



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“RELACIÓN ENTRE AMBIENTE SEDIMENTARIO Y
PROPIEDADES PETROFÍSICAS DE ROCAS CLÁSTICAS
ACUMULADORAS DE HIDROCARBUROS”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO PETROLERO

P R E S E N T A:

ALFREDO JORGE ZALDÍVAR GIL



DIRECTOR: ING. MANUEL VILLAMAR VIGUERAS

MÉXICO, D.F. CD. UNIVERSITARIA

NOVIEMBRE DE 2008



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-1068

SR. ALFREDO JORGE ZALDÍVAR GIL
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Manuel Villamar Vigueras y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Petrolero:

RELACIÓN ENTRE AMBIENTE SEDIMENTARIO Y PROPIEDADES PETROFÍSICAS DE ROCAS CLÁSTICAS ACUMULADORAS DE HIDROCARBUROS

RESUMEN

INTRODUCCIÓN

- I CONCEPTOS BÁSICOS SOBRE CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y PETROFÍSICAS
 - II CONCEPTOS BÁSICOS SOBRE AMBIENTES SEDIMENTARIOS
 - III ASPECTOS GEOLÓGICOS Y PETROFÍSICOS DE ROCAS DE ORIGEN FLUVIAL
 - IV ASPECTOS GEOLÓGICOS Y PETROFÍSICOS DE ROCAS DE ORIGEN COSTERO
 - V ASPECTOS GEOLÓGICOS Y PETROFÍSICOS DE ROCAS DE ORIGEN DELTAICO
 - VI ASPECTOS GEOLÓGICOS Y PETROFÍSICOS DE ROCAS DE ORIGEN TURBIDITICO
- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

CD. Universitaria, D.F., a 5 de septiembre de 2008

EL DIRECTOR

MTRO. JOSÉ GONZALO GUERRERO ZEPEDA

JGGZ*RI*PYS*srs

AGRADECIMIENTOS

**A TODAS AQUELLAS PERSONAS QUE CREYERON EN MI Y SIEMPRE ME
DIERON SU APOYO EN LAS BUENAS Y EN LAS MALAS A ESTA GRAN
UNIVERSIDAD POR BRINDARME ESTA OPORTUNIDAD.**

A MIS PADRES
CLEO Y ALFREDO

A MIS HERMANOS
CLAUDIA
DIANA
FRIDA
MIGUEL
FÉBE

A MI GRAN AMIGA
OLIVIA

DEDICO ESTA TESIS
EN FORMA ESPECIAL A MI DIRECTOR DE TESIS
POR SU DEDICACIÓN Y APOYO
ING. MANUEL VILLAMAR VIGUERAS

ÍNDICE

Capítulo 1	Conceptos básicos sobre características Geológicas y Petrofísicas	9
1.1	Características Geológicas	9
1.1.1	Granulometría	9
1.1.2	Grado de clasificación, selección y textura de las rocas	15
1.1.3	Forma de los granos: redondez y esfericidad	16
1.1.4	Orientación y fábrica de los granos	17
1.1.5	Estructuras primarias sedimentarias de las capas de sedimento	18
1.1.6	Rocas clásticas	33
1.1.7	Registro de litología (registro de rayos Gama, RG)	38
1.2	Características Petrofísicas	41
1.2.1	Porosidad (ϕ)	41
1.2.2	Permeabilidad (K)	44
1.2.3	Saturación de agua irreductible (s_{wi})	46
1.2.3	Superficie específica (s_s)	49
1.2.4	Capilaridad	51
Capítulo 2	Conceptos básicos sobre ambientes sedimentarios	54
2.1	Definición de ambiente sedimentario	54
2.2	Clasificación de ambientes sedimentarios	56
2.3	Ambientes sedimentarios importantes para la ingeniería petrolera	57
2.4	Procesos diagenéticos	58
Capítulo 3	Aspectos Geológicos y Petrofísicos de las rocas de origen fluvial	72
3.1	Aspectos Geológicos	72
3.2	Aspectos Petrofísicos	95
3.3	Relación de propiedades Geológicas y Petrofísicas de un point bar	101
3.4	Ejemplos de yacimientos petroleros en rocas de origen fluvial	103
Capítulo 4	Aspectos Geológicos y Petrofísicos de las rocas de origen costero	108
4.1	Aspectos Geológicos	108
4.2	Aspectos Petrofísicos	119
4.3	Relación de propiedades Geológicas y Petrofísicas de una barra de barrera	125
4.4	Ejemplos de yacimientos petroleros en rocas de origen costero	127
Capítulo 5	Aspectos Geológicos y Petrofísicos de las rocas de origen deltaico	132
5.1	Aspectos Geológicos	132

5.2 Aspectos Petrofísicos	158
5.3 Relación de propiedades Geológicas y Petrofísicas de barra de desembocadura de delta	163
5.4 Ejemplos de yacimientos petroleros en rocas de origen deltaico	165
<i>Capítulo 6 Aspectos Geológicos y Petrofísicos de las rocas de origen turbidítico</i>	170
6.1 Aspectos Geológicos	171
6.2 Aspectos Petrofísicos	184
6.3 Relación de propiedades Geológicas y Petrofísicas del ambiente sedimentario turbidítico	189
6.4 Ejemplo de yacimientos petroleros en rocas de origen turbidítico	191
<i>Conclusiones y recomendaciones</i>	198

[Referencias al final de cada Capítulo](#)

Resumen

En este trabajo se estudia la relación de las propiedades petrofísicas de las rocas clásticas almacenadoras de hidrocarburos con su ambiente sedimentario.

En el Capítulo 1 se hace una revisión general de las características geológicas y petrofísicas principales y necesarias para el mejor entendimiento del resto del texto. Se han considerado cinco propiedades geológicas básicas, que son: la geometría del cuerpo sedimentario, granulometría, estructuras primarias sedimentarias, litología y radioactividad natural. Una vez que se tienen los antecedentes necesarios, se incluye la definición de las rocas clásticas, así como su clasificación, su composición y otras características propias de este tipo de rocas.

En cuanto a las propiedades petrofísicas se han considerado, al igual que en las geológicas, cinco básicas, las cuales son: porosidad efectiva, permeabilidad absoluta, superficie específica, saturación de agua irreductible y presión capilar de desplazamiento.

En el Capítulo 2 se describen los principales ambientes sedimentarios de interés en que se forman rocas clásticas para la Ingeniería Petrolera, tales como los de los cuatro orígenes siguientes: fluvial, costero, deltaico y turbidítico. Cada uno de estos ambientes tiene varios subambientes que se mencionan en esta parte; para cerrar el capítulo, se explica de manera general en qué consiste la diagénesis, que es el proceso mediante el cual los sedimentos se consolidan y se vuelven rocas. La razón por la que se menciona la diagénesis, es porque, en la práctica, es poco común trabajar con características de sedimentos no consolidados, siendo más común procesar datos de sedimentos consolidados; y es necesario, además, recalcar al lector que las propiedades petrofísicas sufren alteraciones al pasar del estado no consolidado (sedimentos sueltos) al consolidado (roca sedimentaria)

En el Capítulo 3, cuyo objetivo principal es estudiar las rocas clásticas de origen fluvial, se analizan los procesos propios de este tipo de ambiente sedimentario. Se describe cualitativamente la manera en que los sedimentos se van depositando a lo largo de las corrientes fluviales, de tal manera que llegan a formar secuencias típicas de este ambiente y que se pueden reconocer con relativa facilidad. Las secuencias o cuerpos sedimentarios típicos de los ambientes sedimentarios fluviales son los abanicos aluviales, los sistemas de canales trenzados, los rellenos de canal, sistemas de ríos con meandros, que es donde se generan los point bars, y el apilamiento de todos estos en conjunto que se conoce como

relleno de valle. Sin embargo, el subambiente que se analiza con mayor profundidad es el point bar, ya que por sus características geológicas y petrofísicas, como se verá, suele ser un buen almacenador de hidrocarburos. Finalmente, se cierra este capítulo dando ejemplos de ambiente sedimentario fluvial moderno en los que en estos momentos se lleva a cabo el proceso de sedimentación así como de yacimientos de hidrocarburos de origen fluvial.

En el Capítulo 4 se describen las características geológicas y petrofísicas de los ambientes sedimentarios de origen costero, principalmente de las barras de barrera o islas de barrera, de las cuales también se describe la manera en que se forman, los tipos de sedimentos que las componen, su arreglo, geometría, así como características petrofísicas intrínsecas a este tipo de ambiente sedimentario. Así mismo se menciona un cuerpo sedimentario de origen costero moderno, es decir que en la actualidad continúa formándose.

Por sus características geológicas que afectan directamente a las propiedades petrofísicas, las barras o islas de barrera son cuerpos con muy buenas características de almacenamiento de hidrocarburos, tal como se muestra en los ejemplos al final de este capítulo.

En el Capítulo 5, al igual que en los dos capítulos precedentes, se mencionan características geológicas y petrofísicas, pero en este caso, de los cuerpos sedimentarios formados en el ambiente deltaico. Así como los ambientes sedimentarios fluviales y costeros, los deltaicos tienen una serie de subambientes, con la diferencia de que, a causa de su misma naturaleza de formación, generan secuencias sedimentarias muy complejas, lo cual dificulta su interpretación geológica y en el caso de sus propiedades petrofísicas, pueden presentarse variaciones igualmente complejas. Debido a lo anterior, este tipo de ambiente es necesario subdividirlo para estudiarlo e interpretarlo mejor. Para el análisis detallado de las propiedades geológicas y petrofísicas únicamente se considera, al igual que en el fluvial, el de mayor interés petrolero, siendo éste, el comúnmente conocido como barra de desembocadura de distributario o simplemente barra de desembocadura. Al final del capítulo se presentan ejemplos de yacimientos petroleros en rocas de origen deltaico.

En el Capítulo 6, se describe otro de los ambientes sedimentarios muy complejos, si no es que el más complejo de todos, o por lo menos de todos los que se mencionan en este trabajo; siendo éste el ambiente sedimentario el de corriente de turbidez. Las corrientes de turbidez, además de ser producto de un fenómeno de diferencia de densidades y brusca sedimentación en el pie de los taludes, tiene la dificultad de presentarse en lugares

de muy difícil acceso para los seres humanos, ya que se forman principalmente en aguas profundas, cañones submarinos y en ocasiones se encuentran en pleno mar abierto a cientos de kilómetros de la línea de costa, lugares donde la presión y la temperatura e incluso la existencia de sustancias nocivas no permiten el acceso para poder realizar un mejor estudio de su proceso sedimentario. A todas estas dificultades habría que sumarles el costo que implica el estudio estos fenómenos geológicos.

Debido a la dificultad para estudiar directamente las corrientes de turbidez, la mayoría de los autores han optado por modelos teóricos, y correlaciones con afloramientos de este tipo de sedimentos para poder realizar un estudio significativo de las rocas turbidíticas. Con base a los modelos teóricos se ha determinado la correlación que existe con sus propiedades petrofísicas. Como en los otros casos, se presentan ejemplos de yacimientos petroleros productores de rocas turbidíticas.

En la parte final, con base en todo lo descrito en este trabajo, se realizan las observaciones, conclusiones y recomendaciones pertinentes. También se hace una comparación entre los diversos ambientes sedimentarios aquí estudiados, de tal manera que se pueda tener de una forma sintetizada y clara, un panorama general de las posibles características geológicas y petrofísicas que se pueden encontrar en las rocas del subsuelo a la hora de perforar un pozo en alguno de los ambientes antes mencionados.

Introducción

El objetivo de este trabajo es relacionar los medios ambientes sedimentarios con las propiedades petrofísicas de las rocas que generan, almacenan y sellan a los hidrocarburos. Estas rocas sedimentarias, son principalmente clásticas, y de éstas, en especial las areniscas, son importantes rocas almacenadoras. Y las lutitas son rocas generadoras o sello.

Las rocas clásticas están formadas, como su nombre lo indica, de clastos, es decir, de trozos, fragmentos o partículas que pueden ser arrastrados por corrientes de agua, aire, hielo, tormentas de arena, y los múltiples mecanismos de erosión. Al ser transportados por agua, estos clastos son conocidos como sedimentos y pueden moverse por arrastre, saltación y suspensión.

Las corrientes de agua, transportan gran cantidad de los sedimentos y a lo largo de su recorrido presentan diferentes velocidades y niveles de energía lo que les permite el acarreo de sedimentos de mayor o menor tamaño. Pueden tomar altas velocidades en terrenos con inclinaciones muy pronunciadas y al entrar en terrenos más nivelados llegan con tanta fuerza que pueden arrasar con árboles, casas, animales y rocas de gran tamaño que al ser golpeadas con otros cuerpos pueden llegar a romperse.

En lugares de grandes planicies poco inclinadas, la corriente puede tener una menor velocidad y un menor nivel de energía, volviéndose sinuosa al abrirse paso por los lugares que le ofrezcan menor resistencia y generando semicircunferencias o medias lunas llamadas meandros, en cuya curva interna se forman bancos de arena, mejor conocidos como point bars, mismos que suelen tener propiedades petrofísicas adecuadas para el almacenamiento de hidrocarburos.

Durante cierto período de tiempo, la corriente puede ser de baja velocidad y nivel de energía y tener meandros así como meandros abandonados que formen un relleno de canal; pero en otro período puede ser de mayor nivel de energía y formar corrientes cruzadas. De esta manera se pueden tener lo que se llama relleno de valle que consiste en capas que presentan características de point bars, pero en sus capas adyacentes, lateral y verticalmente, presenten cualidades de relleno de canal, de corrientes cruzadas o trenzadas o alternaciones entre uno y otro tipo de subambiente.

Cerca de la línea de costa, se forman cuerpos de arena con buenas características petrofísicas para el almacenamiento de hidrocarburos, llamados islas o barras de islas

barrera, principalmente formadas de arenas lavadas, que son producto, básicamente, del retrabajo de los sedimentos costeros, es decir arenas que son redistribuidas por acción del oleaje.

Las barras tienen ciertas características geológicas, producto de la forma en que se sedimentan, una de ellas es que son una serie de acumulaciones de arenas lavadas, que, de acuerdo al cambio en el nivel relativo del mar, se alejan o acercan a la línea de costa. Estas arenas, en general, tienen buena porosidad y buena permeabilidad, ya que por el nivel de energía del oleaje, los sedimentos están bien clasificados, lo que no puede ocurrir de la misma manera en el point bar u otro ambiente sedimentario; sin embargo, tendrán características propias que no tendrán las barras.

Una vez que la corriente de un río llega al nivel del mar, en su incorporación a éste, forma canales a los que se les llama distributarios. Por la forma en que estos canales se dispersan en su entrada al mar, la cual se asemeja a la letra griega delta, es precisamente por lo que al ambiente sedimentario se le conoce con este nombre.

Este es un ambiente sedimentario mucho más complejo que los de point bar y de barra de isla barrera, ya que cambia inesperadamente y es muy dinámico en relación a los factores que influyen para que los clastos se sedimenten; lo que originalmente era un canal distributivo posteriormente se puede convertir en planicie de interdistributarios, y así sucesivamente. En este tipo de ambiente sedimentario, al ir disminuyendo la velocidad y nivel de energía de la corriente, disminución en la cual influye en mayor o menor medida la fuerza del mar, se irán depositando clastos de mayor tamaño en donde hay mayor nivel de energía y de menor tamaño en donde hay menor nivel de energía. Con base en esto, se tiene la mayoría de las arenas en la parte superior de los deltas.

En las partes más o menos alejadas de la línea de costa, habiendo pasado por los deltas, se tienen las corrientes de turbidez que originan las rocas clásticas de origen turbidítico. La principal razón por la que pueden recorrer estas grandes distancias ya no es tanto por el nivel de energía de la corriente, sino por la diferencia de densidades que existe entre el agua del mar y el agua que viene de la corriente que baja del continente, la cual, por la gran carga de sedimentos que trae es más densa que el agua del mar.

Al encontrarse la carga de sedimentos con grandes cañones submarinos o pendientes muy pronunciadas en la planicie del fondo marino, se generan estas corrientes de turbidez cuya secuencia estratigráfica es parecida a la de derrumbes continentales, ya que también en el océano se pueden generar derrumbes submarinos repentinos. Debido a esto, es complicado identificar los límites de la secuencia y sus características geológicas. En el

caso de las propiedades petrofísicas, ya que están estrechamente relacionadas con las geológicas, resultan altamente variables. Sin embargo, tienden a seguir cierto patrón que puede ayudar a establecer una tendencia cualitativa de este tipo de cuerpos sedimentarios cuyo interés principal, al igual que en los demás ambientes es el de su capacidad de almacenamiento y explotación de hidrocarburos.

Es importante destacar que la correcta caracterización de los yacimientos petroleros es imprescindible para tomar las decisiones correctas en el proceso de desarrollo de un yacimiento así como para una buena explotación. Actualmente la simulación está jugando un papel importante en la toma de decisiones para el desarrollo y la explotación de los yacimientos; sin embargo, algunas veces no se tiene el cuidado adecuado en los datos que se le ingresan a los simuladores o se escatima en recursos, omitiendo pruebas necesarias para obtener dichos datos con mejor precisión resultando en costos extras e incluso daños irreversibles al yacimiento que significa un costo demasiado alto.

La importancia de este trabajo radica en el acoplamiento o relación que se hace entre las propiedades geológicas y las propiedades petrofísicas de cada ambiente sedimentario, ya que en la literatura, a pesar de que se puede encontrar buena información sobre los ambientes sedimentarios, en ningún caso se relaciona tal ambiente sedimentario con sus propiedades petrofísicas y la idea de este trabajo es reunir ambos aspectos, y de esta manera reducir las complicaciones y tiempos de validación de datos, ya que al tener una idea de lo que se puede esperar, las pruebas serán para confirmar las sospechas y no para tratar de inferir lo que se puede encontrar, tanto en cuestión de cuerpo sedimentario como en sus propiedades petrofísicas.

Además, la información reunida en este trabajo puede ser de gran ayuda para los estudiantes de Ingeniería Petrolera de la Facultad de Ingeniería, que cursen la materia de Caracterización de Yacimientos, ya que contiene conceptos, términos, ejemplos, definiciones, y otras características, que se analizan y estudian en dicho curso.

Capítulo 1 Conceptos básicos sobre características geológicas y petrofísicas

En este Capítulo se hace referencia a las propiedades geológicas y petrofísicas de los yacimientos petroleros. En el caso de las geológicas se mencionan conceptos básicos como: variaciones litológicas, granulométricas y de estructuras sedimentarias primarias. En cuanto a las petrofísicas se consideran varias propiedades básicas como: la porosidad, la permeabilidad y la superficie específica que son algunas propiedades que mayor influencia tienen sobre la recuperación de hidrocarburos. Estas características dependen principalmente del medio ambiente de sedimentación o formación de la roca, por lo que en esta parte se estudian de manera general y en capítulos posteriores se definirá su variación de acuerdo al ambiente sedimentario, que es el objetivo de estudio de este trabajo.

1.1 Características Geológicas

Las características geológicas son variadas ya que dependen de muchos factores y la geología en general es muy amplia porque el planeta es muy dinámico; constantemente está cambiando y se presentan una gran variedad de fenómenos que la ciencia trata de describir e interpretar con la mayor precisión y veracidad posible. Sin embargo, en este trabajo solo se habla de las principales características que presentan las rocas que se forman en los distintos medios ambientes sedimentarios como: granulometría, geometría de poros, clasificación, fábrica, microestructuras sedimentarias; además, se describe la manera en que son representadas en los textos, es decir su simbología y lo que indican.

1.1.1 Granulometría

La granulometría se refiere al tamaño del grano, que es expresado en función de un diámetro, pero como los granos no son esféricos hay que referirlo a una dimensión media. Sobre una referencia lineal, se utiliza el diámetro de malla o tamaño de la malla a través de la cual pasa la partícula. Se tienen también “diámetros lineales”, medidos directamente a partir de la mayor superficie proyectada donde se encuentran el diámetro largo y el

intermedio, y perpendicularmente a este plano el diámetro corto. Udden, 1914, (tomada de Krumbein, W.C. et. al., 1969), propuso una escala granulométrica de clases y tamaños, que posteriormente Wentworth, 1922 (tomada de Krumbein, W.C. op. cit.), modificó y estableció una escala que proporciona un medio para normalizar la terminología en los tamaños; cada grado representa un tamaño, de tal forma que difiere del anterior, y cada uno tiene un nombre específico para identificar a las partículas **(Tabla 1.1.1)**.¹

La forma de los granos se define con los mismos parámetros con los que se establecen las características geométricas en tres dimensiones: la redondez y la esfericidad, aspectos que se tratan más adelante.

La magnitud del diámetro de grano se puede expresar en milímetros o unidades ϕ (ϕ). La clasificación según Wentworth, que especifica la magnitud del diámetro de grano en milímetros, es una escala geométrica. Esta escala consiste en fijar una relación entre tamaños sucesivos que delimiten las clases, cada medida, corresponde a la mitad de la antecesora (por ejemplo 2, 1, 1/2, 1/4, 1/8 y 1/16, o 2, 1, 0.5, 0.25, 0.125, 0.0625, y así sucesivamente). Esta escala es gráfica y matemáticamente complicada. La escala ϕ , que usa una unidad de medición con base logarítmica, simplifica este problema.⁵

Este factor puede ser expresado en términos de exponentes de base 2. Por ejemplo:

$$8, 4, 2, 1, \frac{1}{2}, \frac{1}{4}, \frac{1}{8}, \frac{1}{16}, \frac{1}{32} \text{ [mm]} \text{ equivalen a } 2^3, 2^2, 2^1, 2^0, 2^{-1}, 2^{-2}, 2^{-3}, 2^{-4}, 2^{-5}, \text{ respectivamente}$$

Las unidades ϕ expresan el tamaño de grano como un logaritmo negativo con base 2 del diámetro de grano en milímetros:

$$\text{Tamaño de diámetro de grano en unidades } \phi = -\log_2 \text{ del tamaño de diámetro de grano en milímetros.}$$

Por ejemplo, un clasto con diámetro medio de grano de 2mm, tendrá un diámetro en unidades ϕ de -1 y un grano con diámetro de 1/8 de mm, en unidades ϕ es de 3. Lo que es mucho más fácil procesar que los números fraccionarios. Adicionalmente, el cambio de signos contiene la mayoría de los tamaños de grano más comunes (incluyendo los de diámetro medio de 1mm y más finos) que se expresan como valores positivos; los guijarros menos comunes tienen valores ϕ negativos. Esto hace la manipulación estadística y matemática mucho más fácil. La mayoría de las formulas matemáticas expresan el tamaño de grano en unidades ϕ más que en milímetros.³

¹ Referencias al final del Capítulo

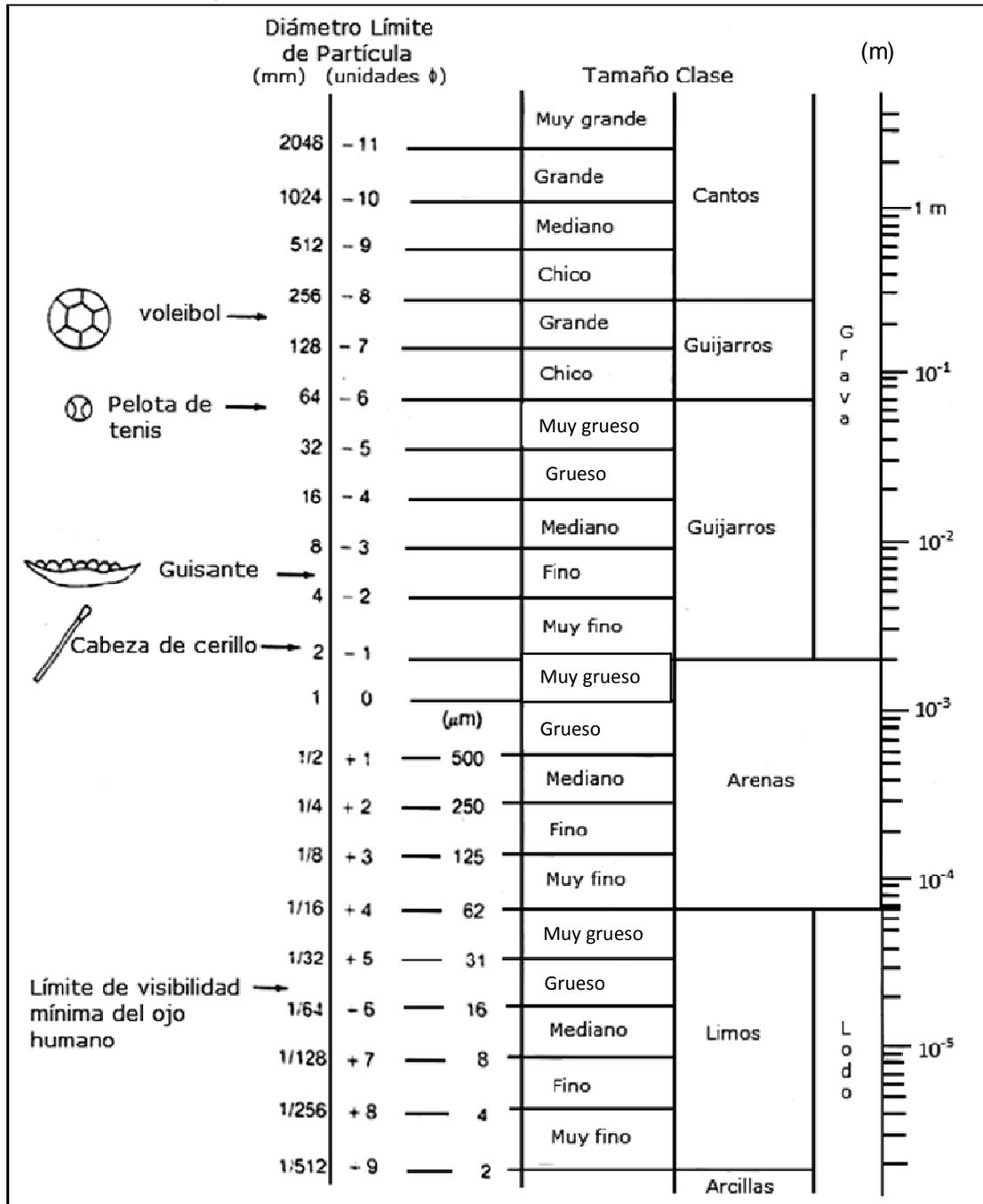
Las unidades ϕ son más comunes ya que la mayoría de las tablas granulométricas las incluyen y dan una idea más clara y fácil de recordar del tamaño de grano. Poder visualizar claramente el tamaño de grano es de gran importancia para tener una idea de lo que se está hablando, cuando se mencione la presencia en uno u otro ambiente sedimentario, de gravas, arenas, limos, arcillas, etc.

**Tabla 1.1.1 Escala para los diferentes tamaños de granos. Wentworth 1922.
Tomada de Blair. T. C. y J. G. McPherson ²**

<i>Tamaño de la partícula</i>			Grado	Clase	Fración	
<i>m</i>	<i>mm</i>	<i>Unidades ϕ</i>			<i>Sin litificar</i>	<i>Litificado</i>
4.1	4096	-12	<i>muy grueso</i>	<i>Bloque</i>	↑?	
2.0	2048	-11	<i>grueso</i>			
1.0	1024	-10	<i>medio</i>			
0.5	512	-9	<i>fino</i>			
0.25	256	-8	<i>grueso</i>	<i>B pequeño</i>	<i>Grava</i>	Conglomerado
	128	-7	<i>fino</i>			
	64	-6	<i>muy grueso</i>	<i>Canto</i>		
	32	-5	<i>grueso</i>			
	16	-4	<i>medio</i>			
	8	-3	<i>fino</i>	<i>Granulo</i>		
	4	-2				
	2	-1	<i>muy grueso</i>	<i>Arenas</i>	<i>Arenas</i>	Areniscas
	1	0	<i>grueso</i>			
	0.50	1	<i>medio</i>			
	0.25	2	<i>fino</i>			
	0.125	3	<i>muy fino</i>	<i>Limo</i>	<i>Lodos o Limos</i>	Limolitas o Lutitas
	0.063	4	<i>grueso</i>			
	0.031	5	<i>medio</i>			
	0.015	6	<i>fino</i>			
	0.008	7	<i>muy fino</i>	<i>Arcillas</i>		
	0.004	8				
	0.002	9				
	0.001	10				
	0.0005	11				
	0.0002	12				
	0.0001	13				
				↓?		

Existen otras tablas para especificar el diámetro medio de los granos, así como su nombre más comúnmente usado. A continuación se presentan tres tablas granulométricas de las más utilizadas en la actualidad (**Tablas 1.1.2, 1.1.3 y 1.1.4**)

Tabla 1.1.2 Clasificación de tamaño estándar para partículas de sedimentos. (compilado de W. O. Krumbein, 1936; W. F Tanner, 1969; J. A. Udden, 1914; and O. K. Wentworth, 1922). Esta escala sigue las recomendaciones del Comité intersociedad de estudio de tamaño de granos de la Sociedad de economía de paleontología y mineralogía. Supervisada por Tanner (1969). Algunas versiones publicadas no siguen estas recomendaciones por lo que pueden haber diferencias con lo aquí mostrado. ³



Una de las formas más generales de clasificación de las rocas sedimentarias a partir del tamaño medio de granos y su composición, es la presentada en la **Tabla 1.1.3** que también indica los nombres más comúnmente utilizados para sedimentos no consolidados como para sedimentos consolidados.

Tabla 1.1.3 Tabla de clasificación de sedimentos y clastos según su tamaño y su grado de consolidación.³

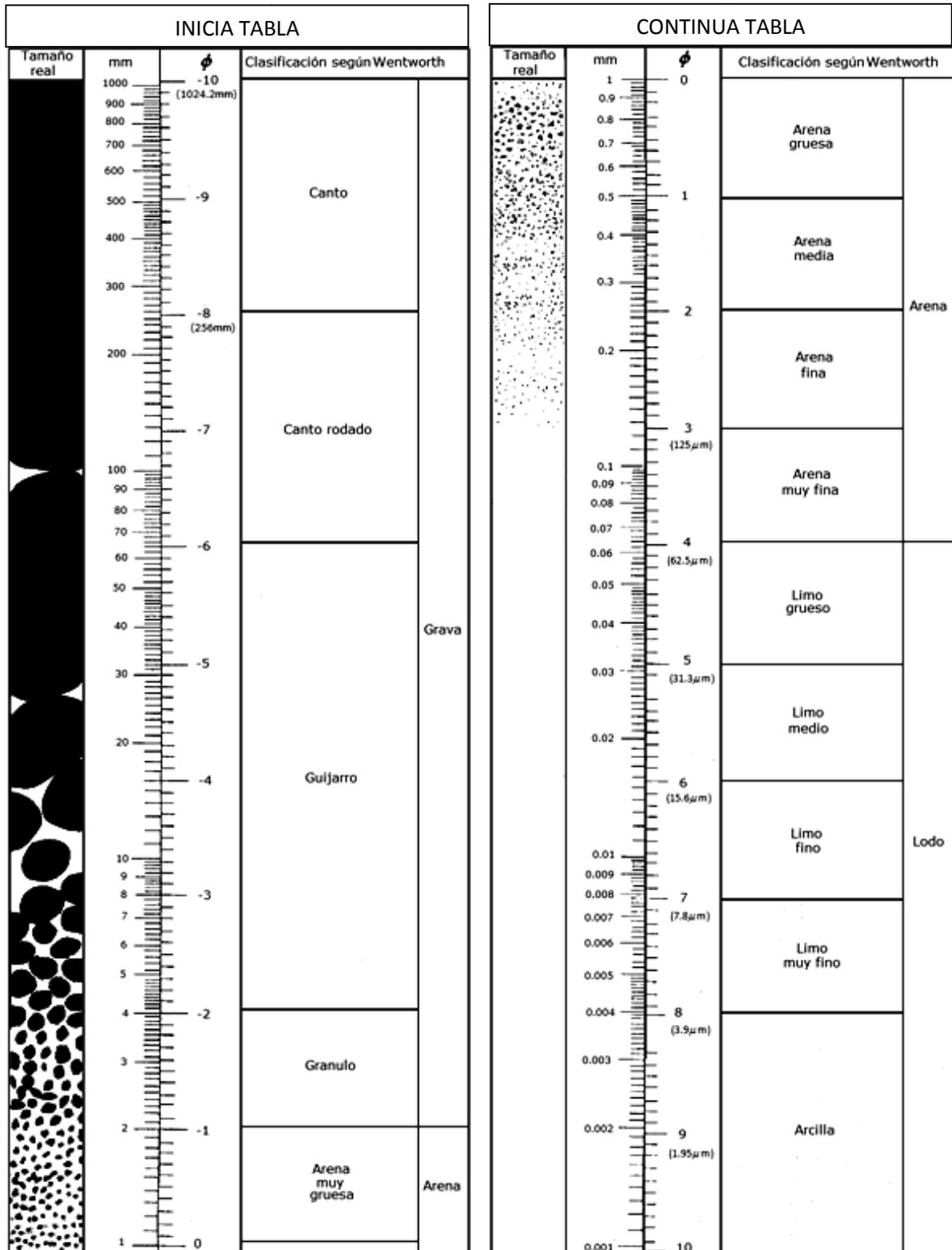
Diámetro de clasto (mm)	Nombre de clasto	Sedimentos no consolidados		Rocas sedimentarias	
		Clastos redondeados, subredondeados, subangulares	Clastos angulares	Clastos redondeados, subredondeados, subangulares	Clastos angulares
>256	Canto	Grava ^a	Rubble ^a	Conglomerado	Brecha
256	Canto rodado				
64	Guijarro				
4	Gránulo				
2	Arena	Arena		II. Arenisca (Redondez de clasto variable)	
1/16	Limo	Lodo	Limo ^b	III. Roca lodosa (Redondez de clasto variable)	Limolita ^b
1/256	Arcilla		Arcilla ^b		Lodolita ^b

^a Prefijo descriptivo derivado del tipo de clasto grueso más común (por tamaño y/o composición) puede ser usado para especificar sedimentos clásticos muy gruesos o rocas sedimentarias; por ejemplo granito de canto rodado, conglomerados de guijarros riolíticos.

^b El lodo es una mezcla no consolidada de limos y arcillas, la lodolita es lodo litificado. La mayoría de las rocas sedimentarias terrígenas finas más que arenas son mezclas de limos y arcillas. Limolita, rocas arcillosas y lodolitas son colectivamente agrupadas como rocas lodosas. Las lutitas son por completo rocas lodosas; que es lo que se presenta en capas delgadas a lo largo de superficies planares.

La **Tabla 1.1.4** muestra proporcionalmente la escala de cada tamaño de grano a partir del de mayor tamaño como un porcentaje. Se presenta como puede ser el tamaño medio de grano tanto en sedimentos no consolidados como en rocas sedimentarias que son sedimentos consolidados; y como se puede observar, se pueden tener el rango completo de tamaño de sedimentos tanto en las rocas sedimentarias como en los sedimentos no consolidados.

Tabla 1.1.4 Escala de Wentworth de tamaño de grano y conversión de mm a ϕ . (Modificado de Lewis, 1984, Practicas sedimentológicas; con autorización de Chapman y Hall, Londres.)⁴



1.1.2 Grado de clasificación, selección y textura de las rocas

El grado de clasificación o selección es la propiedad que describe la variabilidad del tamaño de grano en una roca sedimentaria detrítica. Aquellas rocas que muestran solo una clase granulométrica bien definida, siendo el tamaño de todas las partículas similar, se dicen bien seleccionadas. Por lo contrario, aquellas en que sus constituyentes presentan una gran diversidad de tamaños se denominan mal seleccionadas. La selección de una roca es una propiedad que condiciona fuertemente su porosidad y, por lo tanto, su comportamiento frente a la circulación de cualquier fluido, por ejemplo agua, gas o aceite (Figura 1.1.1).⁴

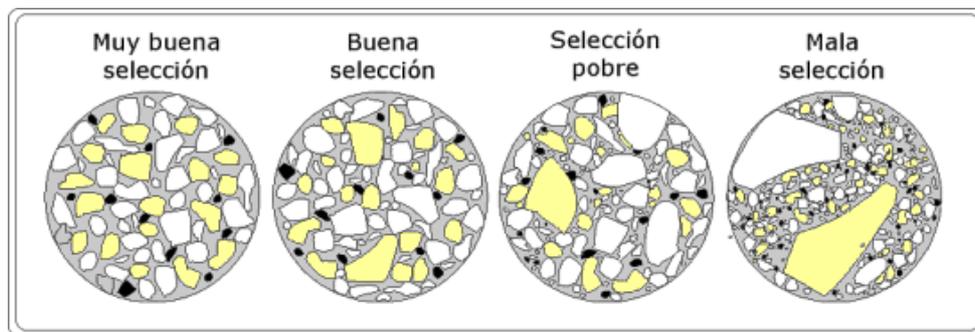


Figura 1.1.1 Grado de selección a nivel microscópico de una roca sedimentaria detrítica.

La textura está dada por las propiedades y relaciones de los granos o partículas que constituyen la roca, por lo tanto se define como “las condiciones de interrelación de las partículas o los granos componentes de la roca”.

Existe una serie de variables que condicionan la textura de una roca, denominadas elementos texturales. Los elementos texturales están controlados por diversos factores, como agentes de transporte, procesos hidrodinámicos, ambiente de depósito y cambios postdeposicionales, diagenéticos y epigenéticos. Los elementos texturales son:⁴ La forma (esfericidad, redondez).

- El tamaño de grano
- La forma del grano (esfericidad y redondez)
- La fábrica y orientación de los granos

Respecto al tamaño de granos se habló en la Parte 1.1.1 de este trabajo.

1.1.3 Forma de los granos: redondez y esfericidad

En la descripción de las rocas sedimentarias debe considerarse la forma de los granos definida por sus grados de redondez y esfericidad (**Figura 1.1.2**).

Muy redondeado	Redondeado	Sub redondeado	Sub angular	Angular	
					Tabular
					Ovoide
					Subesférica
					Esférica

Figura 1.1.2 Grados de redondez y esfericidad que puede tener una partícula (Bullock et al. 1985).¹

La redondez de la partícula como un todo es el promedio del redondeamiento de todas sus esquinas. Depende del tamaño y la resistencia mecánica de los granos y, en general, aumenta con el transporte. La redondez es el dato morfológico de mayor interés en la tipificación del ambiente de sedimentación de algunas rocas sedimentarias, especialmente las areniscas y limolitas.

La esfericidad es la medida del grado en el que se aproxima una partícula a la forma de una esfera. Definiendo también el comportamiento dinámico de la partícula, está relacionada con las diferencias existentes entre los distintos diámetros o longitudes de los ejes de la partícula.⁴

1.1.4 Orientación y fábrica de los granos

A escala microscópica, los granos asumen, en pequeñas zonas, una orientación definida en el instante de entrar en reposo. Esta tendencia de alineación, se debe principalmente al tipo de corriente, a su capacidad de transporte y a su orientación.

