de la formación geológica debe hacerse en una localidad donde este bien representada la secuencia y en un lugar accesible; a esta localidad se le señala como estratotipo (localidad tipo).

Para nombrarlas se utiliza la palabra formación, seguida de la litología predominante y de la localización geográfica del estratotipo, por ejemplo: Formación Olvido, Formación la Casita, Formación Menchaca, Formación Tamaulipas Padilla, etc. (Figura 2.49).

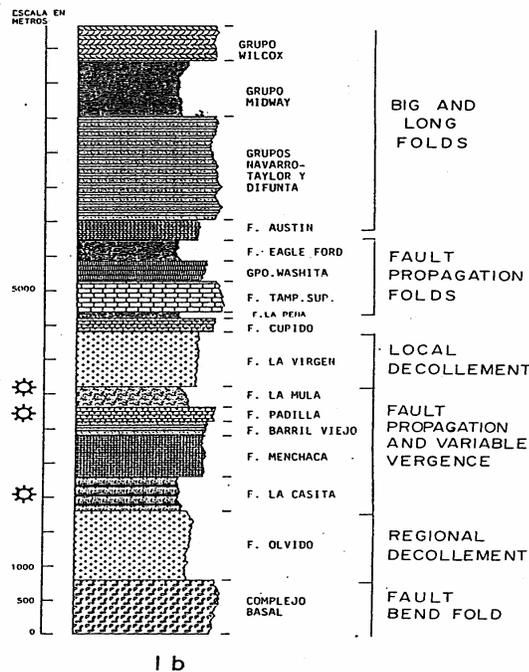


Fig. 2.49 Formaciones Geológicas

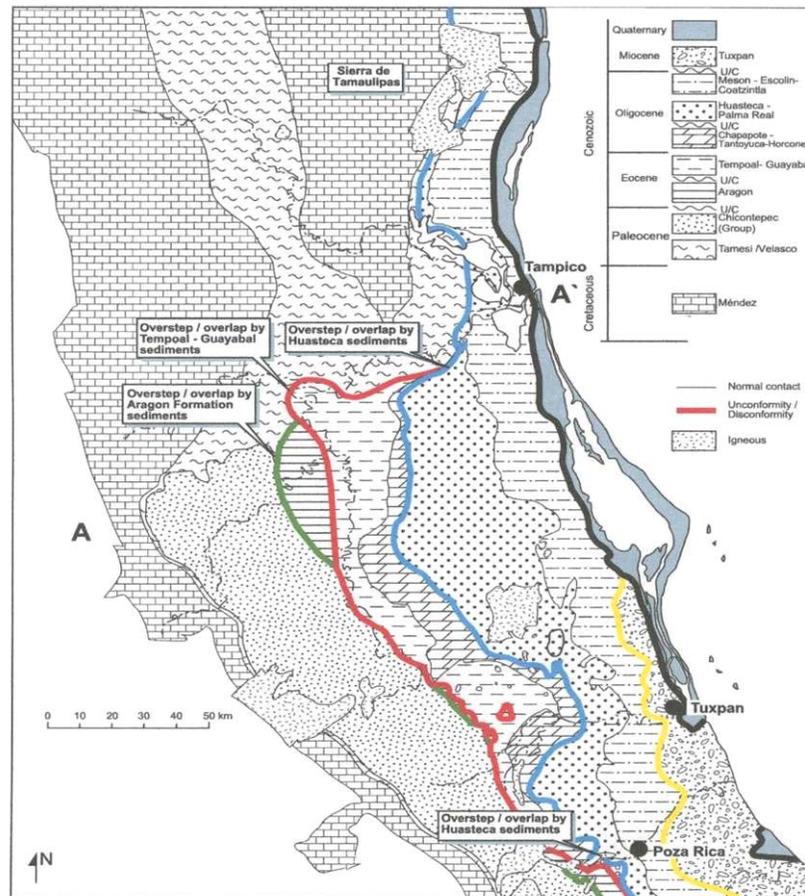


Fig. 2.50 Mapa Geológico de la Región de Chicontepec Ver. (Tomado de Andrew D. Horbory y Reyes F. Armando, 2003)

Miembros.

Las formaciones geológicas pueden o no subdividirse en miembros, que corresponden con un rango inmediatamente inferior a la de una formación; se reconoce como una entidad con nombre dentro de una formación porque posee características que la distinguen de las partes adyacentes de esa formación; un miembro puede extenderse lateralmente de una formación a otra.

Capa.

Corresponde con un estrato cuyo espesor puede variar de un centímetro hasta pocos metros, con características litológicas muy peculiares y fácilmente diferenciables (como por ejemplo: capas de carbón, capas de óxidos de hierro, etc.).

La delimitación de capas no implica la división completa de la formación (o miembro) en capas diferenciables, sino que se refiere exclusivamente a niveles muy concretos dentro de las unidades de rango mayor. La capa o capas es la más pequeña unidad litoestratigráfica formal de las rocas sedimentarias, se limita a determinadas capas distintivas cuyo reconocimiento resulte particularmente útil.

Un caso especial con gran valor estratigráfico corresponde con las capas guía (índice), ya que son capas sincrónicas, formadas al mismo tiempo y que presentan una gran extensión, aunque su espesor sea distinto. Por su regularidad y extensión son importantes en la correlación estratigráfica a gran escala.

Complejo.

Se utiliza para definir a un conjunto de materiales de litologías diversas en las cuales es muy difícil realizar la separación de unidades debido a una gran complejidad tectónica que enmascara la ordenación.

El nombre formal de una unidad litoestratigráfica es compuesto. Consiste en un nombre geográfico combinado con un término lítico descriptivo o con el término correspondiente al rango, o ambos. Ejemplo Complejo Acatlan, Complejo Xolapa, etc.

Continuidad lateral y terminación de las unidades litoestratigráficas.

Toda unidad litoestratigráfica en sus límites laterales o desaparece o cambia a otra unidad estratigráfica. Una de las maneras más simples en las que termina una unidad es por una falla sinsedimentaria, en los demás casos, cuando no haya límites de fallas sinsedimentarias, las relaciones laterales son geoméricamente menos bruscas y en ellas se puede diferenciar varios tipos de terminación cuyas características relevantes se describen a continuación:

1.- Falla Sinsedimentaria.

Una de las maneras mas simples de terminación lateral de una unidad estratigráfica es la desaparición lateral es esa unidad, lo cual, ocurre cuando su limite vertical es una falla sinsedimentaria, que limita un sector con subsidencia y depósito, de otro que no la tiene, de manera que la unidad litoestratigráfica termina lateralmente de manera brusca, con una superficie plana coincidente con la falla (Figura 2.51).

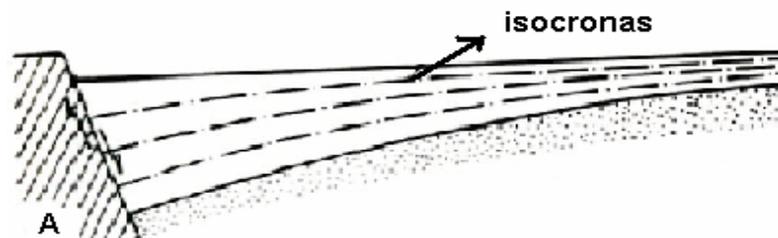


Fig. 2.51 Falla Sinsedimentaria (Tomado de Vera Torres, 1994).

2.-Acuñamiento.

Es la terminación lateral de una unidad litoestratigráfica por la pérdida progresiva de espesor hasta su desaparición total. Se produce en los bordes de la cuenca o del ambiente sedimentario, que lateralmente cambia a un medio no deposicional. Son frecuentes en los bordes de cuencas sedimentarias, aunque también abunda dentro de cuenca en los límites de sectores con y sin depósito o donde se forman las minicuenas en los domos o diapiros de sal. Los materiales que constituyen la unidad litoestratigráfica que se acuña no tienen equivalente lateral coetáneo, porque en el área adyacente no hubo depósito, o en otros casos hubo erosión (Figura 2.52).

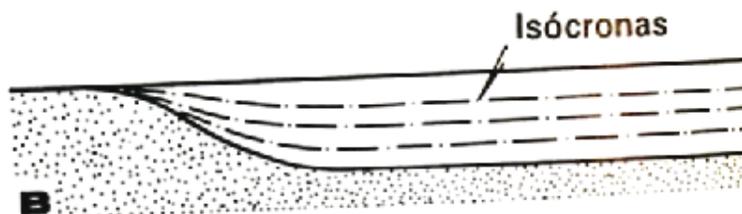


Fig. 2.52 Acuñamiento (Tomado de Vera Torres, 1994).

3.-Indentación.

Es el cambio lateral entre dos unidades coetáneas, en el que se produce una interpenetración de una en la otra, habiendo entre ellas un cambio de facies brusco. El nombre alude a la geometría usual, a manera de "dientes" de una unidad que penetran dentro de la otra. Este límite se dan entre dos ambientes sedimentarios (o litotopos dentro de un mismo medio) cuya posición geográfica ha ido cambiando a lo largo del tiempo (Figura 2.53).

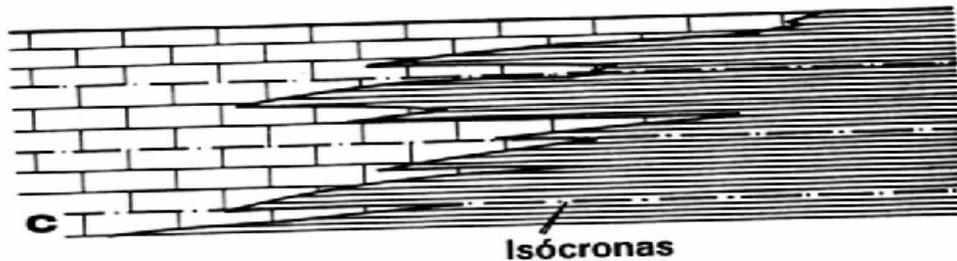


Fig. 2.53 Indentación (Tomado de Vera Torres, 1994).

4.-Cambio lateral gradual.

Se refiere al paso lateral y gradual de una unidad litoestratigráfica a otra, habiendo una franja con materiales de litofacies intermedias. Se puede hablar de cambios laterales que son perpendiculares a las líneas isócronas (líneas de la estratificación) o de cambios laterales que son oblicuos a dichas líneas; este segundo caso es mucho más frecuente que el primero. Estos cambios se dan entre materiales de diferentes partes de un mismo medio sedimentario (litotopos), en los que se produce sedimentación simultánea con diferentes litofacies, pero con límites no netos (Figura 2.54).

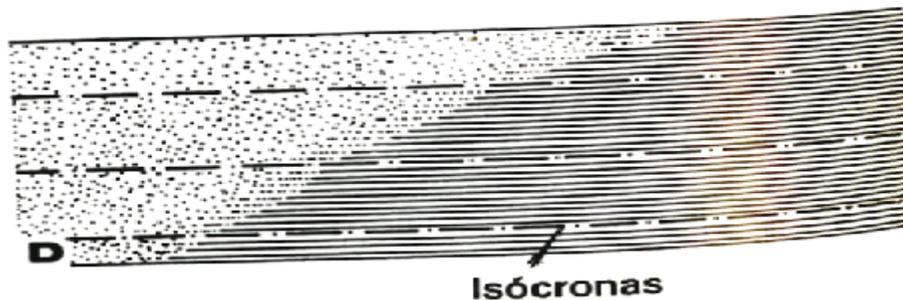


Fig. 2.54 Cambio lateral gradual (Tomado de Vera Torres, 1994).

Unidades Litodémicas.

Las unidades litodémicas se componen de rocas predominantemente intrusivas, altamente metamorfoseada, o intensamente deformada que, por ser intrusivas o por haber perdido su estructura primaria por metamorfismo o tectonismo, generalmente no se conforman según la Ley de la Superposición.

En una unidad litodémica (Figura 2.55) de gneis (A) hay una intrusión de diorita (B) deformada. A y B pueden tratarse juntas como un complejo. Un granito más joven (C) está cortado por un dique de sienita (D), el cual es a su vez cortado por la discordancia 1. Todos estos se encuentran en contacto por falla con un complejo estructural (E). El complejo volcánico (G) se formó posterior la discordancia 1 y sus diques alimentadores cortan la discordancia. Los estratos volcánicos lateralmente equivalentes en sucesión ordenada y cartografiable (h) se tratan como

unidades litoestratigráficas. En la discordancia 2, todas estas unidades se encuentran cubiertas por rocas sedimentarias (j) divididas en formaciones y miembros.

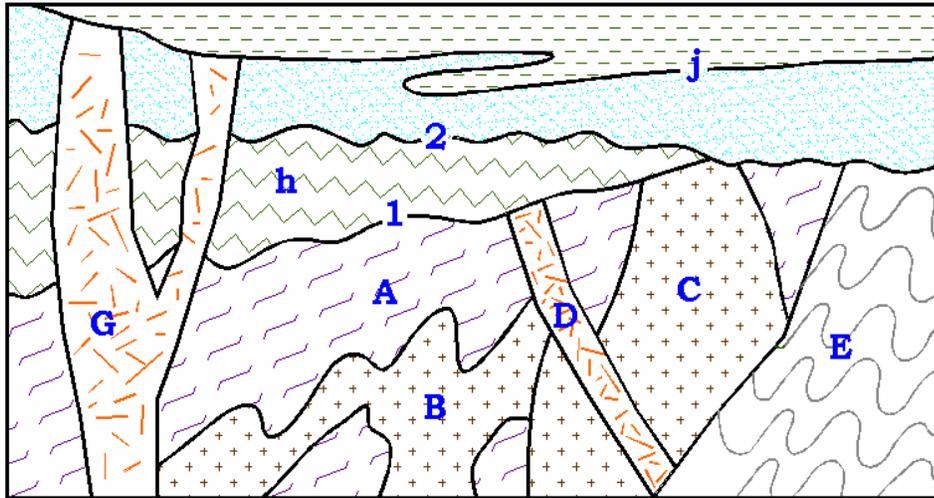


Fig. 2.55 En el esquema se muestran unidades litodémicas en mayúsculas y unidades litoestratigráficas en minúsculas (Tomado del Código Estratigráfico Norteamericano 1984).

Los límites de las unidades litodémicas se colocan donde se presenta el cambio litológico; pueden colocarse en contactos que se distingan claramente o dentro de las zonas de gradación. Tanto los límites verticales como los laterales se basan en los criterios litológicos que proporcionen mayor coherencia y utilidad práctica. Los contactos con otras unidades litodémicas y litoestratigráficas pueden ser deposicionales, intrusivos, metamórficos o tectónicos.

Los rangos de las unidades litodémicas son: Litodema, Suite (ensamble), Supersuite (superensamble). Que a continuación se describen sus principales características:

- Litodema:** En una unidad fundamental que posee rasgos líticos distintivos y algún grado de homogeneidad lítica interna; puede estar formado por roca de un solo tipo, por la mezcla de rocas de dos o más tipos o por composiciones extremadamente heterogénea. Una característica básica del litodema es la de ser cartografiable en la superficie o en el subsuelo por métodos geofísicos como la sismología. Las unidades de rango inferior al litodema son informales.
- Suite o ensamble:** Es la unidad litodémica de rango inmediatamente superior al litodema y comprende dos o más litodemas asociados de la misma clase (plutónico ó metamórfico).
- Supersuite o superensamble:** Es la unidad de rango inmediatamente superior al ensamble y comprende dos o más ensambles o complejos que tienen un grado natural de relación entre sí.

Unidad de Magnetopolaridad.

Es un cuerpo de roca que se identifica por su polaridad magnética remanente, donde toda la unidad presenta la misma polaridad (magnetismo renaciente).

La magnetoestratigrafía es el estudio del magnetismo remanente de las rocas; la que caracteriza el registro de la polaridad magnética de la Tierra (o de la inversión en el campo), la posición dipolo-campo dipolo (incluyendo la deriva polar aparente) y la intensidad de campo.

La magnetopolaridad considera que los polos magnéticos terrestres han ido cambiando a lo largo de la historia geológica de la Tierra. Estos cambios han sido simultáneos y por lo tanto pueden ser utilizados como criterio de cronocorrelación.

Las inversiones de polaridad del campo magnético terrestre son universales y geológicamente instantáneas siendo la duración media de las inversiones de 5000 años aproximadamente. Por esta razón pueden servir como elementos de datación. En teoría, el método es muy simple ya que basta con datar las rocas inmediatas a una inversión y que cada vez que se pueda localizar ésta característica en cualquier otro punto sabremos cuál es la edad de las rocas adyacentes; de esta forma se construye una escala magnetoestratigráfica con apoyo cronológico.

La unidad básica se llama cron de polaridad, que es un intervalo de tiempo superior a los 100,000 años y de polaridad homogénea. Los subcronos son unidades del orden de 10,000-100,000 años y de polaridad opuesta a los cronos en los que están incluidas. Por otro lado, a los subcronos muy cortos se les llama excursiones.

Unidades Bioestratigráficas.

Corresponden con cuerpos de rocas que se definen y caracterizan por su contenido fósil, sin importar el tipo de roca, tiene como objetivo recopilar y utilizar la información acerca de la evolución morfológica de especies concretas para de este modo determinar su distribución paleobiogeográfica y estratigráfica son muy importantes para realizar correlaciones locales o regionales.

Los restos biológicos contenidos en secuencias estratigráficas o que forman estratos en una unidad de roca son importantes en la estratigrafía por lo siguiente:

En primer lugar, proporcionan los medios para definir y reconocer unidades de roca basadas en el contenido fósil; en segundo lugar, la irreversibilidad de la evolución orgánica permite dividir los estratos incluidos de manera temporal y en tercer lugar, los restos biológicos proporcionan datos importantes para la reconstrucción de ambientes antiguos de depósito.

Biozona.

Se le llama biozona a los volúmenes de materiales estratificados diferenciados o caracterizado por su contenido paleontológico. Una biozona puede basarse en un taxón (genero - especie), simple o en la combinación de varios tipos de fósiles.

La unidad básica de la clasificación bioestratigráfica es la biozona, esta puede englobar distintas litologías, y sus límites no tienen que coincidir con los límites de las unidades litoestratigráficas. Los espesores de las biozonas son muy variables, de centímetros a metros, según el taxón, existen varias clases de biozonas. Se reconocen cuatro clases principales de unidades bioestratigráficas: biozona de intervalo, de conjunto, de extensión y de abundancia.

- a) Biozona de Intervalo: Representa un intervalo estratigráfico entre dos biohorizontes, es decir, entre dos superficies que poseen algunos caracteres bioestratigráficos notables (Figura 2.56). También se puede definir biozonas de intervalos para los conjuntos de estratos limitados por dos biohorizontes de última presencia de taxones diferentes (Figura 2.57) o por dos límites de primera aparición, igualmente de dos taxones diferentes (Figura 2.58).

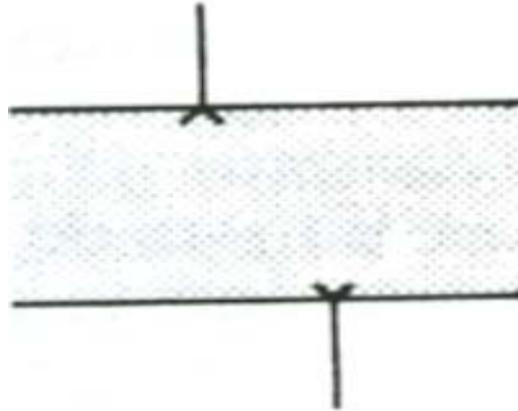


Fig. 2.56 Biozona de Intervalo que establece la Guía Estratigráfica Internacional (Tomado de Vera Torres, 1994)

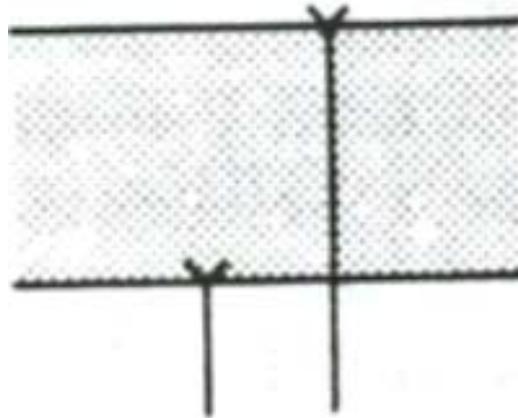


Fig. 2.57 Biozona de Intervalo para conjuntos de estratos limitados por dos biohorizontes que establece la Guía Estratigráfica Internacional (Tomado de Vera Torres, 1994)

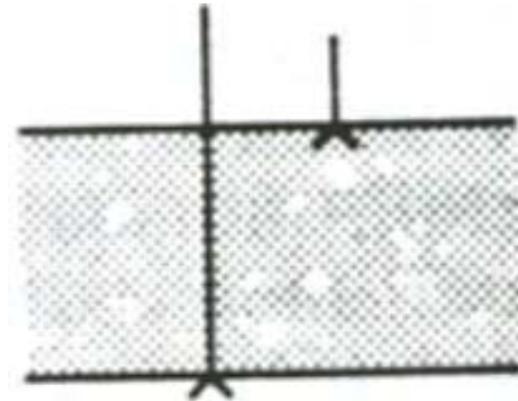


Fig. 2.58 Biozona de Intervalo por dos límites de primera aparición que establece la Guía Estratigráfica Internacional (Tomado de Vera Torres, 1994)

- b) Biozona de conjunto: Es una biozona que se caracteriza por la asociación de tres o más taxones. Puede basarse en todos los tipos de fósiles presentes o restringirse a solo ciertas clases de fósiles. La Guía de Estratigrafía Internacional (GEI 1980) define a esta biozona como “un cuerpo de estratos cuyo contenido de fósiles, tomado en su totalidad constituye un conjunto o asociación natural que lo diferencia, en cuanto a su carácter bioestratigráfico, de los estratos adyacentes” (Figura 2.59).

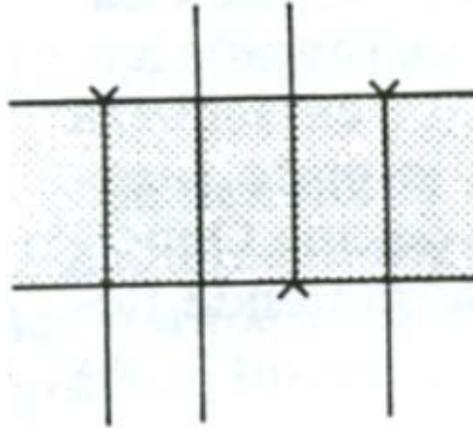


Fig. 2.59 Biozona de Conjunto que establece la Guía Estratigráfica Internacional (Tomado de Vera Torres, 1994)

- c) Biozona de extensión: Esta basada en la presencia de fósiles seleccionados del conjunto total de formas fósiles; es aplicable horizontal y verticalmente. La biozona de extensión es el volumen de estratos que representa la extensión total de la presencia fósil, seleccionada.

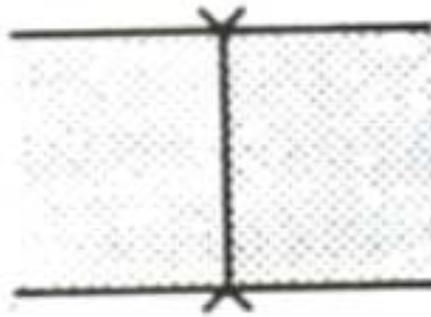


Fig. 2.60 Biozona de Extensión que establece la Guía Estratigráfica Internacional (Tomado de Vera Torres, 1994)

- d) Zonas de abundancia o zonas de apogeo: Se basan en la abundancia o desarrollo máximo de ciertas formas, independientemente de su extensión en el tiempo. La biozona de apogeo es el conjunto de estratos caracterizado por la máxima abundancia del taxón seleccionado. Sus límites son cuantitativos y vienen marcados por cambios bruscos de la abundancia del taxón seleccionado. Una biozona puede dividirse completa o parcialmente en sub-biozonas formalmente designadas subzonas.

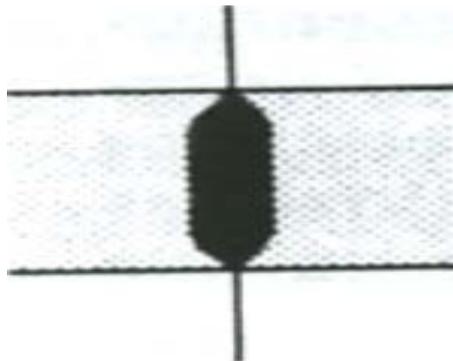


Fig. 2.61 Zona de Abundancia o Apogeo que establece la Guía Estratigráfica Internacional (Tomado de Vera Torres, 1994)

La bioestratigrafía es de gran importancia para la exploración petrolera ya que es una herramienta que nos permite correlacionar mediante los fósiles las unidades que son de interés petrolero, así mismo permiten ubicar los intervalos de gran longitud y tener una mayor definición para las zonas potenciales de hidrocarburos (Figura 2.62)

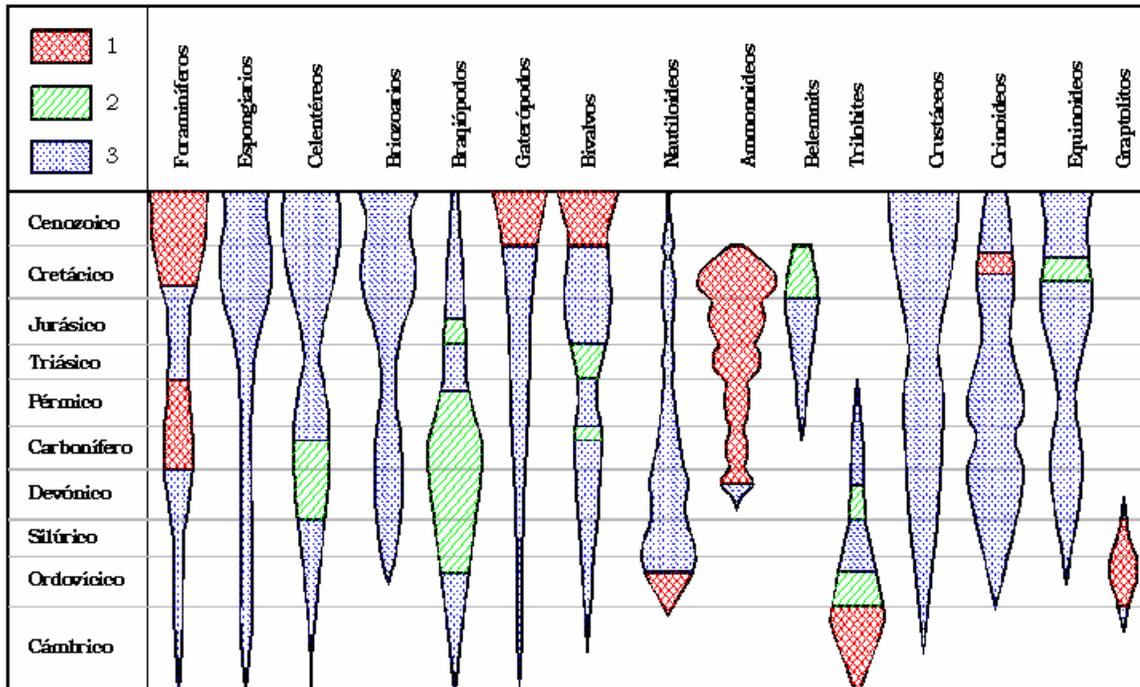


Fig. 2.62 Importancia bioestratigráfica relativa de los principales grupos de invertebrados que permiten realizar correlación. 1. Importancia para correlaciones a gran distancia. 2. De interés para correlaciones regionales. 3.- Biozonación y las correlaciones (Modificado de Corrales Zarazua, 1977).

Categorías estratigráficas que expresan o que se relacionan con la edad geológica.

Se usan diversas categorías de unidades para definir los intervalos de tiempo geológico; tienen como propósito el proporcionar una base para ordenar sistemáticamente las relaciones de tiempo y espacio de los cuerpos de roca y el de establecer un marco de tiempo para la discusión de la historia geológica. Se tienen dos tipos fundamentales: las unidades cronoestratigráficas y las unidades geocronológicas.

a) Unidad Cronoestratigráfica.

Es un cuerpo de roca establecido para servir como referencia material para todas las rocas que se formaron durante el mismo intervalo de tiempo, todos sus límites son sincrónicos, tal unidad representa a todas las rocas y sólo a aquellas que se formaron durante ese intervalo de tiempo. Estas unidades pueden basarse en el intervalo de tiempo de una unidad bioestratigráfica, una unidad lítica, una unidad de magnetopolaridad o en cualquier otro rasgo del registro de las rocas que tengan un alcance de tiempo.

En orden de rango decreciente, la jerarquía de las unidades cronoestratigráficas es de la siguiente manera: Eontema, Eratema, Sistema, Serie y Piso. A continuación se describen sus principales características:

- Eontema. Es la unidad de rango mayor, aunque no se suelen utilizar por su gran magnitud. En la historia geológica hay dos eones el fanerozoico y el proterozoico.
- Eratema. Es la unidad cronoestratigráfica reconocida de mayor amplitud, y representan los cambios mayores en la historia de la vida, por ejemplo: paleozoico, mesozoico y cenozoico.
- Sistema: Todos los sistemas representan intervalos de tiempo lo suficientemente extensos para constituir unidades de correlación a escala mundial. Los nombres derivan de la litología fundamental (Carbonífero, Cretácico) o de una localidad geográfica (Devónico, Jurásico).
- Serie: Esta constituida por dos o más pisos. Sus límites están fijados por el límite inferior del piso más antiguo y el superior del más moderno que comprenden, aunque a veces tienen sus límites propios. Las series tienen un estratotipo formado por la suma de los estratotipos de los pisos que contiene. Su nombre deriva del lugar geográfico o del nombre del sistema al que pertenece acompañado de los términos inferior, medio o superior.
- Piso: Es la unidad cronoestratigráfica fundamental, consiste en un conjunto de rocas estratificadas que se han formado durante un intervalo de tiempo determinado (3 – 10 millones de años). Los límites deben ser isócronos, y es importante definirlos bien en el estratotipo, porque al tener un carácter universal, no se debe confundir con los pisos inferiores y superiores. El nombre deriva de la localidad geográfica donde se encuentra el estratotipo.

b) Unidad Geocronológica.

Las Unidades Geocronológicas: Son divisiones de tiempo que tradicionalmente se distinguen sobre la base del registro de las rocas, según lo expresan las unidades cronoestratigráficas. Una unidad geocronológica no es una unidad estratigráfica material, pero corresponde al intervalo de tiempo de una unidad cronoestratigráfica establecida y su comienzo y final corresponden a la base y a la cima de la referencia (Tabla 4).

La jerarquía de las unidades geocronológicas en orden de rango decreciente es de la siguiente manera: Eón, Era, Período, Época y Etapa.

- El eón es la unidad geocronológica de mayor intervalo en la escala de tiempo geológico donde se tienen tres eones: Arcaico, abarca desde hace unos 3,800 m.a. hasta 2,500 m.a.; Proterozoico, desde 2,500 m.a. hasta 570 m.a. y Fanerozoico, que se extiende desde hace 570 m.a. hasta la actualidad. Eontema es la unidad superior cronoestratigráfica, aunque no se suele utilizar, pues debido a su magnitud no es útil como división de estratos.
- Los eones, a su vez, se dividen en eras o eratemas, definidas a partir de grandes discordancias que señalan el inicio de distintos ciclos orogénicos. Así, el Fanerozoico lo integran las siguientes tres eras geológicas: Paleozoica, desde 570-245 m.a.; Mesozoica, desde 245-65 m.a.; Cenozoica, desde 65 m.a. hasta la actualidad.
- Las eras del Fanerozoico, a su vez, se dividen en períodos o sistemas. Están basados en estratos que afloran en diversos países europeos y en EE.UU., donde se desarrolló el trabajo estratigráfico de clasificación. Los nombres se refieren a su origen geográfico y en algún caso, a características específicas de los estratos, como la litología. En español, se utiliza la terminación – ico para los sistemas (Jurásico, Ordovícico, Cretácico, etc.). Por otro lado, el sistema llamado Cenozoico engloba a los sistemas Paleógeno y Neógeno en la escala del tiempo geológico actual.

Las series desde un punto de vista estratigráfico, se traducen como inferior, medio y superior, aunque desde un punto de vista meramente cronológico (épocas) sería preferible traducir como inicial, medio y final.

CRONOESTRATIGRÁFICAS	GEOCRONOLÓGICAS
ECONOTEMA	EÓN
ERATEMA	ERA
<i>SISTEMA</i>	<i>PERIODO</i>
SERIE	EPOCA
PISO (Subpiso)	ETAPA (Sub-Etapa)

Tabla 4. Unidades temporales y cronoestratigráficas relacionadas. Las unidades fundamentales están en cursivas (Tomado del Código Estratigráfico Norteamericano 1983).

Unidades Aloestratigráficas.

Así se denomina a la unidad cartografiable compuesta por rocas estratificadas y delimitadas a techo y base por discontinuidades. En la guía estratigráfica se le considera como sintema. Se le dio el nombre clásicamente de "secuencia" y antes se consideraba como una unidad litoestratigráfica (mega o supergrupo).

En una unidad aloestratigráfica puede haber cambios de litofacies y biofacies de manera que generalmente comprende más de una unidad litoestratigráfica o bioestratigráfica. Los límites suelen coincidir con zonas bio o cronoestratigráficas, pero el límite superior puede haber sido erosionado y no guardar paralelismo.

Se establece como unidad fundamental a la aloformación, con rango mayor se tiene el alogrupo y de menor el alomiembro.

2.4 El Tiempo Geológico.

Los procesos geológicos ocurren tan lentamente, que los instrumentos que usamos los humanos cotidianamente para medir el tiempo (relojes, calendarios, etc.) no son apropiados, ya que la mayoría de los casos tienen larga duración.

Por esta razón los geólogos han ido desarrollando una escala de tiempo basada en eventos geológicos globales, que se utiliza como marco de referencia temporal en la geología. La línea del tiempo geológica-evolutiva determina los procesos de evolución que han acontecido a través del tiempo, indicando los eventos más relevantes de la historia de la Tierra y su evolución.

La escala de tiempo geológico está dividida en Eras cuya etimología griega se refiere a etapas en el desarrollo de la vida en nuestro planeta. Las Eras son subdivididas en Periodos y estos a su vez en Épocas (Tabla 5).

Considerando que la Tierra se formó hace más o menos 4600 millones de años, el Arqueozoico y el Proterozoico juntos, denominamos Precámbrico, constituyen alrededor del 85% de la edad de la Tierra, el 15% restante corresponde al Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.

La escala del tiempo geológico es un sistema internacional que se estableció por primera vez hace 180 años, con el correr del tiempo se le ha mejorado, pero en líneas generales se mantiene igual, ya que esta se basaba en grandes trastornos o alteraciones que se produjeron a lo largo de la historia de la Tierra y de la vida, como las extinciones masivas. La escala del tiempo

geológico se basa en la comprensión de dos aspectos del pasado: el tiempo absoluto y el tiempo relativo.

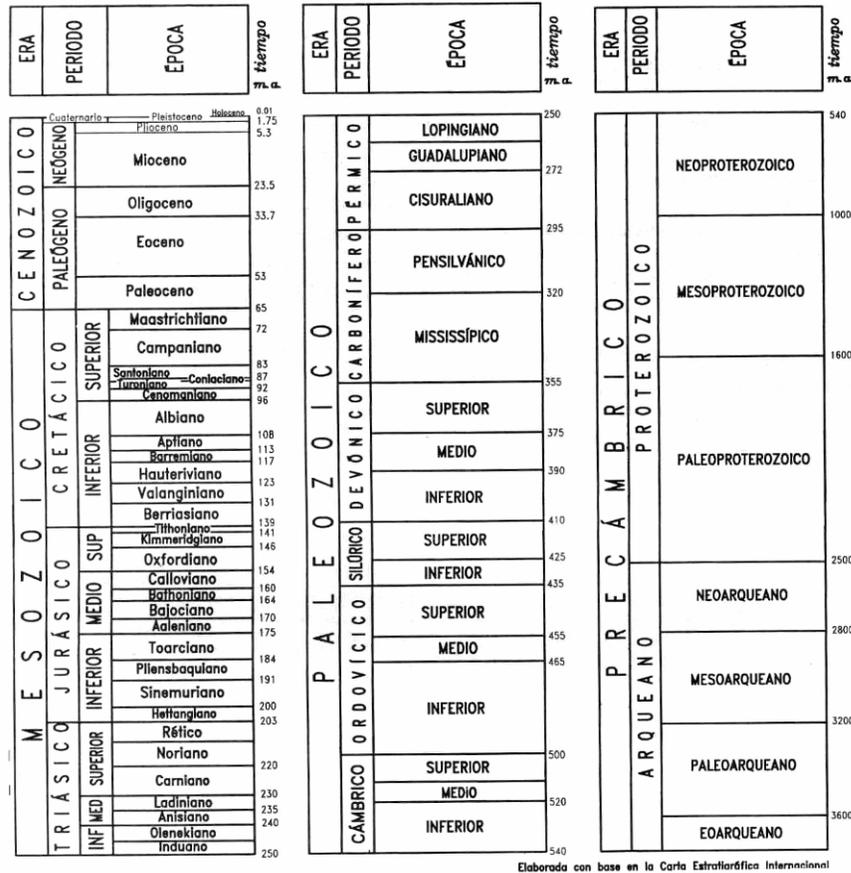


Tabla 5. Escala del Tiempo Geológico (Tomado de Silva Romo y Mendoza Rosales, 2001).

Las divisiones de la columna geológica del tiempo están basadas en una cronología relativa y absoluta. Los primeros geólogos y los científicos que estudian las rocas y la historia de la Tierra, se dieron cuenta de que a menudo aparecían juntos fósiles diferentes en formaciones reiteradas, y que en estas formaciones se producía algún tipo de secuencia. Por ejemplo, siempre se encontraban juntos los fósiles A, B y C, en la misma capa o en los mismos estratos, y siempre por debajo de los fósiles X, Y y Z. De estas observaciones se desprendieron dos conclusiones. En primer lugar, en las rocas estratificadas, las rocas más antiguas se encuentran en la parte inferior y las más nuevas en la parte superior. De este modo, se puede establecer la antigüedad relativa de las secuencias, en un determinado lugar, o de un lugar a otro.

El segundo principio que se estableció es la correlación a través de los fósiles, ya que por ejemplo la formación con los fósiles A-B-C representa una unidad finita del tiempo geológico, y cuando estos fósiles aparecen juntos, el geocientífico ha encontrado rocas que corresponden a un determinado momento, aunque una de las muestras proceda de Alaska y la otra de la China. La secuencia y las divisiones de la edad geológica en eras, períodos, y unidades más pequeñas llamadas etapas, subetapa y zonas, se basa en estos dos principios. En algunas partes de la columna del tiempo, las etapas no constituyen más de un millón de años, de modo que las técnicas de fechamientos permiten una precisión considerable.

La técnica paleontológica no proporciona edades precisas, es decir, no son fechas absolutas en términos de millones de años, por lo que surge la siguiente pregunta ¿Cómo han hecho los geólogos para determinar, con un cierto grado de certeza, por ejemplo, que el Triásico abarcó desde hace 245 hasta hace 208 millones de años, con un error de uno a tres por ciento?, la

respuesta es: Con fechamientos absolutos, estas fechas absolutas se determinan por datación radiométrica. Cuando se forma una roca, algunos de sus elementos, como el uranio, el torio o el potasio, suelen encapsularse en su interior en condiciones inestables. Con el correr del tiempo, estos elementos se deterioran, emiten radiactividad, y se convierten así en otras formas elementales. Por ejemplo, el uranio 238 se convierte en plomo 206, el torio 232 se convierte en plomo 208 y el potasio 40 se convierte en argón 40; con los decaimientos isotópicos se calcula la edad absoluta de las rocas, que contienen estos elementos.

Todas estas transiciones tienen un momento intermedio que se puede medir, es decir, el tiempo que tardan en deteriorarse la mitad de los elementos originales. En los ejemplos mencionados anteriormente, los momentos intermedios corresponden a 4500 millones de años (uranio 238-plomo 206), 245 millones de años y 208 millones de años, respectivamente. Si se pueden medir las proporciones, pongamos por caso, potasio 40 y argón 40 en una muestra rocosa, entonces se podrá calcular su fecha exacta de formación. Evidentemente, esta técnica es mucho más compleja de lo que aquí se describe, pero las fechas que se calculan utilizando diferentes pares de deterioro a menudo coinciden sobre la edad absoluta de una muestra rocosa. El problema fundamental es que sólo determinados tipos de rocas, como las rocas ígneas, se pueden datar cronológicamente con gran precisión.

Para ilustrar la enormidad del tiempo geológico podemos representar toda la historia geológica reducida a un año calendario, con inicio el 1° de enero y fin el 31 de diciembre. En este esquema, las rocas más antiguas que conocemos en la tierra se hubieran formado a fines de febrero, la vida más antigua hubiera aparecido en mayo, las rocas más antiguas de México a mediados de agosto, y los seres vivientes ocuparían los continentes hacia fines de noviembre. Los dinosaurios caminarían en las costas de Michoacán el 16 de diciembre, la Sierra Madre Oriental se levantaría el 26 y los primeros homínidos aparecerían como a las 4:30 horas del 31 de diciembre. La geología moderna, que se desarrolló a partir del concepto de tiempo geológico de James Hutton en 1785, habría iniciado faltando dos segundos para la media noche del último día del año.

De los tres tipos de rocas (ígneas, sedimentarias y metamórficas), las dos últimas jugaron un papel fundamental en la determinación de la Escala del Tiempo Geológico. En términos de eventos geológicos, es importante resaltar que las rocas sedimentarias se depositan sobre la superficie terrestre en estratos aproximadamente horizontales y que cada estrato es más antiguo que aquel que le sobreyace y más reciente que aquel que le subyace.

Estas dos observaciones dan lugar a dos principios fundamentales en la geología: la Ley de Horizontalidad original y el Principio de Superposición. Por esta razón siempre se escriben las columnas geológicas con las rocas más recientes arriba y las más antiguas abajo.

Las variaciones de espesor de las rocas sedimentarias representan a grosso modo la duración del evento y la energía del sistema que lo depositó. Las rocas sedimentarias también son las únicas con restos fósiles, permitiéndonos conocer la evolución biológica.

Importancia del Tiempo Geológico.

Sin duda alguna la importancia que surge del conocimiento de la escala del tiempo geológico radica principalmente como información necesaria para saber el proceso evolutivo y los acontecimientos que han ocurrido en nuestro planeta desde que se formó; también es útil, porque podemos conocer el tiempo de formación de las rocas generadoras, almacenadoras, sello y el tiempo de formación de las trampas petroleras; aspectos de gran aplicación en la exploración y explotación de yacimientos petroleros.

Edad Radiométrica.

El reloj natural, que ha permitido a los geólogos medir la edad de ciertas rocas, se basa en el decaimiento de núcleos atómicos inestables. Los científicos que estudian los isótopos no saben cuando un simple núcleo va a decaer, y sólo conocen la probabilidad del tiempo en que éste decaiga, lo que normalmente se expresa como "vida media". Una vida media es el tiempo que demora la mitad de los núcleos en decaer (lo que significa que en ese tiempo cada núcleo tiene un 50% de probabilidad de decaer). Si se comienza con un millón de átomos de un isótopo con una vida media de 100 años, la mitad de ellos va a permanecer después de 100 años y la mitad de esta mitad (un cuarto) permanece después de los nuevos 100 años. De este modo, mientras pasa el tiempo, la roca va a contener menos núcleos radioactivos y más de los isótopos producidos (estables o inestables).

Para medir la edad geológica, se requieren isótopos radioactivos que sean razonablemente comunes y que tengan una larga vida media, comparables a la edad de las rocas mismas. Una alternativa útil para fechar rocas es la familia de los isótopos del uranio y torium, que decaen a plomo a través de una serie intermedia. El más común es el uranio-238, que con una vida media de 4500 millones de años, decae a plomo-206. Otro es el uranio-235, con una vida media de 710 millones de años, que decae a plomo-207 y el Torio-232, con una vida media de 13.9 millones de años, que decae a plomo-208.

Aunque las fechas del uranio-plomo se complican por la necesidad de tener en cuenta el plomo contenido originalmente en la roca, la medición de los tres isótopos provee de una información cruzada válida. La fecha del uranio-plomo da la edad del Sistema Solar y de las rocas más antiguas de la Tierra.

Una alternativa que tiene mejores resultados es el utilizar el decaimiento del núcleo del potasio-40 a argón-40, con una vida media de 1.3 mil millones de años. El potasio es común en las rocas, y el argón es un gas, por lo que normalmente escapa de las rocas ígneas. Esto significa que la mayor parte del argón en las antiguas rocas volcánicas proviene del decaimiento del potasio-40 contenido desde el momento en que la roca se solidificó. De este modo, las comparaciones del potasio-40 y argón-40 pueden indicar la edad de la roca. Sin embargo se pueden producir errores con este método; por ejemplo, se necesitan muestras separadas para medir el argón y el potasio, y su composición puede diferir ligeramente, aun si provienen de la misma roca. Mejores resultados se pueden obtener por un proceso más elaborado que se realiza con una sola muestra a través de un reactor nuclear, donde el núcleo del potasio común 39 absorbe un neutrón y emite un protón para convertirse en argón 39, un isótopo de corta vida.

Calentando la muestra, se desprende el argón-39 y el argón-40, y con una calibración apropiada, la relación entre los dos isótopos proporciona la edad de la roca.

El zirconio es un mineral ampliamente usado para determinar la edad ya que mantiene los átomos aún a altas temperaturas y contiene uranio y potasio. Sin embargo, antiguos cristales de zircón pueden depositarse en rocas más jóvenes, lo que en tal caso no va a servir para proporcionar la edad de la roca sedimentaria. Los geólogos pueden también reconocer signos de alteración química, que pueden dar datos espurios, quizás permitiendo que el isótopo original o a su producto de decaimiento, escapen de la roca.

Las buenas determinaciones radiométricas dan la información de edad con una oscilación de un margen que varía de 0.25 a 1%, lo que significa un error de 250 años a 1 millón para un fechamiento de 100 millones de años. Estos datos sí proporcionan una sólida calibración geológica para puntos de la escala geológica donde están disponibles las rocas apropiadas. Con todo, hay que señalar que los datos radiométricos no son fáciles de obtener y tampoco son indicadores sensibles para determinar la secuencia de eventos cercanos, como por ejemplo los que ocurrieron antes e inmediatamente después del impacto que terminó el periodo Cretácico, hace 65 millones de años.

2.5 Los Fósiles y la Estratigrafía.

La paleontología es la ciencia que estudia los animales y vegetales que han vivido en la Tierra en el curso de las épocas geológicas. En Sudáfrica, la India y varias regiones del viejo Mundo, los paleontólogos, han revisado las épocas comúnmente asignadas a la aparición del primer hombre en la Tierra, cambiándolas de un millón a tal vez 14 y hasta 20 millones de años descubriendo de paso indicaciones de muertes por encuentros violentos entre los homínidos.

La Estratigrafía, la Oceanografía, la Geofísica y la Geoquímica, así como la Física y la Química, contribuyen en el conocimiento de la ciencia de la Paleontología y que se complementan.

Durante siglos se consideró como fósil todo objeto excavado (del latín *fossilis*, forma de cavar), pero fue hasta fines del siglo XVIII, que James Hutton en Escocia, Giovanni Arduino en Italia, el abate Giraud de Saulave en Francia y Johann Lehmann en Alemania, identificaron secuencias de estratos de rocas, considerando sus fósiles como un registro cronológico; el Ingeniero William Smith, fue quien contribuyó a los cimientos de la estratigrafía cronológica, adquirió tal pericia que podía identificar y localizar un estrato de cualquier parte de Inglaterra a base de la observación de un fósil característico.

Por millones de años se han preservado restos animales y vegetales, como por ejemplo insectos enteros en ámbar y fragmentos de plantas atrapados en la gruesa resina de árboles de hace 50 millones de años o más; es este caso constituyen una gema fósil, siendo siempre la mejor fuente de material paleontólogo, la roca sedimentaria.

Las lutitas son capas de lodo o arcilla endurecida; la roca arenisca es arena igualmente endurecida, y la roca caliza se forma por precipitación de lodo calizo (micrita) o las partes calcáreas de animales o plantas; en su mayoría estas rocas son fosilíferas.

Lo que más frecuente reemplaza el tejido óseo o la legnina de los árboles es la calcita o fosfato de calcio acuoso no cristalizado, la substitución que produce fósiles mejor preservados es la de sílice, que ocurre en rocas sedimentarias de zonas de pasada actividad volcánica; por otro lado, los fragmentos fosilizados de excremento, o coprolitos, pueden suministrar indicios del medio ambiente ancestral al observar los residuos de vegetales y los fragmentos de huesos y dientes que formaron parte de la dieta animal. Las madrigueras subterráneas se consideran fósiles valiosos, así como las huellas de insectos, gusanos, crustáceos e incluso peces.

Lo que mayor atención ha captado en distintas personas es la extinción de los dinosaurios y de otros organismos, que corresponde a la mitad de todas las especies que existían hace 65 millones de años (entre los periodos Cretácico y Terciario). A pesar de su magnitud, palidece cuando se le compara con el mayor desastre de todos, la extinción generalizada que se produjo en la tierra a finales del Pérmico, hace unos 250 millones de años. De los océanos desaparecieron alrededor del noventa por ciento de todas las especies durante los últimos millones de años del Pérmico, en los continentes se esfumaron dos tercios de familias de reptiles y anfibios. Hay un único género que sobrevivió a la extinción, el *Miocidaris*.

Los problemas del registro fósil en esa época incluyen la conservación defectuosa, la falta de rocas que muestrear y hasta simples dificultades de acceso. Un descenso importante en el nivel del mar durante el Pérmico tardío limitó el número de rocas marinas depositadas. Los profundos estudios realizados sobre estratos limítrofes críticos, recientemente encontrados en Italia, Austria y el sur de China han ayudado a la comprensión de esta extinción, lo que permitió interpretar que la duración de la extinción es más corta de lo que antes se creía, lo que implica que debieron de sobrevenir condiciones ambientales calamitosas de manera súbita. En términos generales se considera que fueron aniquilados el cuarenta y nueve por ciento de las familias y el setenta y dos por ciento de géneros.

Los residuos de polen y de esporas que han llegado reflejar de manera más precisa los efectos sobre las plantas. En los estratos del Pérmico tardío casi no hay polen de gimnospermas (plantas

leñosas del tipo de las coníferas) y las capas subsiguientes solo albergan células fúngicas y algunos detritos orgánicos adicionales.

Una pieza clave de convicción en el registro geológico la constituyen las traps Siberianas, que son capas solidificadas de lava antigua. Las traps (el nombre procede de la palabra sueca que significa “escalera”, en referencia a los borde en forma de peldaño de los depósitos) incluyen al menos 45 coladas separadas, de potencia que oscila entre los 400 y 3700 metros. Cubre al menos 1.5 millones de kilómetros cúbicos o quizá más, porque puede que se extiendan al oeste hasta los montes Urales, bajo rocas más jóvenes (la erupción del monte Pinatubo de 1991 fue, desde esta perspectiva, un simple resoplido que expuso cenizas pero no magma).

Las erupciones tienen una serie de efecto a corto plazo, entre los que se encuentran el enfriamiento climático, debido al polvo y a los sulfatos eyectados a la estratosfera, la lluvia ácida, los incendios destructivos, la liberación de elementos, trazas peligrosas y un aumento de la radiación ultravioleta como consecuencia de la reducción de la capa de ozono. Es pues probable que las erupciones volcánicas tuviesen participación en las extinciones, pero solo como parte de un proceso más complejo.

Es posible que los cambios geoquímicos estén asociadas con las variaciones de los isótopos de carbono de las rocas (específicamente la relación entre carbono 12 y carbono 13). Este hecho indica que, aparentemente durante el Pérmico Tardío se estaba enterrando más materia orgánica que en épocas anteriores. Durante el Pérmico temprano, los continentes se fusionaron para formar un supercontinente único, denominado Pangea. Alrededor de las plataformas continentales medraban los arrecifes y otras comunidades de aguas someras; después, hacia el final del Pérmico el nivel del mar descendió de forma considerable, quedando expuestas grandes áreas que antes formaron parte de las plataformas continentales de ese tiempo.

Posteriormente las aguas oceánicas en ascenso sumergieron las zonas litorales y penetraron hacia el interior. Es indudable que tales instrucciones hubieron de eliminar muchas comunidades costeras.

La extinción tuvo tres fases:

1. Empezó con la caída del nivel del mar circundante de Pangea, lo que llevo a la pérdida de espacios habitables, a la inestabilidad climática y a la eliminación de muchas especies de distribución restringida.
2. A medida que la regresión oceánica continuaba, empezó la fase dos, con erupciones volcánicas y la emisión a la atmósfera de grandes volúmenes de dióxido de carbono, lo que aumento la inestabilidad climática y facilito el derrumbe ecológico.
3. El aumento posterior del nivel del mar, y las inundaciones subsiguientes de aguas posiblemente anoxicas, a finales del Pérmico y en el Triasico temprano iniciaron la fase tres, que destruyó los ambientes terrestres cercanos a las costas y contribuyó a la extinción de muchos taxones supervivientes.

Fósil y Fosilización.

El término "fósil" hace referencia a todo resto de organismos vegetales o animales que vivieron en el pasado, incluidas las huellas de su actividad, que se han conservado hasta nuestros días gracias a una serie de procesos fisicoquímicos conocidos con el nombre de fosilización (Figura 2.63).

La “fosilización” se define como una serie de transformaciones químicas que reemplazan los compuestos orgánicos del organismo muerto por otros minerales. Estas transformaciones dependerán de la composición originaria del resto orgánico, del ambiente sedimentario y de las

condiciones geoquímicas y físicas posteriores a la muerte, actividad o huella del organismo y durante el proceso de cambio.

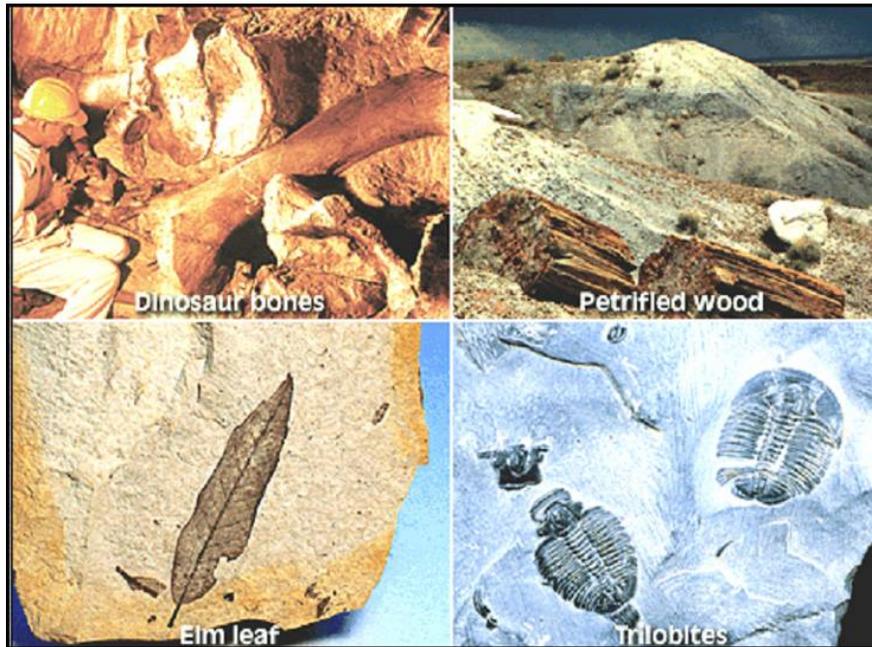


Fig. 2.63 Las fotografías muestran restos de organismos vegetales y animales (fósiles) (Tomado de Press and Siever 1998).

Los primeros en establecer una relación entre los fósiles con los seres vivos fueron los griegos (S VI y IV a.C.). Sin embargo, mucha de la información se encuentra mezclada en leyendas y mitos.

Micropaleontología.

La Micropaleontología estudia todos aquellos organismos o partes de éstos que midan menos de un milímetro. Debido a su tamaño, son eficaces en la industria petrolera, debido a que las máquinas de perforación no los destruyen.

Los grupos de microfósiles pertenecen a varias categorías: protozoarios, animales, plantas, hongos o bacterias.

La primera vez que se utilizan con el objeto de obtener edades fue en 1900 en California; en 1930 se establecen las bases para correlacionar e identificar biozonas, y en la década de 1940 los análisis micropaleontológicos se vuelven rutinarios en trabajos de exploración petrolera.

Los microfósiles tienen dos aplicaciones básicas: en Bioestratigrafía y en el Análisis Paleoambiental. Los microfósiles de mayor utilidad son los planctónicos y bentónicos, cuyas principales características se describen a continuación:

a) Fósiles Planctónicos

Son más abundantes en las aguas superficiales, entre los 6 y 30 metros de profundidad; se dispersan por las corrientes marinas y a menudo poseen un caparazón calcáreo globoso; se ha reconocido su valor indudable como fósiles índice, ya que ofrecen excelentes bases para correlacionar áreas locales e intercontinentales debido a que presentan una evolución rápida, dispersión horizontal muy grande y un alcance vertical restringido. Como ejemplo, actualmente se está utilizando la tabla de alcances de foraminíferos planctónicos (Bolli, 1985 y modificaciones, 1997).

b) Fósiles Bentoníticos.

Pueden ser sesiles o libres, y estas últimas se desplazan por medio de pseudópodos. La mayoría aparecen en zona nerítica y tienen el caparazón generalmente discoidal y aplanado, o enrollado en espiral plana; permiten la reconstrucción de los medios de depósito marinos, ya que su distribución se determina por el poco desplazamiento que tienen y además por las siguientes condiciones:

Factores Físicos: profundidad, temperatura, cantidad de luz, turbulencia, etc.

Factores Químicos: salinidad y sus elementos disponibles.

Factores Biológicos: suministro de alimento.

El rol de la Micropaleontología en la Exploración de Hidrocarburos.

La exploración Petrolera es subdividida en tres fases de exploración, por prospectos, tasa de descubrimientos y desarrollo de campos. Los plays de micropaleontología representan un rol fundamental en cada una de estas tres fases; una vez que los pozos han sido perforados cada fase es representada por diferentes horizontes bioestratigráficos. Cada una de estas fases el tipo de trabajo micropaleontológico se describen a continuación.

Requerimientos para acumulación de hidrocarburos.

Para algunos geocientíficos que trabajan en la industria petrolera, es necesario un constante conocimiento del control de los siguientes 3 factores sobre la acumulación de hidrocarburos: yacimiento, trampa (incluyendo sello) y origen. La información importante con respecto a estos factores cruciales puede derivar de varios subdisciplinas geológicas, incluida la micropaleontología, que aporta elementos en todas partes del sistema petrolero; principalmente en:

- Requerimientos de información (correlación y biozonación).
- Yacimiento (bioestratigrafía y sedimentología).
- Trampa (bioestratigrafía y mapas sísmicos).
- Sello (litoestratigrafía y bioestratigrafía).
- Origen (geoquímica y bioestratigrafía).

Estos factores son relacionados en una sección geológica como se ilustra a continuación (Figura 2.64).

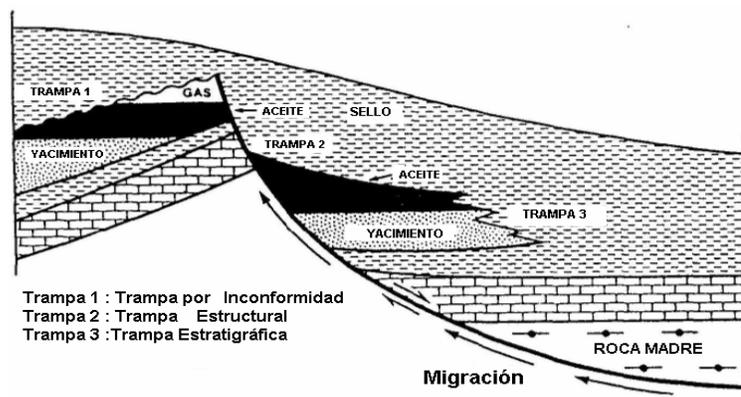


Fig. 2.64 Requerimientos para acumulación de hidrocarburos ilustrado por un yacimiento esquemático (Tomado de Philip Copestake, 1998).

Exploración de Prospectos.

En la fase inicial de exploración, la simple técnica de reconocimiento de una gran estructura en las secciones sísmicas y en la perforación (fuera de la consideración estratigráfica) es necesario interpretar la secuencia estratigráfica y las posibles asociaciones de plantas y animales fósiles.

Tasa de descubrimientos.

Una vez que el descubrimiento de hidrocarburos ha sido realizado, subsecuentemente los pozos delimitadores perforados indican la extensión de la acumulación (Figura 2.65). En este estado, el trabajo del micropaleontologista llega a ser más detallado, ya que permite conocer íntegramente al yacimiento.

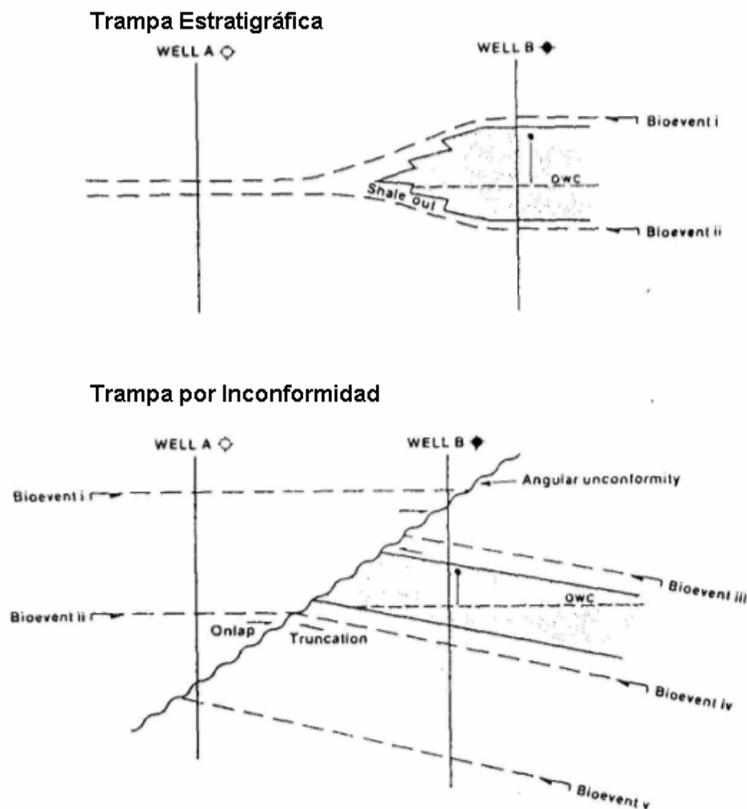


Fig. 2.65 Tasa de descubrimientos mediante pozos en trampas diferentes (Tomado de Philip Copestake, 1998).

Desarrollo de campos.

Una vez que la acumulación de hidrocarburos ha sido descubierta su distribución es mapeada y se hace el cálculo de las reservas, también se calcula, la viabilidad económica, y la cantidad que se puede producir. Estas evaluaciones toman en cuenta muchos factores, tanto de información presente como futura del precio de aceite y gas, costo de desarrollo, disponibilidad de mercados para los hidrocarburos y las políticas nacionales e internacionales.

El desarrollo incluye la perforación de varios pozos, en las cuales los trabajos bioestratigráficos tienen gran relevancia (Figura 2.66).

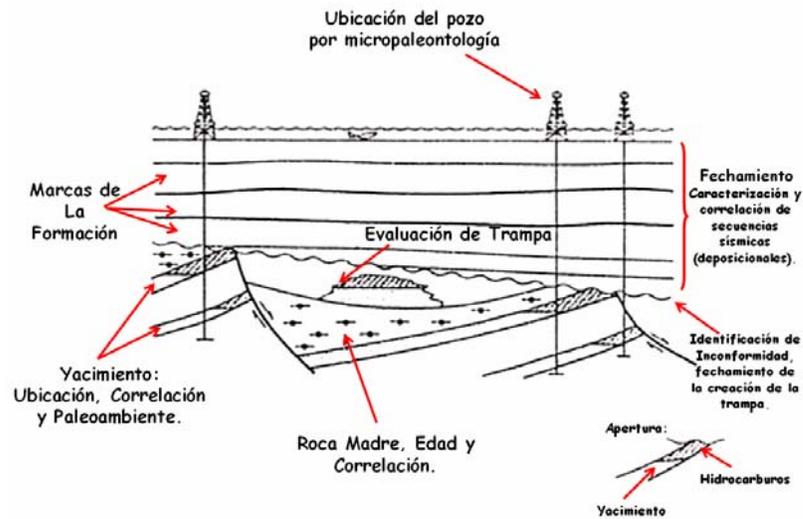


Fig. 2.66 Resumen de aplicaciones de la Micropaleontología a la exploración y tasa de actividades de descubrimientos (Tomado de Philip Copestake, 1998).

Los fósiles y su importancia en la Estratigrafía.

Las capas u horizontes fosilíferos son muy útiles para obtener dataciones de edades relativas, pudiéndolas correlacionar con capas que poseen el mismo contenido fosilífero y considerarlas de la misma edad (con un grado de exactitud considerable); es decir, se sitúan de la misma forma en el curso del tiempo (Figura 2.67).

Evidentemente este método, sólo es válido para el lapso de la historia de la Tierra llamada Fanerozoica, que se caracteriza por la abundancia de restos de determinados fósiles.

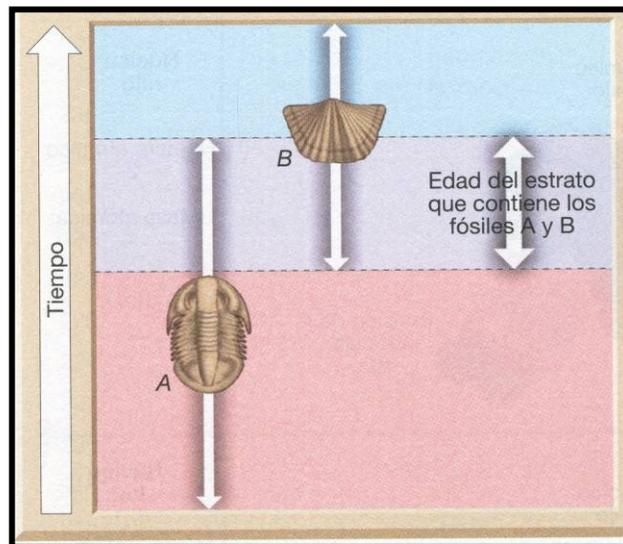


Fig. 2.67 El traslape de fósiles contribuye a la datación de las rocas con más exactitud que la utilización de un solo fósil (Tomada de E.J. Tarbuck, 1999).