La fábrica es una medida del grado en que los granos se encuentran en contacto con sus vecinos, y su distribución en tres dimensiones. Los contactos pueden ser: suturados cóncavos, convexos, puntuales y lineales: además, existen también granos flotantes (Figura. 1.1.3)

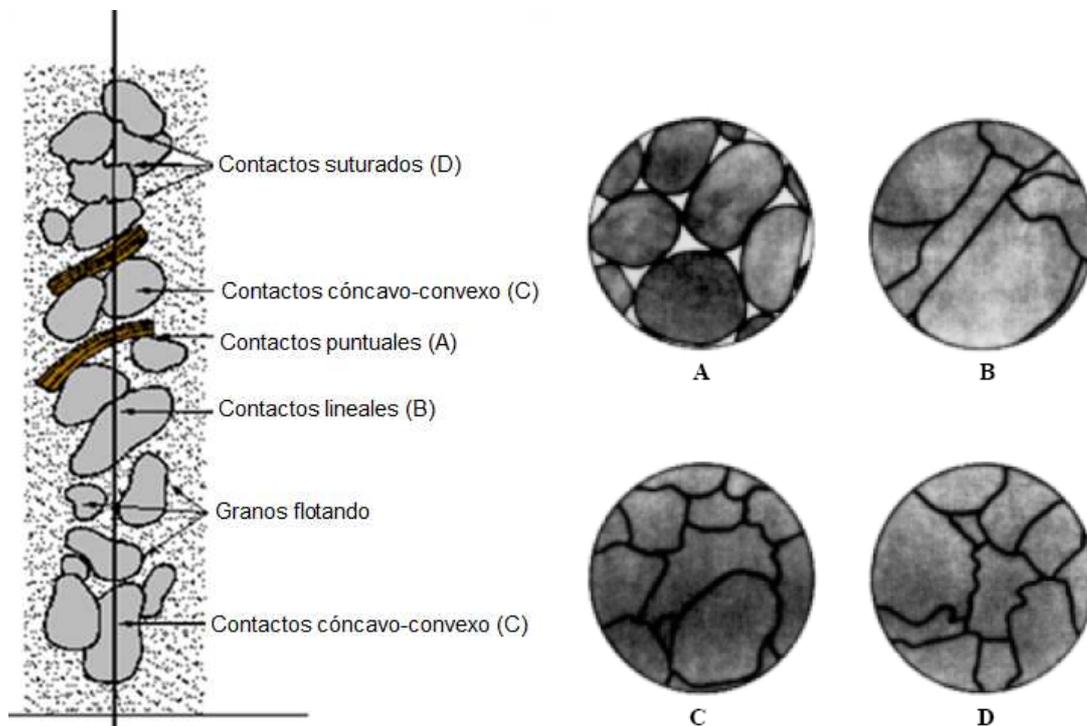


Figura 1.1.3 Diferentes tipos de contactos que puede tener las partículas sedimentadas.
A) contacto puntual, B) contacto lineal, C) contacto cóncavo-convexo, D) Contactos suturados ⁴

1.1.5 Estructuras primarias sedimentarias de las capas de sedimento

Las estructuras primarias sedimentarias son utilizadas para identificar los agentes de sedimentación resultantes de cambios experimentados por los ambientes sedimentarios. **(Tabla 1.1.5)**. Al perforar nuevos pozos, una de las estructuras sedimentarias más importantes que pueden ser reconocidas de los núcleos y, a veces, de simples cortes, es el tipo de estratificación.⁴

Tabla 1.1.5 Clasificación de estructuras sedimentarias⁴

Estructuras inorgánicas		Estructuras Orgánicas
Mecánicas (Primarias)	Químicas (Secundarias)	(secundarias)
A. Estratificación: Geometría 1. Laminaciones 2. Estratificación ondulada	A. Estructuras de solución 1. Estilolitas 2. Zonas de corrosión 3. Vugulos	A. Petrificaciones
B. Estratificación: Estructuras internas 1. Estratificación cruzada 2. Estratificación convoluta 3. Estratificación gradada 4. Estratificación acreciente	B. Estructuras acrecionarias 1. Nódulos 2. Concreciones 3. Agregados cristalinos 4. Veinlets 5. Cintas de color	B. Estratificación 1. Stromatolitos
C. Marcas en planos de estratificación (en base) 1. Desgastes o marcas de corrientes 2. Tool marks	C. Estructuras compuestas 1. Geodas 2. Septaria 3. Cono-en-cono	C. Varios 1. Borings 2. Huellas y surcos 3. Moldes y molduras 4. Bolas fecales
D. Marcas en planos de estratificación (en cima) 1. Ondas y marcas lavadas 2. Huecos de lluvia e impresiones 3. Líneas de división		
E. Estratificación deformada 1. Estructuras de carga y caídas 2. Pliegues sedimentarios 3. Diques y caras de arenas		

La estratificación es probablemente la característica más importante de las rocas sedimentarias, así como el término más ampliamente usado en la descripción de

secuencias sedimentarias. Una “capa simple” es generalmente descrita como una unidad de sedimentación depositada bajo, esencialmente, condiciones físicas constantes. Esta capa simple está separada de las capas adjuntas por planos de estratificación. Estos planos de estratificación son visibles porque presentan algún cambio en su textura o composición entre una capa y otra.

La estratificación se divide en cinco tipos principales para facilitar su descripción:

1. Estratificación masiva o regular
2. Estratificación laminar
3. Estratificación gradada
4. Estratificación cruzada o de corrientes
5. Estratificación depresionada o convoluta

Por ejemplo, la estratificación regular es indicada por capas de superficies paralelas, cuyas divisiones en la litología indican una pausa en el proceso normal de sedimentación. Entre un ajuste dado de superficies de capas, las formaciones son normalmente uniformes, indicando un transporte y aportación constantes de sedimentos (**Figura 1.1.4**)

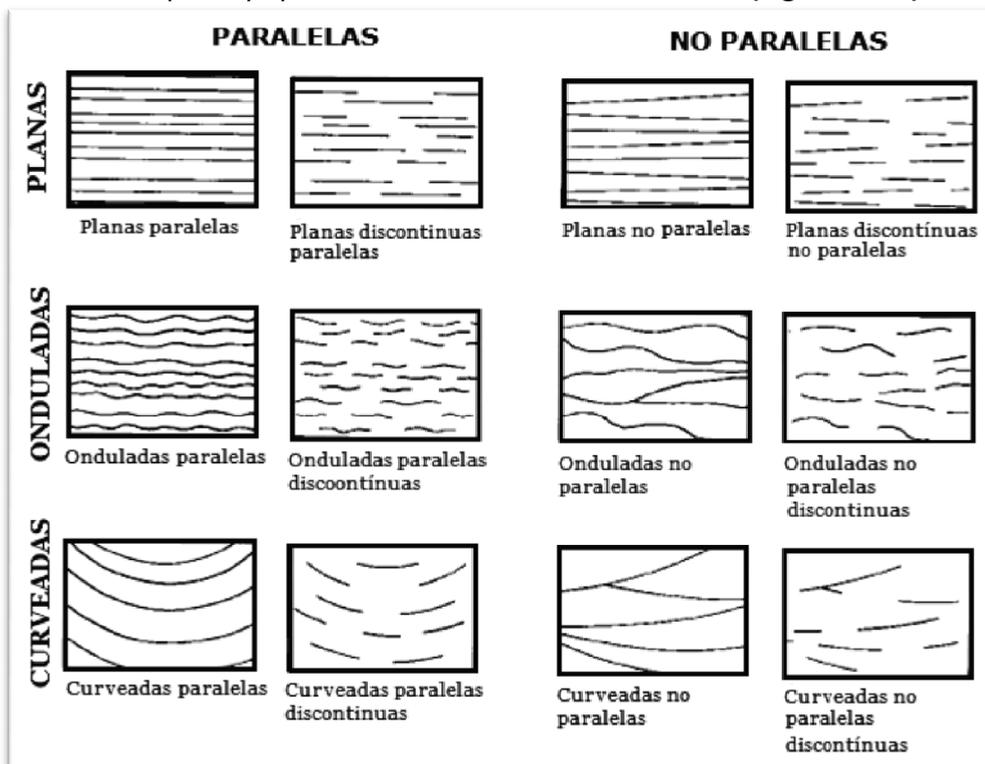


Figura 1.1.4 Distintos tipos de formas que pueden ser adquiridas por los estratos.⁴

Otra manera de describir la estratificación es a través de análisis litológicos detallados y su continuidad lateral. Esto incluye la división de capas en cuatro clasificaciones en general:

-
1. Capas de espesores más o menos iguales
 2. Capas de espesores diferentes y uniformidad lateralmente continua
 3. Capas desiguales dentro de su espesor pero aún continuas
 4. Capas desiguales dentro del espesor y lateralmente variables y discontinuas

A pesar de que no existe una correlación absoluta entre el espesor de capas y el tamaño de grano, existe una relación significativa entre esos aspectos. Si se observa un punto de estudio en un point bar se encontrarán granos finos. Esto es debido principalmente a la significativa energía disponible de inundación para el transporte; por esta misma razón, el espesor de estas capas será menor. Esta relación entre tamaño de grano, espesor de capas, y energía es evidente para la mayoría de los procesos sedimentarios.

La pendiente de la superficie de la capa es característica y estructuralmente significativa cuando se reconocen en una muestra de núcleo y de la misma manera en un recorte. Hay que recordar, el tamaño del eje del núcleo representa un corte de una sección de formación paralela al pozo perforado y probablemente no sea completamente vertical. La toma del núcleo se hace mediante perforación giratoria es imposible determinar en ese momento la orientación de las capas, a menos que se haya nucleado usando un barril especialmente orientado.

Otra manera de obtener el espesor de una capa y su magnitud areal, es la siguiente característica significativa a ser examinada, esta es, o mejor dicho, estas son las estructuras internas. Los dos principales tipos de estructuras reconocidos son, estratificación cruzada y estratificación gradada (**Figura 1.1.5**). Estas estructuras pueden ser identificadas en la mayoría de las rocas clásticas indistintamente del tamaño de grano.

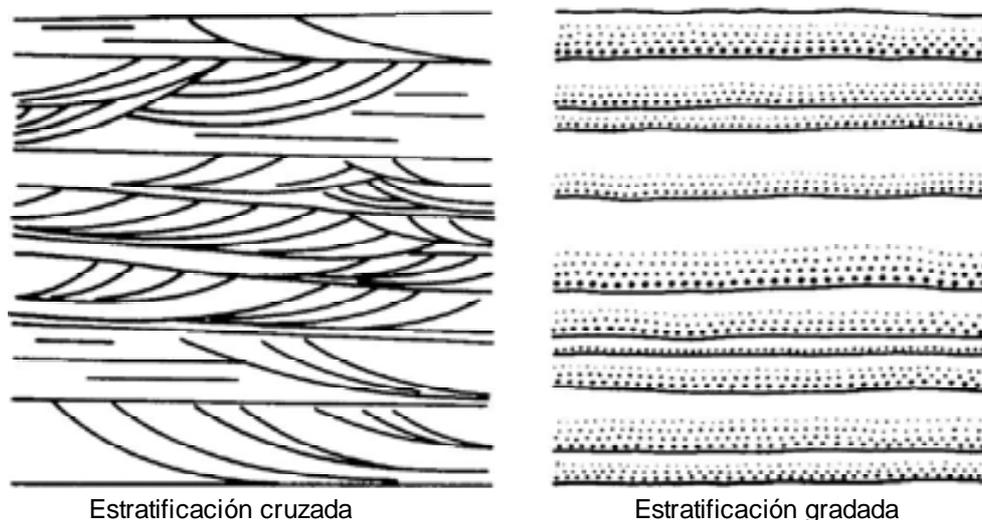


Figura 1.1.5 Estratificación cruzada y estratificación gradada.⁴

La estratificación cruzada es una estructura interna de la roca la cual es resultado de una ondulación muy larga o de dunas de arena. Si las dunas de arena son relativamente pequeñas, el sedimento resultante es llamado estratificación ondulada. La estratificación cruzada también es conocida como laminación cruzada, corriente de estratificación, estratificación diagonal, y estratificación falsa. Generalmente, este tipo de estratificación puede ser considerada como una capa inicialmente inclinada y es normalmente restringida con una capa interna con una simple unidad de sedimentos.

Esos son los dos principales tipos de estratificación cruzada, uno tiene un simple ajuste tabular, con líneas sobresalientes planares. El otro tipo es de forma cóncava con un juego de estratos cruzados los cuales generalmente tienen superficies curvas (**Figura 1.1.6**). Como regla general, el rasgo característico de una capa de esta naturaleza es la compleja serie de estratificaciones curvas, por lo que las capas normalmente no encajan con precisión en cualquier modelo.

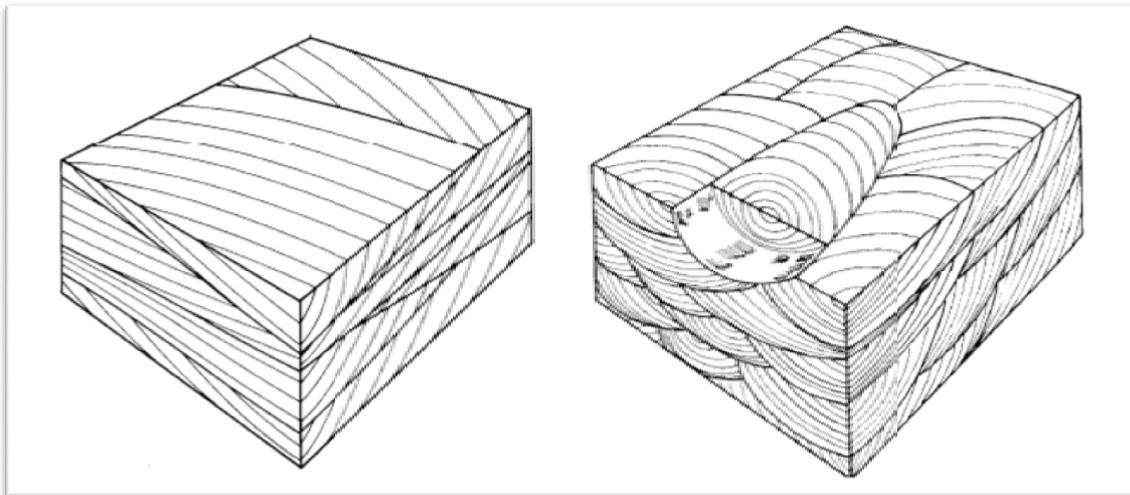


Figura 1.1.6 Estratificación cruzada planar y ondulada⁴

La escala de la estratificación cruzada en sedimentos depositados bajo el agua parece estar relacionada a la profundidad de ésta. Como se puede observar en las bahías, la longitud de las dunas de arena y el espesor aumentarán proporcionalmente al incremento de la profundidad. Este mismo efecto se presenta en las corrientes. Si el volumen total de flujo que fluye en las corrientes es constante, en cierto punto se tendrá la mayor profundidad del agua, y el largo y espesor de las dunas de arena estarán también en esta parte. Esta asociación permite hacer ciertas consideraciones sobre la profundidad relativa de sedimentación del material al examinar la escala de la estratificación cruzada.

La estratificación gradada, o el cambio progresivo en el tamaño de grano en toda una capa, es muy importante para determinar el piso y techo (base y cima) de una capa y la

manera como fue depositada. Esto se cumple casi exactamente igual en los depósitos de meandros fluviales, donde la forma de gradación es de arena gruesa a arena fina. Una relación opuesta, puede conducir a importantes conclusiones concernientes a la historia de sedimentación (**Figura 1.1.7**).

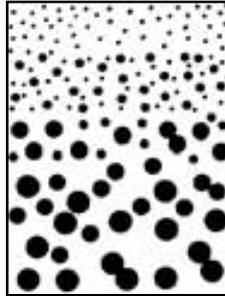


Figura 1.1.7 Esquema de estratificación gradada⁴

Las capas gradadas son depositadas por una corriente que va perdiendo energía progresivamente. Estas capas pueden medir desde algunos centímetros hasta más de un metro de espesor, y usualmente el espesor también va siendo gradual, el sedimento más grueso se deposita en la base. Algunas veces, la base de la roca se compone por gravas.

Estructuras de estratificaciones primarias

Las estructuras de las estratificaciones primarias, están ligadas a la velocidad de flujo, tamaño de grano, y forma de la capa. Por ejemplo, laminación planar y alineación de corrientes primarias se asocian a arenas de tamaño medio y fino en régimen de flujo superior. Sin embargo, esas pueden ser laminaciones planares sin alineación de corrientes primarias en el régimen de flujo lento, si la arena es gruesa.

Laminación planar

Las laminaciones planares en un sedimento son generalmente bien desarrolladas, y la estratificación plana es sensiblemente paralela a la superficie de la capa limitadora. Este tipo de estructura es la más a menudo reconocida en sedimentos de granos finos (por ejemplo arcillas y esquistos). Éstas están formadas por alteración del sedimento suministrado en cierta área o el suministro de sedimento diferente a la misma área. Tales aspectos pueden resultar de cambios de corrientes, cambios climáticos, o lapsos catastróficos tales como tormentas o inundaciones. Las laminaciones bien desarrolladas sugieren que la sedimentación ha ocurrido en un ambiente relativamente quieto o

tranquilo. Por ejemplo, lutitas lagunares que a menudo muestran grandes desarrollos de laminaciones finas.

Laminación cruzada tabular / estratificación

Esta forma de estratificación cruzada se presenta donde el contacto con las capas es esencialmente planar. Los trazos de la estratificación son representados por líneas rectas y la estratificación planar generalmente refleja la dirección principal de la corriente de transporte. Exhibiendo escalas relativamente consistentes, inclinaciones y azimuts, con un promedio de inclinación de 15 a 20 grados.

Laminación cruzada/estratificación ondulada

Este tipo de superficie de estratificación tiene una forma ondulada y los estratos cruzados generalmente tienen superficies curvadas. A pequeña escala la estratificación cruzada de este tipo ha sido llamada “rib y furrow” o “micro laminación cruzada”. La forma es producto de ondulaciones de migración. La estructura de las unidades de estratificación cruzada es determinada por la morfología de la onda.

Estratificación lenticular/flaser

Esta forma resulta de un amontonamiento irregular de una capa ondulada. El montaje sedimentario obviamente resulta tener la forma de capa ondulada, pero no es un patrón consistente.

La estratificación lenticular, predomina cuando la mayoría del sedimento es arcilla.

Como la sedimentación de arena incrementa, se genera comunicación entre los lentes, volviéndose estratificación ondulada. Como la sedimentación de arenas se vuelve dominante, se genera la estratificación flaser. La primera de ellas tiene algunas conexiones entre las capas de lodo, generando lo que se conoce como “estratificación flaser ondulada bifurcada”. Cuando se deposita la arcilla, ésta delimita las capas plegadas, entonces domina la estratificación flaser simple (**Figura 1.1.8**).

Acreciones de laminaciones onduladas

Las ondulaciones pueden ser superimpuestas, así que parecen no haber migrado. Es más común observar una migración progresiva de las crestas aparentando “escalamiento” (climbed) sobre ondulaciones subyacentes.

Estos son dos tipos de acreciones de laminación ondulada, donde uno de los límites es el lado erosionado donde no se conservan las crestas, y otro es el lado donde las crestas sí se conservan, generando laminación ondulada.

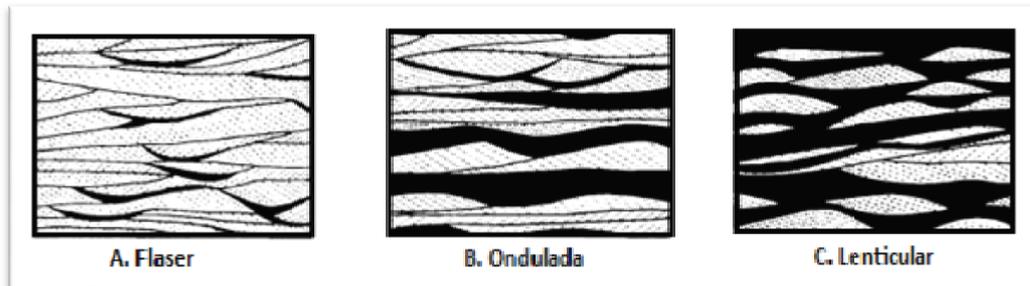


Figura 1.1.8 Estratificación Flaser, Ondulada y Lenticular. ⁴

Grietas synaesis

Estas grietas son formadas por deshidratación espontánea de materiales como el gel en los sedimentos, incluso cuando este sedimento se encuentra en ambiente húmedo. Este modelo también explica las grietas en las formaciones de acreciones inusuales, tales como lodolitas y dolomitas. Lo que es a menudo imposible de distinguir es si estas grietas fueron formadas por desecación.

Grietas de desecación

Los lodos a menudo forman figuras de grietas de desecación en la parte externa perdiendo algo de su volumen original. Esto es especialmente cierto en smectites (arcillas que adsorben agua entre sus micelas). Sin embargo, las grietas de desecación han sido encontradas en litologías no arcillosas tales como micritas y calizas. Las grietas de lodos pueden no formarse en arenas puras, a causa de eso se encogen; algunas depresiones del sedimento en conjunto pueden ser causadas por grietas. La mayoría de las grietas de lodo a menudo se forman en las zonas entre mareas, playas de lago y planicies.

Normalmente, la delgadez de las grietas aumenta hacia su profundidad hasta desaparecer. A menudo, se rellenan con sedimentos clásticos. Si la capa que ha sido agrietada es muy delgada, la grieta puede extenderse por debajo de la superficie de estratificación. Esto da como resultado piezas aisladas de la litología desecada. A menudo, las piezas son ligeramente separadas, y pueden rotar o voltearse.

Deformaciones post sedimentarias de la estratificación

Las deformaciones post sedimentarias pueden ocurrir independientemente del modo de sedimentación, por ejemplo, pueden ocurrir movimientos por gravedad o acomodos durante y después de la sedimentación, algunas capas dan indicios de que la deformación tomó lugar conforme los sedimentos se depositaban. Se pueden definir tres mecanismos prevaletientes:

1. Los movimientos pueden ser muy verticales, tales como el ajuste de una arena depositada sobre arcilla debido a una estratificación inestable por diferencias de densidad
2. Largos movimientos laterales que pueden ser resultado de inestabilidad de una capa antes depositada.
3. El proceso relacionado al límite sedimentario y diques que pueden ser incrustados por litologías adyacentes

Hilos de estratificación convoluta

Esta es una forma de estructura post sedimentaria que se parece a la estratificación cóncava. La deformación es generada en las partes superiores de las capas afectadas, usualmente con ausencia de fallas y fracturas. Es probablemente resultado de rastros de corrientes de remolinos que pasaron por sedimentos suaves, o de deformaciones de cargas simultaneas a la sedimentación. Este tipo de estructura es principalmente asociada con depósitos de turbiditas, aunque también se llega a reconocer en ambientes deltaicos fluviales y litorales.

Estructuras de carga

Estas resultan de deformaciones de sedimentos suaves. Son caracterizadas por construcciones irregulares sobre la base de las capas de areniscas y en la cima de las capas de arcillas. Carecen de simetría y orientación. Adicionalmente, no tienen marcas de erosión, pero resultan de protuberancias en las arenas y deformaciones en las capas de arcillas.

Se pueden generar dentro de cualquier ambiente sedimentario donde las arenas sean depositadas sobre arcillas saturadas de agua (**Figura 1.1.9**)

Estructuras de llama

Este tipo de estructuras de carga es orientada principalmente durante la deformación. Esto es a causa de proyecciones lineares preexistentes, usualmente marcas de flauta. Muy frecuentemente estas son arcillas que se proyectaron sobre la arena parecidas a “flamas” en la sección transversal observada.

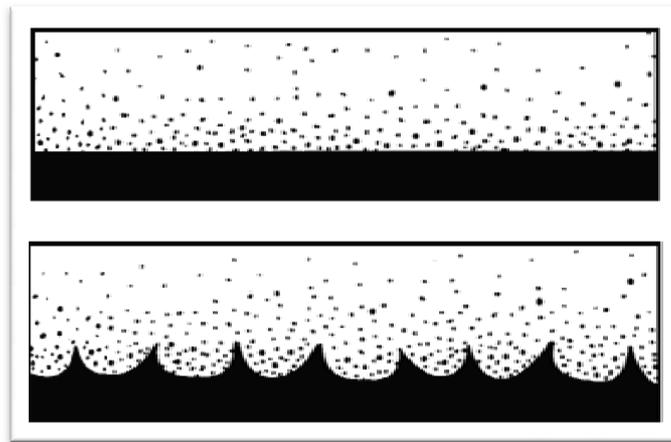


Figura 1.1.9 Estructuras de carga desarrolladas sobre la superficie inferior de la capa de arena que descansa sobre la capa de arcilla.⁴

Pelotas y almohadas

Las arenas pueden mostrar estructuras parecidas a “almohadas”, como las almohadas asociadas a lavas con flujo de basalto submarino. Estas estructuras formadas de sedimentos suaves deformados, tomaron lugar antes de la acumulación de los sedimentos de sobrecarga. Las estructuras más representativas son las de la parte baja de la capa afectada. Generalmente, son esferas imperfectas y elipsoides, y ocasionalmente arriñonadas y en forma de hongo. Algunas estructuras internas que poseen son las deformaciones.

Platos y columnas

Estas son las más comunes en capas gruesas de areniscas turbidíticas. Se relacionan a estructuras de hojas esparcidas formando hojas verticales o sub verticales de unos pocos milímetros de ancho. Estas estructuras de hojas esparcidas se componen de arenas limpias en comparación con el cuerpo que las contiene que se compone en su mayoría de arcillas.

Estructuras de erosión

Estas son estructuras sedimentarias generadas después de la sedimentación de la formación y se pueden dar antes de que el sedimento esté consolidado o después de la consolidación debido al efecto de algún levantamiento que deja al sedimento expuesto a las condiciones climáticas.

Moldes de canales

Estos son marcas erosionales de gran escala que se presentan como hundimientos aisladas sobre el fondo del plano de estratificación de areniscas. Usualmente son moderada o insignificanamente sinuosos de varios metros de largo y más de 10 cm de profundidad y anchura. Se pueden asociar a pequeñas estructuras de base tales como marcas de referencia. Son formadas por arenas lavadas, fluyendo en un modelo helicoidal que desgasta un sedimento suave.

Marcas base en núcleos

En ocasiones se pueden observar marcas base en núcleos; obviamente, los más pequeños son los más resaltados. El núcleo a menudo estará quebrado en el límite arenisca/arcilla, permitiendo identificar la base. La naturaleza del contacto observado en el núcleo algunas veces puede indicar la presencia de marcas base.

Estructuras sedimentarias Bio-genic

Las estructuras bio-genic son resultado de la bioturbación, la perturbación post sedimentación es causada por organismos vivos. Esto puede ocurrir por el movimiento del organismo a través de la superficie de sedimento o burrowing en los primeros centímetros. Esto ocurre casi al mismo tiempo que la sedimentación. **(Figura 1.1.10)**

La magnitud de las estructuras varía, de los rastros superficiales dejados por grandes vertebrados terrestres o burrows de pequeños invertebrados marinos. El organismo que cause estas alteraciones en el sedimento tiene un doble efecto. La alteración física y química del sedimento original, y algún uso informativo sobre las condiciones originales del tiempo de sedimentación. Dependiendo de la ubicación, tales organismos pueden afectar por encima del 90% de la superficie del sedimento. Como resultado, esta acción

biológica puede destruir completamente laminaciones primarias y la orientación original de las partículas de sedimentos.

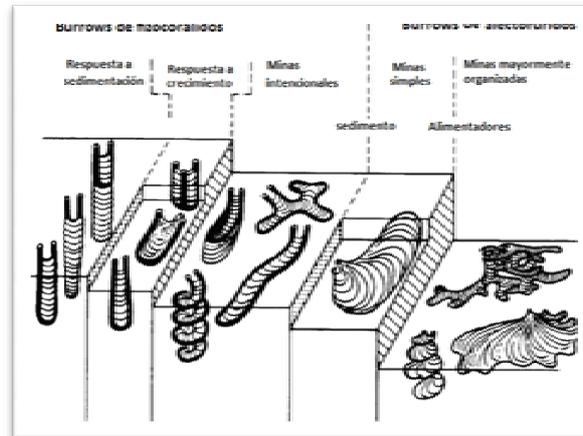


Figura 1.1.10 Estructuras sedimentarias causadas por organismos vivos. ⁴

Usualmente cambian de manera significativa la porosidad y la permeabilidad de la formación. Esto puede ayudar a determinar el origen y magnitud de cualquier presión anormal de poro. Y también puede mejorar la visualización de tendencias de cambios de línea de costa, y como el sedimento ha perdido energía.

Por otro lado, el aumento de las canalizaciones aumenta la migración de agua de poro, reforzando la cementación, sobre todo en áreas donde se depositan los sedimentos calcáreos.

La más grande variedad y densidad de bioturbación en sedimentos se encuentra en los depósitos marinos. Los burrows simples son más comunes en sedimentos terrestres (agua dulce y salobre).

Perfiles estratigráficos

Los perfiles estratigráficos se componen de columnas que representan los estratos, su espesor, estructuras primarias sedimentarias, tamaño medio de grano y litología, principalmente.

Existen diversos tipos de estratificación pero todos se basan en dos aspectos fundamentales: la geometría de los estratos individuales, y los rasgos distintivos de las asociaciones de estratos sucesivos.

Geometría de los estratos: considerando a los estratos individualmente se puede establecer una clasificación de tipos geométricos a partir de la geometría del techo y del muro (limite lateral) (**Figura 1.1.11**).

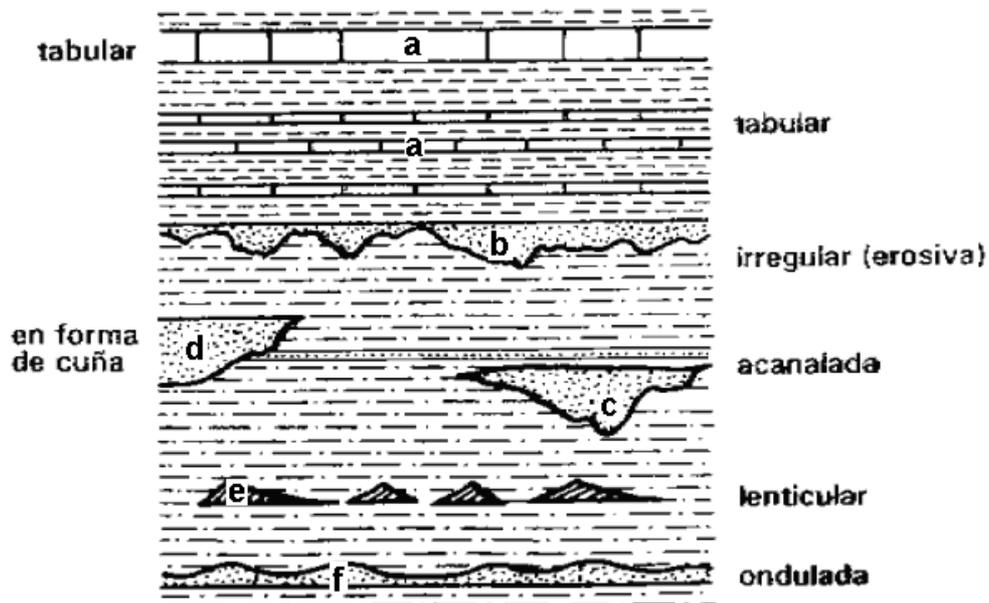


Figura 1.1.11 Geometría general de los estratos de acuerdo a su continuidad, forma de las superficies de estratificación y variación lateral de espesor ⁵

- a. Estratos tabulares.- cuando las dos superficies de estratificación (techo y muro) son planas y paralelas entre sí.
- b. Estratos irregulares, con muro erosivo.- Son estratos con gran extensión lateral, con un muro irregular y un techo plano, por lo que su espesor varía.
- c. Estratos acanalados.- Con escasa extensión lateral y espesor muy variable, con una geometría interna semejante a la de la sección de un canal.
- d. Estratos en forma de cuña.- Se trata de estratos limitados por superficies planas no paralelas entre sí, que terminan lateralmente por pérdida progresiva de espesor.
- e. Estratos lenticulares.- Son discontinuos, con el muro plano y el techo convexo. Una variante de estos son los estratos con forma biconvexa.
- f. Estratos ondulados.- se caracterizan por ser continuos con muro plano y techo ondulado, con estructuras de ripples de corrientes o de olas.

Asociaciones de estratos: cuando se analizan conjuntos de estratos superpuestos se pueden realizar diversas clasificaciones basadas en criterios de tipo descriptivo, que en gran parte representan distintos tipos genéticos.

Un primer aspecto a considerar es la ordenación de espesores de los estratos individuales, en los conjuntos de estratos sucesivos. En la **Figura 1.1.12** se esquematizan las diversas posibilidades de ordenación de espesores y se dan los siguientes nombres:

Uniforme.- Los espesores de los estratos sucesivos tienen todos ellos unos valores análogos, con un valor real muy cercano a la media estadística de todos los espesores.

Aleatoria o de espesor variable.- Los espesores de los diferentes estratos superpuestos son muy variables y no presentan ninguna ordenación definida.

Estratocreciente.- Los espesores tienen una ordenación en lotes de estratos con valores de espesores crecientes hacia el techo, dentro de cada lote. Este tipo de lote también se le conoce con el nombre de secuencia negativa (Lombard, 1956).

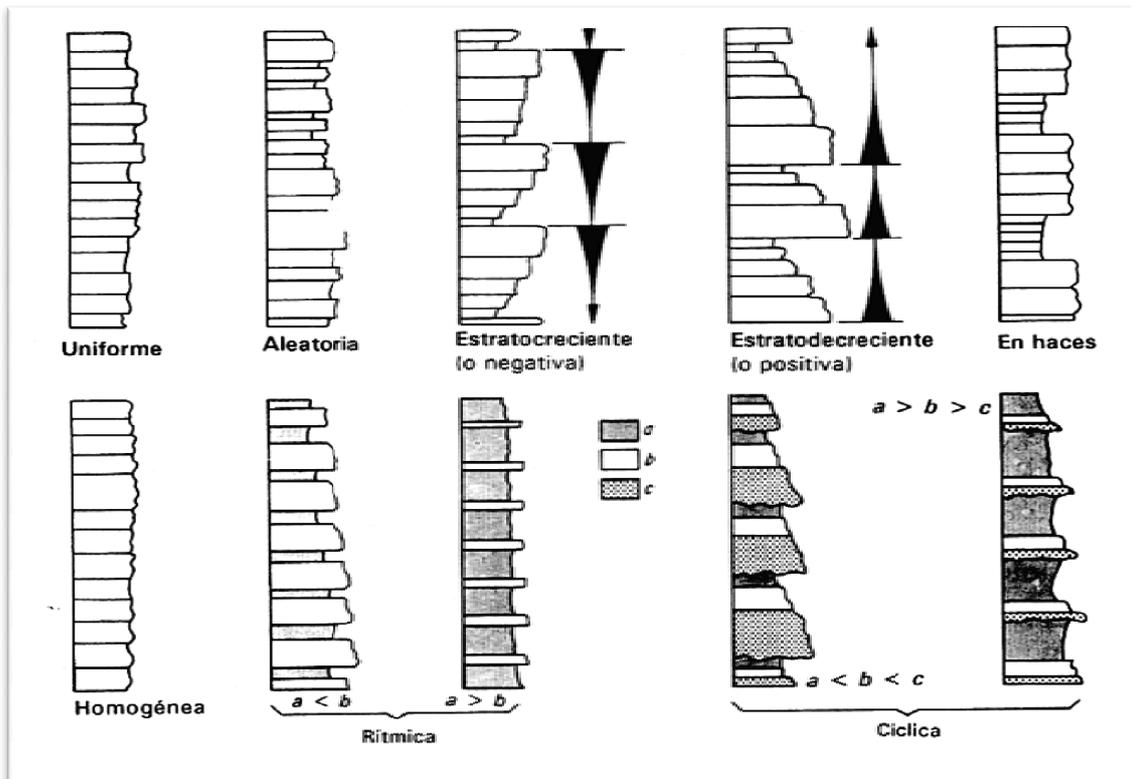


Figura 1.1.12 Tipos de asociaciones de estratos de acuerdo con las distribuciones de los espesores y de las litologías presentes. Los términos a, b, c corresponden a tres tipos litológicos en los que a sería el término de mayor tamaño de grano.⁵

Estratodecreciente.- Es el contrario del anterior, o sea con disminución de los espesores de los estratos hacia el techo de cada lote. Este tipo de ordenamiento también se conoce con el nombre de secuencia positiva (Lombard, 1956).

En haces.- Los espesores de los estratos se distribuyen por lotes de estratos de espesores uniformes dentro de cada lote y diferentes entre lotes.

A esta modalidad de asociaciones geométricas de estratos hay que añadirle la estratificación masiva, nombre que se utiliza para denominar intervalos de rocas sedimentarias en los que la estratificación no es distinguible a simple vista.

Un segundo tipo de clasificación estaría basado en la litología de los estratos que se superponen, (**Figura 1.1.12**). Se pueden diferenciar los siguientes tipos: Homogénea, cuando los estratos sucesivos tienen la misma naturaleza. Heterogénea, cuando estos cambian de manera desordenada. Rítmica, cuando alternan ordenadamente dos tipos de litología y Cíclica, cuando el módulo que se repite es de más de dos litologías.

Un aspecto complementario, de gran interés, es la relación entre la geometría de los estratos y los tipos litológicos que los componen. Concretamente tienen importancia para la interpretación genética las asociaciones de estratos en los que hay un dispositivo de espesor creciente hacia el techo, al mismo tiempo que hay un aumento en el tamaño medio de grano, de manera que hacia el techo dominan los niveles de granos más grueso. Igualmente, en la naturaleza son abundantes los ordenamientos en los que hacia el techo disminuyen simultáneamente el espesor de los estratos y el tamaño medio del grano de las rocas detríticas que los componen.

Otro aspecto complementario, pero también interesante en la interpretación genética, es el de la distribución de litologías y espesores en el caso de estratificaciones rítmicas y cíclicas (**Figura 1.1.12**). En el caso de estratificación rítmica, en la que alternan dos clases de litologías, (a y b) se diferencian dos subtipos ($a > b$ y $b > a$) que generalmente pasan lateralmente uno al otro. En el caso de la estratificación cíclica, en la que alternan tres clases de litologías (a, b, y c) con cambios laterales desde secciones donde $a > b > c$ a otras donde $a < b < c$. en ambos casos el estudio de la abundancia relativa de los diferentes tipos de estratos y su variación lateral informa sobre las condiciones del depósito y sus variaciones laterales.

Otro aspecto de gran importancia en los perfiles estratigráficos es la indicación del tamaño medio de grano y la forma de representarlo. Algunos autores lo representan con una escala en la parte superior del perfil que es la referencia del tamaño medio de grano. Cada capa se representa con una anchura correspondiente al tamaño medio de grano de tal manera que al compararla con la escala antes mencionada se puede tener una idea del tamaño medio de grano de esa capa. Cabe destacar que en este tipo de representación, en el espesor se consideran las estructuras primarias sedimentarias con su simbología correspondiente así como el tipo de contacto entre capas (**Figura 1.1.13**).

Otra manera de representar el tamaño medio de grano es mediante otra columna en el lado izquierdo del perfil estratigráfico, tanto más ancha más grande será el tamaño medio

de grano, según la escala de referencia de la parte superior se tratará de arenas, limos o arcillas. En este tipo de simbología se representan las estructuras sedimentarias en rectángulos regulares que forman la columna del lado derecho (**Figura 1.1.13**).

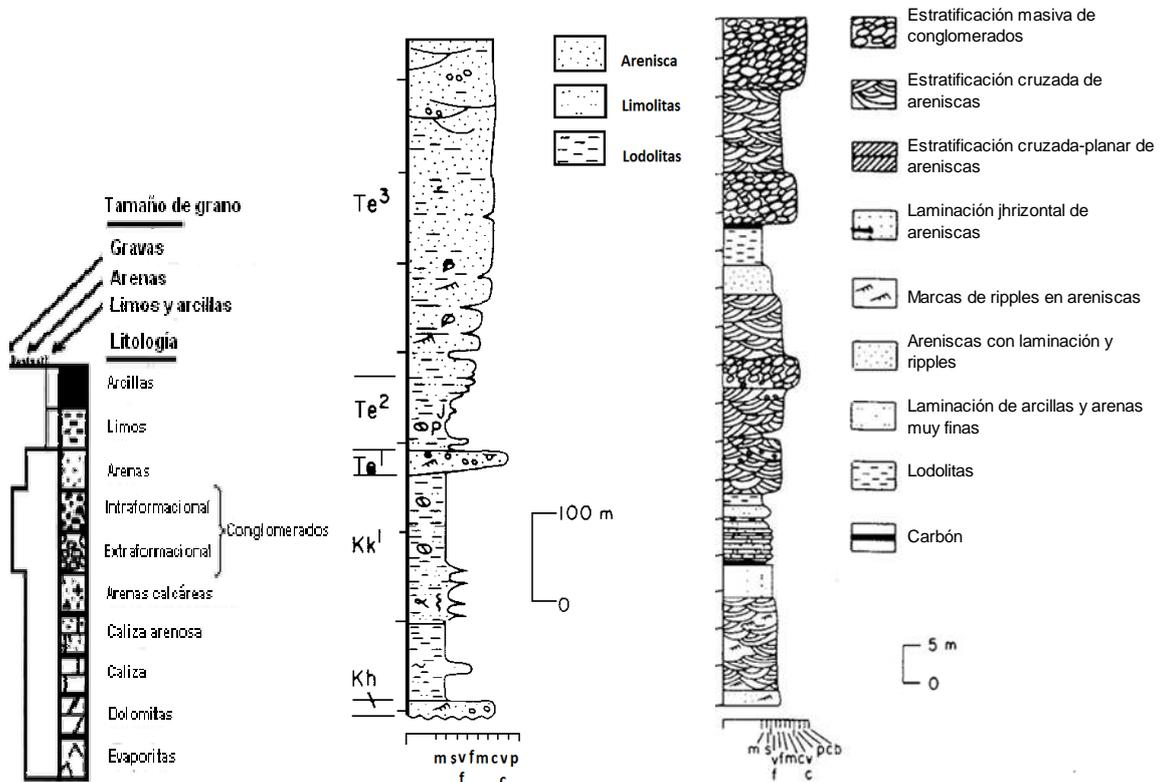


Figura 1.1.13 Ejemplos de perfiles estratigráficos enfatizando las características sedimentológicas clásicas. El tamaño de grano está dado por el ancho de la columna. m es lodo, s, limo, vf, muy fino, f, fino, m, medio, c, grueso, y vc, muy grueso; p, guijarros; c, cantos; b, cantos rodados.⁶

1.1.6 Rocas clásticas

Pertencen al grupo de rocas sedimentarias detríticas, tienen textura clástica, que se caracteriza por la existencia de partículas (o granos) rotos, desgastados por abrasión o irregularidades en la superficie de contacto. En ocasiones, se pueden presentar algunos bordes cristalinos debidos al crecimiento secundario de los granos o a la presencia de material cementante posterior al depósito. Los principales constituyentes son granos minerales, fragmentos de rocas o fragmentos orgánicos. La textura de estas rocas está determinada principalmente por el tamaño y forma de las partículas, así como por su ordenamiento dentro del agregado.

Las rocas sedimentarias clásticas se forman de la siguiente manera: Por acumulaciones mecánicas de minerales y fragmentos de roca como lodo, arena y grava, producto del intemperismo y de la erosión. Consisten de sedimentos detríticos de rocas antiguas desintegradas, descompuestas, que fueron transportados y depositados por agua, hielo o aire; estos sedimentos al compactarse dan origen a distintas rocas sedimentarias clásticas (conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas).

La clasificación para las rocas clásticas se basa fundamentalmente en la granulometría. Con base en el tamaño y redondez de los clastos se establece una clasificación general, en la que se distinguen tres grupos principales de rocas (**Figura 1.1.14**):

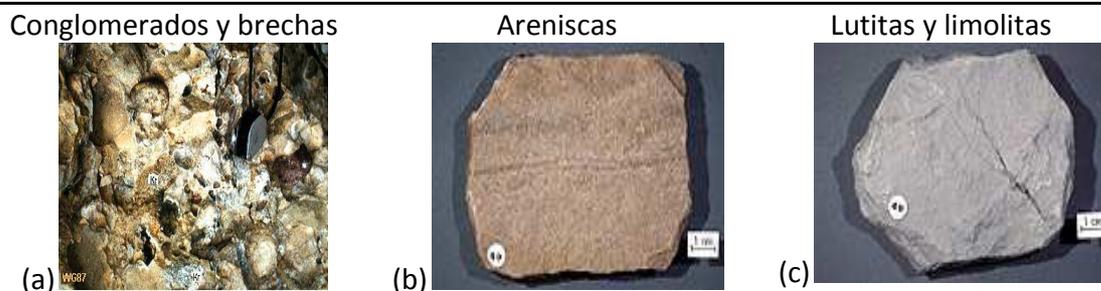


Figura 1.1.14 Los conglomerados (a) son fragmentos de rocas del tamaño de las gravas, las areniscas (b) se forman de clastos más finos que los conglomerados y las limolitas (c) están formadas de clastos más finos que las arenas.¹

Conglomerados:

Los conglomerados forman un grupo heterogéneo, no son uniformes mecánicamente ni mineralógicamente como muchas de las rocas clásticas de grano fino (**Figura 1.1.14 (a)**); esto se debe a que no están sujetos a los mismos procesos que estos sedimentos, es decir, no sufren el mismo transporte, ni semejante intemperismo químico, ni selección mecánica. En general consisten de fragmentos de roca removidos de la roca original por

agentes mecánicos; la mayoría de los conglomerados consisten de un esqueleto y huecos. El esqueleto está constituido por materiales de tamaño de las gravas (fenoclastos, guijarros, guijones y peñascos); los huecos son espacios vacíos entre los elementos del esqueleto. Esos huecos raramente están vacíos ya que generalmente están rellenos con detritos, arenas o sedimentos más pequeños, así como cementos introducidos por precipitación. Los depósitos de conglomerados están burdamente estratificados, con estratificación gruesa

Areniscas:

Las areniscas (**Figura 1.1.15**) son una clase muy importante dentro de las rocas clásticas ya que forman el 25%, aproximadamente, del total de las rocas sedimentarias. Son importantes almacenadoras de gas natural, aceite y agua; algunas pueden formar yacimientos de placer. Su composición es clave para saber de donde provienen, sus estructuras direccionales son una guía de las paleocorrientes y tanto su geometría como sus estructuras internas dan una idea del ambiente de depósito.

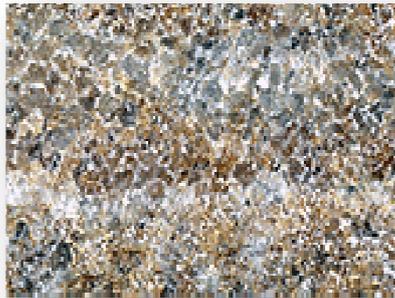


Figura 1.1.15 Arenisca vista en lámina delgada¹

De acuerdo a Pettijohn, las arenas pueden ser divididas en 3 grandes grupos:

- Terrígenas
- Carbonatadas
- Piroclásticas

Las areniscas terrígenas son aquellas producidas por intemperismo y destrucción de rocas preexistentes, los sedimentos fueron transportados, seleccionados y modificados por el movimiento de los fluidos. Se derivan de fuentes externas a la cuenca de depósito.

Las arenas carbonatadas son, en la mayoría de los casos, sedimentos marinos; están constituidas por granos esqueléticos, oolitas y detritos carbonáticos localmente derivados (intraclastos). Estos constituyentes son productos originados dentro de la cuenca de

depósito y no son residuos formados por la destrucción de rocas preexistentes. Excepcionalmente existen arenas ricas en partículas carbónicas, de cadenas orogénicas, tales partículas son de hecho terrígenas.

Las arenas piroclásticas son aquellas producidas por explosiones volcánicas, pueden ser depositadas en varios ambientes.

La interpretación de la historia de una arenisca depende de su composición mineralógica. Es necesario establecer cuáles minerales son detríticos primarios, cuál es el cemento precipitado y cuáles son los productos de alteración postdepósito.

La lista de los minerales detríticos es grande y depende del grado de intemperismo y transporte que sufran tales minerales; sin embargo, son pocas las especies encontradas, estas son:

- Cuarzo, Opalo y Calcedonia
- Feldespato
- Fragmentos de roca
- Micas
- Minerales pesados
- Calcita, Dolomita y Siderita
- Minerales arcillosos y otros silicatos
- Colófano

La clasificación de las areniscas de acuerdo con Pettijohn, 1957, (tomada de Pettijohn, 1975), se basa en el porcentaje de los componentes de la trama y en el contenido de matriz detrítica. Esta clasificación pretende establecer lotes definidos por sus componentes, que a su vez corresponden a grupos genéticos.

Los componentes de la trama son el cuarzo monocristalino(Q), los feldespatos(F) y los fragmentos de roca(FR), en el que se incluyen a todo tipo de fragmentos de roca y al cuarzo policristalino (**Figura. 1.1.16**)

Esta clasificación considera a dos grupos principales de rocas, un primer grupo corresponde a las rocas que tienen más del 15% de matriz detrítica que se les ha denominado grauvacas; éstas a su vez se dividen en grauvacas feldespáticas, grauvacas líticas y cuarzo-grauvacas, según dominen los feldespatos, los fragmentos de roca o el cuarzo, respectivamente. Un segundo grupo corresponde a las rocas que contienen menos del 15% de matriz detrítica, en las que se diferencian cinco tipos fundamentales, que son cuarzoarenita, subarcosa, sublitoarenita, arenita-arcósica y arenita-lítica. A las

causa de sus propiedades desfavorables para poder volar, como su forma laminar, forma de plaquitas, su propiedad electrostática etc. y por su alta cohesión en una roca.



Figura 1.1.18 Lutita roja formada por material arcilloso.¹

Las Lutitas (**Figura 1.1.18**) se componen de minerales arcillosos (grupo de la caolinita, grupo de la montmorillonita, illita, etc.), que se forman en el campo sedimentario y de fragmentos de cuarzo, feldespato y mica. Además contienen componentes adicionales como: hematita, limonita, calcita, dolomita, yeso y algunos sulfuros. Estas rocas son de colores muy variables: gris, verde, rojo, café y negro. Las variedades negras son particularmente ricas en materia orgánica. La lutita es una roca masiva, terrosa, normalmente bien compactada, a menudo contiene fósiles, por ejemplo, foraminíferos, ostrácodos, graptolitos y trilobites. Muchas lutitas muestran bioturbación es decir una estructura sedimentaria irregular producida por la acción de organismos excavadores. La regulación y acomodo de los minerales arcillosos casi siempre es paralela a la estratificación. Muy probablemente esta regulación de los minerales arcillosos ocurre durante su formación o como producto de una sucesión de sobrecargas.

Cuando los sedimentos están recibiendo aportes continentales, su espesor aumenta y en consecuencia la carga también aumenta.

Una forma de clasificar estas rocas y de distinguirlas, es tomando en cuenta sus propiedades físicas que pueden ser reconocibles megascópicamente, las cuales se deben principalmente al tamaño de las partículas (**Tabla 1.1.6**).

Sedimentos	No consolidados	Consolidados	Roca
Menos finos	Plasticidad débil	Aspecto masivo y fractura concoidea	Limolita
Más finos	Plasticidad fuerte	Laminación y fisibilidad	Lutita

Tabla 1.1.6 Propiedades de las Limolitas y Lutitas con las cuales se pueden diferenciar.¹

1.1.7 Registro de litología (registro de rayos Gama, RG)

Un registro geofísico es un gráfico X-Y en donde Y representa la profundidad del pozo y el eje X representa el o los valores de algunos parámetros de la columna geológica perforada por el pozo, como son: porosidad, densidad, tiempo de tránsito, resistividad, diámetro del agujero, etc. Para conocer las características mencionadas es necesario llevar a cabo la toma de registros. Para esto se requiere una unidad móvil (o estacionario para pozos costa afuera) El registro se obtiene al hacer pasar los sensores de la sonda enfrente de la formación moviendo la herramienta lentamente con el cable (**Figura 1.1.19.**)⁷

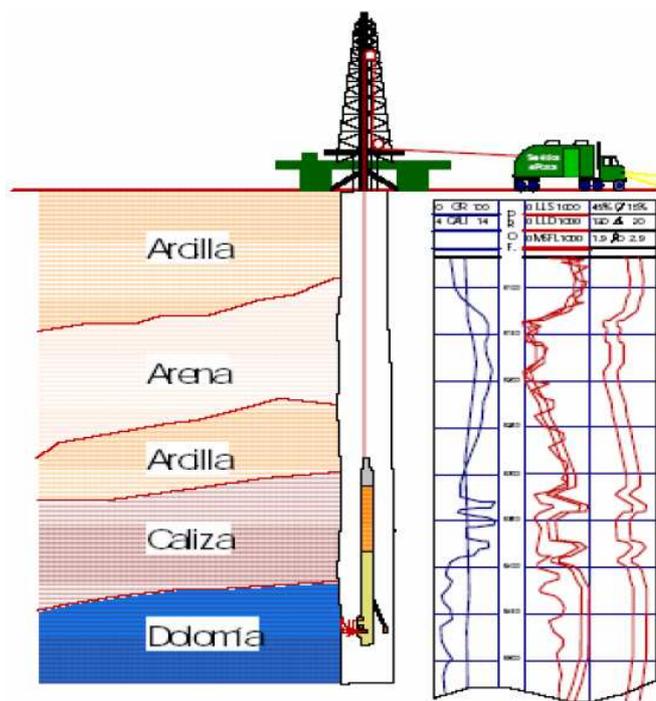


Figura 1.1.19 Diagrama esquemático de la toma de registros⁷

Registro de Rayos Gamma Naturales (RG)

Esta herramienta mide la radioactividad natural de las formaciones. En formaciones sedimentarias, el registro refleja el contenido de arcillas y esto es debido a que los elementos radioactivos se concentran en las arcillas. El registro RG se utiliza comúnmente como Indicador de arcillosidad así como indicador de presencia de arenas o clastos más gruesos que son los que presentan menor radioactividad, también es usado para llevar a cabo correlaciones y detectar marcas o trazadores radioactivos (**Figura 1.1.20.**)⁷

Espectroscopia de Rayos Gamma (Figura 1.1.21)

La respuesta de una herramienta de rayos gamma depende del contenido de arcillas de una formación. Sin embargo, una herramienta de rayos gamma naturales no tiene la capacidad de diferenciar el elemento radioactivo que la produce. La mayoría de las radiaciones encontradas en la tierra son producidas por el uranio, torio y potasio y así, el análisis de torio y potasio en las arcillas permite determinar el tipo de arcillas de una formación y el análisis de uranio puede facilitar el reconocimiento de rocas generadoras. Las aplicaciones incluyen el análisis del tipo de arcillas, la detección de minerales pesados, el contenido de potasio en evaporitas y la correlación entre pozos.⁷

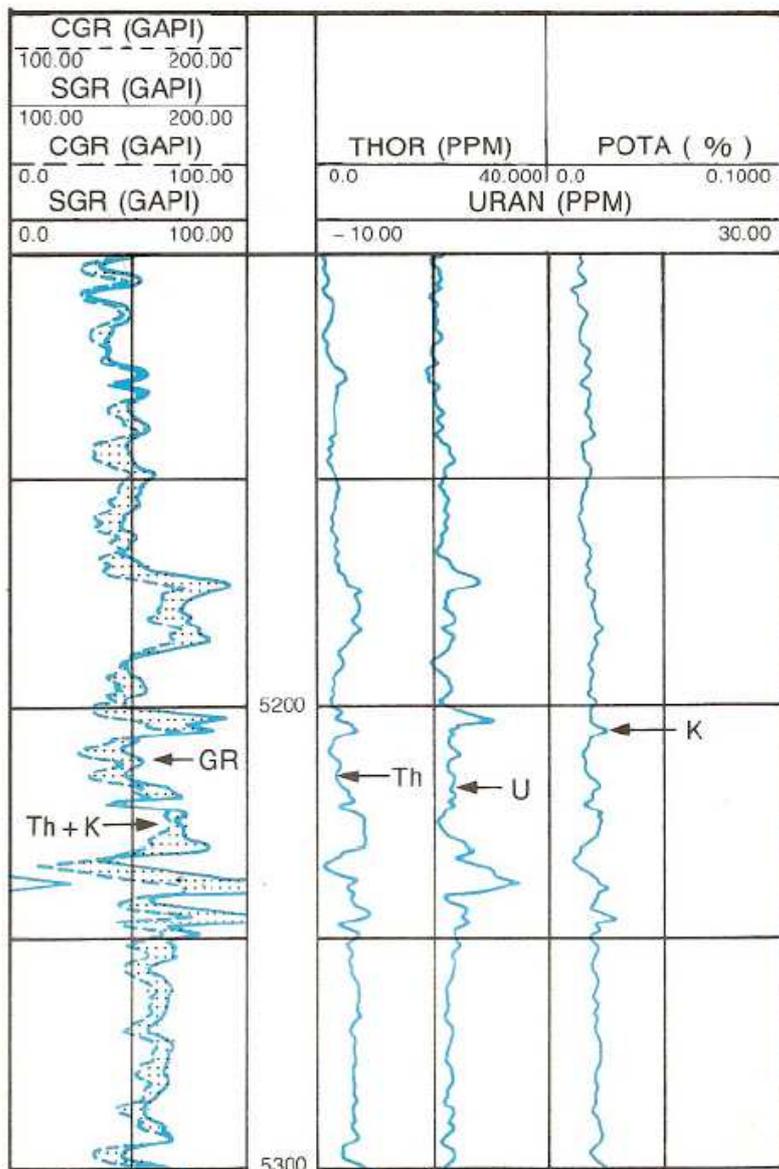


Figura 1.1.21 Registro de espectroscopia de rayos gamma⁸

1.2 Características Petrofísicas

Los datos petrofísicos y geológicos están relacionados a nivel de los poros. Esto lo demostró Gus Archie en los años cincuenta al notar que la porosidad, la permeabilidad y las fuerzas capilares guardan una estrecha relación con la distribución del tamaño de poro, y esta distribución, a su vez, se relaciona con la historia depositacional, diagenética y estructural. Esto hace imprescindible la correcta descripción de estos puntos, ya que de esta manera se puede establecer un vínculo entre las propiedades petrofísicas, la distribución del tamaño de poro y los procesos geológicos. De acuerdo a lo anterior se puede establecer petrofísica como el estudio de las características del espacio poroso.

A continuación se muestran otras definiciones aceptables de petrofísica:

- Física de las rocas
- Estudio del espacio poroso de una roca, de sus características intrínsecas y también de las características que se originan al estar ocupado por fluidos que reaccionan, en alguna forma, con los sólidos.
- Estudio de las propiedades fisicoquímicas de la roca del yacimiento y su incidencia en actividades de geociencia (exploración petrolera) y de ingeniería (producción de hidrocarburos).⁹

1.2.1 Porosidad (ϕ)

La porosidad, de manera burda, se puede definir como la relación que existe entre el volumen de huecos y el volumen total de una roca con dimensiones definidas.

Las secuencias sedimentarias varían en el tamaño de sus poros; estas variaciones se clasifican en primaria y secundaria; las primarias se refieren a que dependen de:

1. El ambiente de depósito de la roca.
2. El grado de uniformidad del tamaño de la partícula
3. La naturaleza de los materiales que componen la roca.
4. El contenido de matriz que tenga la roca.

Las variaciones que se denominan secundarias, se refieren a que son originadas por acontecimientos que tuvieron lugar después de que ocurrió la sedimentación de la roca, por ejemplo:



Figura 1.2.1 Porosidad primaria¹⁰

1. Fracturamiento.
2. Disolución.
3. Resedimentación y cementación.
4. Compactación debida a un aumento en la presión de sobrecarga.

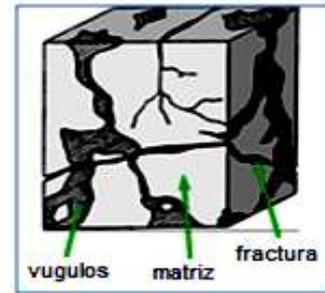


Figura 1.2.2 Porosidad secundaria ¹⁰

La porosidad, de manera más precisa, se define como el cociente del espacio total de huecos en la roca o poros entre su volumen total. Convencionalmente la porosidad se expresa en porcentajes que se determinan con la siguiente relación:

$$\text{porosidad} = \frac{\text{volumen del espacio total de poros}}{\text{volumen de roca}} \times 100$$

Es decir:

$$\phi = \frac{V_p}{V_r} \times 100$$

La relación entre el volumen total del espacio que ocupan los poros y el volumen total de la roca se denomina porosidad absoluta o total, donde se incluyen a todos los intersticios o huecos interconectados o no; la medida de la porosidad que se usa comúnmente en los estudios sobre yacimientos petroleros es la razón entre los espacios que ocupan los poros interconectados y el volumen total de la roca, razón a la que se determina porosidad efectiva, que por lo general es de un 5 a un 10 %, inferior en casi todos los casos a la porosidad total.⁹

Porosidad Primaria.

La porosidad primaria es resultado del acomodo de los clastos en el momento de la sedimentación. Los tipos principales de porosidad primaria es la porosidad intergranular, intrapartícula, móldica, intercrystalina, fenestral.

Porosidad Intergranular

Esta porosidad ocurre entre los espacios de los granos detríticos que forman a la roca, los cuales forman la fábrica (conjunto de caracteres estructurales de una roca) de un sedimento; ésta es una porosidad muy importante ya que está inicialmente presente en

todas las rocas sedimentarias. La porosidad intergranular es reducida progresivamente por la diagénesis en carbonatos, pero es el tipo de porosidad dominante en areniscas y conglomerados.

Porosidad Intrapartícula

En arenas carbonatadas, particularmente en aquellas con restos de fósiles, la porosidad primaria puede estar presente dentro de los granos.

Porosidad Intercristalina

La porosidad intercristalina ocurre entre los cristales individuales de una roca cristalina; es el tipo de porosidad típica en las rocas ígneas, metamórficas de alto grado y para algunas evaporitas, donde tal porosidad es de origen primario, y puede presentarse en algunos carbonatos los cuales han sufrido la cristalización y es importante particularmente en dolomías recristalizadas. La porosidad de la mayor parte de los depósitos varía entre un 5 y 30% y frecuentemente está entre el 10 y el 20%. Generalmente se considera que una roca que tiene una porosidad inferior al 5% es descartable para una explotación comercial, que es marginal, a no ser que existan factores de compensación, como puede ser las fracturas, fisuras, oquedades y cavernas, que no se revelen en los recortes pequeños de la roca. En la **Tabla 1.2.1**, se muestra básicamente, la evaluación de las porosidades y permeabilidades típicas que se presentan en rocas productivas o en algunos yacimientos.⁹

Tabla 1.2.1 Evaluación de porosidades y permeabilidades de las rocas productivas o de yacimiento más comunes (Levorsen, 1967).⁹

Porosidad (%)	Evaluación	Permeabilidad (milidarcys)
0-5	Despreciable	-
5-10	Pobre	-
10-15	Moderada	1.0-10
15-20	Buena	10-100
20-25	Muy buena	100-1000
>25	Excelente	>1000

1.2.2 Permeabilidad (K)

Es la propiedad que permite el paso de un fluido a través de los poros interconectados de una roca, sin que se dañen ni se desplacen las partículas de la roca.

En otras palabras, la permeabilidad es la medida de la conductividad de fluidos que tiene una roca, y es probablemente la propiedad aislada más importante de una roca que pertenece al tipo de yacimiento. La unidad más utilizada para indicar la permeabilidad de una roca es el milidarcy. La permeabilidad es controlada por varias variables; éstas incluyen la porosidad efectiva de la roca, la geometría de los poros, incluyendo su tortuosidad, y la medida de las gargantas entre los poros, la fuerza capilar entre la roca y los fluidos que las invaden. La permeabilidad se puede determinar por la ley de Darcy usando la siguiente ecuación:

$$q = \frac{K * A}{\mu} \times \frac{dp}{dx}$$

Donde:

q - Es el volumen del flujo (volumen por unidad de tiempo), en centímetros cúbicos por segundo para el flujo horizontal. K Es la constante de permeabilidad, en darcys

A - Es el área total de la sección transversal en centímetros cuadrados

μ - Es la viscosidad del fluido, en centipoises

$\frac{dp}{dx}$ - Es el gradiente hidráulico (la diferencial de presión entre la diferencial de x en la dirección del flujo (x)), que se mide en atmósferas por centímetro.

La unidad de medida de la permeabilidad de una roca en el sistema CGS se denomina *darcy*. Un medio poroso tiene una permeabilidad de un darcy cuando un fluido monofásico de un centipoise de viscosidad, que llena por completo los huecos del medio fluye a una velocidad de un centímetro por segundo por centímetro cuadrado de sección, bajo una presión o gradiente hidráulico equivalente a una atmósfera (76.0 cm de Hg) por centímetro.

La permeabilidad de la mayoría de las rocas es menor que un darcy y generalmente se usa el milidarcy (1 md=0.001 darcy). La permeabilidad de las rocas es altamente variable y su rango de la permeabilidad va de 10 a 100 milidarcys, el cual es considerado bueno; arriba de este rango las permeabilidades son consideradas de muy buenas a excelentes.

La porosidad y permeabilidad son propiedades dependientes de las características del sedimento o secuencia sedimentaria; ya que por lo general la permeabilidad es baja, si los poros no están bien interconectados, por lo contrario la permeabilidad es alta cuando sí lo están.⁹

Permeabilidad Absoluta (K_a):¹²

Es la facilidad de flujo de un fluido a través de un medio poroso, que depende exclusivamente de las características físicas de la estructura porosa y una de las formas de calcularse es mediante la siguiente ecuación, que es la aplicación de la ecuación de Darcy.

$$K_a = \frac{q_f \mu_f L}{A \Delta p}$$

Donde:

K_a = Permeabilidad absoluta

q_f = gasto de fluido

μ_f = viscosidad de fluido

L = Longitud de muestra de roca

A = Área de la muestra de roca transversal al flujo de fluidos

Δp = Diferencia de presión

Permeabilidad Efectiva a un fluido (K_{ef}):¹¹

Indica la facilidad con la que un fluido puede moverse a través de un medio poroso, cuando no lo satura 100%

$$K_{ef} = \frac{q_f \mu_f L}{A \Delta p} \quad , \quad \text{si } s_f < 100\%$$

Permeabilidad Relativa a un fluido (K_{rf}):¹¹

Es la relación de la permeabilidad efectiva a un fluido entre la permeabilidad absoluta o al líquido de un medio poroso; matemáticamente se expresa como:¹¹

$$K_{rf} = \frac{K_{ef}}{K_a} \text{ o } K_{rf} = \frac{K_{ef}}{K_L}$$

Donde:

K_{rf} Es la permeabilidad relativa a un fluido

K_{ef} Es la permeabilidad efectiva a un fluido

K_a Es la permeabilidad absoluta

K_L Es la permeabilidad al líquido

1.2.3 Saturación de agua irreductible (S_{wi})

En la mayoría de las formaciones productoras de aceite se cree que la roca estuvo completamente saturada de agua antes de la invasión y atrapamiento de petróleo. Se considera que los hidrocarburos, menos densos que el agua, migraron hasta encontrar la posición de equilibrio hidrostática e hidrodinámica, de esta manera se desplazó el agua intersticial de la mayor parte de la estructura porosa de la roca. El aceite no desplazó toda el agua que originalmente ocupaba los poros. Así, las rocas del yacimiento contendrán a ambos fluidos: hidrocarburos y agua (frecuentemente se refiere al agua congénita) ocupando, el mismo poro o los adyacentes. Para determinar la cantidad de hidrocarburos acumulados en una roca porosa, es necesario determinar la saturación de fluidos (aceite, agua y gas)¹². La saturación de un fluido se define como el porcentaje o fracción del volumen poroso ocupado por un fluido determinado y se expresa como.

$$S_f = \frac{\text{Volumen de fluido}}{\text{Volumen de poros}}$$

Expresado de otra forma, se puede definir a la saturación de fluido en el medio poroso como el cociente que se tiene de dividir el volumen del fluido contenido en el medio poroso, medido a condiciones del mismo medio poroso, entre el volumen del espacio poroso. Así, se tiene que para los diferentes fluidos en el yacimiento, las saturaciones serán.

$$S_o = \frac{V_o@C.Y.}{V_p@C.Y.} \quad S_g = \frac{V_g@C.Y.}{V_p@C.Y.} \quad S_w = \frac{V_w@C.Y.}{V_p@C.Y.}$$

Donde:

S_o, S_g, S_w = Saturación de aceite, gas y agua, respectivamente

V_o, V_g, V_w = Volumen de aceite, gas y agua, respectivamente

V_p = Volumen de poros

@C.Y. = a condiciones de yacimiento

La sumatoria de estas tres saturaciones debe dar la unidad o el 100% ($\Sigma S=1$). Si hubiera un solo fluido en el medio poroso, entonces el volumen poroso (@C.Y.) será igual al volumen del fluido (@C.Y.), esto es

$$S_f = \frac{V_f@C.Y.}{V_p@C.Y.} = 1$$

Así, una formación donde la saturación de agua es inferior al 100%, es decir que $S_w < 1$, y suponiendo que se tienen dos fases en el medio poroso (agua y aceite), implicaría una saturación de hidrocarburos igual a un 100% menos la saturación del agua contenida en el sistema ($S_o = 1 - S_w$). Para un sistema de tres fases se expresaría en forma semejante, añadiendo solamente el otro término, es decir el gas.¹³

Tipos de saturación:

De la definición vista anteriormente, puede hacerse una clasificación de saturación primeramente al tipo de fluido, teniéndose entonces las saturaciones antes mencionadas: saturación de aceite (S_o), saturación de gas (S_g) y saturación de agua (S_w).

A estas hay que agregar otros conceptos de saturación muy importantes en la ingeniería de yacimientos. Ya se dijo anteriormente que no es posible que los hidrocarburos hayan desplazado toda el agua contenida originalmente en el yacimiento; por lo tanto, siempre va a existir una saturación de agua en él, ésta puede ser mínima o saturación de agua irreductible (S_{wi}), pero existirá. A la saturación de agua que se tiene en el momento de iniciar la explotación de un yacimiento se le conoce como saturación de agua congénita o intersticial, teniéndose en algunas partes del yacimiento la saturación de agua irreductible, S_{wi} , aunque algunos investigadores difieren en este respecto. Algunos argumentan que la saturación de agua congénita, es la saturación que tiene originalmente el yacimiento, es decir aún sin explotar, mientras que la saturación de agua irreductible, la definen también como la saturación mínima de agua que queda en el espacio poroso del yacimiento bajo condiciones normales de explotación y por tanto no se moverá más ante la diferencia de presiones (ΔP)¹⁴. Asimismo, también es imposible extraer todos los hidrocarburos existentes en la formación con la tecnología y políticas económicas actuales de explotación. Por lo que, la saturación de aceite residual (S_{or}) puede definirse como la saturación de aceite que queda en el yacimiento después de su explotación, considerándose un sistema inmisible normal (mojado por agua). Implicando también técnicas de explotación primaria, secundaria o mejorada, teniéndose así que la S_{or} o volumen de aceite que queda en el yacimiento podría ser recuperado o no dependiendo de que los factores mencionados, como la tecnología, mejoren.

Otro tipo de clasificación es atendiendo a la mojabilidad del medio o bien a la posición que adaptarían las fases en el medio poroso que se trate.¹³

Saturación pendular. Cuando la saturación del agua (fluido mojante) es baja, se forman círculos alrededor de los contactos de los granos de roca, llamándose círculos pendulares (en forma de roscas). Si la saturación de agua es muy baja, los círculos no están en contacto o comunicados entre sí, o tal vez por medio de una película muy fina de agua, de espesor molecular. No habiendo transferencia de presión entre ellos, por lo que los círculos pendulares son inmóviles.

Saturación Funicular. Se tendrá cuando la saturación de agua aumenta e tal grado que ya los círculos pendulares formaron redes discontinuas. Es decir, cuando se tenga una saturación mayor a la crítica de la fase mojante. Así, el fluido mojante podrá moverse también bajo la

diferencial de presión que exista, siendo controlado el canal del fluido mojante por su saturación y la tortuosidad del medio poroso. Mientras que el fluido no mojante permanece en la parte central de los canales y fluye sobre una membrana de fluido mojante, más fácilmente.

Saturación insular. Aquí la saturación de agua ha seguido aumentando y la saturación de petróleo (fase no mojante) ha disminuido hasta el punto en que esta fase deja de existir como fase continua y se dispersa como partículas (glóbulos), buscando los espacios más grandes para residir ahí. El movimiento del aceite (fase no mojante ya dispersa) dependerá de las presiones diferenciales existentes a través de los glóbulos de aceite dentro del fluido mojante, ahora móvil.

A estas saturaciones se pueden agregar otras dos que se presentan en el medio poroso y que también son importantes de mencionar. Estas son: 1) saturación crítica o de equilibrio de la fase mojante, que es el momento de transición entre la saturación pendular y la saturación fencular, y 2) la saturación crítica o de equilibrio de la fase no mojante, la cual se tiene a partir del momento de pasar de la saturación funicular a la insular de esta fase. De forma general, la saturación crítica de un fluido, puede definirse como la mínima saturación del fluido para que éste adquiera movilidad en el medio poroso bajo un gradiente de presión.¹³

Factores que afectan la saturación original de fluidos:

Al perforarse el pozo, generalmente la columna del fluido usado ejerce una presión mayor a la de la formación, ocasionando que el filtrado del fluido utilizado en la perforación invada la formación de interés. El filtrado desplazará los fluidos originales contenidos en el yacimiento, alterando así los fluidos en los primeros centímetros de la roca. Este aspecto se debe tomar en cuenta cuando se interpreten los registros geofísicos. También, al cortar un núcleo y ser llevada la roca a superficie, en el camino experimentará cambios en su volumen de poros. Al disminuir la presión, el gas, cuyo coeficiente de expansión es mayor, desplaza a los fluidos existentes en la roca. Como resultado, en superficie se tienen volúmenes diferentes a los contenidos en el yacimiento.

Botset, en sus investigaciones, encontró que la litificación es el aspecto más importante e influyente respecto al punto de transición entre la saturación pendular y la saturación funicular del fluido mojante. En tanto que para el fluido no mojante dicho aspecto no afectará tanto a la saturación crítica de la fase no mojante, esto se explica por el hecho de que al depositarse nuevamente material cementante y a la consolidación de éste, el espacio antes ocupado por el fluido mojante ahora es reducido.¹³

1.2.3 Superficie específica (s_s)

La superficie específica es inversamente proporcional al tamaño de grano, ya que es la superficie total de granos por unidad de volumen de roca. Entonces, al tener granos de menor tamaño se tienen mayor cantidad de éstos por unidad de volumen, lo cual origina más superficie de granos ya que a pesar de que son muy pequeños al ser una gran cantidad de ellos, finalmente se tiene una mayor superficie de sólidos por unidad de volumen de roca¹¹.

Por ejemplo, supóngase un empaquetamiento de granos con forma de cubo, que mide 1cm por lado y que los granos son esféricos, con diámetro de 1mm y tienen arreglo cúbico, (**Figura 1.2.3**). Ahora bien, si el cubo mide 1cm por lado, entonces el volumen total del cubo será de 1cm^3 y ya que cada grano mide 1mm de diámetro, al tener que el cubo mide 1cm por lado entonces se tendrán 10 esferas o granos en una línea del cubo y 100 granos en una cara del cubo y finalmente el total de granos se obtiene al multiplicar estos 100 de una cara por los 10 de profundidad, resultando mil granos cada uno de 1mm de diámetro con arreglo cúbico.

La superficie de cada esfera es igual a $4\pi \cdot r^2$, que en este caso, sustituyendo $r=0.5$, resulta de 3.140 mm^2 y transformando mm^2 a cm^2 se tienen 0.03140 cm^2 de superficie para una esfera y al multiplicar por mil, se tiene una superficie total de esferas de 31.40 cm^2 en un cm^3 de empaquetamiento, o sea se tiene una $s_s=31.40\left[\frac{\text{cm}^2}{\text{cm}^3}\right]$. En la Tabla y en la figura se presenta la relación entre el diámetro de esferas y la s_s para el medio poroso considerado.

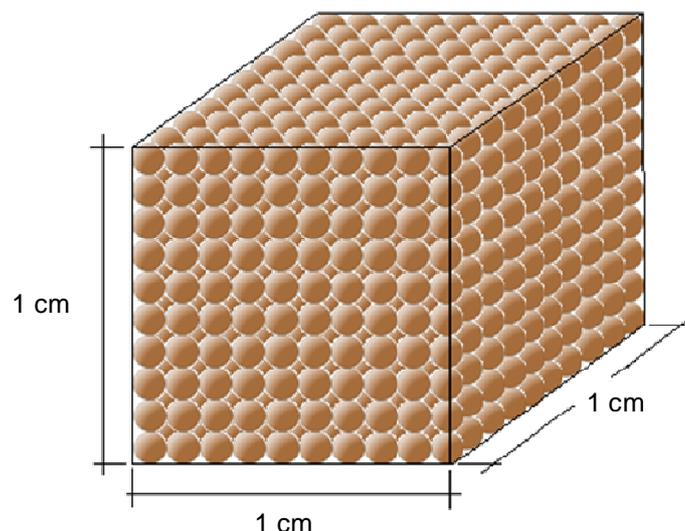


Figura 1.2.3 Esquema de arreglo cúbico de granos en un cubo de 1 cm por lado. La superficie de contacto entre granos es tan pequeña que no se considera en el cálculo de superficie específica¹¹

Tabla 1.2.2 Relación entre el diámetro de esferas y superficie específica de un medio poroso formado por esferas del mismo tamaño con empaquetamiento cúbico¹⁵.