Conocer la edad de una roca es un elemento base para comprender la dinámica de las cuencas sedimentarias y establecer correlaciones entre sus distintos cuerpos rocosos, algunos de los

cuales puede estar vinculado con la génesis o almacenamiento de sustancias de interés económico (petróleo y/o gas).

Los fósiles también proporcionan información sobre los paleo-ambientes sedimentarios y los paleo-climas.

Se tienen tres tipos de fósiles: body fossils, icnofósiles y fósiles geoquímicos.

Body Fossils.

Los Body Fossils o fósiles verdaderos son organismos cuya forma y estructura original se han preservado aunque su composición original se haya modificado. A continuación se describen a los body fossils más utilizados en la industria del petróleo:

a) Foraminíferos.

El cuerpo de los foraminíferos consta de un protoplasma, que se encarga de todas las funciones del cuerpo (Figura 2.68): respiración, alimentación, secreción y reproducción, que en animales peculiares realizan en los diferentes órganos, son protistas con una concha de carbonato de calcio, aunque pueden tener en su concha sedimentos (Textularinae) o aragonita. La mayoría son marinos, aunque algunos pocos son dulceacuícolas; miden de 50 a 400 micras, aunque pueden existir mayores. Conforman el 2.5% de las especies de organismos descritos. Los primeros registros de foraminíferos se remontan al Cámbrico.

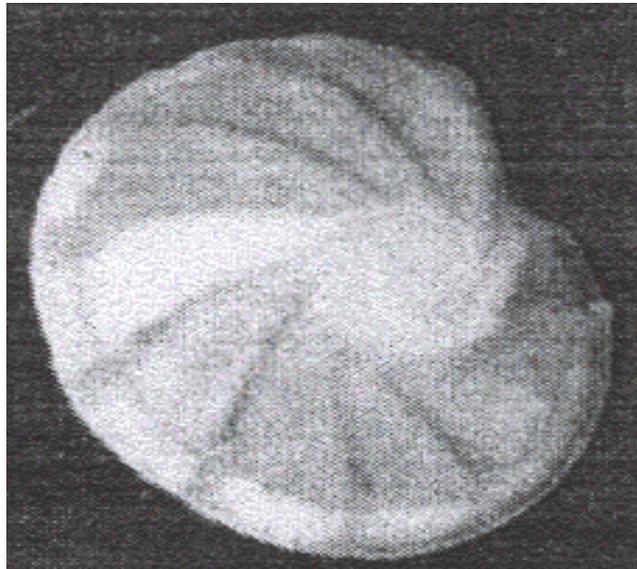


Fig. 2.68 La figura muestra un foraminífero tomada de la clasificación basada en Bolli, et al. 1985 y 1994; Morkhoven, et al. 1996; Cuevas de Sansores, et al. 1972.

Foraminíferos Planctónicos.

Los primeros registros son del Jurásico y básicamente son formas simples y pequeñas que viven en la parte superior de los cuerpos de agua (Figura 2.69). En el Cretácico sufren una radiación evolutiva, convirtiéndose a partir de este momento en un importante componente del plancton. Existen registros de 40 géneros y al menos 400 especies de este periodo de tiempo. Actualmente existen 30 especies, agrupadas en dos familias: Globigerinidae (formas espinosas) y Globorotaliidae (formas no espinosas).

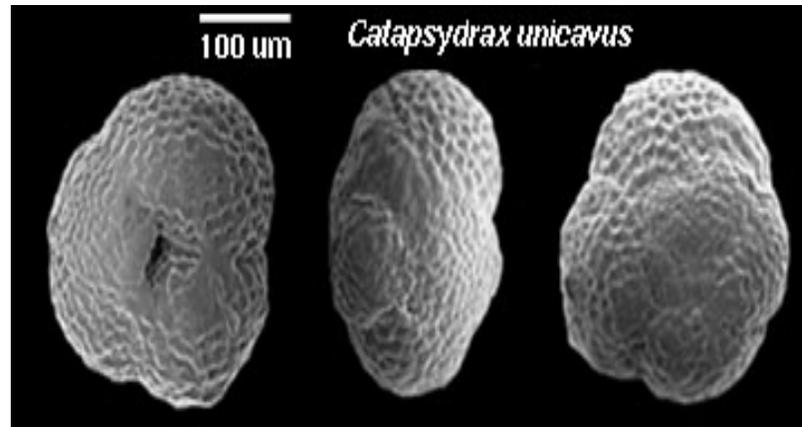


Fig. 2.69 La figura muestra un foraminífero planctónico.

Foraminíferos Bentoníticos.

Generalmente habitan en o cerca de la interfase agua-sedimento por lo que habitan en el fondo del mar (Figura 2.70). Pueden ser móviles o sésiles, temporales o permanentes. Se subdividen en dos grupos: micro y macro; los macro no se utilizan mucho en trabajos de prospección petrolera. En algunos casos, los foraminíferos bentónicos pueden utilizarse en trabajos de bioestratigrafía. Las formas más antiguas poseen una concha pseudoquitinosa y aglutinada, y pertenecen al Cámbrico.

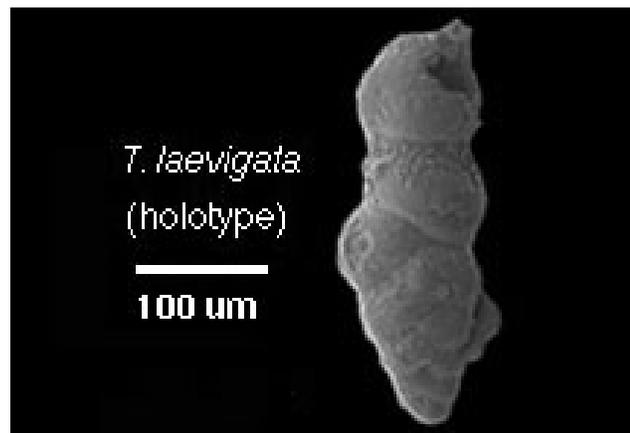


Fig. 2.70 La figura muestra un foraminífero bentónico.

Los foraminíferos con conchas calcáreas microgranulares abundan en el Paleozoico. Durante el Cenozoico existe una diversidad mayor de formas con conchas perforadas e hialinas. La distribución de los foraminíferos está determinada por varios factores ambientales, como la temperatura, la profundidad o la salinidad. Es posible identificar a los conjuntos de foraminíferos que se encuentran en cada nivel marino; cada biofacie es recurrente en el tiempo, por lo que es posible extrapolar lo que observamos actualmente en el pasado.

b) Nannoplancton (Cocolitofóridos).

Los cocolitofóridos pertenecen a un grupo de algas doradas, biflageladas y unicelulares, son marinos y existe una mayor diversidad de especies en los trópicos, la cual va decreciendo conforme se acerca a los polos (Figura 2.71). Están formados por pequeñas placas de calcita

conocidas como cocolitos. Cada especie posee un tipo característico de cocolitos. En conjunto, forman la cocoesfera, casi siempre esférica, con un diámetro de 2 a 25 micras. Una cocoesfera puede tener de 10 a 150 cocolitos en su superficie, aunque el promedio es de 20.

La clasificación de los cocolitos está basada en su morfología. Se conoce más de la taxonomía y distribución de los cocolitofóridos, que de la biología del organismo. Los registros más antiguos que se conocen son del Jurásico Temprano. Se conocen cerca de 150 especies actualmente, aunque solamente 16 son relativamente abundantes.



Fig. 2.71 La figura muestra un fósil nanoplanctónico.

Principalmente los foraminíferos planctónicos y bentónicos y el nanoplancton calcáreo nos ayudan en:

- Determinar la edad de los estratos
- Interpretar condiciones de depósito de sedimentos
- Determinar cambio de facies
- Realizar correlaciones
- Solución de problemas estructurales (secuencias invertidas)

Las correlaciones bioestratigráficas utilizando microfósiles están basadas en:

- En una especie o género.
- En una o más especies o géneros.
- En asociaciones generales.
- En la relativa abundancia de una especie sobre otra.
- En la proporción de varias especies o géneros.
- En el desarrollo evolutivo.
- En la secuencia faunística.
- Además, el valor índice de una especie debe de ser probado en diferentes secuencias estratigráficas.

c) Radiolarios.

Los radiolarios son organismos planctónicos marinos que segregan un esqueleto simétrico, protozoarios con una concha de sílice, sulfato de estroncio u opalina amorfa; planctónicos, marinos; unicelulares, aunque pueden vivir en colonias (Figura 2.72), miden de 30 micras a 2mm

de diámetro. Se han descrito alrededor de 7000 especies y se calcula que en la actualidad existen 300 especies vivas.

Existen tres grupos de radiolarios (Órdenes Acantharia, Tripylea y Polycystina), de los cuales solamente el último puede preservarse como fósil. Éstos últimos se dividen en dos grupos: Spumellaria (formas esféricas) y Nassellaria (en forma de anillo o campana).

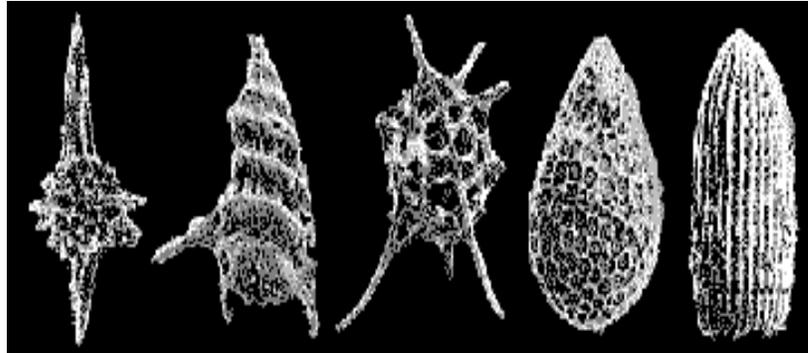


Fig. 2.72 La figura muestra un sistema Radiolarios.

d) Ostrácodos.

Los ostrácodos son pequeños crustáceos que se caracterizan por tener un caparazón formado por dos valvas, las conchas están formadas por calcita, a veces rica en quitina (Figura 2.73). Pueden ser dulceacuícolas o marinos; la mayoría son bentónicos, y unos pocos son planctónicos completa o parcialmente.

La morfología refleja directamente el tipo de hábitat de estos organismos. Debido a que tienen alcances estratigráficos muy amplios, no se utilizan como fósiles índices; su aplicación principal es como indicadores paleoambientales.

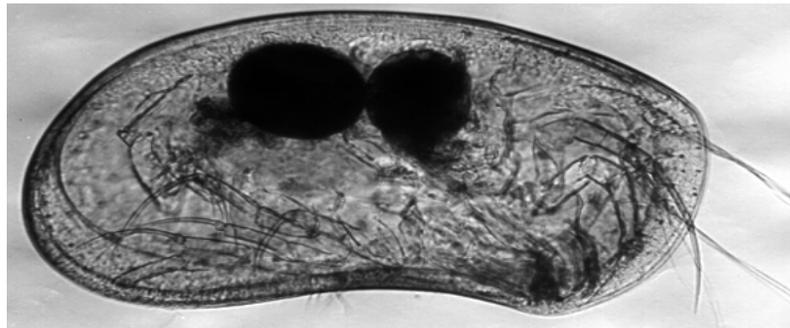


Fig. 2.73 La figura muestra un Ostrácodo.

Los ostrácodos son importantes en el estudio de la materia orgánica que forman hidrocarburos, ya que son indicadores de paleotemperaturas (Figura 2.74). El cambio de color en el caparazón se debe a la alteración de materia orgánica que se encuentra en ésta, estos cambios han sido estandarizados, divididos en siete niveles de alteración, interpretados como respuestas al calentamiento producido por incremento de temperatura debido al sepultamiento.

La materia orgánica se encuentra distribuida en las membranas que recubren al caparazón, o como proteínas bien preservadas. Esta materia se preserva en un rango que va del 2 al 15%, suficiente para generar los cambios de color.

Los colores de los ostrácodos pueden variar debido a varios factores:

- a) Cambios de color por incremento en el gradiente geotérmico por sepultamiento.
- b) El cambio de coloración puede ser de la materia orgánica en la roca, o producto de alguna contaminación mineral.
- c) Puede haber pirita como resultado de un reemplazamiento de la calcita que al oxidarse provoca el cambio de color.

Por lo tanto, en la exploración se recomienda utilizar este tipo de análisis en conjunto con otros, como la reflectancia de vitrinita o el índice de alteración termal en esporas.



Fig. 2.74 La figura muestra la variación de los Ostrácodos.

e) Palinomorfos.

Dentro de este grupo de fósiles se incluyen al polen, esporas, y algunos organismos como dinoflagelados. Debido a que pueden sufrir un gran transporte, no se utilizan como indicadores paleoambientales, sino para fechar. La composición de su pared los hace especialmente resistentes. Los palinomorfos se utilizan como indicadores paleoambientales, además de ser indicadores de maduración termal (Figura 2.75).

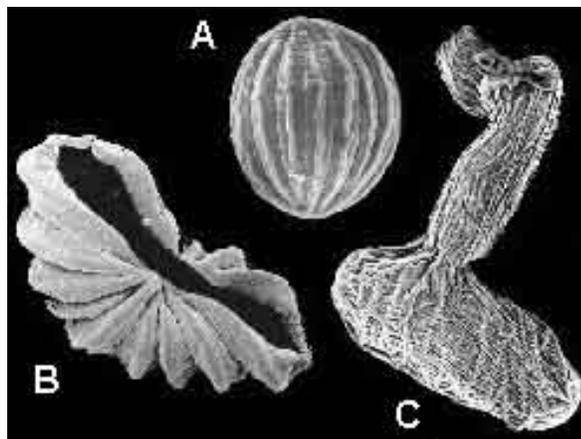


Fig. 2.75 La figura muestra un sistema de Palinomorfos.

f) Conodontos.

Los conodontos son diminutas estructuras con forma de diente, están formados por fosfato de calcio y de afinidades desconocidas, generalmente miden menos de un milímetro; formaban parte del aparato bucal de antiguos peces. Antes de establecer su naturaleza, ya se había establecido toda una clasificación de éstos basándose solamente en la morfología (Figura 2.76).

Son excelentes indicadores bioestratigráficos, principalmente en depósitos del Paleozoico y Triásico; también se utilizan como indicadores termales. El índice de identificación de alteración del color en conodontos se conoce como CAI.

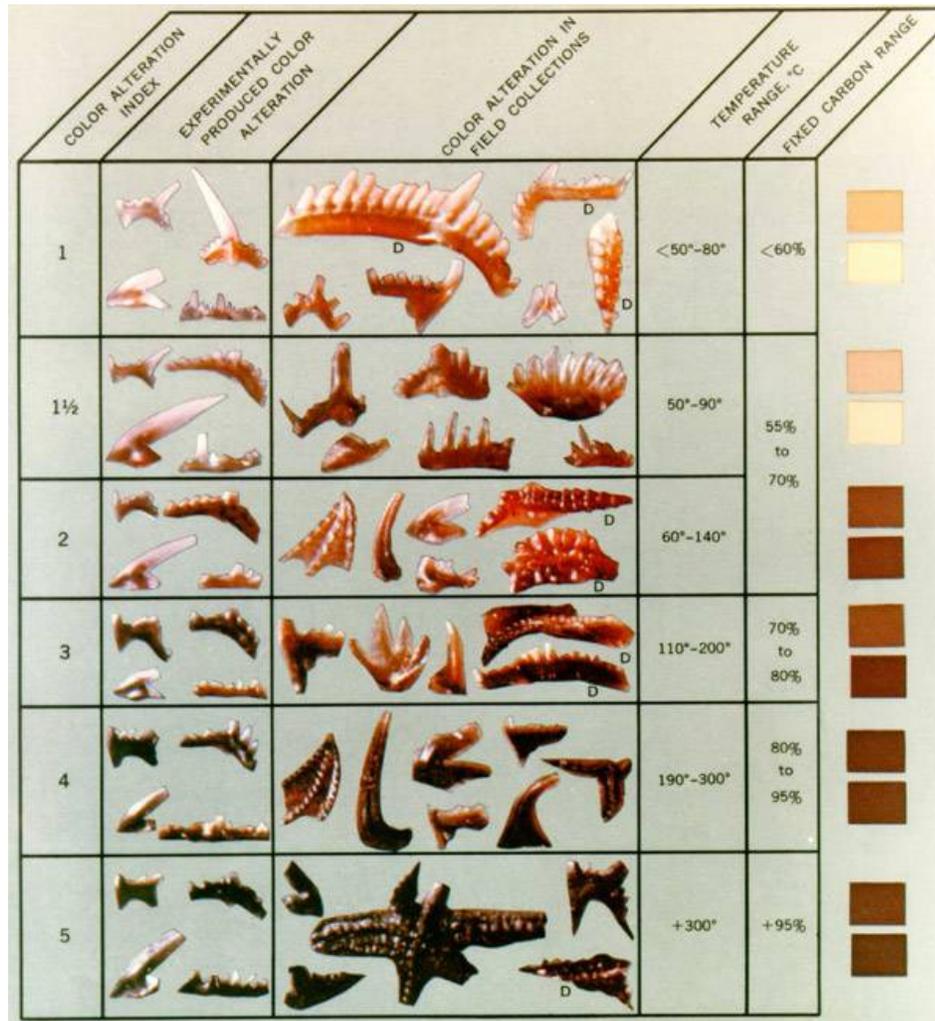


Fig. 2.76 La figura muestra un sistema de Conodontos.

Iconofósiles.

El nombre de iconofósil se utiliza para agrupar todo tipo de evidencias de actividad orgánica desarrollada en el pasado geológico; entre ellas encontramos: impresiones de pisadas de animales terrestres o acuáticos, rastros de organismos reptantes y galerías o túneles de diversos animales en fin "huellas" que los organismos han dejado y que se han preservado (Figura 2.77).

Son útiles para determinar las edades relativas en que se depositaron los cuerpos de roca que componen la corteza terrestre, indica la polaridad de la secuencia. Esta información ha sido y es

fundamental en la explotación de diversos recursos naturales como hidrocarburos principalmente u otros depósitos de minerales de origen sedimentario.

A pesar de que los icnofósiles no son particularmente útiles para reconocer la edad en que se formó la roca, debido a que diferentes organismos han dejado huellas o impresiones similares a través del tiempo, o incluso a que un mismo animal puede producir una gran variedad de marcas al efectuar diversas actividades, la importancia de su estudio radica en que son indicadores paleoambientales muy confiables.

Normalmente los icnofósiles solo son visibles en un plano de la roca (aquel en que se encuentran), pero se ha demostrado claramente que en general son estructuras tridimensionales que se formaron al moverse los organismos sobre y entre el sedimento del sustrato en el que vivían. Al analizar esto, nos da información sobre el tipo de comportamiento del organismo; ya que el comportamiento de un animal está determinado en la mayoría de los casos por las condiciones ambientales; la forma del icnofósil nos permite reconocer el tipo de ambiente en que se formó la roca. Todo lo anterior confiere otra aplicación al estudio de los icnofósiles, ya que mediante estos es posible determinar si las capas o estratos de roca de una región se encuentran en el orden en que se depositaron, o si han sufrido alguna inversión o alteración.

Los primeros animales que pudieron dejar sus huellas de actividad sobre sedimentos blandos aparecieron por lo menos hace 680 millones de años. Desde entonces se han formado rocas portadoras de icnofósiles que nos permiten saber como se comportaban los animales que vivieron en otros tiempos, mediante su comparación con las huellas que producen los animales del presente.

Las señales de actividad dejadas por los organismos icnofósiles (Figura 2.77), generalmente no se conservan asociados a los seres que las han producido. Nos referimos a las huellas de locomoción (pisadas, pistas, rastros), a las galerías excavadas en diferentes sustratos (para alimentación o cobijo), a las señales de predación (hojas y huesos roídos, dentelladas) y a perforaciones diversas en rocas, conchas, maderas o esqueletos. Únicamente se preserva la huella de la actividad, pero no el organismo que la originó.

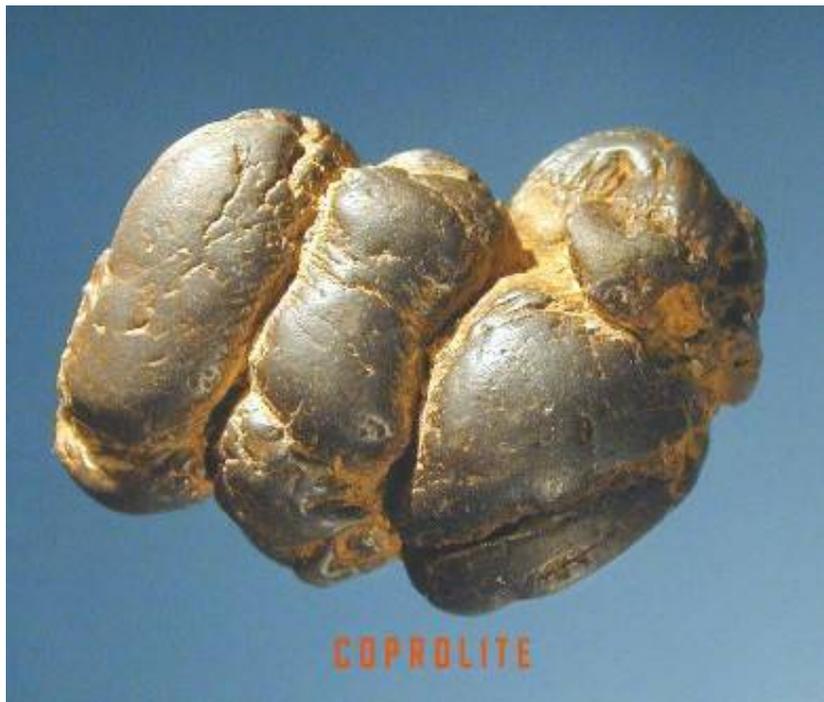


Fig. 2.77 La fotografía muestra resto Icnofósil (excremento llamado coprolito) de un animal que vivió en un tiempo geológico pasado.

A veces se encuentran huellas de partes blandas de un animal, por ejemplo de un gusano. Menos comunes son los moldes de los intestinos de algunos animales, que se han formado como resultado de los sedimentos que los ha rellenado y se ha endurecido antes de su descomposición.

Fósiles Geoquímicos.

Se aplica este nombre a ciertas sustancias químicas, de origen orgánico, contenidas en las rocas sedimentarias, que sirven para demostrar la presencia de organismos vivos, mediante la preservación de estructuras orgánicas que provienen de la materia orgánica blanda que constituyó al organismo.

En ocasiones, los terrenos presentan sustancias químicas de origen orgánico (que se conocen como fósiles geoquímicos), que derivan de carbohidratos, proteínas, lípidos o leonina que pertenecieron a organismos animales y vegetales que al morir se sepultaron en sedimentos de grano fino en ambientes sedimentarios reductores que permitieron su preservación al existir poco o nulo porcentaje de oxígeno.

Fósil Índice.

Son aquellos fósiles que corresponden a un grupo de vida restringida desde el punto de vista cronológico dentro de la historia de la tierra.

Deben de cumplir los siguientes requisitos:

1. Que sus ejemplares sean abundantes.
2. Que hayan vivido un periodo de vida corto.
3. Que hayan sido de amplia distribución geográfica.

Las sucesiones verticales de los conjuntos de microfósiles reflejan los cambios en las batimetrías, por lo cual es posible inferir las condiciones tectónicas en una provincia petrolera.

Los fósiles se utilizan para fechar estratos superiores o inferiores a los de interés, y para determinar las direcciones de movimientos a lo largo de fallas que cubren a estos estratos.

Con ayuda de microfósiles se pueden fechar depósitos de minerales conocidos y utilizar estos datos en áreas inexploradas.

Los Fósiles como organismos vivos.

La clave para entender la naturaleza de los fósiles es visualizarlos como seres vivos, esto quiere decir que presentaban ciertas conductas, adaptaciones, relaciones con otros organismos y con el medio ambiente de la misma manera que los organismos actuales (Figura 2.78).

El uniformitarismo taxonómico asume que el estudio de los organismos modernos es vital para entender a los organismos fósiles.



Fig. 2.78 La fotografía muestra condiciones de vida del reino animal marino en el Paleozoico Tardío (Tomado de William K. Hartmann y Ron Millar, 1991).

Para que un ser vivo se transforme en fósil, necesita atravesar una serie de procesos fisicoquímicos conocidos en conjunto como fosilización, y al el estudio de estos procesos se conoce como tafonomía. Estos procesos abarcan desde la muerte del organismo hasta su descubrimiento posterior como fósil (Figura 2.79).

VIDA

- ✓ Ciclo de vida Natural
- ✓ Interacción con el ambiente y otros organismos

MUERTE

- ✓ Depredadores
- ✓ Enfermedad
- ✓ Causas Naturales
- ✓ Cambio de Ambiente

PRE SEPULTAMIENTO

- ✓ Desarticulación
- ✓ Limpiadores
- ✓ Transporte del viento y agua

POST SEPULTAMIENTO

- ✓ Diagénesis
- ✓ Preservación excepcional de partes blandas
- ✓ Preservación de partes duras

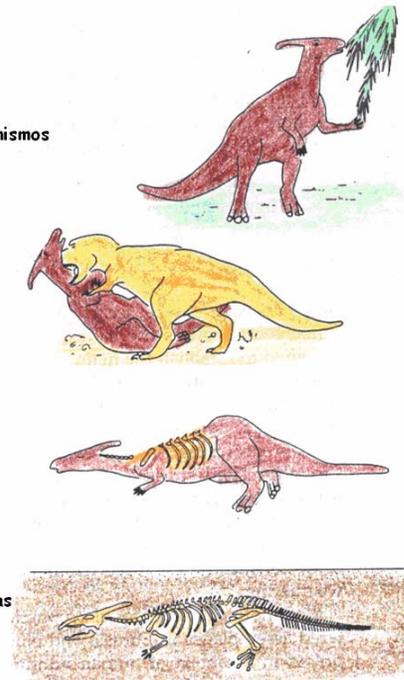


Fig. 2.79 La fotografía muestra como un ser vivo se puede transformar en fósil (Tomado de William K. Hartmann y Ron Millar, 1991).

Tipos de Fossilización.

Los principales procesos que originan que los restos de organismos u organismos completos se preserven y transforman en fósiles son:

a) Restos originales “sin alterar”.

- Congelamiento: Los organismos que mueren por las bajas temperaturas son cubiertos por hielo, se conservan íntegros, por lo cual pueden ser estudiados.
- Ámbar: Muchos museos poseen trozos de ámbar procedentes de depósitos oligocénicos de las costas del sur del mar Báltico, los cuales poseen pequeños fósiles, principalmente insectos. El ámbar es una resina fósil dentro de la cual quedaron atrapados los insectos cuando manaba de las coníferas. Los esqueletos quitinosos están poco alterados, pero los tejidos blandos han desaparecido (Figura 2.80).



Fig. 2.80 La fotografía muestra la fossilización por ámbar (Tomado de Edward J. Tarbuck y Frederick K. Lutgens, 1999).

- Materia orgánica: Corresponde con unas estructuras moleculares bien preservadas de carbohidratos, proteínas, lignina y lípidos.

b) Permineralización.

Cuando el material es poroso (como ocurre con las maderas y con los huesos), el agua que se encuentra alrededor de su depósito puede infiltrarse en los poros. El agua puede llevar disueltas diversas sustancias como sílice o carbonato de calcio, las cuales precipitan y “rellenan” estos poros (Figura 2.81).

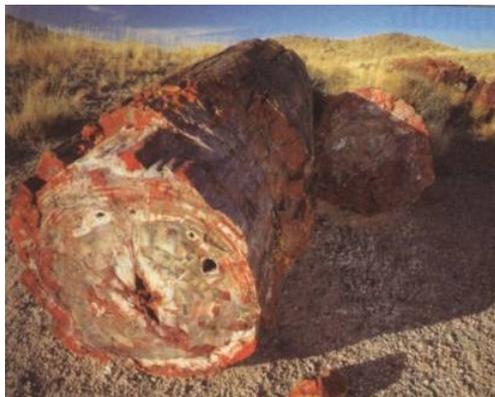


Fig. 2.81 La fotografía muestra la fossilización por Permineralización (Tomado de Edward J. Tarbuck y Frederick K. Lutgens, 1999).

c) Reemplazamiento.

En este caso, la materia orgánica original es sustituida por minerales y/o sedimentos (calcificación, silicificación, piritización (Figura 2.82)).

Calcificación: el CaCO_3 en forma de calcita, es el mineral de mayor difusión y movilidad en las rocas sedimentarias que reemplaza al esqueleto de gran cantidad de organismos; por ejemplo: foraminíferos, braquiópodos, moluscos etc.

Silicificación: en condiciones geoquímicas de medios marinos, la solubilidad del sílice aumenta al acercarse a un pH de 9, lo que da origen a soluciones que actúan como fosilizantes. Por ejemplo de: foraminíferos, braquiopodos, gasterópodos, radiolarios.

Piritización: el sulfuro de hierro en forma de piritita, desprende ácido sulfhídrico durante la descomposición de la materia orgánica en medios sin oxígeno, este material sustituye al esqueleto de los organismos por ejemplo, ammonitas, foraminíferos, crustáceos, radiolarios y ciertos vegetales.

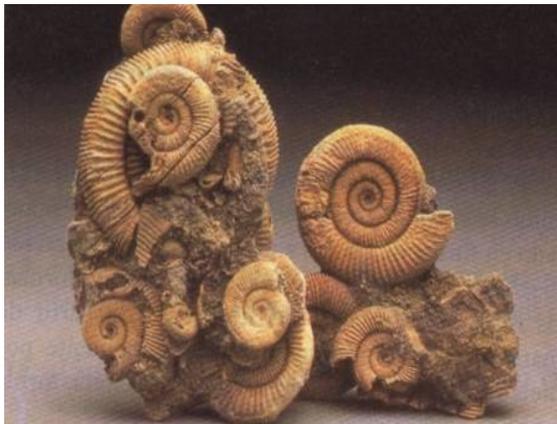


Fig. 2.82 La fotografía muestra la fosilización por Reemplazamiento (Tomado de Edward J. Tarbuck y Frederick K. Lutgens, 1999).

d) Carbonización

Cuando el organismo muere, las partes volátiles de la materia orgánica se dispersa dejando un residuo de carbón, que forma una especie de “película” en algunas rocas sedimentarias (Figura 2.83). Se presenta en restos vegetales formados por celulosa y lignina y en animales (artrópodos) formados por quitina.

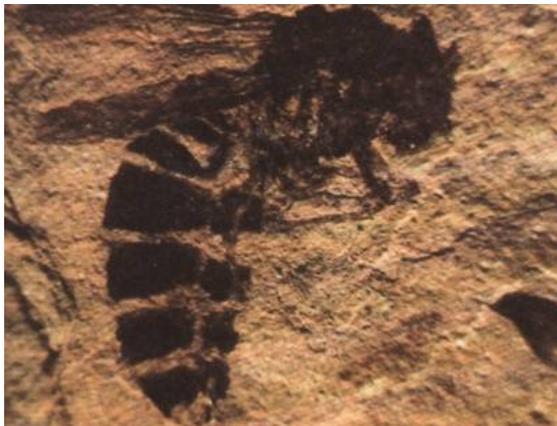


Fig. 2.83 La fotografía muestra la fosilización por Carbonización (Tomado de Edward J. Tarbuck y Frederick K. Lutgens, 1999).

A continuación se presenta un esquema que muestra las etapas de la fosilización de una amonita (Figura 2.84) del Jurásico.

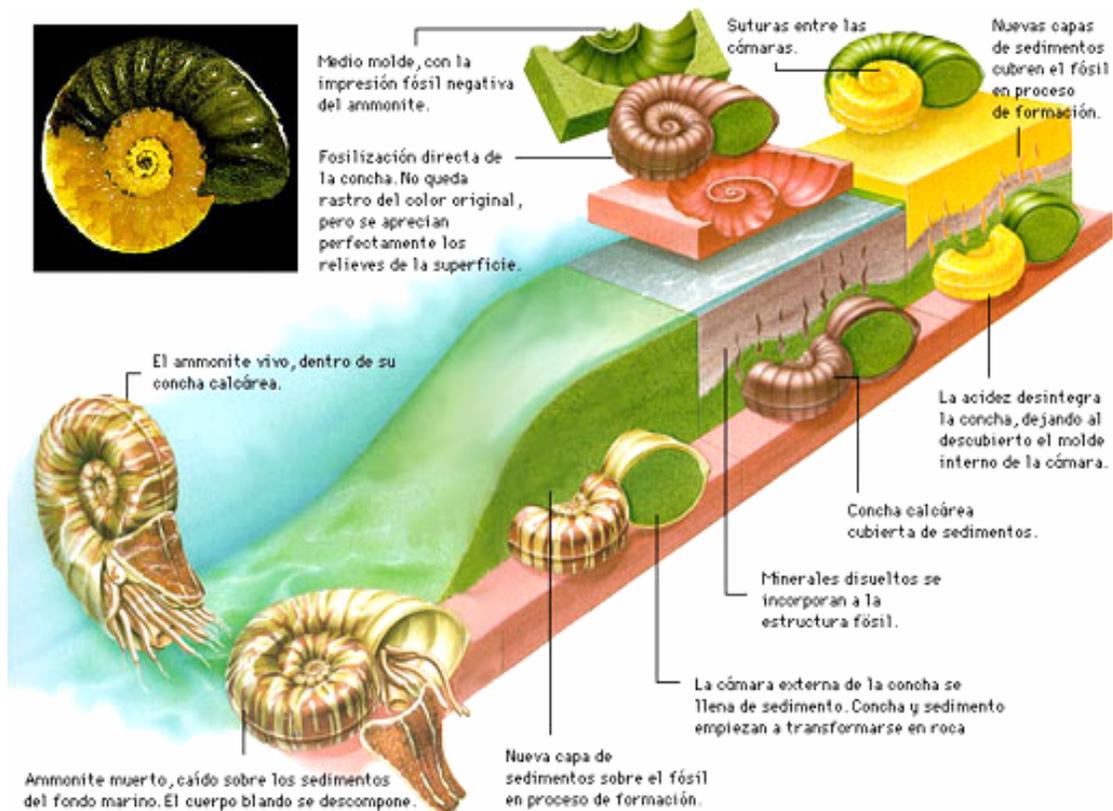


Fig. 2.84 Esquema de fosilización de una amonita del Jurásico.

Factores que permiten la fosilización.

Son dos los principales factores que permiten que ocurra la fosilización, estos son:

a) Factores Biológicos

- Los organismos deben de tener partes duras.
- Los organismos deben de ser abundantes.

b) Factores Geológicos

- Los restos de los organismos deben de acumularse en un área de sedimentación constante.
- Debe ocurrir una rápida sedimentación para evitar la destrucción de los restos.
- Al morir los organismos, se deben sepultar en sedimentos finos.
- Deben encontrarse a cierta profundidad, que impida que se destruyan por la acción del intemperismo y de la erosión.

Fósiles y Paleoambientes.

Consiste en establecer con base en el estudio de los fósiles las condiciones del ambiente sedimentario en el momento en que se realizó el depósito de los sedimentos, ya que los seres vivos se encuentran sujetos a una serie de factores ambientales para su reproducción y supervivencia, por lo tanto, es posible deducir que condiciones imperaban en el pasado a partir

de los fósiles. Por otro lado, los icnofósiles también son útiles para deducir las condiciones que imperaban en el medio ambiente, sobre todo para organismos que vivieron en el continente (ambientes lacustres) o en ambientes mixtos o transicionales.

Entre las condiciones que se determinan con base a los fósiles, están: la cantidad de oxígeno, el tipo de sustrato, la salinidad, la temperatura, etc. En estudios con impacto económico se buscan fósiles que proporcionen información respecto a la paleobatimetría y a la paleotectónica. Los grupos que más se utilizan en este tipo de análisis son los foraminíferos bentónicos, además de radiolarios, diatomeas, ostrácodos y moluscos.

Durante el Paleozoico Medio los braquiópodos estrofeodonitos (izquierda Figura 2.85) y estrofonélidos (derecha Figura 2.85), sufrieron una evolución paralela que lleva a la denticulación progresiva de la línea de charnela. Ambos grupos estaban ampliamente distribuidos y cada uno produjo varios géneros y muchas especies, de manera que se tienen reportes de fósiles índice representativos en casi todas las faunas del Ordovícico, Silúrico o Devónico.

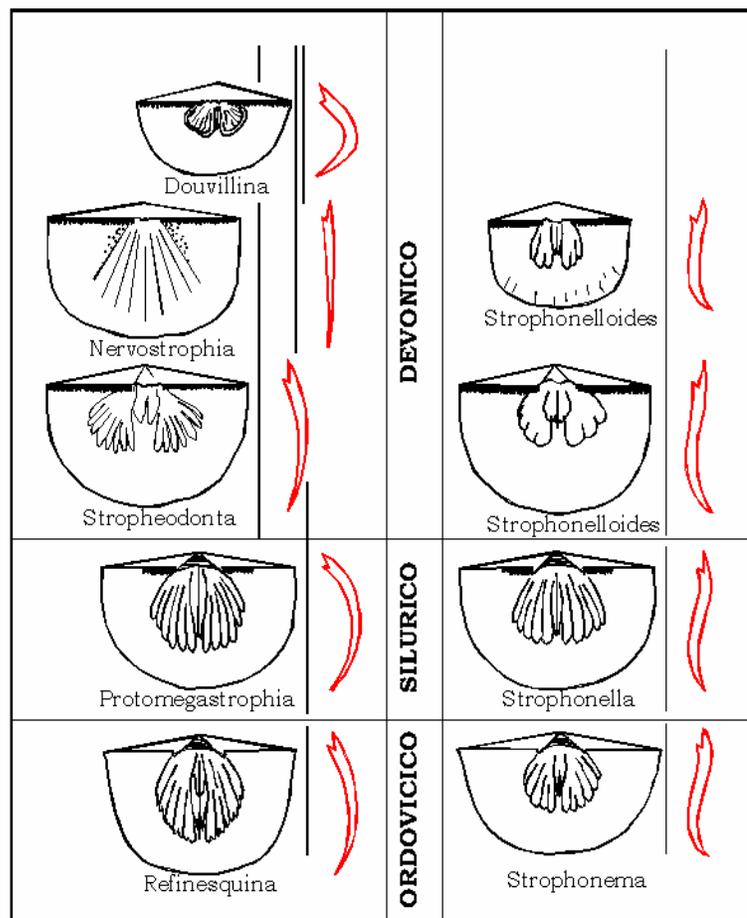


Fig. 2.85 La figura ilustra la evolución durante el Paleozoico medio (Tomado de Corrales Zarazua I. y Rosell Sanuy Juan, 1977).

Asociación básica litofaunística para la interpretación paleoecológica.

Se pueden determinar los ambientes de depósito con base en la abundancia de los microfósiles (planctónicos y bentónicos) y a los constituyentes de las rocas donde están incluidos, así como los factores ecológicos a los que posiblemente estuvieron sujetos en épocas pasadas, por ejemplo en un ambiente donde se depositan carbonatos se tienen las siguientes características:

En ambientes de plataforma se tiene una batimetría de 0-200m de profundidad, aguas de alta energía, penetración de luz, temperatura de 25-30 °C; abundancia de organismos bentónicos en calizas grainstone-packestone.

Ambiente de plataforma externa (nerítico externo, batial superior): aguas tranquilas, escasa penetración de luz, temperatura de 6-8 °C, organismos planctónicos y bentónicos en calizas wackestone-packestone.

Ambiente de cuenca (batimetría batial inferior-abisal): nula penetración de luz, temperatura de 4-5 °C, abundancia de organismos planctónicos en calizas mudstone-wackestone.

Uso de los fósiles en la Exploración Petrolera.

El rol de la micropaleontología en la exploración de hidrocarburos es de gran importancia, ya que las pequeñas dimensiones y abundancia de microfósiles en muestras de perforación de rocas de grano fino, permiten interpretar su rápida evolución, que los hace valiosos para la correlación, determinación de la edad, identificación de inconformidades, caracterización de secuencias de depósitos, caracterización litoestratigráfica e interpretación de paleoambientes en la superficie.

El valor relativo de grupos de microfósiles particulares es muy grande en relación al rango de conocimiento en la exploración de plays. La Micropaleontología es una herramienta de gran valor que es requerida en la industria petrolera para realizar estudios muy precisos de correlación y ubicaciones de yacimientos.

La Micropaleontología es vista como una de muchas tecnologías con una parte vital en el conocimiento para realizar la prolongación de la vida de una provincia petrolera y para maximizar la extracción de hidrocarburos.

Las particulares ventajas de usar microfósiles en la bioestratigrafía son:

1. **Pequeñas Dimensiones:** Las pequeñas dimensiones de grupos de microfósiles impide su destrucción por las barrenas de perforación (promedio de diámetros: 0.05 mm, nannoplancton calcáreo 0.015 mm y foraminíferos 0.4 mm). Como son muy pequeños los fragmentos de rocas (o de recortes) derivados por el fracturamiento de las rocas por las barrenas de perforación, los microfósiles en muchos casos no son destruidos por el proceso de perforación del pozo.
2. **Abundancia:** Los microfósiles pueden encontrarse en varios estratos o secuencias en importantes cantidades, algunas muestras contienen más de un género bien preservado. En el caso de que los microfósiles tengan la misma densidad de la roca de formación, se puede encontrar en una sola secuencia varios cientos de especies.

Revisión de Técnicas.

El estudio de microfósiles puede ser usado en una variedad de aplicaciones para hacer interpretaciones geológicas y realizar correlaciones, que son importantes en la exploración y producción de hidrocarburos.

- a) **Correlación:** Es realizar la comparación de unidades formadas al mismo tiempo en diferentes localidades próximas o lejanas, se apoya de la micropaleontología, por lo que esta tiene un gran impacto en la exploración. El reconocimiento de microfósiles es significativo estratigráficamente en cualquiera de las unidades de rocas que son correlacionables entre pozos; los cambios entre estos ensambles, definidos por estratigrafía, permite identificar “techos”, “bases” o abundancia de cambios de índices de especies que pueden ser empatados entre pozos como líneas de correlación. La

experiencia dentro de una cuenca indica todos los cambios, o bioeventos confiables en la correlación. Estos bioeventos son considerados como líneas de tiempo, aunque dejan inexactitudes de espaciamiento de especies, procesamiento de especies y factores perjudiciales de la perforación. Entre las variaciones de líneas de correlación en litofacies pueden ser mapeadas y determinar la naturaleza y la extensión de la distribución del yacimiento, tanto en arenas como en carbonatos. Es esencial comparar la correlación bioestratigráfica con los registros geofísicos obtenidos en los pozos, de esta manera se tiene mayor precisión en la interpretación.

- b) **Determinación de la Edad:** La comparación de microfósiles con estándares de divisiones cronoestratigráficas de la escala del tiempo geológico permite conocer la edad de la roca con gran precisión. Para el Cenozoico, el estándar de biozonas son los grupos de microfósiles de nannoplancton calcáreo y foraminíferos planctónicos. Para el Farenozoico el estándar de biozonas son basadas en un grupo de fósiles denominados amonitas. Es importante tener habilidad para ubicar los datos obtenidos de un fósil tan preciso como sea posible (idealmente en términos de los estándares de biozonas). La evaluación precisa de la cuenca, incluyendo evaluaciones de tales factores como el origen de las rocas, generación y potencial de hidrocarburos es respaldado por la micro y macropaleontología. La exacta reconstrucción de la historia geológica y el conocimiento de la generación y migración de hidrocarburos, depende también del tiempo, el cual puede conocerse con las interpretaciones de la edad de los microfósiles.
- c) **Identificación de Inconformidades:** La identificación de secciones faltantes, tanto en la superficie como en el subsuelo pueden ser solo confiables por bioestratigrafía, es decir en los fósiles. En secuencias de pozos tales hiatos son encontrados por la ausencia de una o más biozonas. La buena calidad de datos bioestratigráficos permitirá conocer la duración del tiempo de las secciones faltantes al ser estimadas por correlación con estándares de biozonas y de ahí a una escala de tiempo absoluta. Es importante datar tan precisamente como sea posible la inconformidad en la localidad donde la magnitud de la discontinuidad es pequeña. Estas permiten interpretar el evento geológico que causó la inconformidad lo que es de importancia para la evaluación de trampas estratigráficas.
- d) **Modelos de Secuencias Estratigráficas:** El concepto de secuencia depocisional fue primero establecido por Sloss (1967) pero más tarde modificado y más claramente definido por la escuela Exxon, particularmente por Vail (1977), Vail (1984) y Van Wagoner (1989). Estos autores observaron que las sucesiones sedimentarias son naturalmente divisibles en secuencias depocisionales discretas. Una secuencia deposicional es definida como "una unidad estratigráfica compuesta de una relativa sucesión conformable de estratos relacionados genéticamente y delimitados con bases y techos por inconformidades o con correlaciones de conformidad". Estas secuencias son reconocidas en el subsuelo por reflectores sísmicos con terminaciones en superficies llamadas límites de secuencias; sus superficies corresponden con cambios cronoestratigráficos en que todas las cimas y bases de las secuencias son discontinuidades estratigráficas. Esto fue afirmado por Vail, 1977, quien considera que las secuencias deposicionales representan una sucesión de ambientes cambiantes, determinados por cambios eustáticos del nivel del mar y que una secuencia deposicional representa las rocas depositadas entre el nivel del mar y el nivel del fondo de las cuencas. Durante la parte final de la secuencia, donde se alcanza el nivel máximo del mar los depósitos regresivos pueden estar formados por deltas y complejas barreras costeras, y, en áreas tropicales pueden formarse facies de arrecifes progradantes. Los abundantes microfósiles son frecuentemente asociados con cimas o bases de secuencias y sirven para correlacionar y calibrar los registros eléctricos, de rayos gama, de radioactividad y de contenido de materia orgánica. En superficie es relativamente sencillo reconocer las máximas superficies inundadas utilizando la paleontología, la litología y el ambiente sedimentario.

- e) **Caracterización de Formaciones:** El principio de utilizar el contenido fósil de una unidad de roca para caracterizar, no es muy utilizado en la exploración petrolera. El aprovechamiento es, sin embargo, una combinación a la definición litoestratigráfica, como cita Hedberg (1976): “Los fósiles deben ser importantes en el reconocimiento de una unidad litoestratigráfica cualquiera”. Las aplicaciones de mayor importancia son: (1) una base significativa de evaluación litoestratigráfica; (2) una forma de identificar un yacimiento y (3) el reconocimiento de las partes faltantes del yacimiento. Esta información contribuye al conocimiento del volumen de roca del yacimiento y los cálculos de las reservas de hidrocarburos.
- f) **Interpretación de Paleoambientes:** Las interpretaciones de Paleoambientes basadas sobre microfósiles son posibles debido a la preferencia de organismos por habitats particulares. Otra aplicación de la micropaleontología corresponde con el estudio de palinofacies; que corresponde con la evaluación de paleoambientes utilizando el método de clasificación de empalmes de partículas orgánicas vegetales. Esta técnica es particularmente poderosa en estudios de desarrollo de yacimientos, por ejemplo en sedimentos clásticos, se puede interpretar en que ambientes se depositaron. Estos ambientes son distinguidos por particulares asociaciones microfósiles. También los microfósiles son útiles para identificar sellos, ya que las arcillas que pueden ser sellos en secuencias clásticas, que contengan foraminíferos planctónicos y radiolarios.

2.6 Concordancias y Discordancias

Relaciones verticales de los cuerpos de la roca.

Existen diferentes relaciones verticales entre los límites de los cuerpos sedimentarios (secuencias sedimentarias) sucesivos que se visualizan de manera sencilla en una cuenca sedimentaria, estas relaciones se pueden estudiar en un solo punto de observación (Figura 2.86), en un afloramiento, en un pozo (para agua o petróleo) o en una línea sísmica, sin considerar los problemas de los cambios laterales (cambios de facies).

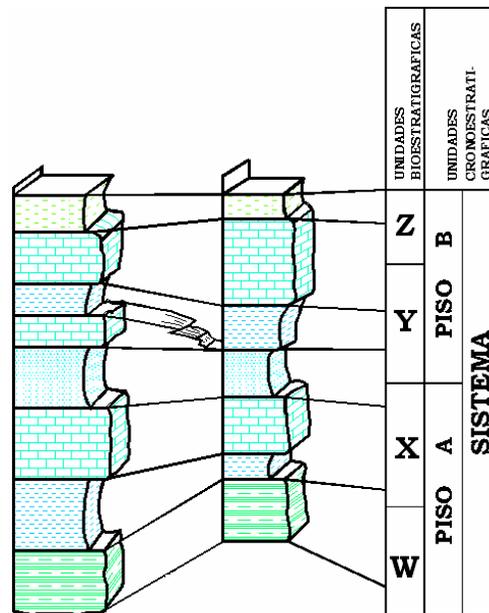


Fig. 2.86 Esquema de relaciones verticales entre cuerpos de roca (Tomado de Vera Torres, 1994).

Las relaciones entre dos estratos o dos formaciones geológicas pueden interpretarse de dos formas:

- Concordantes.
- Discordantes.

Es recomendable en estratigrafía usar los términos concordancia y discordancia en sentido geométrico descriptivo, como también paralelismo y no paralelismo entre conjuntos de capas directamente superpuestos.

En los conceptos “concordancia” y “discordancia”, se involucran los términos de “continuidad” y “discontinuidad” estratigráfica; estos términos se usan en el sentido que haya ocurrido o no interrupción del depósito sedimentario en el transcurso del tiempo.

Concordancia (Continuidad).

Se denomina continuidad o concordancia a la relación genética entre dos unidades litoestratigráficas superpuestas entre las que no haya mediado una interrupción sedimentaria medible, de manera que tan solo haya acaecido un cambio en las condiciones sedimentarias que implica el cambio de litofacies (Figura 2.87).

Las superficies de contacto entre dos secuencias o formaciones geológicas verticalmente sucesivas se consideran concordantes si no existe evidencia significativa de interrupción de la depositación entre unidades adyacentes superpuestas (Figura 2.88). Existe conformidad entre todas las unidades con superficies concordantes y continuas en las que no hay evidencia física alguna de erosión.

Los contactos concordantes pueden ser:

- Bruscos.
- Graduados.
- Intercalados.

En cada caso, el cambio de carácter litológico refleja un cambio de las condiciones de depositación o de los materiales acarreados al sitio de la depositación.

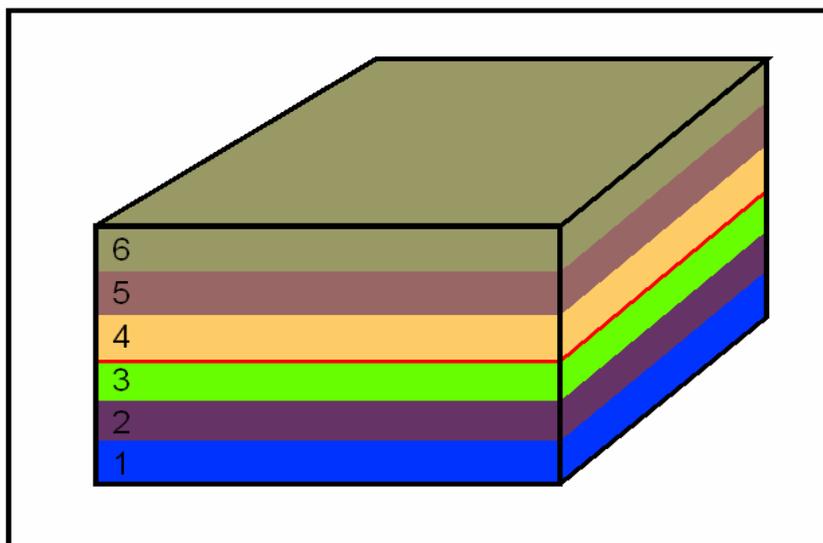


Fig. 2.87 Concordancia o continuidad entre las unidades.

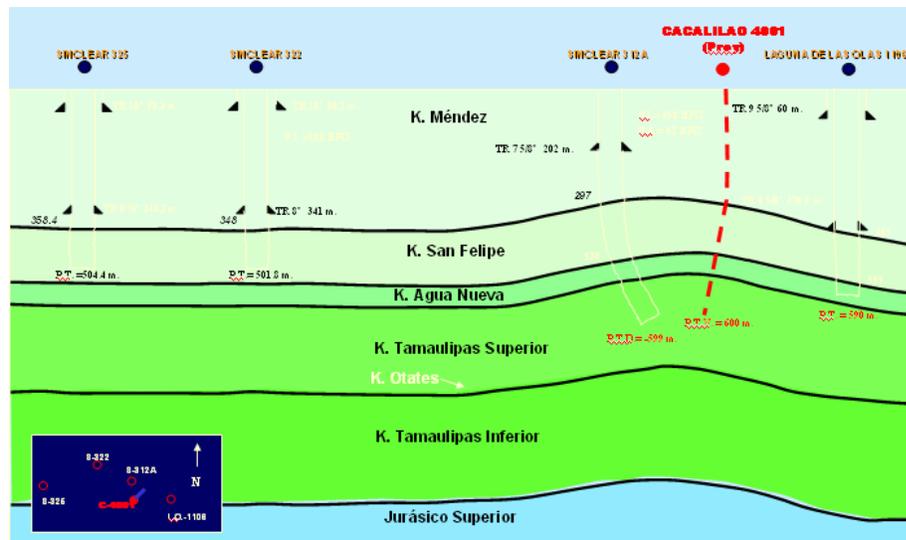


Fig. 2.88 La figura muestra la continuidad de las formaciones de un campo petrolero en la cuenca de Tampico.

a) Contactos Bruscos.

Resultan de causas primarias y se encuentran con mayor frecuencia en áreas de deposición muy lenta en las que los cambios que tienen lugar en intervalos de millares de años están representados por acumulaciones medidas en fracciones de centímetro.

b) Contactos Graduados.

Los contactos graduados resultantes son de dos tipos:

- Mixto.
- Continuo.

c) Gradación.

La gradación mixta es la que ocurre cuando dos tipos distintos de sedimento exhiben cambio gradual de uno hacia el otro, por ejemplo, una arenisca puede cambiar en forma gradual ascendente a lutita, por la adición graduada de arcilla.

La gradación continua implica el cambio progresivo en solo un parámetro sedimentario, sin mezcla de los miembros extremos, por ejemplo, los cambios graduales de arena a lutita, en los cuales se halla una reducción progresiva en el tamaño del grano, de arena a limo y a arcilla.

d) Contactos Intercalados

En este tipo de contactos las formaciones resultan como su nombre lo dice, de tal forma que las unidades comprendidas son sucesivas una de tras de otra, como por ejemplo, podemos tener una unidad de lutitas seguida de una unidad de areniscas y esta a su vez seguida nuevamente de una unidad de lutitas y así sucesivamente hasta terminar la dimensión de la columna estratigráfica.

Discontinuidad o Discordancia.

Se denomina discontinuidad o discordancia a la relación genética entre dos unidades litoestratigráficas superpuestas entre cuyo depósito respectivo haya mediado una interrupción sedimentaria medible; por lo que corresponde a una superficie de erosión o no depósito que separa unidades estratigráficas antiguas de unidades jóvenes.

Laguna estratigráfica, hiato y vacío erosional.

En una sección estratigráfica concreta, en la que dos unidades estratigráficas superpuestas estén separadas por una discontinuidad, habrá un intervalo de tiempo representado, el cual será más moderno que la edad del techo de la unidad infrayacente y más antiguo que la edad del piso de la suprayacente. En cada sección estratigráfica concreta asociada a un determinado tiempo geológico en el que falta en el registro estratigráfico ligado a una discontinuidad, se le llama **laguna estratigráfica** (en inglés lacuna). Su magnitud puede variar de manera notable a lo largo de la superficie de discontinuidad, en especial en los casos en los que hay discordancias.

La mayoría de los autores (por ejemplo, Mitchum 1977; Vial 1984) consideran el término hiato como sinónimo de laguna estratigráfica. En el Glosario de Geología se define el **hiato** con dos acepciones:

1. Es la ruptura o interrupción de la continuidad del registro geológico debida a la ausencia de materiales estratificados que en condiciones normales deberían estar presentes, pero que faltan por no haberse depositado o porque se han erosionado, antes del depósito de la unidad suprayacente.
2. Es el intervalo de tiempo no representado por rocas en una discontinuidad, que comprende un intervalo de tiempo sin depósito o sin depósito y erosión.

Al ser trazado lateralmente un hiato se hace progresivamente más pequeño hasta que desaparezca en una secuencia concordante.

El horizonte de hiato cero se suele llamar concordancia y se define como "**una superficie que separa un estrato más joven de otro más antiguo**". Una concordancia no muestra trazas de erosión ni falta de depósito y está separado por un plano de estratificación (Figura 2.89).

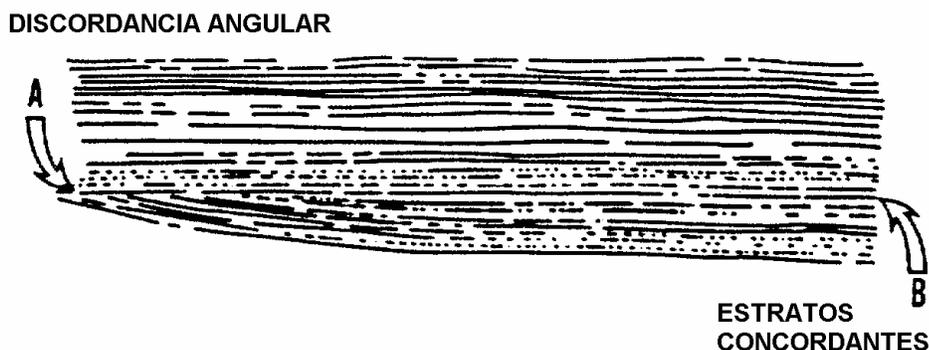


Fig. 2.89 La discordancia angular se transforma lateralmente en una concordancia (Tomado de Vera Torres, 1994).

En la figura 2.90 se representa una sección geológica hipotética, elaborada a partir de datos de campo o de subsuelo, en la que se muestra la relación entre dos unidades litoestratigráficas separadas por una discontinuidad, que en un sector está relacionada con una concordancia y en otro con una discordancia. En ambas unidades se representan las líneas de estratificación, que son líneas isócronas, que corresponderían originariamente a las líneas horizontales, de los

estratos. Esto se cumple siempre que durante el depósito los procesos de agradación fuesen los que regularan la distribución de estratos, no cumpliéndose para los intervalos en los que haya progradación, ya que en ellos las isócronas serían oblicuas.

Cada intervalo limitado por superficies de estratificación está numerado del 1 al 14 y del 23 al 30, delimitándose unidades de tiempo relativo, desde la más antigua a la más moderna, de manera que se puede ver el valor de la laguna estratigráfica en cada punto. La relación entre las dos unidades estratigráficas mostradas en la sección geológica también se puede representar en una sección cronoestratigráfica, colocando la coordenada tiempo en la vertical, con lo que las líneas isócronas se colocarán horizontales. El intervalo de tiempo que no esté representado en ningún punto (15 – 22) queda en blanco y los intervalos de tiempo que falten en cada punto concreto (9 – 14) igualmente se dejan en blanco. Para cada una de las verticales, que serían las posibles secciones estratigráficas, el tiempo geológico que falta es la laguna estratigráfica, la cual varía, desde puntos donde comprende los términos 15 – 22 hasta otros puntos donde se puede llegar a comprender los términos 9 – 22.

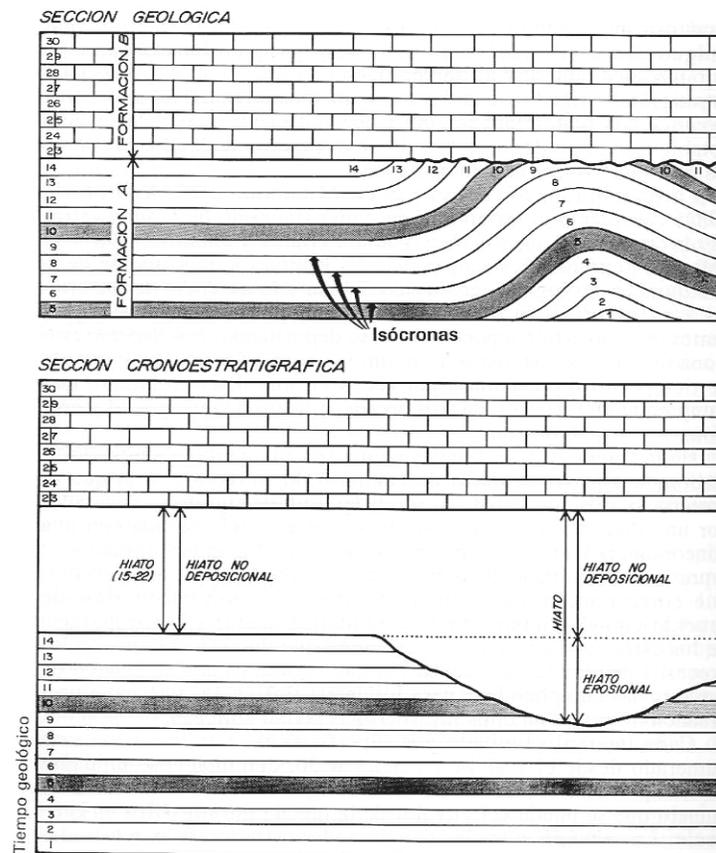


Fig. 2.90 Laguna estratigráfica, hiato y vacío erosional (Tomado de Vera Torres, 1994).

En la interrupción sedimentaria que provoca una discontinuidad pueden diferenciarse dos procesos: la propia interrupción de la sedimentación y la posible erosión de los materiales infrayacentes que pudiera ocurrir durante a misma. Ello implica que el tiempo que falte en una discontinuidad pueda desdoblarse en dos conceptos diferentes:

- Hiato no deposicional: Es el que corresponde al tiempo de depósito.
- Hiato erosional: Es el intervalo de tiempo no representado por haberse erosionado durante la interrupción.

En cada sección estratigráfica concreta, la suma del hiato no deposicional y el hiato erosional es la laguna estratigráfica (o hiato). En una discontinuidad puede haber importantes variaciones laterales de la amplitud de la laguna estratigráfica, que corresponden esencialmente a variaciones del hiato erosional (Figura 2.90).

Se opta por esta nomenclatura por ser la más aceptada en la bibliografía estratigráfica reciente, en la que se considera como sinónimos los términos hiato no deposicional y el hiato erosivo. Algunos autores (por ejemplo: Wheller 1958, Corrales 1977, Vera 1989), han usado antes el término hiato exclusivamente para el intervalo de tiempo geológico en el que no hubo sedimentación en una discontinuidad, o sea para lo que se viene explicando como hiato no deposicional, mientras que utilizan el término vacío erosional para el tiempo correspondiente a los materiales erosionados durante la interrupción sedimentaria (hiato erosional). El término **vacío erosional** puede seguir usándose como sinónimo hiato erosional, ya que su uso no induce error.

Discordancias (Discontinuidades) con paralelismo.

En este tipo de discontinuidad, las superficies de estratificación de los materiales infrayacentes y suprayacentes son paralelas. Genéticamente corresponden a la relación entre dos materiales o dos unidades estratigráficas entre cuyo depósito medió una interrupción sedimentaria medible, durante la que pudo ocurrir erosión de los materiales previamente depositados, pero en la que no hubo ninguna deformación tectónica (plegamiento o basculamiento) que modificara la horizontalidad original de los materiales infrayacentes.

De acuerdo con las características geométricas de la superficie de separación entre ambas unidades se diferencian dos tipos de discontinuidades:

- Las paraconformidades.
- Las disconformidades.

Las paraconformidades se caracterizan porque la superficie de separación entre ambas unidades es plana y paralela a la estratificación de ambas unidades (Figura 2.91).

Las disconformidades se tienen cuando entre ambas unidades estratigráficas media una superficie irregular de marcado carácter erosivo (Figura 2.92).

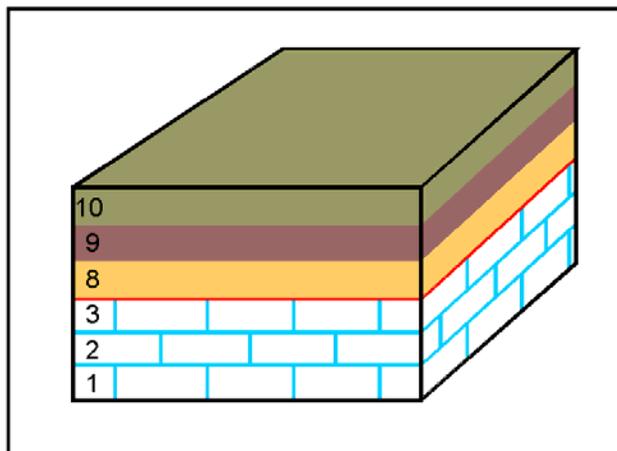


Fig. 2.91 Paraconformidad que indica paralelismo entre las unidades viejas y jóvenes pero existe discontinuidad entre las unidades 3 y 8.

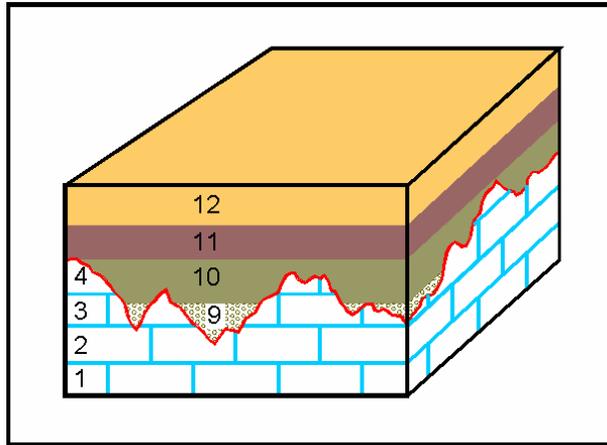


Fig. 2.92 Disconformidades con concordancia (paralelismo) entre las unidades 2,3 y 4 con las unidades 9, 10, 11 y 12; existe discontinuidad y una marcada superficie de erosión que los separa.

Criterios estratigráficos sedimentológicos para identificar paraconformidades.

Comprende todos los aspectos geométricos, litológicos, texturales, etc, observables en una superficie de estratificación, que puedan indicar que se trata de una interrupción sedimentaria de una duración suficiente para ser considerada como discordancia.

En Medios Marinos.

En medios marinos las paraconformidades se pueden reconocer por los siguientes tres parámetros:

a) Superficies de corrosión.

Se trata de superficies que muestran irregularidades erosivas de orden menor, se presentan en cualquier tipo de roca, aunque son más fáciles de identificar en rocas carbonatadas (Figura 2.93A). Las cavidades y protuberancias observadas son de escala centimétrica o decimétrica, ya que si llegan a la escala métrica la discontinuidad será considerada como una disconformidad y no una paraconformidad. La génesis de las superficies de corrosión está ligada a etapas de irrupción sedimentaria durante las que tuvo lugar una erosión submarina ligera, de los materiales infrayacentes, parcialmente litificados.

b) Superficies de omisión.

Término introducido en la nomenclatura geológica por Heim (1934) para denominar superficies de interrupción sedimentaria submarinas (Figura 2.93B). Algunos autores han usado el término en un sentido muy amplio incluyendo a las superficies de corrosión y los fondos endurecidos (hardgrounds); sin embargo se prefiere limitar su uso a un tipo de superficie diferenciado de los anteriores por el dominio de acción de los organismos (bioturbación y perforaciones), sentido en el que usaron el término Kennedy y Juignet (1974), que permite identificar este tipo de discontinuidad en materiales carbonatados. En estas superficies, además de la actividad orgánica, se constatan los efectos de litificación, con cementación y/o nodulización, que provoca

el paso de un fondo blando a un fondo firme. Igualmente se constatan los efectos de erosión y disolución submarinas, de pequeña envergadura.

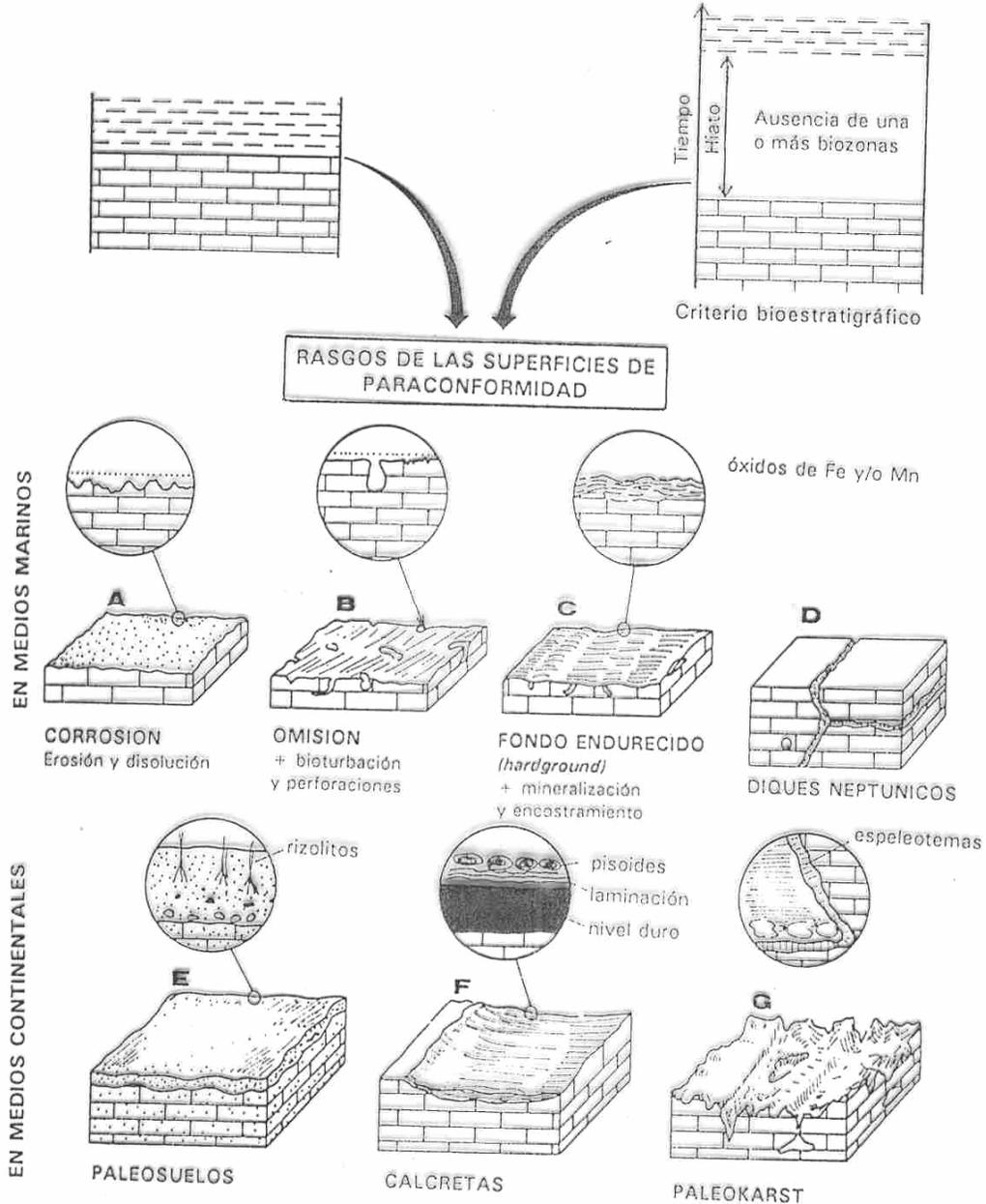


Fig.2.93 Criterios estratigráficos y sedimentológicos que permiten reconocer superficies de paraconformidad (Tomado de Vera Torres, 1994).

c) Fondos endurecidos.

Se denominan con este término a superficies de estratificación en rocas carbonatadas que correspondieron a fondos marinos, en los que hubo una apreciable interrupción sedimentaria, acompañada de litificación y actividad orgánica y, además, erosión, disolución y, especialmente, mineralización (Figura 2.93C); en el registro estratigráfico el rasgo más llamativo, que facilita su localización y reconocimiento es la mineralización. Durante una prolongada interrupción sedimentaria diversas reacciones químicas pudieron ocurrir en el agua del mar que facilitasen la

precipitación o fijación por la acción de los organismos de materiales disueltos. Las mineralizaciones más usuales que cubren a los fondos firmes y los convierten en fondos endurecidos son óxidos de hierro y de manganeso, que forman costras que tapizan el fondo; otras posibles mineralizaciones son de glauconita y fosfatos. Los fondos endurecidos son bastante frecuentes en el registro estratigráfico de materiales de algunos periodos (por ejemplo el Jurásico) en contraste con los actuales detectados en fondos marinos, muy escasos. Con frecuencia, sobre el fondo endurecido se dispone el nivel condensado que marca la reanudación de la sedimentación carbonatada en unas condiciones de lentitud extrema. En los niveles condensados la tasa de sedimentación es mínima (menos de 1 mm/Ka) y en ellos puede haber mezcla de fósiles de varias biozonas, lo que indica que su litificación fue igualmente muy lenta de manera que durante un lapso de tiempo prolongado los restos orgánicos caían sobre un sedimento blando y se disponían dentro del mismo según sus tamaños. Este proceso de mezcla de faunas pueden jugar, además, un papel notable en los procesos de remoción del sedimento por causas físicas u orgánicas.

d) Niveles fosfatados.

Los niveles fosfatados pueden estar relacionados con fondos endurecidos o con niveles condensados relacionados con los mismos, y pueden presentar estructuras estromatolíticas de medios pelágicos que contienen cocolitos entre sus láminas. En otros casos se trata de niveles estratiformes intercalados entre materiales marinos, cuya génesis se liga a interrupciones sedimentarias acompañadas de ascensos del nivel del mar y en cuyo proceso de depósito se coordinan diversos factores, como condiciones hidrodinámicas, tasa de sedimentación, llegada de aguas ricas en nutrientes, etc.

c) Diques neptúnicos.

Con este nombre se denominan a cavidades formadas por disolución (con frecuencia a partir de fisuras) de rocas carbonatadas durante una irrupción sedimentaria y que posteriormente se rellenan del material marino cuando se reanudó la sedimentación (Figura 2.93D); la disolución que produce cavidades puede ser submarina o subárea, esta última en el caso de que haya tenido lugar una emersión temporal y karstificación. Los diques neptúnicos se localizan, por tanto, dentro de la unidad infrayacente a una paraconformidad y los materiales que los rellenan con frecuencia son de la edad correspondiente a la laguna estratigráfica en dicha paraconformidad. Se trata de depósitos que solamente quedaron en el interior de las cavidades mientras que los que se hubiesen depositado sobre el fondo habrían sido eliminados por las corrientes. Geométricamente se diferencian, de acuerdo a Wendt (1971), dos tipos de diques neptúnicos: tipo S que se disponen paralelos a la estratificación y tipo Q que tienden a ser oblicuos o perpendiculares a las mismas (Figura 2.93D). Un ejemplo de diques neptúnicos se ha descrito en el Penibético (sur de España) donde hay una paraconformidad en la que sobre los materiales del Jurásico superior descansan directamente los del Cretácico superior, mientras que en el interior de los diques neptúnicos se ha podido detectar materiales de varios pisos del Cretácico inferior.

En Medios Continentales.

En materiales continentales las posibilidades de reconocer paraconformidades son más remotas, ya que al ser una sedimentación fundamentalmente episódica son múltiples las superficies de interrupción sedimentaria y de erosión que pueden reconocerse, pero la mayoría de ellas están ligadas a diastemas. Por otra parte el control bioestratigráfico en los materiales continentales es mucho menos preciso que en los marinos, debido a la ausencia de restos fosilíferos de interés

bioestratigráfico. Así, por ejemplo, en materiales fluviales el control bioestratigráfico se limita a los vertebrados y al polen, localizados en partes puntuales y a veces muy distantes unos de otros, sin que haya secciones estratigráficas en las que todos los niveles sean fosilíferos. Los criterios bioestratigráficos para reconocer paraconformidades son poco utilizables, dada la dispersión de ejemplares fosilíferos. Los criterios de reconocimiento aplicables son aquellos que se basan en la localización y estudio de materiales que relacionan superficies de estratificación y en cuya génesis haya sido necesaria una prolongada interrupción sedimentaria; los criterios que más se utilizan para identificar estas paraconformidades, son:

a) Paleosuelos.

Constituyen un criterio de interés para reconocimiento de paraconformidades, ya que se disponen sobre superficies que han estado un prolongado tiempo expuestas y sin depósito (Figura 2.93E); la mayor dificultad de aplicación estriba en diferenciar una paraconformidad de una diastema ya que la duración del proceso de formación de paleosuelo es difícil de calcular. La existencia de suelos compuestos por varias fases genéticas superpuestas, de suelos maduros, es un buen criterio para detectar discontinuidades. Los diastemas, por le contrario, estarían relacionadas generalmente por suelos simples. Kraus y Brawn (1986) estiman que en procesos de formación de paleosuelos compuestos solamente el 5% del total del tiempo corresponde a un proceso edáfico (reflejado en paleosuelos) y el 95% restante no tiene representación en el registro estratigráfico. Una sucesión de diez suelos superpuestos puede corresponder a un intervalo de tiempo total de más de un millón y medio de años que marcaría claramente una paraconformidad. La génesis de un paleosuelo simple podría tener una duración de pocos miles de años, por lo que relacionaría interrupciones sinsedimentarias de orden menor (diastema).

b) Calcretas, silcretas y ferricretas.

Se llama calcreta o caliche a las acumulaciones de carbono cálcico formadas por cementación y reemplazamiento, mayoritariamente en perfiles de suelos, a partir de aguas vadasas y freáticas saturadas en carbonatos. Las calcretas son depósitos ampliamente representados en el registro estratigráfico desde el Precámbrico al Cuaternario, e igualmente bien representadas en los depósitos actuales. Se han planteado clasificaciones de las calcretas que pretenden ser estadios de sus génesis desde las fases iniciales (estadio1) en las que los cementos ocupan los poros de las gravas a aquellas que forman verdaderas costras laminadas (estadios 5 y 6) de carbonatos, con pisoides (Figura 2.93F). Wright y Tucker (1991) consideran que el tiempo necesario para que se forme una calcreta madura (estadios 4 y 5) es muy variable y que puede oscilar entre algunos miles de años hasta un millón de años. Resulta evidente que las calcretas pueden marcar diastemas o paraconformidades y que un elevado grado de madurez de la calcreta será un indicio a favor de la segunda, ya que la duración de la interrupción sinsedimentaria será mayor. Las silcretas y las ferricretas son similares a las calcretas cambiando el carbonato cálcico por sílice y por óxidos e hidróxidos de hierro, respectivamente. Su génesis también está ligada a intervalos sin sedimentación en los que se produce la cementación a partir de aguas superficiales o subterráneas que se evaporan. Son mucho menos frecuentes que las calcretas y su utilización como criterio de reconocimiento de paraconformidades es idéntico al de las calcretas.

c) Paleokarst.

Choquette y James (1988) definen un paleokarst como un karst antiguo enterrado por sedimentos o rocas sedimentarias más modernas (Figura 2.93G). Por su parte Esteban y Klappa (1983) definieron el karst como “una facie diagenética sobreimpuesta a cuerpos de carbonatados

en contacto con la atmósfera, producida y controlada por la disolución y migración del carbonato cálcico en aguas meteóricas, que tienen lugar en diferentes contextos climático y tectónicos, y genera morfologías reconocibles”.

Los criterios que sirven para reconocer una superficie de paleokarst en una sección estratigráfica son:

1. Morfológicos, basados en el estudio comparado de la geometría de cavidades y salientes con las del karst reciente.
2. Presencia de espeleotemas que tapizan las paredes de cavidades.
3. Sedimentos propios de cavidades como brechas de colapso y sedimentos finos (limos) formados por percolación.

El paleokarst que sirve como criterio de reconocimiento de paraconformidad es aquel que tiene una morfología externa muy poco abrupta, ya que si fuese muy irregular, con cavidades y salientes que superen el metro, se trataría de una disconformidad. Este medio de karst es el que se forma en medios semiáridos ya que los medios húmedos se desarrollan karst con morfologías externas abruptas.

d) Arcillas residuales, bauxitas y lateritas.

Todos estos materiales tienen una génesis muy cercana a los suelos, hasta el punto que incluso podrían considerarse como tipos de suelos. Son rocas sedimentarias producto de la meteorización química intensa de rocas infrayacentes; se forman en intervalos de exposición subárea, en climas húmedos y cálidos, y quedan generalmente acumulados sobre la misma roca madre (depósitos autóctonos) o ser transportados posteriormente en disolución o como partículas detríticas hasta su actual posición (depósitos alóctonos). La presencia de niveles de estos materiales intercalados en secciones estratigráficas continentales indica interrupciones sedimentarias, que por su duración, en muchos casos, pueden considerarse discontinuidades. En la detección de fases temporales de emersión relieves marinos, con karstificación, la presencia de bauxitas en el seno de cavidades kársticas resulta un criterio definitivo ya que relaciona intervalos de emersión prolongados.

Discordancias (Discontinuidades) sin paralelismo.

Las discontinuidades sin paralelismo son aquellas en las que además de la interrupción sedimentaria y de la etapa de erosión, entre el depósito de ambas unidades ha tenido lugar deformación de los materiales infrayacentes, por plegamiento o por basculamiento.

Las discordancias sin paralelismo pueden ser muy diversas en función de la geometría de la superficie de discontinuidad, pudiéndose tener los siguientes cuatro casos:

- Discordancias angulares.
- Discordancias angulares erosivas.
- Discordancias progresivas.
- Discordancias basales.

1.- Discordancias angulares.

Se denominan discordancias angulares a aquellas discontinuidades que separan dos unidades estratigráficas superpuestas en las que no hay paralelismo entre sus capas, de manera que la

unidad infrayacente tiene un mayor grado de deformación que la unidad suprayacente con respecto a la superficie de discontinuidad.

De acuerdo con la morfología de la superficie de discontinuidad se pueden diferenciar dos tipos de discordancias angulares (Figuras 2.94, 2.95 y 2.96), en un caso la superficie de separación es plana y en la otra es irregular.

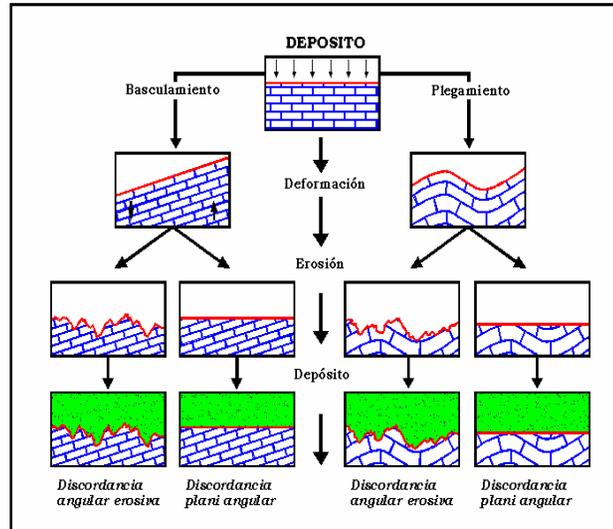


Fig. 2.94 La figura ilustra el proceso de formación de los 2 tipos de discordancia: angular y discordancia angular erosiva (Tomado de Vera Torres, 1994).

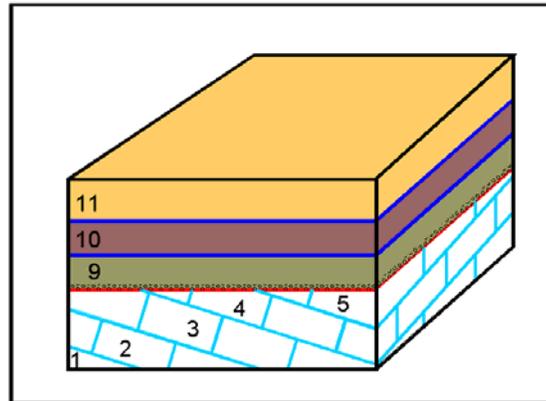


Fig. 2.95 Discordancia angular.

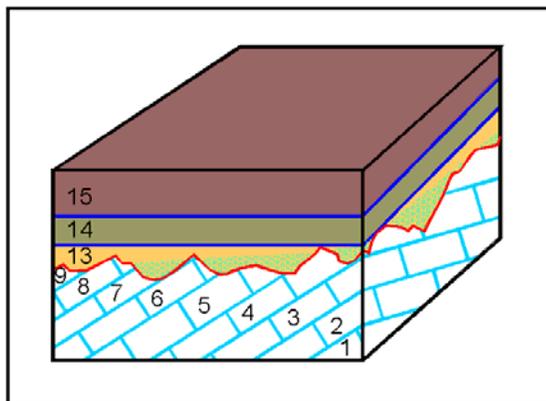


Fig. 2.96 Discordancia angular erosiva.

2.- Discordancias angulares erosivas son aquellas en las que la superficie de separación entre las dos unidades litoestratigráficas es marcadamente irregular y erosiva.

La figura 2.96 muestra la separación entre dos eventos de depósito, y dicha separación es irregular, el infrayacente experimentó una fase de deformación seguida de una erosión; la unidad suprayacente no ha sufrido deformación. Se observa que las unidades de la 1 a la 9 se encuentran en contacto con la unidad 13.

Discordancias plani-angulares.- son aquellas en donde la superficie de separación es plana. En la figura 2.95 se muestra que entre las unidades hay una separación de dos eventos de depósito mediante un plano, dicha separación es plana, en tanto que la unidad infrayacente sufrió deformación seguida de una erosión, la unidad suprayacente no ha sufrido deformación seguida de una erosión. Se observa que las unidades 1 a la 5 se encuentran en contacto con la unidad 9.

3.- Discordancias progresivas.

Las discordancias progresivas son discontinuidades angulares que lateralmente se amortiguan pasando a superficies de concordancia; son un tipo de discordancias sintectónicas, es decir, son discordancias que se forman de manera contemporánea a un proceso tectónico que origina deformación.

En estas discordancias, los sedimentos que forman estratos se han depositado de manera contemporánea a los movimientos tectónicos; en ellas los estratos se disponen en enormes abanicos o discordancias progresivas que se van atenuando.

La figura 2.97 muestra una discordancia progresiva o sintectónica que es en donde existe un paso radial de discordancia angular por truncación y "onlap" a una conformidad hacia el centro de la cuenca. En la porción izquierda se observa discontinuidad entre las unidades 1, 2, 3 y 4 con la unidad 6, en cambio en la porción de la derecha no existe interrupción.

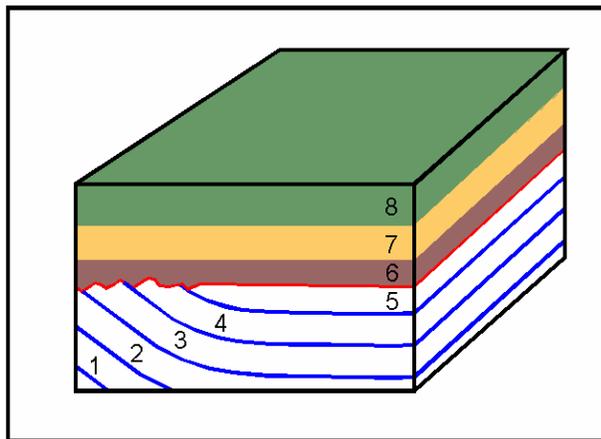


Fig. 2.97 Discordancia progresiva o sintectónica.

4.- Discordancias basales (inconformidad).

Las discordancias basales (inconformidad), se refieren a las relaciones entre unidades litoestratigráficas que se sobrepone o cubren a un basamento cristalino no estratificado (intrusivo o metamórfico). De tal forma que las secuencias estratificadas cubren a rocas ígneas intrusivas o rocas metamórficas.

La figura 2.98 muestra una discordancia basal en donde las rocas de un basamento cristalino están cubiertas por las secuencias estratificadas (unidades 1, 2, 3 y 4.).

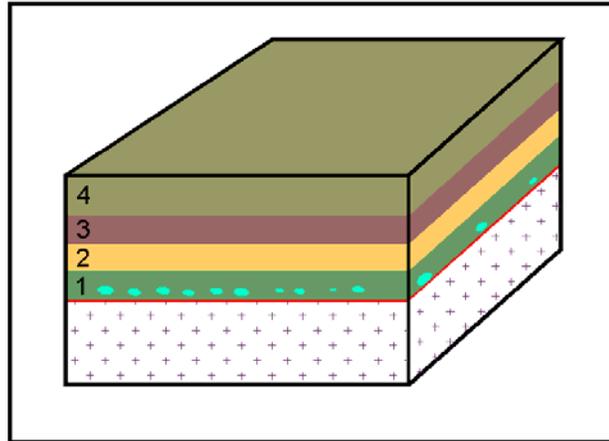


Fig. 2.98 Discordancia basal.

2.7 Cuencas Sedimentarias.

Una cuenca sedimentaria es una forma negativa del relieve representado por una secuencia de rocas sedimentarias involucradas en un ciclo de depositación-deformación tectónica, cuyos límites están representados por discordancias (Figura 2.99). Los márgenes se inician, evolucionan y se destruyen, pasando sucesivamente por fase de extensión, subducción colisión.

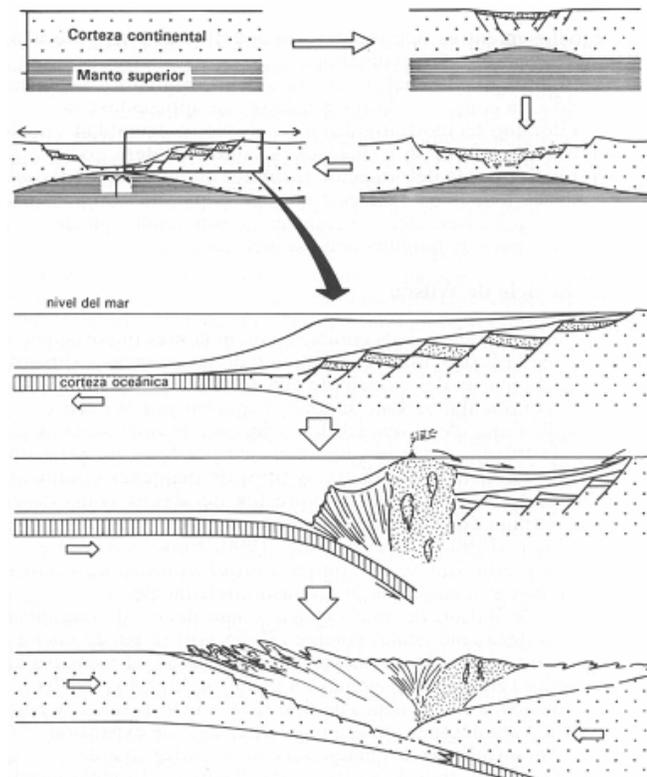


Fig.2.99 La figura ilustra la formación de una Cuenca Sedimentaria.

Las cuencas sedimentarias son las áreas de la superficie terrestre en las que se han podido acumular grandes espesores de sedimentos durante un largo intervalo de tiempo, implica la existencia simultánea de sectores de la corteza sometidos a denudación y erosión.

Una cuenca sedimentaria es un sector de la corteza terrestre en la que durante un intervalo de tiempo considerable ha estado sometido a subsidencia y en el que la sedimentación a rellenado los sitios de menor relieve. Toda cuenca sedimentaria, por tanto, tiene límites bien definidos con unas coordenadas geográficas específicas. Estos límites geográficos son la expresión, sobre la topografía actual, de la posición de los límites entre sectores subsidentes (cuenca) y las áreas marginales en las que no hay subsidencia o incluso levantamiento. Igualmente toda cuenca sedimentaria está acotada en el tiempo de manera que en ella se puede hablar de un momento en el que ocurrió la individualización de la cuenca, con el inicio de la subsidencia y depósito, un intervalo de tiempo (relativamente largo) en el que ocurrió el depósito y otro momento final que marca la terminación de la sedimentación en la misma.

Toda cuenca sedimentaria implica la existencia de áreas adyacentes sometidas a denudación y que constituyen el medio generador de sedimentos la propia cuenca, o sea, las áreas a partir de las cuales proceden los materiales que se depositan en la cuenca. La subsidencia de una cuenca sedimentaria está usualmente acompañada de la elevación tectónica de las áreas adyacentes, por lo que el factor tectónico es en definitiva el que rige tanto la sedimentación en la cuenca como la destrucción de los relieves adyacentes. Cuando termina la inestabilidad tectónica con la finalización de los movimientos verticales (subsidencia y elevación) deja de ser activa la cuenca sedimentaria.

De acuerdo con la actividad sedimentaria y su grado de deformación se pueden diferenciar tres tipos de cuencas sedimentarias:

1. Cuencas activas, áreas subsidentes en las que se han depositado y actualmente se siguen depositando sedimentos.
2. Cuencas inactivas, áreas igualmente subsidentes, pero en las que ya terminó la sedimentación. Los materiales de relleno de la cuenca están escasamente deformados, por lo que resulta simple reconstruir la forma original de la cuenca.
3. Cuencas fuertemente deformadas, que usualmente forman cadenas montañosas, y en las que el relleno originario ha sido parcialmente eliminado por erosión. En ellas la reconstrucción de la forma y posición de la cuenca es bastante compleja.

La evaluación geológica-petrolera de una cuenca sedimentaria requiere definir los siguientes aspectos (Figura 2.100):

- Rocas potencialmente generadoras.
- Roca sello.
- Rocas potencialmente almacenadoras.
- Trayectorias de migración de los hidrocarburos.
- Trampas.

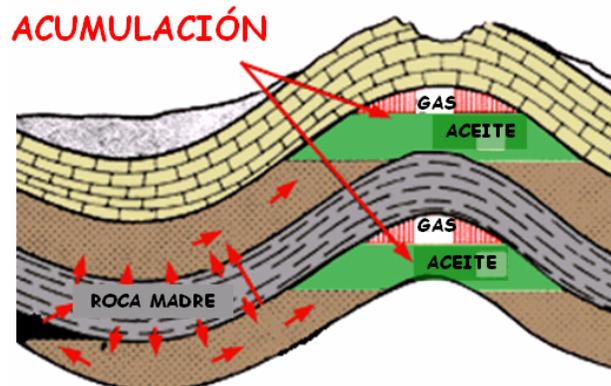


Fig.2.100 Sistema Petrolero, con sus principales componentes.

Clasificación de las cuencas Sedimentarias.

Las cuencas sedimentarias se clasifican con un criterio totalmente diferente a los medios sedimentarios. Concretamente los criterios básicos utilizados son los tectónicos, tales como el emplazamiento en relación a los límites de placas, naturaleza del substrato cortical, evolución tectónica y grado de deformación.

Un primer grupo de cuencas sedimentarias, son aquellas que se disponen dentro de una misma placa y cuyo substrato es de corteza continental. Corresponde a áreas subsidentes delimitadas dentro de los continentes, formadas inicialmente por un hundimiento de fallas normales que en unos casos no han sufrido deformación posterior (cuencas intracratónicas), mientras que en otros han sufrido un ligero acortamiento (aulacógenos). Se incluyen en este grupo, también, las áreas ligeramente subsidentes, adyacentes a las continentales, con substrato de corteza continental, individualizadas por la flexura en lugar de por fracturación, en las que alternan episodios de sedimentación marina somera, costera y continental, y en las que una vez finalizada la sedimentación los estratos han permanecido horizontales, sin deformación.

Un segundo grupo de cuencas sedimentarias son las localizadas dentro de una misma placa pero en las que el substrato es de corteza oceánica. Se localizan en partes más profundas de los océanos, tienen grandes dimensiones y en ellas la subsidencia es muy baja. De acuerdo con el mecanismo de movimientos de las placas este tipo de cuencas tienden a permanecer como cuencas oceánicas durante tiempo indefinido.

Un tercer grupo de cuencas, el más amplio y diverso, lo constituyen los márgenes continentales, que comprenden el antiguo concepto de geosinclinal. Una margen continental se inicia a partir de una fragmentación de una placa con corteza continental, la fase inicial o pre – rift (Figura 2.101A) es la insinuación de zonas débiles en la corteza continental; la segunda fase (Figura 2.101B) es la de formación de una fosa tectónica (graben) en la que se depositan los sedimentos sin – rift. La tercera fase es claramente expansiva (Figura 2.101C) y en ella la cuenca de rift alcanza los 50 km de extensión, con el correspondiente adelgazamiento cortical. La cuarta fase (Figura 2.101D) se caracteriza por la continuación de la extensión (hasta llegar a los 100 km), donde ocurre un nuevo adelgazamiento de la corteza continental y el inicio de la formación de corteza oceánica, depositándose los sedimentos post – rift. La quinta fase (Figura 2.101E) es la del margen continental maduro (margen pasivo) a la que se llega por la progresiva expansión oceánica a partir de una dorsal individualizada a la nueva corteza oceánica formada. La sedimentación tiene lugar, especialmente, en los sectores de subsidentes próximos a los bordes de los continentes, formándose una importante cuña sedimentaria en parte sobre substrato de corteza continental y en parte sobre substrato de corteza oceánica. Estos márgenes continentales pasivos maduros continúan su evolución, de acuerdo con el denominado “ciclo de Wilson”, pasando a márgenes convergentes, tras la formación de una zona de subducción, y posteriormente terminan su historia sedimentaria por efectos de colisión y/o compresión, ocurre en los materiales formados previamente, con una importante deformación, lo que origina las cadenas montañosas de plegamiento y fallamiento inverso.

Un cuarto tipo de cuenca sedimentaria es aquellas que se individualiza en relación a la colisión y formación de cordilleras de plegamiento, y que por tanto, se superponen a márgenes continentales tras la deformación de los mismos. Incluyen diversos tipos de cuencas, entre las cuencas comprendidas entre la nueva cordillera de plegamiento y el antiguo continente (cuencas de antepaís) y las que se localizan en áreas subsidentes dentro de la nueva cadena (cuencas intramontañosas).

Un quinto y último tipo de cuencas son las localizadas en relación con fallas transcurrentes, en áreas con substrato de corteza continental u oceánica, sobre las que recientemente se han publicado numerosos artículos y monografías. En estas cuencas, de dimensiones relativamente reducidas, se alcanzan espesores muy considerables de sedimentos.

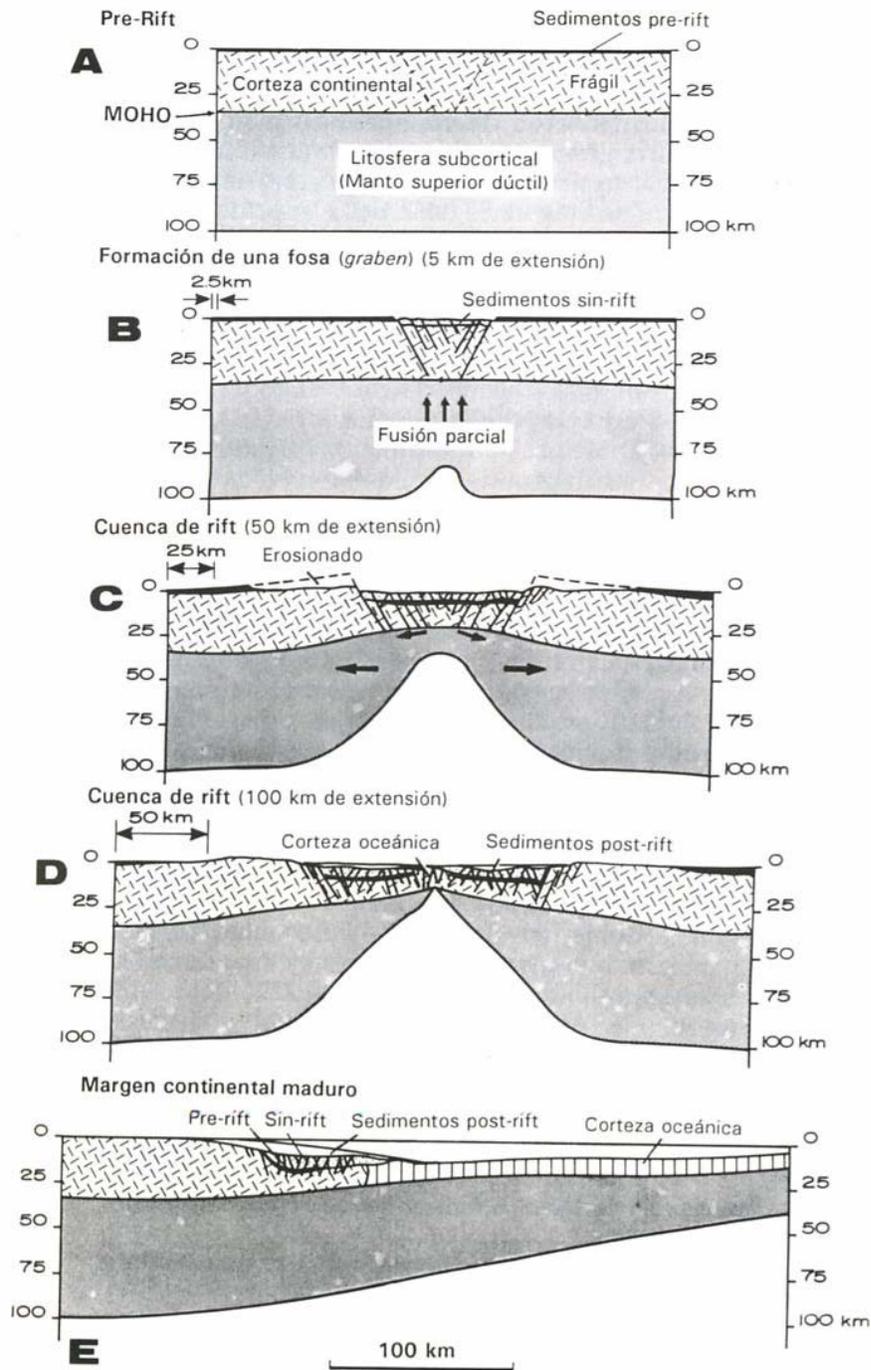


Fig. 2.101 Modelo de evolución de un rift intracontinental y su progresiva evolución a un margen continental maduro (Tomado de Vera Torres, 1994).

La figura 2.102 muestra las cuencas petroleras de México, en donde se observa a detalle, cuales son las productoras y no productoras con un cierto potencial de hidrocarburos, así como también las productoras de gas no asociado al crudo, cabe mencionar que la actual Cuenca del Golfo de México, en aguas profundas se encuentra en proyectos de Exploración y Explotación de potenciales yacimientos de gas y/o aceite.

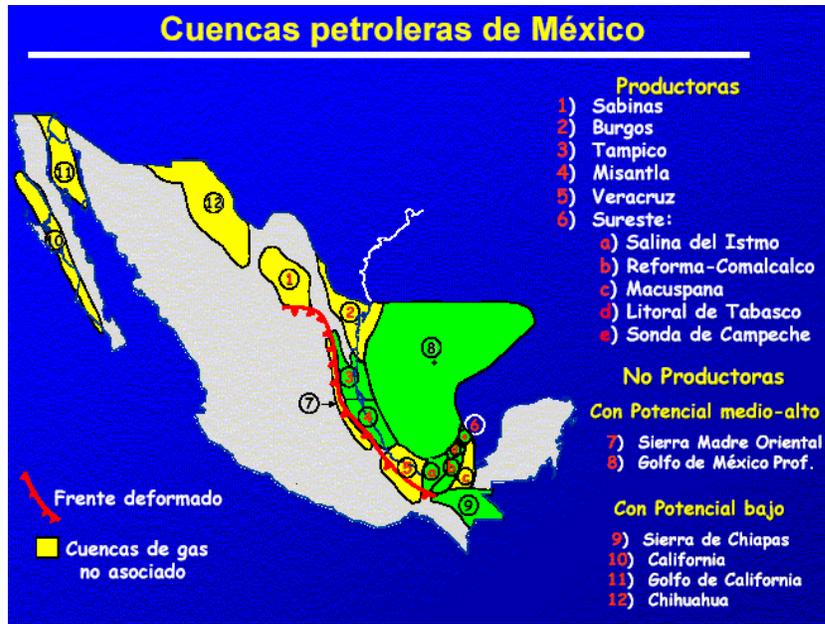


Fig.2.102 Cuencas Petroleras de México.

Aporte sedimentario.

El aporte sedimentario condiciona la geometría y desarrollo de las secuencias sedimentarias en cada una de las fases que compone un ciclo completo de cambio del nivel del mar (Figura 2.103), por otro lado, la oceanográfica y su evolución temporal controlan en gran manera la dispersión, resuspensión y depositación de los sedimentos en el medio marino, lo que puede favorecer que se formen en sitios restringidos paquetes de sedimentos que constituyen trampas estratigráficas.

Desgaste y Erosión

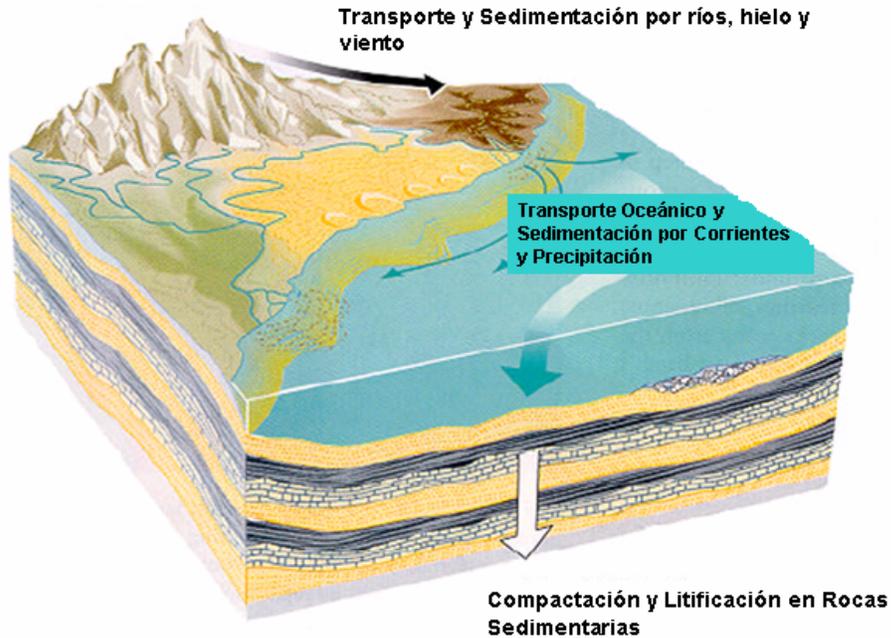


Fig. 2.103 Aporte de material a las Secuencias Sedimentarias.

El registro sedimentario.

Las márgenes continentales y las cuencas oceánicas contienen en su registro sedimentario información sobre la evolución y dinámica geológica de los mismos, y concretamente acerca de las variaciones del nivel del mar, climáticas, tectónicas, etc., permitiendo identificar oscilaciones tanto globales como locales.

El análisis del registro sedimentario se aborda a través de la estratigrafía, ciencia que consiste en el reconocimiento y correlación de paquetes de estratos relacionados genéticamente, y que permite delimitar tridimensionalmente la paleogeografía, establecer los modelos de dispersión y reconstruir la historia geológica de los sistemas deposicionales en las márgenes continentales y las cuencas.

Play

Es el estudio completo en un proyecto o proyectos de exploración petrolera, de unidades estratigráficas almacenadoras dentro de una cuenca. Comprende básicamente:

Espesor o potencia.	Calidad y madurez.
Composición química.	Facies y microfacies.
Contenido de materia orgánica.	Paleogeografía.
Tipo de materia orgánica.	Estructura.
Distribución geográfica.	Litología (tipo de minerales y/o líticos).

El Play corresponde con un proyecto o grupo de proyectos de campo que comparten similitudes geológicas donde el yacimiento y la trampa controlan la distribución del aceite y gas. Es la percepción o modelo de cómo se pueden combinar una roca almacenadora capaz de producir, un sistema de generación de petróleo, un sello regional y trampas para producir una acumulación de petróleo.

Es un modelo que se basa en la evolución estratigráfica y estructural de una cuenca, donde intervienen varios factores geológicos que podrían combinarse para producir acumulaciones de petróleo en un nivel estratigráfico determinado (una misma secuencia estratigráfica o una misma formación geológica).

Los yacimientos de una cuenca comparten en común una misma roca almacén, una misma roca sello y un mismo sistema de carga.

2.8 Correlación Estratigráfica.

La correlación estratigráfica es un procedimiento que sirve para establecer la correspondencia entre partes geográficamente separadas de una unidad geológica. Es una de las técnicas de mayor interés en la Estratigrafía ya que se utiliza para comparar dos o más secciones estratigráficas de un intervalo de tiempo semejante, a partir de alguna propiedad definida.

En el área petrolera la correlación estratigráfica es de gran utilidad ya que con base en secciones geológicas, pozos y secciones sísmicas se logra conocer la continuidad o discontinuidad lateral de las formaciones geológicas.

El objetivo fundamental de la correlación estratigráfica es el de poder tener una visión más completa de la historia geológica de una región; en muchas ocasiones esta correlación se hace

sin tener una secuencia completa en cada una de las unidades estratigráficas comparadas, pero al realizar la correlación se tiene información más completa del registro sedimentario.

Las correlaciones estratigráficas de dos o más secciones locales relativamente cercanas entre sí, permiten reconstruir la geometría de la cuenca en la que se depositaron las unidades litoestratigráficas, valorar su posición en el tiempo, conocer sus cambios laterales, etc.; a este tipo de correlación se le conoce como correlación local. Las correlaciones regionales se efectúan en secciones estratigráficas más distantes que las locales, pero dentro de una misma cuenca sedimentaria (Figura 2.104); constituyen el factor esencial para realizar el análisis estratigráfico de la cuenca, incluyendo el estudio paleogeográfico de la misma. Estas correlaciones se hacen a partir de datos del subsuelo (registros geofísicos de pozos), información litológica de pozos, secciones estratigráficas levantadas en superficie y secciones sísmicas.

Las correlaciones entre secciones estratigráficas de áreas geográficas muy distantes entre sí corresponde a las correlaciones de tipo global, estas tienen una doble utilidad: por un lado contribuyen a elaborar la sección estratigráfica ideal del conjunto de la Tierra, a lo que se le ha llamado “registro estratigráfico” y por otro, permite valorar fenómenos autocíclicos o alocíclicos en una sección estratigráfica completa.

Las correlaciones se realizan de manera ordenada, de una escala menor (correlación local) a una de escala mayor (correlación global).

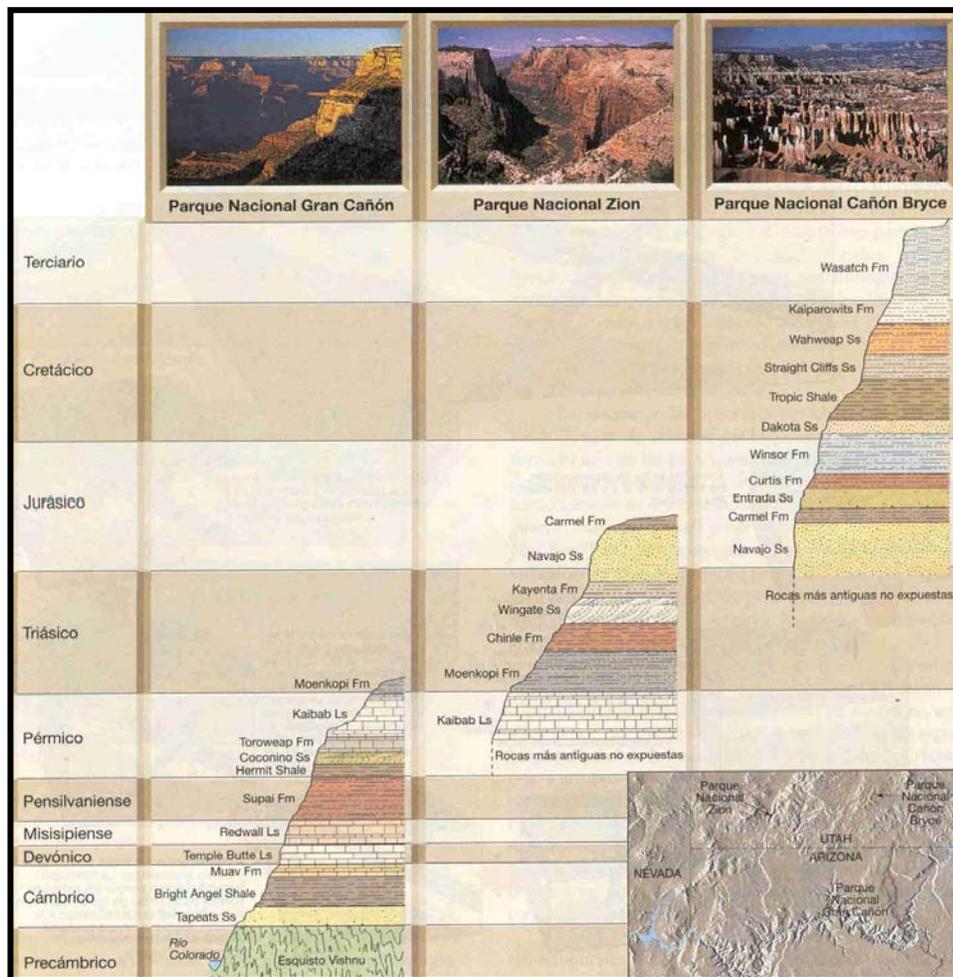


Fig.2.104 Correlación de estratos en tres localidades de la meseta de Colorado, revela la extensión total de las rocas sedimentarias en la región por lo que se puede efectuar una Correlación Regional (Tomada del U.S. Geological Survey; fotos de E.J. Tarbuck 1999).

La correlación estratigráfica se usa para demostrar la correspondencia existente entre dos unidades geológicas tanto con respecto a algunas propiedades definidas como a su posición estratigráfica relativa.

Debido a que la correspondencia puede tener como base numerosas propiedades, hay tres clases de correlación y son:

1. La litocorrelación.
2. La biocorrelación.
3. La cronocorrelación.

1.-Litocorrelación.

La litocorrelación relaciona las unidades con litología y posición estratigráfica similares (o relaciones secuenciales o geométricas, para unidades litodémicas).

Es la correlación que se realiza entre unidades con litología y posición estratigráfica similares (relaciones secuenciales o geométricas para unidades litodémicas). Para hacer este tipo de correlación se comparan por el tipo de roca, las unidades litoestratigráficas presentes en cada una de las secciones estratigráficas, también se comparan los niveles de litologías especiales dentro de las mismas.

2.-Biocorrelación.

La biocorrelación expresa similitud de contenido fósil y de posición bioestratigráfica. Se hace a partir de la correspondencia entre dos niveles fosilíferos en los que se encuentran restos de organismos de la misma especie y que vivieron en condiciones ambientales similares.

3.-Cronocorrelación.

La cronocorrelación se refiere a la correspondencia en edad y en posición cronoestratigráfica, para lo cual, se comparan los rasgos estratigráficos que indiquen simultaneidad de eventos como inversiones magnéticas, biohorizontes y anomalías geoquímicas, de manera que faciliten el establecimiento de la correspondencia de todas las unidades estratigráficas representadas.

Métodos de Correlación.

Se considera como método de correlación a cualquier criterio que demuestre la equivalencia de dos o más unidades estratigráficas en diferentes secciones estratigráficas.

La correcta correlación de unidades geológicas es absolutamente necesaria para construir secciones estratigráficas y mapas de alta confiabilidad, así como para efectuar análisis regional de facies. Estas correctas correlaciones dependerán del uso de uno o más métodos de manera adecuada para establecer dicha correlación entre secciones estratigráficas. La validez de un método de correlación estará en función de la escala de correlación que se utilice, y de la calidad y cantidad de información de que se disponga.

Método de correlación con registros geofísicos.

Los tres métodos de correlación estratigráfica de registros geofísicos de pozos, más usados son los siguientes:

Método de capas o superficies marcadoras/guías.

La respuesta contrastante en el tipo de perfil de una capa distintiva o de una serie de capas, puede ser usada como un marcador, aun cuando se desconozca la naturaleza exacta de la misma. Uno de los mejores ejemplos lo constituyen las capas de bentonita (cenizas volcánicas), las cuales son fácilmente reconocibles en los registros geofísicos y son excelentes marcadores así como muy buenos indicadores de líneas de tiempo.

Método de los Patrones.

Esta técnica involucra el reconocimiento de patrones de respuesta similares en los registros. Los patrones correlacionados de esta manera pueden representar sucesiones verticales de facies, o sucesiones superpuestas de facies. Las correlaciones por patrones están hechas sobre la base de las formas de las respuestas de los perfiles en intervalos de metros o decenas de metros. Esta técnica permite correlacionar aun cuando ocurran variaciones laterales en litología, facies o en espesores. Las correlaciones por patrones son muy útiles y pueden ser usadas para correlacionar sucesiones de facies o unidades alostratigráficas previamente definidas en núcleos de rocas o en afloramientos.

Método de la Torta.

Este es el método que se utiliza como último recurso, cuando ningún otro método ha resultado. Se basa en asumir que un intervalo puede ser subdividido arbitrariamente en unidades de espesor constante. Este método no da verdaderas correlaciones, es solo una manera de subdividir una sección; esta técnica ha sido aplicada con algún éxito únicamente en secciones no marinas. Otras técnicas no dan buenos resultados debido a la ausencia de capas continuas.

Otras Formas de Correlación:

Método de correlación por indicadores mineralógicos y geoquímicos.

Los compuestos mineralógicos u orgánicos, los elementos o las relaciones isotópicas que caracterizan a los depósitos de determinada época o de cierta región permiten hacer correlaciones; la precisión y el alcance geográfico de éstas dependen de la distribución espacio-temporal de los indicadores. Muchos de estos indicadores son el índice tanto de fenómenos rítmicos o de evolución progresiva como de sucesos de duración más o menos breve que no se repiten obligatoriamente en un mismo lugar en el transcurso de la historia geológica.

Método de correlación por magnetismo.

Implica el reconocimiento en cada una de las secciones estratigráficas de los diferentes intervalos con polaridad normal o inversa presentes. Este método por sí solo no es útil, de manera que hay que utilizarlo de manera combinada con otro método.

Método de correlación radiométrica.

Se establecen a partir del conocimiento de la edad absoluta de las rocas en diferentes secciones estratigráficas; se utilizan solamente en algunos casos muy limitados donde se encuentran minerales radiactivos o que tengan decaimiento isotópico.

Métodos de correlación litoestratigráficos.

Se basa en el estudio de los cambios litológicos bruscos y en la presencia de algunos niveles de litologías especiales detectables a simple vista, es un método muy utilizado ya que toma en cuenta las características litológicas de las unidades rocosas.

Método de correlación por ritmoestratigrafía.

Consiste en definir en un lugar determinado de la columna geológica, algún rasgo geológico definido que sobresalga verticalmente en el que se tenga ritmicidad y en encontrarlo en otra parte en otra columna con el fin de correlacionarlos. Para facilitar las comparaciones se acostumbra visualizar la ritmicidad por medio de una curva litológica.

Método de correlación basado en fósiles.

Se basa en la determinación y comparación de los fósiles contenidos en las secciones estratigráficas. Este método es uno de los más confiables y usualmente el de mayor grado de precisión, por lo que se pueden correlacionar tanto columnas geológicas locales como regionales. Los fósiles índices son los más importantes para efectuar este tipo de correlación.

2.9 Estratigrafía Sísmica.

La sismología trata de las ondas que viajan a través de la Tierra estas vibraciones pueden ser naturales, como en los sismos, o producidas artificialmente por medio de explosiones u otras fuentes. Las ondas sísmicas transmitidas por las rocas tienen frecuencias de 10-100 ciclos/s (las frecuencias de los sonidos que oímos son de 20-20,000 ciclos/s).

Las ondas producidas por cualquier fuente son reflejadas por las discontinuidades del subsuelo (planos de estratificación, discordancias, fallas, etc.) y refractadas al pasar de una capa a otra de distinta densidad y al cambiar su velocidad. Los reflejos son captados por detectores de sonido muy sensibles situados sobre la superficie terrestre.

Definición de Estratigrafía Sísmica.

Es la parte de la estratigrafía que se ocupa del estudio de los rasgos estratigráficos y de las facies sedimentarias a partir de perfiles sísmicos.

Con la estratigrafía sísmica se realiza la interpretación estratigráfica, de las facies sedimentarias y la reconstrucción de su historia geológica, a partir de los datos obtenidos de los perfiles de la sísmica de reflexión, normalmente coordinados con los datos de registros geofísicos de pozos.

Ondas Sísmicas.

La energía sísmica liberada por un sismo o por una explosión, se propaga en forma de ondas elásticas, llamadas ondas sísmicas. Las ondas sísmicas se dividen en dos grandes grupos: Ondas de Cuerpo, que se propagan por el interior del planeta (Figura 2.105A); y Ondas Superficiales (Figura 2.106A), que se generan por la interacción de las anteriores con la superficie de la tierra, y se propagan por esta última.

Durante la llegada de las vibraciones de un sismo de gran escala, distante, la tierra se mueve principalmente de arriba hacia abajo, similar al movimiento de un resorte al aplicarle una fuerza como se observa en la figura 2.105B, y con un movimiento predominante con alto ángulo; estas se transforman en ondas S que son usualmente largas en amplitud que las ondas P, su

movimiento se puede representar a menor escala con una cuerda como se observa en la figura 2.106B.

La velocidad de propagación de las ondas sísmicas está en función de los módulos elásticos de los materiales por los que viajan.

La velocidad de las ondas P se definen de la siguiente manera:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

Donde:

- V_p (α) Velocidad Ondas P.
- K Módulo de compresibilidad.
- μ Módulo de Rigidez.
- ρ Densidad del medio.

Figura (A)
Caída de la Falla

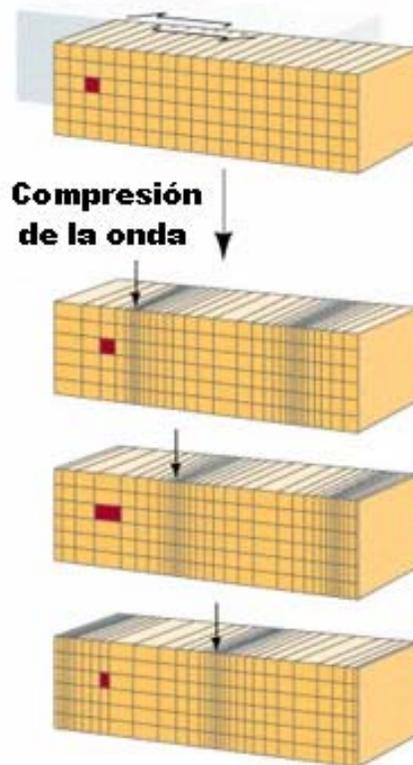


Figura (B)



Fig. 2.105 Las figuras A y B ilustran el fenómeno.

De la misma forma las ondas S se definen como se presenta a continuación:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Donde:

- V_s (β) Velocidad Ondas S
- μ Módulo de Rigidez.
- ρ Densidad del medio

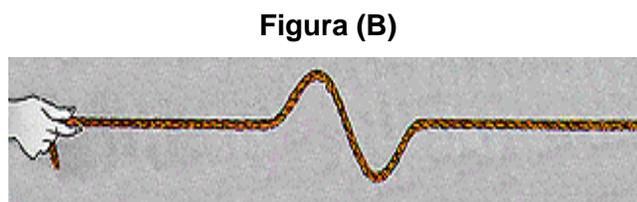
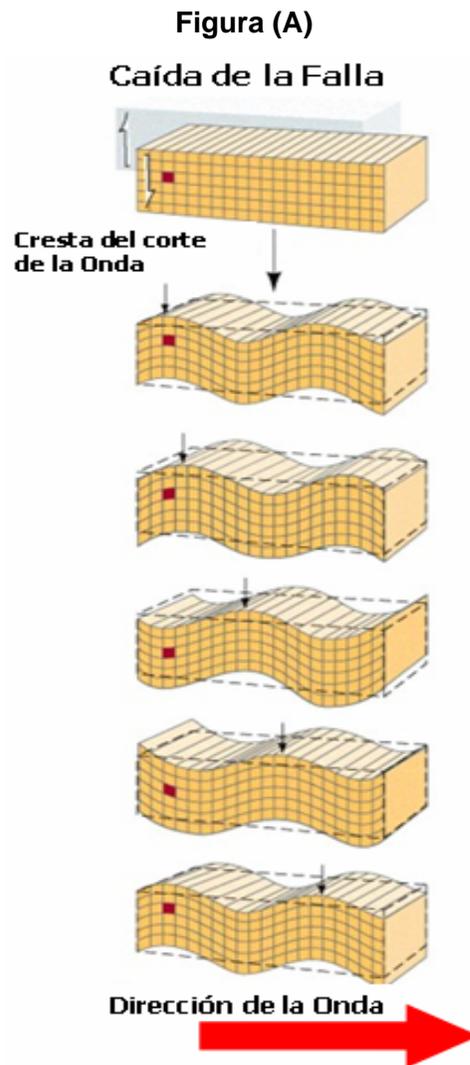


Fig. 2.106 Las figuras A y B ilustran el fenómeno.

Para la industria petrolera la sísmica es de suma importancia para la exploración y explotación óptima de los hidrocarburos, para obtener información la cual es utilizada, se hace colocando las herramientas adecuadamente para que generen los datos tal como se observa en la figura 2.107.

Las ondas sísmicas artificiales son sólo ondas sonoras (también llamadas ondas acústicas) con frecuencias típicamente comprendidas entre 5 Hz a sólo un poco más de 100 Hz; (La frecuencia más baja audible para el oído humano es de aproximadamente 30 Hz).

Tan pronto como estas ondas sonoras salen de la fuente sísmica y viajan hacia abajo dentro de la tierra, encuentran cambios en las capas geológicas ocasionando “ecos” (o reflexiones) para viajar hacia arriba hasta la superficie. Los transductores electromecánicos (geófonos o hidrófonos) detectan los ecos que arriban a la superficie y los convierten en señales eléctricas que se amplifican se filtran, se digitalizan y se graban. Los datos sísmicos grabados normalmente sufren un elaborado y detallado proceso mediante computadoras digitales para producir imágenes de la estructura somera de la tierra (Figura 2.107).

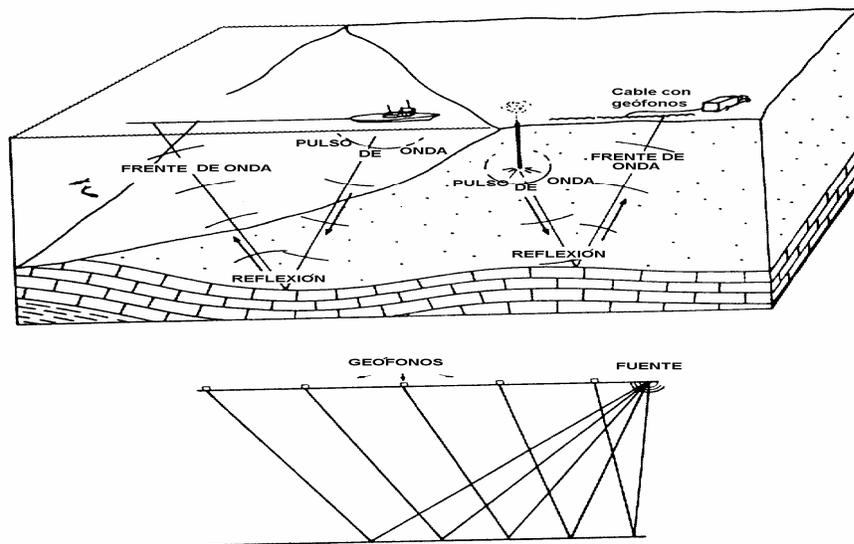


Fig. 2.107 Generación de los reflejos Sísmicos.

En la Tabla 6 se observan los datos como la densidad del material y la velocidad con que se desplazan las ondas P, cabe mencionar que la densidad de los materiales es obtenido mediante la velocidad de las ondas que viajan en diferentes medios tomando en cuenta el espesor de las mismas y por discontinuidades.

Capa	Espesor (km)	Densidad (g/cm ³)	Velocidad de Ondas P (km/sec)
Corteza Continental	Promedio 35	2.6 - 2.8	6
Corteza Oceánica	5.0 - 12	3.0 - 3.5	7
Discontinuidad de Mohorovicic (Moho)			
Manto	2885	4.5 - 10	8 - 12
Discontinuidad de Gutenberg			
Núcleo (promedio)	3470	10.7 o 12	-
Núcleo Externo (líquido)	2250	-	8 - 10
Núcleo Interno (sólido)	1220	13.5	11.0 - 12

Tabla 6 Capas Internas de la Tierra y sus velocidades.

Interpretación de perfiles de reflectores sísmicos y cubos sísmicos.

La interpretación permite diferenciar en el conjunto de una cuenca sedimentaria, superficies isócronas reflejo de eventos (discontinuidades y superficies de continuidad correlativas). Es posible reconocer unidades genéticas (secuencias deposicionales), en el conjunto de los materiales que rellenan una cuenca sedimentaria, para la cual se toma las siguientes bases:

- Se identifican los reflectores paralelos a los planos de estratificación.
- Se identifican los paquetes de estratos limitados por discordancias.
- Se realizan interpretaciones útiles a gran escala.

La estratigrafía sísmica es la parte de la estratigrafía que se ocupa del estudio de los rasgos estratigráficos y de las facies sedimentarias a partir de perfiles sísmicos.

Con la estratigrafía sísmica se realiza la interpretación estratigráfica, de las facies sedimentarias y la reconstrucción de su historia geológica, a partir de los datos obtenidos de los perfiles de la sísmica de reflexión, normalmente coordinados con los datos de registros geofísicos de pozos. En la figura 2.108 se observa una sección sísmica de la faja de oro donde se identifican algunos aspectos estratigráficos como cambios de facies, concordancias y discordancias.

En esta sección se observan en particular, unidades litosísmicas que corresponden a rocas de basamento, rocas calcáreas de plataforma (plataforma interna y de arrecifes), rocas de talud y una cubierta siliciclástica inclinada.

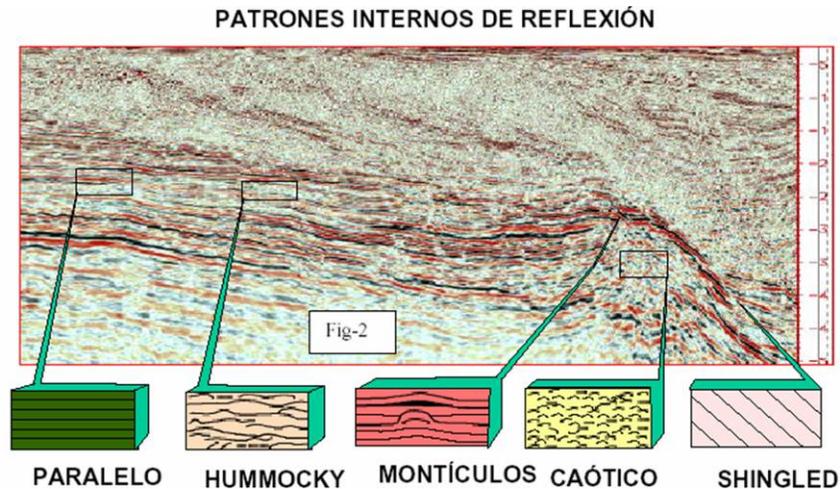


Fig. 2.108 Facies de Carbonatos en la Faja de Oro.

El análisis de secuencias sísmicas es la metodología que permite la subdivisión de la sección sísmica en conjuntos de depósitos limitados por superficies de discontinuidad y que comprende grupos de reflexiones más o menos concordantes y de características similares.

El análisis de facies sísmicas consiste en la descripción e interpretación del ambiente de depósito a partir de las características sísmicas de las reflexiones que constituyen la secuencia sísmica.

Aplicación del Método Sísmico a la Estratigrafía.

En un principio la sismología fue utilizada como método de exploración petrolera para descubrir estructuras sepultadas. En la actualidad, gracias al mejoramiento de las señales y del procesamiento se ha vuelto un valioso instrumento estratigráfico, ya que permite reconocer cualquier tipo de secuencia estratigráfica con buen nivel de certidumbre.

Sin embargo en la interpretación estratigráfica de las secciones sísmicas hay que tomar en cuenta las limitaciones de este método.