Diámetro		Número de esferas	Superficie específica	
cm	mm		$\frac{mm^2}{cm^3}$	$\frac{cm^2}{cm^3}$
0.05	5	8	630	6.30
0.25	2.5	64	1260	12.60
0.1	1	1000	3140	31.40
0.05	0.5	8000	6283	62.83
0.01	0.1	100000	31416	314.16
0.005	0.05	800000	62832	628.32
0.001	0.01	1E+09	314160	3141.60

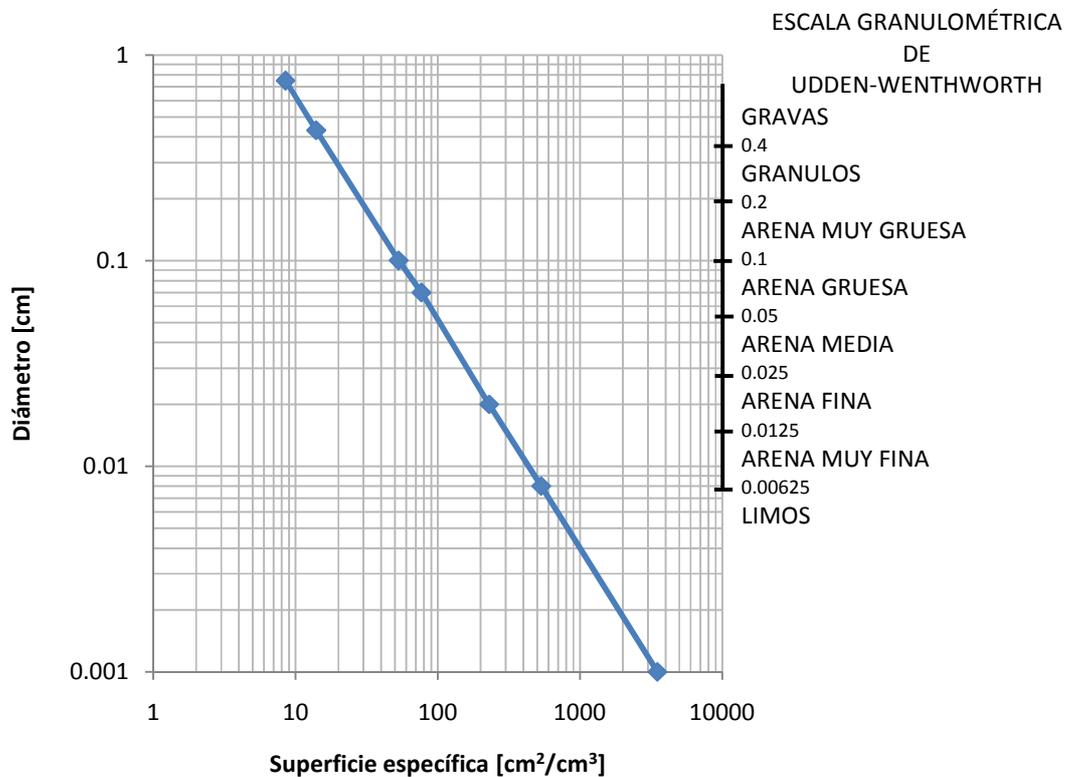


Figura 1.2.4 Relación gráfica entre el diámetro de esferas y la superficie específica de un medio poroso formado por esferas del mismo tamaño con empaquetamiento cúbico¹⁴.

Este análisis permite conocer que en medios porosos compuestos por granos esféricos del mismo tamaño, con arreglo cúbico, la superficie interna de los sólidos por centímetro cúbico de medio poroso varía desde 6.3cm^2 para tamaño de grano con diámetro de 5mm (gravas) hasta 3142cm^2 para granos con diámetro de 0.01 mm (limos), según se aprecia en la **Figura 1.2.4**, lo que determinará características petrofísicas importantes de la roca almacenadora para la explotación de hidrocarburos.

1.2.4 Capilaridad

La capilaridad es un fenómeno que se presenta en materiales que contienen espacios muy pequeños (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 fluidos¹².

La presión capilar se puede definir como la diferencia de las presiones existentes en ambos lados inmediatos a la interface, que es una curva que se forma entre dos fluidos no miscibles que saturan en el espacio capilar (espacio poroso de una roca o un tubo de diámetro muy pequeño), siendo uno de ellos el fluido mojante (**Figura 1.2.5**).¹³

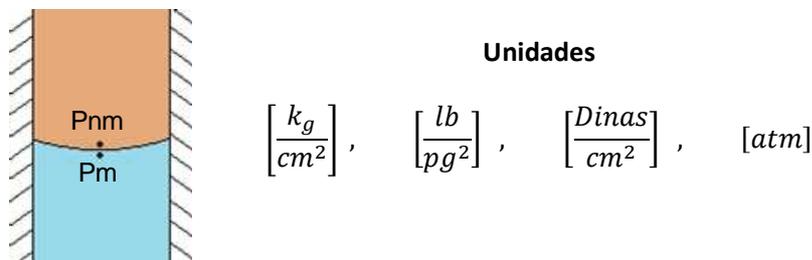


Figura 1.2.5 Presión capilar entre fluidos no miscibles.¹⁴

$$P_c = P_{nm} - P_m$$

Donde:

- P_c** =presión capilar
- P_{nm}** =presión en el fluido no mojante
- P_m** =presión en el fluido mojante

Presión capilar de desplazamiento es la presión a la cual el fluido no mojante, generalmente aceite o gas, empieza a introducirse en el medio poroso y comienza a desplazar al fluido mojante, por lo regular agua, que satura 100% al medio poroso. La presión capilar de desplazamiento es mayor a medida que el tamaño de los granos o de los poros de una roca disminuye y, de acuerdo a lo explicado

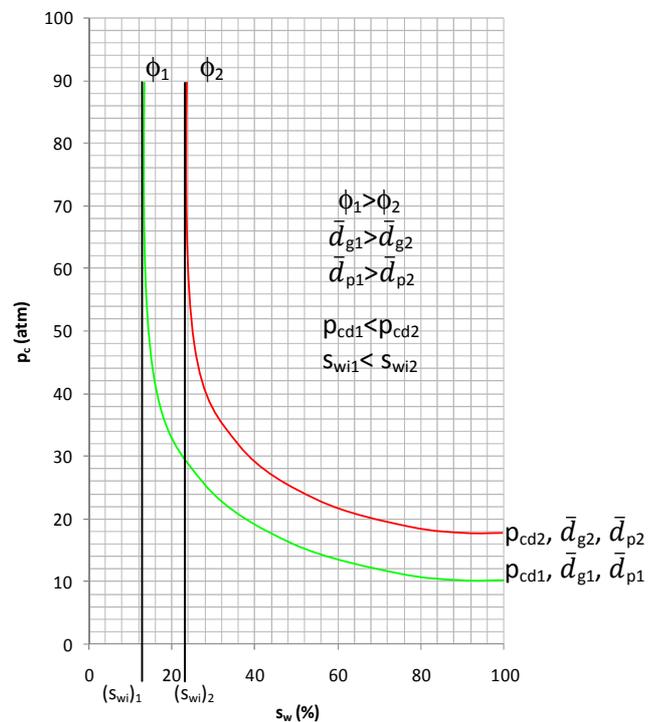


Figura 1.2.6 Curvas de presión capilar para dos medios porosos, en las que se observan las presiones capilares de desplazamiento y las saturaciones de agua irreducible¹¹

con anterioridad, sucede lo mismo con la saturación de agua irreductible¹¹. Estos aspectos se presentan en la **Figura 1.2.6**.

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. También puede decirse que la mojabilidad 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 del ángulo que la interface fluido-fluido hace con el sólido o sea el ángulo de contacto θ (**Figura 1.2.6**).¹⁵

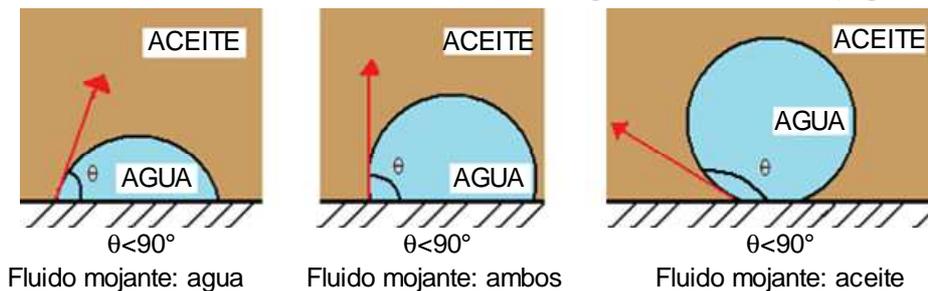


Figura 1.2.6 Determinación del fluido mojannte en función del ángulo θ .¹⁴

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:

- a) Hidrófilo u Oleofóbico: si es preferentemente mojado por el agua y por lo tanto rechaza al aceite.
- b) Oleofílico u Hidrofóbico: si es preferentemente mojado por aceite y por lo tanto rechaza al agua.

Dentro de los yamientos petroleros se pueden encontrar cuatro tipos de mojabilidad, los que a continuación se describen:

1. Neutral: es cuando la roca no tiene preferencia por alguno de los fluidos saturantes.
2. Homogénea: es cuando la roca tiene afinidad o preferencia, uniformemente en todo el yacimiento, por alguno de los fluidos saturantes.
3. Fraccional o Heterogénea: en este tipo no existe mojabilidad homogénea en el yacimiento, ésto significa que existen áreas mojadas por agua y áreas mojadas por aceite.
4. 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 pequeños¹⁵.

Referencias del Capítulo 1:

- ¹ Martínez Cedillo Arturo Rey, "Conceptos Sedimentológicos, Estratigráficos Y Estructurales En La Geología De Yacimientos De Fluidos", Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2005
- ² Friedman Gerald M., "Principles Of Sedimentary Deposits: Stratigraphy And Sedimentology", New York, Ed. Macmillan, 1992.
- ³ Ronald R. Prothero, Fred Schwab, "Sedimentary Geology: An Introduction To Sedimentary Rocks And Stratigraphy", New York, Ed. W. H. Freeman, 2004
- ⁴ Baker Hughes INTEQ. Petroleum Geology, May 1999
- ⁵ Vera Torres Juan Antonio, "Estratigrafía, Principios Y Métodos", Alcorcon, Madrid, Ed. Rueda, 1994
- ⁶ C. Selley Richard, "Applied Sedimentology", Segunda edición, San Diego, California, Ed. Academic press, 2000
- ⁷ Arellano Gil Javier, Apuntes de la clase "Geología De Yacimientos De Fluidos", Facultad de Ingeniería, UNAM, 2006
- ⁸ Schlumberger, "Principios / Aplicaciones De La Interpretación De Registros", 1990
- ⁹ Trujillo Sánchez Tito Antonio, "Fundamentos De Geología Del Petróleo Para La Explotación De Hidrocarburos", Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2006
- ¹⁰ Arana. Ortiz Victor Hugo, T. E David, S. V. Juventino, "Apuntes De Simulación Numérica De Yacimientos", Facultad de Ingeniería, UNAM, 2007
- ¹¹ Villamar Vigueras Manuel, Apuntes de la clase "Caracterización De Yacimientos", Facultad de Ingeniería, UNAM, 2007
- ¹² Amyx W. James, M. Bass Daniel Jr, Whiting L. Robert, "Petroleum Reservoir Engineering, Physical Properties", McGraw-Hill Book Company, Inc. 1988.
- ¹³ Albarrán Castillo Edgar Jesus, "Determinación De La Permeabilidad Con Base En Datos De Registros Geofísicos De Pozos", Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2001
- ¹⁴ Portilla San Agustín Lizbeth, "Métodos Para Determinar La Saturación De Agua Irreductible (S_{wi}) En Yacimientos Petroleros", Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2007
- ¹⁵ Cabrera Ruíz Pablo Javier, "Trampas Estratigráficas", Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2008

Capítulo 2 Conceptos básicos sobre ambientes sedimentarios

2.1 Definición de ambiente sedimentario

Es importante conocer las principales características de los sitios donde ocurre la acumulación y transformación de los sedimentos, ya que dependiendo de esto se tienen diferentes propiedades petrofísicas, importantes para estimar el volumen de hidrocarburos y su dificultad o facilidad para ser extraídos.

Los medios sedimentarios varían en su persistencia en el tiempo, en el tamaño del área ocupada y en la uniformidad o variabilidad de sus condiciones. Es importante destacar que los medios sedimentarios no son todos idénticos y sus límites no son netos, situación que dificulta la labor de su definición y clasificación. Para hacer la diferenciación de ambientes es necesario el correcto establecimiento de las condiciones hidrodinámicas del ambiente; esta información hidrodinámica está presente en:^{1*}

1) Las estructuras sedimentarias primarias, las cuales proporcionan información sobre las condiciones de energía al momento del depósito (velocidad de flujo, profundidad, turbulencia).

2) La textura de los sedimentos, que brinda información acerca del medio y modo de transporte del material.

Según Reinek, 1975, un ambiente sedimentario es el conjunto de condiciones físicas, químicas y biológicas que determinan las características particulares de un sedimento o roca sedimentaria y es diferenciable de los ambientes adyacentes.¹

Entre las características físicas que individualizan a los medios sedimentarios, se incluyen aspectos dinámicos como la velocidad, dirección y variaciones en el movimiento del fluido que condicionan el medio; corrientes de agua, oleaje, mareas, vientos, etc., así como los parámetros geográficos y climáticos del mismo, como tipo de meteorización, clima, temperatura, humedad, frecuencia de las heladas, precipitación, etc. Entre las características químicas hay que considerar la salinidad, las condiciones de potencial óxido reducción (eH) y nivel de acidez (pH) del medio, la geoquímica de la roca madre y la interacción química entre el sedimento y el ambiente, principalmente en los subacuáticos. El estudio de los minerales autógenos dentro de un ambiente, son de utilidad en la determinación de dichas condiciones químicas. En cuanto a las características biológicas

* Referencias al final del Capítulo

hay que destacar todo lo referente a la flora y su influencia en los procesos sedimentarios, formación de suelos, erosión, etc., y a la fauna, así como las correspondientes interacciones con el ambiente que puede motivar la individualización de algún medio sedimentario.¹

Estos rasgos prevalecen en las rocas aún cuando el ambiente sedimentario haya sido modificado o desaparecido, por lo que a través de ellos (junto con criterios mineralógicos y estructurales), es posible interpretar ambientes sedimentarios antiguos, aplicando el Principio de Uniformismo, propuesto por Hutton (1785). Las estructuras sedimentarias presentes en las secuencias estratificadas, el tipo de roca, su espesor y composición mineralógica nos dan información sobre el ambiente sedimentario en que se formó el sedimento.¹

Selley (1970) define ambiente sedimentario como la parte de la superficie terrestre que es física, química y biológicamente diferente a las áreas adyacentes.¹

Riby (1972), describe el ambiente sedimentario como el lugar de la superficie terrestre en el que se realiza un proceso sedimentario, que puede individualizarse de las zonas limítrofes por características físicas, químicas y biológicas que determinan las propiedades del sedimento.¹

En esencia, las diversas definiciones de ambiente sedimentario coinciden en que son el lugar de la superficie terrestre en que se realizan procesos sedimentarios que pueden individualizarse en zonas limítrofes por sus características físicas químicas y biológicas que determinan las propiedades del sedimento o roca sedimentaria, y es diferenciable de los ambientes adyacentes.

2.2 Clasificación de ambientes sedimentarios

A lo largo de varios años y en la actualidad se han diferenciado básicamente tres grandes grupos de ambientes sedimentarios: continentales, transicionales y marinos; a su vez, estos grupos fueron subdivididos, por diferentes autores, en varios subgrupos de acuerdo a sus propios criterios. En la **Tabla 2.1** se puede observar la variedad de clasificaciones de ambientes sedimentarios que han hecho diferentes autores.

Tabla 2.1 Diversas clasificaciones de medios ambientes sedimentarios.²

MEDIO	GRABAU (1930)	TWENHOFEL (1939)	DUMBAR & RODGERS (1957)	SELLEY (1970)	CROSBY (1972)	BLATT et al. (1972)
CONTINENTALES	DESERTICOS Eluviones Coluviones Eólicos SUBACUÁTICOS Abanicos aluviales Fluviales y torrenciales Llanuras de inundación Glaciales Lacustres Palustres Deltas	TERRESTRES Glacial Desértico ACUOSOS FLUVIALES Pie de monte aluvial Lacustre Palustre Hipogeo	SUBAEREOS Endorricos Amplios FLUVIALES Pie de monte Abanicos aluviales GLACIALES LACUSTRES	EÓLICOS FLUVIALES Anastomasados Meandriformes LACUSTRES	GRAVITACIONAL EÓLICO FLUVIAL GLACIAL LACUSTRE PALUSTRE	TERRÍGENO Eólico Abanico aluvial Llanura de inundación -Anastomasada -Meandriforme Glacial Lacustre Palustre
TRANSICIONALES		DELTAS ESTUARIOS LAGOON LITORAL	MAREALES Lagoon Superficies mareales COSTEROS Playas Acantilados Arrecifales	DELTAS LINEARES Clásticos Mixtos Carbonatados	DELTAS BAHÍAS MARISMAS BARRERAS LLANURA COSTERA ACANTILADO ARRECIFALES	CANALES Y BORDOS ESTUARIOS BAHÍAS Y LAGOON MARISMAS PLAYAS E ISLAS BARRERA INTERMAREAL SUPRAMAREAL GLACIAL MARINO
MARINOS	LITORALES INTERMAREALES Estuarios "Lagoon" Mares epicontinentales Litoral Oceánico BATIALES ABISALES Pelágicos Terrígenos	NERÍTICOS BATIALES ABISALES	NERÍTICOS BATIALES ARRECIFALES	ARRECIFALES PLATAFORMA TURBIDITAS	NERÍTICOS Arrecifales Litorales Evaporítico Plataforma BATIALES Carbonatado Terrígeno Euxínico TURBIDÍTICO ABISALES Pelágico terrigenos	NERÍTICOS Arrecifes Bancos Evaporítico Plataforma gradada Plataforma carbonatada Cuenca ABISAL-BATIAL Talus y cañón Abanicos submarinos CUENCAS OCEÁNICAS PROFUNDAS Pelágicas Terrígenas DEPRESIONES OCEÁNICAS PROFUNDAS

2.3 Ambientes sedimentarios importantes para la ingeniería petrolera

No en todos los ambientes sedimentarios se presentaron las condiciones necesarias para la generación, migración y almacenamiento de hidrocarburos, por lo que no todos son de interés económico petrolero, por lo que no serán motivo de estudio de este trabajo; sin embargo, por lo menos uno perteneciente a cada grupo será analizado desde el punto de vista de la relación que guarda el ambiente de sedimentación con sus propiedades petrofísicas.

Los ambientes sedimentarios de mayor interés para la Ingeniería Petrolera son:²

-
- A. -Continentales
 - Fluviales
 - B. -Transicionales
 - Deltaicos
 - Costeros
 - C. -Marinos
 - Marino somero
 - Arrecifes
 - Marino profundo
 - Abanicos submarinos (Turbiditas)
-

En la **Figura 2.1** se muestra la localización de los ambientes sedimentarios de mayor interés petrolero.

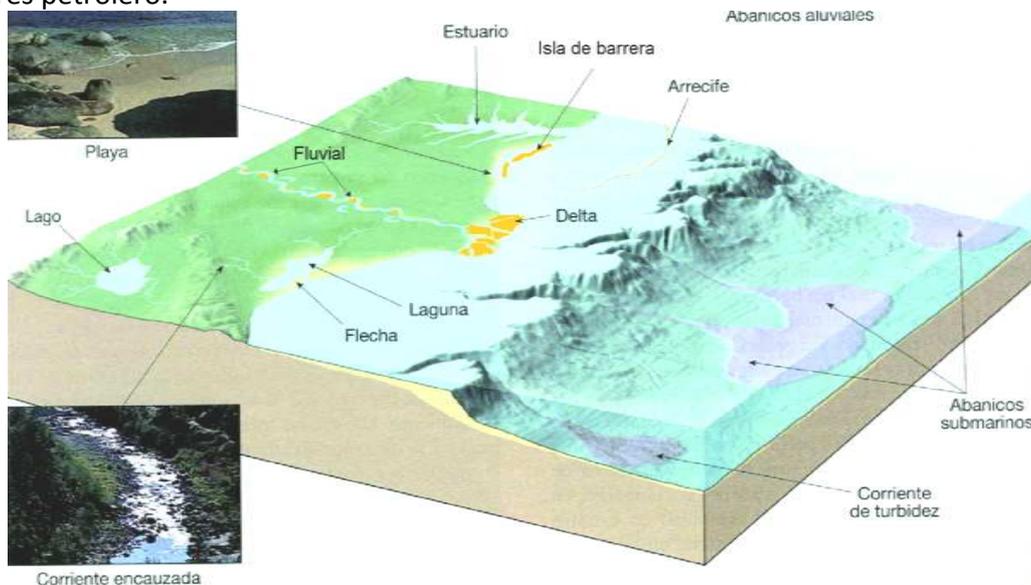


Figura 2.1 Ambientes sedimentarios continentales, transicionales y marinos ¹

Las variaciones de las propiedades petrofísicas de los yacimientos están muy ligadas al tipo de ambiente sedimentario, por ejemplo la porosidad y la permeabilidad pueden

variar ampliamente, y este grado de variación dependerá de, precisamente, del proceso de sedimentación en particular.

La influencia del tamaño de grano, así como la disposición de su acomodo en la roca del yacimiento, dará distintas capacidades de almacenamiento y flujo de hidrocarburos.

2.4 Procesos diagenéticos

Una vez que se han depositado los sedimentos en su respectivo ambiente sedimentario, son sometidos a diversos procesos para dejar de ser clastos no consolidados a clastos consolidados, dichos procesos se conocen como procesos diagenéticos; mismos que es necesario considerar ya que alteran, principalmente a las propiedades petrofísicas, en algunos casos son amplificadas pero en otros las afectan a tal grado que dejan de ser aptas para la producción de hidrocarburos.

Los procesos diagenéticos son todos aquellos cambios físicos, químicos y bioquímicos que suceden en un depósito sedimentario desde su acumulación original hasta el comienzo del metamorfismo o bien hasta el inicio del intemperismo.

Se incluyen en este concepto todos los cambios que tienen lugar en los sedimentos después de depositarse y que afectan tanto a las partículas minerales como al agua intersticial; los procesos que actúan (físicos, físico-químicos, químicos, bioquímicos, etc) conducen a la litificación del sedimento. Estos cambios se llevan a cabo en condiciones de presión y temperaturas propias (normales) de la superficie o parte externa de la corteza terrestre.

Los procesos diagenéticos se inician en el momento en que los sedimentos se depositan y se acentúan durante el enterramiento por nuevos aportes sedimentarios. Las causas principales son el progresivo incremento de presión (carga litostática) y de temperatura (gradiente geotérmico). Los procesos diagenéticos tienen una gran importancia en Estratigrafía y Sedimentología, ya que enmascaran, cuando no eliminan casi por completo, la información genética del sedimento (procedencia, transporte y lugar de sedimentación) y dificultan su interpretación. La diagénesis no produce sólo “efectos negativos”, en muchas ocasiones las transformaciones que tienen lugar cambian las propiedades de las rocas en “positivo”, haciendo que tengan mayor valor económico (la disolución aumenta la porosidad primaria, la cementación cierra la porosidad evitando la migración de los hidrocarburos, dolomitizaciones, mineralizaciones, etc. pueden también ser positivas en una u otra de las maneras antes mencionadas). Las transformaciones que tienen lugar en

la diagénesis son debidas a que las partículas del sedimento y el fluido encerrado en sus poros, tienden a mantenerse en equilibrio mediante reacciones controladas por la presión, la temperatura, el tiempo, el pH, Eh, concentración iónica, etc. La diagénesis es un proceso muy complejo que comprende desde el momento de la sedimentación hasta el comienzo de los procesos metamórficos o hasta que las rocas vuelven a ser expuestas a la meteorización.³

Etapas diagenéticas

Strakhov distingue 2 tipos de cambios primordiales:

La sedimentogénesis que se refiere a la formación del sedimento.

La metagénesis que reúne a tres procesos que son:

Diagenésis. Se ha restringido a la transformación del sedimento a roca sedimentaria, incluyendo la neoformación de minerales, la redistribución y recristalización de minerales y la litificación.

Catagénesis (epigénesis). Está relacionada a los cambios secundarios que se originan en la roca sedimentaria ya formada, es decir, se aproxima y enlaza con los procesos metamórficos.

Protometamorfismo. Fase que se excluye de los procesos sedimentarios (procesos meta-sedimentarios).

Procesos de la diagénesis

Se consideran 6 procesos, como los representativos de este fenómeno, y son:

- *Compactación*
- *Cementación*
- *Recristalización*
- *Reemplazamiento*
- *Solución diferencial*
- *Autigénesis*

Compactación: Es una reducción de volumen del sedimento, ocasionada principalmente por las fuerzas verticales ejercidas por una capa de recubrimiento creciente, a medida que es soterrado el sedimento.

Cementación: Es la depositación de minerales en los intersticios entre los granos de un sedimento. Es uno de los cambios diagenéticos más comunes y produce la rigidez de un sedimento, uniendo a las partículas unas con otras.

La cementación puede ocurrir simultáneamente con la sedimentación, o bien el cemento puede ser introducido en un tiempo posterior, los materiales cementantes más comunes son: calcita, dolomita, siderita y sílice.

Recristalización: Son cambios en la textura y estructura del sedimento, por crecimiento de pequeños cristales o fragmentos en un agregado de cristales más gruesos.

Reemplazamiento: Es el desarrollo de nuevos minerales por reacciones entre los elementos constitutivos originales de los sedimentos y materiales acarreados de fuentes externas. El nuevo mineral se desarrolla en el espacio ocupado por el original, sin cambio de volumen, y puede tomar la forma del mineral reemplazado (seudomorfo).

Solución diferencial: Son procesos de disolución selectiva dentro del sedimento, como elementos constitutivos particulares o a lo largo de los planos de estratificación.

Autigénesis: Es el desarrollo de nuevos minerales o sobrecrecimientos dentro de un sedimento.

Procesos diagenéticos en sedimentos siliciclásticos:

En la diagénesis de gravas, hay que destacar que además de la influencia de la textura (tamaño, forma, clasificación), composición química y mineralógica, hay que atender la presencia o ausencia de “matriz”. Por ello hay que establecer diferencias en las relaciones texturales, sobre todo de “fábrica” (empaquetamiento y orientación de partículas), con el diferente comportamiento mecánico de gravas, arenas, matriz, cementos, etc.

En areniscas es frecuente el proceso de “disolución por presión”, originado por la disolución de los granos en su punto de contacto, como respuesta a una presión, generalmente la litostática. El material así disuelto puede depositarse nuevamente en superficies donde se ejerce menor presión. La disolución por presión se ve favorecida por la presencia de arcilla y/o mica entre los granos de cuarzo; asimismo, en areniscas con materia orgánica aparecen las suturas, típicas de la disolución por presión. La explicación, en el caso de las arcillas, es que aumenta la solubilidad de la sílice por liberación del K⁺ (ilitas) y además la difusión de la sílice disuelta es favorecida por las películas arcillosas que rodean los granos de cuarzo.

La compactación en siliciclastos aparece simultánea o ligeramente posterior a la sedimentación; la reducción de porosidad y eliminación de fluidos representa disminución de volumen y por tanto disminución del espesor de los estratos.

Su intensidad depende en gran parte de la porosidad inicial, que está relacionada con el tamaño de grano y contenido en agua congénita. Un fango arcilloso con 90% de porosidad inicial se puede reducir a la décima parte de espesor, mientras que una arena con un 35% de porosidad inicial se reducirá sólo a los 2/3 de espesor. Si se comparan dos sedimentos de muy diferente comportamiento, arcillas y arenas, se observa que las arcillas (porosidad inicial de 50%-90%), en una primera fase de compactación se reducen al 40%-45%. Debido a la expulsión de agua, comienza una reordenación de partícula, que desarrolla "esquistosidad" y se llega a una pérdida grande de porosidad (a unos 6 Km. de profundidad). La reducción de espesor puede llegar al 80%, así 1m de lutitas puede pasar a ser 0.2 m. de pizarras, cuando se metamorfizan.

Las arenas (porosidad inicial de 25%-45%) reducen ligeramente su porosidad a valores del 10%-25% y la consolidación final se alcanza más por efectos de la cementación que por la propia compactación. En el caso de los sedimentos carbonatados, los efectos de la compactación son más complejos, ya que durante los mismos se producen procesos de disolución bajo presión, que enmascaran (formación de estilolitos) los resultados y complican su cuantificación.

Cuando se quiere interpretar la geometría de rocas sedimentarias antiguas, el problema principal es conocer los efectos de la "compactación diferencial". Dado que los sedimentos reducen su volumen de forma desigual (según la litología y la textura), es frecuente que volúmenes de materiales originalmente semejantes pasen a tener diferente espesor después de la compactación, con la consiguiente modificación de la geometría de los estratos.

La diagénesis en sedimentos arcillosos es muy compleja por las grandes variaciones mineralógicas, químicas y texturales que tienen las arcillas.

De los componentes iniciales (arcillas, cuarzo, feldespatos, carbonatos, sílice, etc.) el cuarzo y los minerales arcillosos son los más estables. La fuerte compactación que sufren las arcillas provoca la ascensión de agua intersticial salina, que provoca diferentes cambios químicos (adsorción, filtración, cambio de catión). Uno de los cambios más comunes es el paso de la montmorillonita a illita y clorita, a veces con "interestratificados" intermedios, en medios marinos normales a medida que aumenta la profundidad de enterramiento. En

medios salinos con agua intersticial “supersalina” se originan minerales ricos en Mg (Clorita, Sepiolita, Atapulgita).

Otra característica de la diagénesis de arcillas es la aparición de nódulos y concreciones de manganeso, sulfuros y carbonatos en facies terrígenas la neoformación es distinta en las facies más proximales, que inicialmente son más ricas en montmorillonita, illita degradada y caolinita, como consecuencia de la mayor influencia del área madre (meteorización). En las facies más distales, netamente marinas, la neoformación es el origen indiscutible de illita y clorita³.

En etapas diagenéticas muy avanzadas, la proximidad del metamorfismo se anuncia por la esquistosidad, la cristalinidad de la illita y la aparición de sericita, clorita, etc.

Procesos diagenéticos en sedimentos carbonatados

La diagénesis es muy compleja por la inestabilidad de los carbonatos. Entre los procesos diagenéticos destacan:

1. Degradación biológica: Ocurre en los carbonatos, los cuales se ven sometidos al “ataque” de diversos organismos. Esta acción tiene lugar, con preferencia, en las primeras fases de la diagénesis. La degradación puede transformar y destruir totalmente los componentes carbonatados, o bien crear vías de acceso de fluidos, que favorecen otros procesos diagenéticos. El “ataque biológico” puede realizarse por distintas acciones, según los organismos (excavadores, perforadores, raspadores y depredadores). La micritización, es uno de los procesos más característicos y consiste en el relleno de las perforaciones de un grano esquelético por micrita.

2. Disolución: La disolución es un proceso químico que consiste en la disociación de las moléculas en iones gracias a un agente disolvente. Este proceso no implica ninguna transformación en la composición química del material disuelto. Una vez disueltos los materiales se precipitan al desaparecer el agente disolvente. Frecuentemente esta precipitación se hace en el mismo lugar de la disolución.

La eficacia de la disolución depende de la naturaleza de la roca, sobre todo de su permeabilidad. Las rocas sedimentarias son más sensibles a la disolución, particularmente las evaporitas (sal, yeso) pero la presencia de ciertos compuestos en disolución (como el anhídrido carbónico) aumenta el poder disolvente del agua, haciendo que otras rocas, como la caliza, sea, también, fácilmente atacada.

Se pueden diferenciar dos tipos de disolución: la disolución, propiamente dicha, que afecta a las evaporitas, y la disolución cárstica (o carbonatación), propia de las rocas carbonatadas y que es responsable del relieve cárstico. La disolución cárstica conlleva la existencia de agua acidula (que lleva en disolución ácido carbónico) que ataca a rocas que contengan calcio, sodio, potasio y, en general, óxidos básicos. La formación del relieve cárstico implica un proceso muy complejo que combina otras reacciones químicas o físicas. En general consta de tres etapas: la disolución directa por acción del agua, la acción química del ácido carbónico (hasta consumirse), que produce bicarbonato cálcico y la captación de nuevo gas carbónico para repetir las dos primeras fases. La disolución cárstica presenta una eficacia diferente dependiendo de la temperatura y la humedad ambiental, así como de la cubierta vegetal³.

Los minerales carbonatados (aragonita, calcita magnesiana, etc.) son metaestables y en el curso de la diagénesis tienden a desaparecer, entre otros mecanismos, por disolución. La ecuación que rige la precipitación/disolución del CaCO₃ es:



La disolución de carbonatos depende de: la composición del agua, de su flujo y de la composición mineral. La disolución produce una porosidad secundaria o diagenética que hay que sumar a la primaria.

3. Cementación: Se denomina “cemento” a la formación de cristales en huecos preexistentes, con la consiguiente reducción o pérdida total de la porosidad primaria. Los sedimentos siliciclásticos pueden tener porosidad media del 50%, mientras que las rocas carbonatadas no superan el 10%; esto plantea el problema del origen del cemento carbonatado, que hay que buscarlo en la disminución de grandes cantidades de carbonatos en las etapas diagenéticas más tempranas.

Según el tamaño y morfología de los cristales se diferencian varios tipos de cementos:

- **Micrítico:** Cristales isométricos de tamaño inferior a 4 micras; mineralógicamente puede estar formado por calcita magnesiana (HMC), aragonito y dolomita. Su origen se asemeja a una cristalización muy rápida.
- **Fibroso:** Tamaño variable de calcita y dolomita con cristales fibrosos; la calcita magnesiana lo es frecuentemente y el aragonito casi siempre se forma con velocidades de cristalización no muy rápidas.
- **Esparítico:** Cemento formado por cristales mayores de 30 micras, **subequidimensionales** a equidimensionales y morfología de **euhedrales** a **anhedrales**. Texturas “**blocky**”,

”**drusy**”, ”**sintaxial**”. Mayoritariamente son de calcita o de dolomita y se relacionan con velocidades de precipitación lentas.

4. Sedimentación interna: Las aguas al circular por las rocas carbonatadas pueden arrastrar partículas de carbonato y depositarlas en el fondo de cavidades. Este proceso sirve de criterio ”**geopetal**” y contribuye, junto con la cementación al relleno de la porosidad.

5. Procesos neomórficos (recristalización): El ”**neomorfismo**” es un término (Folk,1965) que engloba todas las transformaciones que se producen entre un mineral y las distintas formas que puede adquirir (o un polimorfo), dando lugar a cristales nuevos de distinto tamaño (mayores o menores que el original) o de distinta forma. La conversión de cristales pequeños en grandes, puede producirse por crecimiento de algunos cristales grandes en una ”pasta” y Folk op. cit. lo denominó ”**porfiroide**”. También puede suceder por aumento gradual de todos los cristales manteniendo un tamaño uniforme es el de tipo ”**coalescente**”. El neomorfismo comprende dos procesos³:

Inversión o transformación polimórfica: La más importante, por ser la más frecuente en diagénesis de carbonatos es el paso de aragonito a calcita, que lleva consigo una recristalización agradable (fango-micrita, micritamicroesparita y de microesparita a pseudoesparita).

- Recristalización: corresponde con crecimiento de cristales sin cambio mineral. Para describir las texturas de recristalización se utilizan los criterios que toman en cuenta la forma de los cristales (**anhedral, subhedral, euhedral**) y la fábrica cristalina (equi- e inequigranular).

6. Reemplazamiento: El reemplazamiento supone un cambio de mineralogía en el material preexistente y frecuentemente va acompañado de variación en la cristalinidad (recristalización). Aunque existen varios reemplazamientos en carbonatos (dolomitización, dedolomitización, silicificación, glauconitización, yesificación, ferruginización, etc), el más importante es la dolomitización.

La **dolomitización** es un proceso en el cual el CaCO_3 de un sedimento o roca, mediante la reacción con soluciones ricas en Mg^+ , es reemplazado por una nueva especie mineral, la dolomita ($\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \text{Mg}$).

Este proceso ha sido objeto de la atención de gran número de científicos, no sólo por la importancia de las dolomías secundarias en el registro estratigráfico, sino también por las connotaciones económicas que tiene la dolomitización con algunas mineralizaciones (Pb.-

Zn) y el aumento de porosidad que se asocia a la dolomitización (investigaciones petrolíferas).

7.Compactación: presión-disolución: En relación con la diagénesis profunda Bathurst (1981) considera que la compactación de los carbonatos puede ser :

- Mecánica. Aumento de la densidad de empaquetamiento que modifica muy poco a los sedimentos carbonatados, debido a su cementación precoz.
- Química. (presión-disolución) De mayor importancia ya que puede producir reducciones de espesor de un 30%. En este último caso, el sedimento es deformado por la fuerza vertical de la “sobrecarga” y al mismo tiempo se produce una disolución del CaCO_3 , que pasará a las aguas intersticiales para su posterior precipitación como cemento en la diagénesis tardía. Las texturas resultantes del proceso son :

a) Superficies de contacto grano a grano, penetrando los menos solubles en los más solubles (suturas). Se desarrollan preferentemente en “grainstones”. Después del relleno de poros por la última generación de cemento, la presión-disolución se manifestará por la formación de estilolitos.

b) Estilolitos, son superficies de presión disolución, que sólo se diferencian de los contactos suturados entre granos en la escala, pues la génesis es análoga. Se dan fundamentalmente en “mudstones” (rocas carbonatadas compuestas principalmente por limos y menos del 10% de arenas) y “wackestones”(rocas carbonatadas compuestas principalmente por limos y lodos con más del 10% de arenas). En general la superficie del **estilolito** es una película del material insoluble.

c) Las películas de material insoluble, son superficies de concentración de arcillas y otras impurezas, que quedan como residuo insoluble después del proceso de presión-disolución; este proceso ocurre en calizas no puras (arcillosas)³.

Transformación del petróleo

Un aspecto muy importante de las reacciones diagenéticas que ocurre de manera simultánea, es que se puede crear petróleo por transformación de materia “prima” orgánica de los sedimentos por cambios en la temperatura y presión que experimenta la materia orgánica sepultada.

La migración del petróleo y su entrapamiento final están claramente relacionados con las reacciones diagenéticas. Si los hidrocarburos ocupan los espacios porosos no se precipitará algún cemento mineral.

Etapas de la diagénesis según N.M. Strakhov de acuerdo a la profundidad de enterramiento

La diagénesis y la catagénesis se han ordenado en cuatro etapas según la variación de los factores al aumentar la profundidad de enterramiento (**Figura 2.2**).

- Etapa I *Halmirólisis*
- Etapa II *Sindiagénesis*
- Etapa III *Redoxomórfica*
- Etapa IV *Locomórfica*

Etapa I *Halmirólisis*. Consiste en la reorganización y sustituciones que tienen lugar en el sedimento cuando aún está en contacto con el agua de mar y cuando las partículas pueden ser removidas por ella.