En las secciones sísmicas los cambios litológicos se verifican generalmente a distancias verticales más pequeñas que la longitud de onda de una onda sísmica, lo que se registra corresponde con cambios entre paquetes de estratos de diferente litología.

El estudio de detalle de una secuencia estratigráfica como se realiza en la superficie, está fuera del alcance de la resolución del método sísmico. Las discordancias y los planos de estratificación se pueden sólo distinguir si coinciden con un contraste suficientemente fuerte de velocidad/densidad.

Un aspecto importante de la estratigrafía sísmica es la identificación de relaciones angulares entre los conjuntos de estratos. Éstas son rasgos internos, contemporáneos de la secuencia sedimentaria y no son rasgos posteriores al depósito.

Una secuencia sedimentaria consta de estratos sobrepuestos y cada plano de estratificación representa, una interrupción del depósito o un cambio en el carácter de los sedimentos.

En algunos casos la respuesta sísmica a una secuencia muestra reflejos concordantes, algunos de los cuales se originan en los planos de estratificación, pero en su mayoría son reflejos compuestos, generados por varios planos de estratificación. Aunque todos los planos de estratificación sean reflejos potenciales, su distancia es generalmente demasiado pequeña para que puedan distinguirse separadamente.

Las frecuencias utilizadas en los trabajos sísmicos son bajas y las longitudes de onda son de algunas decenas de metros a baja profundidad; a mayor profundidad son de unos centenares de metros.

La resolución varía entre 1/4 y 1/8 de la longitud de onda, sin embargo es variable ya que depende del ruido, de la calidad de la grabación y de otros factores. La ecuación básica es:

$$\text{Longitud de onda} = \text{velocidad} \times \text{período} = \text{velocidad} / \text{frecuencia}$$

A baja profundidad la velocidad varía entre 1,500 y 2,000 m/s, la frecuencia es alrededor de los 50 Hz (50 oscilaciones/s) y la longitud de onda es de 30 a 40 m.

A mayor profundidad la densidad de las rocas aumenta y la velocidad de las ondas aumenta hasta 5,000 - 6,000 m/s. Ya que los reflejos profundos tienen menor frecuencia (unos 20 Hz), se tienen longitudes de onda de 250-300 m. La resolución es también menor a mayor profundidad.

La naturaleza de los reflejos sísmicos.

La traza sísmica es una línea quebrada en la cual se notan picos a la derecha y valles a la izquierda. Para facilitar su observación, se ennegrecen los picos mayores de una determinada amplitud.

Los picos y valles están agrupados en ondeletas (wavelets), cada una de las cuales comprende uno o dos picos y valles en un intervalo de 50 a 100 milisegundos.

Las figuras 2.109 y 2.110 son ejemplos de los reflejos sísmicos ambos de diferentes materiales, el primero es parte de registro sísmico, el siguiente es de baja frecuencia donde se representa una arenisca, lo cual muestra contraste con el resto de la columna estratigráfica.

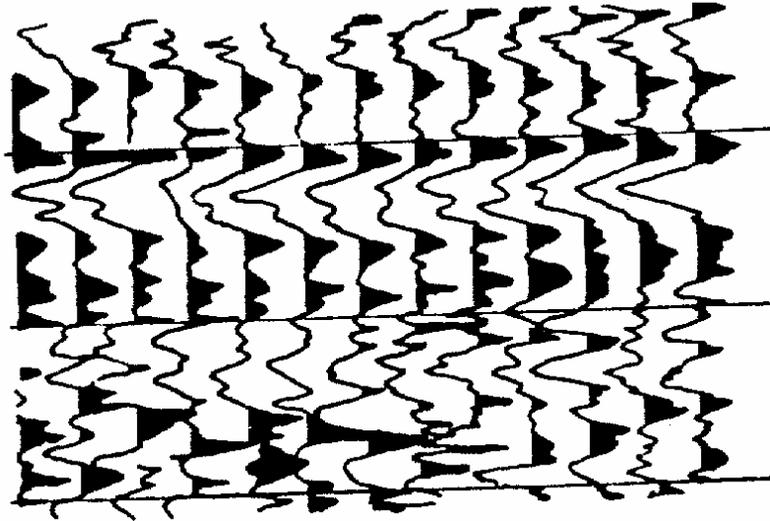


Fig. 2.109 La figura ilustra parte de un registro sísmico.

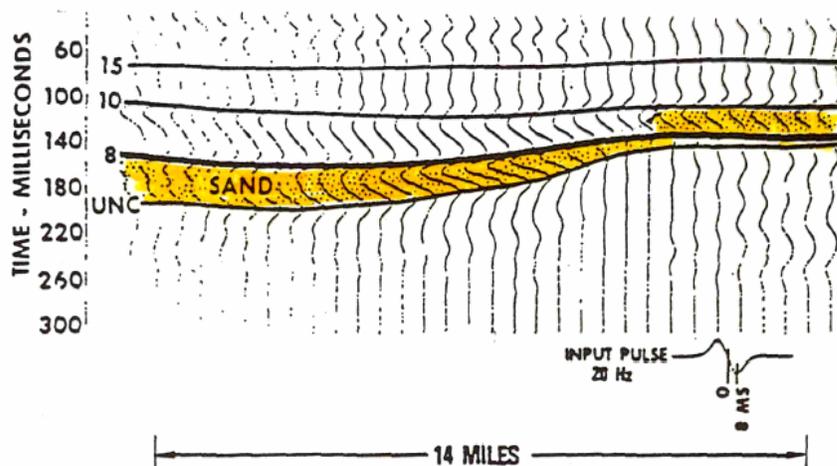


Fig. 2.110 Sección sísmica sintética de baja frecuencia utilizando un patrón de 20 Hz, que representan una arenisca.

Registro Sísmico.

La configuración de la ondeleta, la amplitud de picos y valles y su densidad son los parámetros que imparten el carácter sísmico, si algunos de estos parámetros se mantienen constantes por larga distancia, puede ser un factor importante de correlación.

El carácter sísmico auxilia también a la interpretación de las litofacies y del espesor y tipo de la estratificación.

La respuesta de la roca a las ondas sísmicas depende de la impedancia acústica, que es el producto de la velocidad por la densidad y se puede calcular para determinar el coeficiente de reflexión.

Para verificar la interpretación de las secciones sísmicas se pueden utilizar registros geofísicos: el sónico (que mide la velocidad) y el de densidad; a partir de ellos es posible calcular los coeficientes de reflexión y construir sismogramas sintéticos que muestran la respuesta sísmica de los distintos horizontes de la sección.

Parámetros Sísmicos

Los reflejos sísmicos se describen por medio de sus características (Figura 2.111), que son la configuración, continuidad, amplitud, frecuencia, velocidad del intervalo y forma.

De estas características la más importante para la interpretación geológica es probablemente la configuración, ya que a partir de la disposición de los reflejos se puede determinar el ambiente general del depósito. Las configuraciones más comunes son:

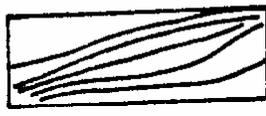
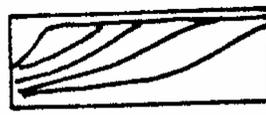
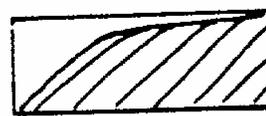
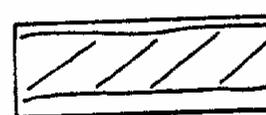
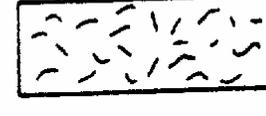
A Paralela		Depósito y subsidencia uniformes, comúnmente en ambientes de plataforma
B Divergente		Variación lateral de la velocidad de depósito o inclinación progresiva
C Sigmoide		Progradación con poco aporte sedimentario y/o un levantamiento rápido del nivel del mar
D Oblicua tangencial		Capas de "foreset" y "bottomset" típicos de los deltas; no existen capas de "top set"
E Oblicua paralela		Alto aporte sedimentario y poca o ninguna subsidencia; nivel del mar estable
F En forma de tejas		Generalmente son delgadas capas sedimentarias que progradan en aguas someras
G Ondulada		Indica superposición o interdigitación de pequeños lóbulos deltaicos
H Caótica		1.- Ambiente variable de alta energía 2.- Estratificación desbaratada por una deformación posterior al depósito
I Sin reflejos		Depósitos gruesos, homogéneos y monótonos de lutitas y areniscas

Fig. 2.111 Configuraciones Sísmicas Típicas.

Los Parámetros sísmicos y su significado geológico se indican en la tabla 7.

Parámetro Sísmico	Interpretación Geológica
Configuración:	Disposición de los estratos; procesos de depósito; erosión y paleotopografía; contactos entre fluidos.
Continuidad:	Continuidad de los estratos; procesos de depósito.
Amplitud:	Contraste velocidad/densidad; distancia entre los estratos, contenido de fluidos.
Frecuencia	Espesor de los estratos; contenido de los fluidos.
Velocidad de Intervalo:	Estimación de la porosidad; contenido de los fluidos; estimación litológica.
Forma externa de las facies sísmica:	Ambiente generalizado; fuente de los sedimentos, marco geológico.

Tabla 7 Parámetros Sísmicos empleados en la estratigrafía sísmica y su significado geológico.

Los parámetros sísmicos son particularmente importantes para la interpretación adecuada de las trazas oblicuas que corresponden a los estratos depositados sobre una superficie inclinada que se sitúa entre los ambientes de agua somera y aquellos de aguas relativamente más profundas.

Se puede interpretar la continuidad de los reflectores como una continuidad de estratos, aunque los horizontes sísmicos no representan planos de estratificación como tales, la uniformidad y continuidad de la estratificación produce reflejos continuos.

Las secciones sísmicas que muestran una buena continuidad indican un ambiente de depósito extenso y uniforme, por lo que en muchos casos los reflejos continuos corresponden a superficies isócronas.

Las variaciones de amplitud de las ondas sísmicas son función de la impedancia acústica en la superficie de reflexión y las variaciones laterales de amplitud indican generalmente cambios en el espesor de los estratos.

Cuando el espesor de una unidad se reduce hasta quedar debajo del límite de resolución de la sección, ésta ya no es visible por un fenómeno llamado de convergencia interna (Figura 2.112).

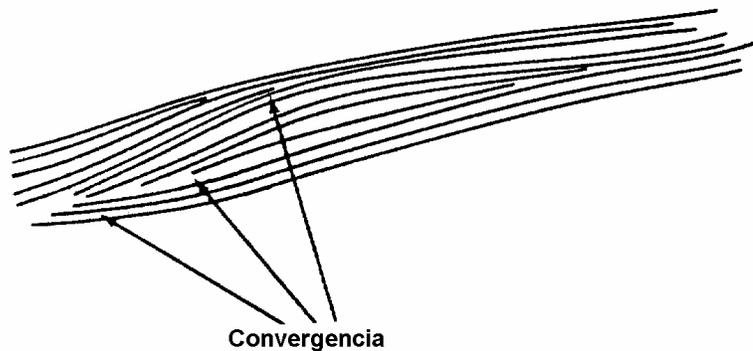


Fig. 2.112 Convergencia Sísmica.

La velocidad del intervalo (velocidad promedio de las ondas sísmicas entre dos reflectores) es el parámetro que permite estimar el carácter de la litología sin embargo no existe una relación

directa con cada tipo de litología, ya que la porosidad y presión de los fluidos tienen mayor influencia en la velocidad que en la mineralogía y en la textura.

Por otro lado la frecuencia se obtiene dividiendo la velocidad por la longitud de onda, ya que la resolución del método sísmico es controlada por la longitud de onda y ésta a su vez por la frecuencia y velocidad ($=\text{velocidad}/\text{frecuencia}$). Como la velocidad depende de la litología, el único factor que se puede controlar es la frecuencia.

Secciones Geológicas y Secciones Sísmicas.

Aunque estos dos tipos de secciones tengan un parecido general, existe entre ellas una diferencia fundamental que reside en la unidad de medida de su eje vertical. La sección geológica tiene en este eje valores de profundidad en metros, y la sección sísmica representa tiempos de recorrido de las ondas sísmicas.

Es posible convertir el tiempo a distancia pero la conversión es complicada, ya que la densidad de las rocas aumenta con la profundidad así como la velocidad de las ondas sísmicas. Si a poca profundidad un intervalo de 100 milisegundos representa una distancia vertical de 100 a 150 m, a mayor profundidad este mismo intervalo de tiempo puede representar una distancia 2 ó 3 veces mayor.

Existen programas de cómputo que hacen los cálculos necesarios y convierten las secciones sísmicas en secciones con escala vertical de profundidad sin embargo, las distancias verticales no pueden determinarse con precisión porque un reflejo no corresponde solamente a una determinada superficie sino a un conjunto de planos de menor importancia situados arriba y abajo de ella. Los planos de estratificación son prácticamente superficies isócronas; a menudo cortan los límites de las facies.

Los reflejos sísmicos que derivan de los planos de estratificación muestran necesariamente un cierto paralelismo temporal. Debido a eso el, método sísmico se utiliza con alto nivel de certeza para aplicarse a la estratigrafía secuencial.

2.10 Estratigrafía de Secuencias.

A finales de los años ochenta nace un nuevo concepto de la Estratigrafía, denominado Estratigrafía Secuencial, que versa sobre la redistribución continua de los sedimentos mediante los cambios relativos o globales del nivel del mar, y representa hoy en día una de las teorías fundamentales en Geología.

Gran parte de este estudio deriva directamente del establecimiento del concepto de secuencia y el reconocimiento de unidades limitadas por discontinuidades estratigráficas.

Gracias a esta teoría los geocientíficos tienen una herramienta muy útil y practica para explicar y predecir la distribución espacial, temporal y composicional de los sedimentos estratificados.

Se requiere plantear desde el primer momento que en el uso de la Estratigrafía Secuencial se pueden diferenciar claramente dos tipos de acepciones, distintas y complementarias, una que responde a un concepto analítico y otro a un concepto sintético.

El concepto analítico de la Estratigrafía Secuencial se refiere a la interpretación y modelación estratigráfica de las asociaciones de facies, elaborada a partir de datos de geología del subsuelo o de datos de observación en el campo, que permiten reconocer los límites de los ciclos, y en su caso, las diferentes fracciones de un ciclo a nivel de una cuenca sedimentaria de unidades estratificadas (conjunto de estratos) limitados por superficies que marcan un cambio en las

condiciones genéticas del depósito dentro de la cuenca. A estas unidades se les denomina unidades genéticas y su reconocimiento es un objetivo obligado en todo análisis de cuencas.

El concepto sintético de la Estratigrafía Secuencial se basa en la consideración de que en la historia de la Tierra se han ido sucediendo diferentes cambios globales (climáticos del nivel del mar, etc.) que han podido quedar reflejados en los rellenos de cuencas sedimentarias, muy diversas y distantes. Pretende elaborar una escala temporal de dichos cambios globales (cronoestratigrafía secuencial) que sea complementaria de la escala estratigráfica usual, basada en los datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos. Este planteamiento sintético implica una carga de subjetividad, ya que los mismos datos pueden ser explicados de manera distinta por diferentes autores. Por ello, la elaboración de la escala cronoestratigráfica secuencial se debe realizar a partir de múltiples datos analíticos, obtenidos con mayor fiabilidad, para de este modo eliminar al menos en parte los errores subjetivos de la interpretación.

Definición de Estratigrafía Secuencial

Es la metodología que permite definir un cuadro cronoestratigráfico a escala global basándose en la datación precisa de las líneas de tiempo, jalonadas por discordancias, de origen eustático, que limitan unidades genéticas de depósito.

Secuencia de Facies (Secuencia Elemental)

Secuencia: Son las asociaciones de facies formadas por dos o más facies elementales genéticamente relacionadas, que presentan una distribución ordenada en una cierta área.

Facies: La suma total de los aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad estratigráfica, cuyo volumen de materiales se caracterizan por propiedades específicas (litofacies, biofacies, microfacies, electrofacies, facies sísmicas, etc.).

Secuencias Depositionales.

Es una parte de la sucesión estratigráfica relativamente concordante, de estratos genéticamente relacionados, cuya cima y base son discontinuidades o continuidades correlativas (de otra litología), que se dispone dentro de un intervalo de tiempo definido. Al intervalo de tiempo que corresponde una secuencia deposicional se denomina **Secron**.

Reciben el nombre de Unidades Estratigráficas Genéticas a los volúmenes de materiales que rellenan una cuenca sedimentaria separada por superficies que indiquen o reflejen acontecimientos geológicos representados en el conjunto de la cuenca. Por ejemplo cambios globales del nivel del mar.

El rasgo estratigráfico más fácilmente constatable, tanto en observación de campo como en información de subsuelo (sísmica), son las discontinuidades estratigráficas reconocibles, esencialmente en el borde de las cuencas sedimentarias, que hacia el interior de las mismas pasan a superficies de continuidad correlativas.

Por ejemplo, los sistemas de depósito asociados a un río y su desembocadura en el mar (llanura aluvial, delta, plataforma, talud y abanico submarino), se relacionan todos al ambiente fluvial, son en parte contemporáneos (correlacionables) y forman un conjunto estratigráfico bien definido.

En las secuencias deposicionales se estudian las relaciones de las rocas dentro de un marco cronoestratigráfico, relacionado con estratos limitados por superficies de erosión, no depósito o sus respectivas concordancias.

Estratigrafía y Trampas Petroleras

La unidad fundamental en la estratigrafía de secuencias es la secuencia, la cual es limitada por discordancias. Por otro lado las Parasecuencias corresponden con una sucesión de secuencias genéticamente relacionadas y relativamente concordantes.

Una secuencia puede ser dividida en systems tracts definidos por su posición dentro de la secuencia y por los patrones de apilamiento de una para-secuencia limitada por superficies de estratificación.

La figura 2.113 muestra estratigrafía de la cuenca de Sabinas en Coahuila donde se observa que las secuencias en algunas unidades son concordantes (parasecuencia), los cuales son relacionados a lo largo de la cuenca como Secuencia Depositional, y otros casos hay relaciones discordantes.

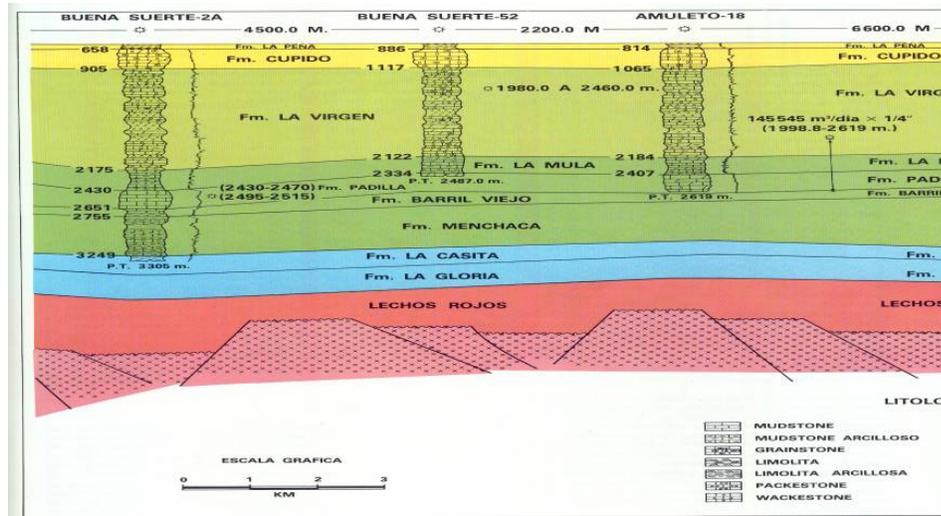


Fig. 2.113 Estratigrafía de la Cuenca de Sabinas Coahuila.

La figura 2.114 muestra las secuencias y facies de la cuenca de Tampico donde se observan las características de la formación como se hizo mención en la definición de secuencia de facies.

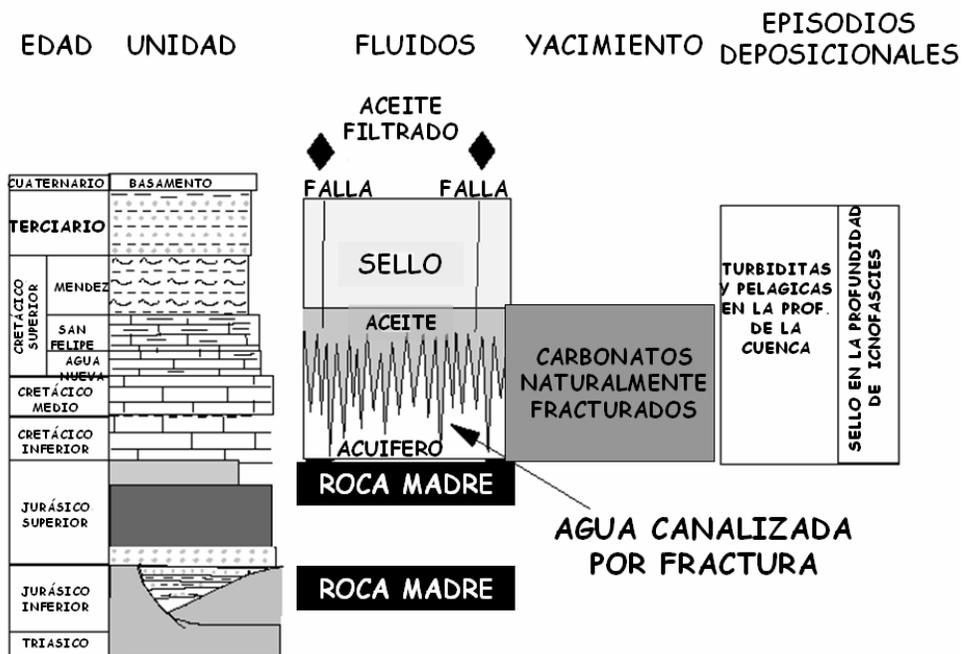


Fig. 2.114 Secuencias y Facies en la Cuenca de Tampico.

Modelo de Estratigrafía Secuencial.

El modelo de estratigrafía secuencial contribuye a explicar de forma general como se han edificado los márgenes continentales y las cuencas oceánicas durante la dinámica marcada por las variaciones del nivel del mar.

La dinámica geológica que caracteriza a cada estadio del nivel del mar contribuye a formar sistemas deposicionales con facies, geometría, y configuraciones internas típicas.

Las características típicas de los cuerpos deposicionales pueden verse afectados por otra serie de procesos dinámicos, como son la dinámica tectónica (levantamiento/subsidencia), morfología y oceanográfica durante su evolución a través del tiempo.

Preservación de las Secuencias.

La tectónica condiciona principalmente la preservación, geometría y configuración interna de las secuencias sedimentarias, sobre todo si hay subsidencia y relleno sedimentario continuo.

La morfología del medio marino y su evolución temporal también condicionan la preservación, geometría, así como la variabilidad lateral del desarrollo de las secuencias que se van depositando en respuesta a los cambios del nivel del mar.

Facies Sísmicas.

Una facie sísmica es la repuesta sísmica a una litofacie y se define como una "unidad tridimensional compuesta por reflejos sísmicos cuyos elementos (configuración, amplitud, continuidad, frecuencia y velocidad de intervalo) difieren de los elementos de las facies adyacentes". Estos parámetros reproducen los rasgos litológicos, estratigráficos y de depósito de la unidad sedimentaria que ha generado los reflejos.

Una facie sísmica puede variar lateralmente o verticalmente debido a cambios de litofacies. El paso de una litología a otra está marcado por cambios de forma, frecuencia o amplitud de los reflejos sísmicos (Figura 2.115).

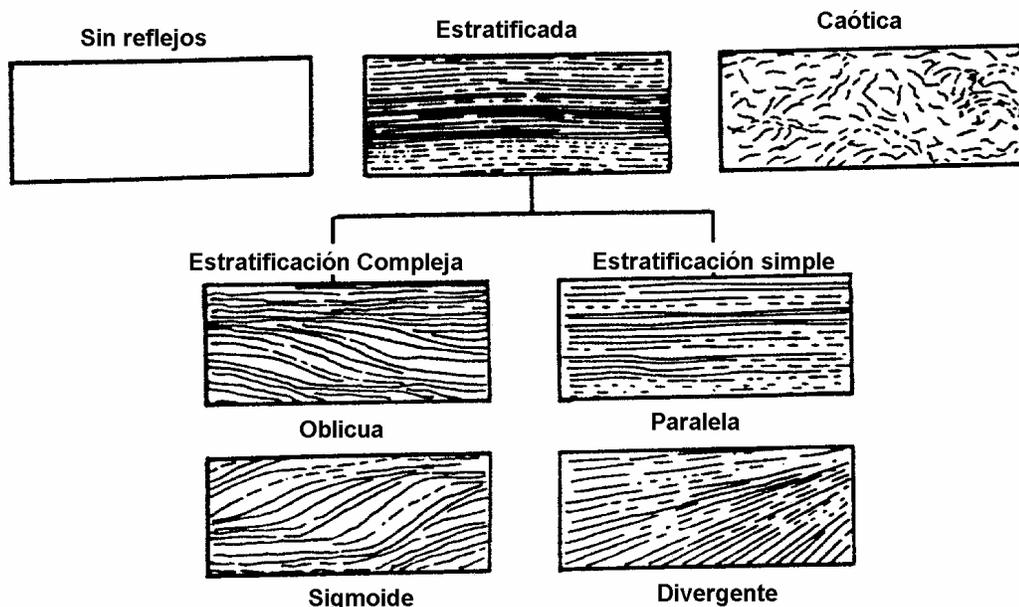


Fig. 2.115 Distintos Tipos de Facies Sísmicas.

Secuencias Sísmicas

En una sección sísmica se pueden distinguir agrupaciones de reflejos concordantes entre sí o que tienen características similares que están separados del remanente de la sección por una discordancia. Estas unidades se consideran secuencias sísmicas.

Una secuencia sísmica se define como "un grupo de reflejos concordantes con una cierta homogeneidad de configuración que se puede interpretar como una secuencia concordante de estratos relacionados genéticamente".

Las discordancias que delimitan la secuencia aparecen en la sección como superficies discontinuas (Figura 2.116) que marcan la terminación de los estratos. Si la discordancia no es angular puede identificarse igualmente cuando existe un marcado contraste de velocidad/densidad.

Las superficies de discordancia no son isócronas como los planos de estratificación pero tienen un significado cronoestratigráfico ya que los estratos que les subyacen son más antiguos que los suprayacentes.

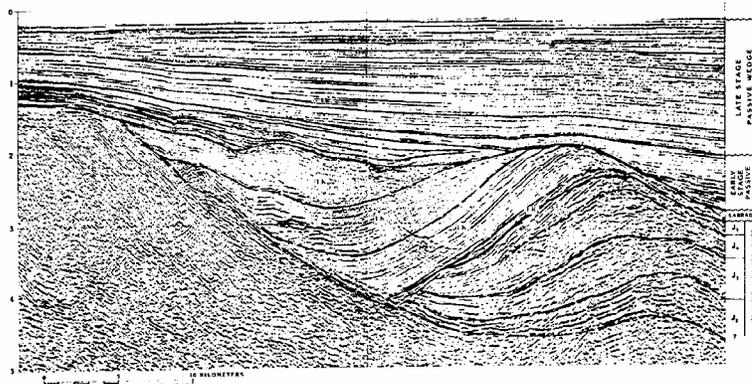


Fig. 2.116 Sección que muestra secuencias sísmicas delimitadas por discordancias.

Una secuencia deposicional limitada arriba y abajo por discordancias, representa un único sistema sedimentario.

Por otro lado, las discordancias basales indican como eran las superficies sobre la cual se depositaron los sedimentos en la cuenca. La discordancia superior (ángulos) es la superficie basal del ciclo siguiente e indica que falta una porción desconocida de la secuencia debido a la erosión.

La respuesta sísmica a este ciclo sedimentario muestra una serie de reflejos que fueron inicialmente horizontales o paralelos a la superficie de depósito. Cada reflejo trazado lateralmente termina contra una superficie de discontinuidad inclinada, que es la discordancia basal.

Aplicación de los conceptos de estratigrafía de secuencias.

- Son útiles para fechar, correlacionar y calibrar secciones, ya que con las unidades estratigráficas es posible describir y relacionar las unidades a lo largo de la sección sísmica que se esté analizando, inclusive para corregir y tener más detalle de las unidades. Se trabaja con mayor certidumbre, además de conocer el ambiente de depósito de la unidad tomando como base el o los tipos de rocas en la misma.
- Son útiles para delimitar las secuencias, parasecuencias y systems tracs, ya que una vez identificado los materiales y correlacionado en la unidad es sencillo establecer los límites

de cada tipo de secuencia (techos y bases), inclusive haciendo entre cada tipo de material subdivisiones para poder tener límites con mayor detalle.

- Se utilizan para identificar el tipo de systems tracs, tomando como base el tipo de depósito se realiza la interpretación para poder tener un mayor detalle y así determinar que tanto puede resultar el system tracs de interés para la industria petrolera, en volumen de hidrocarburos y las unidades contenidas en la sección.
- Se utiliza para identificar en el subsuelo (área petrolera), rocas generadoras, almacenadoras y sellos. Las dos últimas también son útiles para caracterizar acuíferos.
- Son útiles para interpretar la geometría de la secuencia que resulta, de esta manera se puede determinar el tipo de trampa en donde se encuentran los hidrocarburos y poder explotarlos de manera eficiente (secuencias deltaicas, barras de arena en canales, turbiditas, islas de barrera, relleno de canales, etc.).
- Se utilizan para correlacionar secuencias en bloques de falla o alrededor de domos de sal con un alto nivel de confianza y tener mayor certidumbre al momento de perforar los pozos.
- Son útiles para realizar mapas (Distribución de litofacies–paleogeografía) uno de los cuales resulta atractivo y de suma importancia para la industria como es el mapa de isopacas, el cual permite observar el mayor espesor del intervalo o intervalos de interés, profundidad, límites y efectuar los disparos e inclusive para diseñar algún sistema de recuperación secundaria o mejorada.

Consideraciones relevantes en la estratigrafía de secuencias.

Los patrones en secuencias de depósito y en los estratos internos son controlados principalmente por fluctuaciones en el nivel del mar, incluyendo los efectos eustáticos y tectónicos. Los factores ambientales (clima, oceanografía, entrada de sedimento, etc.) son factores secundarios.

El nivel relativo del mar contiene una fuerte componente eustática y por tanto, los patrones de las secuencias estratigráficas de todo el mundo se registran dentro de las rocas sedimentarias.

La respuesta de varios ambientes de depósito (siliciclástico, carbonatado, carbonatos con evaporitas o carbonatos y siliciclásticos), a los cambios del nivel del mar, son muy similares.

Los ciclos del nivel de mar por tanto, pueden ser deducidos directamente de la geometría de los sedimentos y de los patrones de apilamiento de las facies y están asociadas a diferentes partes del ciclo del nivel del mar para cada ambiente.

Patrones de terminación en los estratos.

Se refiere a la forma en la cual los estratos terminan contra el límite de la secuencia, lo que determina o condiciona el carácter de la discordancia.

Los principales tipos de terminación de los estratos son: la terminación lateral de un estrato en su límite natural de depósito y el truncamiento o sea la terminación lateral abrupta de un estrato.

Las relaciones de los estratos con los límites de secuencia dependen del paralelismo o falta de paralelismo entre los estratos y la superficie límite.

Si los estratos de arriba y abajo de esta superficie son continuos no hay prueba de la existencia de una discordancia entre ellos, únicamente puede apreciar si hay un cambio de litofacies (litológico) esto dificulta la interpretación de las paraconformidades. Si son discontinuos está claro que esta prueba existe (discordancia).

Las discordancias son los principales criterios físicos que se utilizan para determinar los límites de las secuencias. Según el tipo de discordancia se puede inferir si ésta deriva de erosión o de interrupción del depósito.

Límites de Secuencia.

Para definir y correlacionar una secuencia estratigráfica se tienen que definir y trazar sus límites, éstos se localizan donde las relaciones entre los estratos son discordantes o cuando hay un cambio litológico contrastante (Figura 2.117).

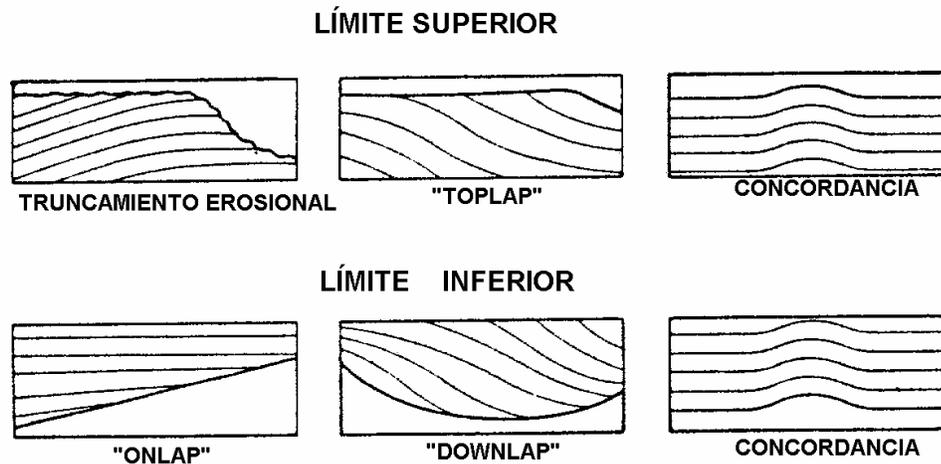


Fig. 2.117 Patrones de terminación en los estratos.

A continuación se describen las principales características de los límites de secuencia.

Toplap.

Se caracteriza porque los estratos terminan naturalmente en el límite superior de una secuencia (en una sección sísmica se observan terminaciones abruptas).

Esta configuración puede indicar ya sea un nivel del mar estable o una caída (bajada), pero también una progradación por un aumento del aporte sedimentario clástico. Puede corresponder también con sedimentación rápida que forma superficies con cierta inclinación (Figura 2.118).

Sin embargo ni las secuencias de depósito ni las secuencias sísmicas pueden interpretarse únicamente en términos de fluctuaciones del nivel del mar.

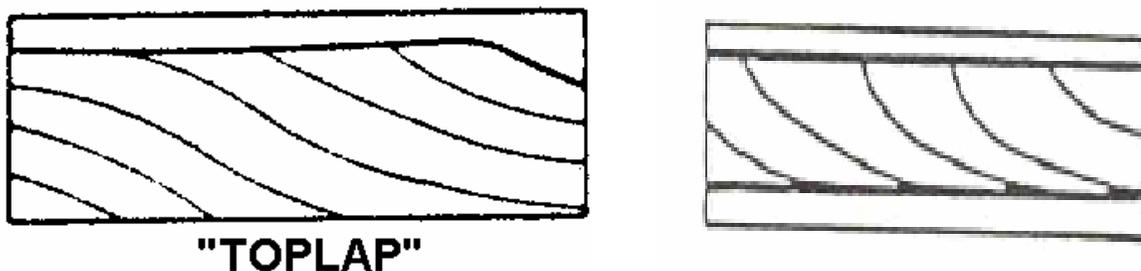


Fig. 2.118 Toplap.

Onlap (Traslape).

Se define como una superficie horizontal que reposa sobre una superficie inclinada (un estrato horizontal termina contra una superficie inclinada).

A lo largo de un margen continental si se encuentra una secuencia sísmica delimitada por discordancias, esta secuencia representa generalmente un depósito formado durante una transgresión y este tipo de relación discordante de los estratos se denomina "onlap" costero (Figura 2.119).

La secuencia sísmica situada sobre una discordancia de este tipo puede interpretarse como una secuencia sedimentaria depositada durante un levantamiento relativo del nivel del mar.

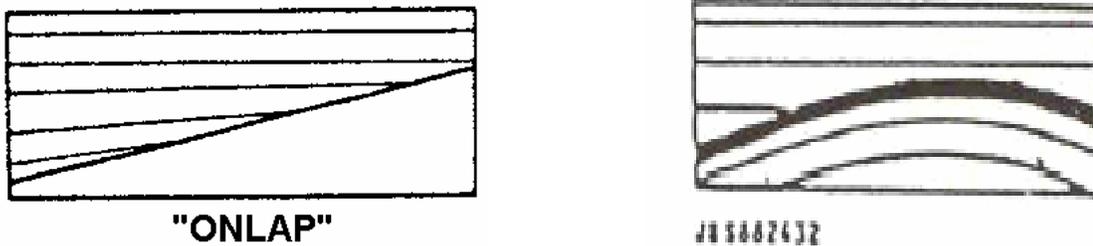


Fig. 2.119 Onlap.

Downlap.

Corresponde con un estrato (o una secuencia) originalmente inclinada que termina echado abajo contra una superficie horizontal o inclinada (Figura 2.120).

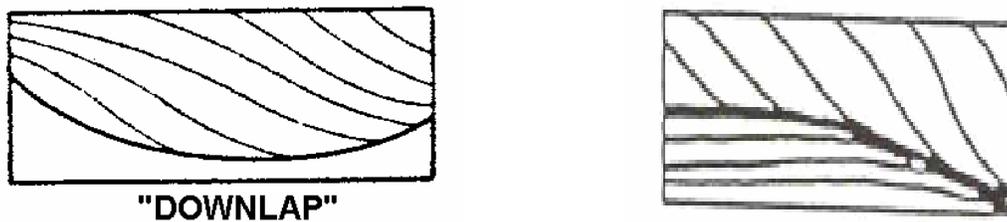


Fig. 2.120 Downlap.

Truncamiento erosional.

Es la terminación de un estrato debido a la erosión, ocurre en el límite superior de una secuencia y puede tener una gran extensión o estar limitado a un canal fluvial (Figura 2.121).

INCONFORMIDADES

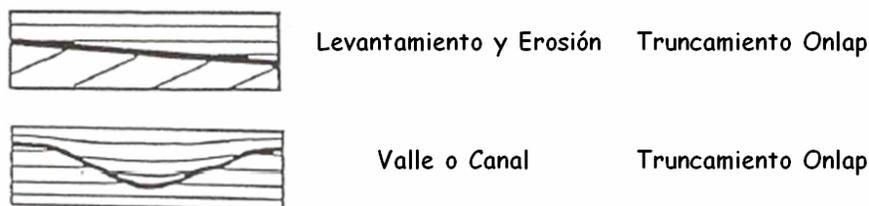


Fig. 2.121 Truncamiento Erosional.

Truncamiento estructural.

Es la terminación lateral de un estrato por una estructura geológica (fallas, diapiros de sal o arcilla), derrumbes o intrusiones ígneas (Figura 2.122).

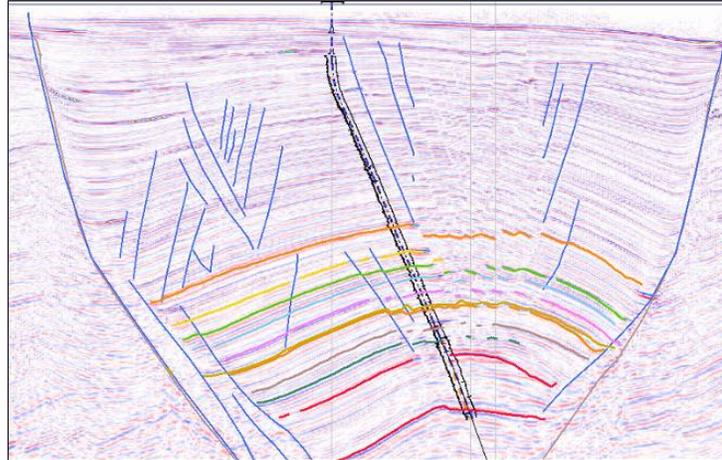


Fig. 2.122 Truncamiento Estructural (Campo Kosni).

Continuidad o concordancia: Son secuencias continuas verticalmente, donde se tienen facies diferentes, que en las secciones sísmicas muestran un gran contraste.

Superficies sincrónicas.

Son superficies que corresponden con el límite de una secuencia y que expresa el mismo tiempo geológico e indican lo siguiente:

- Representan un momento práctico en tiempo geológico.
- Las unidades estratigráficas limítrofes depositadas, no tienen hiatus significativos.
- El concepto depende de la resolución en la escala de tiempo y las rocas, utilizando herramientas prácticas.

2.11 Ciclos de Variación del nivel de Mar.

Transgresiones y Regresiones.

Transgresión y Regresión se refieren solamente a la relación entre la velocidad de subsidencia del fondo marino y el aporte sedimentario y no son necesariamente equivalentes a un levantamiento o descenso del nivel del mar.

Para entender estos conceptos hay que basarse en tres ideas fundamentales:

Los sedimentos se acumulan en grandes volúmenes en los bordes de los continentes con altas tasas de sedimentación, por lo que en medios cercanos a las costas (deltas, llanuras de mareas, plataformas, etc.), se tienen gruesas secuencias de sedimentos.

La ubicación de la línea de costas, en un área geográfica particular ha cambiado a lo largo del tiempo, en la mayoría de las cuencas.

La sedimentación esta regida fundamentalmente por cuatro factores: Aportes, subsidencia, eustatismo y tectonismo.

Trasgresión.

Se define Trasgresión como un “movimiento horizontal tierra adentro de la línea de costa” o “como un avance o extensión del mar sobre áreas en las que anteriormente había depósito (o erosión) continental debido a una elevación brusca del nivel relativo del mar” (Figura 2.123A).

Regresión.

Se define Regresión como un “movimiento horizontal mar adentro de la línea de costa” o “como un avance o extensión de áreas con depósito costero y/o continental sobre áreas anteriormente ocupadas por el mar debido a un descenso brusco del nivel relativo del mar” (Figura 2.123B).

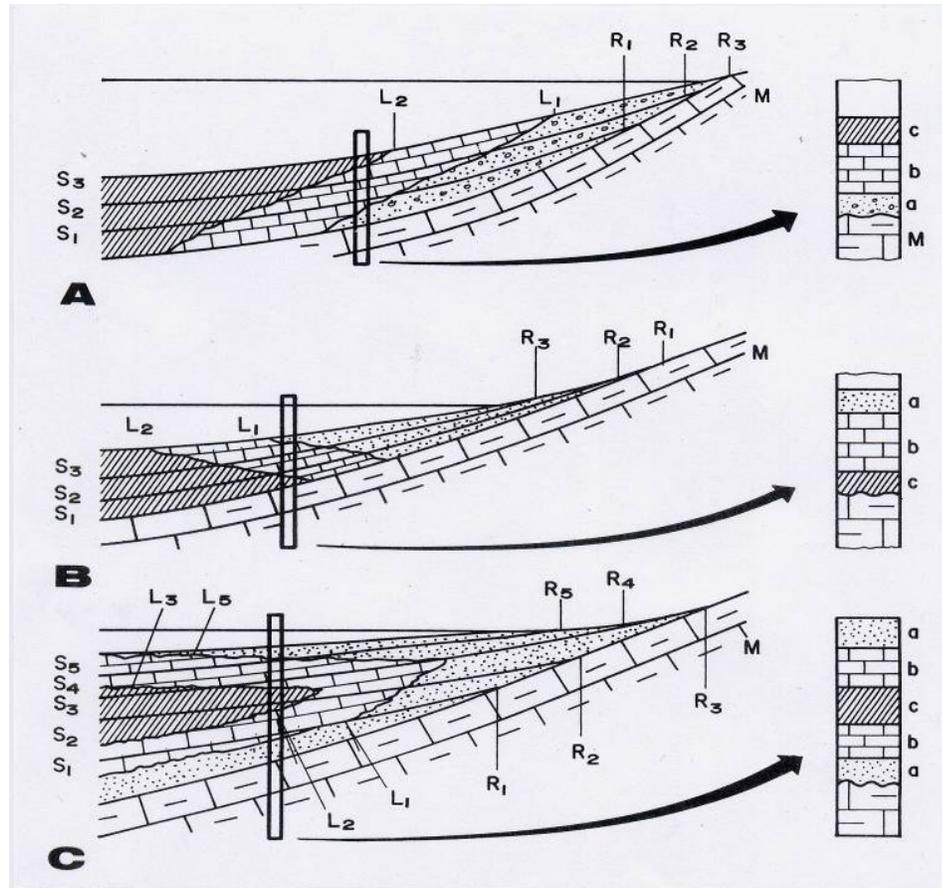


Fig. 2.123 Esquemas: A Trasgresión; B Regresión; C Ciclo Transgresivo-Regresivo.

Progradación, Retrogradación y Agradación.

Existen otros conceptos importantes que se relacionan con los de trasgresión y el de regresión, están íntimamente asociados; estos son:

- Retrogradación: Dispositivo de crecimiento gradual de los cuerpos sedimentarios hacia el exterior de la cuenca (Figura 2.124A).
- Agradación: Crecimiento gradual vertical de un cuerpo sedimentario por la superposición de estratos (Figura 2.124B).
- Progradación: Dispositivo de crecimiento gradual de los cuerpos sedimentarios hacia el interior de la cuenca (Figura 2.124C).

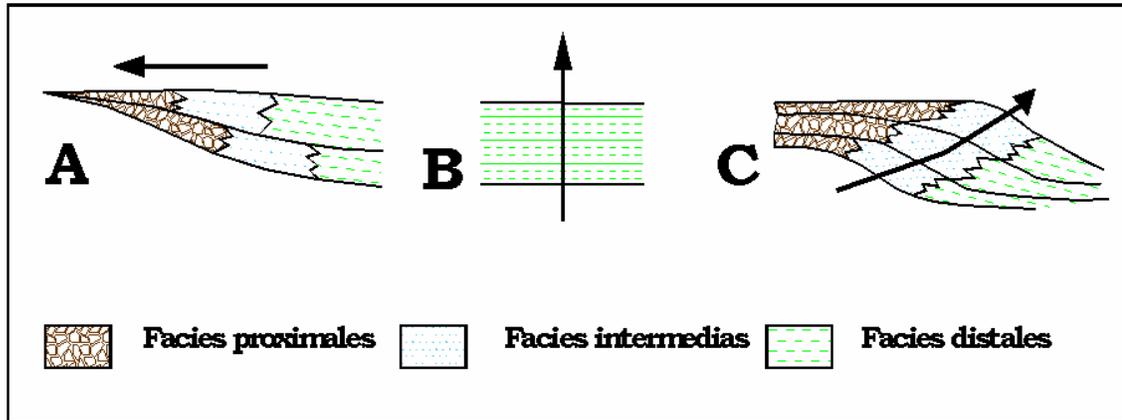


Fig. 2.124 Esquema en el que muestra los procesos de: A) Retrogradación; B) Agradación; C) Progradación.

Existen cuatro diferentes tipos de relación entre los procesos de transgresión y regresión con los de retrogradación, agradación y progradación. Estos casos son los siguientes:

Regresión con progradación: Se forman estos arreglos en la distribución de los sedimentos en intervalos de tiempo en los que la tasa de sedimentación supera a la tasa de subsidencia; también en los que el volumen de aportes va aumentando. De esta manera se forma tanto el dispositivo progradante como la migración de la línea de costas mar adentro (Figura 2.125A).

Trasgresión con progradación: Puede darse en áreas concretas de cuencas sedimentarias en las que la tasa de sedimentación supere a la de la subsidencia (con los que se forma el dispositivo progradante) y en las que los aportes van disminuyendo (Figura 2.125B).

Regresión con retrogradación: En este caso la tasa de sedimentación es igual o superior a la tasa de subsidencia con lo que la cuenca tiende a ser expansiva produciéndose la retrogradación (Figura 2.125C).

Trasgresión con retrogradación: Se forma cuando la tasa de subsidencia supera a la de la sedimentación y los aportes se mantienen semejantes o van disminuyendo. La línea de costas se desplaza hacia el continente (transgresión) y las unidades litoestratigráficas se expanden hacia el exterior de la cuenca (retrogradación, Figura 2.125D).

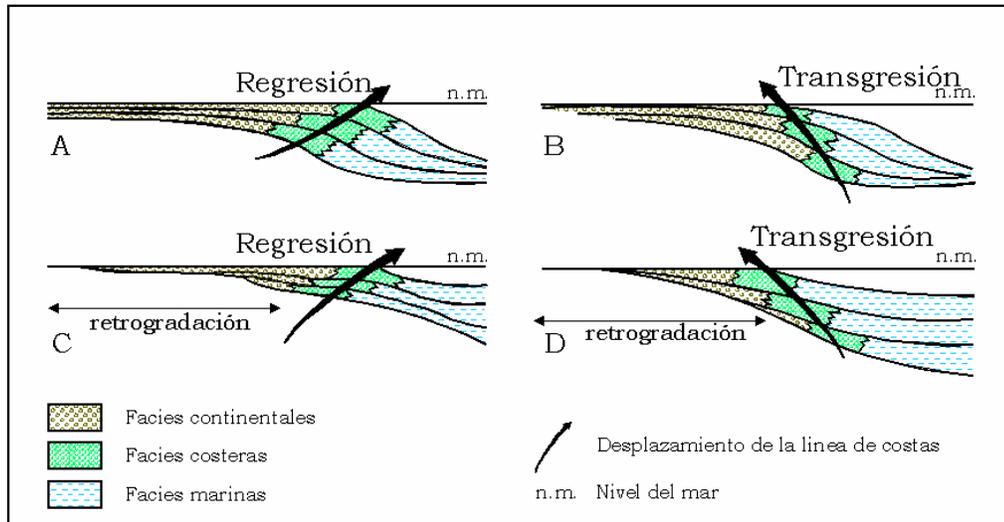


Fig. 2.125 El esquema muestra las posibles combinaciones entre los conceptos de transgresión y regresión, con los de progradación y retrogradación.

Fluctuaciones del nivel del mar.

La existencia de fluctuaciones del nivel del mar fue reconocida ya en el siglo pasado por D'Orbigny, quien definió los pisos como unidades delimitadas por discordancias. Este autor consideraba que las discordancias correspondían a cambios globales del nivel del mar y que cada piso era depositado durante un ciclo de transgresión - regresión.

Suess, quien apoyaba esta globalidad, fue el primero en introducir el término "eustatismo" para indicar las fluctuaciones generalizadas, como por ejemplo la transgresión del Cenomaniano y la regresión del Maestrichtiano, ligadas a los hundimientos de las cuencas (movimientos eustáticos negativos) o a la acumulación de sedimentos (movimientos eustáticos positivos).

En los últimos años el desarrollo de la estratigrafía secuencial y sísmica y el análisis de las facies volvieron a encender el debate sobre la globalidad de las fluctuaciones marinas.

Una variación eustática del nivel del mar se define como un levantamiento o caída del nivel del mar referido a la superficie terrestre considerada estable. Sin embargo, tanto el nivel del mar como la superficie de la Tierra, independientemente o al mismo tiempo, pueden subir o bajar, por lo cual se trata de un cambio relativo que ocurre a escala local, regional o global.

La reconstrucción de los eventos ligados a las variaciones eustáticas del nivel del mar y a la subsidencia es el objeto del análisis geohistórico (Van Hinte, 1978); este análisis se basa en métodos estratigráficos cuantitativos para representar la historia de los eventos geológicos. Con este método es posible separar el efecto de los movimientos verticales debidos a las variaciones eustáticas del nivel del mar de la subsidencia total de la cuenca.

Las curvas eustáticas globales del Fanerozoico obtenidas por correlación de los ciclos regionales muestran variaciones de largo y corto plazo. Se cree que los ciclos más largos (ciclos de orden I o II de Vail 1977) son causados por procesos geotectónicos a gran escala y de gran duración. Según Fisher (1983) la curva eustática global de I orden es función de la actividad de las placas.

Este autor supone que los mínimos de la curva (niveles más bajos del mar) corresponden a fases de integración de las placas y los máximos, a fases de máxima dispersión.

Las variaciones eustáticas rápidas y de corto plazo (ciclos de orden III de Vail, op.cit.) pueden ser causadas por las glaciaciones y otros factores climáticos. Estas variaciones son el origen de las discordancias que separan distintas secuencias de depósito.

Según Vail y coautores (1977,1984), el indicador estratigráfico más seguro de las variaciones relativas del nivel del mar es el traslado del acuñaamiento de las facies costeras en una secuencia sedimentaria (“onlap costero”).

Escala de los ciclos.

Los ciclos o ritmos pueden ser de espesor y duración muy diferentes. Además, en muy numerosas ocasiones se encuentran asociados los de varias escalas (Figura 2.126). De acuerdo con el valor del espesor se pueden diferenciar cuatro grandes grupos de ciclos o ritmos:

En la figura 2.126 se parte del tipo mas evidente: el de los ciclos de a la escala del estrato (parte superior central). Dentro de ellos los más elementales son los ciclos de estratos individuales y le siguen en simplicidad los ciclos de varios estratos. En la parte inferior se dan dos ejemplos de ritmicidad: turbiditas y/o tempestitas que forman ciclos estratocrecientes de escala métrica, con dos rangos superpuestos, y el de las ritmitas de calizas de calizas / margas, con lotes de ritmos de diferente espesor. En la parte superior izquierda se representan los ciclos de menor escala que se pueden observar (escala de la laminación) y en la parte superior derecha los ciclos a escala de afloramiento que comprenden un conjunto de ciclos que tienen algunas decenas de metros de espesor.

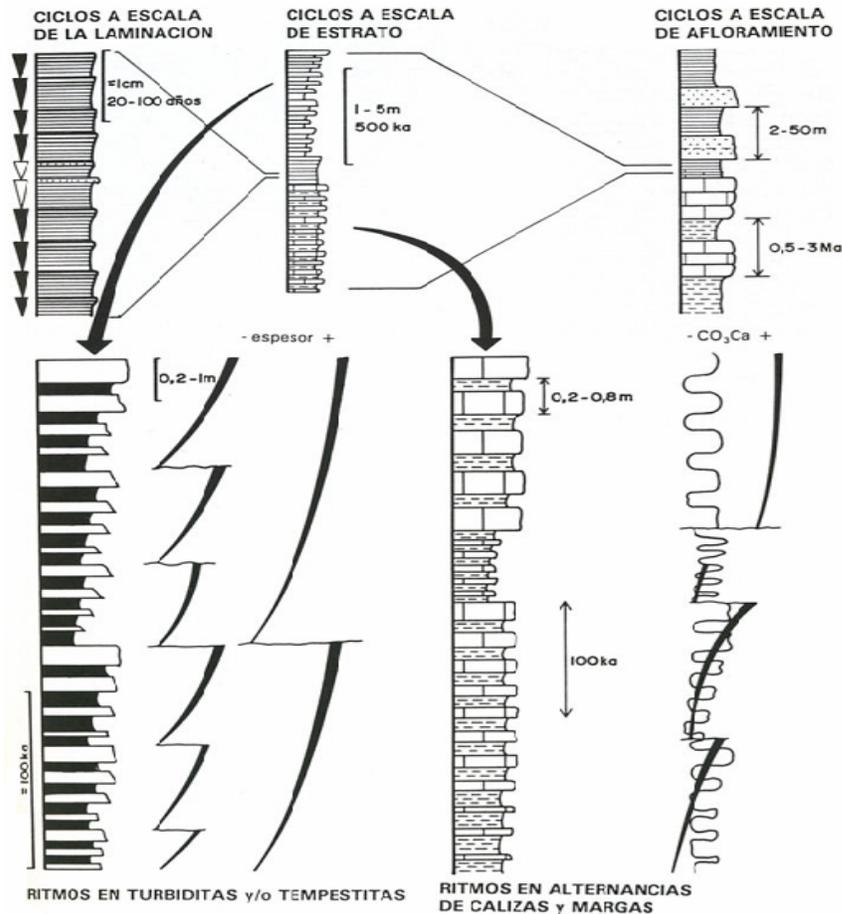


Fig. 2.16 Ciclos y Ritmos de los espesores (Tomado de Vera Torres, 1994).

- a) Primer Rango: Ciclos y, especialmente, ritmos, de escala milimétrica o centimétrica, observables a nivel de laminación, tanto en muestras de mano como al microscopio. Entre ellos se encuentran las conocidas varvas, que han sido consideradas tradicionalmente como el mejor ejemplo de ciclos anuales (Figura 2.127).

- b) Segundo Rango: Ciclos o ritmos observados a nivel de estrato, de espesor decimétrico a métrico. Se incluyen en este rango las alternancias de capas de turbiditas con material hemipelágico y las alternancias rítmicas de calizas - margas (Figura 2.128).
- c) Tercer Rango: Ciclos de escala de afloramiento (mesoescala) que normalmente se miden en decenas de metros y que corresponde a asociaciones verticales de estratos.
- d) Cuarto Rango: Ciclos normalmente no observables en el campo (macroescala), salvo en el caso de contar con afloramientos excepcionales. En la mayoría de los casos son ciclos deducidos a partir de los gráficos de correlaciones entre secciones estratigráficas y de la interpretación de perfiles sísmicos y sondeos.

En la figura 2.127 se muestran ejemplos de ciclos y ritmos a la escala de la laminación que se describen a continuación:

- a) Se observan Varvas lacustres recientes. Las láminas oscuras son ricas en materia orgánica y diatomeas, mientras que las claras son de calcita. Al lado se marcan las asociaciones de varvas que indican ciclos de decenas de años.
- b) Se observan Varvas lacustres de lagos salobres; las láminas oscuras son arcillas ricas en materia orgánica y las claras son aragonitas y calcitas. Se observan los ciclos de asociaciones de varvas de rango.
- c) Se observan ritmos a escala de laminación de materiales lacustres con variaciones anuales en el contenido de materia orgánica.
- d) Se observan lutitas petrolíferas con laminación en varvas. Se observa, como en los casos anteriores, ciclisidades de diferente rango.

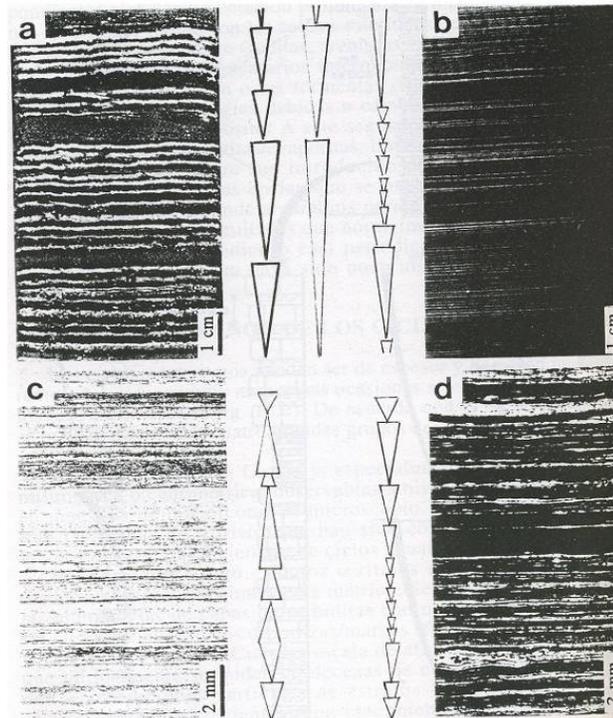


Fig. 2.127 Ciclos de primer rango (Tomado de Vera Torres, 1994)

En la figura 2.128 se muestran ejemplos de campo de ciclos y ritmos a la escala de afloramiento que a continuación se describe:

- a) Se observa ritmicidad en turbiditas; los niveles que destacan en el relieve son las de turbiditas (arenitas) y las más erosionadas las de interturbiditas (lutitas).

b) Se observa ritmita en calizas y margas de escala decimétrica.

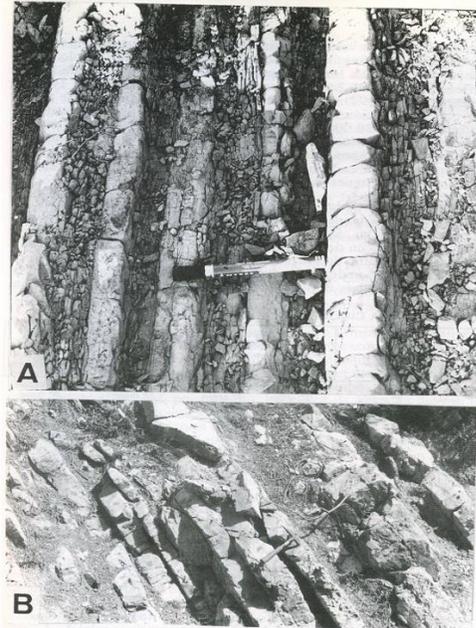


Fig. 2.128 Ciclos de segundo rango (Tomado de Vera Torres, 1994)

Se han propuesto varias clasificaciones de ciclos y ritmos de acuerdo con el rango temporal. Los diferentes ciclos se ordenan según su escala, se ordenan desde los de rango mayor (1^{er} orden) a los de menor (6^o u 8^o orden según la clasificación utilizada) la clasificación que se presenta (Figura 2.129) es la de Einsele (1992) en la cual se diferencian seis órdenes de acuerdo con su duración, con una gama continua de valores desde los inferiores a los 20000 años (20 ka) a los superiores a los 50 millones de años (50 Ma). En la figura 2.129 se indica la equivalencia con los cuatro rangos ya descritos y basados en la escala de espesor, para cada uno de los seis tipos se indica el espesor medio que suele tener en los casos reales.

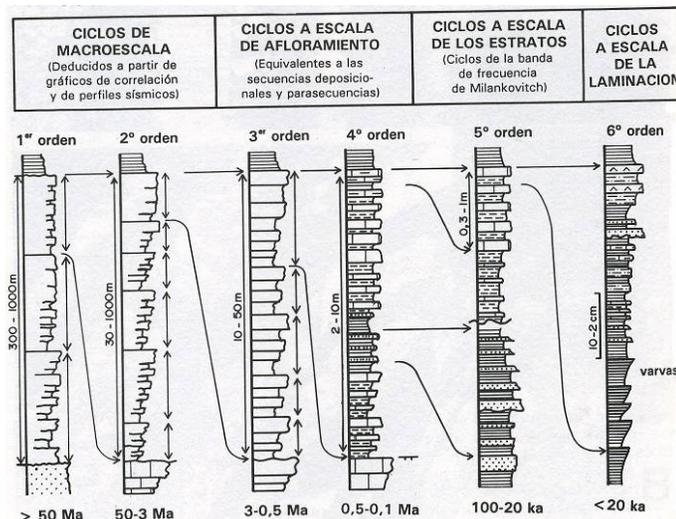


Fig. 2.129 Clasificación de Einsele (Tomado de Vera Torres, 1994)

Ciclos de 1^{er} orden: Tienen una duración igual o superior a los 50 Ma y suelen tener espesores de centenares de metros e incluso alcanzar el millar. Son ciclos no observables generalmente en el campo; se deducen del estudio de las correlaciones estratigráficas y de la interpretación de los perfiles sísmicos.

Ciclos de 2° orden: Su duración es de 3 a 50 Ma y su espesor se mide en decenas de metros (puede llegar al centenar). Son como los anteriores ciclos no observables en el campo sino que se deducen del estudio de las correlaciones y los perfiles sísmicos.

Ciclos de 3^{er} orden: Tiene una duración de 0.5 a 3 Ma y su espesor suele ser de algunas decenas de metros. Son ciclos observables a la escala del afloramiento y comprenden secuencias de facies que indican periodos de profundización o somerización.

Ciclos de 4° orden: Su duración es de 0.1 a 0.5 Ma y el espesor es de 1 a 10 metros. Son ciclos observables a la escala de afloramiento y comprenden secuencias facies que indican periodos relativamente cortos de profundización o somerización (equivalentes a las parasecuencias de Vail).

Ciclos de 5° orden: La duración oscila entre los 20 – 100 ka y dentro de ellos se diferencian tres categorías. Son ciclos decimétricos o métricos observables a la escala del estrato y constituidos por la alternancia de varios tipos litológicos (ciclos de la banda de frecuencia de Milankovitch).

Ciclos de 6° orden: Se trata de los ciclos y ritmos observables a la escala de la laminación, milimétricos o centimétricos. Expresan la ciclicidad climática de orden menor desde la anual a la de centenas o miles de años, siempre inferiores a los 20 ka.

Jerarquía y tipos de ciclos estratigráficos.

En el curso de este avance de las facies costeras se tienen episodios periódicos de regresión de estas facies hacia mar abierto, por lo cual la curva de las fluctuaciones relativas del nivel del mar tiene una forma de zigzag (Figuras 2.130, 2.131 y 2.132).

Se interpreta que ocurrió un levantamiento relativo cuando:

- El nivel del mar sube mientras que la superficie de depósito subyacente permanece estable o se levanta a menor velocidad.
- El nivel del mar es estable y la superficie de depósito subyacente baja.
- El nivel del mar y la superficie de depósito bajan al mismo tiempo, pero esta última a mayor velocidad.

Un nivel del mar estable corresponde a una posición constante con respecto a la superficie de depósito subyacente. Durante esta fase, en la zona costera no pueden formarse depósitos arriba del nivel base y los sedimentos la rebasan; los estratos se apilan sobre la plataforma ("toplap").

Un descenso relativo del nivel del mar con referencia a la superficie de depósito subyacente es señalado por el desplazamiento hacia la cuenca del "onlap" costero y se verifica cuando:

- El nivel del mar baja y la superficie de depósito se levanta, queda estacionaria o baja con velocidad menor de la del nivel del mar.
- El nivel del mar permanece estable y la superficie de depósito se levanta.
- El nivel del mar sube al mismo tiempo que la superficie de depósito, pero esta última a mayor velocidad.

En las figuras 2.130, 2.131 y 2.132 se observa como en los cambios en el nivel del mar, la línea de playa cambia su posición referido a los ciclos regresivos y transgresivos asumiendo la forma de zigzag, donde los depósitos de materiales son arenas con mayor frecuencia y cuando el nivel del mar cubre, los depósitos son de tipo arcilloso observándose que en los periodos existen ligeros cambios dentro de los ellos.

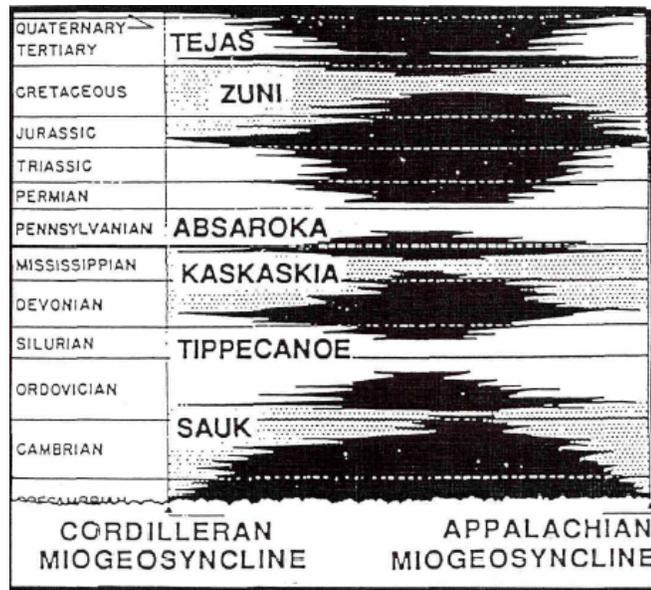


Fig. 2.130 El área negra representa un hiatus de no depósito; el área blanca y punteada representa depósito (Sloss, 1963).