Se realizan procesos de neoformación (**autigénesis** o neogénesis) de minerales bajo condiciones oxidantes o neutras. Puede darse de 1 a 2 metros de profundidad, pero en cuencas normales se reduce a una profundidad de 10 a 50 cm y en cuencas restringidas, con poca agitación y condiciones reductoras puede estar ausente; en general, ocurre lo siguiente:

- La actividad bacteriana es intensa.
- Existen transformaciones químicas submarinas de los minerales que han pasado a inestables en el medio diagenético.
- Se liberan sustancias como sílice.
- El Fe, Mn y P se fijan selectivamente al sedimento o entran a formar parte de minerales autigénicos como la glauconita.

Etapa II *Sindiagénesis*. Fase de sedimentación. Comienza en el momento que las partículas se sedimentan y se caracteriza por la presencia de aguas que son expulsadas muy lentamente. La subdivide en:

a) Fase **inicial**: controlada por la química de las aguas suprayacentes (zona oxidante, con materia orgánica).

b) Fase de **enterramiento temprano**: controlada por las aguas intersticiales que han sido modificadas químicamente por organismos (fundamentalmente bacterias), condiciones reductoras.

Etapa III *Redoxomórfica*. En esta fase termina la actividad orgánica y se da Inicio de la compactación; es donde encontramos la máxima redistribución de sustancias con recristalización durante la formación del cemento; se dan cambios en el aspecto geométrico original del sedimento y se producen transformaciones mineralógicas.

Etapa IV *Locomórfica (Anadiagénesis)*. Fase de compactación y maduración. En ella los sedimentos se “litifican” con reducción progresiva de porosidad y expulsión de agua intersticial. Comienza al final de la sindiagénesis y llega hasta profundidades de 10,000 m. Su duración va de 10 a 100 millones de años.

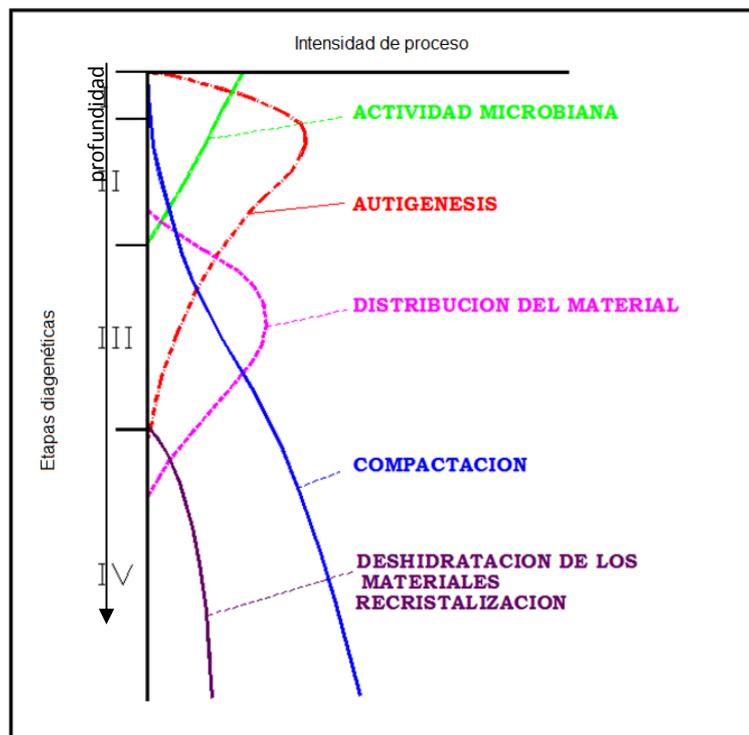


Figura 2.2 Etapas de la diagénesis según N. M. Strakhov (tomada de Vera Ocampo et.al., 1987).

El otro enfoque en el estudio de la diagénesis es de acuerdo a Fairbridge (Corrales et al. Estratigrafía, 1977), quien fundamenta que la diagénesis se puede dividir en tres etapas: la **sindiagénesis** o etapa de la sedimentación; la **anadiagénesis** o de maduración y compactación, y la **epidiagénesis** o etapa pre-erosiva (Figura 2.3).

La sindiagénesis comienza en el momento de la sedimentación y se caracteriza por la gran cantidad de agua intersticial atrapada y su lenta expulsión. En esta etapa el sedimento tiene gran contenido de materia orgánica lo que provoca la abundancia de organismos “comelodo” en condiciones oxidantes, también se produce la separación de los granos de cuarzo, la disolución de los granos de carbonato y la alteración de los feldespatos y micas.

Consecutivamente las condiciones se vuelven reductoras y es característica la reducción de sulfatos a sulfuros. La disminución de CO₂ permite la precipitación de carbonato de calcio y existe un enriquecimiento en nitrógeno que hace variar la relación C/N.

La **anadiagénesis** es la etapa en que se compacta el sedimento, puede a veces relacionarse con un comportamiento tectónico particular de la cuenca. Aquí es característica la compactación con expulsión del agua intersticial, que puede originar mineralizaciones sin fuente magmática. Si el agua intersticial queda atrapada puede originar aguas marinas fósiles. La cementación es otra característica de esta fase, principalmente con cementos silíceos, carbonatados y ferruginosos.

La **epidiagénesis** está definida como la fase diagenética de emersión o levantamiento. La elevación con eliminación de carga de rocas permite la penetración del agua subterránea y en ocasiones se establece un sistema **artesiano**. La nueva aportación de oxígeno y anhídrido carbónico por el agua meteórica hace que ocurra un cambio a condiciones oxidantes y a variaciones en el pH. La pirita puede oxidarse, otros minerales disolverse, por lo que aumenta la porosidad y la permeabilidad³.

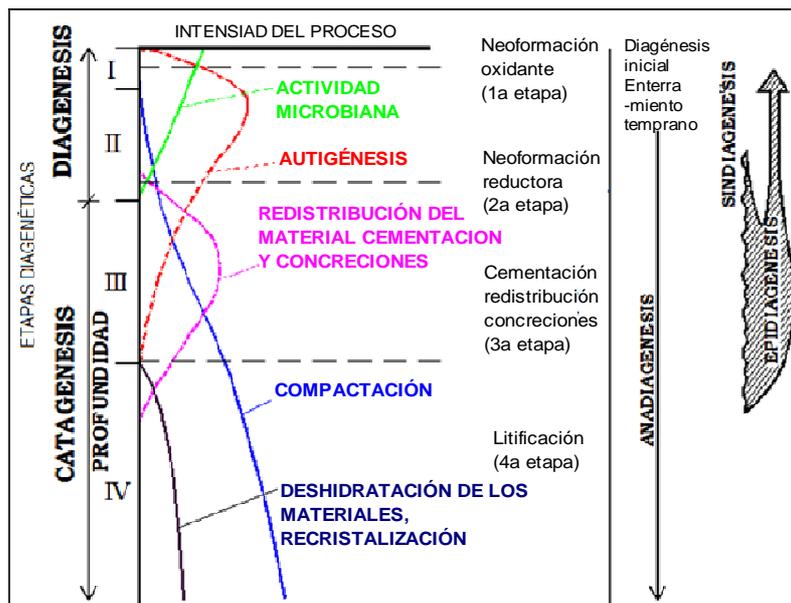


Figura 2.3 Etapas diagenéticas según Strakhov y Fairbrige. Lado derecho de la figura: Etapa 1 Sindiaagénesis, Etapa 2 Anadiaagénesis, Etapa 3 Epidiaagénesis. (Tomada de Corrales et al., 1977)³.

Factores diagenéticos que afectan las propiedades petrofísicas:

Como se mencionó al principio de esta sección, todo proceso diagenético y otros diversos factores modifican las propiedades petrofísicas (propiedades físicas de las rocas); por ejemplo, a la permeabilidad y, por consiguiente, afectan primero a la porosidad efectiva. La porosidad efectiva es debida a la interconectividad de los poros de la roca, por lo que

se relaciona con la permeabilidad. Por tanto, la permeabilidad es afectada de la misma forma que la porosidad efectiva. A continuación se mencionan factores que tienen mayor influencia en la permeabilidad⁴:

- Tamaño y forma de granos. Importante característica que determina la medida de las aberturas entre los granos (**Figura 2.4**).
- Distribución (orientación). Puede reducir o incrementar de manera significativa la permeabilidad. Por esto se dice que la permeabilidad es una propiedad direccional.
- Arreglo o empaquetamiento. Este puede decirse que es la relación del espaciamiento de los granos o de su distribución en el espacio (**Figura 2.5**)
- Grado de cementación y consolidación (litificación)
-

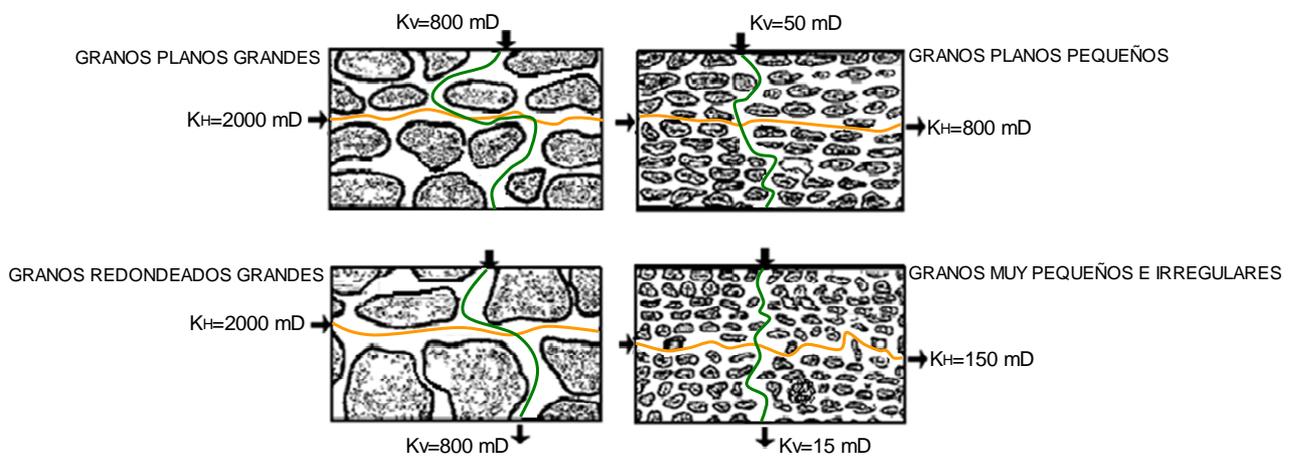


Figura 2.4 Efectos de forma y tamaño de grano en la permeabilidad⁴

Dichos factores, generalmente actúan conjuntamente en la roca. El material cementante afecta a la permeabilidad, dependiendo del grado o cantidad de tal material depositado (**Figura 2.6**), así como de la distribución de éste a través del medio poroso. Si se tiene una distribución uniforme del material cementante, la permeabilidad disminuye pero en igual grado disminuye la porosidad del sistema; en cambio, si el material es acumulado principalmente en la entrada de los poros, entonces la permeabilidad será grandemente afectada mientras que la porosidad puede permanecer prácticamente inalterada⁴

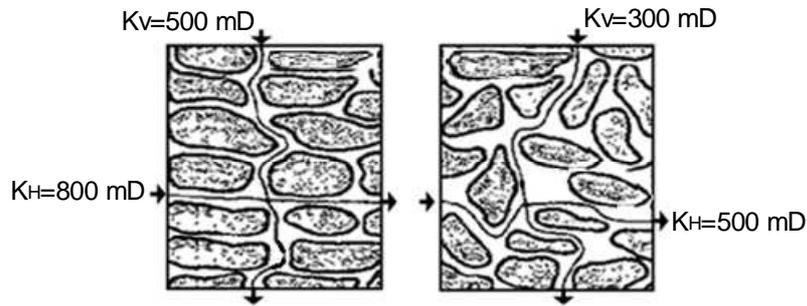


Figura 2.5 Variación de permeabilidad con el arreglo o acomodo de los granos⁴

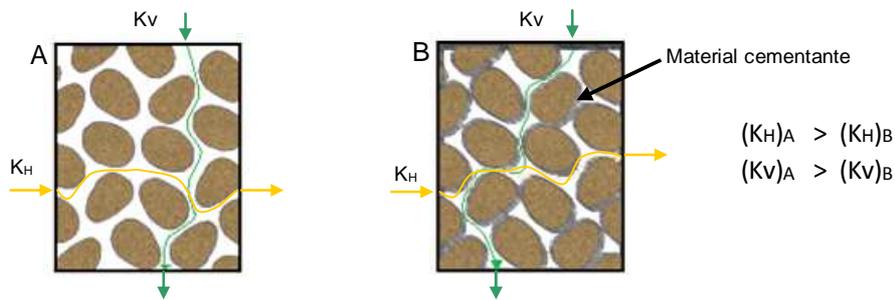


Figura 2.6 Variación de permeabilidad con el material cementante⁵

También es importante considerar la presencia de arcillas, así como la cantidad, el tipo y la distribución de éstas en la roca. Generalmente, las arcillas se hidratan en presencia de agua, lo que restringe el flujo, por tanto la permeabilidad disminuye. Si se inyecta agua dulce en el medio poroso, ésta tiende a reaccionar con las arcillas, especialmente del tipo motmorillonita, lo cual reduce en forma substancial la permeabilidad si es que no se obstruyen totalmente los canales de flujo. En cambio, si se introduce agua salada o salobre y tiene una salinidad semejante a la del agua congénita, tal agua no reaccionará con las arcillas⁴.

Por último, se quiere recalcar que cuando se hace referencia a las propiedades petrofísicas de los distintos ambientes sedimentarios no se debe olvidar que están influenciadas por los procesos diagenéticos antes mencionados.

Referencias del Capítulo 2:

-
- ¹ Arellano Gil Javier, Apuntes de la clase “Geología De Yacimientos De Fluidos”, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2006
 - ² Villamar Viguera Manuel, Apuntes de la clase “Caracterización De Yacimientos”, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2007
 - ³ Martínez Cedillo Arturo Rey, “Conceptos Sedimentológicos, Estratigráficos Y Estructurales En La Geología De Yacimientos De Fluidos”, Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2005
 - ⁴ Albarrán Castillo Edgar Jesús, “Determinación De La Permeabilidad Con Base En Datos De Registros Geofísicos De Pozos”, Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2001
 - ⁵ Alkhatha'ami Mohammad, Writted Supervised by, Dr. Hazem, “Permeability, Porosity & Skin Factor”

Capítulo 3 Aspectos Geológicos y Petrofísicos de las rocas de origen fluvial

En este capítulo se hablará acerca de las propiedades geológicas y petrofísicas intrínsecas a los yacimientos cuyo medio ambiente sedimentario de las rocas fue de origen fluvial. Este tipo de ambientes se desarrollan en la plataforma continental, en montañas, valles, ríos, pantanos y por lo tanto, dependiendo del lugar de sedimentación, se tendrán diferentes niveles de energía, tipos de clastos, tamaños de grano y otras condiciones físicas, químicas y mecánicas que de acuerdo a la manera en que interactúan entre sí, generan cuerpos rocosos con cierto tipo de granulometría, estructuras primarias sedimentarias, grado de clasificación, selección, textura, estratificación, porosidad, permeabilidad y capilaridad y, de acuerdo a esto, se tendrá un mayor o menor interés de explotación petrolera.

3.1 Aspectos Geológicos

A continuación se analizan los aspectos sedimentológicos, estratigráficos y la variación de micro estructuras sedimentarias; así como las características externas, que incluyen tamaño, variaciones de espesor del cuerpo sedimentario generado, geometría y forma. Y también se analizan las características internas tales como estratigrafía, granulometría y estructuras primarias sedimentarias.

Los modelos de sedimentación fluvial son un intento de combinación de las observaciones geomorfológicas de los ríos modernos con interpretaciones de sucesos antiguos. Todos los sistemas de ambientes sedimentarios de origen fluvial son más familiares por experiencias que se tienen en ríos, lagos, dunas de arena y otras características fácilmente apreciables (**Figura 3.1**). La mayoría de los sistemas terrestres, sin embargo, son mínimamente conservados y percibidos ya que están en la superficie, que es donde se presenta la mayor erosión, pero también es la parte sobre la cual los sedimentos que eventualmente fueron erosionados reciben la acumulación de nuevos sedimentos. La mayor parte del tiempo, el nivel base está cerca o debajo del nivel del mar. Los sedimentos no marinos son usualmente preservados en los registros de rocas siempre y cuando llenen una superficie que se hundió y quedó por debajo del nivel de mayor erosión, tales como **gravens** (concauidades).

Empezando por los abanicos aluviales; éstos se forman gracias a corrientes de agua de lluvia o que se descongeló de las partes más altas de las montañas, y descienden de éstas, entonces al ir erosionando desprenden sedimentos de los lugares por los que pasa la corriente. Estos sedimentos son transportados de tres maneras: corrientes de flujo, corrientes de escombros, y flujo de lodo. Este flujo es canalizado a las partes bajas de cañones y montañas, moviéndose tan rápidamente que se generan corrientes de agua con un tremendo poder erosivo incluso si al pie de las montañas se encuentran asentamientos humanos son totalmente destruidos.

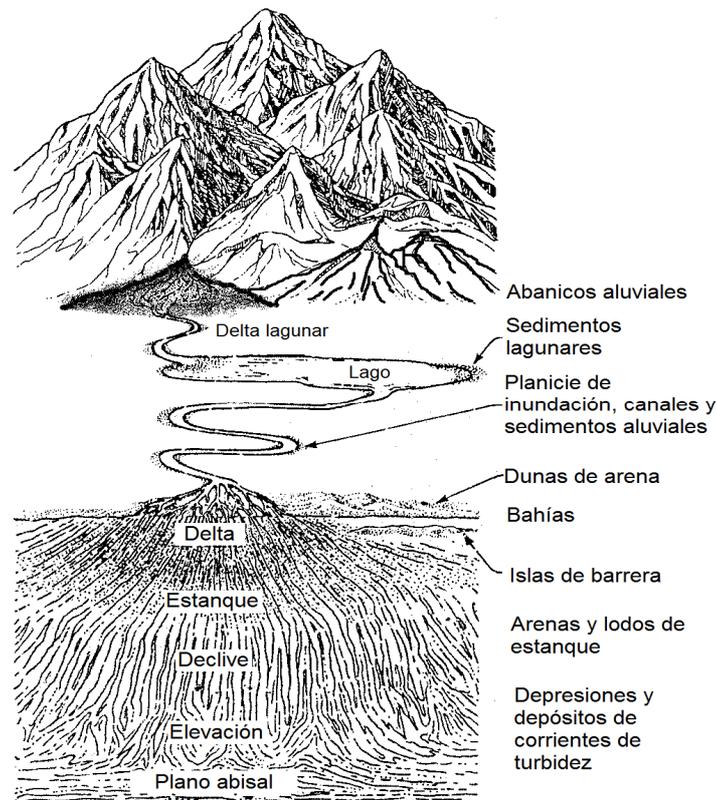


Figura 3.1 El declive es la ruta de transporte y sedimentación de clastos. Los sedimentos nuevos erosionan la montaña, hasta la profundidad del océano, se encuentran varios ambientes sedimentarios (de Press y Siever, 1986, Earth, 4th ed. Fig 12.1. p. 301) ¹ *

Como el flujo va arrasando con todo, disminuye gradualmente y se va perdiendo la capacidad de transportar cantos, cantos rodados y guijarros. Esto resulta en una estrangulación o disminución del flujo que contiene más detritos de los que pueden acarrear, lo cual forma corrientes trenzadas. Cada inundación genera un nuevo canal, el cual causa que los antiguos canales sean rellenos con grava. En el momento de mayor

* Referencias al final del Capítulo

nivel de inundación, el exceso de agua cubre los canales y se extiende fuera del abanico, formando hojas delgadas superficiales de gravas o arenas que casi no contienen arcillas u otro material fino. En esta parte media del abanico, las capas depositadas por la inundación están bien clasificadas, bien estratificadas, o con estratificación cruzada regular; lo que usualmente forma bordos que emergen del canal al punto de intersección del perfil del canal con la superficie del abanico (**Figura 3.2**). Ya que al principio casi no se sedimentan las arcillas, el agua puede pasar a través de los poros de las gravas sobre el abanico sin bloquear los poros.¹

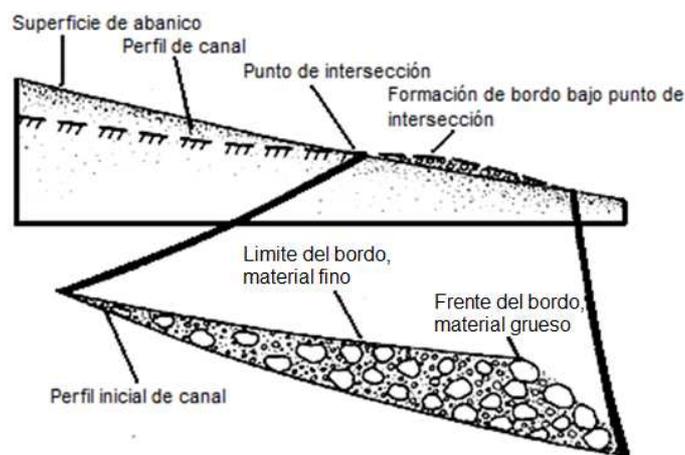


Figura 3.2 Formación de un bordo. (de Hooke, 1967, Geol., 75:450, Fig 8)¹

Sistemas fluviales trenzados

Cualquier cuerpo fluyente de agua que tenga capacidad insuficiente para acarrear los sedimentos de carga, puede formar modelos fluviales trenzados (**Figura 3.3**). La mayoría de los flujos en abanicos aluviales son trenzados. Principalmente las fluctuaciones en la rápida descarga son responsables de la sobrecarga de sedimentos. En la etapa de barrido, el río puede virtualmente acarrear toda la carga contenida. La mayoría del tiempo, sin embargo, fluye poca agua, y la capacidad de flujo es insuficiente para mover la mayoría de la carga. Aunque pueden ocurrir algunos retrabajos, pero la mayoría de los cambios complejos en el flujo cruzado, ocurren durante la etapa de barrido. Típicamente, un obstáculo difícil de evadir causa la separación de flujo y acumula sedimentos hacia atrás de él. Este depósito continúa creciendo hasta formar una barra longitudinal, una de las características más distintivas del sistema trenzado (**Figura 3.4**). Las barras longitudinales continúan formándose corriente abajo y en ocasiones genera islas, las cuales pueden ser estabilizadas por vegetación. Las barras longitudinales son más comunes en las partes iniciales de un sistema trenzado complejo. Y usualmente son rellenos con grava. Estos

muestran características de alta velocidad de flujo, incluyendo planos de estratificación. La abundancia de guijarros es usualmente bien definida. Sobre la parte final, corriente abajo, se puede desarrollar estratificación cruzada; las arenas que protegen los canales entre las barras longitudinales usualmente desarrollan ondulaciones y dunas. Las barras transversales (o **linguoid**) (ver **Figura 3.4**), son más anchas que las longitudinales, pareciendo más bien bordos, y son más abundantemente formadas por areniscas. Tales barras son, de hecho, mega ondulaciones, formadas durante condiciones de barrido y modificadas por condiciones de inactividad del agua. Las barras transversales tienen características de baja velocidad de flujo, particularmente, ondulaciones, dunas, y estratificación cruzada.¹



Figura 3.3 Canales de ríos cruzados, Ríos de lodo, Alaske.¹

Las barras que tienden a emerger y dividirse con los cambios de flujo, son erosionadas a lo largo de sus lados y al final de la corriente abajo. Durante la etapa de barrido, los canales viejos, construidos por barras de arena se vuelven pantanos y desaparecen. Como el agua es retirada la corriente se estabiliza, nuevos canales son formados que a menudo cortan los antiguos. El canal resultado de esta sección transversal, es, de esta manera, una secuencia de canal lenticular compleja que corta y atraviesa una a otra varias veces. En la sección longitudinal (**Figura 3.4**), algunas barras son lenticulares, pero algunos cuerpos grandes de arena continúan siendo de estratificación cruzada. Una columna estratigráfica típica de un sistema fluvial trenzado (**Figura 3.4**) muestra abundante estratificación cruzada en canales que son desgastados dentro de viejos canales. La base de la secuencia del canal contiene partículas de erosión, comúnmente cantos rodados o guijarros. A menudo, la barra que atraviesa los canales migra produciendo capas cruzadas que son perpendiculares a la dirección de flujo de la estratificación cruzada. Como el canal se rellena y se vuelve un cuerpo arenoso, se forman acreciones laterales de barras de canales

trenzados y acreciones verticales de laminaciones de arenas y lodos que rellenan el canal abandonado.

La sedimentología de los sistemas fluviales trenzados está compuesta principalmente por gravas, sobre todo en las barras longitudinales y en la parte de mayor nivel de energía del sistema. A diferencia de los sistemas de meandros, tiene muy poco contenido de arcillas y lodos. Abunda la estratificación cruzada laminar, verticalmente los planos de acreción son menos comunes. Las barras longitudinales pueden mostrar planos de capas de alta velocidad de flujo, y las ondulaciones y dunas son más comunes en velocidades de flujo menores.

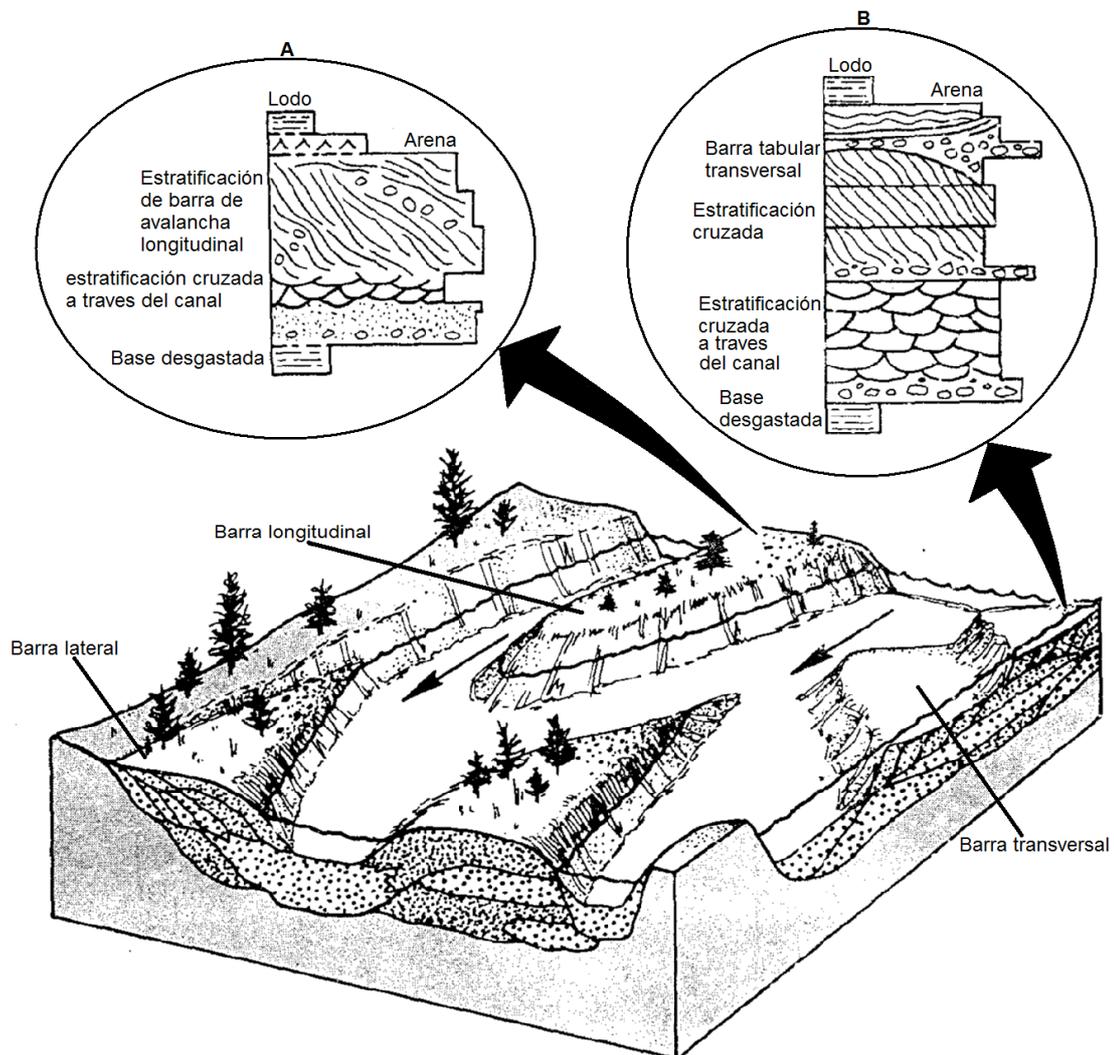


Figura 3.4 Modelo sedimentario para un canal trenzado poco sinuoso. La secuencia A es dominada por la migración longitudinal de una barra. La secuencia B registra sedimentación de barras transversales longitudinales a través de la estratificación cruzada de un canal. (Modificada de Galloway y Hobday, 1983)¹

Sistemas fluviales de ríos con meandros

En las extensiones de sistemas fluviales que van bajando, el gradiente es mucho menos escarpado o inclinado, que en las partes superiores, y la mayoría del material grueso ha sido dejado atrás. Como la corriente de flujo es lenta, profunda, espesa y estable, se pueden desarrollar corrientes secundarias. El modelo dominante es un flujo espiral secundario (**Figura 3.5**) que resulta porque el agua que se mueve alrededor de una curvatura se desvía hacia fuera de la curva por las fuerzas centrífugas. La desviación es fuerte en la parte cercana a la superficie, donde la velocidad de flujo es mayor, y menor cerca de la base, donde la velocidad de flujo es retrasada por la fricción con las capas. La corriente en espiral tiende a erosionar la parte externa de cada curva y entonces transporta el material lateralmente y corriente abajo en el interior de la curva, donde el flujo es menos erosivo. A causa del espiral de flujo en cada curva, se invierte la forma original de la curva, donde ya casi no hay flujo de espiral, ni corrientes cruzadas (**Figura 3.5**), esto ocurre en la parte recta entre una curva y otra.

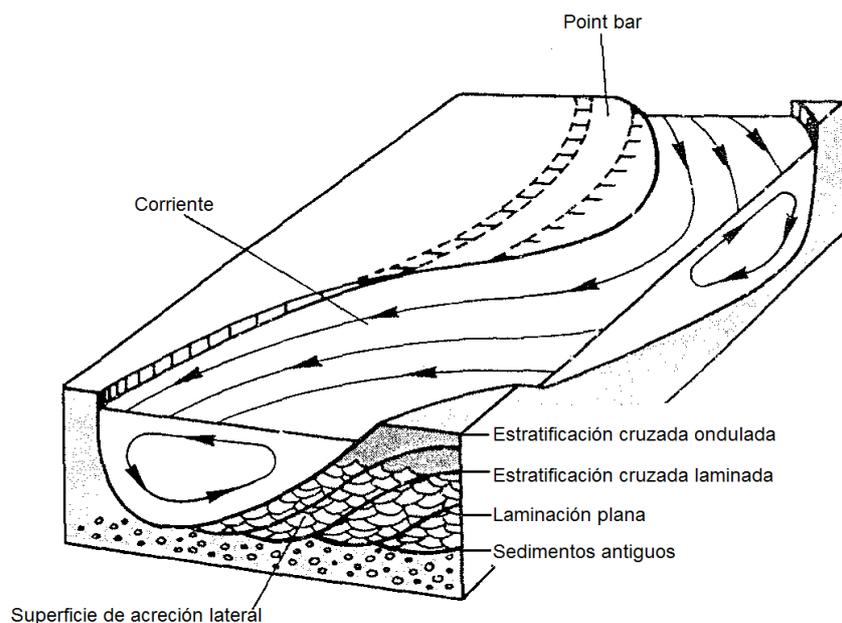


Figura 3.5 Modelo del meandro de un río que muestra la corriente de flujo secundario y la estructura interna de un point bar. Mostrando estructuras sedimentarias características de regímenes de flujo decreciente a través del point bar. La estratificación cruzada a través de la base, tiene cerca de 1m de espesor; la estratificación cruzada ondulada cerca de la cima, tiene solo unos pocos cm de espesor. La sección transversal de un depósito de point bar muestra una superficie de acreción lateral bien desarrollada (“Epsilon cross-beds”) acentuada por las capas delgadas de lodolitas¹

A causa de la tendencia natural de los meandros los sedimentos se van depositando en el interior de la curva y migrando lateralmente volviendo al meandro extremadamente

sinuoso, el ancho de los meandros tiene solo reducidas gargantas que los separan (**Figura 3.6**). Durante las inundaciones, el poder erosivo del agua incrementa y gradualmente rompe estas gargantas.

Al romperse las gargantas se generan corrientes rectas de flujo rápido, la mayoría del agua se desvía del meandro. Eventualmente el meandro abandonado es aislado por el río y forma un **oxbow** (cuerno de buey) lagunar, el cual gradualmente se llena con arcilla, lodo, y vegetación. Algunas veces el barrido principal puede causar flujo hacia las brechas del lado de un canal e iniciar un nuevo curso sinuoso por alguna otra parte de la planicie de inundación. Este proceso es llamado **avulsión**.

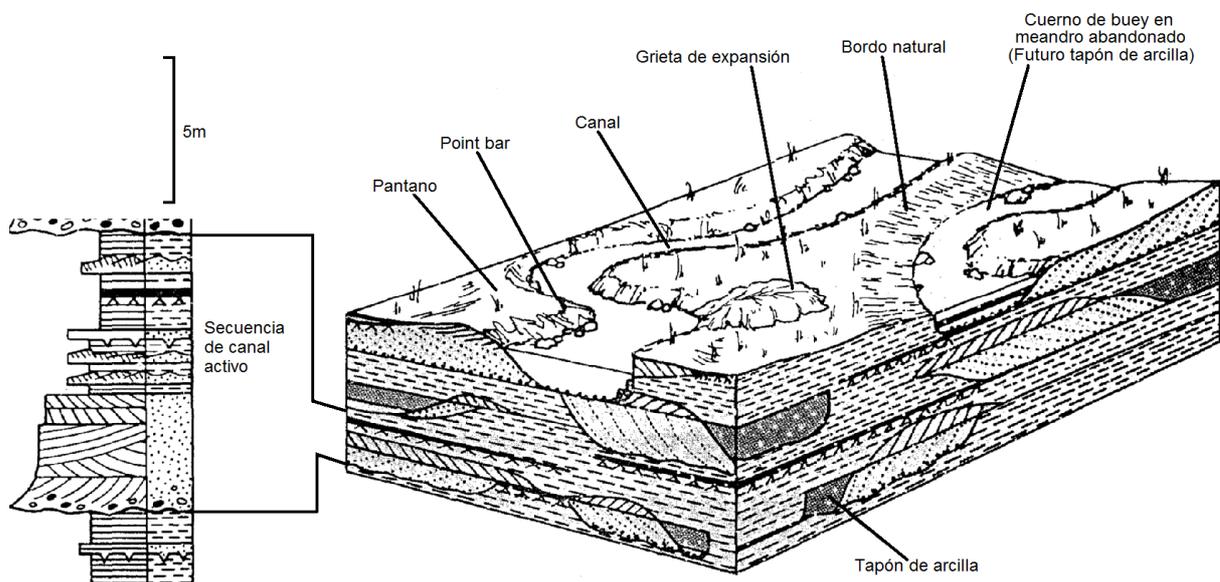


Figura 3.6 Geometría tridimensional típica y secuencia vertical característica de un depósito meándrico de planicie de inundación, con presencia de point bars, grietas de extensión (crevasse splays), y tapones de arcilla que rellenan lagos de forma de cuerno de buey, todo interrumpe secuencias de acreciones verticales delgadas de lodolitas de la planicie de inundación. (modificado de Hallam, 1981, y Selley, 1978).¹

El producto más característico de un meandro de río es la secuencia de point bar (ver **Figuras 3.5 y 3.6**), la cual se forma en el interior del meandro. Como el meandro se vuelve más sinuoso, el point bar crece lateralmente. En el borde del montículo, donde la capa es suficientemente mayor, inicia la corriente lenta, gravas y cantos de arena son depositados, formando un delgado, discontinuo y retrasado canal (ver **Figura 3.5**). Como esto va acreciendo, la diferencia de gravas y arenas acarreadas por la corriente desde lejos fuera y dentro de la corriente da lugar a un nuevo paquete de canal retrasado que inicia su crecimiento.

En la **Figura 3.7** se observa cómo es que se origina un point bar al irse acumulando los sedimentos que trae la corriente en los meandros, acomodándose primero los de mayor nivel de energía que son los más pesados y gruesos, esto de manera inclinada y de acuerdo a la corriente se van acumulando los de menor energía que son sedimentos finos.

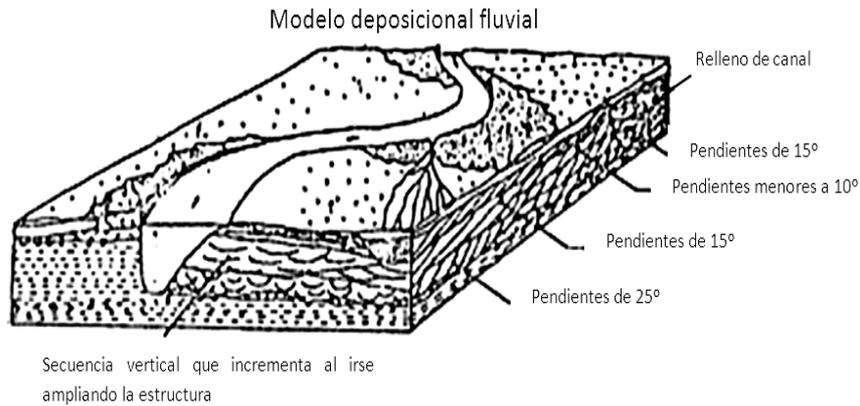


Figura 3.7 Modelo deposicional de una unidad de arena de origen fluvial².

Al irse desplazando los meandros, se queda la estructura sedimentaria a la que llamamos point bar, cuya característica principal es su granulometría vertical, que es en orden creciente de la cima a la base del cuerpo sedimentario, es decir que los sedimentos van siendo de mayor tamaño a mayor profundidad.

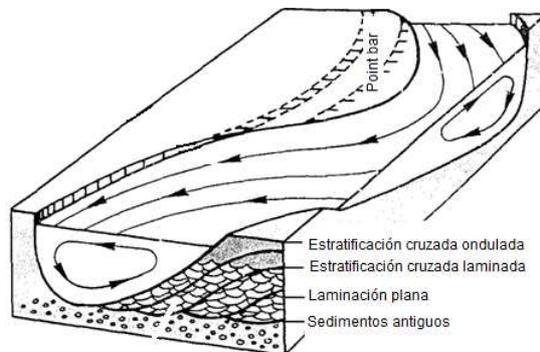


Figura 3.8 Modelo de meandro de río mostrando la dirección de flujo secundario y la estructura interna del point barr².

En la **Figura 3.8** se puede observar el tipo de micro estructuras sedimentarias generadas a causa de la forma en que se depositan los sedimentos al ir avanzando la corriente del río a través del meandro; así como el acomodo de los sedimentos que es de forma laminar con estratificación cruzada razón por la cual existen variaciones granulométricas verticales y horizontales. También se observa que en la parte más profunda del meandro sigue existiendo erosión.