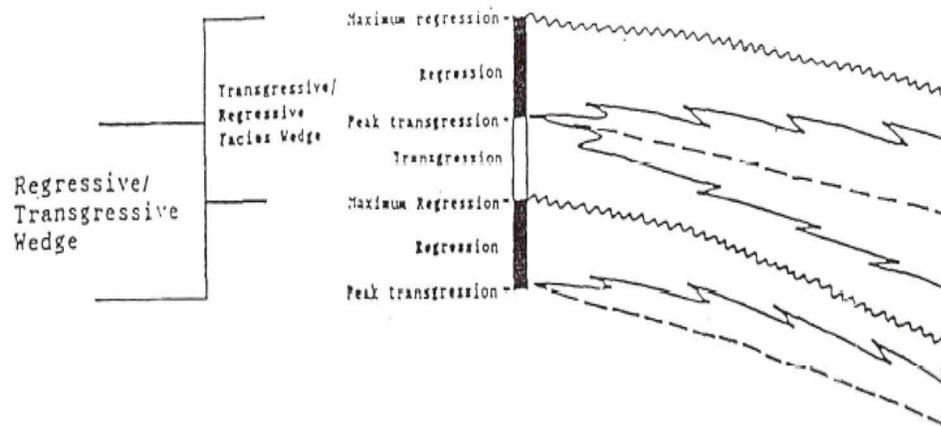


Fig. 2.131 Tipos de ciclos estratigráficos: 1. Ciclos transgresivos-regresivos (cambio promedio en la posición de la línea de costa).

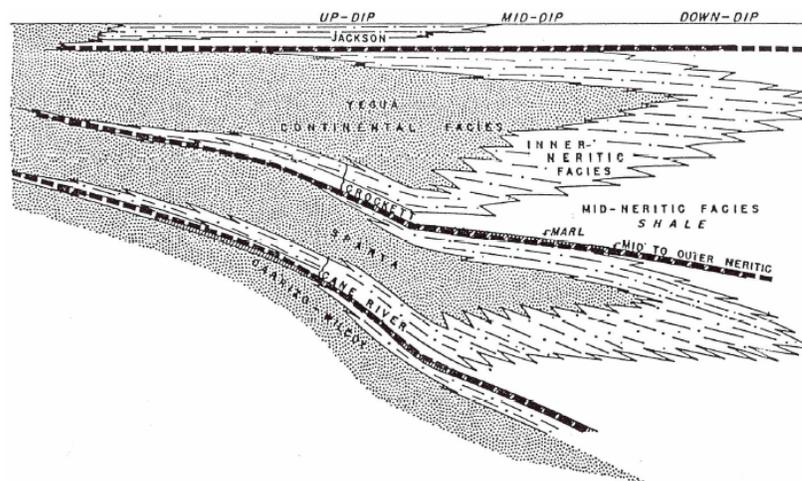


Fig. 2.132 Diagrama estratigráfico del Grupo Claiborne (Eoceno), mostrando unidades sedimentarias cíclicas en el Río Cane y Crockett-Yegua, centro de Louisiana (Modificado de Fisk, 1940).

Systems tracts.

Las secuencias estratigráficas se subdividen en unidades menores o conjuntos de sistemas de depósito (systems tracts) que son asociaciones de litofacies relacionadas con los distintos subambientes que forman parte de un ambiente principal (sistemas de depositación contemporánea).

Los conjuntos de sistemas de depósito (systems tracts) que corresponden con asociaciones de litofacies relacionadas con los distintos subambientes que forman parte de un ambiente principal (sistemas de depositación contemporánea, Figura 2.133).

Incluyen System Tracts de:

- De descenso (Set de secuencias Lowstand) (LSS): es cuando el nivel del mar baja y los materiales marinos quedan expuestos modificándose la posición de la línea de playa a un nivel bajo.
- Transgresivos (Set de secuencias transgresivas) (TSS): es cuando el nivel del mar sube y los materiales continentales expuestos son cubiertos, modificando la posición de la línea de playa a un nivel alto.
- De ascenso (Set de secuencia Highstand) (HSS): es cuando la parte central de la cuenca adquiere mayor profundidad.
- Margen de Plataforma (Shelf Margin Systems Tracts) (SMST): no existe alguna variación con respecto al nivel del mar y la línea de playa no sufre algún cambio.

Cada System Tracts se interpreta como un depósito durante una fase específica de un ciclo eustático completo de caída y elevación del nivel del mar.

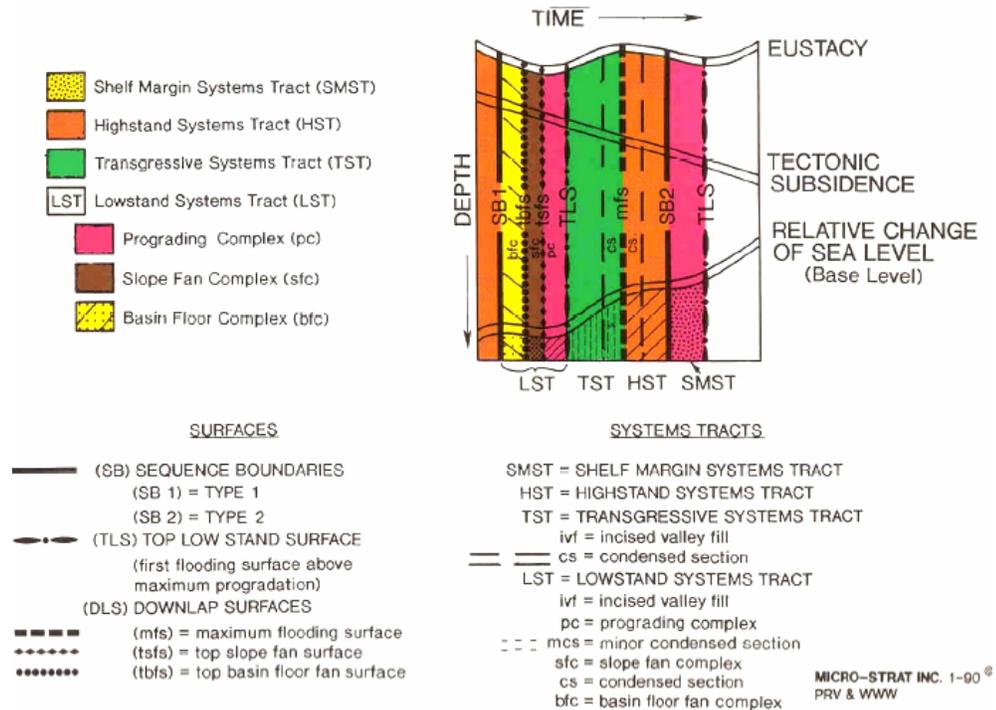


Fig. 2.133 System Tracts.

En una sucesión de unidades estratigráficas predecibles, se tienen secuencias, systems tracts y para-secuencias.

Los System Tracts deben ser interpretados con integración de información sísmica, registros de pozos, bioestratigrafía y paleo-batimetría. Estas unidades de depósito se definen con base en la geometría de los estratos y se desarrollan en respuesta a los cambios del nivel de mar en la

cuenca. Consiste de un marco cronoestratigráfico global, de estratos genéticamente relacionados limitados por superficies de erosión (discontinuidades), de no depósito o sus respectivas concordancias.

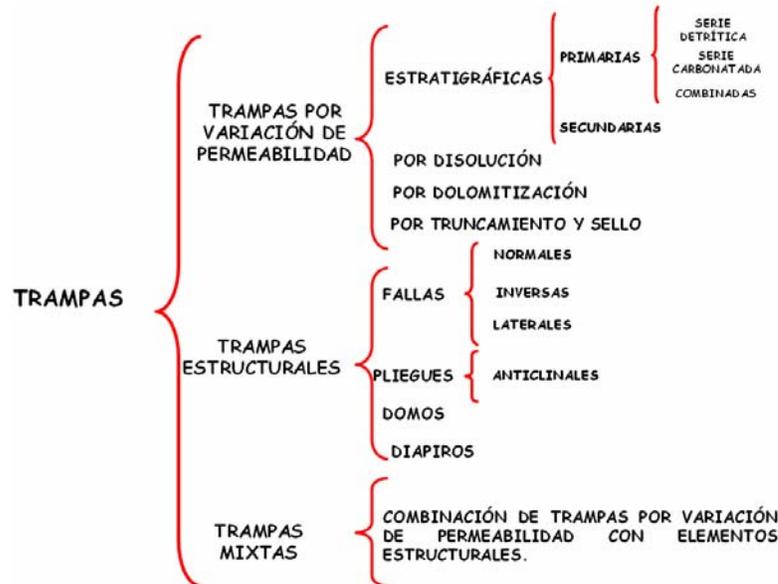
Dentro de este marco se define la distribución de sistemas de depósito, los ambientes de depósito asociados y sus litofacies. Estas unidades de litofacies podrían ser reducidas a intervalos sincrónicos limitados por superficies de estratificación (concordancia), o por intervalos no sincrónicos que pasan a través de las superficies de estratificación (discordancias).

CAPITULO 3

Trampas Estratigráficas Origen, Desarrollo y Propiedades.

3.1 Generalidades.

Aunque en este trabajo solo se desarrollan lo que se refiere a trampas estratigráficas, a continuación se presenta una clasificación general de las trampas petroleras.



En este capítulo se describen de manera detallada las principales características por variación de permeabilidad particularmente desde su importancia, se describen con más detalle las trampas estratigráficas. Se describen desde su origen, su geometría, sus tipos de litología, su ambiente de depositación estratigráficas y por variación de permeabilidad, y algunas propiedades que afectan o favorecen a la explotación de los hidrocarburos, como es el caso de la permeabilidad y de la porosidad de la roca, ilustrando en algunos casos con ejemplos de yacimientos petroleros.

3.2 Trampas por Variación de Permeabilidad.

Se reúnen bajo este título, todas las trampas que permiten que los hidrocarburos se acumulen en el subsuelo sin deformación estructural. Son resultado de la presencia local de un cierto volumen de roca almacén aislada por formaciones impermeables, tanto vertical como lateralmente se originan por anomalías en la repartición tridimensional de los sedimentos o a la naturaleza litológica de las formaciones geológicas.

En general las trampas por variación de permeabilidad se pueden ejemplificar en los siguientes casos:

- Acuñaientos de horizontes de rocas almacenadoras en una formación impermeable, como ocurre en límites o bordes de las cuencas.
- Horizontes lenticulares de areniscas con características almacenadoras cubiertas por rocas impermeables, como las que se forman en los canales.

- c) Aparición local de una zona porosa en un conjunto compacto, por efecto de una modificación química (dolomitización), o de una alteración como la disolución (karstificación).
- d) Cambios de facies como los que ocurren entre las secuencias arenosas con secuencias arcillosas o entre carbonatos y siliciclásticos.
- e) Discordancias basales y discordancias angulares que ponen en contacto rocas almacenadoras con rocas sello.
- f) Secuencias de rocas almacenadoras cubiertas por horizontes sellados por aceite muerto o hidrocarburos pesados.
- g) Secuencias arrecifales cubiertas por rocas sello.

Las trampas por variación de permeabilidad más comunes e importantes son las trampas estratigráficas, las cuales se dividen en:

- a) Trampas estratigráficas primarias.
- b) Trampas estratigráficas secundarias.

Otras trampas que se caracterizan por cambios de porosidad y permeabilidad, que no tienen características estratigráficas dominantes son:

- a) Trampas por dolomitización.
- b) Trampas por disolución.
- c) Trampas por truncamiento y sello.

3.3 Trampas Estratigráficas.

a) Trampas Estratigráficas Primarias.

Las trampas estratigráficas primarias son el resultado directo del ambiente deposicional, es decir, de la naturaleza del material de la roca del yacimiento y de las condiciones bajo las cuales ocurrió el depósito sedimentario. La superficie límite superior tiene forma cóncava y es impermeable. En estas trampas, su geometría, su forma así como su porosidad es básicamente el resultado de procesos de sedimentación primarios dentro de la cuenca; también se les ha denominado "Trampas deposicionales".

La eficacia de una trampa estratigráfica primaria está determinada básicamente por la forma, la disposición y la geometría de la formación geológica, que corresponde con la roca almacenadora; las que están condicionadas por la presencia de un cuerpo rocoso, poroso, permeable, de tamaño limitado, rodeado de roca sello. Existen debido al hecho de que un sedimento capaz de originar una secuencia almacenadora, tiene buena porosidad y permeabilidad y se encuentra rodeado de rocas impermeables. A esta, categoría pertenecen entre otros, los cuerpos arenosos lenticulares y los arrecifes calcáreos.

Las trampas estratigráficas primarias son consecuencia del modo y medio de sedimentación, su tamaño, su aspecto, su disposición relativa y su posición en la cuenca, condicionan la naturaleza de la trampa. Las trampas estratigráficas primarias se subdividen en:

1. Trampas de la serie detrítica.
2. Trampas de la serie carbonatada.

3. Trampas combinadas (siliciclásticos y carbonatos).

1.- Trampas Estratigráficas Primarias en Serie Detrítica (siliciclásticos).

Son resultado de la presencia de un cierto volumen de roca almacén (areniscas, areniscas conglomeráticas y conglomerados) con buena porosidad y permeabilidad, embalado en una secuencia o formación impermeable, lo más frecuentemente arcillosa (lutita o lutita calcárea), que asegura su estanqueidad y su cierre.

Para que un cuerpo arenoso constituya una trampa petrolera que sea de interés económico, se debe evaluar:

- a) El volumen (longitud, anchura, potencia) del sedimento.
- b) La morfología en planta y en corte del cuerpo arenoso.
- c) La composición litológica y caracteres petrográficos.
- d) La posición, repartición y orientación en la cuenca.
- e) La madurez textural y mineralógica del sedimento, así como la fábrica.
- f) Las relaciones con las rocas sello que los cubren.
- g) El ambiente o medio sedimentario en que se formó el sedimento.
- h) Las condiciones hidrodinámicas que originaron el cuerpo arenoso.
- i) Las propiedades petrofísicas de los sedimentos.

Los anteriores parámetros están condicionados por el medio de transporte, la energía, el ambiente sedimentario, la forma y tamaño de la cuenca.

Dimensiones y Límites de los Cuerpos Arenosos que forman Trampas.

La longitud, el ancho y el espesor condicionan su volumen, y por tanto su capacidad de almacenamiento para formar un potencial yacimiento comercial. Estos atributos son muy variables, ya que se pueden ver lentejones muy pequeños (decímetros a metros) y grandes bancos arenosos, prácticamente continuos a la escala de la cuenca sedimentaria.

Límites.

Los límites de los cuerpos arenosos no se pueden definir estrictamente; el límite superior, se coloca donde el banco no es capaz de formar por sí solo una trampa en ausencia de deformaciones estructurales o de variaciones laterales de facies, y el límite inferior, donde el volumen de roca-almacén es insuficiente para que el yacimiento sea comercialmente rentable.

La geometría y la morfología de la trampa son también características importantes, en particular, desde el punto de vista de la exploración, del desarrollo de campos y de las reservas.

Trampas en cuerpos arenosos.

Los cuerpos arenosos forman cuerpos característicos que se disponen con diversos arreglos, siguiendo alineaciones particulares. Se pueden formar lentejones arenosos alargados y estrechos cuyo aspecto geométrico ha hecho agruparlos bajo el nombre de "shoe strings".

Las secuencias de areniscas con potencial almacenadora se originan en diferentes ambientes sedimentarios, a continuación se indican los casos más comunes:

- a) Arenas: Depositadas en canales y terrazas.
- b) Fluviales: Depositadas en medios mixtos como estuarios y deltas.
- c) Arenas Eólicas: Formadas en los desiertos o en los litorales.
- d) Arenas de playa formando barras o cordones en la línea de costa.
- e) Arenas que forman cordones o barras litorales, depositadas en medio marino, pero susceptible de emersión.
- f) Arenas depositadas en las plataformas continentales.
- g) Arenas lacustres: Depositados en cuerpos de agua en los continentes.
- h) Arenas depositadas en las zonas de las cuencas profundas.
- i) Arenas formadas en secuencias turbidíticas en las zonas profundas de los océanos.
- j) Arenas formadas en los abanicos submarinos.
- k) Arenas formadas en los abanicos aluviales.
- l) Arenas acumuladas en el mar donde hay fuertes pendientes dando depósitos de slumps.

Criterios útiles en la descripción de los cuerpos arenosos.

Los siguientes aspectos son de gran ayuda cuando se describen cuerpos arenosos con interés económico petrolero:

- Su aspecto geométrico, en planta y en corte.
- La naturaleza de los contactos entre la arena y las rocas encajonantes de grano más fino.
- La composición de la arena.
- El medio de depósito (tipo de transporte).
- El ambiente de depósito.
- El grado de clasificación textural y mineralógica.
- El volumen, considerando espesor y área.
- La potencia de los sedimentos.

A continuación se ilustran de manera esquemática algunos ejemplos de cuerpos arenosos en ambientes continentales.

La figura 3.1 muestra como es el proceso de sedimentación de cuerpos arenosos en sistemas fluviales, donde la corriente de un río es desviado con el paso del tiempo, obteniéndose diferentes unidades estratigráficas por el depósito de los materiales en ríos meándricos rectos, anastomosados y trenzados. Los sistemas de barras y los rellenos de canal son los sitios donde se forman secuencias capaces de formar trampas estratigráficas principales.

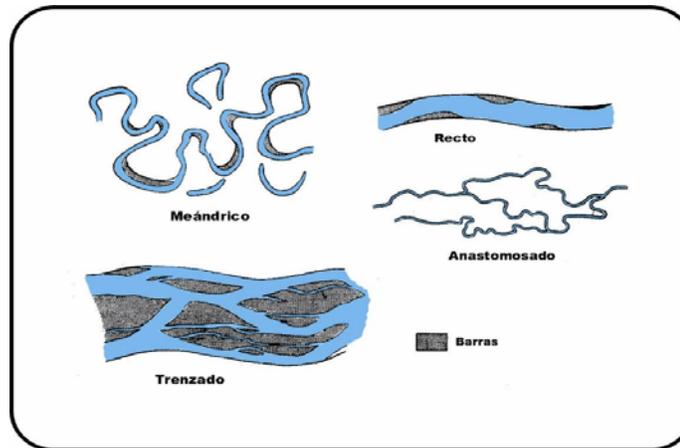


Fig. 3.1 Sistemas fluviales con depósitos de barras arenosas.

La figura 3.2 muestra con mayor detalle el sistema de un río meándrico y el depósito de los materiales arenosos y conglomeráticos formando las secuencias potencialmente almacenadoras en depósitos de barras y canales.

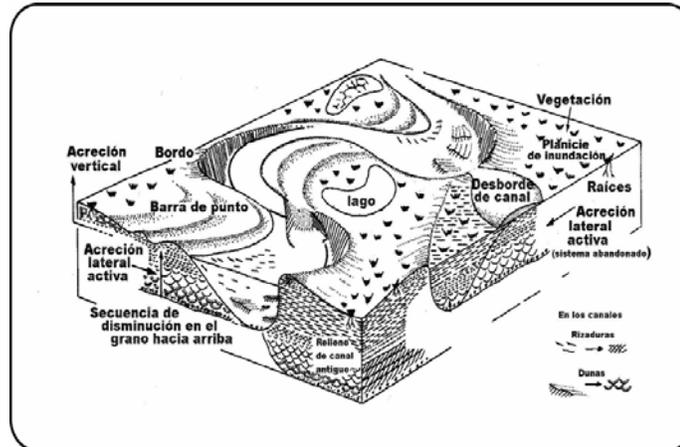


Fig. 3.2 Sistema de depósito de Ríos Meándricos.

La figura 3.3 muestra un ambiente fluvial donde se pueden formar diferentes tipos de barras por el transporte del material que es llevado por la corriente formando sistemas de barras de diferentes tamaños, formas y geometrías.

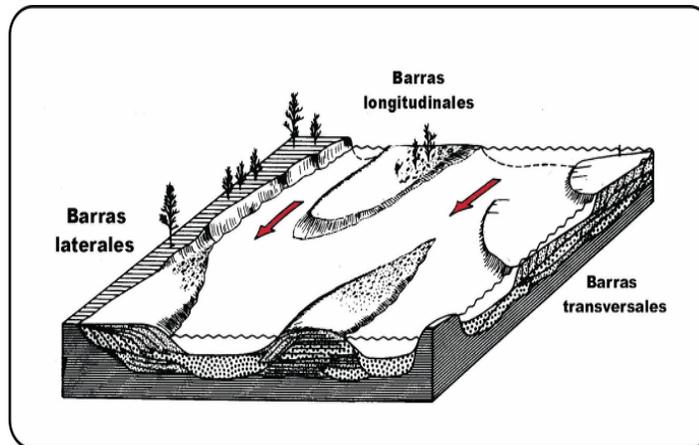


Fig. 3.3 Características morfológicas de un sistema fluvial trenzado, mostrando el desarrollo de los diferentes tipos de barras.

Otro ejemplo de trampas de la serie detrítica lo constituye el acuñamiento de un cuerpo arenoso rodeado de arcillas, este tipo de depósitos se forman donde hay acuñamientos en el límite de las Cuencas Sedimentarias. En la figura 3.4 muestra un corte idealizado de una trampa en un cuerpo arenoso y la distribución de los fluidos dentro de la trampa.

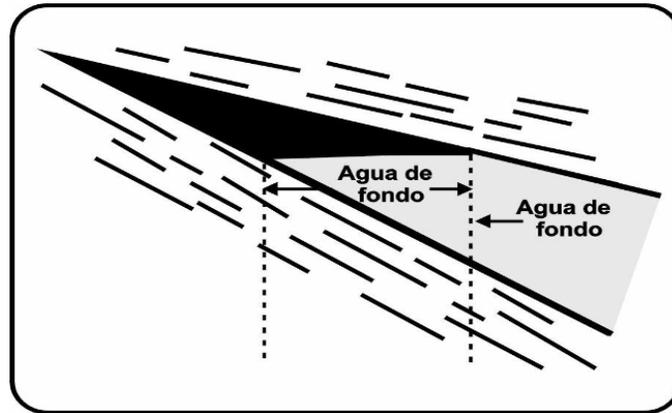


Fig. 3.4 Corte idealizado de una trampa estratigráfica por acuñamiento de arenas.

La figura 3.5 muestra lóbulos de canal y barras transgresivas asociadas a un frente deltaico en la subcuenca Salina del Istmo, en el Campo Petrolero terrestre Cinco Presidentes.

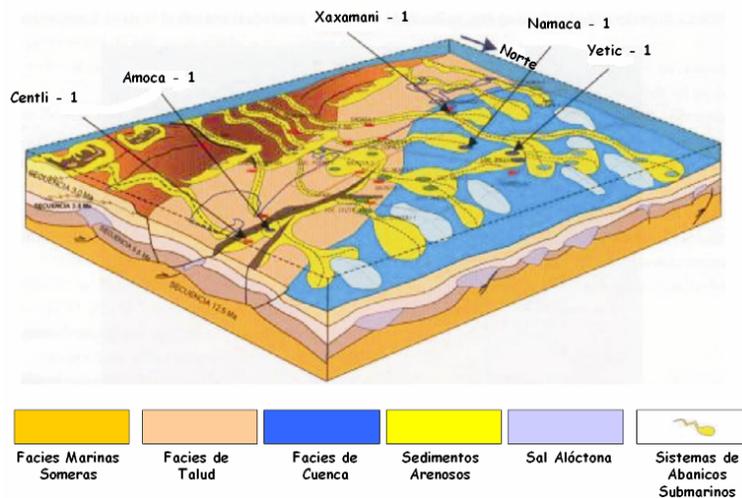


Fig. 3.5 Lóbulos de canales fluviales y barras arenosas transgresivas (Tomado de PEP, 2004).

2.- Trampas Estratigráficas Primarias de la Serie Carbonatada.

La existencia de estas trampas está estrechamente ligada a la presencia de una roca que tenga características primarias de porosidad y permeabilidad adecuadas rodeadas de rocas sello. Se sabe, que tales características en las formaciones carbonatadas, aparecen a menudo, ligadas a los fenómenos de formación bioquímica de las calizas o a relaciones texturales propias del ambiente de depósito.

El estudio de las trampas estratigráficas de la serie carbonatada, se complementa en gran parte, con el estudio de la sedimentación de las calizas de origen biológico, de su litología, de las formas de biohermios o depósitos resultantes y de su repartición en los conjuntos sedimentarios.

Se pueden distinguir dos categorías de anomalías de sedimentación calcárea que conducen a la creación de trampas.

1. Variación de la permeabilidad original en una masa calcárea o predominantemente calcárea, por ejemplo en el Grainstone y el Rudstone.
2. Desarrollo local de un almacén, por la acción de organismos constructores de arrecifes, que originan la formación de una protuberancia caliza, en relieve con relación a los sedimentos circundantes, por ejemplo en el Boundstone (Framestone, Bindstone y Bafflestone).

Trampas Formadas por Construcciones Arrecifales.

Los atolones son construcciones arrecifales en forma de anillo más o menos regular, situadas sobre un alto fondo, como ocurrió en la Faja de Oro, ubicada al oriente de Poza Rica Veracruz para secuencias del Cretácico. Los atolones propiamente dichos son prominencias arrecifales de tamaño variable que encierran una laguna (“lagoon”) y son abundantes en formaciones antiguas. Los arrecifes flanqueantes y de barrera situados en los bordes de plataformas son más comunes. También se pueden encontrar bancos arrecifales dentro de la plataforma de forma aislada.

Los arrecifes más abundantes se encuentran en plataformas y rampas carbonatadas con climas cálidos en regiones cercanas al Ecuador en el momento del depósito. En ambientes donde predominan siliciclásticos, se encuentran poco desarrollados y en estos casos son aislados.

Biostroma y Bioherma.

Existen dos tipos de trampas estratigráficas primarias que se dan en rocas de origen bioquímico, casi siempre en rocas carbonatadas. Ambos tipos son importantes como productores de petróleo y gas, estas son:

1. Las facies porosas, litofacies o biofacies o que finalizan en lutitas, calizas o dolomitas impermeables normales; los lentes casi tabulares están compuestas por residuos de carbonatos de organismos; estos depósitos son denominados biostromas.
2. Las masas carbonatadas porosas en forma de montículo o lenticulares que están formadas básicamente por detritos de organismos sedentarios y están rodeadas por rocas impermeables, se les denomina arrecifes orgánicos o biohermas.

Un biostroma es una masa de roca sedimentaria construida por organismos, que generalmente permanecen en posición de vida, de pequeño espesor en relación a su diámetro, que forman una capa interestratificada entre las capas contiguas.

Un bioherma es una masa de roca sedimentaria calcárea (caliza arrecifal o biolitita) formada por organismos constructores (en general corales) que permanecen frecuentemente en posición de vida. Tienen la forma de un lentejón, no estratificado e independiente de la estratificación de las capas colindantes.

Características Generales de los Arrecifes Fósiles.

Se conocen construcciones arrecifes en todos los sistemas de la columna estratigráfica, desde el Precámbrico a la actualidad, algunos ejemplos en relación a los tipos de organismos y su edad son:

Precámbrico superior (Proterozoico): son arrecifes de Algas (Collenia, Conophytes), desarrollados generalmente en biostromas o biohermios de pequeño tamaño. Se conocen en U.S.A (Michigan), Australia (Carpentaria), Africa (Sahara, Congo), etc.

Cámbrico: son todavía arrecifes de algas o espongiarios, aparentemente de pequeño tamaño; se han identificado en Labrador, Australia y U.S.A.

Ordovícico Silúrico: los organismos constructores se multiplican encontrándose Algas, Corales, Briozoos, Crinoides. Se encuentran en U.S.A (Michigan, Indiana, Wisconsin, etc), Báltico (Gothland, Estonia), Inglaterra, etc.

Devónico: los arrecifes Devónicos son productores de hidrocarburos en Canadá (Alberta). Se han reportado también en Australia, Africa (Sur de Marruecos, Sahara), Francia (Ardenas Montaña Negra), etc.

Carbonífero: en U.S.A (Texas y Nuevo México) se tienen arrecifes productores de hidrocarburos, construidos principalmente por Crinoides. En el Sahara se tienen los macizos arrecifales de la región de Colomb-Béchar, pertenecen al carbonífero (Viseense). Se encuentran igualmente en Bélgica (Ardenas) e Inglaterra.

Pérmico: los más conocidos están en Texas (Capitan reef) y en Rusia (arrecifes productores de hidrocarburos del Oeste de los Urales). En México hay arrecifes aislados pequeños en Olinalá Guerrero, Platanoaya Puebla, en Sonora y en Chiapas; son arrecifes con crinoides y fusulínidos.

Triásico: Los Alpes dolomíticos de Tirol, son de origen arrecifal.

Jurásico: las formaciones arrecifales Jurásicas, están muy extendidas en Europa Occidental, en todo el Jurásico superior. El arrecife de Solenhofen, es célebre por las faunas recogidas en las calizas litográficas de la laguna interior. En México, los horizontes arrecifales de la Formación San Andrés del oxfordiano, son productores de hidrocarburos en la región de Tampico-Misantla, en el campo San Andrés.

Cretácico: las formaciones de facies Urgoniense, son de origen arrecifal. También se conocen arrecifes, en el Albanense de la cuenca de Aquitania (yacimiento de Mimizan Nord). En México, los campos de la Faja de Oro, están situados sobre una gran barrera arrecifal en el paleoelemento denominado "Plataforma de Tuxpan" (Figura 3.6).

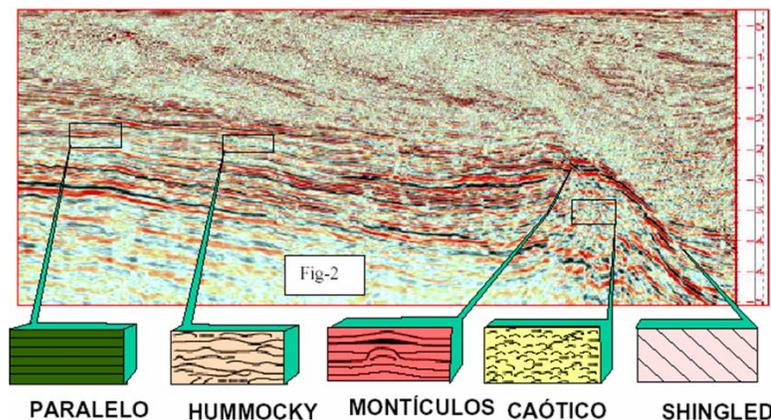


Fig.3.6 La figura muestra la sección sísmica de la Plataforma de Tuxpan.

Paleógeno-Neógeno: a este sistema finalmente, corresponden las formaciones calcáreas arrecifales, productoras en Irán e Irak. En la porción norte del Estado de Veracruz se tienen secuencias arrecifales en la Formación Palma Real.

Arrecifes Transgresivos y Regresivos.

En numerosas regiones del mundo, se observa una permanencia de las facies arrecifales a través de un largo periodo de la historia geológica. Desde el Paleozoico, las condiciones paleogeográficas se han modificado lentamente, por lo que la posición geográfica de las

construcciones arrecifales ha variado; por lo que ha ocurrido una continua migración de los arrecifes. Según el sentido o sentidos de migración, la sucesión local de las formaciones en una misma vertical diferirá notablemente, lo que influye en las posibilidades de trampa de los arrecifes y en la localización de los yacimientos en el interior del amplio complejo arrecifal así formado.

El arrecife se llama transgresivo, cuando su desplazamiento correspondiente a un avance marino transgresivo, que lo lleva cada vez más cerca de la línea de costa. La construcción arrecifal se desarrolla entonces sobre los sedimentos de tipo post-arrecife más antiguos, mientras que a medida que continúa el desplazamiento, los depósitos de pre-arrecife, se acumulan sobre los biohermios más antiguos. En un estadio más avanzado, los sedimentos finos de cuenca, se acumulan sobre las formaciones calcáreas arrecifales.

Inversamente, el arrecife se llama regresivo, cuando en relación con un movimiento de retraso marino o de levantamiento lento del fondo, el arrecife se desplaza hacia adentro la cuenca. Las calizas biohermales, cubren entonces las facies de pre-arrecife anteriores que a su vez son progresivamente cubiertas por las formaciones de post-arrecife.

A continuación se ilustran algunos ejemplos representativos de arrecifes que constituyen trampas estratigráficas de la serie carbonatada.

En la figura 3.7 se observa un corte idealizado de un arrecife típico en la Bahía de Batavia, Indias Orientales, mostrando sus principales componentes.

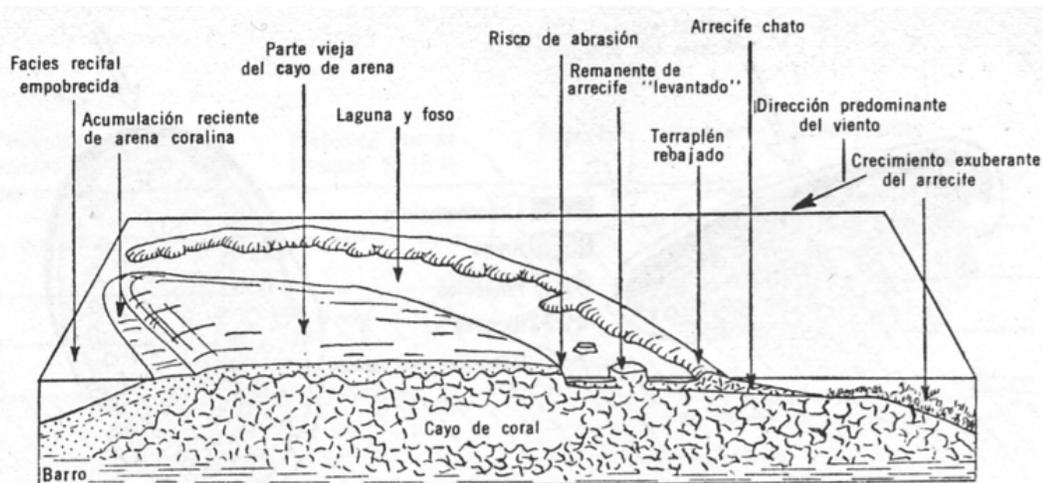


Fig. 3.7 Morfología de un arrecife que puede formar una trampa estratigráfica en serie carbonatada (Tomado de Umbgrove, Bull Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1947)

La figura 3.8 muestra el plano idealizado de los arrecifes de Lithothamnium, en el lado de sotavento el crecimiento orgánico es en forma de atolones, donde los mares son agitadas. Los pináculos se forman en aguas poco profundas, en el barlovento de los escollos. Los atolones de este tipo tienen superficies que varían entre 2 y varios kilómetros cuadrados de superficie. En las figuras es evidente la acción erosiva de los vientos prevalecientes.

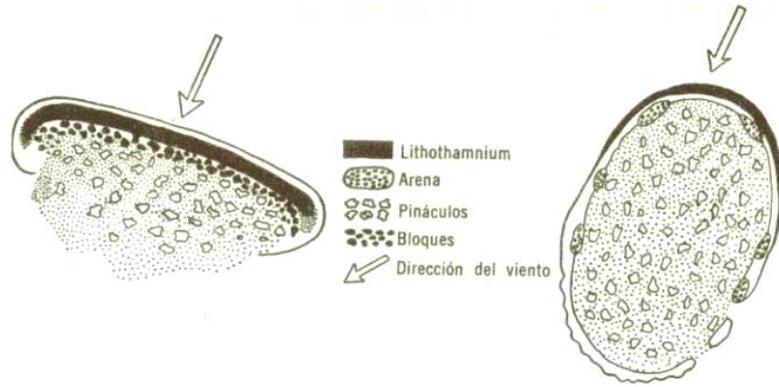


Fig. 3.8 Esquema que muestra un crecimiento arrecifal que puede constituir una trampa estratigráfica en serie carbonatada (Tomado de Young, Endeavour, 1951)

La figura 3.9 muestra un plano idealizado de un arrecife moderno en fase de crecimiento como los que se encuentran a largo de la gran Barrera de Arrecifes en Australia (costa noroeste). Este plano y el corte XX' de la figura 3.10 ilustran como se desarrollan algunas irregularidades del complejo arrecifal.

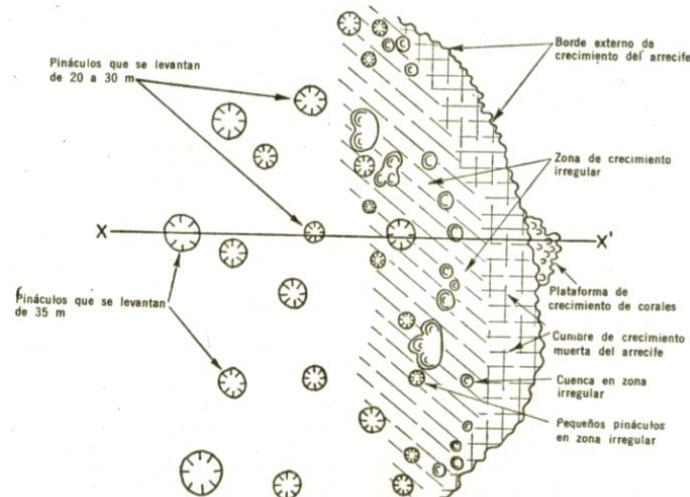


Fig. 3.9 Distribución en planta de un arrecife que puede formar una trampa estratigráfica en serie carbonatada (Tomado del Report of Great Barrier Reef Committee, Trans. Royal. Geog. Soc. Australia, 1925)

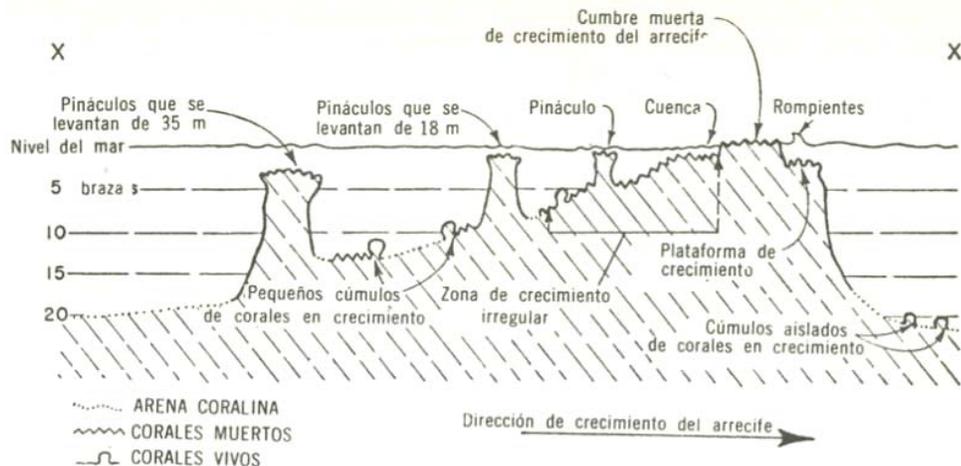


Fig. 3.10 Corte XX' de la figura 3.9 mostrando detalles de las distintas partes constituyentes de un arrecife en crecimiento (Tomado del Report of Great Barrier Reef Committee, Trans. Royal. Geog. Soc. Australia, 1925)

En la figura 3.11 se observa un arrecife ubicado en la Faja de Oro (Plataforma de Tuxpan) en México, las trampas son del tipo estratigráfico del Cretácico Medio, el arrecife produce aceite pesado en la porción terrestre mientras que la porción marina produce aceite ligero.

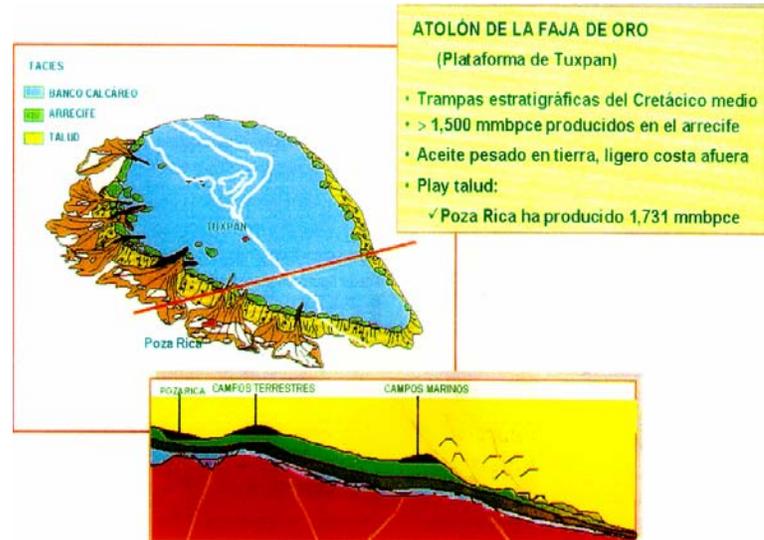


Fig. 3.11 La figura muestra el arrecife productor de la Faja de Oro.

3.- Trampas Estratigráficas Primarias Combinadas

En este tipo de trampas los elementos que intervienen son los carbonatos y siliciclásticos, estos materiales se pueden combinar de tal manera que se puede encontrar una roca carbonatada como almacenadora rodeada de lutitas que forman el sello, también se pueden tener calizas como roca almacenadora y como sello calizas arcillosas, en general, en las trampas estratigráficas primarias combinadas solo intervienen elementos estratigráficos, sin la modificación estructural.

Un ejemplo de este tipo de trampa es el campo Apco, ubicado en el suroeste de Texas. Las rocas de la superficie en las cercanías del campo son sedimentos aluviales cuaternarios y recientes, antiguos depósitos del río Pecos. La sección del subsuelo incluye rocas del Cretácico, Triásico, Pérmico, Ordovício y Precámbrico. La mayor parte de la sección estratigráfica entre el delgado manto de depósitos superficiales y el yacimiento de petróleo consiste en dolomías del Pérmico.

La zona productora se encuentra dentro de la formación Ellenburger del Ordovício Inferior, la formación tiene un espesor de 250 m y consiste principalmente de dolomía silíceo de color gris. Aparentemente sufrió una considerable meteorización y lixiviación durante su emergencia en el Pérmico, con el resultado que se desarrolló una porosidad consistente de drusas en tres zonas persistentes que se encuentran entre los 50 y 100 m de su base. Esta porosidad intersticial ha sido aumentada por fracturas. La lixiviación ha producido también un enriquecimiento de material silíceo en la superficie de la formación Ellenburger por lixiviación diferencial.

La figura 3.12 muestra la paleogeografía en la base del Pérmico, el buzamiento regional es hacia el noreste y la erosión anterior al Pérmico cortó la arcilla del Ordovício, la dolomita sobreyacente Ellenburger y el complejo Precámbrico. La figura 3.13 muestra por medio de un mapa de contornos estructurales, la topografía de la cara superior de Ellenburger donde está en contacto con la arcilla del Pérmico que la cubre discordantemente. La figura 3.14 muestra la estructura de la roca, un monoclin de buzamiento bastante uniforme hacia el oeste.

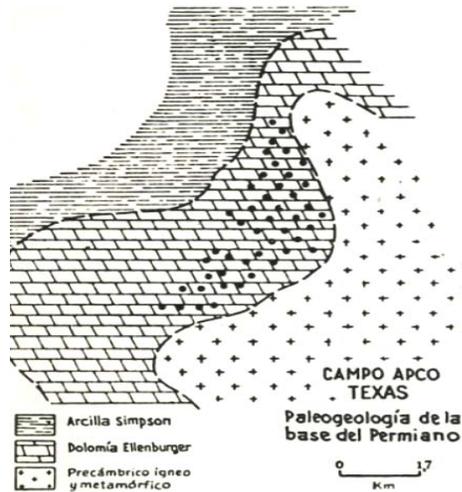


Fig. 3.12 Paleogeología del campo Apco (Tomado de k. Landes Kenneth, 1977).

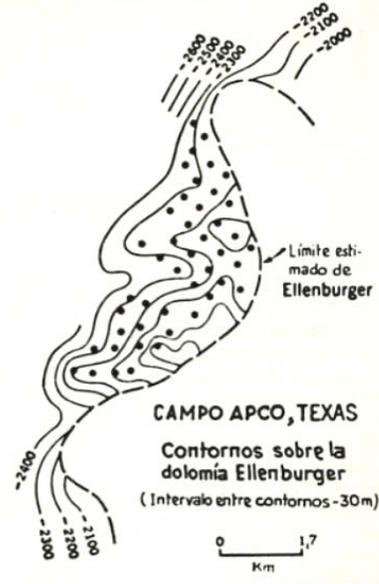


Fig. 3.13 Curvas de nivel del campo Apco (Tomado de k. Landes Kenneth, 1977).

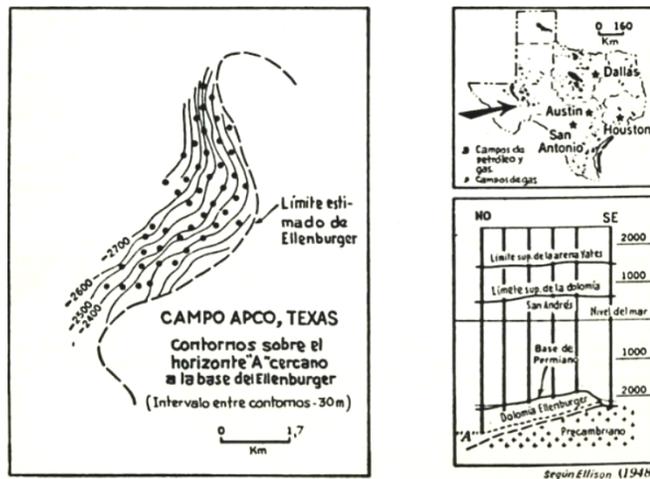


Fig. 3.14 Estructura de la roca del campo Apco (Tomado de k. Landes Kenneth, 1977).

b) Trampas Estratigráficas Secundarias.

Se crean por fenómenos posteriores a la sedimentación y a veces se forman durante la diagénesis, en general son el resultado de una discordancia angular o una discordancia basal. Las trampas estratigráficas secundarias son un tránsito a las trampas mixtas, donde se origina una secuencia almacenadora local en el interior de una formación inicialmente impermeable, o bien un cierre por depósito de una cobertura sobre un almacén existente, pero no protegido; estas anomalías estratigráficas, en la mayor parte de los casos están siempre asociadas con discordancias por lo que pueden ser llamadas “Trampas por discordancias”.

No todas las discordancias pueden formar trampas petroleras. Las paraconformidades y las disconformidades difícilmente presentan arreglos adecuados para formar trampas, en cambio las discordancias angulares y las discordancias basales (inconformidad), tienen mejores posibilidades.

Trampas en Discordancias.

Una discordancia es un cambio en la secuencia geológica marcada por una superficie de erosión o no depósito que separa dos grupos de estratos de diferente edad (Figuras 3.15 y 3.16).

Si las capas de encima y de debajo de la superficie de discordancia son paralelas o aproximadamente paralelas se llaman paraconformidades o disconformidades, pero si los estratos de encima y de debajo de la discordancia no son paralelos y se encuentran en ángulo, el contacto es llamado discordancia angular o discordancia angular erosiva.

Una superficie de discordancia puede marcar el límite entre una formación permeable y una impermeable y así formar el límite superior o inferior de un yacimiento petrolero, cuando se combinan de manera adecuada las rocas sello con las rocas almacén. Los cambios más pequeños entre estratos se llaman diastemas y no constituyen trampas.

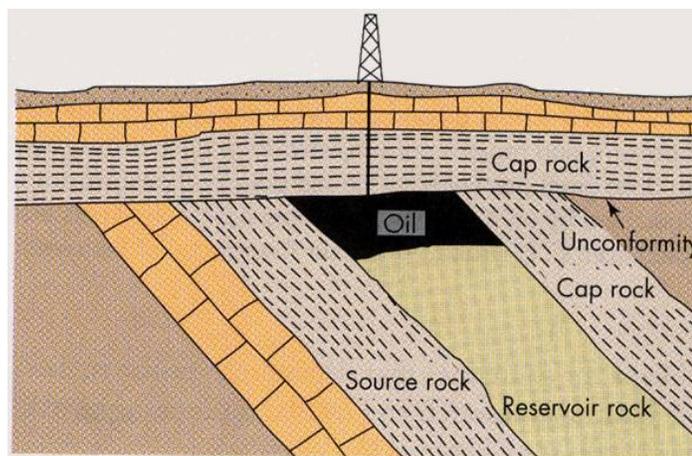


Fig. 3.15 Esquema de una trampa estratigráfica secundaria (discordancia angular).

La figura 3.16 muestra de manera esquemática la sección de una trampa estratigráfica que sufrió cambios como la erosión y posterior depósito de otro material que funciona como una roca sello para no dejar escapar el hidrocarburo contenido en la trampa.

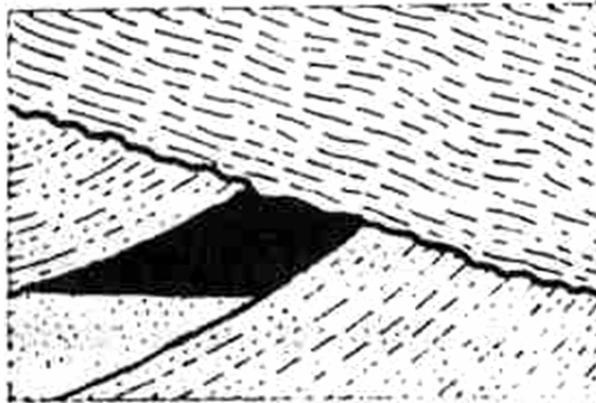


Fig. 3.16 Trampa Estratigráfica Secundaria formada por una discordancia angular.

Cierres por Superposición y por Regresión.

Los cierres por superposición pueden ser divididos en dos tipos:

1. Los estratos cubren un anticlinal buzante cortado y situado en el flanco de un monoclin.
2. Los sedimentos superiores destacan sobre un anticlinal cerrado y cortado, lo que se ha denominado estructura "balhead".

Un ejemplo sobresaliente de cierre por superposición de sedimentos monoclinales es el campo East Texas, en el que la arenisca cortada Woobine ha sido completamente cerrada por la cresta Austin (Figura 3.17). Si los sedimentos inclinados son de dureza desigual, la erosión diferencial puede formar escarpas y valles según el rumbo.

También es posible el cierre de las discordancias por la terminación de la roca almacén contra una roca impermeable más antigua, en este caso se trata de la regresión del mar.

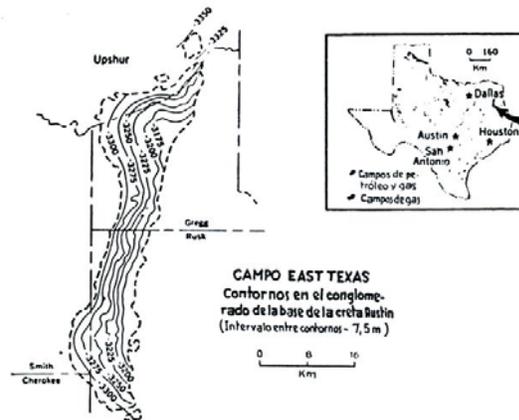
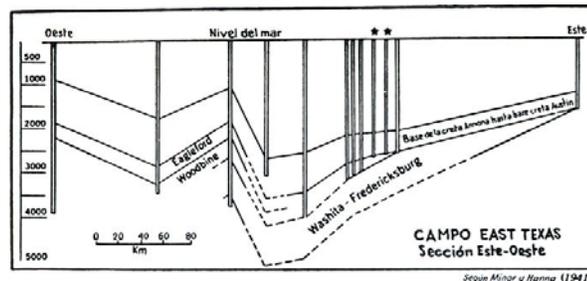


Fig. 3.17 La figura muestra un ejemplo de cierre por superposición de sedimentos en el campo East Texas (Tomado de k. Landes Kenneth, 1977).

3.4 Otros tipos de Trampas por Variación de Permeabilidad.

a) Trampas por Disolución.

Las Trampas por Disolución se forman a través de una serie de factores climáticos y litológicos que a continuación se describen, en donde intervienen los ambientes sedimentarios de depósito de materiales de carbonatos que son a su vez transformados por procesos químicos al quedar expuestos en el continente que conllevan a la disolución de las rocas carbonatadas y la formación de porosidad secundaria.

Ambiente Karstico.

Se denomina ambiente karstico al conjunto de características físicas, químicas y biológicas propias de la morfología y la hidrogeología superficiales y subterráneas de las regiones calcáreas típicas, es decir donde existen calizas y/o dolomías. La karstificación es un proceso o conjunto de procesos por los que se produce la disolución química de las rocas carbonatadas por la acción del agua enriquecida con bióxido de carbono CO_2 (Figura 3.18).



Fig. 3.18 Esquema que representa la formación de local de vórgulos y cavernas en un ambiente karstico.

Con esto resulta una morfología irregular ocasionada por los fenómenos de denudación y otras formas típicas que se manifiestan tanto en la superficie como en el interior de los macizos calcáreos.

Ocurre en conjunto de transformaciones que se producen en una región donde hay caliza y/o dolomías como consecuencia de la circulación del agua. La topografía karstica es producto de la disolución de la caliza que modifica los macizos a través de los sistemas de fracturas y fallas que presentan, lo cual da origen a una serie de formas superficiales y subterráneas.

El karst se desarrolla únicamente donde se tienen carbonatos y ocupa las mayores extensiones en áreas con superficies de mayor inclinación en las elevaciones plegadas, generalmente con más de diez grados de pendiente.

En las laderas se presentan corrientes intermitentes que forman barrancos de poca profundidad (menores de 10 m) con cabeceras en proceso de erosión remontante y en general, la erosión fluvial está controlada por fracturas o fallas.

Los barrancos no tienen continuidad en el relieve ya que al entrar en contacto con las planicies desaparecen formándose una gran cantidad de vórgulos y cavernas de dimensiones variables.

Las características que se deben tener para que pueda nombrarse karst son las siguientes:

- Que se tengan volúmenes importantes de calizas o de dolomías.
- Es preciso que la roca karsificable sea bastante masiva, de lo contrario no habrá buen desarrollo de formas karsticas.
- Se necesita un continuo suministro de agua, es decir un clima húmedo, calido con gran precipitación pluvial.
- Ausencia de suelos profundos.
- Que exista circulación de agua subterránea.
- Que se tenga presencia de materia orgánica que origine el bióxido de carbono.

Otras características que favorecen que se formen y desarrollen karst, son:

- Material: Agua con gases disueltos (CO_2), que actúa sobre rocas calcáreas, raramente sobre evaporitas.
- Geometría: Muy restringida, con grandes variaciones locales, grandes cavernas a pequeños conductos (vórgulos) formando una red tridimensional o canales por la ampliación de fracturas.
- Energía: Principalmente química y en parte mecánica.
- Biología: Escaso, muy poca fauna típica (hipogea).
- Forma: Irregular, condicionado por los límites del paquete de rocas y por la circulación de agua en el Karst.
- Litología: Arcillas de descalcificación e incrustaciones y coladas calcáreas. Sedimentación litoquímica.
- Estructuras Sedimentarias: Caóticas a estructuras típicas de transporte subacuático y concéntricas de procesos litoquímicos.
- Red de Paleocorrientes: Polimodal de pequeña variación en el vector local.
- Fósiles: Prácticamente ausentes.

Por otro lado, Cvijic (1918) y Lehmann (1936) consideran que las variaciones de la precipitación pluvial, los cambios de temperatura del medio ambiente y la cobertura vegetal aceleran los procesos karsticos. Además Cvijic considera que éste incremento en la velocidad de desarrollo no produce cambios notables en las formas resultantes; mientras que el segundo propone que el clima ésta asociado directamente a las formas resultantes.

b) Trampas por Dolomitización.

La dolomía es una roca sedimentaria que contiene un 50% o más de carbonato, del que al menos la mitad se representa como dolomita ($\text{Ca, Mg} (\text{CO}_3)_2$). Este término comprende en la práctica las dolomías puras (90 a 100% de dolomita) y las dolomías calcáreas (50 a 90% de dolomita). Las dolomías no dan efervescencia en frío con un ácido diluido (HCl al 10%), a diferencia de las calizas. Las dolomías estratificadas o masivas pueden constituir importantes formaciones dando relieves uniformes, frecuentemente son fisuradas y asociadas a las arcillas, a las evaporitas y constituyen trampas de petrolero y/o gas.

Las calizas dolomíticas y las dolomías se encuentran intercaladas en algunas ocasiones con arenas, arcillas, calizas y secuencias evaporíticas. Las unidades dolomitizadas se extienden dentro de una sola formación, y las fronteras son a menudo irregulares, en muchos casos las relaciones no pueden ser descritas por interdigitación ya que el contacto entre la dolomía y la caliza no es continuo ya que puede ser truncado por los cambios de facies. En estos casos el remplazamiento de carbonatos por dolomía es secundario y no una consecuencia original del depósito sedimentario.

Los fósiles en las dolomías son raros, posiblemente porque pocos organismos habitaban en aguas del mar donde la salinidad es alta y favorable para el depósito de dolomitas, aunque en muchos casos el remplazamiento por dolomitas tiende a borrar las evidencias de muchos fósiles. Por esta razón una visión en el campo de calizas fosilíferas permite hacer comparaciones con dolomías estériles que forman capas adyacentes de un afloramiento.

Muchas dolomías están formadas por la alteración postdeposicional de calizas, por procesos diagenéticos, pero otras secuencias están asociadas con evaporitas que corresponde con depósitos químicos primarios que se precipitaron directamente de las aguas de mar, especialmente donde la salinidad es alta. La idea de dolomitización durante la diagénesis fue originada por J. D. Dana en 1849, quien explicó la dolomitización de las rocas de la Isla de Metia en las Islas Paumotu del sur central del Pacífico.

Muchas biohermas y calizas biostromales son extensivamente dolomitizadas ya que la dolomitización puede tener lugar en cualquier caliza, aunque las calizas de grano fino son más susceptibles a la dolomitización que los de grano grueso. El tiempo y profundidad de compactación son importantes para que ocurra la dolomitización, esto explica porque las rocas más antiguas son más ricas en magnesio.

Para explicar el origen y características de las dolomías, se deben de tomar en consideración los siguientes 5 puntos básicos:

1. Solo un adecuado aporte del Mg sustituye lateralmente una secuencia de calizas en el subsuelo donde circula agua en los materiales porosos. Para la dolomía, puede ser formada secundariamente a lo largo de fallas, juntas, planos intercalados y/o en otras zonas de debilidad o permeabilidad en las capas sedimentarias de la corteza Terrestre por lixiviación de agua subterránea, remplazamiento o por la acción hidrotermal. Las ocurrencias de estas dolomías son volumetricamente poco importantes en la columna geológica.
2. La intercalación lateral de dolomía entre intercalaciones de calizas inalteradas, no asociadas con evaporitas salinas pueden ser explicadas solo por alteraciones contemporáneas de sedimentos de carbonato de calcio en el fondo marino o por el depósito primario de la dolomía. Sin embargo, recientes investigaciones sobre las solubilidades relativas de varios componentes de calcio y magnesio encontrados en el agua de mar parece favorecer la hipótesis de la deducción de la alteración contemporánea de los sedimentos del carbonato de calcio por componentes del magnesio actuando en el fondo marino; es más probable el proceso de dolomitización que la precipitación primaria.
3. La Aragonita y otras formas inestables del CaCO_3 reaccionan más fácil con químicos que hacen que la calcita cambie a dolomita; una roca que contiene principalmente aragonita presenta en condiciones muy favorables dolomitizada. Los lodos de aragonita fueron probablemente importantes entre los elementos de la fuente de calizas de grano fino en el pasado y la distribución de aragonita en los sedimentos originales pueden tener algunas relaciones de dolomitización irregular de las rocas donde se presenta gradaciones laterales y verticales.

4. Algunas intercalaciones de dolomías pueden graduar verticalmente a calizas con asperezas, aunque el contacto lateral entre calizas y dolomitas son graduales. Tales dolomías tienen excelente porosidad, la cual se incrementa por la presencia de vóculos. La mayoría de las dolomías fueron formadas bajo el mar, pero probablemente en grandes profundidades y en la fase de diagénesis más tarde. Las dolomías entonces debieron ser formadas en gran medida de dolomías secundarias.
5. El investigador Van Tuly considera que la dolomitización se origina favorablemente en regiones donde las aguas son más calidas. La dolomitización debe, por lo tanto, ser auspiciada por la poca profundidad de agua y por la proximidad a las líneas de la costa. Las evidencias experimentales muestran que la dolomitización es favorecida por la elevación de la temperatura. El grado de dolomitización es relacionado a la duración del tiempo que causa que los sedimentos originales cambien en el fondo marino; la proporción de subsidencia aumenta la compactación de la dolomitización y tiene importantes efectos sobre los resultados obtenidos es decir, favorece la dolomitización.

Los minerales que se forman durante la diagénesis son controlados por la química del ambiente sedimentario, y que las características principales pueden ser explicadas mediante una gráfica de salinidad contra la relación de Mg/Ca de las soluciones diegenéticas (Figura 3.19). Para entender la génesis de las dolomías se deben de considerar los siguientes dos aspectos:

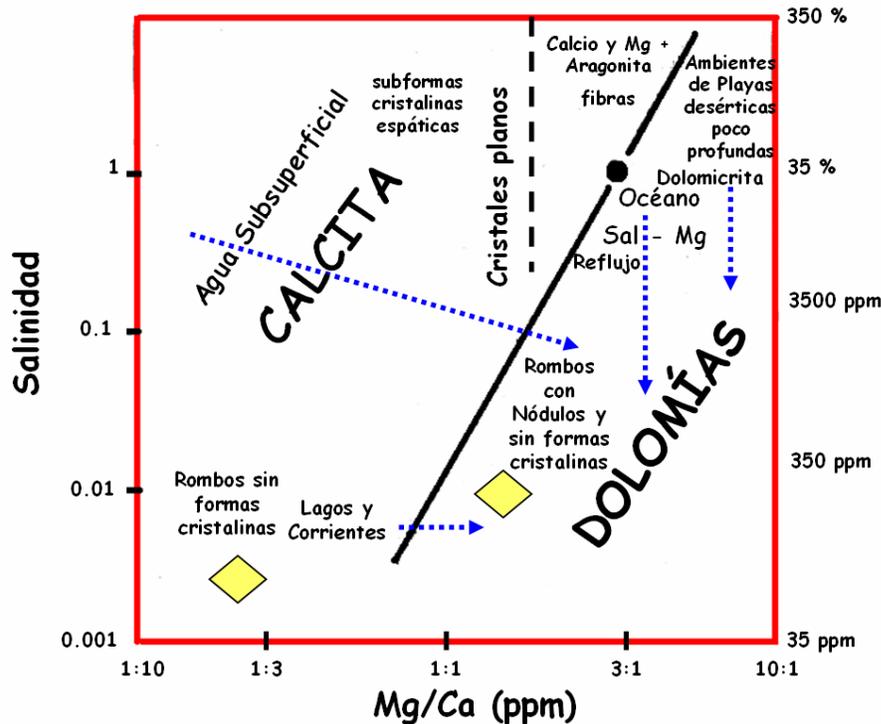


Fig. 3.19 Gráfica de Salinidad vs. Mg (Tomado de Folk Robert L., 1968).

1. La presencia de la relación de Mg/Ca por encima de 2:1 hace que el CaCO_3 pueda precipitar tanto como aragonita o calcita con magnesio. El Mg^{++} contamina el crecimiento vertical de estos cristales, por lo tanto tienden a ser fibras o escarpados al frente de formas rómbicas. Solo cuando la relación de Mg/Ca cae debajo de 2:1, pueden equilibrarse, formando calcita espática. Lo que significa que en las aguas de los océanos con salmueras hipersalinas, en ambientes sabkas se tienen relaciones de Mg/Ca que varían de 3:1 hasta 100:1 en algunos ambientes de playas desérticas poco profundas la aragonita y la calcita con magnesio forman fibras o micrita. En aguas dulces y en la

mayoría de salmueras subsuperficiales, donde las relaciones de Mg/Ca generalmente son 1:10 a 1:2, originan cristales de calcita espática equilibrada y aplanada.

- Las dolomías son difíciles de cristalizar porque el ordenamiento preciso requerido para formar las capas que se alternan del Ca y del Mg. Así las mejores formas cristalinas se desarrollan cuando la precipitación ocurre de manera lenta a partir de soluciones diluidas. La formación de dolomitas es también favorecida por una alta relación de Mg/Ca; en soluciones hipersalinas, la dolomía se forma en relaciones de Mg/Ca sobre 5 o 10:1, pero en aguas dulces se puede formar en valores tan bajos como 1:1 de la relación Mg/Ca. Así la frontera de la dolomía forma una línea que se inclina en la gráfica (Figura 3.19), su formación se favorece por la reducción de la salinidad o por el incremento de la relación Mg/Ca. La dolomía de agua dulce, por su lenta cristalización, es característicamente sin forma cristalina y formando nódulos. Los nódulos de dolomías son mucho más lentamente solubles que en una dolomía ordinaria. La dolomía hipersalina se encuentra en cristales muy pequeños y pobremente desarrollados.

En la composición química, las dolomías se asemejan a las calizas excepto por el magnesio que corresponde con un gran e importante constituyente (Tabla 7).