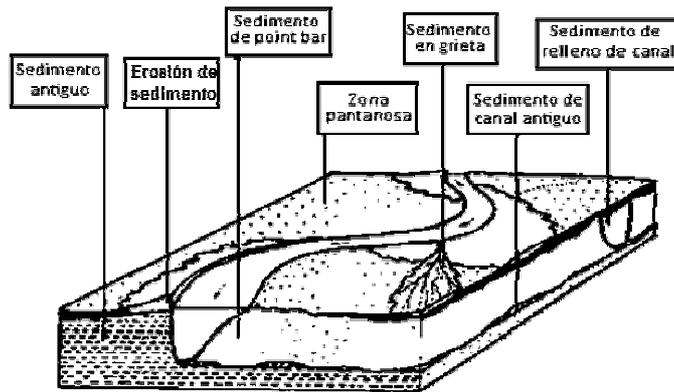


Figura 3.9 Origen de sub-facies aluviales depositadas por ríos y meandros².

Alrededor de los meandros se forman otras estructuras de origen fluvial, como se observa en la **Figura 3.9**, gracias a la corriente del río se va erosionando el sedimento antiguo (curva exterior del meandro), mientras en la curva interna se depositan los sedimentos arrastrados que pueden dar lugar a la formación de pantanos, en los casos en los que la erosión es suficiente para cerrar al meandro, éste es sepultado por sedimentos formando un relleno de canal. En otros casos, el río termina dividiéndose en dos o más corrientes y alguna de éstas podrían ser solo temporales para posteriormente ser rellenadas por sedimentos formando cuerpos arenosos de grietas abandonadas.

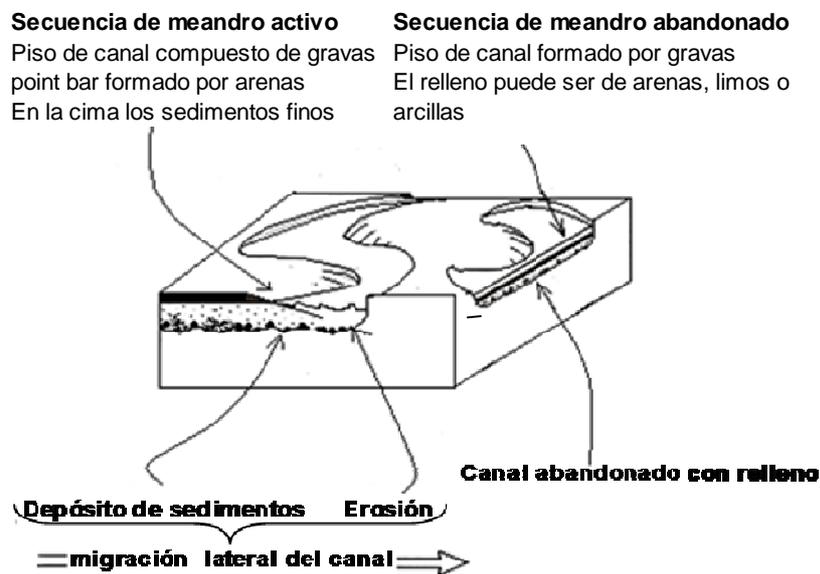


Figura 3.10 Origen de sub facies de aluviales depositadas por meandros de ríos²

Como se puede observar en la **Figura 3.10**, la forma en que son depositados los sedimentos aluviales origina dos tipos de secuencias, la de canal activo y la de canal abandonado; en la secuencia activa, que es cuando existe corriente de agua, inicialmente,

los sedimentos de mayor peso, como gravas, se van depositando en el fondo y al irse acumulando se va formando el point bar y los sedimentos pequeños se depositan a nivel del piso (parte superior del point bar).

El agua erosiona un lado del canal y en el lado opuesto se depositan los sedimentos. El canal migra siguiendo esta mecánica, acumulando sedimentos en la parte interna de la curva y erosionando la parte externa de la misma.

Las secuencias de canales abandonados son generadas a causa de la erosión provocada por la corriente que abre un nuevo canal dejando al meandro fuera de la corriente. Finalmente, se acumulan sobre los sedimentos gruesos y pesados del fondo del canal que se volvían finos hacia la parte superior cuando existía corriente de agua, sedimentos de un mismo tamaño medio de grano; homogeneidad granulométrica resultado del abastecimiento de sedimentos en un ambiente relativamente tranquilo y/o con un nivel de energía más o menos constante, que da como resultado un relleno de canal.

En la **Figura 3.11** se presenta un corte transversal esquematizando las micro estructuras sedimentarias de un point bar, que muestra la forma en que se erosiona un lado del canal y como se van acumulando sedimentos en el lado opuesto de tal forma que al ir migrando se va construyendo un point bar con estratificaciones cruzadas y una granulometría variada tanto horizontal como verticalmente.

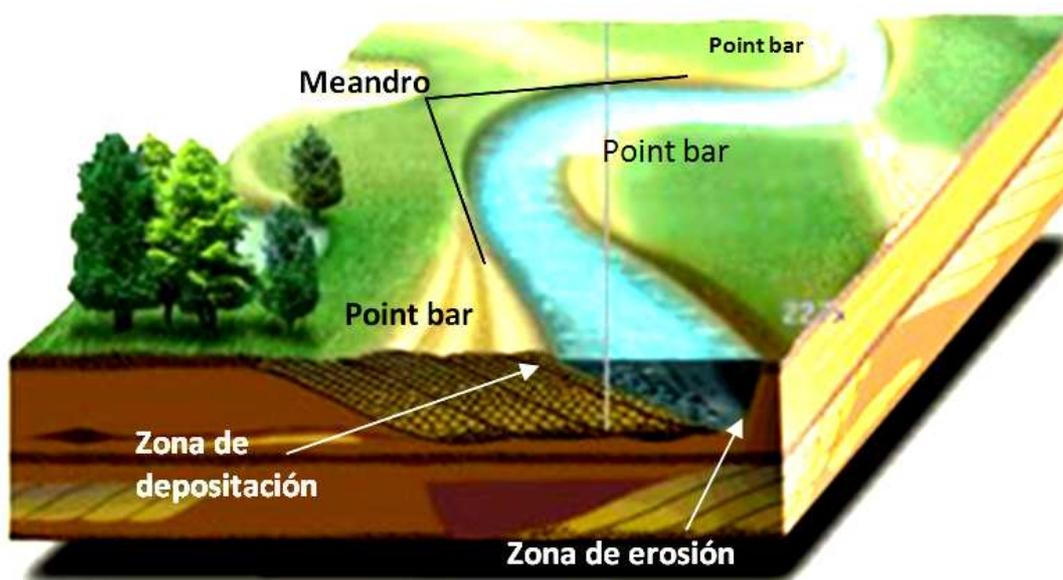


Figura 3.11 Sección transversal generalizada de un point bar³.

Ya que para la formación del point bar es necesaria la erosión en la curva externa del meandro, cabe mencionar que existe una amplia variedad de características producidas

por erosión de corrientes de agua y el acomodo de nuevos sedimentos resultado de cambios en el nivel de agua o como consecuencia de inundaciones, tormentas, mareas y ondas resultado de corrientes de agua o aire. También pueden ser el resultado del cambio evolutivo en un sistema bajo ciertas condiciones de equilibrio. El reconocimiento y trazado de estos rasgos son componentes importantes para la descripción de las facies⁴.

Sobre la capa de conglomerados se genera la estratificación cruzada característica de las barras. Algunos estudios de perfiles estratigráficos de barras antiguas y modernas de point bars, registran gradaciones verticales en el tamaño de grano, lo que refleja la sedimentación lateral progresiva en el piso del canal a través del point bar subiendo por la parte interior del meandro. Los granos finos no se presentarán si el origen de los detritos no contiene el rango suficiente de tamaños de granos, esto determina las propiedades petrofísicas de este ambiente⁴.

La causa de estas características se originan en el momento de sedimentación, ya que la corriente que es suficientemente fuerte continúa acarreado sedimentos pero al dividirse los sedimentos (como gravas que continúan moviéndose lejos de la orilla) se van depositando en las orillas lejanas, y ya que disminuye la velocidad de flujo se generan ondulaciones de arenas sobre las cuales se generan nuevas ondulaciones formando laminaciones onduladas generadas por el resto de la corriente. Si en ese momento la corriente atraviesa el point bar, finalmente, en el meandro se acumularán lodos sobre la mayor parte de superficie por la mínima velocidad de flujo que dirige el lavado a través de la cima de superficie de la barra. El resultado de este proceso es la secuencia de lentes de point bar amoldados, una serie de estructuras sedimentarias que reflejan la acreción a través de la secuencia y el decremento en la velocidad de flujo (**Figura 3.5**). Si este proceso continúa lo suficiente por la parte externa de la orilla de la barra y migra lateralmente un buen trecho, se produce un cuerpo tabular, bien estratificado de arena que es progresivamente renovado a lo largo del eje del meandro. La parte superficial de este cuerpo arenoso, es cubierta por bordos curvos conocidos como **scroll bars** (barras de rollo), cada uno de los cuales son producto de la acreción lateral de las arenas del point bar. Es importante recordar que también cada nivel de secuencia parece continuo y casi no se puede diferenciar de entre los sedimentos antiguos y los recientes, todos los estratos de la secuencia de point bar están formados simultáneamente. El canal retrasado está más lejano y se sale del eje del meandro, el plano de laminación de la estratificación cruzada es la base del siguiente montículo, y sobre esta orilla fluye el agua de menor velocidad.

Los planos no tienen límites horizontales entre los sedimentos característicos, pero la superficie de inclinación tiene una inclinación paralela a la anterior dentro del meandro (**Figura 3.5**).

El depósito se va generando lateralmente al eje del meandro dentro de la corriente. Ocasionalmente esta superficie es inclinada en la sección transversal del pint bar. Esto es conocido como superficie de acreción lateral (**lateral accretion surface**) o “épsilon cross-beds” (**Figura 3.5**). Esta es una tendencia en el mapeo y correlación, que agrupa unidades de rocas similares que sean de la misma edad, pero la secuencia de point bar es un clásico ejemplo de una *transgresión temporal pero sedimentada lateralmente continua*. Esto hay que mantenerlo en mente al examinar depósitos antiguos.

Otras características sedimentarias que también tienen los point bars dentro del sistema de meandros, es que durante las inundaciones, el point bar es erosionado en la cima a causa del flujo superficial de los canales de inundación, que en ocasiones pueden cortar al meandro (**Figura 3.5**)¹

Condiciones base del flujo

Los ríos con meandros son corrientes de flujo activas en canales definidos. Los canales están bajo el agua la mayor parte del tiempo; la profundidad de una corriente de canal es llamada **thalweg**. Típicamente, tales canales con meandros están llenos de agua y son bordeados en cada lado por leves ondulaciones redondeadas de arena muy fina y limos no muy finos conocidos como bordos naturales.

Un canal de meandro y su bordo natural flanqueándolo constituye una curva meándrica (**meander belt**). La extensión lateral de la curva de meandro en los márgenes del piso de valle de la tierra baja son llamados planos de inundación: la parte baja, plana, el valle del fondo, áreas cubiertas por agua solo durante una inundación. Depresiones cerradas con una planicie de inundación que pueden estar bajo el agua por largos períodos son cuencas de inundación (**flood basins**) o **back swamps** (**Figura 3.12**).

Los depósitos de ríos con meandros consisten de tres series contrastantes: (1) el depósito del canal, (2) el depósito del canal marginal (bordos naturales, y sedimentos asociados), y (3) los depósitos **overbank** (término colectivo para todos los sedimentos depositados por ríos, sobre un piso de valle fuera de la corriente del canal). Los depósitos crecen principalmente por sedimentación lateral, y la mayoría de **overbanks** se acumulan por sedimentación vertical.

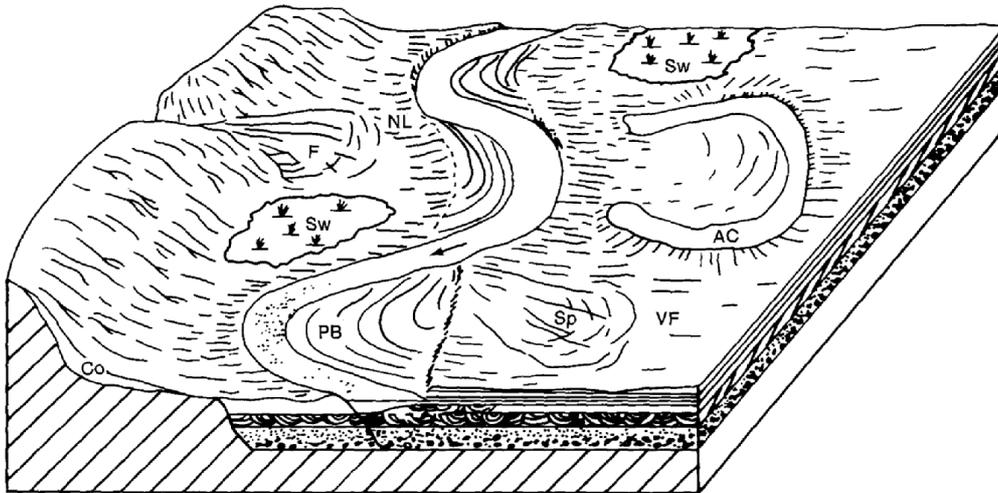


Figura 3.12 Vista oblicua panorámica de un diagrama esquemático de un borde de un plano aluvial que tiene una corriente principal con meandros bien desarrollados. Sedimentos generados por el lavado del declive (Co). Corriente izquierda abastecedora que forma abanico aluvial (F) sobre el plano. NL=Natural Levee (Bordo natural), PB=Point Bar, Sp=Splay deposits (sedimentos dispersados), Sw=Swamp (pantano), AC=Canal Abandonado (ahora sobre oxbow lake y relleno con sedimentos finos); VF=Valley Floor (piso de valle). (sugerido por drawings in S. O. Happ; O. Rittenhouse; and S. C. Dobson, 1940, fig. 6, p. 27; J. R. L. Allen, 1964, fig. 4, p. 168; A, J. LeBlanc, 1972, fig. 15, p. 151; and O. S. Visher, 1972, fig. 11, p. 94.)⁵

Corriente de canal: El agua que fluye en un canal definido tiende a formar meandros (**Figura 3.13**), éstos resultan de un espiral a gran escala del modelo de flujo secundario con el agua turbulenta. En la superficie, el flujo de corriente hacia fuera de la curva del meandro. Como consecuencia, a lo largo de la parte externa de cada curva, la columna de agua aumenta, en términos técnicos, la superficie se sobre eleva. En esta parte externa, el lado escarpado, del canal en el meandro, es también conocido como el **cutbank**. La parte elevada del agua crea un gradiente de presión. La combinación del gradiente de presión y las variaciones de las corrientes transversales generan el desgaste de las capas por el cambio de la aceleración angular causando un flujo helicoidal. Un componente de este flujo helicoidal continúa como una corriente a lo largo del flujo dirigiéndose hacia el lado convexo del canal (como se ve en el mapa de la **Figura 3.14**). El modelo de flujo de espiral profundiza la curva del canal. Algunas arenas de erosión son depositadas sobre el **bank** o montículo opuesto; mucho más es depositado en la parte convexa de la curva en el siguiente meandro corriente abajo. Inmediatamente a la corriente debajo de cada curva existe una sección recta pero estrecha entre cada meandro conocida como **crossover**, donde el agua tiene menos profundidad. A lo lejos en la corriente abajo, la superficie de flujo de corriente se dirige al banco de la siguiente curva. Esto causa otro flujo en espiral

sensiblemente opuesto al espiral previo, dependiendo del canal y la fuerza de la corriente. De esta manera, usando direcciones de referencia izquierda y derecha como se ve corriente abajo dentro del canal del meandro, el flujo de espiral es en el sentido de las manecillas del reloj en la curva del meandro izquierda y en sentido contrario a las manecillas del reloj en la curva de la derecha.

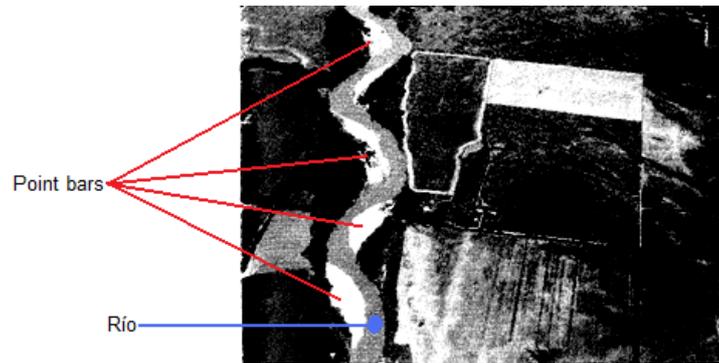


Figura 3.13 Vista aérea de corriente en pequeños meandros en Kansas, Estados Unidos. Las áreas blancas de la corriente son los point bars.⁵

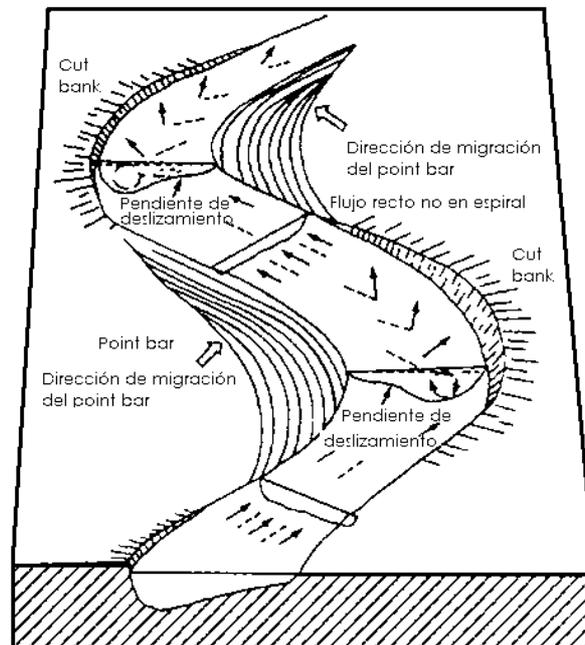


Figura 3.14 Vista esquemática panorámica que muestra la corriente debajo de dos curvas de meandros y lo que sucede transversalmente en la corriente. El acumulamiento del agua incide en la orilla externa de la curva creando espirales que profundizan el canal dentro de la curva. En las curvas entre meandros (crossover reaches), el agua se vuelve poco profunda y carece de flujo en espiral. Las flechas sólidas indican la dirección de la corriente a lo largo del fondo; las flechas circulares indican la dirección del flujo espiral en el plano sombreado de la sección transversal. (J. E. Sanders, Friedman and J. E. Sanders, 1978, fig. 8-39, p. 221; baseo J. E. Friedkin, 1945.)⁵

Este flujo de espiral empobrece la composición del sedimento de los bancos cóncavos (**cutbanks**); el sedimento empobrecido se colapsa dentro de la corriente. Algunos de los sedimentos que entran a la corriente son acarreados a través del banco convexo directamente opuesto, pero la mayoría de estos son acarreados corriente abajo al siguiente banco convexo y, a menos que sea de textura muy fina, es depositado en un point bar, una forma creciente de point bar se construye fuera del banco convexo de la corriente del canal del meandro (áreas blancas a la largo de la corriente en la **Figura 3.13**). El lado suavemente inclinado de la corriente del canal del meandro conduce del point bar al **thalweg**, que es la inclinación **slip-of** (por donde van cayendo los sedimentos).

Ahora bien; existe una relación de las secuencias de canal con las inundaciones; ya que durante una inundación, como se sabe, la altitud absoluta de la superficie de agua del canal incrementa. Debajo, en el fondo del canal, durante una inundación la situación no es tan obvia; el espectro de rangos de posibilidades es muy amplio. Una condición extrema desgasta el fondo; de tal manera, que el agua de inundación moviliza y dispersa algunos de los sedimentos que normalmente estaban, en apariencia, muy bien fijados en el piso del canal. La altitud absoluta del piso del canal es reducida. Entonces el canal se profundiza tanto por el agua adicional como por la pérdida de sedimentos de fondo (**Figura 3.15**). No se sabe exactamente qué sucede con los sedimentos dispersados, o si todos los sedimentos del fondo se comportan de la misma manera. Seguramente, los sedimentos se van dilatando y algunos de ellos pueden continuar en la suspensión turbulenta. Que tan lejos viajan valle abajo y qué tipo de depósitos forman son preguntas intrigantes para las cuales no se tiene respuesta. El otro extremo es representado por depósito de sedimentos en el canal. Las circunstancias que gobiernan la sedimentación o erosión del canal durante la inundación son poco conocidas. Teniendo una corriente en un meandro bien desarrollado, una inundación tiende a erosionar la curvatura y rellenarlas de forma transversal. Cuando la inundación disminuye, se tiende a rellenar la curva del meandro y su parte transversal.

A pesar de los detalles de la manera en que las variaciones de las unidades de inundación son depositadas, no se han hecho observaciones durante las inundaciones, el número de perforaciones en los point bars del río Brazos tiene establecido un auto ciclo definido de point bar satisfactorio que parece una parasecuencia (**Figura 3.16**). En la base tiene una estratificación pobre de gravas alrededor de 7.5 m de espesor. Ésta es sobrecargada por una unidad de arenas de textura media a fina, 4m de espesor. En la parte superior se tiene una unidad de laminaciones onduladas, arenas muy finas a limos gruesos que es de 4m de espesor. La parte superior de la secuencia del point bar varía de acuerdo a las circunstancias locales.

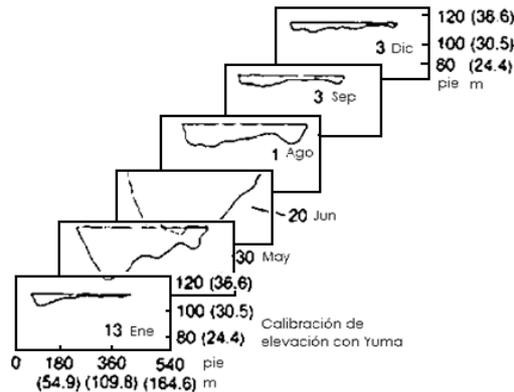


Figura 3.15 perfiles a través del río Colorado, Yuma, Arizona, mostrando secciones de flujo cruzado a varios tiempos durante 1912. (J. E. Sanders in G. M. Friedman and J. E. Sanders, 1978, fig. 8-42, p. 224; modified from E. W. Lane and W. M. Borland, 1953, Sg. 4, p. 1076,)⁵

Una secuencia de point bar generalizado se modela de forma parecida a la secuencia del río Brazos con point bars pero es cubierto por acreciones verticales de sedimentos de textura fina (Figura 3.17). Donde los lobes de sedimento caen sobre grandes áreas y se progradan dentro de las depresiones locales, ellos forman estratificación cruzada tabular planar de escala media (Figura 3.18). En el ejemplo mostrado en la Figura 3.18, tales estratificaciones cruzadas planares lamiares están por encima del plano de laminación horizontal, el cual guarda la secuencia del point bar.

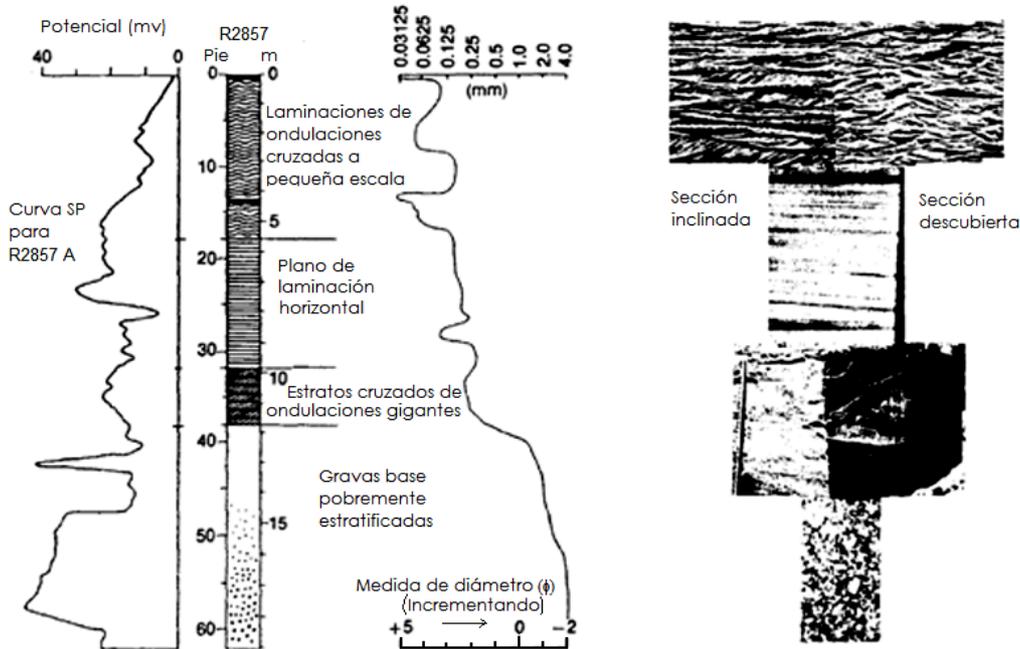


Figura 3.16 Detalle de núcleos de registros geológicos de la perforación R2857 a través de la secuencia de point bar del río Brazos cerca de Richmond, Texas (ver Figura 3.20) y registro SP de la perforación R2857A, a 9m de distancia de la perforación R2857. La explicación de los símbolos se encuentra en el registro geológico de la Figura 3.20. (Registro de perforación R2857 modificada de H. A. Bernard, C. E Major, Jr., B. S.Parrott, y R. J. LeBlanc, Sr., 1970, fig. 23; registro SP de la perforación R2857A del desarrollo Shell)⁵

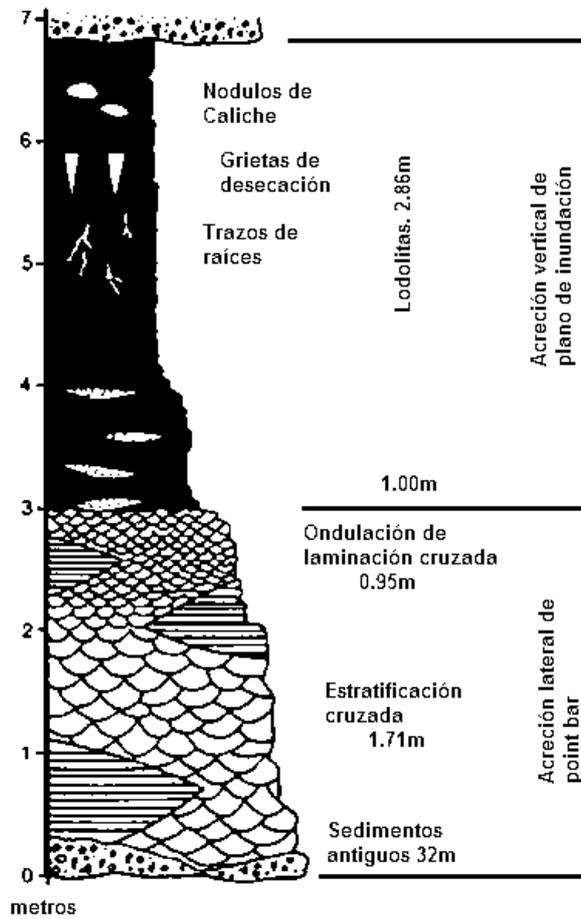


Figura 3.17 Secuencia vertical esquemática del point bar y sobrecarga de las acreciones depositadas verticalmente. Datos resumidos del Devoniano antiguo de las areniscas rojas de Gran Bretaña y rocas Devonianas del este de Estados Unidos. (L. R. L. Allen, 1970.) Note que la laminación paralela puede reemplazarse a través de la estratificación cruzada u ondulación cruzada, o ambas. El espesor de las facies sedimentarias está basado en el promedio de los datos de J. R. L. Allen (1970). (R. G. Walker y D. J. Cant, 1984, fig. 2; p. 73)⁵



Figura 3.18 Estratificación plana, laminaciones de arenas de sobrecarga a gran escala estratificación cruzada planar laminar en la excavación hecha en el point bar, río Arkansas, Tulsa Oklahoma.⁵

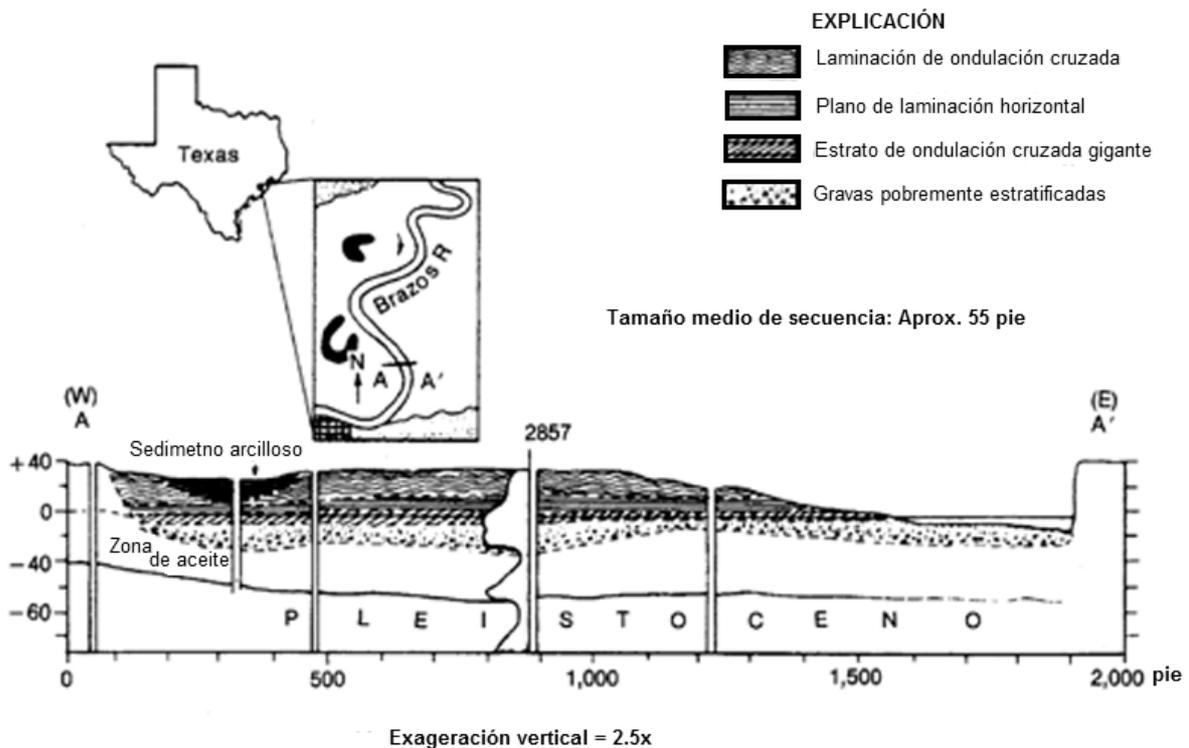


Figura 3.19 Perfil y sección transversal de un point bar depositado por migración lateral del río Brazos cerca de Richmon, Texas. Contrasta el espesor medio (alrededor de 55 pie o 16.7m) de la secuencia de point bar con la profundidad del agua en el canal a bajo nivel (15 pie o 4.5m). a la izquierda de la perforación R2857 se esboza un registro SP idealizado que podría esperarse de un pozo perforado a través de una secuencia de point bar. La perforación R2857 no ha sido actualmente registrada.

Las secuencias del río Brazos con points bars solo describen los grandes clastos en la base y cómo se van volviendo finos hacia la cima. La acreción disminuye el tamaño de partículas, quizás acompañado por un decremento en la escala de las micro estructuras sedimentarias⁵.

Una vez sedimentadas, las partículas forman lo que se conoce como un cuerpo sedimentario, mismo que está habilitado para resistir la erosión si las partículas están habilitadas para permanecer en contacto unas con otras. Si pueden hacer esto o no depende de (1) la gravedad, (2) condiciones inherentes a cualquier fluido intersticial presente, y (3) cierta proporción de fuerzas electrostáticas resultado de desniveles de distribución de cargas sobre las superficies de las partículas.

El efecto de la gravedad es la causa por la que las partículas son atraídas hacia el centro de la tierra. Esto tiende a mantener a las partículas en lugares con superficies horizontales. Sin embargo, sobre una pendiente, existe una componente gravitacional que tiende a empujar a las partículas hacia abajo de la pendiente.

Para resumir las características geológicas tanto de los sedimentos como de las rocas ya consolidadas es necesario establecer cierta simbología y cada compañía de petróleo y universidad de geología tienen su catálogo de simbología, pero podrían no describir muchos de los datos con la profundidad requerida, de acuerdo al tipo de aplicación⁴. En este trabajo se considera la simbología básica que permite establecer la relación del medio ambiente sedimentario con las propiedades petrofísicas más importantes para la explotación del petróleo.

La **Figura 3.20** ilustra la simbología según Lewi, McConchie (1994) y Glodring (1999) para detallar rasgos de tamaño de grano, litología, micro estructuras sedimentarias y tipos de capas base.

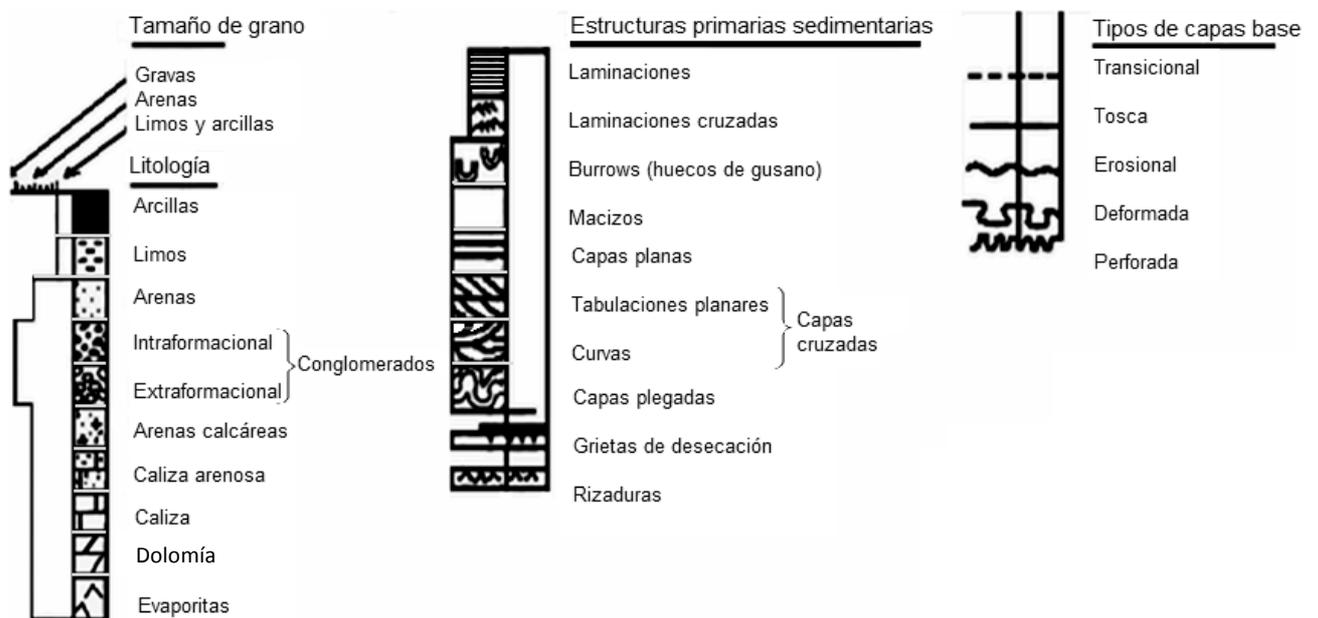


Figura 3.20 Simbología esquemática de registros de secciones sedimentarias⁴

Geometría

A continuación se presenta la geometría más frecuente del point bar, así como las posibles dimensiones que puede tener de largo, ancho y espesor.

Como muestra la **Figura 3.21**, los point bars son cuerpos arenosos que se forman en la curva interna de meandros, adquiriendo su geometría característica, la cual algunos autores la llaman de media luna, de punto, o de forma semicircular.

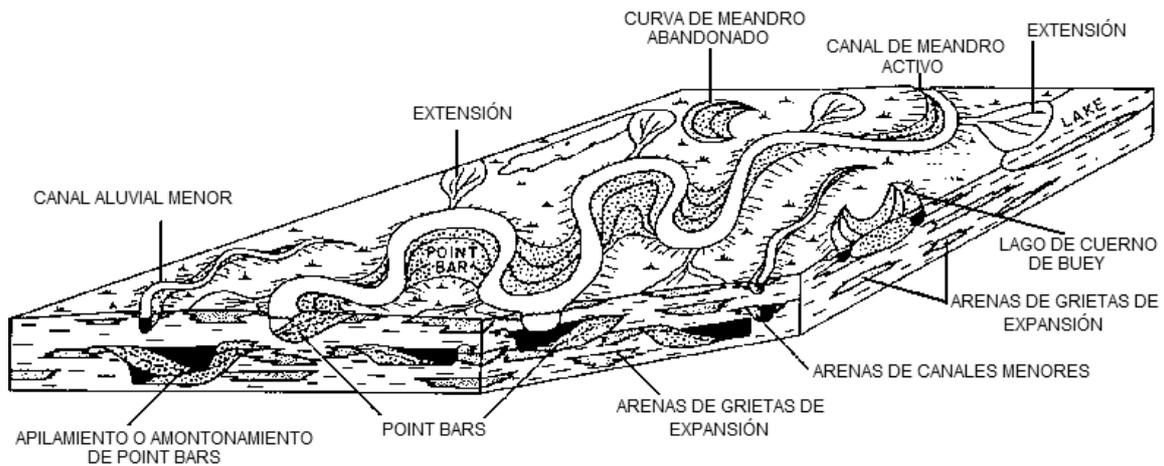


Figura 3.21 Geometría de los point bars⁶.

Dimensiones

Las dimensiones de los medios ambientes sedimentarios de origen fluvial son variadas pudiendo ser, para los sistemas de canales trenzados, desde 400 metros hasta cientos de kilómetros de anchos y largos y de 2 a 12 metros de espesor.

En el caso de los sistemas de meandros, pueden medir, en el caso de los grandes ríos como el Nilo o el Mississippi, desde 20m hasta 11km de ancho, de 30 a 100 metros de espesor y de 1 a 2km de largo y en el caso de los ríos de México pueden tener espesores de 30 a 100m, anchuras de 20m a 2km y longitudes desde 1 y hasta 2 km (**Figura 3.22**). Cabe destacar que para que un intervalo almacenador de hidrocarburos se considere rentable debe de tener como mínimo 30m de espesor.