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS DOLOMITAS						
Constituyente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e	(6) ^f
SiO ₂	-	2.55	7.96	3.24	24.92	0.73
TiO ₂	-	0.02	0.12	-	0.18	-
Al ₂ O ₃	-	0.23	1.97	0.17	1.82	0.2
Fe ₂ O ₃	-	0.02	0.14	0.17	0.66	-
FeO	-	0.18	0.56	0.06	0.40	1.03
MnO	-	0.04	0.07	-	0.11	-
MgO	21.90	7.07	19.46	20.84	14.70	20.48
CaO	30.40	45.65	26.72	29.58	22.32	30.97
Na ₂ O	-	0.01	0.42	-	0.03	-
K ₂ O	-	0.03	0.12	-	0.04	-
H ₂ O+	-	0.05	0.33	0.3	0.42	-
H ₂ O-	-	0.18	0.3	-	0.36	-
P ₂ O ₅	-	0.04	0.91	-	0.01	0.05
CO ₂	47.70	43.60	41.13	45.54	33.82	47.51
SO ₃	-	0.03	-	-	0.01	-
S	-	0.30	0.19	-	0.16	-
BaO	-	0.01	ninguno	-	ninguno	-
SrO	-	0.01	ninguno	-	ninguno	-
Organicos	-	0.04	-	-	0.08	-
Total	100.00	100.06	100.40	99.90	100.04	100.97

- a Composición teórica de la dolomita pura
- b Caliza Dolomítica, Formación Monroe (Devoniano), Dows Schaaf 1941
- c Dolomita Niagaran (Siluriano), Joliet, Illinois, D. F. Higgs 1925
- d Dolomita "Knox" (Cambro-Ordoviciano), Morrisville, W.F. Hillebrand 1889
- e Dolomita Cherty, del Grupo Niagaran (Siluriano) Ohio, D. Schaaf 1941
- f Dolomita Randville (Precámbrico), Michigan, E.E. Brewster 1904

Tabla 7 Componentes Químicos de las Dolomitas (Tomado de Huang Walter, 1968)

En la figura 3.20 la dolomía es separada de la calcita por una línea diagonal indicando que en bajas salinidades (y bajas relaciones de cristalización) la dolomía se puede formar fácilmente en relaciones Mg/Ca tan bajos como 1:1, pero como la salinidad y la relación de cristalización incrementa a la relación Mg/Ca, por lo que la dolomía puede formar primero pendientes hasta que deban sobrepasar la relación 5:1 o 10:1 en ambientes de playas desérticas poco profundas.

La línea muestra una generalizada tendencia cinética y no una frontera termodinámica, no es significativa para ser un separador preciso porque la temperatura, la presencia de varios iones de fuera, etc. pueden cambiar la posición precisa de esta frontera.

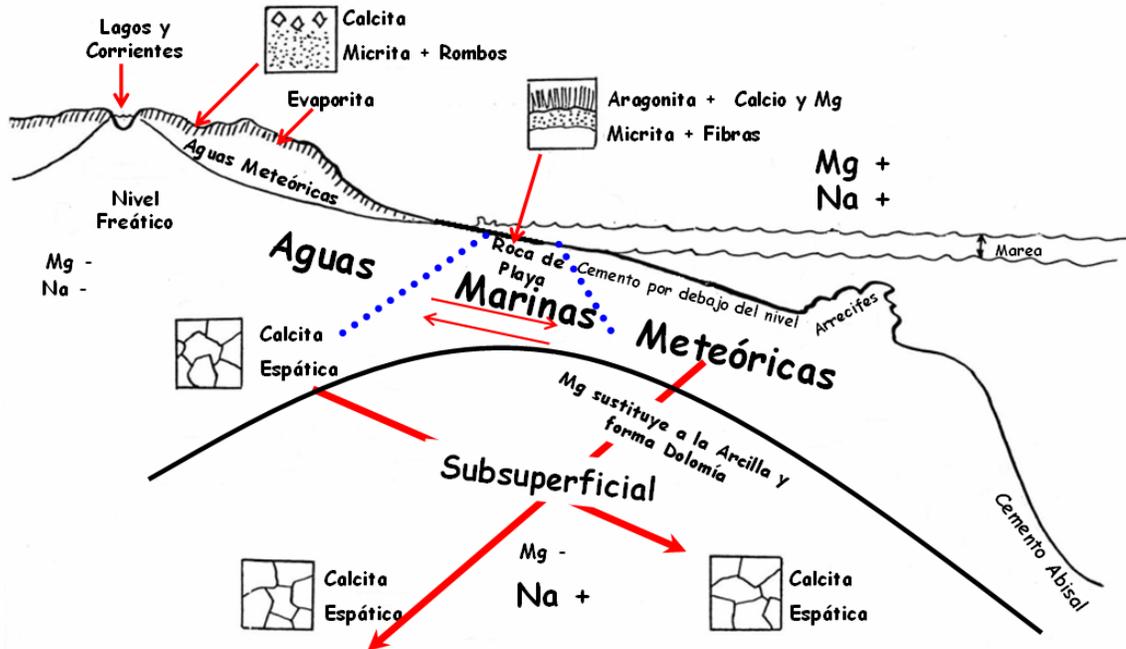


Fig. 3.20 La figura muestra la formación de dolomitas en los ambientes sedimentarios (Tomado de Folk, Robert L., 1968).

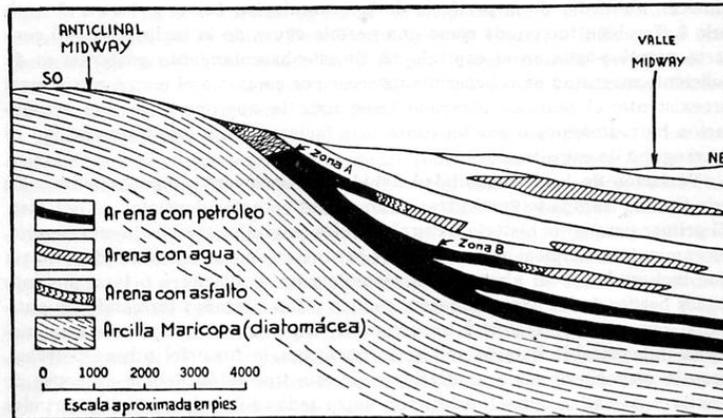
c) Trampas por Truncamiento y Sello.

En este tipo de trampa se encuentran acumulados enormes depósitos de hidrocarburos en climas fríos, en la región de hielos permanentes (permafrost).

El primer paso en la historia natural de tales acumulaciones es el rápido plegamiento e inclinación causada por la acción de la erosión de una sección sedimentaria que incluye a las rocas almacén. El segundo paso es el cierre o taponamiento de los bordes de las capas almacén por material impermeable, en este caso el material impermeable es el asfalto formado por la fuga del mismo petróleo a la parte extrema de la Tierra, pero la mayoría de las acumulaciones de este tipo están debajo de capas de arenisca o de caliza densa que fueron depositadas sobre los estratos cortados durante una sumergencia posterior, en estas secuencias se acumuló asfalto que sirve como sello al yacimiento. Se dice que este tipo de trampa posee cierre por superposición.

Tapón de Hidrocarburos Sólidos.

Un ejemplo de cierre por un tapón de hidrocarburos sólidos (asfalto) es el que se ubica en el borde del suroeste del campo Midway de California (Figura 3.21). El petróleo se desplazó hacia el suroeste por el flanco del sinclinal Midway y ha quedado justamente atrapado debajo del afloramiento de la roca almacén por una acumulación de asfalto. Se ha sugerido que el sello fue formado por la interacción entre las aguas mineralizadas del terreno y los hidrocarburos pesados y degradados que se depositan en los poros de las rocas muy cerca de la superficie de la Tierra.



ANTICLINAL MIDWAY
VALLE SAN JOAQUÍN, CALIFORNIA
Diagrama mostrando las zonas productivas de petróleo

Según Pack (1920)



Fig. 3.21 La figura muestra un ejemplo de Cierre por un Tapón en campo Midway (Tomado de k. Landes Kenneth, 1977).

3.5 Trampas Mixtas.

Entre ambos extremos (trampas estructurales y de variación de permeabilidad) formando una agradación casi continua, se encuentran trampas en las que se da casi cualquier combinación imaginable de estructura y estratigrafía. Resulta fácil clasificar como estratigráficas o estructurales las trampas en las que resulta evidente que el factor estratigráfico o estructural es el dominante. Pero cuando se llega al terreno compartido entre la trampa estratigráfica y la estructural resulta sumamente difícil decidir sobre la importancia relativa de ambos factores. Resulta más útil clasificar estas trampas intermedias formadas por causas estructurales y estratigráficas en proporciones casi iguales como trampas combinadas o mixtas.

En la práctica, cuando hablamos de una “trampa”, nos referimos por lo general a sus límites rocosos y utilizamos términos tales como “trampa estructural”, “trampa estratigráfica” y “trampa combinada”, cuando deseamos indicar su origen y sus características. La ubicación del yacimiento dentro de la trampa puede depender en parte del movimiento del agua de la formación. Cuando no hay movimiento, el yacimiento está lo más arriba posible en la trampa; si el agua está en movimiento (acuífero activo), el yacimiento puede estar desplazado hacia abajo en un lado de la trampa.

El movimiento del agua esta determinado por le gradiente de potencial de fluido en la roca del yacimiento que contiene la trampa. Por lo tanto, una trampa puede llegar a ser ineficaz como tal debido a las condiciones peculiares de flujo, temperatura y de presión en el presente o en el pasado geológico.

Una trampa combinada suele tener una historia en dos o tres etapas:

1. Un elemento estratigráfico que originó el borde de permeabilidad de la roca del Yacimiento.
2. Un elemento estructural que provocó la deformación que se combina con el elemento estratigráfico para completar la porción rocosa de la trampa.
3. Un flujo de buzamiento debajo del agua de formación que aumentó el efecto de entrapamiento.

Resulta más fácil determinar los elementos rocosos de una trampa combinada, por lo tanto, suele recurrirse a esos elementos para identificarla.

El factor gradiente de potencial de fluido (flujo de fluido) está probablemente presente, como un fenómeno importante en la formación de la trampa en muchos yacimientos; aún cuando puedan faltar datos para comprobar su presencia.

A continuación se ilustran algunos ejemplos de una trampa estratigráfica (A) Y una trampa combinada (B).

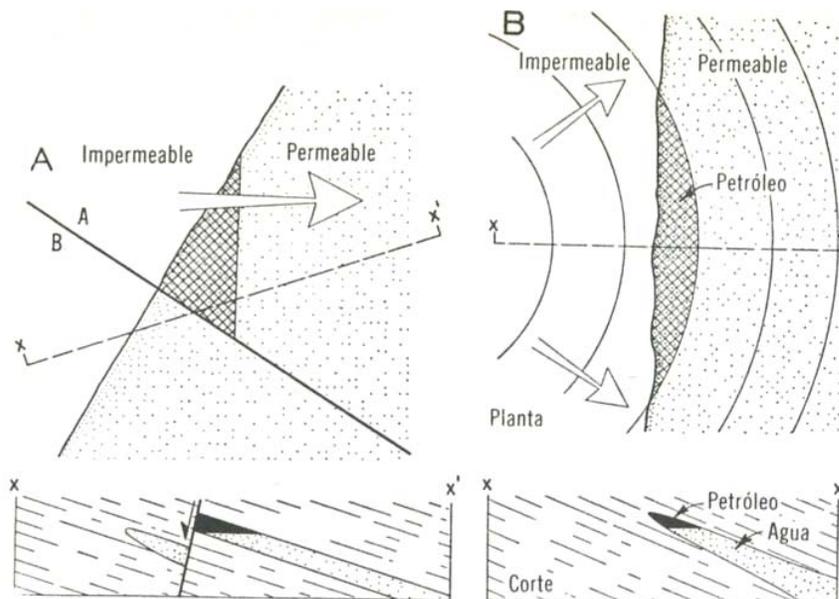


Fig. 3.22 Esquemas que muestran trampas combinadas características; A, intersección de una falla con un borde de permeabilidad, buzamiento arriba; B, no hay intersección el borde es permeable. Las flechas indican la dirección del buzamiento (Tomado de A. I. Levorsen, 1967).

La figura 3.23 muestra una parte del mapa estructural del campo petrolero Rodessa, Luisiana y Texas, mostrando en una caliza oolítica, miembro de la formación Glen Rose (Cretácico Inferior). La trampa es una combinación de un adelgazamiento o acuñamiento de permeabilidad intersecado por una falla normal.

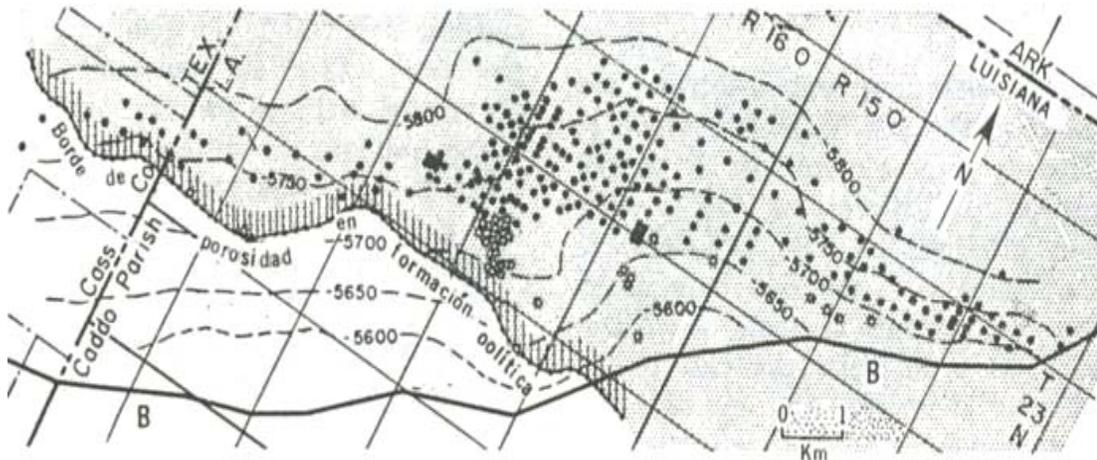


Fig. 3.23 Trampa Combinada (Tomado de Hill y Guhrle, U.S. Bur. Mines, RI 3715).

El yacimiento Poza Rica en México es otra gran trampa combinada. Un anticlinal buzante cruza el acuífero buzamiento arriba en la permeabilidad de la caliza Tamabra (Cretácico Superior); el entrapamiento ocurre donde se presenta un cambio de dolomía permeable en la caliza densa, y la combinación del acuífero de la roca almacenadora y del plegamiento forma la trampa mixta.

La estructura del yacimiento Poza Rica, en las rocas almacenadoras de la caliza Tamabra, muestra que el pliegue que cruza donde se reduce la permeabilidad (buzamiento arriba) forma la trampa, en el área sombreada se muestra el casquete de gas; el yacimiento ha producido más de 80 millones de metros cúbicos de petróleo de 30 °API desde su descubrimiento en 1930 (Figura 3.24).

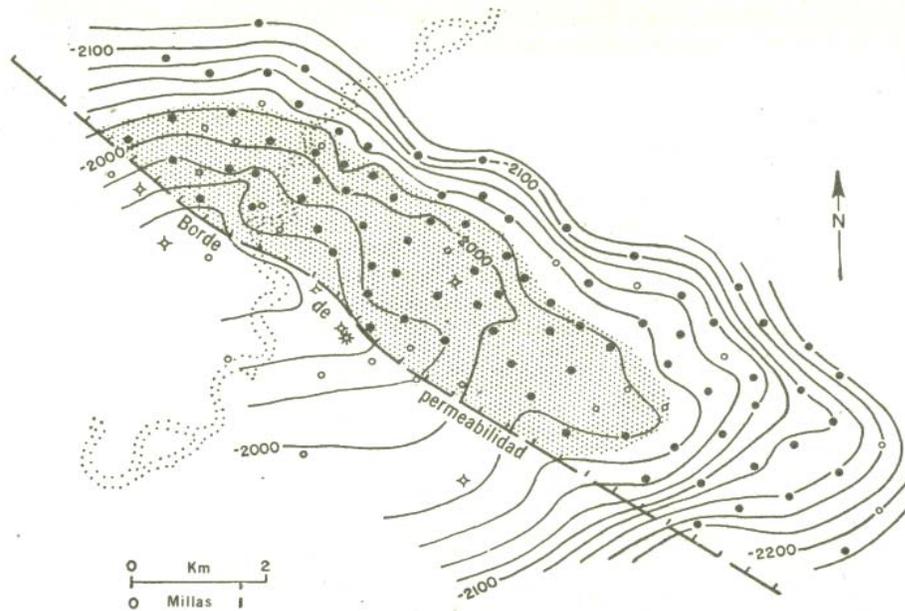


Fig. 3.24 Mapa Estructural del yacimiento Poza Rica (Tomado de A. I. Levorsen, 1967).

CAPITULO 4

Ejemplos de Trampas Estratigráficas en México.

En este capítulo se describirán ejemplos de trampas estratigráficas en México, dando una descripción detallada del sistema petrolero e información sobre el desarrollo, también se indican elementos relevantes que han ocurrido durante la explotación de hidrocarburos, los ejemplos que se mencionan son los siguientes.

1. Cuenca de Chicontepec.
2. Campo Poza Rica.
3. Campo Utan.
4. Campo Coyotes.
5. Campo Yaxché.
6. Campo Mareógrafo.

4.1 Cuenca de Chicontepec.

La Cuenca de Chicontepec se ubica entre la plataforma de Tuxpan (Faja de Oro) al oriente y la Sierra Madre Oriental al oeste (Plataforma de San Luis Valles). La Cuenca Chicontepec se encuentra en la provincia geológica Tampico – Misantla (Figura 4.1). Geográficamente, comprende una porción de los estados de Veracruz y Puebla, su distribución y gran extensión origina que la Cuenca se administre desde el Activo Altamira, y en mayor medida, desde el Activo Poza Rica, ambos forman parte de la Región Norte.

La cuenca de Chicontepec es una cuenca sedimentaria que contiene sedimentos terrígenos depositados en un ambiente marino profundo, en forma de lóbulos y abanicos submarinos de edad Paleoceno – Eoceno.

Su origen es consecuencia de la erosión (Figura 4.2) producida por corrientes submarinas que canalizaron los sedimentos del Paleoceno, Cretácico y Jurásico, generando una serie de canales que fueron rellenados por sedimentos arcillosos y arenosos, de manera alternada, en forma de turbiditas, definidos como el Grupo Chicontepec, el cual se divide en tres formaciones: Chicontepec Inferior, Chicontepec Medio y Chicontepec Superior.

La calidad de los aceites que se tienen en sus yacimientos varía desde 18 a 45 API°, la porción noroeste de la cuenca se caracteriza por tener el aceite más ligero.

Los yacimientos cubren un área de 3731 km², hasta Junio del 2007 se tienen alrededor de 1348 pozos perforados (Figura 4.3) ; se tienen 37 campos descubiertos, de los cuales el campo Soledad Norte está desarrollado y los campos Agua Fría, Aragón, Coapechaca, Coyotes, Escobal, Horcones, Miquetla, Presidente Alemán, Soledad y Tajín están en proceso de desarrollo.

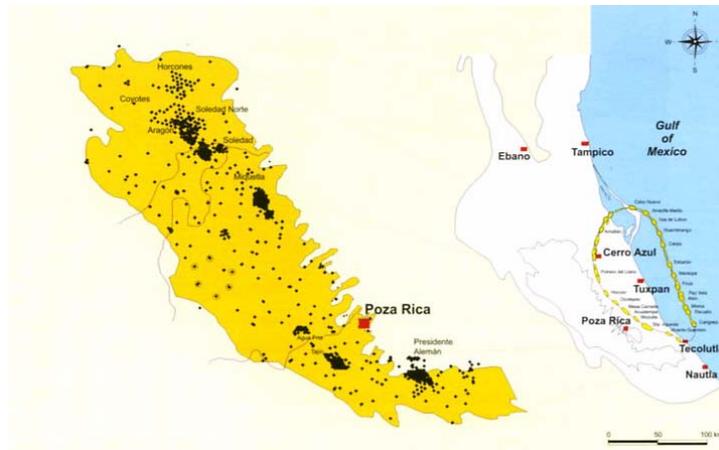


Fig. 4.1 La figura muestra los principales campos productores de la Cuenca de Chicoutecpec, además de ilustrar la plataforma de Tuxpan, la provincia Tampico – Misantla y el frente de la Sierra Madre Oriental (Tomado de PEP, 1999).

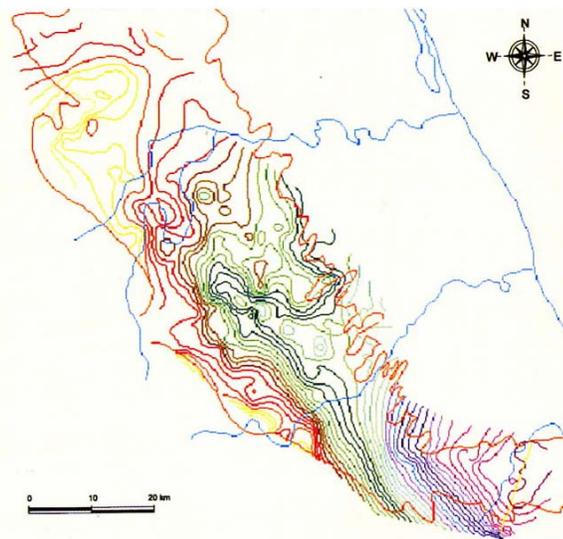


Fig. 4.2 La figura muestra la configuración de la erosión regional del Eoceno Inferior de la Cuenca de Chicoutecpec (Tomado de PEP, 1999).

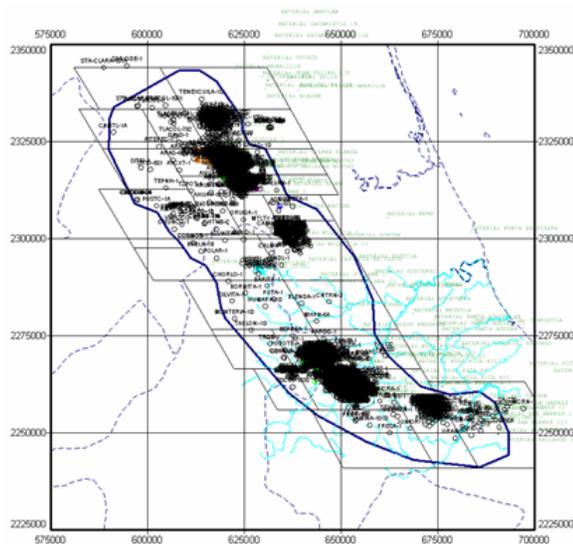


Fig. 4.3 La figura muestra la ubicación de los pozos perforados en la Cuenca de Chicoutecpec (Tomado de PEP, 2007).

Metodología empleada para realizar el descubrimiento.

El descubrimiento de los yacimientos de Chicontepec no siguió las etapas normales del proceso exploratorio debido a la presencia de hidrocarburos en la columna Cenozoica, que se detectó por diversos pozos que llevaban objetivos más profundos, principalmente del Cretácico Tamabra o del Jurásico San Andrés. Es entre 1974 y 1978 cuando se realizaron estudios sedimentológicos – estructurales, que concibieron por primera vez la existencia de Cuenca de Chicontepec; estos estudios determinaron aspectos como el mecanismo de entrapamiento de los hidrocarburos, la distribución y la variación de los espesores de las areniscas, el ambiente de depósito y la distribución superficial de las formaciones productoras. Asimismo, también se determinó el comportamiento estructural regional, y se realizó una primera delimitación de las áreas con potencial para la explotación comercial de los hidrocarburos.

Además, en 1978 se programó la perforación de 79 pozos exploratorios con el objetivo Chicontepec, resultando 61 de ellos productores de hidrocarburos. En 1997 se realizó la caracterización geológica regional de la Cuenca de Chicontepec, actualizando los modelos estratigráfico, sedimentológico, petrofísico y estructural.

Estructura Geológica.

Regionalmente, la geometría de los depósitos de areniscas está asociada en forma directa con el medio ambiente de depósito de abanicos submarinos superpuestos, conformando estructuras suaves y amplias en facies de abanico medio y distal. Las estructuras más pronunciadas se encuentran en la porción occidental de la Cuenca, en las facies de abanico superior o cercano a la fuente de aporte, situación por la que el aspecto estructural está subordinado al carácter estratigráfico (Figura 4.4)

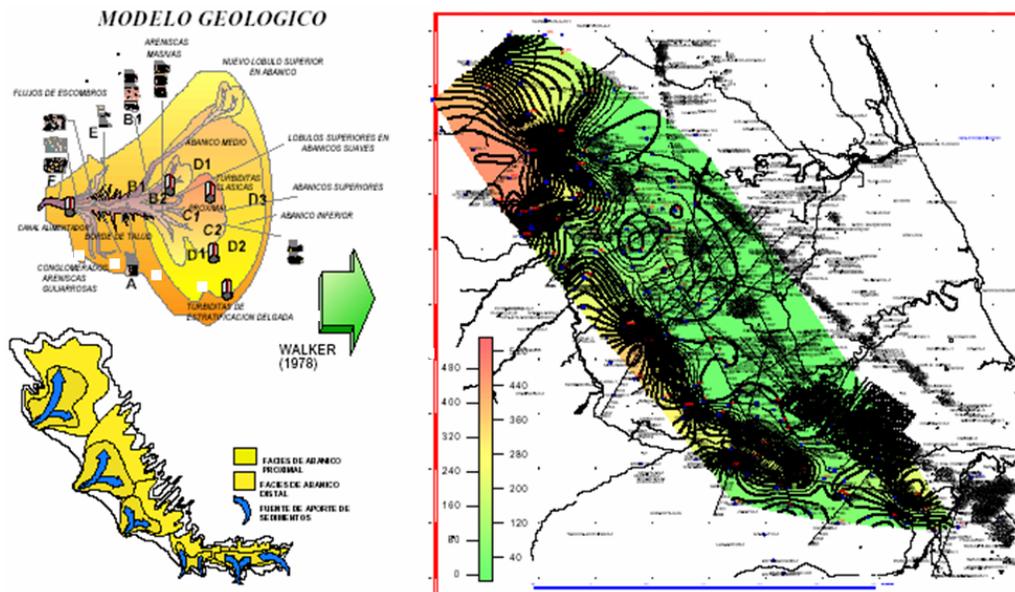


Fig. 4.4 La figura muestra el modelo geológico de la Cuenca de Chicontepec (Tomado de PEP, 1999).

Estratigrafía.

Los estudios sedimentológicos de diversos autores coinciden en explicar que los sedimentos de Chicontepec son producto de la erosión del levantamiento de la Sierra Madre Oriental, y que han

sido transportados y distribuidos por corrientes de turbidez, y depositadas en ambiente de aguas profundas.

Recientemente, con la descripción detallada de 390 núcleos y con el soporte de información sísmica tridimensional, se diferencian 11 facies correspondientes al modelo de abanico submarino, precisándose su distribución a lo largo de la Cuenca de Chicontepec.

Regionalmente, el modelo de sedimentación está conformado por varios abanicos submarinos, con sus canales alimentadores ubicados en el margen occidental de la Cuenca de Chicontepec. Estos depósitos de abanicos submarinos, fueron afectados por una serie de eventos erosivos, de los cuales sobresale regionalmente la discordancia del Eoceno inferior (Figura 4.5), que forma un canal que se profundiza de noroeste hacia sureste, donde los sedimentos del Paleoceno Temprano, del Cretácico y del Jurásico Superior están en contacto con la formación Chicontepec Superior o Chicontepec Canal (Figura 4.6). Esta discordancia sintectónica o discordancia progresiva es uno de los factores que regula la distribución de cuerpos arenosos en los que se han localizado hidrocarburos en diferentes trampas estratigráficas. En la parte norte y centro de la Cuenca, la mayoría de los hidrocarburos se localizan por debajo de esta discordancia, mientras que en la porción sur, la producción se ubica en las arenas basales que la sobreyacen.

En la figura 4.5 se muestra la sección sísmica transversal, con una longitud de 40 km, que cruza la Cuenca de Chicontepec, donde se observa la geometría de las formaciones Chicontepec Inferior, Medio y Superior teniendo como base la cima del Cretácico Superior y como cima la discordancia; horizontalmente la sección va del frente de la Sierra hasta el arrecife de la Faja de Oro.

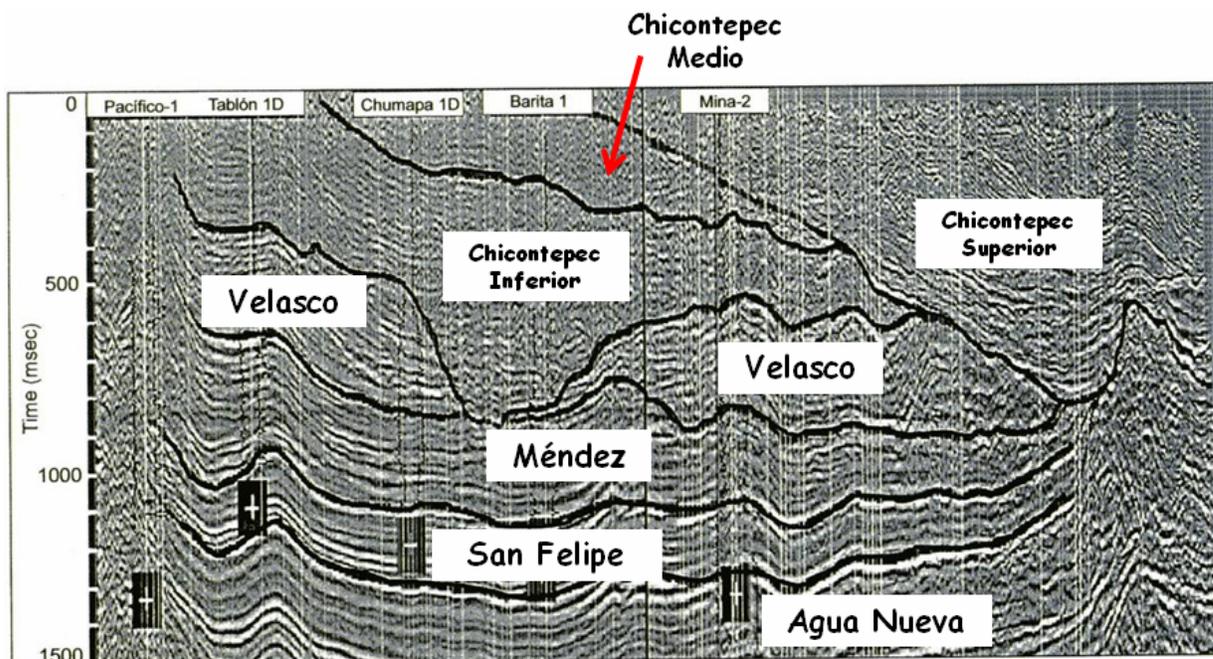


Fig. 4.5 Sección sísmica de la Cuenca de Chicontepec donde se pueden apreciar las discordancias entre las formaciones Chicontepec Inferior, Medio y Superior con las unidades del Cretácico (Tomado de PEP, 1999).

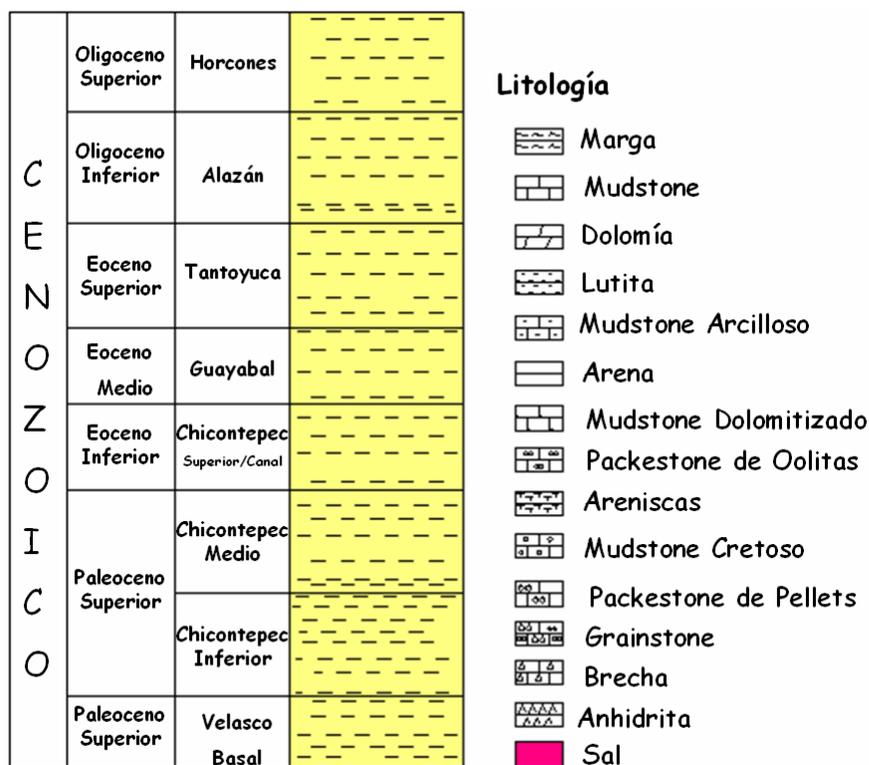


Fig. 4.6 Columna geológica de la Cuenca de Chicontepec (Tomado de PEP, 1999)

Las unidades litoestratigráficas que se muestran en la Tabla 8 pertenecen al Cenozoico de la Región de Chicontepec, aunque son las mismas en la región Tampico – Misantla.

Formación	Edad, Periodo y Época	Cima (mbmr)
Horcones	Oligoceno Superior	Afloramiento
Alazán	Oligoceno Inferior	600
Tantoyuca	Eoceno Inferior	1100
Guayabal	Eoceno Medio	1500
Chicontepec Superior	Eoceno Inferior	1750
Chicontepec Medio	Paleoceno Superior	1850
Chicontepec Inferior	Paleoceno Superior	1950
Velasco Basal	Paleoceno Inferior	2200

Tabla 8 Columna estratigráfica típica de la Cuenca de Chicontepec (Tomado de PEP, 1999)

Las características de erosión y retrabajo de los sedimentos de Chicontepec, generan problemas del crono y bioestratigrafía, por lo que en el estudio de caracterización geológica regional se optó

por utilizar estratigrafía y facies sísmicas para agrupar paquetes sedimentarios con características similares, con el propósito de encontrar potenciales yacimientos petroleros.

La Cuenca de Chicontepec se tiene definidos tres plays productores:

1. Play Chicontepec de edad Paleoceno – Eoceno Temprano.
2. Play Chicontepec Canal de edad Eoceno Inferior Tardío.
3. Play Tantoyuca de edad Eoceno Tardío.

El play Chicontepec (Paleoceno – Eoceno Temprano), es el más importante y corresponde con una secuencia sedimentaria marina, turbidítica de ambiente nerítico, externo batial, depositada en forma de lóbulos y abanicos submarinos que en algunos lugares rebasa los 1700 m de espesor. Estas secuencias de areniscas, limolitas y lutitas tienen características muy variables y se encuentran distribuidas de manera compleja. Este play se localiza por debajo de una discordancia regional y preferentemente hacia el borde occidental de la Cuenca de Chicontepec, cercano a la fuente de aporte de los sedimentos, como ocurre en el área de los campos Agua Fría, Tablón y Huamapa entre otras.

La roca almacenadora corresponde a lentes de areniscas de grano medio a fino, con porosidades promedio de 12%. Los tipos de trampas encontradas en este play son predominantemente estratigráficas, aunque se tienen algunas combinadas (mixtas). El entrapamiento de los hidrocarburos está dado por lutitas intercaladas que limitan a las areniscas en su cima, en su base y lateralmente.

El play Chicontepec Canal (Eoceno Inferior Tardío) se localiza en la parte sureste de la Cuenca de Chicontepec (campo San Andrés).

El relleno sedimentario en esta parte de la Cuenca ocupó el canal originado por un evento erosivo de gran magnitud. Corresponde con una secuencia sedimentaria marina, turbidítica de ambiente nerítico externo batial, que en algunos lugares rebasa los 1000 m de espesor. En esta zona, la erosión fue muy profunda y pone en contacto rocas del Jurásico Superior de la formación San Andrés con las del Eoceno Inferior de la formación Chicontepec Superior.

La roca almacenadora se encuentra constituida por areniscas de espesor variable y su continuidad lateral es dependiente de la geometría y profundidad de la erosión; muestra alta variabilidad vertical en sus características petrofísicas, de porosidad y permeabilidad. Estas rocas presentan constituyentes líticos carbonatados en un rango del 35 al 40%. Los procesos relacionados con la erosión y la migración han propiciado la degradación de los hidrocarburos cambiando sus propiedades fisicoquímicas, como lo demuestra la presencia de aceites pesados en algunos yacimientos con 18 °API, en promedio.

El play Tantoyuca (Eoceno Tardío) corresponde a una secuencia sedimentaria compuesta por areniscas, conglomerados, limolitas y lutitas, depositadas en ambientes que varían de nerítico interno a batial superior. Su distribución está restringida principalmente entre el borde oriental de la Cuenca de Chicontepec y la plataforma de Tuxpan. Su depósito se efectuó en deltas y canales submarinos, el espesor promedio alcanza los 500 m.

Las rocas almacenadoras son areniscas con geometría de barras de desembocadura y canales distributarios que tienen espesores entre 12 y 18 m. Son comunes las litoarenitas de grano fino a grano medio, aunque algunos intervalos existen conglomerados con matriz arenosa.

La porosidad es predominantemente intergranular y varía del 7 al 11%. La roca sello regional está formada por lutitas de la formación Palma Real (Oligoceno). Localmente se tienen lutitas interestratificadas con los cuerpos arenosos que actúan como sello. El tipo de trampa predominante es estratigráfica, pero las hay combinadas.

Trampa.

La Cuenca de Chicontepec está constituida por una gran cantidad de trampas donde predominan las del tipo estratigráfico y en menor proporción las trampas mixtas las que están controladas por la geometría de las secuencias arenosas, debido a la superposición de abanicos y superficies de erosión, que muestran una componente estructural de los cuerpos localizados en la porción occidental (Figura 4.7).

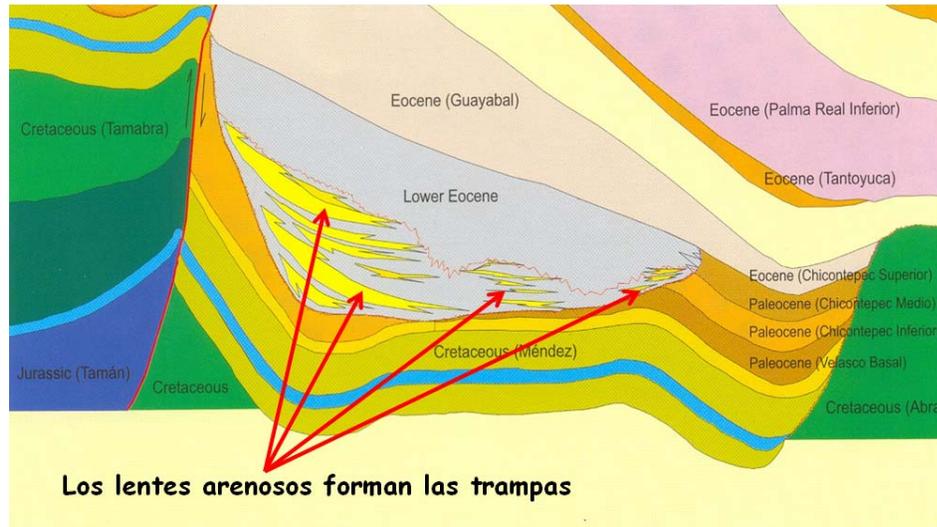


Fig. 4.7 La figura ilustra los tipos de trampas en la Cuenca de Chicontepec (Tomado de PEP, 1999)

Roca Generadora.

Los trabajos geoquímicos realizados en la provincia Tampico – Misantla han demostrado que las rocas del Jurásico Superior, en especial las facies arcillo – calcáreas de las formaciones Santiago, Tamán y Pimienta son las principales rocas generadoras de los hidrocarburos que cargan al play Chicontepec.

Se han identificado más de dos focos de generación de hidrocarburos, varias etapas y vías de migración, por lo menos una etapa de biodegradación por efectos de erosión del Paleocanal. De aquí que se tenga un amplio rango en la calidad de los aceites.

Sello.

En las porciones norte y central del área, el sello lo componen sedimentos arcillosos localizados por encima de la erosión regional de edad Eoceno – Temprano, mientras que hacia el suroeste lo establecen sedimentos arcillosos de la formación Guayabal (Eoceno Medio). Es importante mencionar que debido a la naturaleza del depósito, las intercalaciones arcillosas entre cuerpos arenosos constituyen sellos de carácter local.

Yacimiento.

Los cuerpos arenosos forman yacimientos independientes, que varían desde los 800 a los 2400 m en profundidad, según su posición dentro de la cuenca. La presión original en algunos yacimientos fue de $220 \frac{Kg}{cm^2}$. La temperatura de fondo de los yacimientos varía de 65 a 75 °C.

Una jerarquización de zonas con potencial de contener hidrocarburos, permitió establecer que la margen occidental de la Cuenca de Chicontepec presenta índices de hidrocarburos de hasta 24 m^3 (Figura 4.8).

La figura 4.9 muestra las zonas con mejor potencial de hidrocarburos en la Cuenca con registros geofísicos de pozos, donde se puede apreciar cuerpos arenosos cubiertos de cuerpos arcillosos.

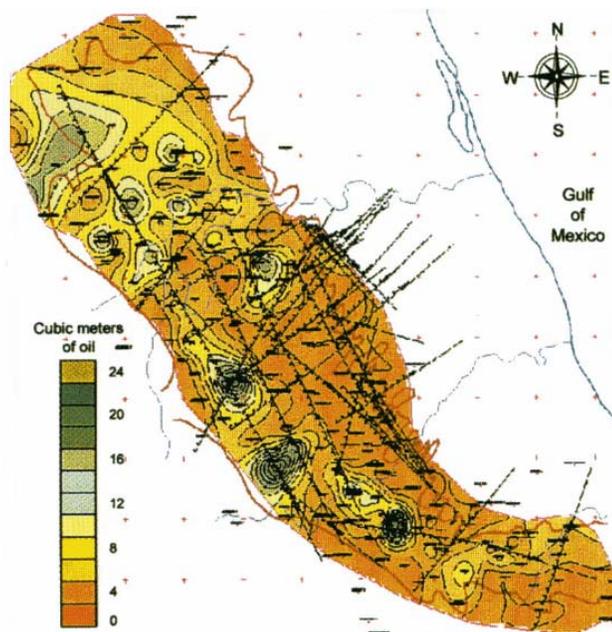


Fig. 4.8 La figura muestra la mejor área localizada en el borde occidental de la Cuenca de Chicontepec con la máxima concentración de hidrocarburos (Tomado de PEP, 1999)

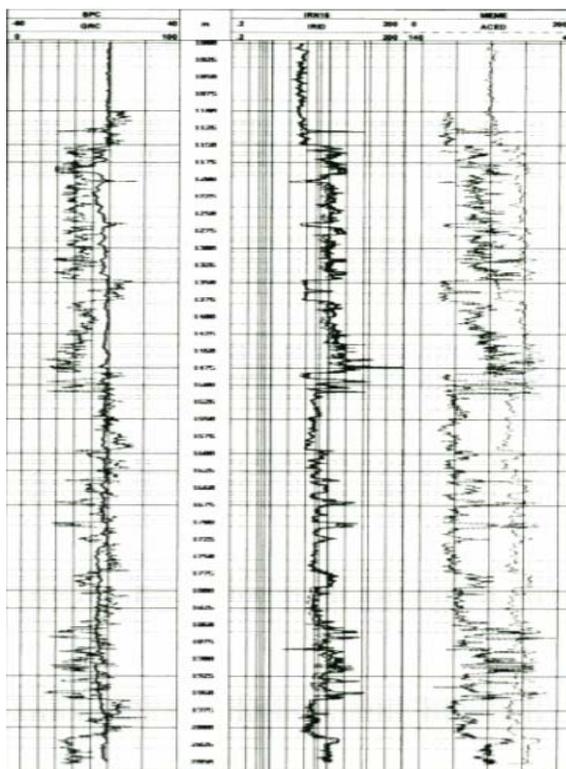


Fig. 4.9 La figura muestra los registros geofísicos de Rayos Gama, Resistividad y Neutrón de un pozo en la Cuenca de Chicontepec (Tomado de PEP, 1999)

4.2 Campo Poza Rica.

Este campo pertenece al activo de producción Poza Rica en la Región Norte. Se localiza en la porción central – este de la República Mexicana, en el estado de Veracruz, y en gran parte dentro de la ciudad de Poza Rica de Hidalgo (Figura 4.10).



Fig. 4.10 Localización del campo Poza Rica en el estado de Veracruz (Tomado de PEP, 1999).

Geológicamente, se ubica en la provincia Tampico – Misantla y se localiza en la parte media distal del talud de la plataforma de Tuxpan (Figura 4.11). Las rocas del yacimiento principal son flujos de escombros y de granos de carbonatos de la caliza Tamabra, provenientes de la denudación del borde occidental de la plataforma carbonatada de Tuxpan.

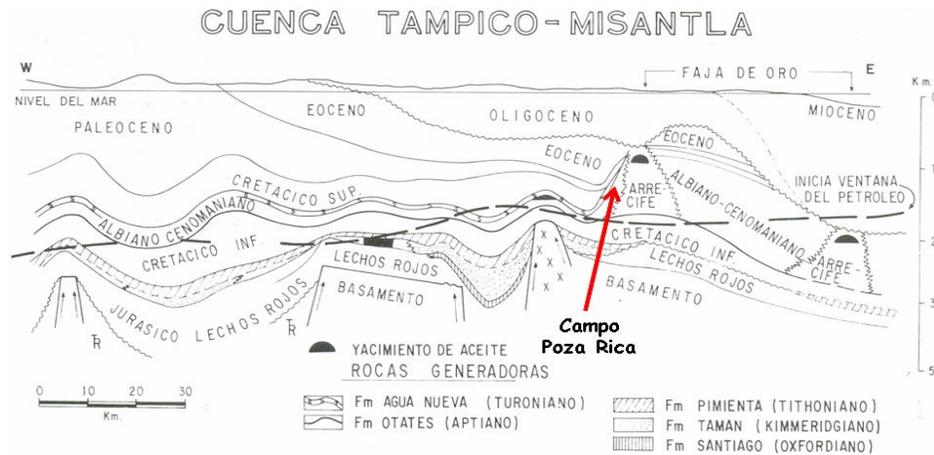


Fig. 4.11 La figura muestra la ubicación del Campo Poza Rica en la Provincia Tampico – Misantla (Tomado de González y Holguín, 1991).

Se compone de tres yacimientos, de edades Jurásico Medio, Cretácico y del Cenozoico (Oligoceno), que producen aceite negro con densidades entre 30 y 32 °API.

Los yacimientos en la caliza Tamabra del Cretácico son los de mayor importancia, por su producción dentro del Activo Poza Rica.

El campo ocupa un área de 104 km², hasta Junio del 2007 se tienen alrededor de 2744 pozos perforados (Figura 4.12), desde 1951 se tiene implementado un mecanismo de recuperación secundaria por inyección de agua, cuyo propósito ha sido el de incrementar la recuperación final de hidrocarburos.



Fig. 4.13 La figura muestra un mapa de contornos estructurales de cimas de la Formación Tamabra (Tomado de PEP, 1999).

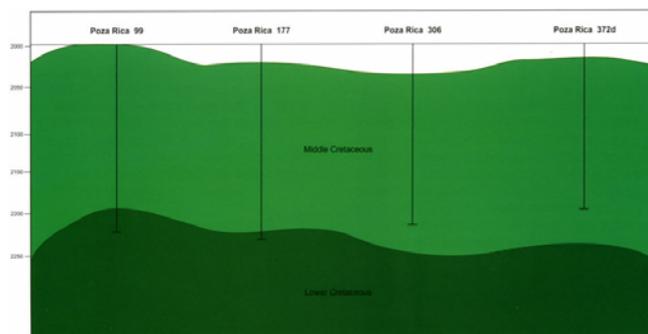


Fig. 4.14 La figura muestra la sección del campo Poza Rica observándose la formación Tamabra del Cretácico Medio y la formación Tamaulipas Superior (Tomado de PEP, 1999).

Estratigrafía.

La columna sedimentaria inicia con las rocas del Jurásico Medio que se depositaron sobre un basamento cristalino, después se acumularon los carbonatos del Cretácico y se culmina con los depósitos de terrígenos (clásticos) del Paleógeno y Neógeno. Para fines prácticos se describe la secuencia de interés a partir del Albiano.

La formación productora es la caliza Tamabra (brechas intraformacionales) de edad Albiano Cenomaniano, constituida en la porción superior por zonas estratificadas de cuerpos porosos y compactos de bioclastos. La parte inferior presenta profusos horizontes de rudistas, y suprayaciendo a ésta, existe un miembro de bioclastos. Estratigráficamente la unidad, ha sido dividida en dos partes: (1) Tamabra Superior y (2) Tamabra Inferior.

Los dos miembros se encuentran separados por una capa impermeable denominada horizonte F, aunque en algunas áreas se ha podido observar que existe comunicación entre ellas.

A la caliza Tamabra, le sobreyace el Cretácico Superior correspondiente con la formación Agua Nueva (Figura 4.15), constituida por mudstone que evoluciona a wackestone, con planctónicos de mar abierto, con presencia de pedernal y con intercalaciones de lutitas y calizas arcillosas. Suprayaciendo a la Formación Agua Nueva se encuentra la formación San Felipe, constituida por mudstone y wackestone de bioclastos, de color gris claro en horizontes de bentonita. En la parte alta del Cretácico Superior se encuentra la formación Méndez, caracterizada por tener horizontes calcáreo – arcillosos y margas de color verde y gris.

Sobreyaciendo al paquete mesozoico, se localiza un potente espesor de sedimentos del Cenozoico, constituidos principalmente de lutitas que alternan con areniscas en facies de aguas profundas, con depósitos de abanicos submarinos, rellenos de canal y deltas. La figura 4.13

muestra la columna estratigráfica tipo, y en la tabla 9 la proporcionalidad a la que se ha encontrado a las unidades estratigráficas.

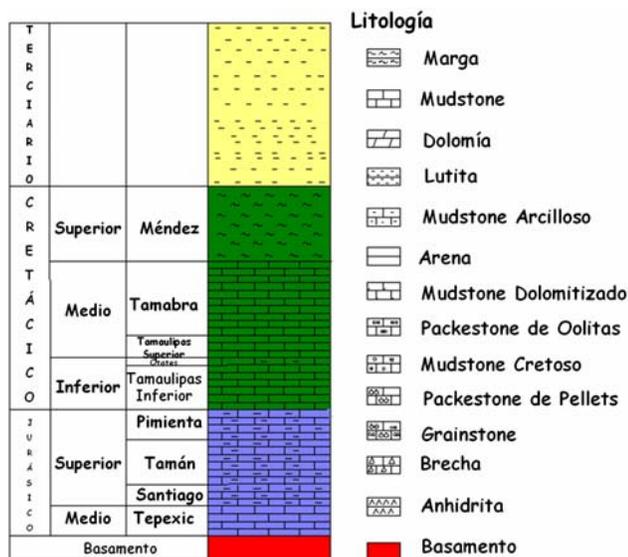


Fig. 4.15 La figura muestra la columna Estratigráfica típica del campo Poza Rica (Tomado de PEP, 1999).

Formación	Edad, Periodo y Época	Cima (mbmr)
Horcones	Oligoceno Superior	Afloramiento
Alazán	Oligoceno Inferior	600
Tantoyuca	Eoceno Superior	1100
Guayabal	Eoceno Medio	1500
Canal de Chicontepec Superior	Eoceno Inferior	1650
Chicontepec Medio	Paleoceno Superior	1700
Chicontepec Inferior	Paleoceno Superior	1750
Velasco Basal	Paleoceno Inferior	1850
Méndez	Cretácico Superior	1900
San Felipe	Cretácico Superior	1950
Agua Nueva	Cretácico Superior	1980
Tamabra	Cretácico Medio	200

Tabla 9 Profundidad a la que se ha cortado la columna estratigráfica típica del campo Poza Rica (Tomado de PEP, 1999).

Trampa.

La trampa es predominantemente de tipo estratigráfico combinada con características estructurales, y controlada por las variaciones de permeabilidad originados por cambios de facies. El anticlinal buzante cruza el acuífero buzamiento arriba de permeabilidad en la caliza Tamabra, que se debe a un cambio de dolomía permeable en caliza densa y la combinación del acuífero de la permeabilidad y el plegamiento forma la trampa.

Roca Generadora.

Los estudios geoquímicos realizados en el área han identificado que los hidrocarburos provienen de las calizas arcillosas y lutitas calcáreas de la formación Pimienta, y en menor grado, de las formaciones Santiago y Tamán, todas ellas del Jurásico Superior.

Sello.

La roca sello está constituida por calizas arcillosas y lutitas negras, laminares, del Cretácico Superior Turoniano de la formación Agua Nueva, la cual tiene una distribución regional y es un excelente sello.

Yacimiento.

El yacimiento Tamabra consiste principalmente de secuencias de brechas de carbonatos (turbiditas calcáreas) depositadas en el talud medio y distal, producto de la erosión del borde arrecifal y la zona postarrecifal de la plataforma de Tuxpan, la porosidad es de 14% y se deriva de procesos sedimentarios y diagenéticos, habiéndose identificado por lo menos 4 diferentes etapas, además de estar naturalmente fracturado, la permeabilidad alcanza, en promedio 6.5 mD. La columna de aceite es de aproximadamente 120 m, con una saturación de agua de formación del 21%, y una salinidad de 60000 ppm.

La presión del yacimiento originalmente fue de $245 \frac{Kg}{cm^2}$ y ha disminuido a sólo $236 \frac{Kg}{cm^2}$, el mantenimiento de presión es debido a la expansión del gas disuelto y a un acuífero poco activo, pero principalmente al efecto de la inyección de agua.

El yacimiento es de aceite negro, saturado, con un casquete inicial de gas y entrada parcial de agua; sus mecanismos de desplazamiento es por gas disuelto en el aceite, casquete de gas y al acuífero. La densidad del aceite varía entre 30 y 32 °API con una temperatura promedio de yacimiento de 90 °C.

Para evaluación del yacimiento se tomaron registros en agujero descubierto como son los rayos gamma, el de potencial espontáneo, los de resistividad somera y profunda, además de los registros neutrón, de densidad y el sónico de porosidad (Figura 4.16).

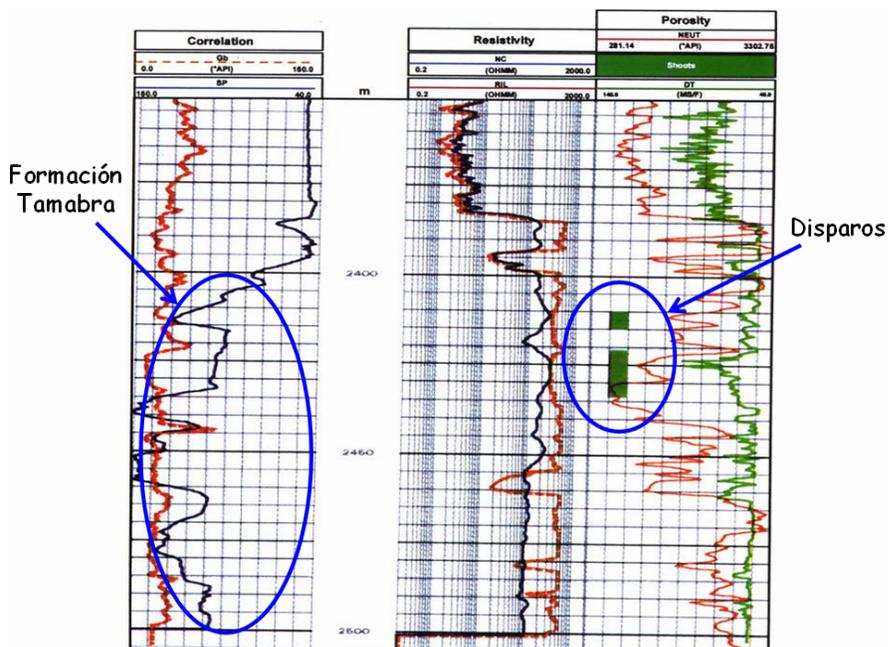


Fig. 4.16 La figura muestra los registros geofísicos de pozo donde resalta la ubicación de la formación Tamabra (Tomado de PEP, 1999).

4.3 Campo Utan.

El campo Utan se encuentra en una trampa mixta que se localiza en aguas territoriales de la Plataforma continental del Golfo de México, al occidente de la Península de Yucatán, en tirantes de agua de más o menos de 60 m, a 87 km al N 14° W de Ciudad del Carmen Campeche (Figura 4.17).

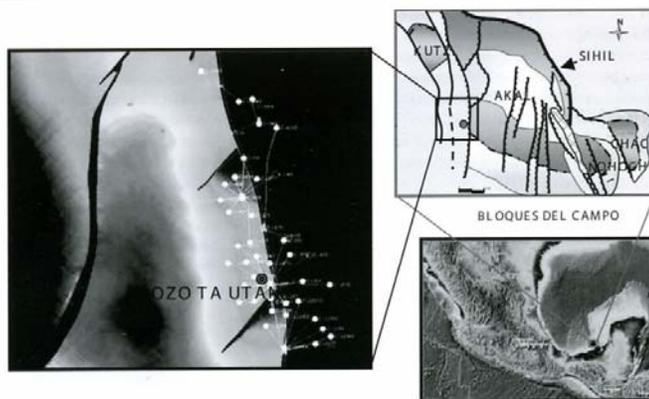


Fig. 4.17 La figura muestra la localización del campo Utan (Tomado de AIMP, 2006).

Metodología empleada para realizar el descubrimiento.

Tradicionalmente el complejo Cantarell ha sido productor de importantes volúmenes de hidrocarburos, principalmente en niveles mesozoicos, aunque Cenozoico también produce en las calcarenitas del Eoceno – Paleoceno. Sin embargo, el potencial gasífero en los horizontes someros es aún incierto, ya que la mayoría de los pozos perforados tuvieron objetivos

mesozoicos; por lo que a nivel del Cenozoico no cuenta con buena información de registros y de muestreo litológico que ayude a conocer las características geológicas a esos niveles. Aunado a esto, los primeros pozos con objetivos someros que tenían como objetivo de descubrir las acumulaciones de gas y comprobar el potencial del Terciario, no han sido del todo satisfactorios. Sin embargo, muchos de los pozos tanto exploratorios como de desarrollo perforados en la zona tuvieron importantes manifestaciones de hidrocarburos en los niveles correspondientes al Neógeno. El área de incorporación de reservas de la Región Marina Noroeste, generó y documentó, la localización del pozo Utan – 1, con el objetivo de comprobar e investigar el potencial gasífero del Cenozoico.

Con la perforación de este pozo, se pudo investigar parte de la secuencia cenozoica que conforma la cuenca y sus resultados probaron que existe buenas expectativas de encontrar importantes acumulaciones de gas seco, ya que de 2 de las 3 pruebas de producción efectuadas así lo manifiestan; en el intervalo más profundo de 1317 – 1322 m el resultado fue productor de gas con 4.13 MMPCD, el segundo Intervalo 1220 – 1228 m no manifestó y el intervalo más somero de 1075 – 1085 m su resultado fue de gas con 7.46 MMPCD.

Estructura Geológica.

En el sector oeste del complejo Cantarell, separando Akal y Kutz, se ubica una falla normal de gran magnitud. Esta falla, aparentemente de naturaleza lístrica, tiene dirección principal N – S y buzamiento hacia el oeste; su falla antitética dio origen a la cuenca de edad pliocena que es donde se encuentra el campo Utan. La estructura es un pliegue anticlinal de rampa extensional en tres direcciones, producido en un ambiente netamente distensivo, tiene orientación N – S y es bisectada por otras fallas menores que comparten al campo.

Al nivel Neógeno, la cuenca está dominada por una sedimentación de carbonatos mezclados con limos – arcillas, arenas calcáreas y cuarzo; estos depósitos son a su vez controlados por un claro sistema progradante, con una dirección de aporte orientado SE a NW.

Del análisis de los núcleos del pozo se desprende la litología en el intervalo de interés consiste de limolita y arenita muy fina, de color gris claro, gris castaño y gris castaño verdoso compuesta por una fracción clástica bien seleccionada, matriz arcillosa y calcárea (en porcentaje variable), cemento calcítico abundante y una fracción variable de bioclastos.

Estratigrafía.

El patrón sedimentario del Plioceno medio, productor en la zona Utan, se interpretó a partir del análisis sismoestratigráfico efectuado principalmente en los cubos Cantarell OBC y Chacmool Nix bloque “D”; también se tomó en consideración al análisis bioestratigráficos llevados a cabo en diversos pozos del área, análisis microscópico de muestras de canal y núcleos, así como por un análisis de tallado de registros de imágenes de pared de pozos. Con todo lo anterior, se pudo concluir que el aporte sedimentario dominante en el área, está regido por un claro sistema progradante orientado de SE a NW, en un ambiente nerítico medio en facies distales (Figuras 4.18 y 4.19).

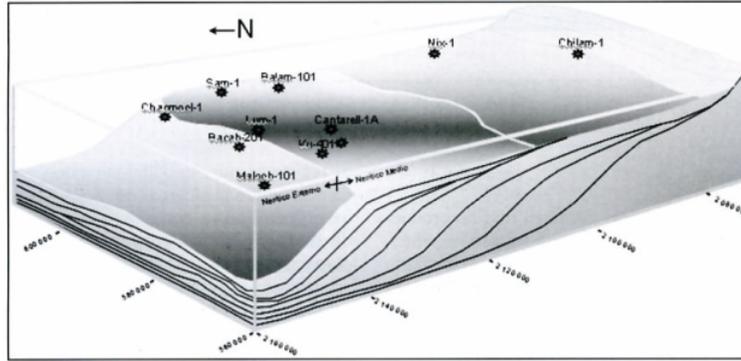


Fig. 4.18 La figura muestra el modelo sedimentario del Plioceno del Campo Utan (Tomado de AIPM, 2006).

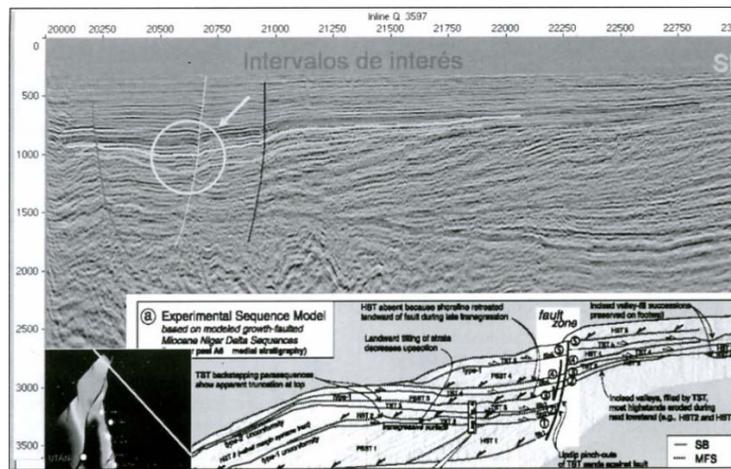


Fig. 4.19 La figura muestra el complejo progradante del Campo Utan (Tomado de AIPM, 2006).

La estructura de Cantarell ubicada al este de la cuenca pliocena se mantuvo como un alto estructural hasta por lo menos el Plioceno Superior. Esto provocó un cambio evidente en la dirección del transporte de sedimentos provenientes de la plataforma y mantuvo la zona de Utan resguardada del aporte directo de los sedimentos progradantes (Figura 4.20), lo que aunado a la subsidencia de la cuenca generó una secuencia agradacional. Esto también tuvo su impacto en la distribución de facies, ya que el pozo Cantarell 3068 ubicado al norte, presenta un mayor contenido arcilloso.

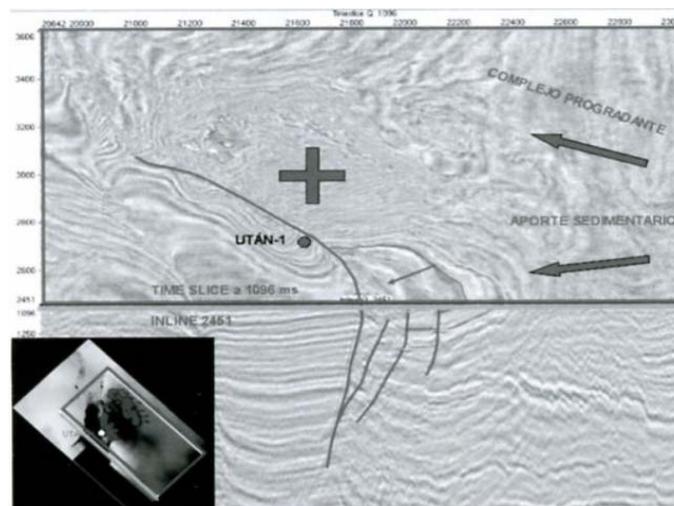
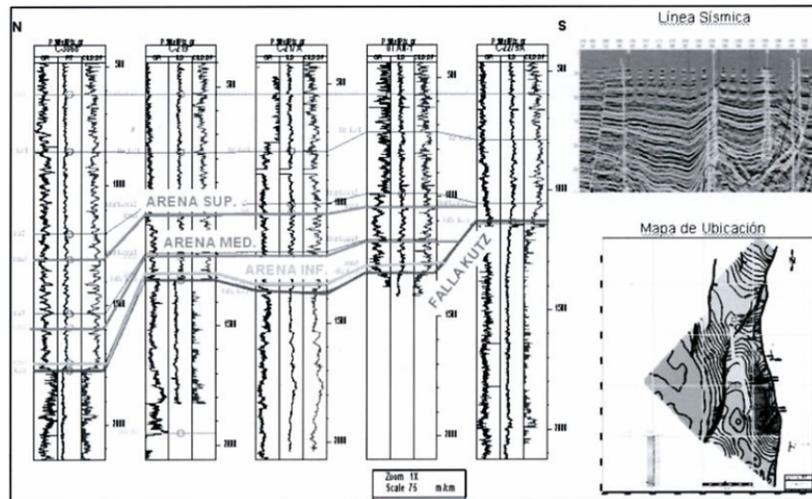
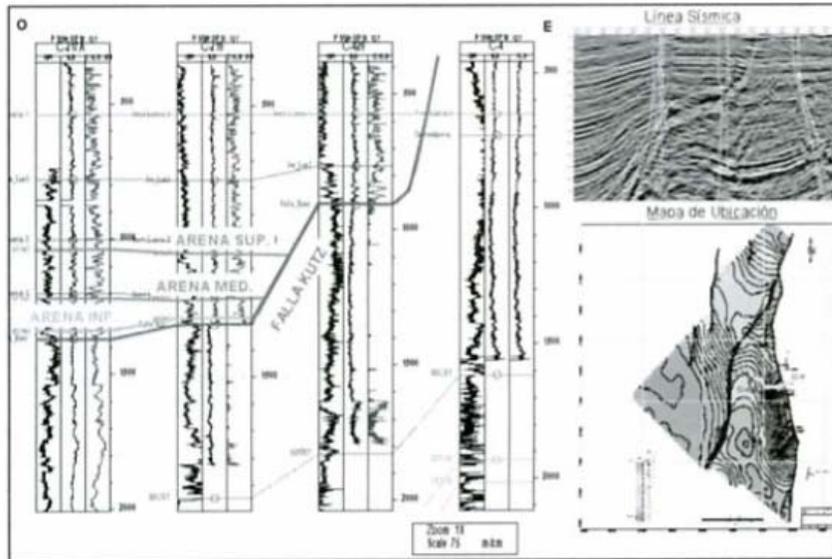


Fig. 4.20 La figura muestra el control estructural la sedimentación local del Campo Utan (Tomado de AIPM, 2006).