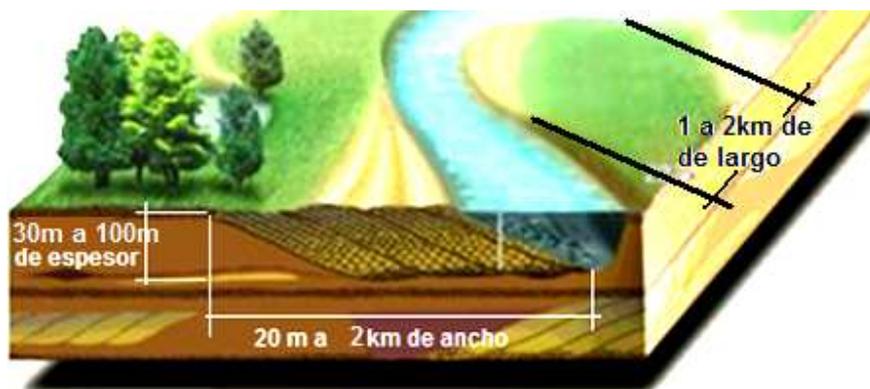
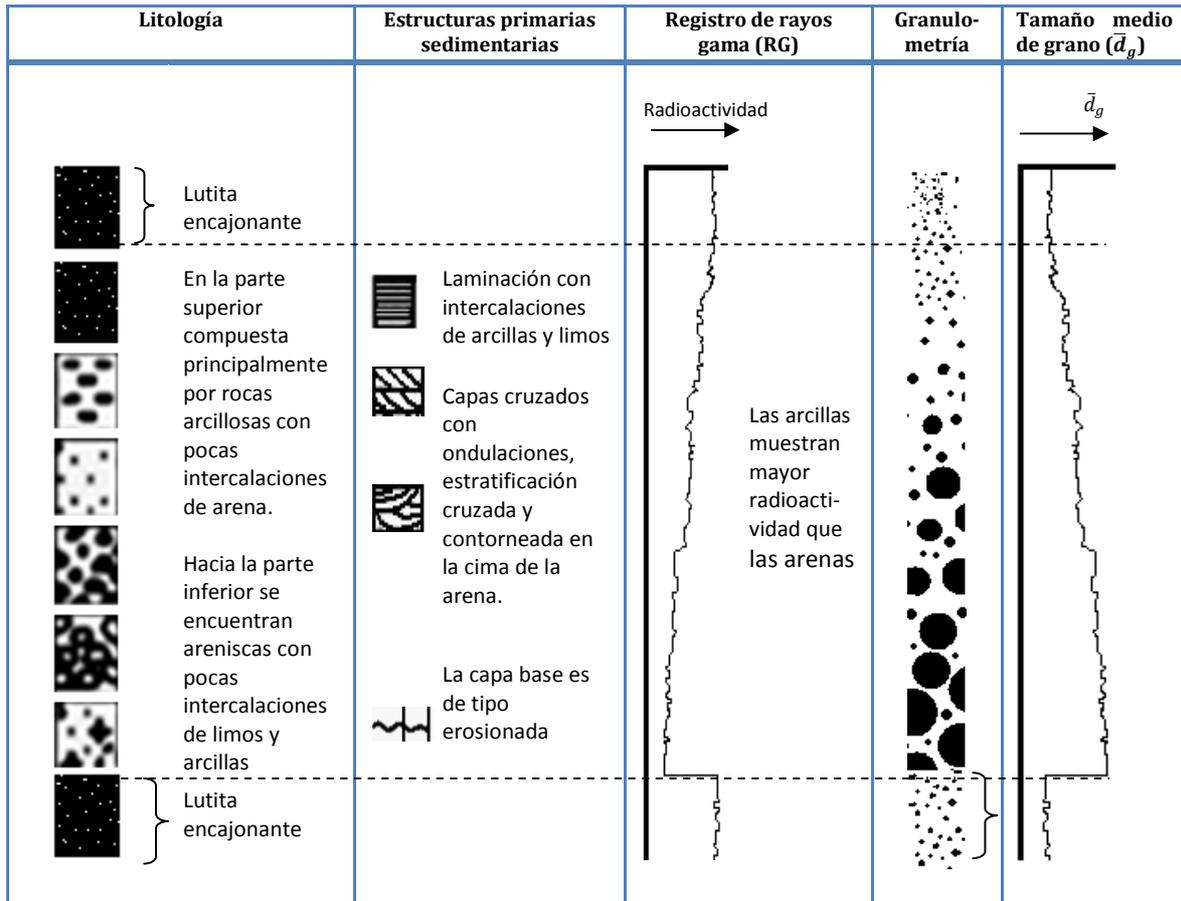


Figura 3.22 Dimensiones aproximadas de point bars

En la **Tabla 3.1** se presenta un corte transversal detallado de un point bar en el que se resumen las características geológicas del mismo, como litología, estructuras primarias sedimentarias, radioactividad natural, granulometría y tamaño medio de grano. Se considera el point bar encajonado entre dos lutitas para hacer resaltar las características de tal depósito.

Tabla 3.1 Aspectos geológicos generales de los point bar



Las características de la Tabla anterior son debidas a que el proceso de sedimentación continúa a través del tiempo y aunado a la migración del canal generan laminaciones y variaciones de tamaño de grano y estructuras sedimentarias. En la base de la capa existe erosión intraformacional oblicua; donde posteriormente se acomodan los conglomerados que por ser los más pesados son los primeros en sedimentarse, dando lugar a un, aparentemente, clasto grueso, que de hecho se compone de una gran cantidad de clastos acomodados secuencialmente que pueden medir desde unas decenas de centímetros hasta metros⁴.

Resumiendo de manera general todo lo referente a los medios ambientes sedimentarios de origen fluvial incluyendo abanicos fluviales, canales trenzados, ríos con meandros, point bars y rellenos de canal que todos en conjunto forman el relleno de valle, y repasando globalmente el fenómeno en conjunto, se puede decir que los canales y cauces abandonados son rellenos con materiales que se depositan al momento que hay inundaciones o por los sedimentos finos que existen en el ambiente, por lo que cambia el modelo de sedimentación, es decir que ya no es, en el caso de la granulometría, de granos gruesos a finos, sino que al hacer un corte transversal en el cauce abandonado se tiene primero la secuencia que se tenía, por ejemplo si era un meandro, se tendrán en la base sedimentos gruesos y luego finos, pero al ser abandonado, puede ser relleno por sedimentos más o menos del mismo tamaño, por ejemplo arenosos con un mismo tamaño medio de grano, pero también pueden ser rellenos por sedimentos finos, entonces el registro RG queda o muy cargado hacia la menor radioactividad (en caso de ser relleno por arenas) o muy cargado a la mayor radioactividad (en caso de ser relleno con limos y arcillas) y en cualquiera de los dos casos la línea es sensiblemente vertical. Esta combinación de secciones de perfil con diferentes rellenos, ya sean de canal o point bar o algún otro, es lo que se llama relleno de valle; con su litología y características petrofísicas inherentes a esa litología. Otra característica es que los rellenos de valle son áreas grandes rodeadas de montañas por donde bajan los cauces de río, por lo que incluyen, como ya se ha mencionado, cauces de río, sistemas de meandros, otras corrientes, etc. Y al hacer un corte se puede encontrar la presencia de un point bar y quizá arriba se tenga un relleno de canal luego una pequeña sección de point bar, luego un relleno de canal y luego otro point bar completo, luego otro relleno de canal pero ahora relleno con material de otro tamaño y en cada una de las secuencias se tienen diferentes granulometrías y por lo tanto, como ya se había mencionado, diferentes propiedades petrofísicas; y todo es producto de sistema fluvial; conocido como relleno de valle **(Figura 3.23)**².

En los perfiles estratigráficos, aunque las curvas de RG muestran cierta tendencia, no son completamente continuas. La variación en el registro indica que hay intercalaciones de material grueso en una parte donde la tendencia era de material fino e intercalaciones de material fino en una parte donde la tendencia era de material grueso. Esto indica cambios en el ambiente cuando se tiene variación en el registro RG es decir no se mantiene constante lo que quiere significar que se tiene variación en el relleno ya que hay cambios temporales en el ambiente sedimentario, porque si baja la energía se sedimentan clastos finos y si aumenta la energía se sedimentan clastos gruesos, dentro de estas variaciones puede ser que en algunos casos dominen los materiales gruesos o los finos **(Figura 3. 23)**; que en ningún caso se manejan como clastos todos del mismo tamaño sino que se manejan como tamaño medio de grano².

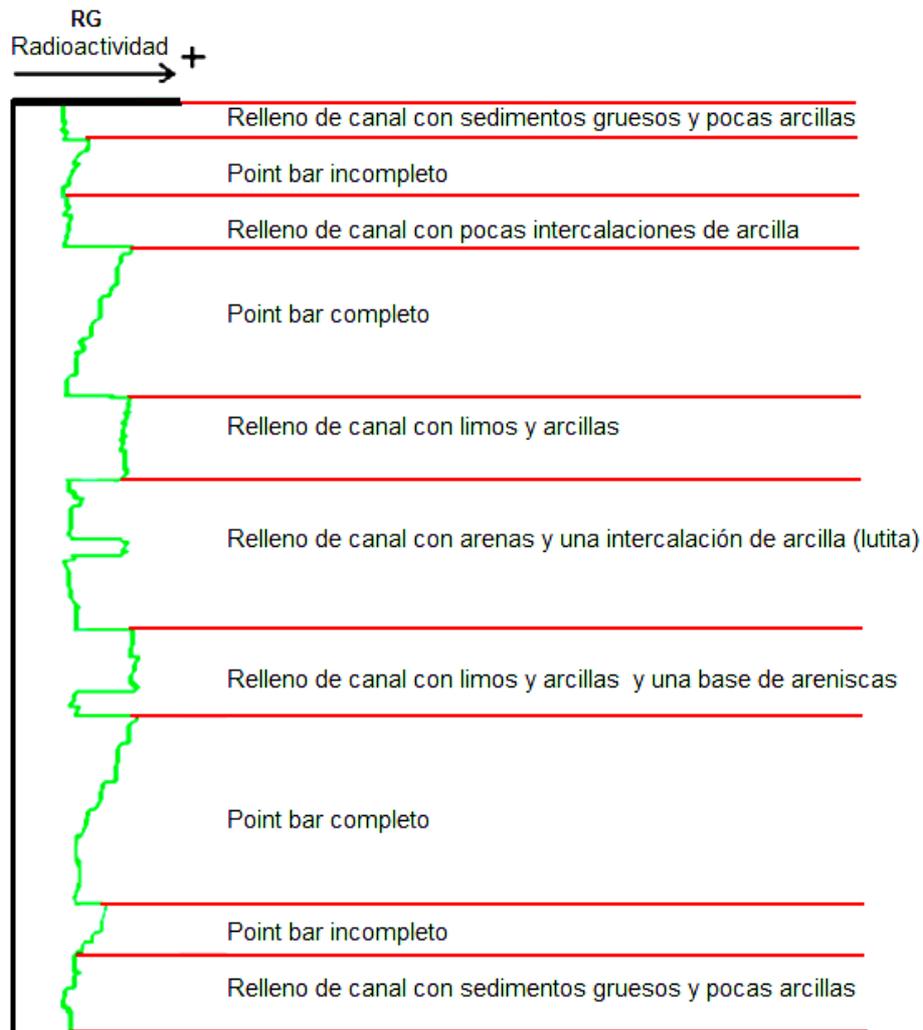


Figura 3.23 Perfil estratigráfico de relleno de valle, con base en el registro de radioactividad².

3.2 Aspectos Petrofísicos

Como ya se mencionó en el capítulo anterior la petrofísica es el estudio del espacio poroso de una roca y sus características intrínsecas que están estrechamente relacionadas con la distribución y tamaño de granos, y a su vez, está relacionada con la historia de sedimentación y su diagenénesis.

Ya que el medio ambiente sedimentario de point bar tiene condiciones de sedimentación en particular, también sus propiedades petrofísicas lo son. Sin embargo, no pueden ser estrictamente idénticas para todos los point bars, ya que los fenómenos de la naturaleza son muy variables e intervienen una gran cantidad de factores en mayor o menor magnitud.

La intensidad de cada propiedad petrofísica entre points bars es variable y no se puede generalizar de manera cuantitativa, pero por otro lado debido a que las condiciones de sedimentación sigue la misma mecánica, se pueden generalizar de forma cualitativa características petrofísicas de point bars que aunque presentes en todas pueden ser de mayor o menor grado.

Empezando con la porosidad en point bar (**Figura 3.24**) y partiendo de que se componen básicamente de limos y arcillas en la parte menos profunda y gradualmente de arenas en la parte baja, y recordando que las arcillas tienen un tamaño de grano muy pequeño se puede decir entonces que la porosidad en la parte superior del point bar no es buena. En la parte vertical intermedia del point bar la porosidad será variable pero mayor que en su parte superior.

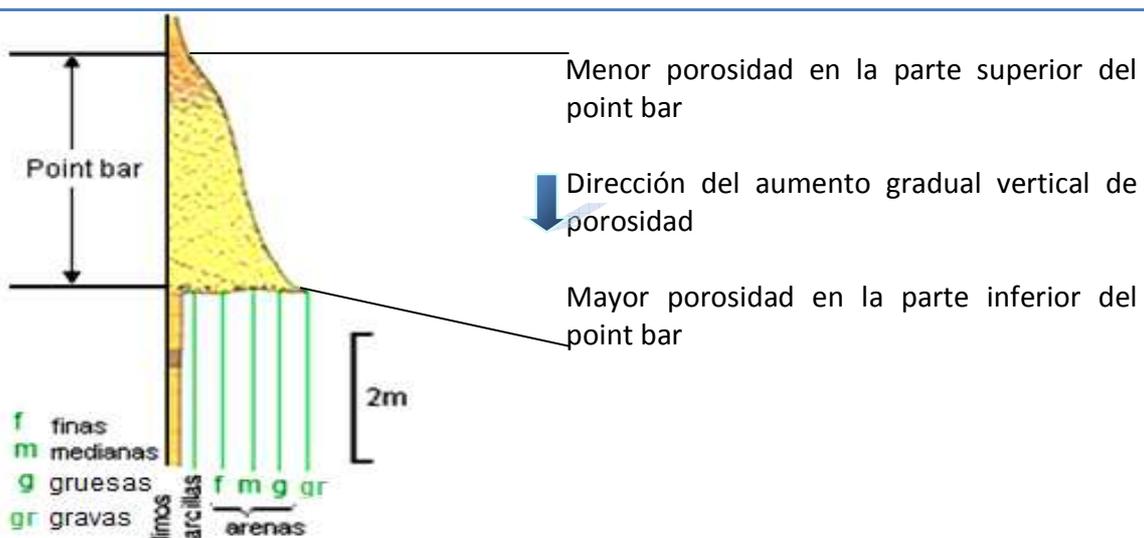


Figura 3.24 Distribución de porosidad en point bar

Para la permeabilidad se tiene una relación de distribución muy parecida a la porosidad con la diferencia de que varía mucho dependiendo de la dirección en que se mida, ya sea vertical u horizontalmente. La permeabilidad considerada como buena varía dentro del rango de 10 a 100 milidarcies, y las permeabilidades mayores a este rango son consideradas como excepcionalmente altas. La **Figura 3.25** muestra como la porosidad y la permeabilidad pueden variar de un tipo de acomodo de sedimento a otro. Cabe destacar que la permeabilidad es menor si los poros no están interconectados y por el contrario si los poros se encuentran conectados la permeabilidad es mayor. La **Figura 3.26** ilustra las variaciones verticales de permeabilidad que son típicamente encontradas en medios ambientes sedimentarios de point bar⁴.

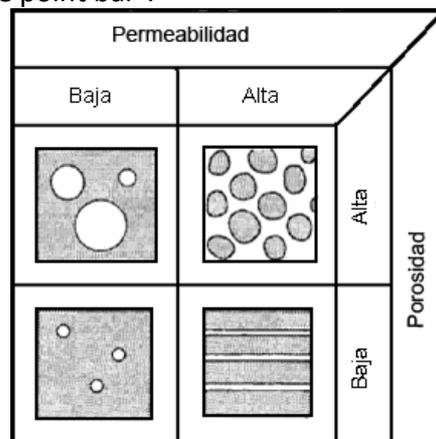


Figura 3.25 Relación de porosidad y permeabilidad con tamaño y arreglo de sedimentos⁴.

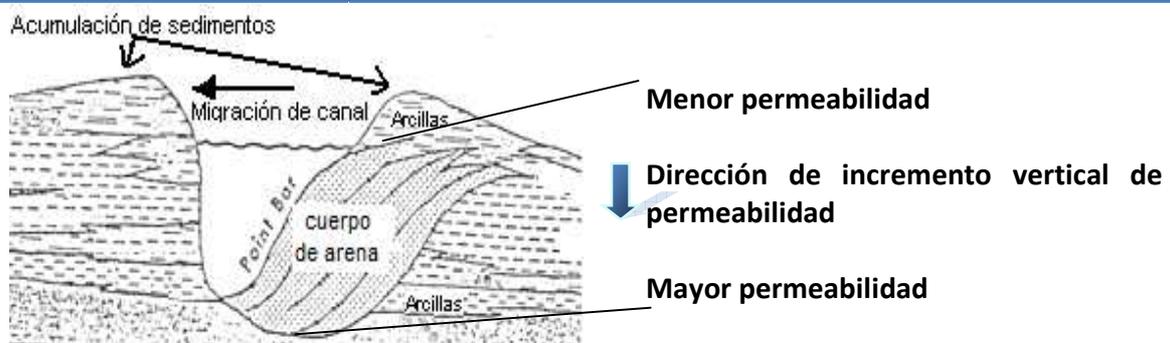


Figura 3.26 Distribución de permeabilidad en point bar².

La permeabilidad es directamente afectada por el tamaño de grano; a mayor tamaño de grano, mayor permeabilidad, esto es porque en sedimentos finos las gargantas entre poros son muy pequeñas y la fuerzas capilares aumentan, inhibiendo el flujo de fluido⁴.

Se han realizado numerosos estudios a sedimentos en los que se muestra que la porosidad aumenta si los clastos son de tamaños similares (Fraser, 1935; Rogers and Head, 1961; Pryor, 1973; Beard and Weyl, 1973). Krumbein y Monk (1942) y Beard y Weyl (1973) demostraron que también la permeabilidad aumenta al aumentar el grado de

clasificación. Una arenisca bien clasificada, tiene en su matriz granos de tamaños más homogéneos. Una arenisca pobremente clasificada, por otro lado, tiene en su matriz granos de tamaños menos homogéneos ya que hay granos finos tanto en el bloque de matriz, en los poros y las gargantas de poros esto inhibe la porosidad y la permeabilidad como se puede ver en la **Figura 3.27**⁴.

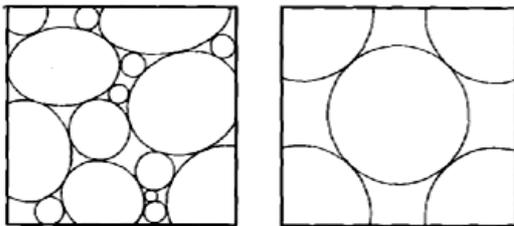


Figura 3.27 Un sedimento bien clasificado (derecha), tendrá mejor porosidad y permeabilidad que un sedimento pobremente clasificado (izquierda). En este último, los espacios entre granos son invadidos por sedimentos finos, disminuyendo la porosidad. La fábrica heterogénea disminuye la permeabilidad e incrementa la tortuosidad del sistema de poros⁴.

En un estudio de Pryor (1973) de arenas modernas de distintos medios ambientes sedimentarios confirma esta relación para areniscas de ríos, pero muestra que en las arenas y dunas se presenta la anomalía de que a pesar de la mala clasificación de sedimentos se incrementa la permeabilidad. La **Figura 3.28** muestra de manera resumida la relación entre porosidad, permeabilidad, tamaño de grano y clasificación para arenas no consolidadas⁴.

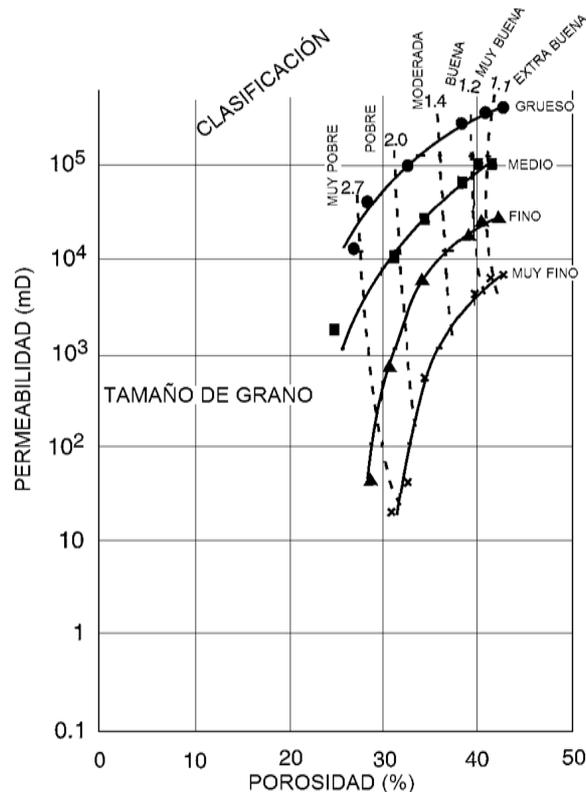


Figura 3.28 Gráfica que muestra la relación entre propiedades petrofísicas y sedimentos en arenas no consolidadas. (De Nagtegaal, 1978. Cortesía de la sociedad geológica de Londres.)⁴

Fraser (1935) concluye que los sedimentos compuestos por granos esféricos tienen menor porosidad que aquellos con granos de baja esfericidad, lo que atribuye al hecho de que las formas esféricas tienden a empacarse más compactamente que arenas de baja esfericidad⁴.

La siguiente propiedad a analizar es la saturación de agua irreductible (s_{wi}), que es el agua que queda adherida a la pared de los poros grandes y llena completamente los poros muy pequeños y no puede ser desplazada, es decir que no tiene movilidad.

La saturación de agua irreductible es la que queda del agua intersticial, que es la que ha permanecido en la roca desde que fue depositada, y que se ha adherido a ella ya que no resultó desplazada en el período de acumulación del gas y del aceite. La mayor parte del agua intersticial es absorbida por las superficies minerales o mantenida en los poros o las grietas capilares más finas, por causa de la capilaridad. La relación entre el agua intersticial con el aceite y gas es de gran importancia para la acumulación y extracción del petróleo ya que tiene gran impacto como se menciona a continuación⁷.

La relación general entre la porosidad, permeabilidad, el tamaño de los granos del yacimiento y la cantidad de agua intersticial que contiene es directa; en algunos yacimientos generalmente el porcentaje de agua aumenta a medida que disminuye la permeabilidad, también aumenta el agua intersticial cuando disminuye la porosidad. Estos fenómenos pueden deberse en parte al hecho de que la mayor parte de los sedimentos está perfectamente humedecido con agua principalmente; los sedimentos finos que tienen una superficie mucho mayor por unidad de volumen (superficie específica), absorben mayor cantidad de agua; por otra parte las presiones capilares que mantienen el agua en su lugar son mayores en los poros más finos.

El espacio poroso ocupado por agua reduce las reservas de aceite y gas de un yacimiento; por lo tanto, resulta imprescindible una evaluación del volumen de agua antes de calcular el espacio poroso que queda a disposición del aceite y gas.

El agua adherida que hay alrededor de los granos impide que el aceite toque la roca; éste sólo está en contacto con el agua y por ello existe la interfase entre el aceite y el agua (**Figura. 3.29**).

Con base en lo anterior se puede deducir que para el caso de los

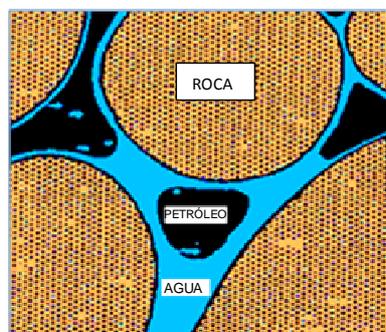


Figura 3.29 Muestra de los granos de arenas cubiertos por una película de agua y el aceite con su gas disuelto ocupando al resto de los espacios porosos⁷.

point bars, se tendrá una mayor saturación de agua irreductible en la parte superior de ésta, e irá decreciendo gradualmente hacia su parte más baja. Lo que da como resultado una mayor capacidad de almacenamiento de hidrocarburos en la parte inferior del point bar que en la parte superior (**Figura 3.30**).

De la misma manera ocurre para el comportamiento de la presión capilar de desplazamiento ya que como se ha mencionado anteriormente se presenta en mayor magnitud en espacios muy pequeños, y entre más pequeños sean éstos, es mayor la presión capilar de desplazamiento y aún más si la roca tiene afinidad por el fluido es decir; o dicho de otra manera, que el fluido que está en contacto con la roca es el fluido mojante. Por lo que se tiene mayor presión capilar de desplazamiento en la parte superior del point bar y también va disminuyendo verticalmente hacia la parte inferior (**Figura 3.30**).

Como se puede observar en la **Figura 3.30**, la distribución de la superficie específica es inversamente proporcional al tamaño medio de granos, esto es que en las partes en las que se tiene mayor tamaño medio de grano se tiene una superficie específica menor y viceversa en las partes en las que se tiene menor tamaño de grano. En este caso se tiene mayor superficie específica en la parte superior del point bar y menor superficie específica en la parte inferior.

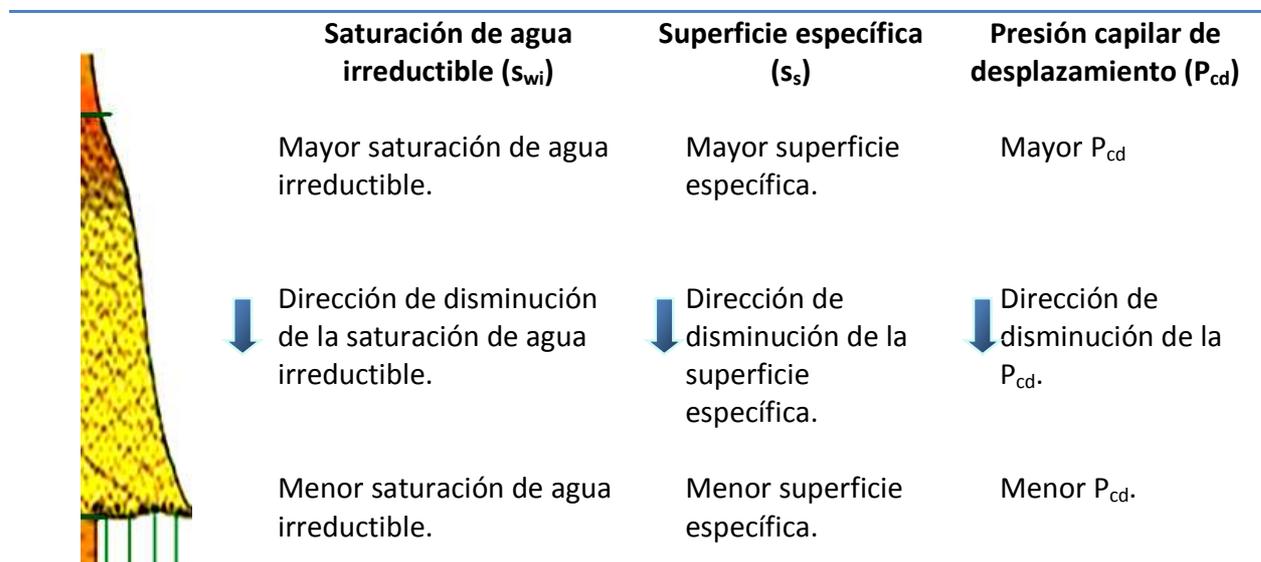
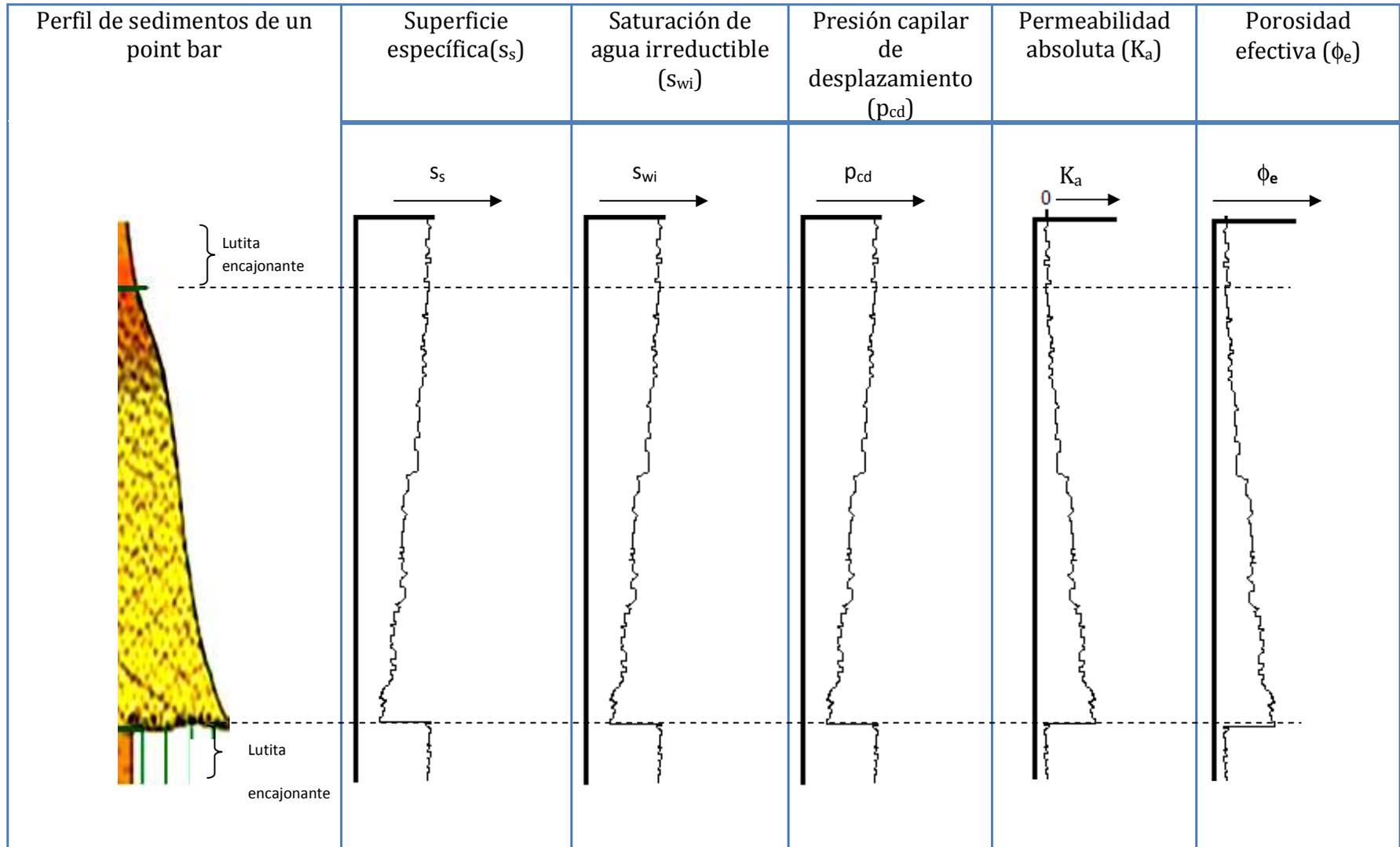


Figura 3.30 Distribución de saturación de agua irreductible (s_{wi}), superficie específica (s_s) y presión capilar de desplazamiento (p_{cd})

En la **Tabla 3.2** se presenta un resumen de todas las propiedades petrofísicas vistas anteriormente para un point bar.

Tabla 3.2 Resumen de distribución de propiedades petrofísicas en un point bar



3.3 Relación de propiedades Geológicas y Petrofísicas de un point bar

A continuación se presenta la **Figura 3.31** que muestra la geometría del point bar y, posteriormente, la **Tabla 3.3** en la que se resume la relación que guarda el medio ambiente sedimentario de point bar con características geológicas y con las propiedades petrofísicas importantes para la explotación de hidrocarburos, destacando de manera cualitativa y esquemática las propiedades que se pueden encontrar en un yacimiento cuyo origen de ambiente sedimentario sea de esta naturaleza.

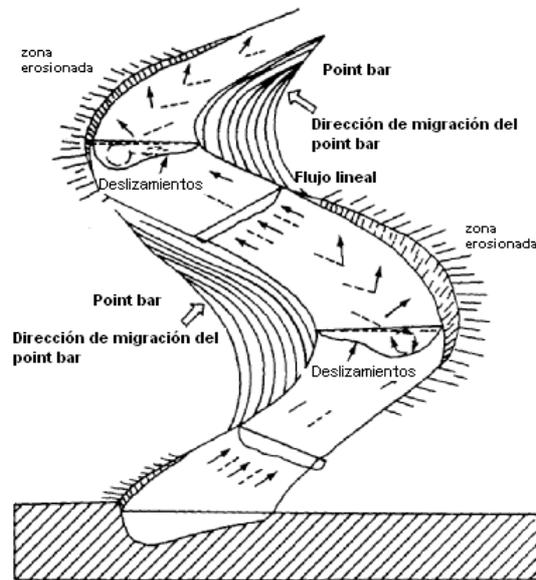


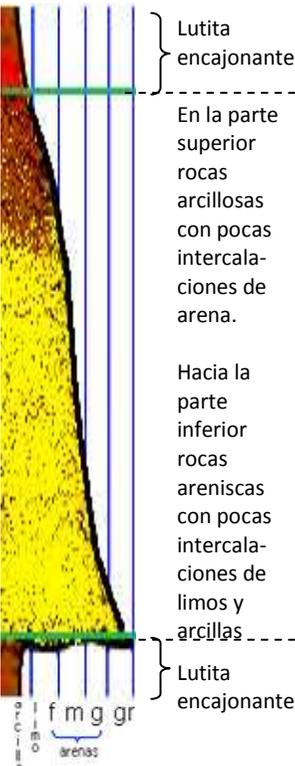
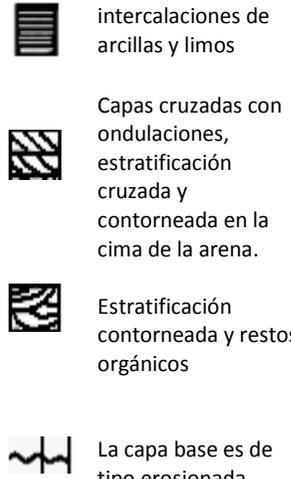
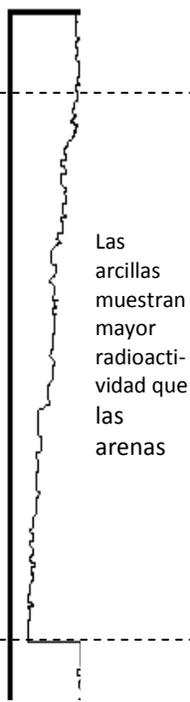
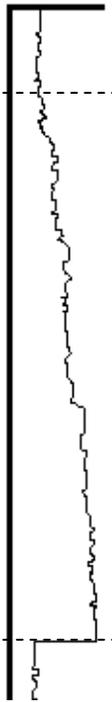
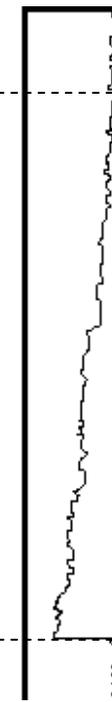
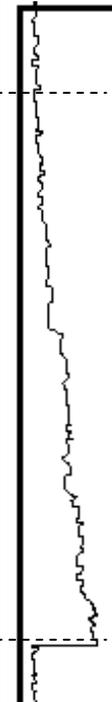
Figura 3.31 Geometría general de los point bars

Los point bars son cuerpos arenosos que se forman en la curva interna de meandros, adquiriendo su geometría característica, la cual algunos autores la llaman de media luna, de punto, o en forma semicircular irregular. Puede medir desde decenas de centímetros hasta varios metros.

Las dimensiones de los medios ambientes sedimentarios de origen fluvial son variadas pudiendo ser, para los sistemas de canales trenzados, desde 400 metros hasta cientos de kilómetros de ancho y largo, y de 2 a 12 metros de espesor.

Como se mencionó anteriormente, los sistemas de meandros, pueden medir, en el caso de los grandes ríos como el Nilo o el Mississippi, desde 20m hasta 11km de ancho, de 30 a 100 metros de espesor y de 1 a 2km de largo y en el caso de los ríos de México pueden tener espesores de 30 a 100m, anchuras de 20m a 2km y longitudes desde 1 y hasta 2 km (**Figura 3.22**). Cabe destacar que para que un intervalo almacenador de hidrocarburos se considere rentable debe de tener como mínimo 30m de espesor.

Tabla 3.3 Relación de ambiente sedimentario con características geológicas y propiedades petrofísicas

Litología	Estructuras primarias sedimentarias	Registro de rayos gama (RG)	Granulometría	Tamaño medio de grano (\bar{d}_g)	Superficie específica (s_s)	Saturación de agua irreductible (S_{wi})	Presión capilar de desplazamiento (p_{cd})	Permeabilidad absoluta (K_a)	Porosidad efectiva (ϕ_e)
 <p>Lutita encajonante</p> <p>En la parte superior rocas arcillosas con pocas intercalaciones de arena.</p> <p>Hacia la parte inferior rocas areniscas con pocas intercalaciones de limos y arcillas</p> <p>Lutita encajonante</p> <p>f finas m medias g gruesas gr gravas</p>	 <p>Laminación con intercalaciones de arcillas y limos</p> <p>Capas cruzadas con ondulaciones, estratificación cruzada y contorneada en la cima de la arena.</p> <p>Estratificación contorneada y restos orgánicos</p> <p>La capa base es de tipo erosionada</p>	<p>Radioactividad</p>  <p>Las arcillas muestran mayor radioactividad que las arenas</p>		<p>\bar{d}_g</p> 	<p>s_s</p> 	<p>S_{wi}</p> 	<p>p_{cd}</p> 	<p>K_a</p> 	<p>ϕ_e</p> 

3.4 Ejemplos de yacimientos petroleros en rocas de origen fluvial

Un ejemplo es el yacimiento del golfo de Tailandia, en el que se han desarrollado y evaluado análisis de muestras de roca. Éste golfo, ha sido ampliamente reconocido como una provincia petrolera fluvialmente dominada del Jurásico Medio⁸.

En la **Figura 3.32**, se muestran los datos de permeabilidad obtenidos de tapones de núcleos cortados en una curva de meandro.