Ejemplos de Trampas Estratigráficas en México

En las figuras 4.21 y 4.22 se muestran secciones de correlación estratigráfica norte – sur y este – oeste, donde se observa una buena correlación de los intervalos probados en el pozo Utan con los pozos Cantarell 3068, 219 y 217, lo que confirma su geometría uniforme.



El análisis de registro de imagen confirma la interpretación del modelo sedimentario. El mismo muestra electrofacies con predominancia de texturas muy finas, corroborando con las descripciones litológicas de los núcleos.

Con el resultado del análisis micro resistivo efectuado al intervalo 1070 – 1450 m, este fue dividido en 6 secuencias y dos patrones de apilamiento (Figura 4.23).

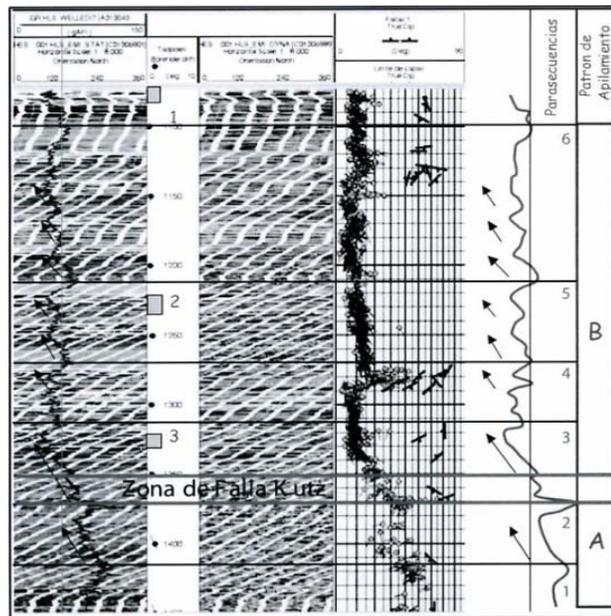


Fig. 4.23 La figura muestra los patrones de apilamiento progradante y agradante del Campo Utan (Tomado de AIPM, 2006).

El apilamiento de las parasecuencias 1 y 2 muestran un patrón progradante (A); que en general se observa como una secuencia estrato – granocreciente, que indica una progradación del sistema, resultando probablemente de una tasa de aporte de sedimentos de la parte sureste (Figura 4.24), mayor que la tasa de subsidencia. El patrón de apilamiento (B) (intervalo de interés), muestra un apilamiento de secuencias de grano creciente de menor escala indicando un equilibrio entre la tasa de aporte de sedimentos y la tasa de subsidencia.

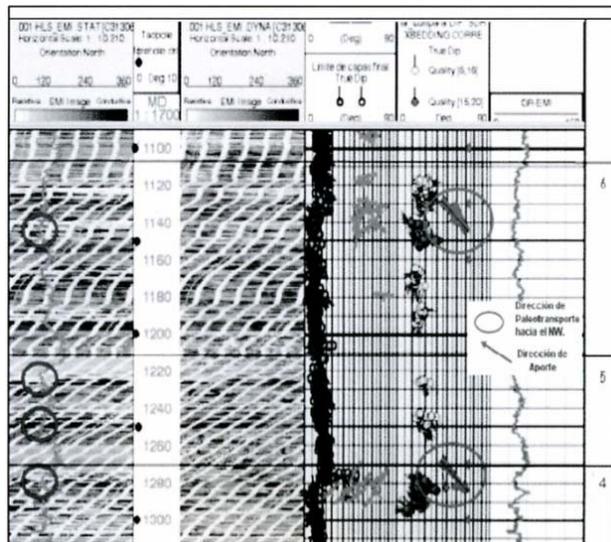


Fig. 4.24 En la figura se muestra la dirección del paleotransporte sedimentario del Campo Utan (Tomado de AIPM, 2006).

Potencial Adicional.

En intervalos correlacionables con los probados en el pozo Utan se detectaron otros cuerpos prospectivos en pozos perforados con anterioridad (Figura 4.25).

4.4 Campo Coyotes

El campo Coyotes se localiza dentro de la Planicie Costera del Golfo de México, en la parte norte del Estado de Veracruz, a 45 km al oeste de la población de Cerro Azul, Ver.

Comprende un área de aproximadamente 73 km² y geológicamente corresponde a la porción norte de la Cuenca de Chicontepec, ubicada dentro de la región Tampico – Misantla, la cual esta limitada hacia al oeste por el frente de la Sierra Madre Oriental y hacia el oriente por el atolón de la Faja de Oro (Figura 4.28).

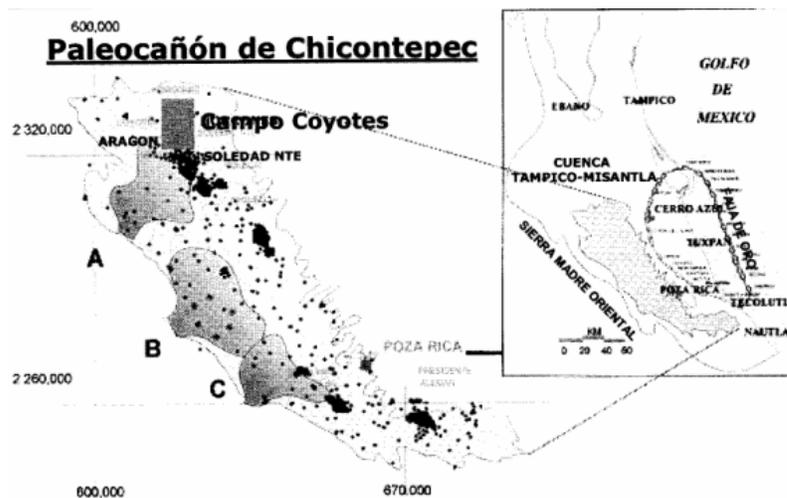


Fig. 4.28 La figura muestra la ubicación del campo Coyotes (Tomado de AIPM, 2006).

Metodología empleada para realizar el descubrimiento.

El campo Coyotes fue descubierto en el año 1972 con la perforación del pozo exploratorio Corralito – 1, obteniéndose una producción inicial de 126 bpd de aceite y 17657 pcpd de gas, con

una $RGA = 25 \frac{m^3}{m^3}$, la presión en TP de $25 \frac{Kg}{cm^2}$.

Para los siguientes años se continuó con la exploración del área, buscando la continuidad de los yacimientos en la Cuenca de Chicontepec, de tal manera que en 1973 y 1979 se descubren los campos Soledad Norte, Aragón y Horcones, que junto con el campo Coyotes, constituyen los 4 campos más importantes de la porción norte de la Cuenca de Chicontepec.

A partir de 1975 se inicia la perforación de pozos ya con enfoque de desarrollo dentro del campo Coyotes, documentándose la existencia de dos etapas de perforación. La primera corresponde al periodo 1975 a 1979, cuando se perforaron un total de 41 pozos verticales distribuidos en todo el campo y la segunda etapa fue llevada a cabo durante los años 1984 y 1985, que consistió en una malla de 36 pozos con menor espaciamiento en la porción norte del campo.

En resumen, en el campo se ha perforado 78 pozos (2 exploratorios y 76 de desarrollo), de los cuales 77 fueron productores y 1 fue taponado.

El yacimiento es productor de aceite ligero de 31 °API y gas, con empuje volumétrico y baja presión. De acuerdo con los datos obtenidos a partir de las pruebas de producción realizadas a los pozos, se tuvieron producciones iniciales de 25 bpd y 15000 pcpd, con presiones iniciales

promedio en TR y TP de $10 \frac{Kg}{cm^2}$ y una $RGA_{Promedio} = 100 \frac{m^3}{m^3}$.

Estructura Geológica.

Una de las tareas esenciales en el presente estudio fue la obtención del modelo geológico lo más completo posible, encontrándose una columna estratigráfica de rocas terrígenas que presentan variación en la distribución de las distintas facies sedimentarias que la constituyen. De la misma manera se estableció el marco estructural de cada una de las unidades estratigráficas y se realizó la evaluación petrofísica de todos los pozos contenidos en el campo.

Como resultado se concluyó que el campo Coyotes presenta un espesor bruto promedio de 320 m, su cima o límite superior se encuentra a profundidades que varían de 700 a 900 metros bajo el nivel medio del mar y la base o límite inferior comprende profundidades desde 1090 hasta 1230 metros bajo el nivel medio del mar.

Estructuralmente cubre un área de aproximadamente 65 km² y está constituido por tres zonas o regiones bien definidas que se mantienen casi constantes a través de las unidades estratigráficas (Figura 4.29).

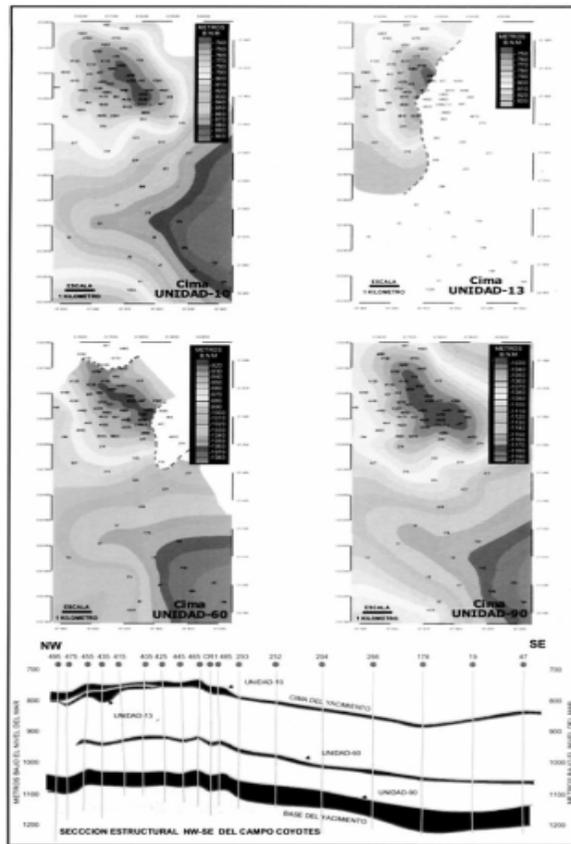


Fig. 4.29 La figura muestra la sección estructural del campo Coyotes (Tomado de AIPM, 2006).

La primera zona es aquella localizada en la parte norte, que corresponde a un anticlinal asimétrico con orientación preferencial de su eje mayor en dirección NW – SW. Presenta buzamientos muy pronunciados en sus flancos noreste y sureste, y más suaves hacia el oeste.

La segunda zona corresponde al extremo sureste del campo, en donde se observa la presencia de un homoclinal cuya orientación cambia en las distintas unidades estratigráficas, pero que mantiene un buzamiento preferencial hacia el noreste.

A manera de bajo estructural o sinclinal hacia la porción centro y sureste, se tiene la tercer zona caracterizada por presentar niveles estructurales más profundos dentro del campo, comportándose como un parteaguas que divide a las zonas altas.

Al analizar en su conjunto el modelo estructural, se establece que la trampa del campo Coyotes no es controlada por el aspecto estructural, ya que no se observa un cierre definido en alguno de sus extremos, y al contrario muestra una clara continuidad de la gran estructura hacia los campos vecinos de Soledad Norte hacia el sur, Aragón hacia el sureste y Horcones hacia el noreste, por lo que la trampa corresponde con un cambio de facies de areniscas a lutitas.

Estratigrafía.

El campo Coyotes se encuentra alojado dentro de una secuencia de areniscas pertenecientes a la formación Chicontepec Medio de edad Paleoceno Superior. Su cima y su base están controladas micropaleontológicamente por una fauna planctónica y paleobatimétricamente la fauna bentónica presente revela ambientes que corresponden a condiciones batiales (Figura 4.30).

BIOZONA		FORMACION	AMBIENTE	
EOCENO	MEDIO	Fm. Guayabal	100m - 200m Nerítico Externo	
	INFERIOR		Fm. Aragon	- 500m Batial Superior
PALEOCENO	SUP	Fm. Chicontepec	Superior	- 1000m Batial Medio
	MEDIO		Medio	
	INF		Inferior	Batial Inferior
		Basal		
		K. SUPERIOR Fm Mendez		

Fig. 4.30 La figura muestra la biozona, formación y ambiente del campo Coyotes (Tomado de AIPM, 2006).

Internamente la formación Chicontepec Medio está conformada por cinco secuencias estratigráficas o parasecuencias (Figura 4.31), limitadas por superficies de abandono que presentan cambios en el régimen sedimentario.

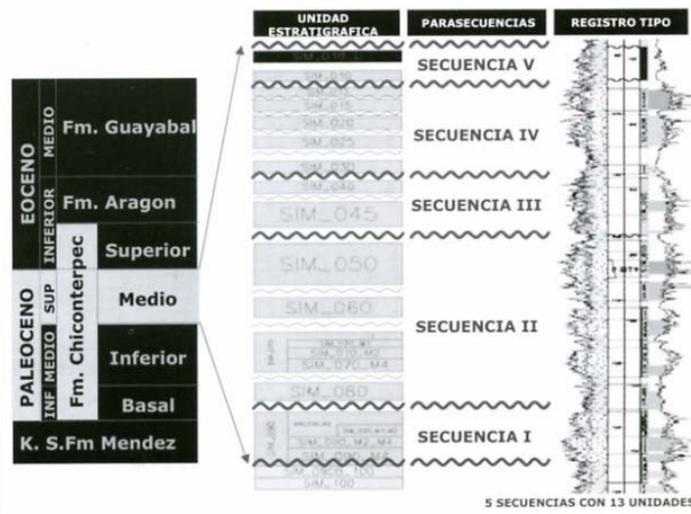


Fig. 4.31 La figura muestra las cinco parasecuencias del campo Coyotes (Tomado de AIPM, 2006).

Ejemplos de Trampas Estratigráficas en México

Estas cinco parasecuencias contienen un total de 13 unidades estratigráficas que reflejan una malla con geometría y distribución irregular en todo el campo (Figura 4.32), que de acuerdo con la interpretación de núcleos y registros de pozos están representados por cinco electrofacies (Figura 4.33), estrechamente relacionadas a su origen sedimentario, ya que consiste de un emplazamiento de un complejo de abanicos submarinos depositados en el piso de cuenca.

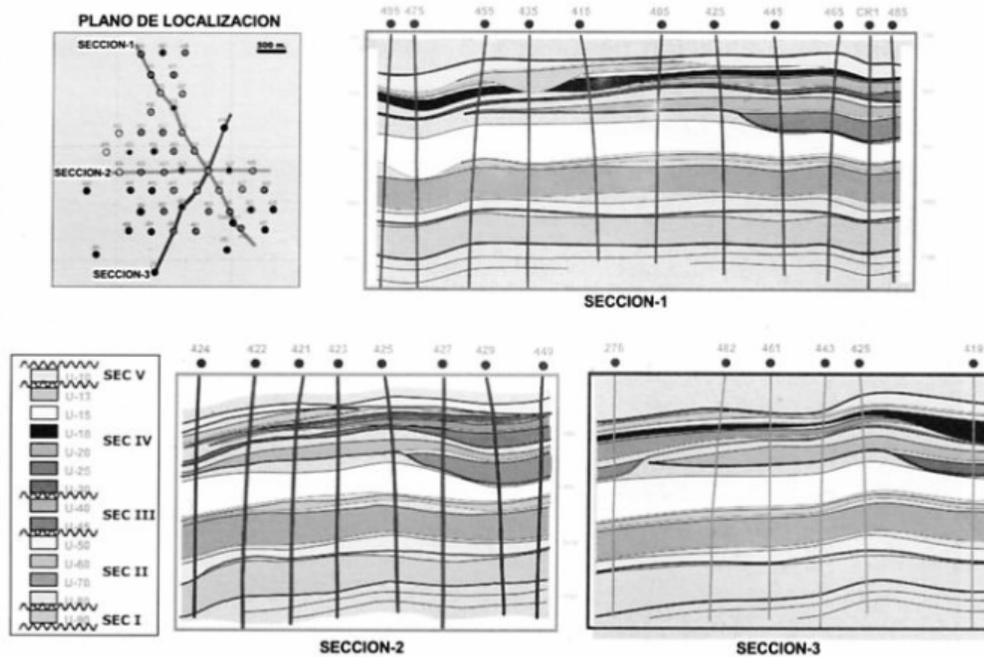


Fig. 4.32 La figura muestra la distribución de las unidades estratigráficas (Tomado de AIPM, 2006).

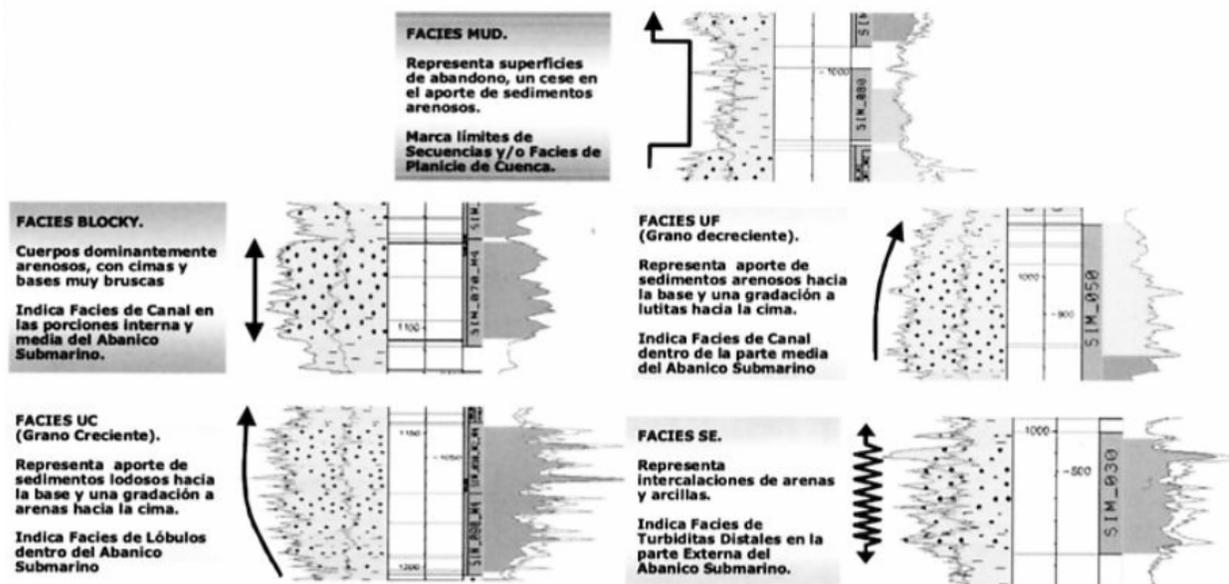


Fig. 4.33 La figura muestra las electrofacies presentes en el campo Coyotes (Tomado de AIPM, 2006).

Para la obtención del modelo sedimentario se realizó un análisis exhaustivo de la columna estratigráfica, identificando y delimitando las distintas facies sedimentarias en cada una de las 13 unidades estratigráficas que contienen las cinco parasecuencias. En la figura 4.34 se muestran los 3 planos correspondientes al modelo sedimentario obtenido.

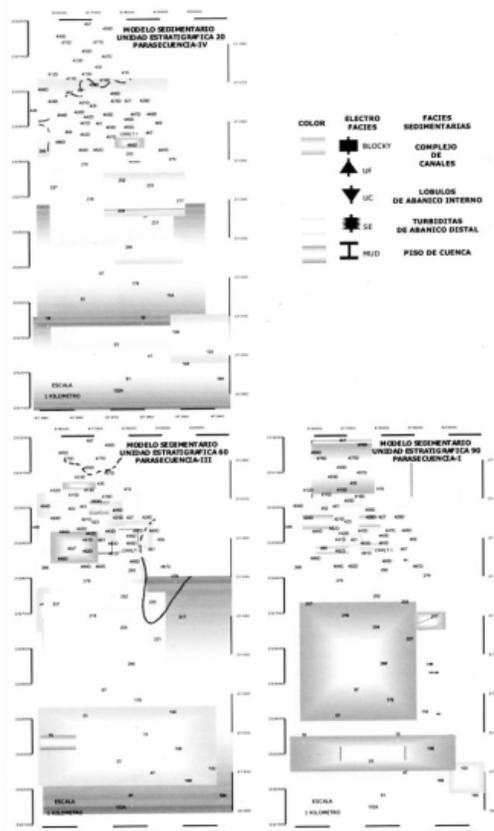


Fig. 4.34 Modelo sedimentario del campo Coyotes (Tomado de AIPM, 2006).

El depósito y evolución de la formación Chicontepec Medio nos revela 5 etapas coincidentes con cada una de las parasecuencias definidas, observándose un desarrollo de los cuerpos arenosos cuya fuente de aporte proviene predominantemente del oeste y sur del campo Coyotes.

Inicia su base con el emplazamiento de la parasecuencia – I que contiene a la unidad estratigráfica 90. Se interpreta como el primer pulso de depositación a manera de un complejo de abanico medio.

La parasecuencia – II que contiene a las unidades estratigráficas 80, 70, 60 y 50, es el evento sedimentológico más importante obedeciendo un régimen netamente constructivo y depositacional, ya que es en esta época cuando se desarrollan dos grandes eventos sedimentarios (unidades 70 y 50) con numerosas y potentes arenas de canal y lóbulos.

La siguiente etapa en la evolución corresponde con la parasecuencia – III, formada por las unidades 40 y 45 e indica el inicio de la degradación del complejo de abanicos submarinos.

La parasecuencia – IV, contiene 5 unidades estratigráficas (30, 20, 25, 18,15 y 13), que reflejan la fase final de la generación de los abanicos submarinos y esta representada por una serie de eventos de depósito y erosión, pero predominantemente erosivos, que dan a lugar al emplazamiento de pequeños y delgados abanicos distribuidos en forma discontinua e irregular a lo largo y ancho del campo.

Finalmente la evolución de la formación Chicontepec Medio del campo Coyotes concluye con la parasecuencia – V, constituida enteramente por la unidad estratigráfica 10, se manifiesta como un depósito de delgados canales arenosos (espesor promedio 8 m), que intersecan a un abanico distal representado por turbiditas. Su arquitectura es poco usual cuando se compara con las unidades restantes del campo, ya que los canales están mayormente flanqueados por turbiditas, esto sugiere que aún cuando los canales estén bien desarrollados, la parasecuencia – I fue

depositada al término de un gran evento sedimentario que cierra el ciclo del emplazamiento de grandes abanicos submarinos del Paleoceno dentro de la Cuenca de Chicontepec.

Modelo Petrofísico.

Se desarrolló un modelo que permitió descubrir las propiedades físicas de las rocas del yacimiento, basado en las curvas de los registros geofísicos de 77 pozos, utilizando información complementaria como análisis petrográficos de muestras de canal y núcleos, análisis químicos, mineralógicos y petrofísicos de núcleos, datos de producción y análisis de contenido de fluidos. Para su elaboración se llevaron 5 etapas de control de calidad y edición de curvas digitalizadas, normalización; se cálculo el volumen de arcilla, porosidad, saturación de agua y espesores netos.

Con la finalidad de hacer los cálculos de manera sistemática, la evaluación petrofísica fue realizada tomando en cuenta los modelos estratigráfico y sedimentario del campo, obteniendo los valores por unidad estratigráfica y facies sedimentarias.

Para la obtención del espesor neto impregnado se consideraron valores de corte determinados a partir de los datos de producción e información petrofísica existente, los cuales comprenden una porosidad mínima de 5%, saturación de agua menor del 50% y contenido de arcilla menor del 60%.

Al aplicar los parámetros anteriormente descritos se generó un modelo petrofísico consistente de 13 capas que coinciden con las unidades estratigráficas del yacimiento, obteniéndose una gran base de datos a manera de tablas, diagramas de barras e histogramas, donde se registra la información como cima y base de las unidades, facies sedimentarias, espesor bruto, espesor neto poroso, espesor neto impregnado, saturaciones de agua y volumen de arcilla.

Finalmente todos los trabajos petrofísicos obtenidos fueron vaciados y configurados en mapas (Figura 4.35), para cada unidad estratigráfica, contabilizándose un total de 52 planos.

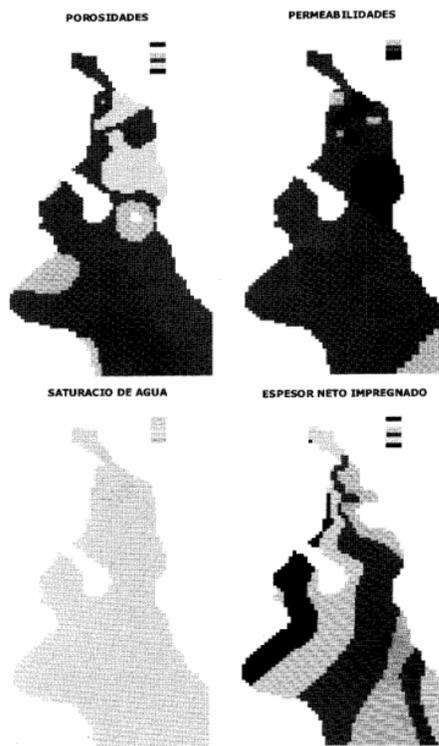


Fig. 4.35 Modelo petrofísico de la unidad estratigráfica (Tomado de AIPM, 2006).

Las características principales del campo Coyotes se indican en la Tabla 10.

Formación productora	Chicontepec Medio
Número de Yacimientos	13
Espesor neto promedio (m)	195.98
Permeabilidad (mD)	< 0.1 – 3.2
Porosidad (%)	8 – 14
Saturación de agua inicial (%)	40 – 45
Tipo de empuje	Volumétrico y expansión de roca
Presión inicial Kg/cm ² PVT	76.8 – 103.5
Ps (Kg/cm ²) PVT	53.4 – 85
Bo (m ³ /m ³) PVT	1.17 – 1.25
ρ_o (gr/cm ³) PVT	0.72 – 0.78
μ (cp) PVT	0.93 – 1.95
Rs (m ³ /m ³) PVT	45.2 – 68.9

Tabla 10 Características petrofísicas del Campo Coyotes, en la Formación Chicontepec Medio (Tomado de AIPM, 2006).

4.5 Campo Yaxché.

El pozo Yaxché – 101 descubrió un yacimiento de crudo superligero en arenas del Cenozoico en el campo Yaxché, se localiza en aguas territoriales del Golfo de México frente a las costas de Tabasco y aproximadamente a 14 km al noroeste de la Terminal Marítima de Dos Bocas, en un tirante de agua de 21 m (Figura 4.36). Se ubica dentro de la provincia Geológica de Coatzacoalcos, y estructuralmente sobre la porción sur del Pilar Akal y al sureste de la falla de Comalcalco.

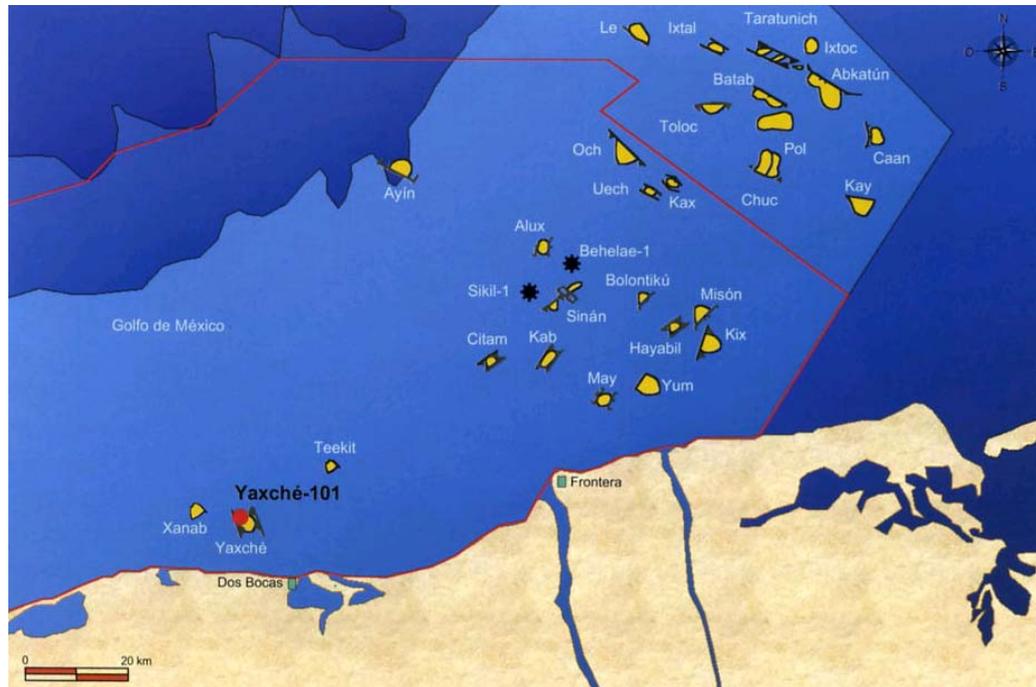


Fig. 4.36 Mapa de localización del pozo Yaxché – 101 en aguas territoriales (Tomado de PEP, 2007).

Estructura Geológica.

La estructura que conforma el yacimiento está representada por un anticlinal segmentado de bajo relieve con dirección este a oeste, teniendo hacia el sur la parte más alta. En general, el yacimiento está limitado hacia el sur por una falla normal de dirección este a oeste y caída hacia el sur. En su porción norte el límite está asociado a una intrusión salina, al oriente y occidente se encuentra limitado por fallas normales (Figura 4.37).

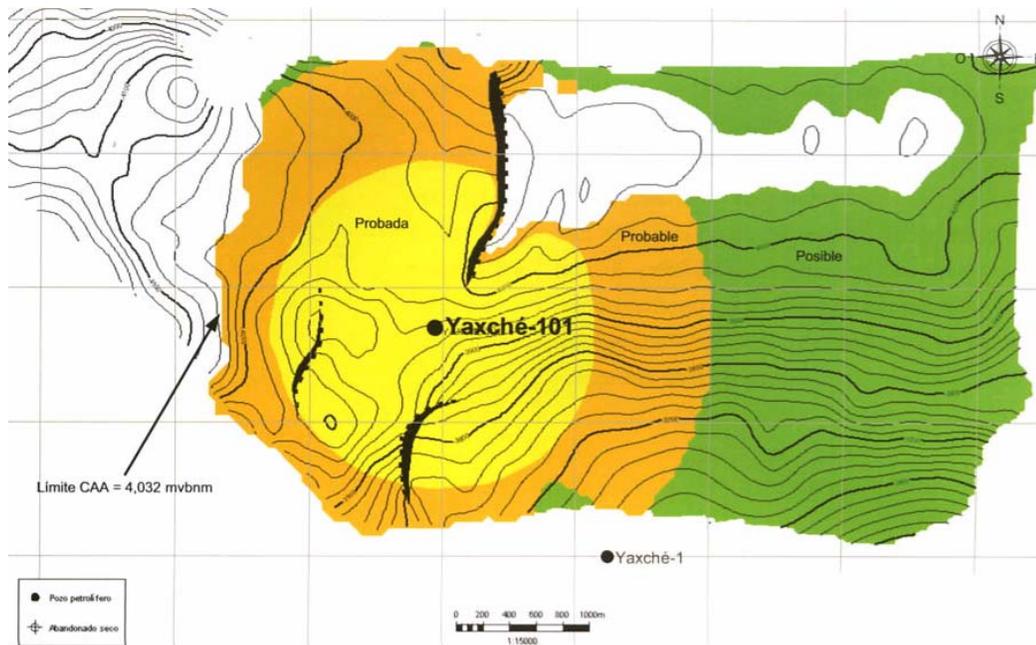


Fig. 4.37 Configuración de las arenas en el Mioceno Superior y distribución de las reservas de aceite en el campo Yaxché (Tomado de PEP, 2007).

Estratigrafía.

El pozo Yaxché – 101 corta una columna estratigráfica que va desde rocas del reciente Pleistoceno hasta el Jurásico Superior Kimmeridgiano. Sus cimas se fijaron mediante un estudio bioestratigráfico de muestras de canal, de núcleos y de registro geofísicos. Las rocas productoras en este pozo son de edad Mioceno Superior, y están constituidas por una secuencia de areniscas de cuarzo gris claro de grano medio a fino, con intercalaciones que equivalen a aproximadamente 20 a 30% de lutita arenosa de color gris claro.

Trampa.

Es de tipo estratigráfica con componente estructural, con cierre normal hacia su parte noroeste. Presenta dos cierres contra fallas normales en sus flancos oriental y sur, y una falla más contra sal hacia la porción norte.

Roca Generadora.

La roca generadora es de edad Tithoniano, formada por lutita bituminosa de color gris oscuro a negro, laminar y calcárea con amplia distribución regional.

Sello.

La roca sello se encuentra constituida por una potente secuencia arcillo – arenosa de edad Plioceno con amplia distribución lateral a lo largo del área.

Yacimiento

El yacimiento es de edad Mioceno Superior y está integrada por una secuencia de areniscas de cuarzo gris claro de grano medio a fino, con 20 a 30% de lutitas arenosas gris claro y trazas de lutita gris claro. El espesor bruto de estas rocas es 75 m, y de acuerdo con la evaluación petrofísica la porosidad promedio para este yacimiento es 18%, con una saturación de agua de 17% y una relación neto/bruto del 59%.

Las pruebas de producción del yacimiento aportaron gastos que varían de 1650 a 2052 bpd de aceite ligero de 36 °API. Las presiones variaron de 133 a 182 $\frac{Kg}{cm^2}$.

Reservas.

El volumen original 3P estimado es de 374.5 millones de barriles de aceite y 227.1 miles de millones de pies cúbicos de gas. El yacimiento descubierto por el pozo Yaxché – 101 incorpora una reserva original 3P de 87.0 mmbpce. Las reservas de aceite en las categorías 1P, 2P y 3P son 21.8, 42.4 y 74.9 millones de barriles respectivamente. En términos de gas, las reservas 1P, 2P y 3P ascienden a 13.9, 27.1 y 47.9 miles de millones de pies cúbicos.

4.6 Campo Mareógrafo.

Este campo fue descubierto por el pozo Mareógrafo – 1, en la Cuenca de Burgos, se localiza a 102 km al suroeste de la ciudad de Reynosa dentro del área correspondiente al proyecto Burgos – Herreras en el cubo sísmico 3D China – Duna (Figura 4.38). El objetivo fue evaluar e incorporar reservas de gas seco en areniscas del play Wilcox y Midway de edad Paleoceno.



Fig. 4.38 Mapa de localización del pozo Mareógrafo – 1 (Tomado de PEP, 2007).

Estructura Geológica.

La estructura del pozo Mareógrafo – 1 se sitúa en un alineamiento estructural en los que se encuentran los campos Calabaza y China al oriente del campo Duna. Está localizado en una estructura rollover orientada norte – sur, limitado por fallas de crecimiento con rumbo norte – sur tanto al este como al oeste y vergencia hacia el oriente (Figura 4.39), por lo que corresponde a un crecimiento producido por procesos de sedimentación.

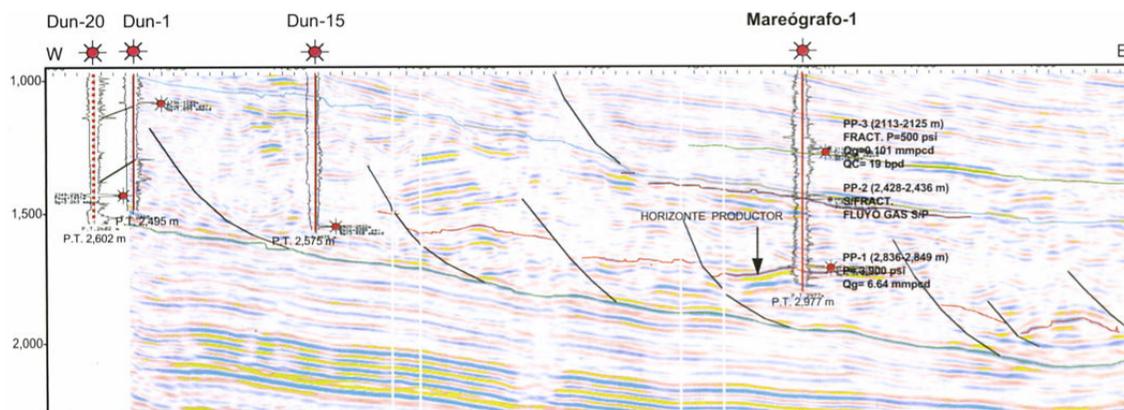


Fig. 4.39 Sección sísmica donde se observa cómo las fallas de crecimiento de tipo lístrico que ocasionan la rotación de los bloques que conforman el yacimiento (Tomado de PEP, 2007).

Estratigrafía.

El pozo se perforó con una profundidad total de 2977 m, cortó una columna geológica que consiste en sedimentos que van de la formación Midway del Paleoceno hasta la formación Queen City del Eoceno que se encuentra aflorando. La arena productora 2836 es de facies asociados a sistemas de abanicos de piso de cuenca, alimentados por canales distributarios.

Trampa.

Es una trampa estratigráfica con fuerte componente estructural, al occidente y al oriente presenta cierre contra falla de crecimiento (Figura 4.40). La roca almacén está constituida principalmente por areniscas de grano fino de cuarzo, subredondeados, regularmente clasificados, con cementante calcáreo.

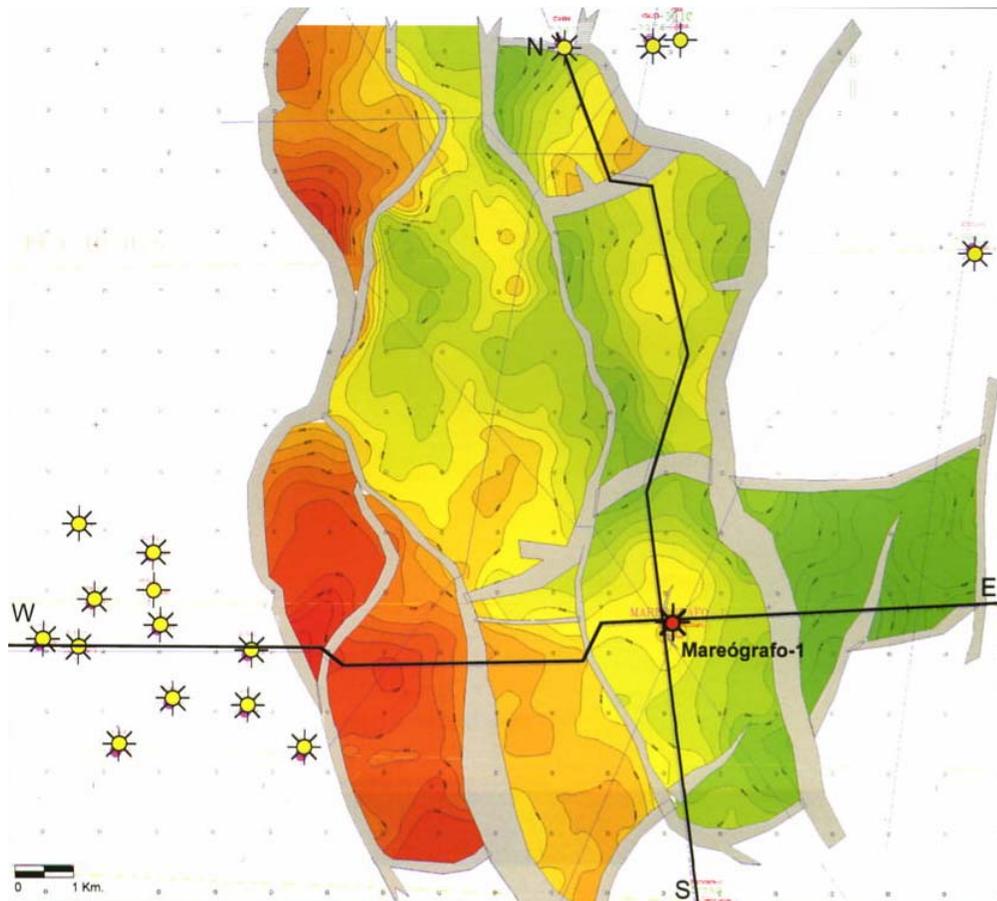


Fig. 4.40 Configuración estructural del intervalo productor dentro de la formación Midway del Paleoceno (Arena 2,836) (Tomado de PEP, 2007).

Roca Generadora

La roca generadora de hidrocarburos para esta área corresponde a lutitas pertenecientes a la formación Wilcox del Eoceno, con buenas características de roca generadora, conteniendo considerable acumulación de materia orgánica con Kerogeno tipo III, con rangos de carbono orgánico total entre 13 y 43% y un índice potencial generador moderado.

Sello.

La roca sello de acuerdo a la interpretación de registros corresponde a lutitas con espesores de 100 m, que se encuentran ampliamente distribuidas en la cuenca.

Yacimiento.

El yacimiento productor aportó un gasto inicial de 6.6 mmpcd, en el intervalo 2836 – 2849 m correspondiente a la formación Midway, que esta constituido por areniscas gris claro de grano fino de cuarzo, subredondeados, regularmente clasificados, con cementante calcáreo, con una porosidad promedio de 19%, una permeabilidad de 0.5 milidarcies y una saturación de agua de 19%.

Reservas.

El pozo incorporó reservas de gas seco en areniscas de la formación Midway del Paleoceno. El volumen original 3P de gas natural es de 175.2 miles de millones de pies cúbicos, en tanto que las reservas originales 1P, 2P y 3P estimadas son de 11.3, 36.6 y 113.9 miles de millones de pies cúbicos de gas, respectivamente.

CAPITULO 5

La Perforación en Trampas Estratigráficas.

En este capítulo se trata lo referente a la perforación direccional, iniciando con conceptos básicos y presentando posteriormente casos donde la perforación direccional es una solución para mejorar la explotación de campos petroleros que se localizan en trampas estratigráficas.

5.1 Antecedentes.

La tecnología de perforación direccional tuvo sus inicios en la década de los veinte, sin embargo no fue hasta 1930 en que se perforó el primer pozo direccional en Huntington Beach California. En 1934 se perforó el primer pozo de alivio en Conroe Texas, también direccional. En nuestro país, el primer pozo direccional registrado fue perforado en 1960 en las Choapas Veracruz.

Aunque muchas empresas tenían proyectos para perforar pozos horizontales en los cincuentas, tal actividad fue limitada hasta principios de los ochentas, cuando dos compañías del occidente, Agip y Elf, reportaron resultados impresionantes con pozos horizontales en un campo petrolero marino. No era solamente la producción petrolífera del pozo horizontal varias veces mayor que la de un pozo vertical en el mismo campo, sino que la relación agua aceite era un problema considerable con pozos verticales y que fue reducida significativamente con pozos direccionales.

A mediados de los años ochentas, los pozos verticales eran los más comunes, sin embargo los pozos desviados fueron cada vez más comunes, los cuales permitían el uso de sitios en superficies que podrían estar ubicados a una distancia considerable de la formación objetivo. Este tipo de pozos llega a ser particularmente útil tanto en pozos marinos donde la perforación desde plataformas es la única opción, también son comunes en el Ártico y en otras áreas ambientalmente sensibles, donde la perforación de almohadillas o lentes de arena puede ser las que forman las principales trampas estratigráficas.

En sus principios, esta tecnología surgió como una operación de remedio, sin embargo se desarrolló de tal manera que ahora se considera como una útil y poderosa herramienta para la recuperación optimizada de yacimientos petroleros de reducido espesor.

5.2 Perforación Direccional.

La perforación direccional es un esfuerzo de la Ingeniería Petrolera para desviar un agujero con base en una trayectoria planificada a un objetivo determinado, ubicado a cierta profundidad; la ubicación posee dirección y desplazamiento con respecto a la vertical. Comprende aspectos tales como: tecnología de pozos horizontales, de alcance extendido y multilaterales, el uso de herramientas que permiten determinar la inclinación y dirección durante la perforación del mismo (MWD), estabilizadores y motores de fondo de calibre ajustable, barrenas bicéntricas, por mencionar algunos parámetros necesarios de considerar.

Con frecuencia el control de desviación del pozo es otro concepto que se relaciona con la perforación direccional y se definen como el proceso de mantener al agujero dentro de algunos límites predeterminados, relativos al ángulo de inclinación, o al desplazamiento horizontal con respecto a la vertical o a ambos.

Se ha tratado en el diseño de pozos verticales, la perforación como el proceso unidimensional de penetrar la Tierra con la barrena a determinada profundidad vertical, sin embargo, la perforación en un proceso tridimensional. La barrena no solo penetra verticalmente, si no que se desvía intencionalmente o no a los planos X – Y como se observa en la figura 5.1. El plano X se define como el plano de dirección y el Y como el de inclinación. Los ángulos asociados con los desplazamientos en los planos X y Y son llamados ángulos de “dirección” y de “inclinación” respectivamente.

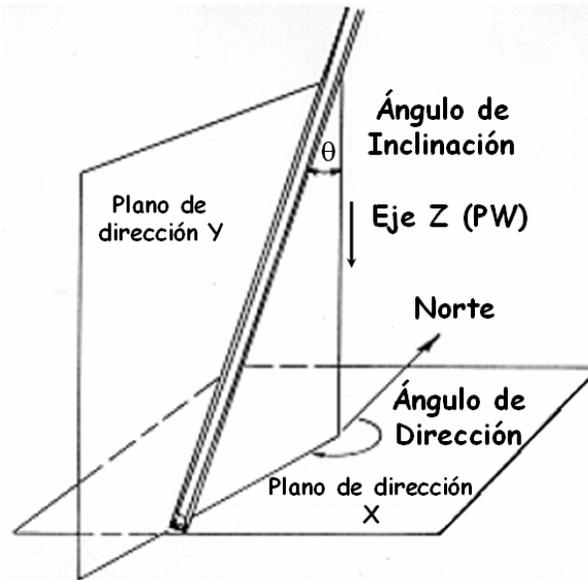


Fig. 5.1 La figura muestra los planos de inclinación y dirección conforme un pozo avanza (Tomado del Manual de Diseño de la Perforación, 2003).

Razones para perforar un pozo direccional.

La perforación direccional de un pozo petrolero, ya sea debido a problemas de perforación o consideraciones económicas, tienen muchas aplicaciones. A continuación se describen algunas de las más comunes.

En la figura 5.2 se muestra un ejemplo típico de la situación de control de trayectoria de un pozo petrolero, ya que se tiene una acumulación de hidrocarburos cuya trampa se ubica casi por completo debajo de un lago. El pozo 1, fue perforado sobre una parte de la estructura que no se encuentra por debajo del lago, puede ser perforado desde tierra como un pozo con control de la desviación, sin embargo, para desarrollar el resto del campo, se necesitará de la perforación de pozos direccionales. La única manera en que se podrían perforar pozos verticales es de desde embarcaciones de perforación o plataformas, terminando los pozos sobre el lecho del lago (terminaciones sublacustres), o bien, desde una plataforma fija o flotante. Los aspectos económicos de estas operaciones pudieran ser menos atractivos de la perforación de pozos direccionales desde alguna localización terrestre, en la cual se puede utilizar un equipo terrestre convencional. En algunas situaciones, no existe alternativa para perforar un pozo direccional; por ejemplo, el lago puede ser la única fuente de agua potable en el área, por lo tanto, pueden existir restricciones ambientales que prohíban el uso de embarcaciones y equipos tales como de perforación y las instalaciones de producción.

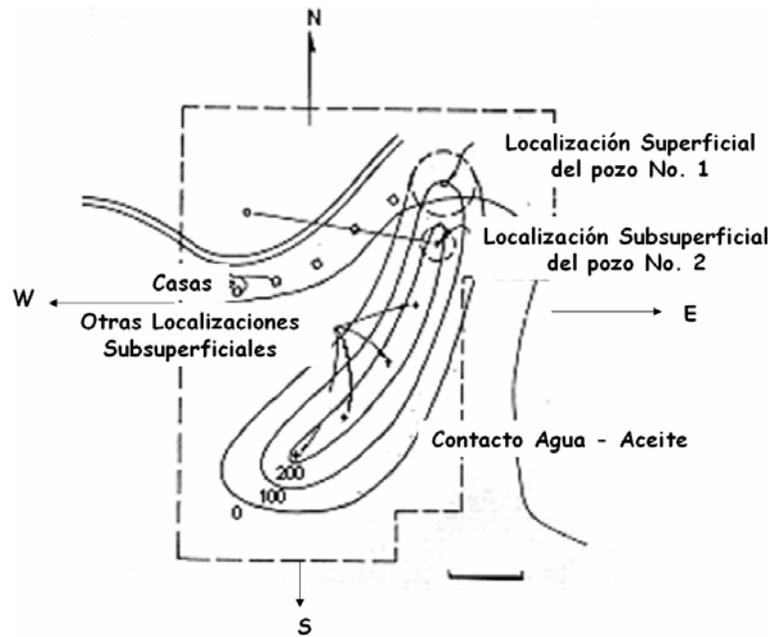


Fig. 5.2 La figura muestra la vista en planta de un yacimiento típico de aceite y gas debajo de un lago y como se pueden utilizar pozos direccionales para desarrollar el campo (Tomado del Manual de Diseño de la Perforación, 2003).

El desarrollo de campos costa fuera ha absorbido la mayoría de las actividades de perforación direccional. La figura 5.3 muestra una plataforma de desarrollo costa fuera. En otros casos se han encontrado campos petroleros debajo de las zonas urbanas y la única manera de desarrollarlos de manera económica y limpia ha sido perforando direccionalmente. Otro caso donde se tienen obstrucciones naturales tales como montañas u otros accidentes topográficos que impiden la construcción de una localización superficial y la perforación de un pozo casi vertical, la solución es la perforación de pozos direccionales. Otra aplicación de la perforación direccional es el efectuar la desviación de un pozo existente, esta desviación puede ser efectuada para librar una obstrucción ("un pez") en el agujero original (Figura 5.4).

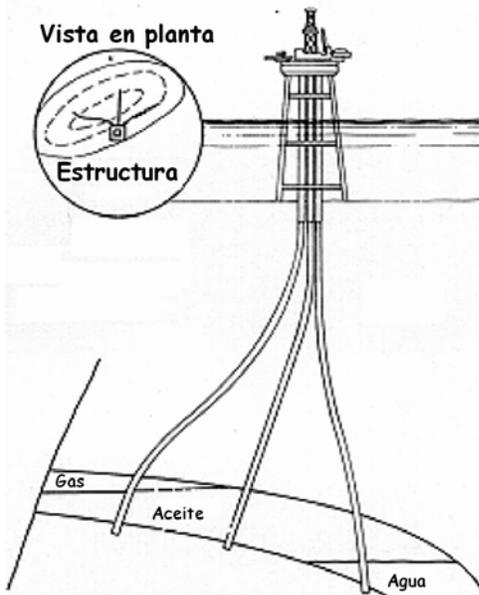


Fig. 5.3 La figura muestra una plataforma de desarrollo con pozos direccionales (Tomado del Manual de Diseño de la Perforación, 2003).

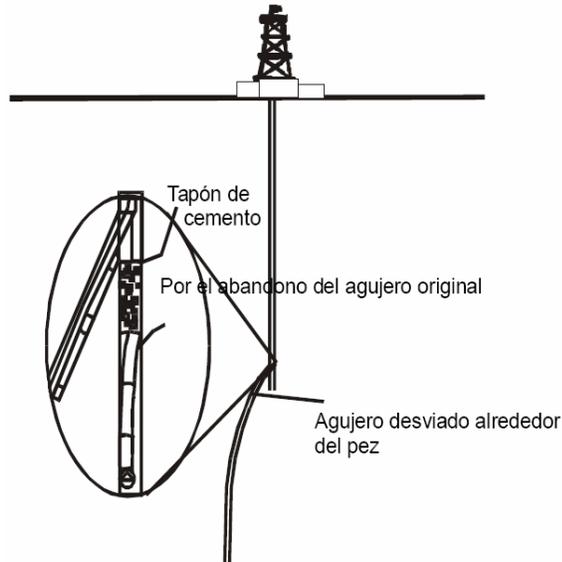


Fig. 5.4 La figura muestra la desviación de un pozo existente (Tomado del Manual de Diseño de la Perforación, 2003).

Definiciones y Conceptos Básicos.

Con el fin de familiarizar al ingeniero con los conceptos más comunes, relacionados con la tecnología de perforación direccional, a continuación se describen los más importantes.

Profundidad desarrollada (PD Measured Depth).

Es la distancia medida a lo largo de la trayectoria real del pozo, desde el punto de referencia en la superficie, hasta el punto de registros direccionales. Esta profundidad siempre se conoce, ya sea contando la tubería o por el controlador de de profundidad de la línea de acero (Figura 5.5).

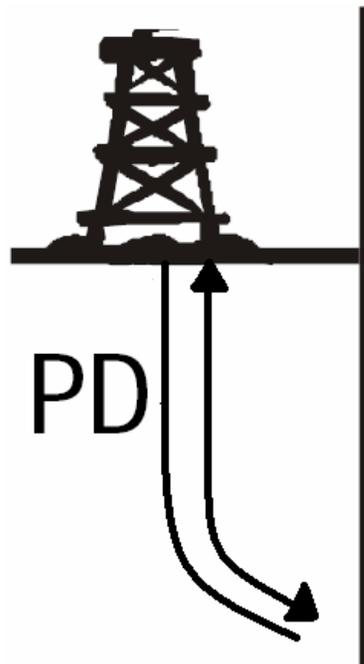


Fig. 5.5 Profundidad desarrollada de un pozo direccional (Tomado del Manual de Diseño de la Perforación, 2003).

Profundidad Vertical Verdadera (PVV True Vertical Depth).

Es la distancia vertical desde el nivel de referencia de profundidad, hasta un punto en la trayectoria de un pozo, normalmente es un valor calculado (Figura 5.6).

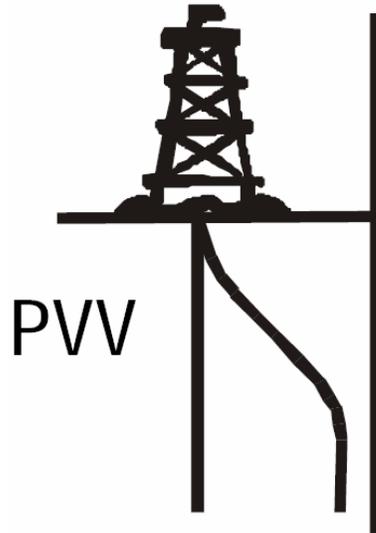


Fig. 5.6 Profundidad vertical verdadera de un pozo direccional (Tomado del Manual de Diseño de la Perforación, 2003).

Inclinación (Drift).

Es el ángulo (en grados) entre la vertical local, dada por el vector local de gravedad como lo indica una plomada y la tangente del pozo en un punto determinado. Por convención 0° corresponde a la vertical y 90° a la horizontal (Figura 5.7).

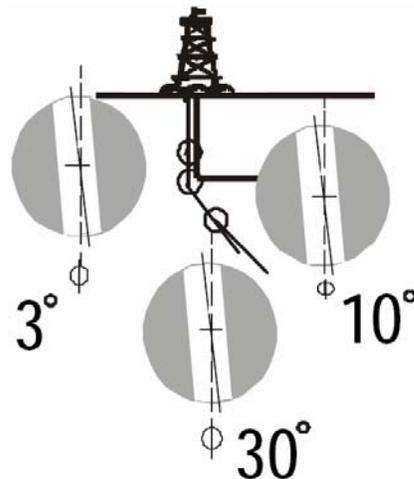


Fig. 5.7 La figura muestra diferentes ángulos de inclinación de un pozo desviado (Tomado del Manual de Diseño de la Perforación, 2003).

Azimut (Dirección del Pozo).

El azimut de un pozo en un punto determinado, es la dirección del pozo sobre el plano horizontal, medido como ángulo en sentido de las manecillas del reloj, a partir del norte de referencia. Esta referencia puede ser el norte verdadero, el magnético o el que aparece del mapa. Todas las

herramientas magnéticas proporcionan la lectura del azimuth con respecto al norte magnético; sin embargo, las coordenadas calculadas posteriormente, están referidas al norte verdadero o al norte del mapa (Figura 5.8), que forma como referencia el eje de rotación de la Tierra.

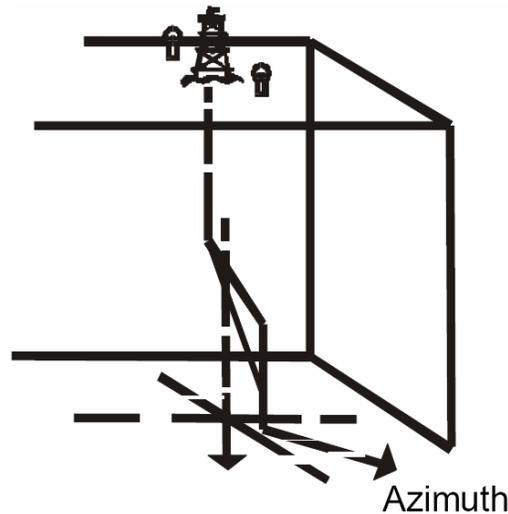


Fig. 5.8 Azimuth de un pozo desviado (Tomado del Manual de Diseño de la Perforación, 2003).

Norte Verdadero.

Es la dirección del polo norte geográfico, el cual yace sobre el eje de rotación de la Tierra, se mide con una brújula que ha sido declinada, es decir se hace coincidir el norte geográfico con el norte magnético.

Norte de cuadrícula o mapa.

Es la dirección norte sobre un mapa. El norte de cuadrícula o norte de mapa corresponde al norte verdadero solo en determinados meridianos. Los demás puntos se deben corregir por convergencia, esto es, el ángulo entre el norte de mapa y el norte verdadero en cualquier punto (Figura 5.9). En los mapas construidos con la cuadrícula que utiliza la Proyección Universal Transversal de Mercator (UTM), se tiene una cuadrícula ortogonal separada cada kilómetro, estos mapas también están referenciados al norte geográfico.

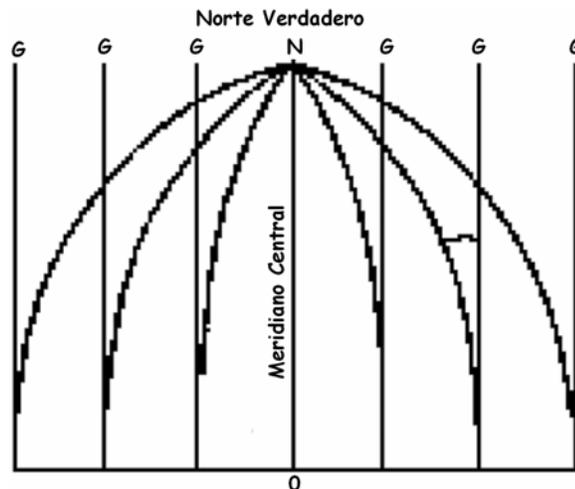


Fig. 5.9 La figura muestra el norte de mapa (Tomado del Manual de Diseño de la Perforación, 2003).

Norte Magnético.

Es la dirección de la componente horizontal del campo magnético terrestre en un punto seleccionado sobre la superficie de la tierra.

Lado alto del pozo.

Es el lado del pozo directamente opuesto a la fuerza de gravedad. El punto representa el lado alto y es importante para la orientación de la cara de la herramienta.

Es importante notar que a una inclinación 0° no existe lado alto, en este caso, los lados del pozo o de la herramienta de registros direccionales son paralelos al vector de gravedad y no existe un punto de intersección desde el cual se pueda definir un lado alto. Otro concepto importante es que sin inclinación (0°), el pozo no tiene dirección horizontal, es decir, el eje del pozo se representaría como un punto y no como una línea sobre el plano horizontal.

Orientación de la cara de la herramienta.

Es la medida angular de la cara de una herramienta flexionada con respecto al lado alto del pozo o al norte.

Cara de la Herramienta (Toolface).

El término se usa en relación de las herramientas desviadoras o a los motores dirigibles y se puede expresar en dos formas:

1. Física: el lugar de una herramienta desviadora, señalada comúnmente con una línea de marca, que se posiciona hacia una orientación determinada mientras se perfora, para determinar el curso futuro del pozo.
2. Conceptual: en el pozo, el término "cara de la herramienta" es a menudo utilizado como frase para referirse a la orientación de la misma (orientation toolface); por ejemplo, la cara de la herramienta puede ser la orientación del sustituto de navegación de un motor dirigible, expresada como una dirección desde el norte o desde la boca del pozo.

Interferencia Magnética.

Son los cambios en el campo magnético de la Tierra en las cercanías de la herramienta de registro, causados por la presencia de la tubería de revestimiento u otras tuberías en el pozo, en pozos cercanos o por las propiedades magnéticas de la misma formación.

Corrección por declinación magnética.

Es la corrección angular en grados, para convertir una lectura magnética a una lectura de norte verdadero (norte geográfico).

Buzamiento magnético.

Es el ángulo de intersección, medido desde la horizontal, entre las líneas de flujo magnético y el plano horizontal (superficie de la Tierra).

Pata de perro (Dog leg).

Se refiere a la curvatura total del pozo (la combinación de cambios en inclinación y dirección) entre dos estaciones de registro direccionales, se mide en grados.

Severidad de la pata de perro.

Es la magnitud de la pata de perro, referida a un intervalo estándar (por convención se ha establecido de 100 pies o 30 metros). La severidad se reporta en grados por cada 100 pies o grados por cada 30 metros; en la conversación normal la severidad se nombra como “pata de perro”. Es conveniente mantener las severidades tan bajas como sea posible en la perforación convencional (menos de 4 o 5°/100 pies), las severidades altas provocan problemas en el pozo tales como ojos de llave, atrapamientos de tubería o desgaste de la misma o de la TR.

Cierre.

Esta se define como una recta trazada desde el punto de referencia en superficie hacia cualquier coordenada rectangular en un plano horizontal. Generalmente, se utiliza para definir el fondo del pozo. Se calculan la longitud y la dirección de la recta, por ejemplo, si la posición localizada es 643'N, 1319'E el cierre puede ser calculado utilizando el Teorema de Pitágoras y trigonometría, en este caso el cierre es de 1459.30 pies con dirección N63.86°E.

Pescado.

Es cualquier objeto abandonado accidentalmente en el pozo durante las operaciones de perforación o terminación, el cual se debe recuperar o se debe eludir antes de que la operación pueda continuar.

Acelerómetro.

Los acelerómetros se utilizan para medir el campo gravitacional terrestre local. Cada acelerómetro consiste de una masa magnética (péndulo) suspendida en un campo electromagnético. La gravedad desvía la masa de su posición de equilibrio y se aplica al sensor una cantidad de corriente suficiente para que regrese la masa a su posición de equilibrio, esta corriente es directamente proporcional a la fuerza gravitacional que actúa sobre la masa.

Las lecturas gravitacionales se utilizan para calcular la inclinación del pozo, la cara de la herramienta y la referencia vertical utilizada para calcular el ángulo de incidencia.

Formatos de dirección (Cuadrantes y de Brújula).

Además de la profundidad y el desplazamiento horizontal, todos los pozos direccionales tienen una componente X que está asociada con la dirección; por ejemplo, el pozo – 2 de la figura 5.2, tiene una dirección objetivo de 100° Este, medidos a partir del norte, tomados con una lectura de brújula normal. En la perforación direccional, se utiliza esquema de cuadrantes de 90° para citar direcciones, los grados son siempre leídos a partir del norte hacia al este u oeste; por ejemplo, el ángulo de dirección en la figura 5.10 A, dado por una brújula (siempre leída a partir del norte), es de 18° mientras que por el esquema de cuadrante es N18°E, el pozo en el segundo cuadrante (Figura 5.10 B) a 157°, se lee S23°E, el tercer cuadrante (Figura 5.10 C), el pozo está en S20°W para un ángulo de 200° y el cuarto cuadrante (Figura 5.10 D) el ángulo de brújula se de 305° se lee N55°W.

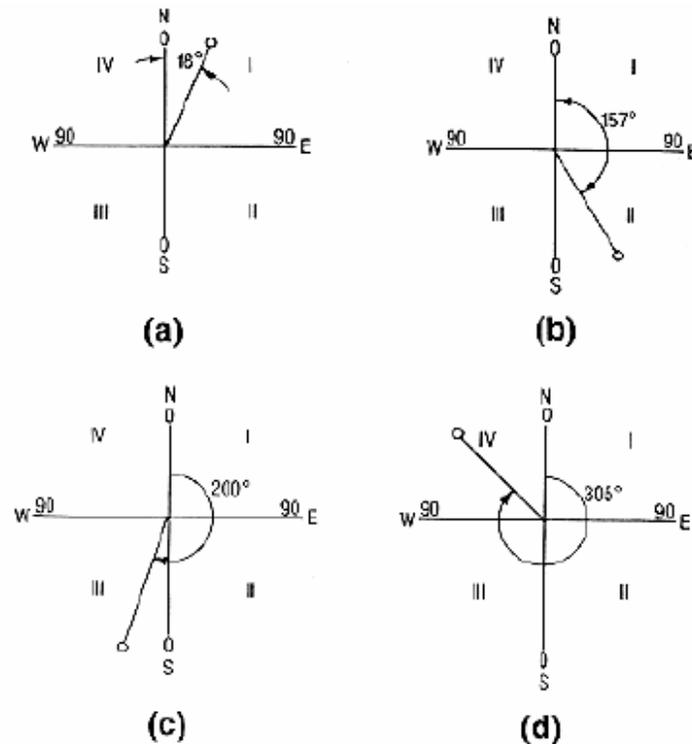


Fig. 5.10 La figura muestra ejemplos de formatos de dirección (Tomado del Manual de Diseño de la Perforación, 2003).

Herramientas.

Es cualquier elemento o dispositivo que se incluya en el aparejo de perforación y se corra dentro del pozo, los motores de fondo, los MWD, las herramientas de registros direccionales, etc. son ejemplos de herramientas de fondo.

Algunos tipos comunes de herramientas se describen a continuación:

Toma Sencilla (Single Shot): Una toma sencilla magnética es utilizada para obtener datos magnéticos de dirección e inclinación de una trayectoria determinada, puede ser bajado con cable o soltado desde superficie; sus principales componentes son.

- Baterías.
- Sistema de Unidad de Tiempo.
- Unidad de cámara y compás.

Tomas Múltiples Electrónico (EMS): La herramienta EMS provee la misma información que la herramienta de toma sencilla, emplea un sistema de Acelerómetros y Magnetómetros muy similar a las herramientas de desviación pero utiliza baterías (Figura 5.11). La herramienta es programada en superficie, las lecturas son tomadas en intervalos de tiempo programado y almacenado en memoria, la información es almacenada de la memoria y procesada cuando la herramienta esta en superficie.



Fig. 5.11 Herramienta EMS (Tomado de Schlumberger, 2007).

Registro Giroscópica (Gyro Survey): Los sistemas giroscópicos no están afectados por la interferencia magnética, es principalmente usado para obtener mediciones dentro del revestimiento o KOP cuando la interferencia magnética es muy alta. Los dos tipos de giroscopios son el Giroscopio libre (Figura 5.12 A) y Giroscopio Aumentado (Figura 5.12 B).

Su pequeña masa puede ser balanceada para que pueda rotar libremente en uno o más ejes, es resistente a las fuerzas externas y mantiene su orientación en todo el intervalo.

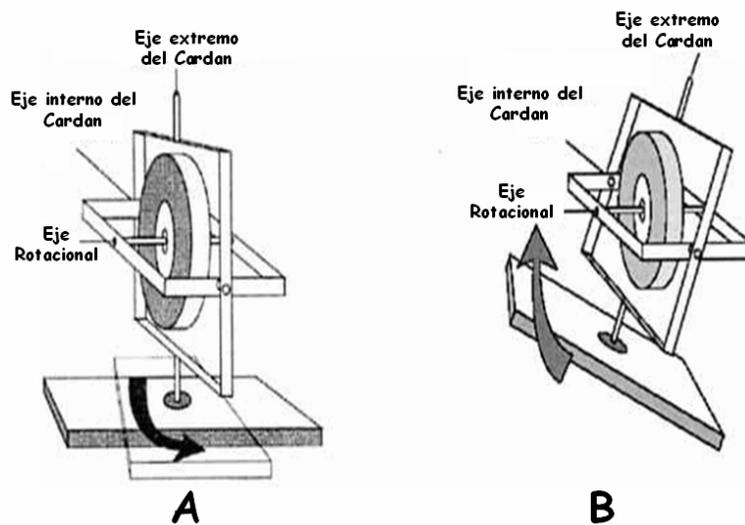


Fig. 5.12 Principales giroscopios de medición (Tomado de Schlumberger, 2005).

MWD (Measurement While Drilling): Muchas de las mediciones son tomadas mientras se perfora, el MWD (Figura 5.13) es usado para tomar mediciones en el fondo del agujero con un dispositivo electromecánico localizado en la instalación del fondo del agujero (BHA).

Todos los sistemas MWD tienen tres subcomponentes de configuraciones que varían y que a continuación se describen.

1. Sistema de Energía: El sistema de energía debe ser dividido en dos clasificaciones generales que son descritas en forma breve, batería y turbina, ambos tipos de sistema de energía tienen ventajas y responsabilidades inherentes. En muchos sistemas MWD una combinación de estos dos tipos de sistema de energía es usado para proporcionar energía a la sarta de herramientas con o sin flujo de fluido; en otras ocasiones se utiliza cuando existen condiciones intermitentes de flujo de fluido de perforación.



Fig. 5.13 La figura muestra un MWD convencional.

- i. Las baterías pueden proporcionar energía a la herramienta fuera de la circulación del fluido de perforación y son necesarios si los registros ocurrirán durante la salida o entrada al agujero. El cloruro de Litio en baterías son comúnmente usados en los sistemas MWD debido a su excelente combinación de densidad de gran energía y un funcionamiento superior en el servicio de temperaturas (LWD); proporcionan una fuente estable de voltaje hasta muy cerca del final de su vida de servicio y no requiere complejos electrónicos para reacondicionar la fuente. Aunque las baterías son seguras en temperaturas muy bajas, si está elevada por arriba de 180 °C pueden experimentar una violenta reacción acelerada y estallar con una significativa fuerza. Aunque estas baterías son eficientes sobre su vida de servicio, no son recargables su disposición es conforme a estrictas regulaciones ambientales.
 - ii. La turbina, es la segunda fuente de generación de energía que utiliza el aparejo de perforación, la cual se forma a partir del flujo de fluido de perforación; un rotor es colocado en la operación del fluido de perforación y la circulación es dirigida sobre las láminas del rotor por un estator, la fuerza rotacional es transmitida del rotor a un alternador a través de un eje común. La energía generada por el alternador no es en una forma inmediata usable, los circuitos electrónicos son requeridos para rectificar la corriente alterna para usar corriente directa; los rotores de las turbinas deben tener un rango de gasto de flujo para bombear el lodo de perforación.
2. Sistemas de Telemetría: Aunque en diversas ocasiones se han tomado acercamientos para transmitir datos a la superficie, la telemetría de pulso de lodo es el método estándar en sistemas comerciales de MWD. Los sistemas acústicos que se transmiten sobre la tubería de perforación sufren una atenuación aproximadamente de $150 \left(\frac{dB}{1000m} \right)$ en el fluido de perforación (Spinnler y Stone, 1978). Las bajas frecuencias de transmisión electromagnética son de limitado uso en sistemas de MWD, algunas veces son usados

cuando el aire o la espuma son utilizados como fluidos de perforación. La profundidad de la cual la telemetría electromagnética puede ser transmitida es limitada por la conductividad y el espesor de las formaciones sobrepuestas; tres sistemas de telemetría de pulsos de lodo son mencionados a continuación:

- i. Sistemas de Pulso Negativo: Crea una presión de pulso baja en el volumen de lodo para expresar una cantidad pequeña de lodo a alta presión de la tubería de perforación al espacio anular.
- ii. Sistemas de Pulso Positivo: crea una restricción momentánea del flujo (alta presión en el volumen del lodo) en la tubería de perforación.
- iii. Sistemas de Ondas Continuas: crean una frecuencia portadora que es transmitida a través del lodo y codifica los datos usando los desplazamientos de fase del portador.

Los sistemas de pulso positivo son comúnmente más usados en sistemas actuales de MWD. La detección de señal de la Telemetría es realizada por uno o más transductores que son localizados en el múltiple de válvulas (standpipe).

3. Censores direccionales: La tecnología del sensor direccional ha sido por varios años un arreglo de tres magnetómetros de válvula de flujo ortogonales y de tres acelerómetros, aunque en circunstancias normales los sensores estándar proporcionan mediciones aceptables en alguna aplicación donde la incertidumbre existe en la localización del fondo del agujero que puede ser problemático. La investigación extendida de pozos, por la naturaleza de su profundidad de investigación puede sufrir errores significativos. Las localizaciones geográficas donde la componente horizontal del campo magnético de la Tierra afecta poco la exactitud del sensor direccional. Existen en la actualidad modelos de predicción de errores en las mediciones direccionales que no fueron diseñados en condiciones extremas en los métodos de perforación a condiciones de pozo. Los numerosos métodos de varianza de eficacia ayudan a las lecturas magnéticas correctas para la interferencia, las primeras correcciones asumieron que todas las interferencias eran axiales (solo los ejes de la sarta de perforación); los métodos más recientes analizan para interferencia inducida y permanente sobre tres ejes. Si las lecturas magnéticas se pueden corregir por variaciones en el campo, incluso se puede tener mayor confianza en la localización del fondo del agujero. Solo con incertidumbres en la profundidad medida, las de la localización en el fondo del agujero son una contribución para los errores en la profundidad absoluta. Cabe mencionar que todos los métodos de corrección de azimut en tiempo real requieren datos reales para ser transmitidos a la superficie, los cuales se cargan ante un canal de telemetría. El giroscopio ofrece beneficios significativos sobre sensores existentes, además de mayor exactitud, el giroscopio no es susceptible a la interferencia de los campos magnéticos.

Motores de Fondo.

El motor de desplazamiento positivo (PDM por su abreviación en inglés) se ha desarrollado en el método primario de control direccional. Los PDM son herramientas que manejan fluido de perforación que regresa a la barrena independientemente de la rotación de la sarta de perforación; la potencia de un PDM es generada por un rotor y un estator basado sobre una geometría descrita por Moineau (1923). El rotor y el estator tienen lóbulos helicoidales que sirven para formar cavidades selladas de los helices (Figura 5.14). El flujo de fluido a través de estas cavidades es la que origina la fuerza al rotor para que este pueda rotar.

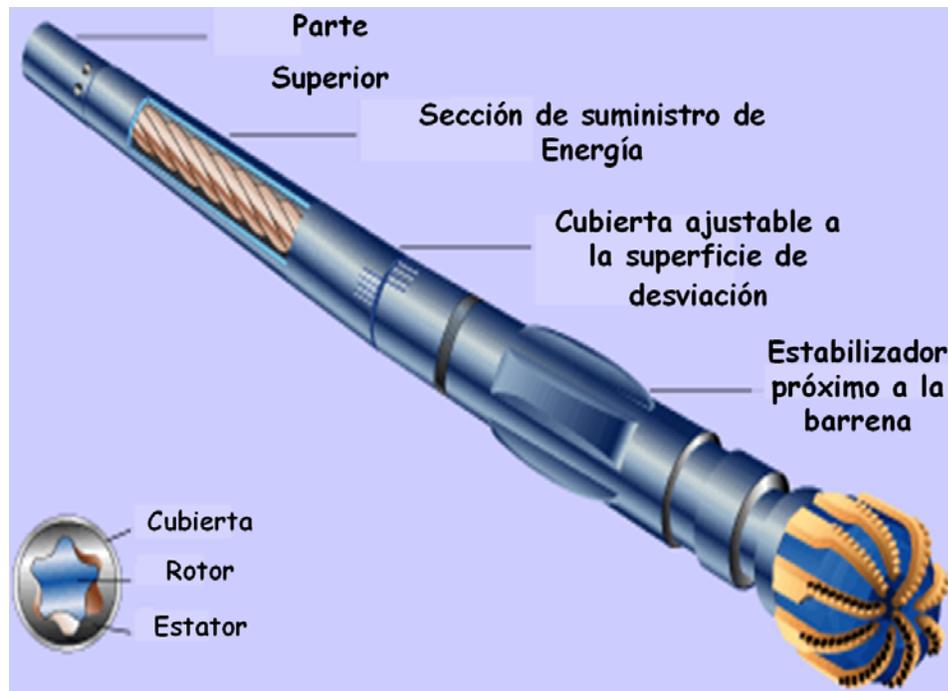


Fig. 5.14 La figura muestra los componentes de un motor de desplazamiento positivo (Tomado de Schlumberger, 2007).

El perfil del estator, que tiene siempre un lóbulo más que el rotor, se modela de caucho dentro de la cubierta de motor. El rotor, el cuál viaja en un movimiento orbital alrededor de los ejes de la herramienta, es conectado a un acoplamiento flexible o articulado que transmite torque mientras que se elimina el movimiento orbital; el acoplamiento habilita la cubierta del motor para brindar una curvatura usualmente de 0° a 3° . El acoplador transmite el esfuerzo de torsión a un eje impulsor, del cual se contiene en cojinetes para permitirle transmitir cargas axiales (peso de la barrena) y laterales de la sarta de perforación a la barrena. Los PDM tienen velocidades de 100 a 300 rpm; son los únicos motores en que el gasto de fluido es linealmente proporcional al gasto de flujo y el torque es proporcional a la caída de presión generada.

Un motor dirigible (Figura 5.15), es típicamente configurado con una curvatura en la parte externa de la superficie de la herramienta y dos o más estabilizadores de un PDM están configurados para operar en dos modos de sistemas.

Los dos modos de operación son el “corredizo (sliding)” u orientado y el “rotatorio (rotary)”, que a continuación se describen.

En el modo corredizo, el motor dirigible es orientado por la rotación lenta de la sarta usando señales del MWD para determinar la cara de la herramienta o la orientación de la curvatura. La rotación requerida para conducir la barrena es generada completamente por el PDM, la combinación de estabilizadores y la curvatura de la cubierta genera una carga lateral sobre la barrena, haciéndola perforar en dirección de la cara de la herramienta. La capacidad de curvatura de los motores dirigibles son de 1 a $10^\circ/100$ pies.

En el modo de movimiento rotativo, la sarta es rotada y el efecto de curvatura es deslizado, por lo menos en una dirección lejana si se trata. Cuando está rotado, el motor orientado se comporta direccionalmente como un ensamble rotativo en el que la tendencia direccional del motor es determinada por el diámetro y por la colocación de los estabilizadores. Los motores son normalmente instalados de forma recta en el sentido que rotan aunque pueden ser configurados para construir o para ángulos bajos mientras rota.

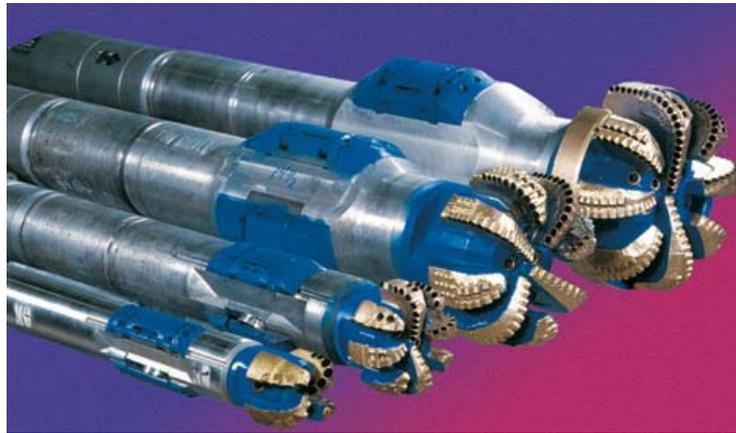


Fig. 5.15 La figura muestra diferentes motores dirigibles (Tomado de Schlumberger, 2007).

Los motores de turbinas son accionados por el fluido de perforación que mueve a la barrena, los PDM son accionados por un estator, por lo que no son semejantes a los motores de turbinas que utilizan láminas de metal que proporcionan gran resistencia a fluidos de perforación químicamente agresivos y a extremas temperaturas de fondo; sin embargo, la velocidad de la barrena decrece como la demanda del torque de la barrena aumenta, un incremento en el torque no resulta de un incremento de presión que pueda ser vista en la superficie, por lo tanto, la detección de atascamiento de la turbina es mas difícil que en los PDM y su velocidad es mucho más alta, la cual está cerca de los 1000 rpm. Como muchos PDM, las turbinas pueden ser configuradas dada su capacidad orientada con curvaturas y estabilizadores (Figura 5.16).

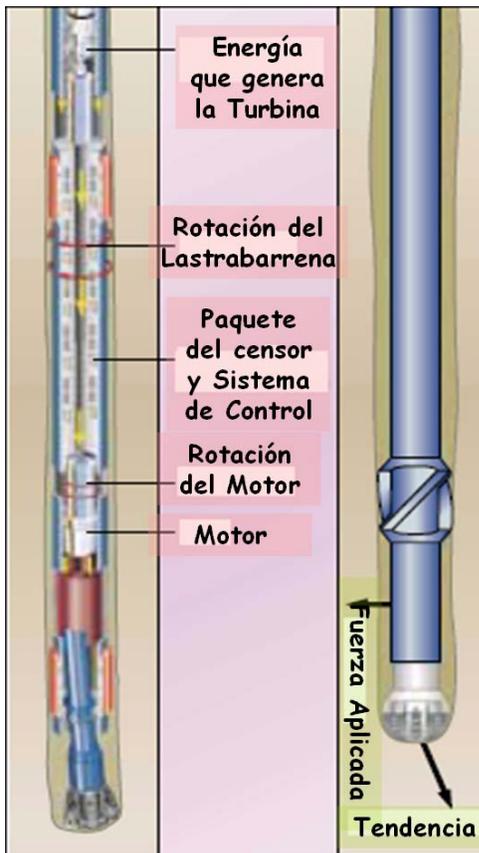


Fig. 5.16 La figura muestra como la turbina genera energía (Tomado de Schlumberger, 2005).

Ensamblados rotarios y estabilizadores ajustables.

Los ensamblados rotarios son elegidos de vez en cuando por los sistemas dirigibles, usualmente en secciones tangentes donde el objetivo direccional es perforar en dirección recta. Los ensamblados rotarios son más usados en donde las tendencias de las formaciones son predecibles y los aparejos no son conducidos por motores dirigibles, el peso del lastrabarrena le da una tendencia para ceder o flexionar el lado bajo del agujero; la flexibilidad y la longitud del lastrabarrena, el diámetro del estabilizador y la colocación se dirigen como medios para controlar la cantidad de flexión para dar el asentamiento deseado, para disminuir o mantener la tendencia de la dirección (Figura 5.17).

Los ensamblados rotarios fijos han limitado su capacidad de ajustar por variaciones de lo planeado, pero deben ser prácticos en algunos intervalos de múltiples pozos de desarrollo donde las características de las formaciones pueden ser identificadas y los ensamblados pueden ser optimizados.

La figura 5.17 consiste de arreglos para dar la forma al agujero y que consisten en estabilizadores ensamblados con los lastrabarrenas.

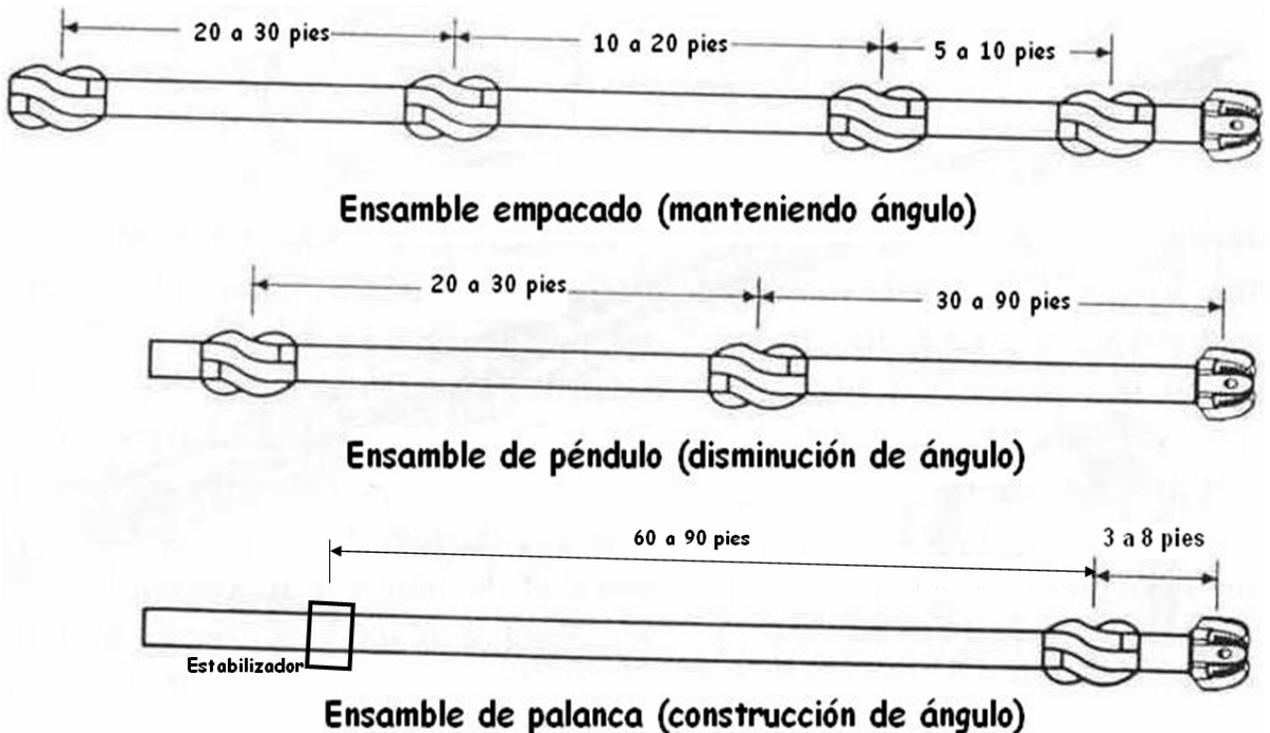


Fig. 5.17 La figura ilustra los arreglos comúnmente más usados (Tomado de Michael J. Economides y Larry T. Watters, 1988).

El diámetro ajustable de los estabilizadores (Figura 5.18) es mejor sobre los ensamblados fijos porque el diámetro del estabilizador puede ser ajustado en el fondo del agujero para compaginar las variaciones de lo planeado. Usando solo el diámetro del estabilizador, un BHA correctamente diseñado puede producir una tendencia de inclinación que se extienda de una estructura a un descenso.

Los estabilizadores ajustables pueden ser usados en cualquier BHA solo rotario o en conjunto con motores dirigibles para optimizar el modo rotario de la tendencia direccional.

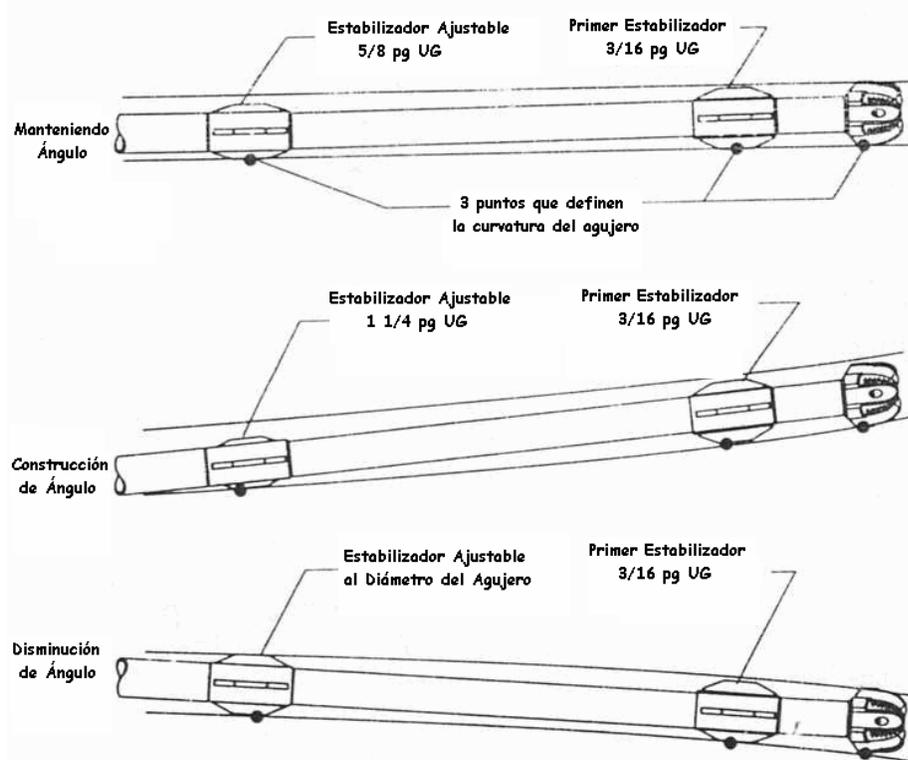


Fig. 5.18 La figura muestra el arreglo de diámetros de los estabilizadores (Tomado de Michael J. Economides y Larry T. Watters, 1988).

Tipos de Trayectorias.

El primer paso en la planeación de un pozo direccional es diseñar la trayectoria del agujero para alcanzar el objetivo programado. El diseño inicial debe proponer los diferentes tipos de trayectoria que pueden ser perforados económicamente. El segundo, o diseño final debe incluir los efectos de las condiciones geológicas sobre los aparejos de fondo (BHA) que serán utilizados y otros factores que pudieran influenciar la trayectoria final del agujero, por lo tanto se puede decir que la selección del tipo trayectoria dependerá principalmente de los siguientes factores:

- Características de la estructura geológica.
- Espaciamiento entre pozos.
- Profundidad vertical.
- Desplazamiento horizontal del objetivo.

La figura 5.19 muestra cuatro tipos de trayectoria más comunes que pueden ser perforados para alcanzar el objetivo. La trayectoria A es una trayectoria de incrementar y mantener; el agujero penetra el objetivo con un ángulo igual al máximo ángulo de incremento. La trayectoria B es una trayectoria "S modificada" y la C es una trayectoria "S". En la trayectoria S el agujero penetra verticalmente al objetivo y en la S modificada el agujero penetra con un ángulo de inclinación menor que el ángulo máximo en la sección de mantenimiento. Para la trayectoria D, que es una trayectoria de incremento continuo, la inclinación continua incrementándose hasta o a través del objetivo. La trayectoria de incrementar y mantener requiere el menor ángulo de inclinación para alcanzar el objetivo, la trayectoria S modificada requiere mayor inclinación y la trayectoria S requiere aún más que la S modificada. La trayectoria de incremento continuo requiere la mayor inclinación de todos los tipos de trayectoria para alcanzar el objetivo.

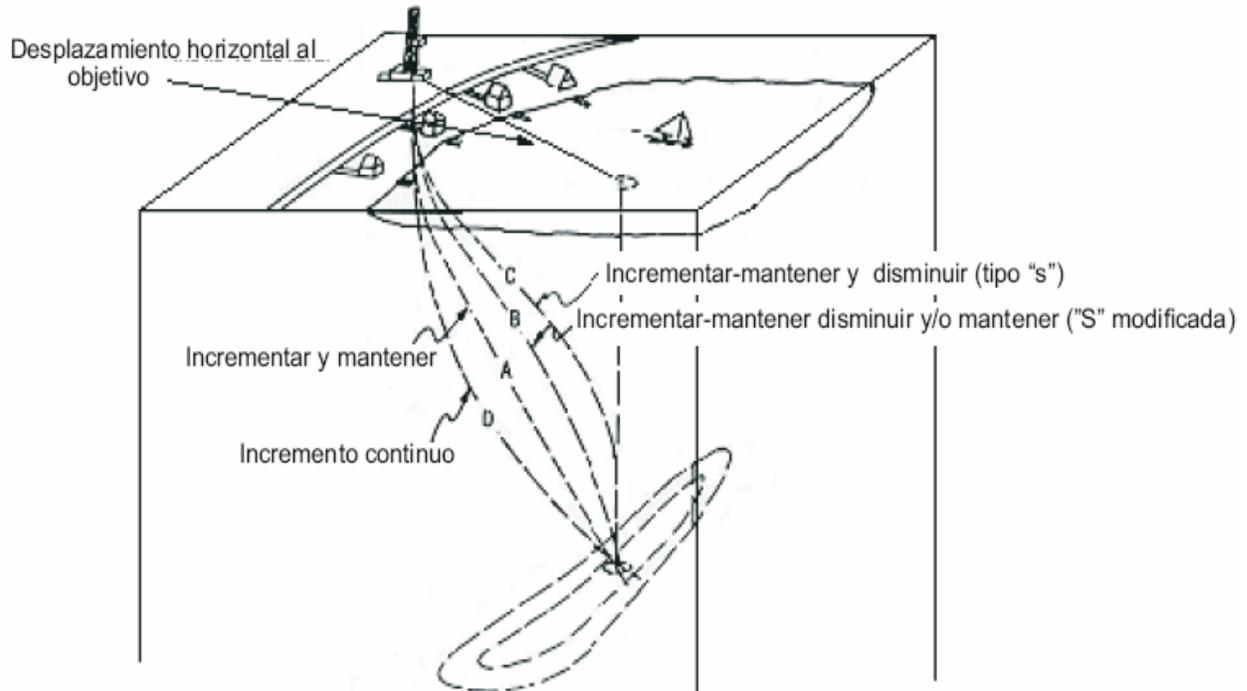


Fig. 5.19 La figura muestra los cuatro tipos de trayectoria más comunes (Tomado del Manual de Diseño de la Perforación, 2003).

A continuación se describen algunos ejemplos de cómo la perforación direccional se ha venido utilizando para mejorar la explotación de los campos petroleros en México en los horizontes productores estratigráficos.

5.3 Perforación Horizontal en la Faja de Oro Marina.

La Faja de Oro Marina se ubica en la plataforma continental del Golfo de México en las costas del Estado de Veracruz, entre los poblados de Tamiahua al norte y Tecolutla al sur, fue descubierta en la década de los sesentas con los campos Isla Lobos, Arrecife Medio, Atún y Bagre.

Varios campos descubiertos no fueron desarrollados como es el caso del Campo Carpa, que se encuentra 36 kilómetros al NE del puerto de Tuxpan, el cual fue descubierta con el pozo Carpa – 1 que fue perforado del 6 Octubre de 1971 al 25 de Mayo de 1972. Este pozo encontró la formación El Abra (roca almacenadora) a una profundidad de 2433 mbnm, atravesando 35 metros de ésta, se le realizó una prueba de producción en el intervalo 2433 – 2449 mbnm aportando un gasto de 503 bpd de aceite, con una RGA de $70 \left(\frac{m^3}{m^3} \right)$; con la perforación se logró

determinar el contacto agua – aceite a 2469 mbnm, ya que la profundidad total fue de 2477 mbnm. Para este campo que se descubrió con sísmica 2D y con los datos existentes se interpretó que el pozo había quedado en la parte culminante de la estructura (Figura 5.20 A), la columna impregnada es de 35 m y el gasto aportado en la prueba de producción resultó poco atractivo con respecto a los campos Atún y Bagre, teniendo estos un promedio de 3000 bpd por pozo. Esta es la razón por la que no fue desarrollado este campo, por lo que años después se autorizó la adquisición de sísmica 3D.

Se inicio la adquisición de un cubo sísmico para el área norte de la Faja de Oro Marina, que cubrió un área de 885 km² e incluye los campos Tiburón, Tintorera, Huachinango, Carpa y la parte norte de Esturión. Con base en estos datos se definieron mejor las diversas estructuras que no fueron visualizadas adecuadamente con sísmica 2D y por tanto subvaluadas para el campo Carpa, ya que se observa con la sísmica 3D un horizonte más grande, y que el pozo Carpa – 1 (Figura 5.20 B), quedo en el flanco oeste.

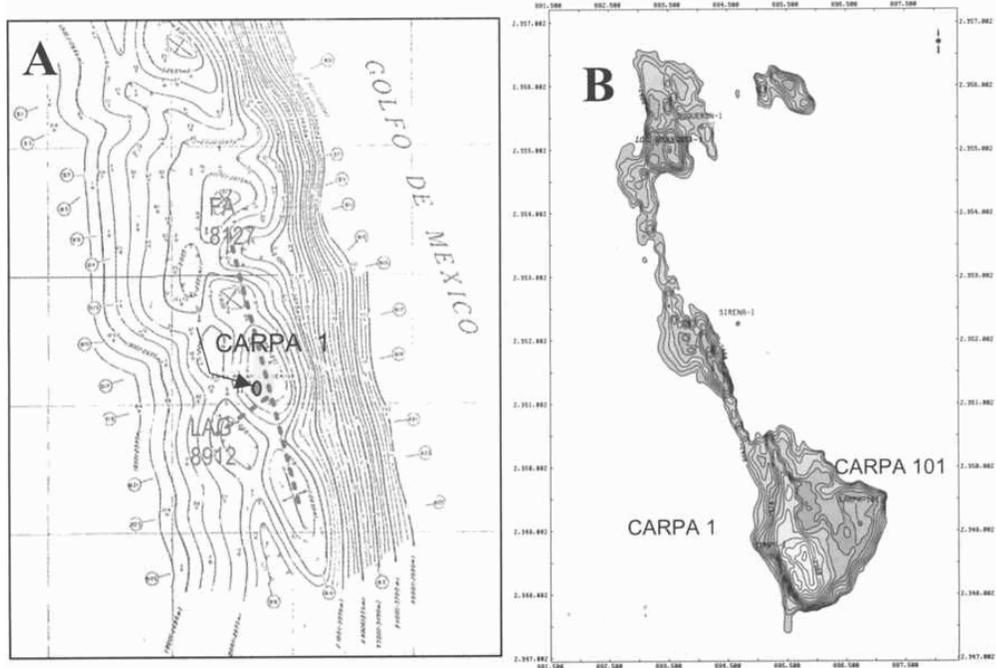


Fig. 5.20 La figura muestra la configuración estructural de la formación El Abra, la configuración (A) fue hecha con sísmica 2D, la configuración (B) fue hecha con sísmica 3D (Tomado de AIPM, 2005).

Metodología.

Con la interpretación de la información sísmica del cubo se observa que el pozo Carpa – 1 es delimitador y también se observa el pozo Carpa – 101 (Figura 5.21).

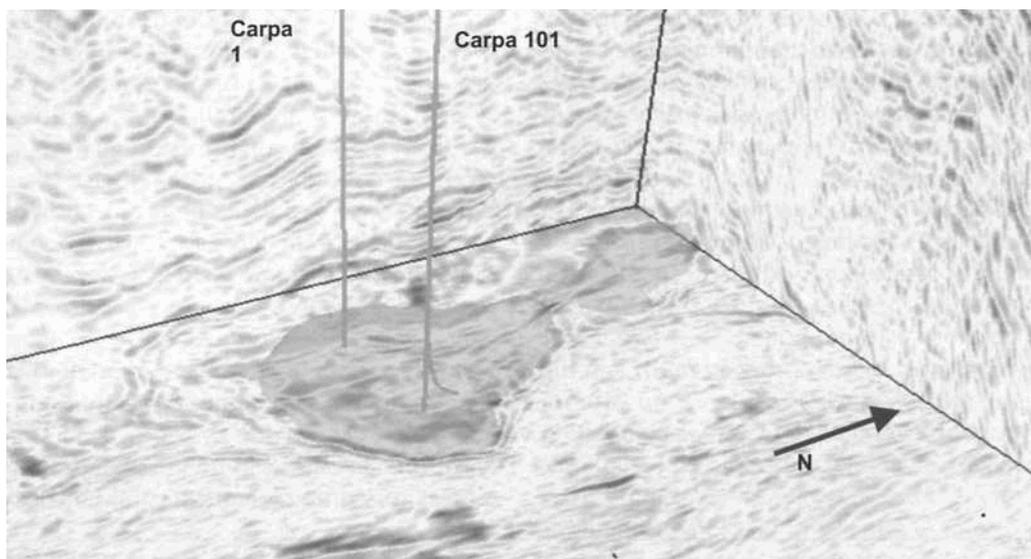


Fig. 5.21 Visualización de la superficie El Abra para el área del campo Carpa (Tomado de AIPM, 2005).

El pozo Carpa – 101 vertical cortó el Cenozoico de edad Mioceno Superior y constando de una serie de intercalaciones de areniscas y lutitas, a la profundidad de 1474 mbmr (1440 mbnm) se registraron 284 unidades de gas en lodo durante 15 minutos. Tanto el registro LWD, como los registros convencionales muestran una arena limpia de aproximadamente 5 m de espesor con una resistividad de 5 ohmm (Figura 5.22); además en los registros densidad neutrón y de porosidad neutrón se interpretó la presencia de gas. Cabe mencionar que a esta arena no se le probó su potencial productor. A la profundidad de 1729 mbmr se tuvo una segunda manifestación de gas en el lodo registrándose 80 unidades (Figura 5.22). Esta manifestación es menor que la somera, ya que los registros resistivos no se desarrollan tanto como en la primera manifestación, además no muestran arenas tan limpias como las mencionadas. Ambas arenas no fueron probadas debido a que el objetivo del pozo únicamente era el Abra.

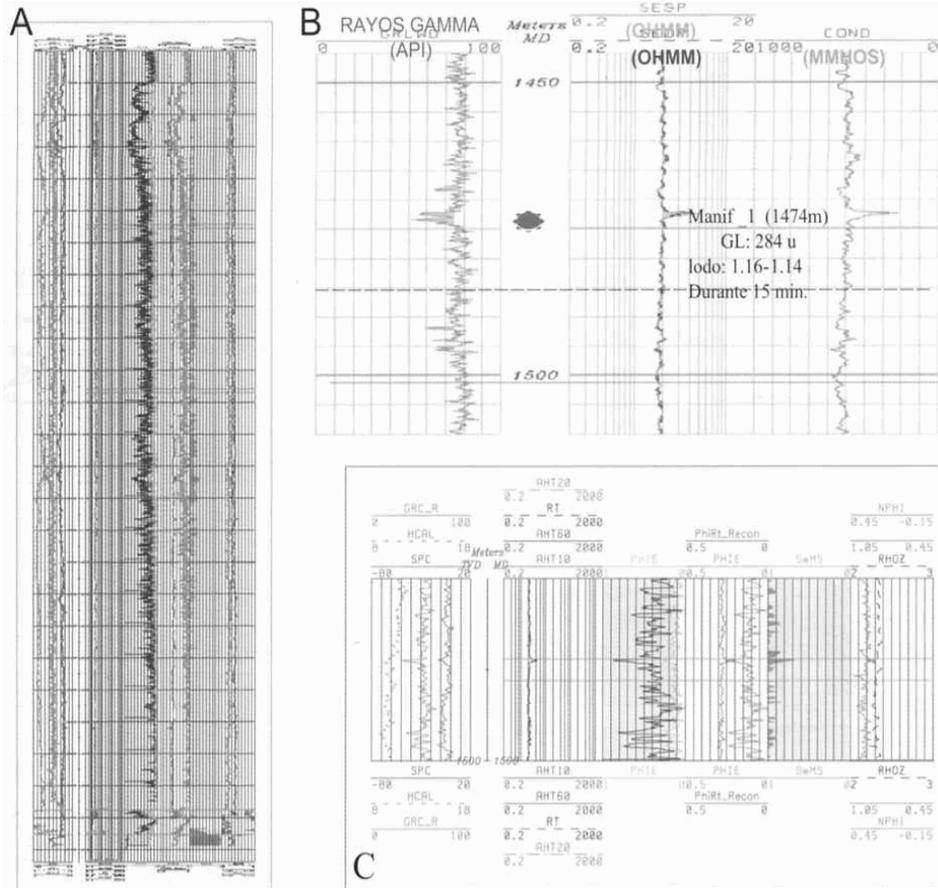


Fig. 5.22 La figura muestra los registros geofísicos del pozo Carpa – 101, en (A) se observa la evaluación petrofísica, en (B) los registros de rayos gama y resistividad y en (C) el detalle de la manifestación (Tomado de AIPM, 2005).

En el agujero vertical por registro se observa un cambio muy sutil al entrar al Cretácico, esto es por un espesor muy delgado (4 m), en este caso del Cretácico Superior, lo que también se observa al haber tomado muestras de canal.

En la formación El Abra se perforaron 44 m dentro de esta capa estratigráfica, en donde se cortaron dos núcleos los cuales muestran una gran impregnación de aceite ligero y consisten de grainstones de miliolidos y brechas de colapso debidas a karstificación (Figura 5.23).

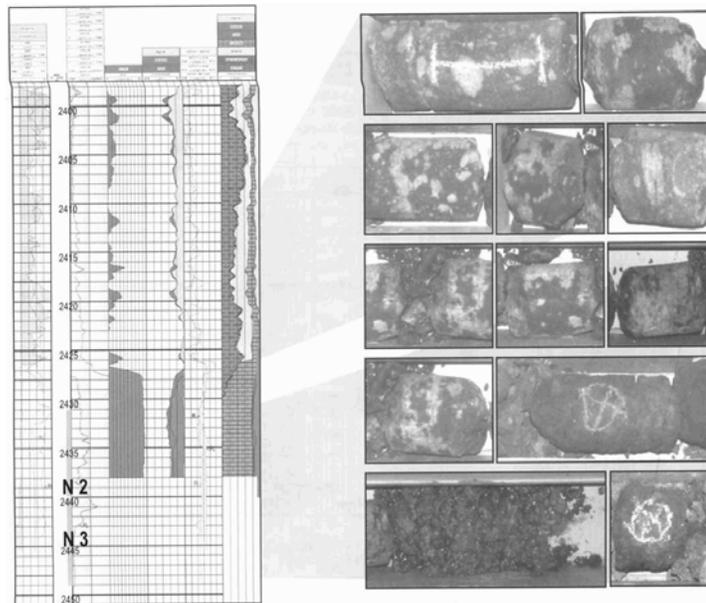


Fig. 5.23 En la figura se observa el corte de los núcleos 2 y 3 donde se aprecia la impregnación de aceite (Tomado de AIPM, 2005).

En el pozo vertical se tuvieron pérdidas importantes de aproximadamente de 10000 barriles de lodo de perforación, debido al daño de la formación con estas pérdidas de lodo y con resultados poco atractivos de gastos de aceite, se hizo un análisis de la información sísmica para elegir la mejor zona hacia la cual dirigir la reentrada y se decidió hacer un pozo horizontal de radio corto.

Se perforo la reentrada del pozo Carpa – 101 con una dirección N10W, haciendo una ventana en el pozo vertical a 2200 mbmr (Figura 5.24). Se cortó la brecha a 2387 mdbmr (2239 mvbnm). Esta brecha se compone de partículas derivadas de la erosión del Cretácico, así como fragmentos de cuarzo con presencia de impregnación de aceite ligero (Figura 5.25).

Al momento de la perforación con el registro LWD se empieza a notar que las curvas resistivas empiezan a leer un cuerpo más resistivo (Figura 5.26). También el registro de rayos gama empieza a denotar una roca mas limpia, pero no comparado como las rocas de la formación El Abra.

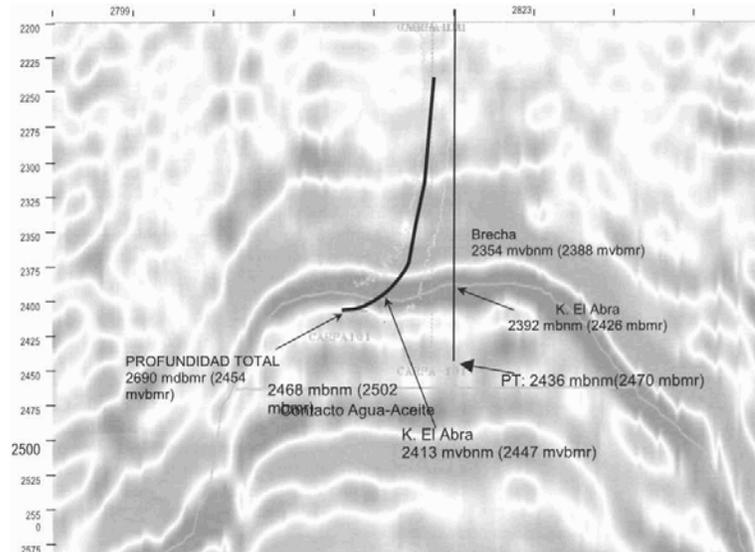


Fig. 5.24 La figura muestra la trayectoria de la reentrada del pozo Carpa – 101 (Tomado de AIPM, 2005).

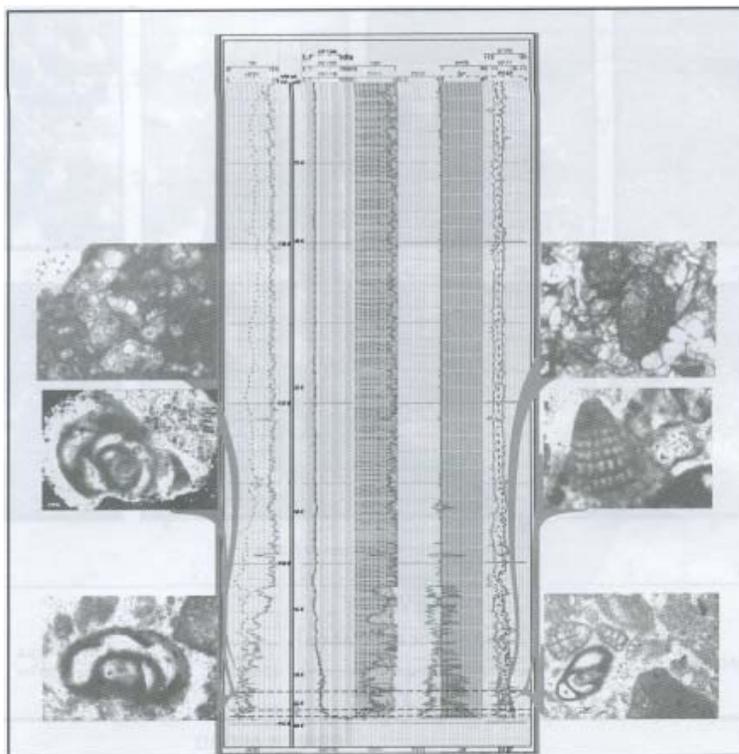


Fig. 5.25 La figura muestra la composición de la brecha (Tomado de AIPM, 2005).

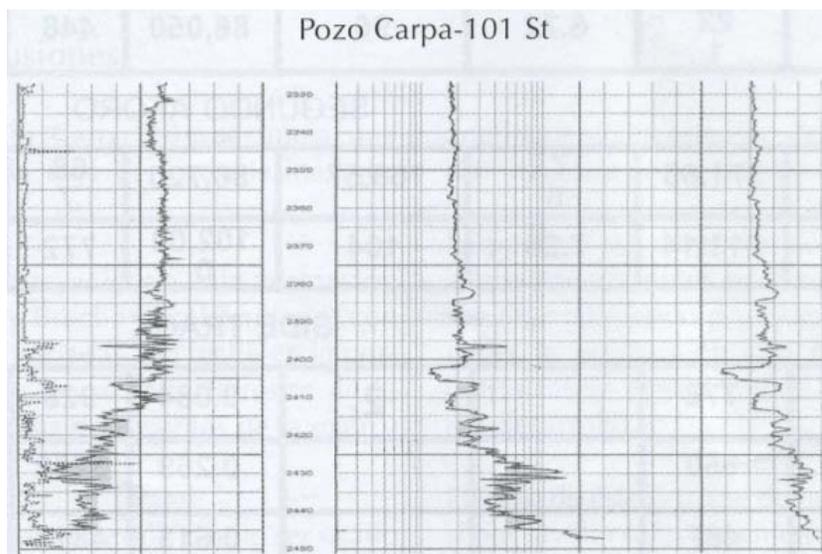


Fig. 5.26 En la figura se muestra los registros de resistividad y rayos gama del pozo Carpa – 101 (Tomado de AIPM, 2005).

El objetivo en este pozo fue un desarrollo horizontal en agujero descubierto en la formación El Abra, donde la cima se tocó a 2585 mdbmr (2414 m vbnm) 58 m arriba del contacto agua – aceite, el pozo se diseño de tal manera que navegara 5 metros por debajo de la cima de la formación.

La roca del Abra está constituida de una gran cantidad de texturas (Figura 5.27), durante los 108 m que se desarrollaron dentro de la formación, variando desde packstone y grainstones hasta las brechas de colapso debido a la exposición subaérea.

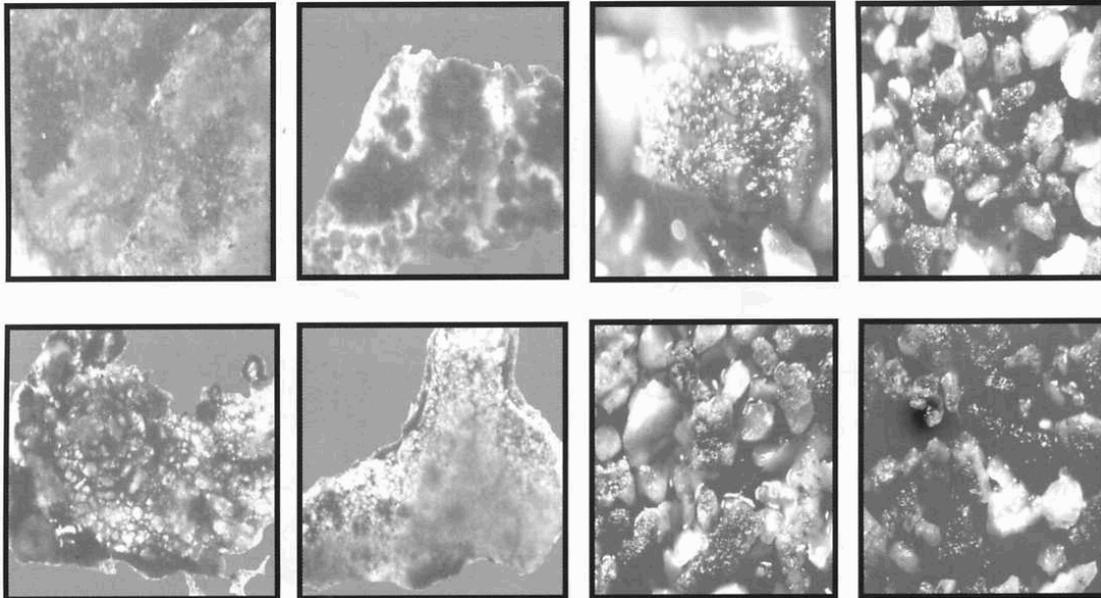


Fig. 5.27 La figura muestra las texturas de la formación El Abra (Tomado de AIPM, 2005).

Con solo penetrar 5 m por debajo de la cima en el desarrollo horizontal se logro hacer un drene eficiente, ya que si se profundiza más adentro del yacimiento se tiene el riesgo de no drenar lo que está por arriba de la profundidad vertical del mismo. La prueba de producción se realizo en agujero descubierto, probando los 108 m penetrados dentro de la formación obteniendo los resultados que se enlistan en la Tabla 11.

Pozo Vertical										
ESTRANGULADOR	PRESIÓN EN T.P.		PRESIÓN DE SEPARACIÓN		Qg Mmpc/d	Qa Bls/d	AGUA %	RGA m ³ /m ³	° API	
	Kg/cm ²	psi	Kg/cm ²	psi						
PRIMER AFORO										
1/4"	33.6	480	12.6	180	67,530	363	0		31	
5/16 "	21.6	309	11.9	170	77,280	442	0	31	31	
3/8"	15.47	221	6.72	96	86,050	448	0	34	31	
SEGUNDO AFORO										
3/8"	19.03	271.85	7.6	108.57	86,720	687	0	22	31	
7/16"	14.78	211.14	7.28	104	102,000	772	0	23	31	
SIDE TRACK										
1/4"	54	778		2	0.084	928	0	16	31	
1/2"	45	650			0.269	3283	0	15	31	
3/4"	34	487			0.613	4814	0	23	31	

Tabla 11 La tabla muestra los parámetros obtenidos en la prueba de producción (Tomado de AIPM, 2005).

5.4 Perforación Horizontal en el Campo Rancho Nuevo.

El campo Rancho Nuevo se localiza en la parte norte del Estado de Veracruz a 55 km de la Ciudad Cerro Azul; geológicamente se ubica en la cuenca Tampico – Misantla en la porción sur oriental del paleocanal Bejuco – la Laja y al noroeste del Talud del atolón de la Faja de Oro Terrestre (Figura 5.28).

El yacimiento productor del campo se encuentra ubicado en la formación Cretácico Tamabra, la explotación del yacimiento se inició a finales de los sesentas con el pozo descubridor Rancho Nuevo – 3, obteniéndose una producción de 522 bpd y una RGA de $370 \left(\frac{pie^3}{bl} \right)$ por un

estrangulador de 6 milímetros. La presión del yacimiento fue de 2972 psi referida al plano 1910 mbnm y la presión de saturación de 1621 psi. Se programó perforar dos pozos horizontales y con esto reducir el tiempo de explotación del campo de 30 a 12 años.



Fig. 5.28 La figura muestra la ubicación del Campo Rancho Nuevo (Tomado de AIPM, 1997).

El primer pozo perforado fue el Rancho Nuevo 128 – H y se perforó de la plataforma del pozo Rancho Nuevo 128 a una profundidad total de 2737 mbm, terminándose en agujero descubierto a través del tramo horizontal 2086 – 2737 mbm (Figura 5.29), el pozo se abrió a producción reportando una presión en la cabeza (P_{wh}) de 654 psi aportando un gasto promedio

de 920 bpd con una RGA de $275 \left(\frac{pie^3}{bl} \right)$ y 0% de agua, se perforó el pozo horizontal 3 – H

teniendo una producción de aceite de 950 bpd, una RGA de $370 \left(\frac{pie^3}{bl} \right)$ y 0% de agua.

El objetivo fue determinar las características de la formación productora y diagnosticar las condiciones de flujo del pozo, para optimizar la explotación.

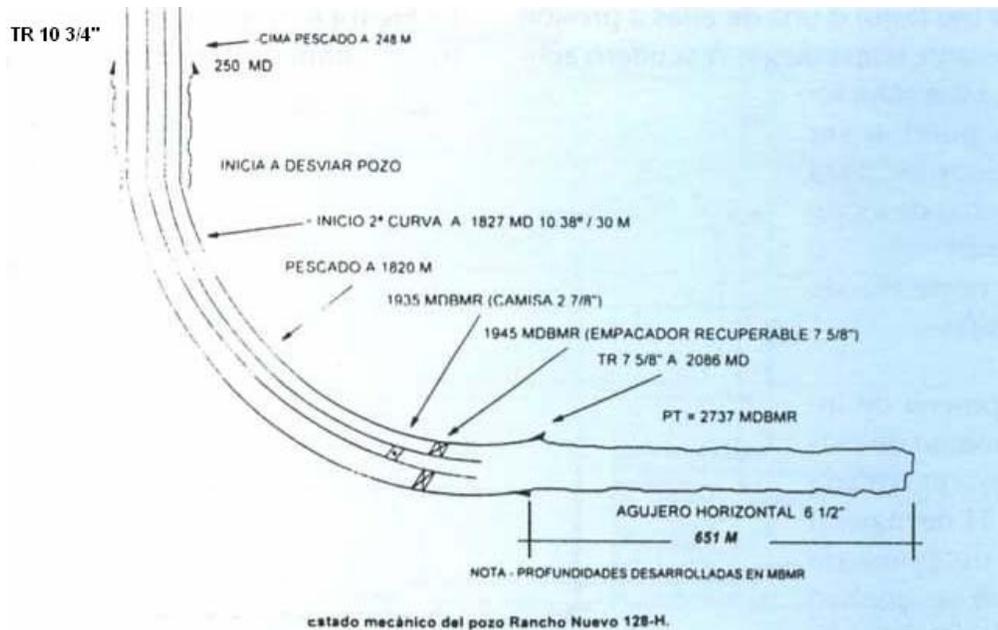


Fig. 5.29 En la figura se muestra el estado mecánico del pozo (Tomado de AIPM, 1997).

En el campo Rancho Nuevo se realizó una prueba de presión con la cual se pudo estimar las características del yacimiento. Para ello, se consideraron los diferentes períodos de flujo que se representan en un sistema pozo horizontal – yacimiento, la posición del pozo dentro del yacimiento y la distancia del acuífero; así como también la disponibilidad de una herramienta de alta resolución con monitoreo en tiempo real para optimizar el tiempo de la prueba.

De acuerdo a lo anterior, se realizó el diseño de la prueba considerando un período de cierre y tres períodos de flujo con diferentes estranguladores (Figura 5.30).

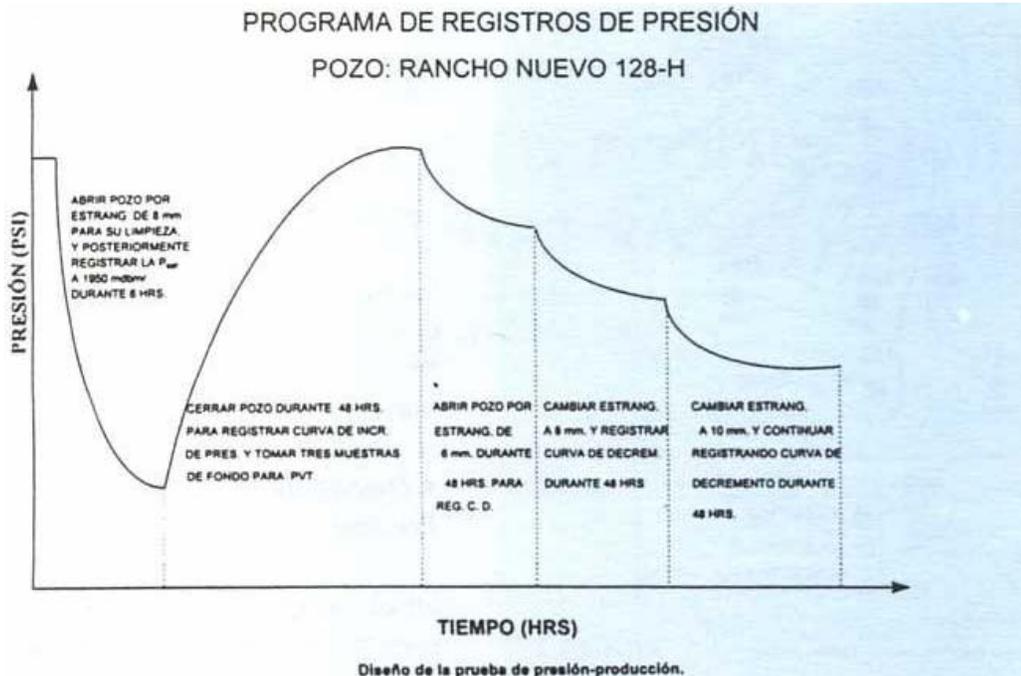


Fig. 5.30 La figura muestra el diseño de la prueba de presión (Tomado de AIPM, 1997).

Se estableció que en un sistema pozo horizontal yacimiento se deben presentar los siguientes períodos de flujo: radial vertical a tiempos cortos, lineal y pseudo – radial / bajo ciertas

condiciones y su desarrollo va a depender del mecanismo de empuje que predomine en el yacimiento y del tipo de fronteras.

Con un análisis hecho se pudo estimar la permeabilidad (k_h) y la permeabilidad vertical (k_v), así como la ubicación del pozo dentro del yacimiento y la longitud horizontal efectiva de aportación, los siguientes parámetros se enlistan en la Tabla 12.

k_h (mD)	122.27
k_v (mD)	2.624
k_h / k_v (adim.)	0.021
Cs (bl / psi)	0.0065
s (adim.)	0.9376
Zwd (adim.)	0.9098
Lw (pies)	605.034
Pi (psi)	2835

Tabla 12 Parámetros determinados para la formación del Campo Rancho Nuevo (Tomado de AIPM, 1997).

Donde

k_h es la permeabilidad horizontal.

k_v es la permeabilidad vertical.

k_h/k_v es la relación de permeabilidades.

Cs es el coeficiente de almacenamiento.

s es el factor de daño.

Zwd es la localización adimensional del pozo en sentido vertical dentro del yacimiento.

Lw es la longitud horizontal efectiva de aportación.

Pi es la presión inicial.

CONCLUSIONES

- Una Trampa Estratigráfica es aquella en la que el principal elemento es la variación de la porosidad y permeabilidad de las rocas por cambios en la litología y por lo tanto las propiedades petrofísicas de la roca son diferentes.
- Las Trampas Estratigráficas se pueden clasificar en trampas estratigráficas primarias que a su vez son subdivididas en series detríticas, carbonatadas y combinadas (siliciclásticos y carbonatos), y en trampas estratigráficas secundarias creadas por fenómenos posteriores a la sedimentación (discordancias angulares y paleogeomorfas).
- Las Trampas Estratigráficas se originan por anomalías en la repartición tridimensional de los sedimentos o a la naturaleza litológica de las formaciones geológicas.
- Las Trampas Estratigráficas son importantes porque en ellas se concentra un volumen importante de hidrocarburos en México y es fundamental conocer sus características para explotar los yacimientos donde predomina el aspecto estratigráfico.
- Las Trampas Estratigráficas se encuentran principalmente en las rocas sedimentarias de origen clástico (areniscas) y en calizas de alta energía (grainstone y boundstone).
- La Perforación Direccional es una herramienta muy importante para la explotación eficiente en trampas estratigráficas debido a la complejidad que se presenta en los horizontes productores como por ejemplo espesores delgados, lentes de arena, ubicaciones donde la superficie de perforación no es la adecuada, seguridad ambiental, consideraciones económicas, etc.
- Las Trampas Estratigráficas de México se encuentran en la Región Norte principalmente en los estados de Veracruz y Tamaulipas, un ejemplo de ello es la Cuenca de Chicontepec donde sus yacimientos se formaron por corrientes turbidíticas y abanicos submarinos.

RECOMENDACIONES

Se recomienda a los estudiantes de Ingeniería Petrolera y a profesionistas de geociencias que trabajan con yacimientos petroleros a documentarse para ampliar el conocimiento sobre el origen, desarrollo y propiedades de las trampas por variación de permeabilidad para que manejen información actualizada en qué repercuta.

Se recomienda conocer con precisión las características de las Trampas Estratigráficas para realizar cálculos de reservas con mayor precisión.

Se recomienda aplicar el conocimiento sobre las Trampas por Variación de Permeabilidad para la aplicación de procesos de Recuperación Secundaria y Mejorada.

A los estudiantes de Ingeniería Petrolera se les recomienda ampliamente comprender los conceptos de Perforación Direccional para Trampas por Variación de Permeabilidad ya que en la actualidad hay una serie de grandes retos a los que se enfrenta la industria petrolera del país, y así mejorar las técnicas de diseño de perforación para pozos direccionales.

Por otro lado, se recomienda revisar literatura de métodos que se aplican para explotar los hidrocarburos en Trampas por Variación de Permeabilidad cuando la energía propia del yacimiento ha declinado o cuando las localizaciones en el yacimiento no son las óptimas durante su descubrimiento y desarrollo.

BIBLIOGRAFÍA

Copestake Philip, 1998, Integrated Exploration and Development Services LTD Enterprise House, Editorial Gloucestershire GL8 ERX, UK.

D. Horbury Andrew y Reyes F. Armando, 2003, Tectonic Sequence stratigraphy of the western Margin of the Gulf of Mexico in the late Mesozoic and Cenozoic: Less Pasive them Previously Imagined, APPG Memoir.

Economides J. Michael, T. Watters Larry and Dunn – Norman Shari, 1988, Petroleum Well Construction, Editorial John Wiley & Sons.

Escamilla Hernández Abelardo y Hernández de la Fuente Raúl, 2005, Perforación Horizontal en la Faja de Oro Marina, Pozo Carpa – 101, AIPM Vol. XLV Num. 4 (Ingeniería Petrolera, Abril).

Estela Bautista Blanca, 1973, Estratos fosilíferos “Las eras del pasado son para nosotros un libro con siete sellos”, MD en Español (Ciencia) Vol. XI Num. 8

Estela Bautista Blanca, 1996, La mayor extinción biológica conocida, Investigación y Ciencia (Septiembre).

Foucault Alain, 1985, Diccionario de Geología, Editorial Masson.

G. Hernández Jesús y González Castillo Martín, 2006, El estudio integral. La clave para entender el campo Utan, AIPM Vol. XLVI Num.3 (Ingeniería Petrolera, Marzo).

González García Misael, 1997, Estudio de la Productividad del Pozo Horizontal Rancho Nuevo 128 – H, AIPM Vol. XXXVII Num. 8 (Ingeniería Petrolera, Agosto).

González Raúl y Holguín Quiñones Noel, 2001, Subsistemas Generadores de México, AMGP A.C. Vol. XLIX Num. 1 – 2 (Enero – Diciembre).

Gutiérrez Moreno Ismael, 2006, Caracterización estática y dinámica del Campo Coyotes: una opción del Paleocañon de Chicontepec, AIPM Vol. XLVI Num. 7 (Ingeniería Petrolera, Julio).

I. Corrales y Rosell Sanuy, 1977, Estratigrafía, Editorial Rueda.

J. Tarbuck Edward and K. Lutgens Frederick, 1999, Ciencias de la Tierra “Una introducción a la Geofísica”, Editorial Prentice Hall.

Jácome Hernández Lucia Beatriz, 2004, Caracterización de Trampas Petroleras Estructurales, Tesis Profesional Inédita.

Kenneth K. Landes, 1977, Geología del Petróleo 3ª edición, Editorial Omega.

Knut O. Lav, 1984, Sedimentology and Petroleum Geology, Editorial Spirnger – Verlag.

L. Folk Robert, 1968, Petrology of Sedimentary Rocks, Editorial Hemphil Publishing Company.

Levorsen A. I., 1973, Geología del Petróleo, Editorial Universitaria de Buenos Aires.

Lozano Calvo Luis, 1972, Introducción a la Geofísica, Editorial Paraninfo.

Melendez Bermundo, 1970, Paleontología 2ª edición, Editorial Paraninfo

PEMEX Exploración y Producción, 1999, Las reservas de Hidrocarburos. Los principales campos de petróleo y gas de México, PEMEX Exploración y Producción Vol. II.

PEMEX Exploración y Producción, 2004, Las reservas de Hidrocarburos, PEMEX Exploración y Producción.

PEMEX Exploración y Producción, 2005, Las reservas de Hidrocarburos, PEMEX Exploración y Producción.

Bibliografía

PEMEX Exploración y Producción, 2007, Las reservas de Hidrocarburos, PEMEX Exploración y Producción.

PEMEX UPMP, 2003, Manual de Diseño de la Perforación, PEMEX UPMP.

Red Wicander and Monroe James S., 2001, Fundamentos de Geología, Editorial Thomson.

Rhona M. Black, 1976, Elementos de Paleontología, Editorial Fondo de Cultura Económica.

Rodríguez Nieto Rafael, 1985, Apuntes de Principios de Mecánica de Yacimientos, Facultad de Ingeniería UNAM.

Schlumberger, 2005, Programa de entrenamiento acelerado para Ingenieros Supervisores de Pozo, Perforación Direccional, Schlumberger

Silva Romo Gilberto, Mendoza Rosales Claudia Cristina y Campos Madrigal Emiliano, 2001, Elementos de Cartografía Geológica, Facultad de Ingeniería UNAM.

Sour Tovar Francisco y Quiroz Barroso Sara, 1990, Siguiendo la huella – Icnofósiles en México, Ingeniería Ciencia y Tecnología Vol. 12 Num. 171.

Ta. Walter Huang, 1968, Petrología, Editorial Uteha.

Vera Torres Juan Antonio, 1994, Estratigrafía Principios y Métodos, Editorial Rueda.

William K. Hartman and Miller Ron, 1991, The History of Earth, Editorial Workman Publishing.

Paginas en Internet

www.aula.elmundo.es/aula/laminas/lamina1135159698.pdf

www.monografias.com/trabajosII/bioldiez/bioldiez.shtml#TIPOS

www.slb.com/content/services/evaluation/tool_ratings.asp

www.slb.com/content/services/drilling/steerable/powerpack.asp?

www.slb.com/content/services/drilling/steerable/powerdrive_family.asp?

www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/ors00/spr00/p18_29.pdf