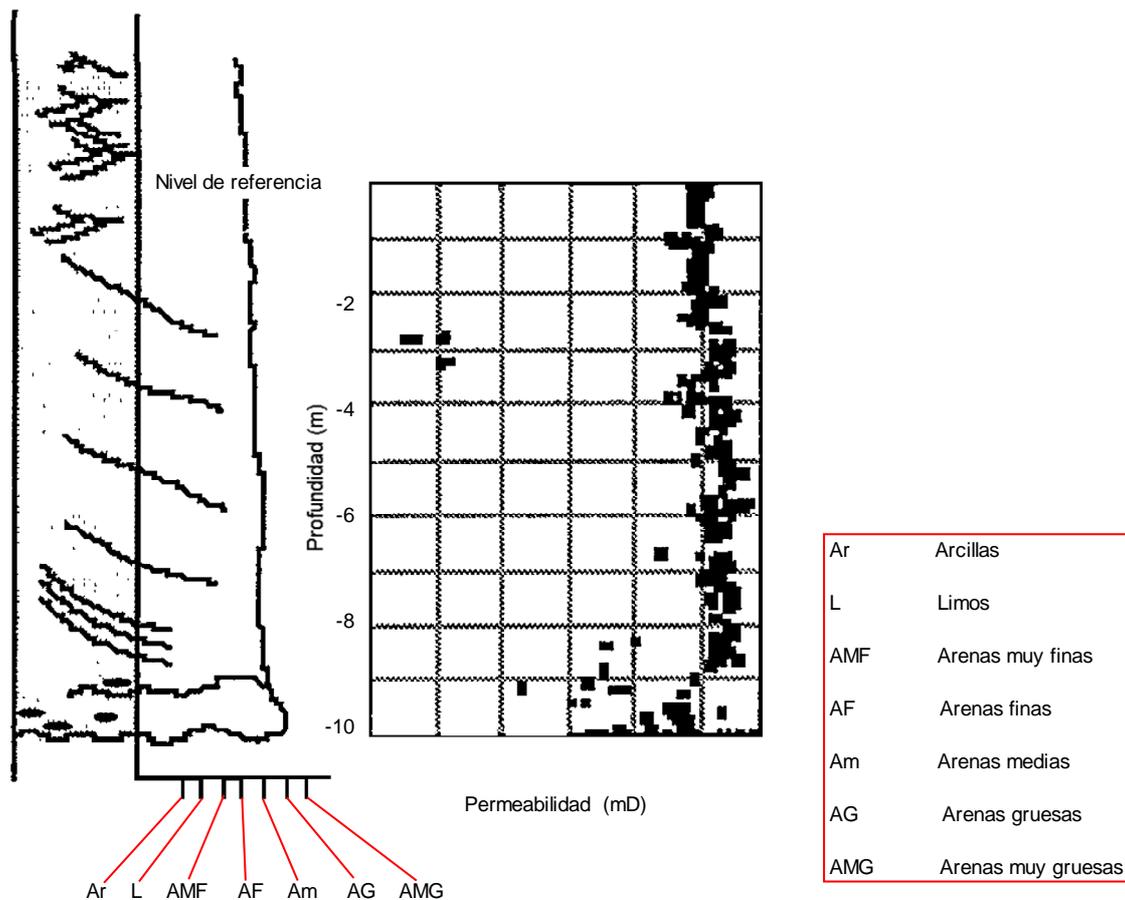


Figura 3.32 Perfil de permeabilidad en un curva de meandro del golfo de Tailandia⁸

Como se puede observar, la **Figura 3.32** muestra una secuencia vertical de sedimentos, se tienen finos en la parte superior, y al ir bajando, los sedimentos aumentan de tamaño, teniendo en la parte inferior los sedimentos más gruesos.

Cabe destacar que el perfil mostrado en la **Figura 3.32** concuerda con la tendencia de tamaño de grano sugerida en la **Tabla 3.3**, antes mencionada. De la misma manera ocurre con la tendencia de la permeabilidad, la cual, tal como se observa en la **Figura 3.32**, es menor en la parte superior, que se compone principalmente de sedimentos finos y mayor en la parte inferior que está formada por sedimentos de mayor tamaño. Por estar presentado este dato en escala logarítmica no se aprecia muy bien la tendencia que varía aproximadamente de 800 mD en la parte superior a 5000 mD en la parte inferior, o sea seis veces mayor.

De acuerdo a lo anterior, se puede deducir que para las propiedades petrofísicas como superficie específica, saturación de agua irreductible, presión capilar de desplazamiento y porosidad, se tendrán las mismas tendencias de la **Tabla 3.3**.

Otro ejemplo de yacimiento de origen fluvial antiguo es el yacimiento de Mesaverde en el noroeste de Colorado USA (**Figura 3.33**), que presenta cambios significativos en litología y ambiente sedimentario. La composición detrítica de las arenas originales es similar, pero difieren en su diagenética sedimentaria causando distintas texturas y mineralogías. Las diferencias, causan variaciones significativas en las porosidades y permeabilidades del yacimiento así como en otras propiedades de la roca.⁹

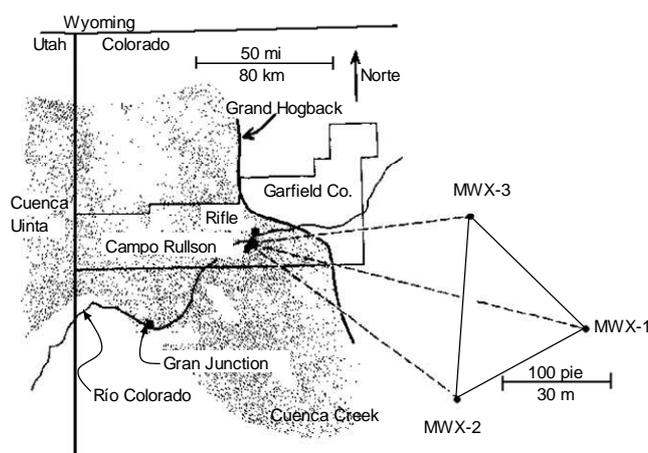


Figura 3.33 Localización de los pozos MWX

La heterogeneidad petrológica y una amplia variabilidad en el tamaño de grano son el resultado de los sucesos temporales y la distribución espacial de los eventos sedimentarios en el ambiente fluvial, produciendo la mayor variabilidad de arreglos que son observables en la distribución de la radioactividad y porosidad de tres pozos MWX perforados en el yacimiento Mesaverde (**Figura 3.34**).⁹

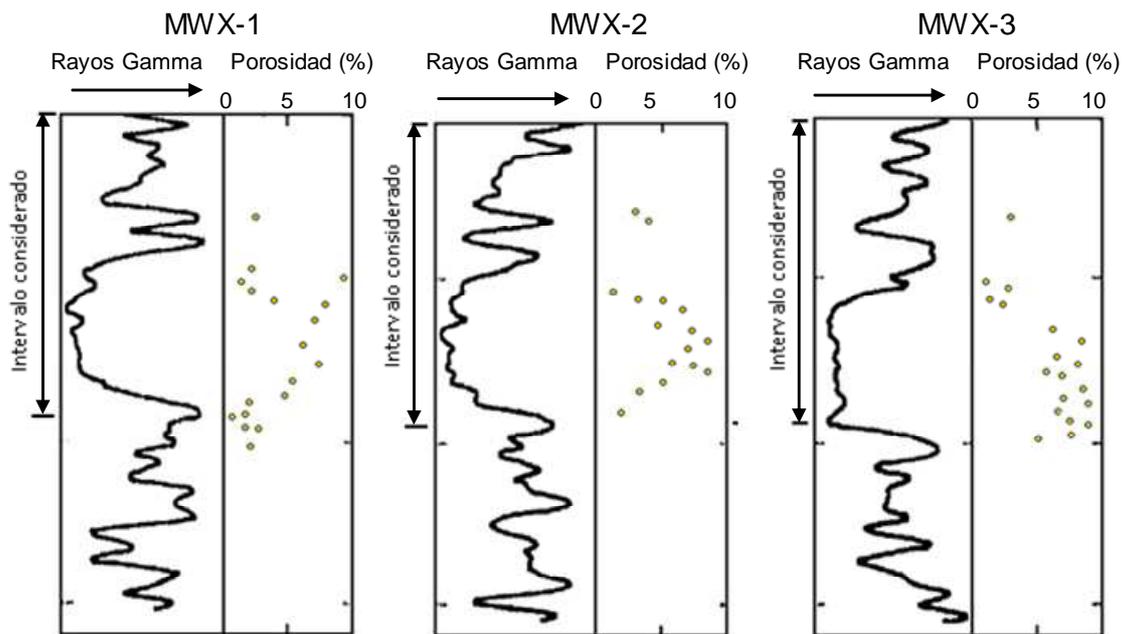


Figura 3.34 Perfil de porosidad y radioactividad natural en tres pozos del yacimiento MWX⁹

Como se puede observar en la **Figura 3.34** las curvas de rayos gama de la parte superior a la parte media de los intervalos registrados en los tres pozos corresponden a la forma típica de los point bars que presentan mayor radioactividad en la parte superior, que es donde se tienen los sedimentos finos (limos y arcillas), y gradualmente al ir bajando va disminuyendo la radioactividad al ir teniendo menor cantidad de granos finos e ir aumentando la cantidad de granos gruesos (arenas), tal como se mostró en la **Tabla 3.3**. En estos casos la tendencia de variación no es constante debido a que se tienen intercalaciones de sedimentos finos por cambios temporales del ambiente sedimentario

Las tendencias de porosidad mostradas en la **Figura 3.34** también corresponden a lo expuesto a lo largo de este capítulo, teniendo mayor porosidad en las partes bajas donde se tiene mayor cantidad de arena y por lo tanto menor radioactividad y de manera similar se tiene menor porosidad en las partes de mayor radioactividad, compuestas de sedimentos finos.

Ya que se cumple la correspondencia de porosidad con la curva de radioactividad en la **Figura 3.34**, es altamente probable que también se cumplan las tendencias propuestas para superficie específica, saturación de agua irreductible, presión capilar de desplazamiento y permeabilidad, que se muestran en la **Tabla 3.3**.

Como último ejemplo de yacimiento de origen fluvial, y en específico de point bar, es el yacimiento de areniscas y rellenos de canal arcillosos de las areniscas Fall River de

Wyoming, USA, cuya localización se muestra en la **Figura 3.35** y una sección transversal preparada con registros de varios pozos perforados se muestra en la **Figura 3.36**.¹⁰

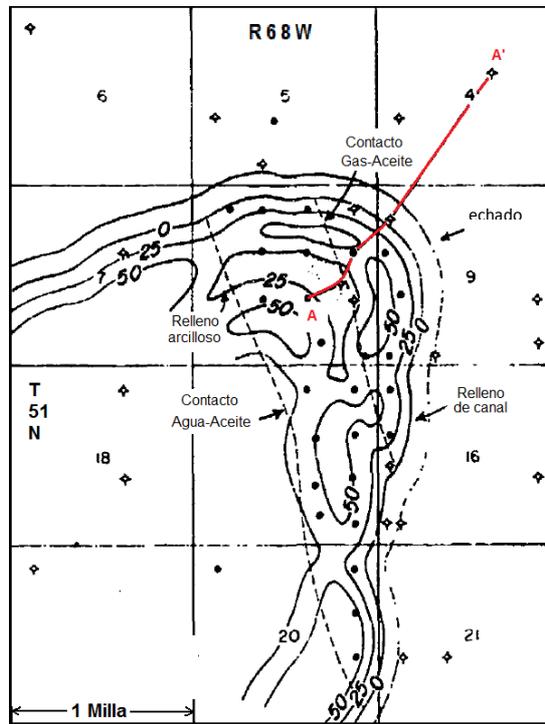


Figura 3.35 Yacimiento de arenas de origen de point bar, arena Fall River, Wyoming, USA¹⁰

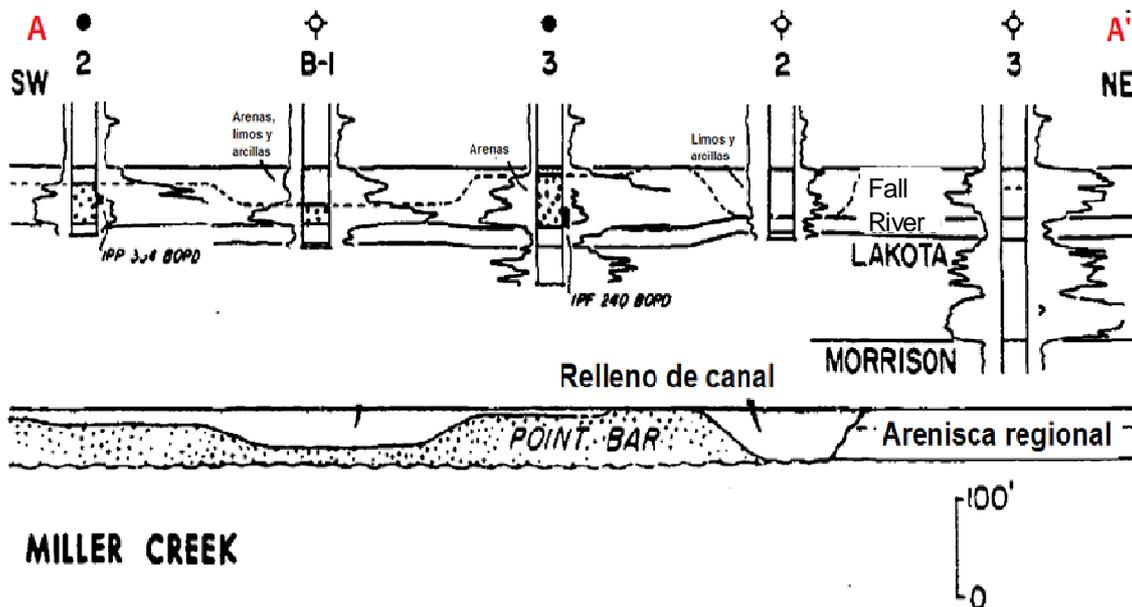


Figura 3.36 Sección transversal del yacimiento de arenas de point bar y arcillas de relleno de canal, en la arena Fall River en Wyoming, USA¹⁰.

En la **Figura 3.35** se aprecia, en planta, la geometría clásica de un meandro fluvial. En la **Figura 3.36** se puede observar para el pozo 3, perforado en el point bar, que tanto la curva del registro de litología como la litología misma concuerdan con lo mostrado en la **Tabla 3.3** y, por consiguiente, las tendencias de las otras características geológicas y petrofísicas serán como se indica en dicha tabla. Asimismo, para el caso del pozo 2, perforado en un relleno de canal con sedimentos finos (limos y arcillas) se tiene la curva del registro de litología correspondiente a sedimentos lutíticos.

Referencias del Capítulo 3:

-
- ¹ Ronald R. Prothero, Fred Schwab, "Sedimentary Geology: An Introduction To Sedimentary Rocks And Stratigraphy", New York, Ed. W. H. Freeman, 2004
 - ² Villamar Viguera Manuel, Apuntes de la clase "Caracterización De Yacimientos", Facultad de Ingeniería, UNAM, 2007
 - ³ <http://www.searchanddiscovery.net/documents/Shell2/images/chptr5.htm>
 - ⁴ C. Selley Richard, "Applied Sedimentology". Segunda edición, San Diego, California, Ed. Academic press, 2000
 - ⁵ Friedman, Gerald M., "Principles Of Sedimentary Deposits: Stratigraphy And Sedimentology", New York, Ed. Macmillan, 1992.
 - ⁶ D.K. Davies,* David K. Davies & Assocs. Inc.; B.P.J. Williams,* U. of Aberdeen; and R.K. Vessell, David K. Davies & Assocs. Inc, "Models for Meandering and braided fluvial reservoirs with examples from the Travis peak formation, east Texas", SPE 24692.
 - ⁷ Trujillo Sánchez Tito Antonio, "Fundamentos De Geología Del Petróleo Para La Explotación De Hidrocarburos", Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2006
 - ⁸ Patrick Corbett', Shi-Yi Zheng*, Moe Pinisetti* and Abdallah Mesmari, Heriot-Watt University, Edinburgh, and George Stewart*, "The Integration of Geology and Well Testing for Improved Fluvial Reservoir Characterisation", Edinburgh Petroleum Services Ltd. (EPS), Edinburgh, SPE 48880
 - ⁹ J.C. Lorenz, A. R. Sattler, y C.L. Stein, "The Effects of Depositional Environment on Petrophysical Properties of Mesaverde Reservoirs, Northwestern Colorado", Sandia Natl. Laboratories, SPE 19583
 - ¹⁰ R, J. Le Blanc, Sr., "Distribution and Continuity of Sandstone Reservoirs — Part 1", Shell Development Co., SPE 6137

Capítulo 4 Aspectos Geológicos y Petrofísicos de las rocas de origen costero

Esta parte de la tesis tiene como objetivo relacionar las propiedades geológicas con las petrofísicas de las rocas originadas en ambiente sedimentario costero, específicamente de las conocidas como isla de barrera o barreras de litoral, generadas por oleaje de las corrientes marinas cerca de la costa, por lo que implica que el proceso de sedimentación se lleva a cabo en aguas someras relativamente tranquilas.

4.1 Aspectos Geológicos

Los sedimentos costeros generalmente son arenas, algunas veces dominan las gravas. Los materiales finos se concentran en zonas dentro de los ambientes estuarinos, lagunares y palustres (**Figuras 4.1 y 4.2**). El principal aporte de arena hacia la costa es por los ríos, siendo la segunda fuente de aporte el retrabajo de la arena de plataforma hacia la costa. Desde el punto de vista sedimentológico se ha observado que existe una estrecha relación entre la morfología costera y el rango de amplitud de las mareas.^{1*}



Figura 4.1 Ubicación y geometría de la isla de barrera.^{1*}

* Referencias al final del Capítulo

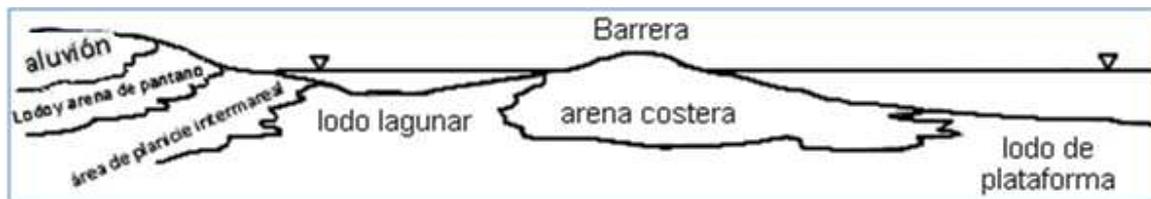


Figura 4.2 Variación del ambiente costero con isla de barrera progradante¹

Las barreras litorales o islas de barrera se pueden definir como toda aquella obstrucción que interfiera con la deriva litoral, ya sea natural o artificial. Las barreras naturales son las puntas o promontorios que se adentran al mar y las islas paralelas al litoral. Desde el punto de vista geomorfológico y sedimentológico, las barreras litorales son los depósitos de arena y grava originados y desarrollados por el oleaje y las corrientes de litoral, están separadas de él por una laguna costera casi siempre somera, o por un pantano. Se encuentran formadas por series de antiguas líneas de playa, cordones de dunas activas o estabilizadas, playas marinas arenosas y pantanos de manglar. Por su tamaño, varían desde pocos metros de largo y ancho, hasta ser de gran anchura (1 km) y cientos de kilómetros de largo, con grandes sistemas de dunas (100 m de alto).¹

En la **Figura 4.3** se puede observar la manera en que se va generando la isla de barrera a causa de sedimentos arrastrados por la corriente de mar y por los cambios de marea así como por sedimentos acarreados por el viento formando capas relativamente uniformes una sobre otra.

También se muestra como en uno de los lados longitudinales se tienen principalmente depósitos de sedimentos traídos por el viento y en el lado opuesto depósito de sedimentos traídos por el oleaje marino.

La forma en que se depositan los sedimentos para formar la isla de barrera genera una granulometría y clasificación que muestra una declinación vertical constante, lo que conlleva a generar micro estructuras sedimentarias homogéneas. La geometría de las islas de barrera es, generalmente, de forma más o menos recta y alargada, y en algunos casos pueden ser un poco curvadas.

En el caso de las islas de barrera recientes y su proceso de formación, el cual ha sido intensamente estudiado y debatido (Davis. 1978; Swift and Palmer. 1978; Carter.1995), es considerablemente controvertido en lo que a su génesis se refiere, los dos mecanismos principales propuestos son la construcción progresiva superior costera y la inmersión de las costas de bahías y los cinturones de dunas. El postulado que parece más razonable del origen de las islas de barrera es que son de origen poligenético (Schwarz, 1971); se

pueden obtener datos adicionales y discusiones en Hoyt (1967), Guilcher (1970), Steers (1971), y King (1972).²



Figura 4.3 Niveles de crecimiento de las barreras litorales.¹

Algunos de los mejores estudios de las islas de barreras modernas incluyen las islas de costas del golfo al este de Texas, en general, y las Padre y Galveston en particular (Shepard, 1960; Bernard et al., 1962). De las barreras de la línea de costa oriente de Norte América, Isla Sapelo es una de las más estudiadas (Hoyt et al., 1964; Hoyt and Henry, 1967). Fuera de Norte América, las barreras costeras de Alemania y Holanda son las mejor conocidas (Horn, 1965; Van Straaten, 1965).

Estudios acoplados de estas costas modernas con sus análogas antiguas y un modelo sedimentario bien definido de las islas de barrera han sido puestos juntos por Visher (1965), Potter (1967), Shelton (1967), Davies (1971), Davis (1978), McCubbin (1982), y Reading y Collinson (1996). Esencialmente, una isla de barrera es un cuerpo de arena lineal expuesto a mareas y corrientes paralelas a la costa, separando el mar abierto de la bahía protegida, lagos y pisos de fondo (**Figura 4.4**).

En las más modernas barras de costa, se alternan lateralmente dos ambientes de alta energía con dos ambientes de baja energía; en el lado lagunar es un plano fluvial costero, de arenas, limos, arcillas, y acreciones, este tipo de gradaciones generalmente atraviesan depósitos de pantanos salados en aguas tranquilas del piso tidal (Black et al., 1998). Los sedimentos de estos ambientes consisten de laminaciones, laminaciones cruzadas y laminaciones en capas de arenas finas, limos y arcillas. Esta zona es caracterizada por intensa bioturbación, conchas, a menudo de ostras y mejillones y por secuencias de riachuelos (Evans, 1965; Ginsburg, 1975).²

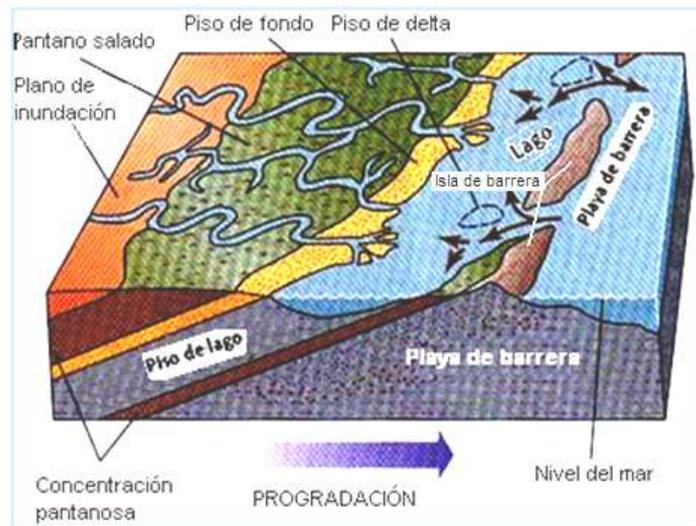


Figura 4.4 Modelo sedimentario de barra de barrera³

La isla de barrera consiste en sí misma de un número de distintas unidades fisiográficas. Sobre el lado continental puede haber un complejo abanico de desembocadura y barreras planas de arenas lavadas formadas sobre las islas de barrera durante las tormentas. La cresta de la isla de barrera es, a menudo, formada por dunas eólicas de arena, algunas veces estabilizadas por horizontes de eses fecales y vegetación. El área de cresta pasa del área continental al mar abierto.

Las islas de barrera arenosas tienen generalmente sus clastos bien clasificados. Intentando distinguir playa, duna y arenas de río por granulometría son descritas de alguna manera. Internamente los depósitos de playa tienen capas horizontalmente o sub horizontalmente con ligeras inclinaciones. Las islas de barrera son, algunas veces, cortadas transversalmente por canales mareales. Esto puede generar inundaciones y disminuir los deltas de marea en los lados del lago y del mar abierto, respectivamente (Armstrong Price, 1963). Las secuencias de capas de arenas cruzadas formadas por la acreción lateral de estos canales, los cuales pueden incluir parte considerable de sedimentos del cuerpo arenoso de barrera son los registros geológicos actualmente conservados en (Hoyt and Henry, 1967).²

En el lado de la barrera donde hay mayor oleaje, es donde se tiene mayor energía, por lo que se presenta un decremento gradual en el tamaño del grano y debajo del límite del oleaje y de la acción de la corriente tidal, se acomodan capas de arena y limos con intercalaciones de lodo y excrementos de organismos del ambiente marino. Las facies generadas por un modelo sedimentario ideal de una progradación de isla de barrera puede ser observada en la **Figura 4.5**; es de esperarse que la secuencia sedimentaria

generada por un delta dominado por el oleaje fuera muy similar pero la principal diferencia es que la secuencia deltaica tiene canales distributarios de areniscas dentro de la secuencia del fondo del tidal y del lago, y en la parte superior capas delgadas de arenas.²

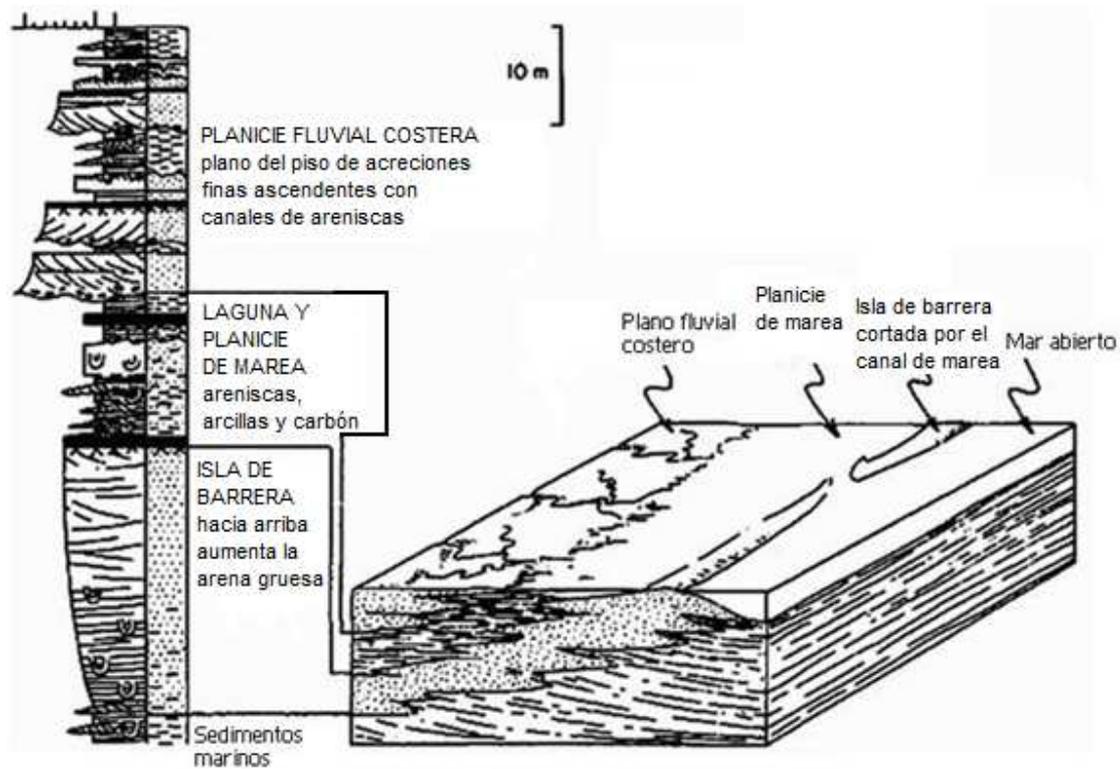


Figura 4.5 Ambiente sedimentario, facies y perfil vertical producido por una progradación de una isla de barrera.²

Ya que la isla de barrera es una progradación, para comprender mejor la **Figura 4.5**, a continuación se definirán los conceptos de progradación, retrogradación, agradación, regresión y transgresión, que se usan en estratigrafía desde los comienzos de la misma como ciencia. Ya Grabau (1913) utilizaba estos dos términos para denominar “cambios en los que una formación se extiende más allá de los límites subyacentes”. Este autor al hablar de extensión se refería a los sedimentos marinos y diferenciaba dos tipos de procesos: transgresión y regresión. Para el aumento y disminución respectivamente, de extensión de los mares.

Pero formalmente se define transgresión como un “movimiento horizontal tierra adentro de la línea de costa” o “como avance o extensión del mar sobre áreas en las que anteriormente había depósito (o erosión), debido a una elevación brusca del nivel relativo del mar”. El antónimo de transgresión es regresión. El término ingresión se utiliza para un

tipo particular de transgresión local que se manifiesta solamente por la invasión marina de algunos valles o por la inundación de áreas bajas.

Se define una 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”

Los adjetivos transgresivo y regresivo se utilizan para denominar a los dispositivos estratigráficos que reflejan las transgresiones y regresiones, tanto en las secciones estratigráficas como en mapas paleogeográficos.

Existen otros dos conceptos (progradación y retrogradación) que pueden relacionarse con los anteriores, hasta el punto que algunos autores los consideran erróneamente como sinónimos, aunque en realidad deben diferenciarse, y por tanto no confundirse. Es necesario conocer también el concepto de agradación (superposición de capas subhorizontales paralelas al muro de la formación).⁴

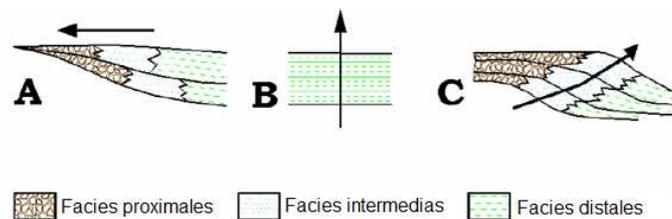


Figura 4.6 Esquema que muestra los procesos de: A)Retrogradación; B) Agradación; C)Progradación.⁵

Se llama retrogradación al “dispositivo de crecimiento gradual de los cuerpos sedimentarios hacia el exterior de la cuenca”, mientras que se llama progradación (en una de sus acepciones) al antónimo de retrogradación, o sea, “al dispositivo de crecimiento gradual de los cuerpos sedimentarios, hacia el interior de la cuenca”. El término retrogradación se aplica, en definitiva, al dispositivo de extensión creciente de unidades agradantes hacia el borde de la cuenca. En la **Figura 4.6** se muestran gráficamente de una manera muy simple, los conceptos de retrogradación, agradación y progradación. En la retrogradación se tiene un desplazamiento de las facies distales hacia los bordes de la cuenca (**Figura 4.6 A**). En la agradación las capas simplemente se superponen unas con otras (**Figura 4.6 B**), dando un conjunto de estratos paralelos. En la progradación las facies más proximales se desplazan hacia el interior de la cuenca (**Figura 4.6 C** que es el caso que se presenta en la isla de barrera de la **Figura 4.5**) y se amontan sobre las facies más distales. Los tres términos no son excluyentes sino que se refieren a dispositivos de

sectores concretos de una unidad estratigráfica, de tal manera que normalmente la agradación se da simultáneamente con la retrogradación en el borde de la cuenca o con la progradación en las partes más alejadas del borde.

Los términos transgresión y regresión se pueden utilizar, exclusivamente, en los bordes de los continentes, ya que en ellos es donde se pueden producir cambios de las líneas de costas. Los casos más frecuentes que se dan en la naturaleza es que la progradación vaya acompañada de una regresión y la retrogradación de una transgresión (razón por la que algunos autores llegan a considerarlos sinónimos). Sin embargo, esto no se cumple siempre, ya que en la naturaleza se pueden dar todas las posibilidades de combinaciones posibles, como se detalla a continuación (**Figura 4.7**).⁴

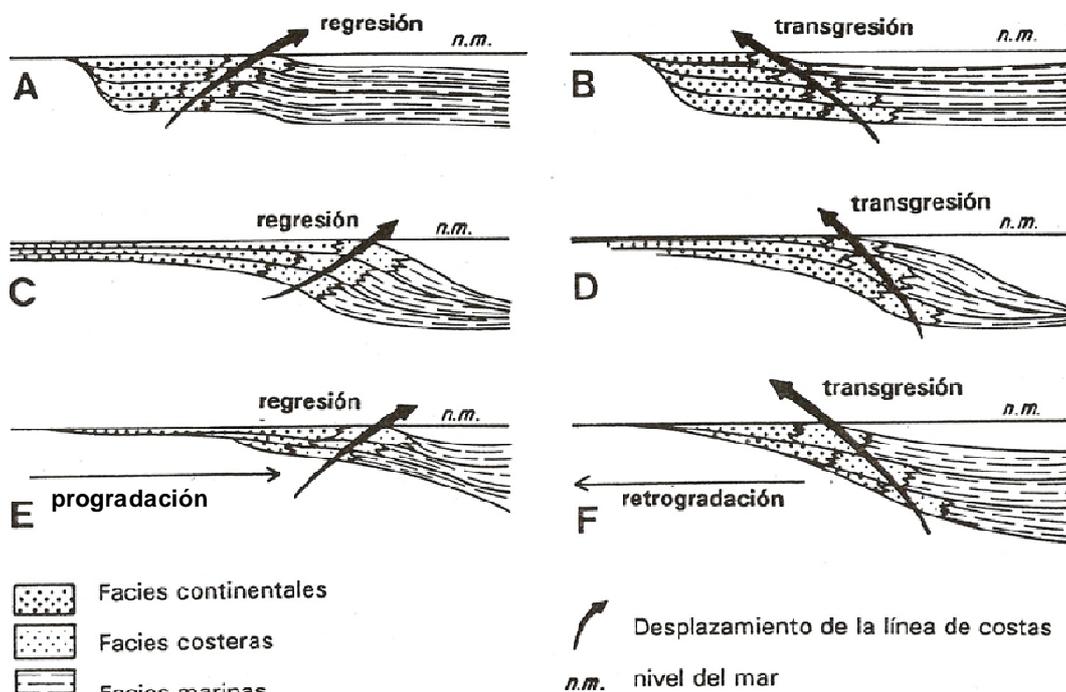


Figura 4.7 El esquema muestra las posibles combinaciones entre los conceptos de transgresión y regresión, con los de progradación y retrogradación.⁵

Los dos primeros casos que se van a considerar son los de transgresiones y regresiones que no vayan ligadas ni a retrogradación ni a progradación (**Figura 4.7 A, B**), sino simplemente a agradación. Ambos se dan en bordes de cuencas sedimentarias con tasa de sedimentación elevada donde el límite entre el área subsidente y el área que se levanta está muy marcado y permanece constante, de manera que las unidades litoestratigráficas se acuñan en la misma vertical. La regresión sin retrogradación ni progradación (**Figura 4.7 A**) ocurre cuando los aportes terrígenos aumentan con el tiempo, mientras que la transgresión sin retrogradación ni progradación (**Figura 4.7 B**) lo hace cuando los aportes terrígenos disminuyen con el tiempo.

La progradación con regresión (**Figura 4.7 C**) es uno de los casos más frecuentes en la naturaleza. Se forman estos dispositivos en intervalos de tiempo en los que la tasa de sedimentación supera la tasa de subsidencia y 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 costa mar adentro.

La progradación con transgresión (**Figura 4.7 D**) es un caso mucho menos frecuente que el anterior, pero que puede darse en áreas concretas de cuencas sedimentarias en las que la tasa de sedimentación supera a la de subsidencia (con lo que se forma el dispositivo progradante⁹ y en las que los aportes van disminuyendo.

La retrogradación con regresión (**Figura 4.7 E**) es un nuevo caso raro en el cual 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. Si los aportes van aumentando en volumen, la línea de costa se desplaza en sentido contrario al de la expansión de las unidades, dando lugar a la regresión.

La retrogradación con transgresión (**Figura 4.7 F**) es otro de los casos frecuentes y se forma cuando la tasa de subsidencia supera la de sedimentación y los aportes se mantienen semejantes o van disminuyendo. La línea de costa se desplaza hacia el continente (transgresión) y las unidades litoestratigráficas se expanden hacia el exterior de la cuenca (retrogradación)⁴

Las progradaciones laterales de barras de barrera pueden generar laminaciones delgadas de cuerpos de arena, esto requiere un balance crítico entre la entrada del sedimento y la subsidencia; no obstante se han encontrado y descrito laminaciones de barreras cretácicas de la montaña de Rocky realizado por Hollenshead y Pritchard (1961), Weimer (1961), y Asquith (1970). Descripciones de cuerpos de arena costera del golfo han sido realizadas por Burke (1958) y Boyd y Dyer (1966). Estos estudios muestran que las laminaciones delgadas de arenas ocurren no solo de forma regresiva y progradante si no también se pueden generar laminaciones delgadas de cuerpos de arena de forma transgresiva pasando acumulándose hacia arriba dentro de facies marinas. Los cuerpos de arena transgresivos tienden a desarrollarse de manera menos precisa, sin embargo, con frecuencia son más representables por superficies de erosión que por unidades sedimentológicas. Análisis enfocados a cuerpos de arena transgresivos, actualmente muestran que se componen de una serie de acreciones bruscas y unidades largas y delgadas en arreglos verticales. Esto implica que la sedimentación de arena durante la transgresión actualmente tome lugar cuando el mar está en calma que es cuando las barras pueden ganar terreno al mar. En terminología de secuencia estratigráfica, las arenas de barras de barrera son parte del sistema cíclico transgresivo.²

Las arenas de barras de barrera, frecuentemente se apilan en una serie de ciclos regresivos y transgresivos (**Figura 4.8**), al contrario de los modelos sedimentarios, los modelos de barrera carecen de un ciclo generador de construcción interna. Tales ciclos son generalmente atribuidos a causas externas tales como movimientos tectónicos locales así como a cambios estocásticos en el clima global (Haq et al, 1988).²



Figura 4.8 Ilustración que muestra como el ciclo regresivo transgresivo puede depositar capas de arenas compuestas de una multitud de barras de arena delgadas. Note como incrementos de arena individual son encimados de manera progradante no solo durante la regresión, sino además durante la transgresión. Las arenas transgresivas son compuestas de incrementos encimados repentinamente. En terminología de secuencia estratigráfica moderna, este es el depósito de un sistema transgresivo en un tercer ciclo de la secuencia²

Por último, un modelo sedimentario de isla de barrera claramente definido puede ser reconocido en las líneas de costa. Las barras de areniscas antiguas son a menudo reconocidas por su secuencia de tamaño de grano y sus estructuras sedimentarias. Se puede tener un poco de incertidumbre sobre el origen de la arena de la barra de una acumulación larga y delgada en medio de arcilla, alineadas paralelamente a la línea de costa. Es complejo, y frecuentemente irrelevante, sugerir si tal cuerpo de arena fue una barra costera o una isla de barrera. Las láminas delgadas de arenas que separan verticalmente las arcillas marinas de los sedimentos no marinos, pueden ser formadas tanto por progradación con deltas marinos dominantes y por islas de barreras costeras. Estudios detallados de tales cuerpos de arena muestran que las arenas de barra forman parte integral de los sedimentos progradantes, y que una división dentro de la línea de costa en los modelos de deltas o barreras, es en ocasiones irrelevante y actualmente han llegado a no ser considerados. Es importante hacer con precisión el diagnóstico del ambiente de sedimentación de lentes de arenas discretos para predecir mejor su geometría.²

En la **Figura 4.9** se observa la geometría general de las barras de barrera y posteriormente se muestra una tabla que resume las características geológicas del medio ambiente sedimentario de barra de barrera. Se considera a la barrera encajonada entre dos cuerpos lutíticos.

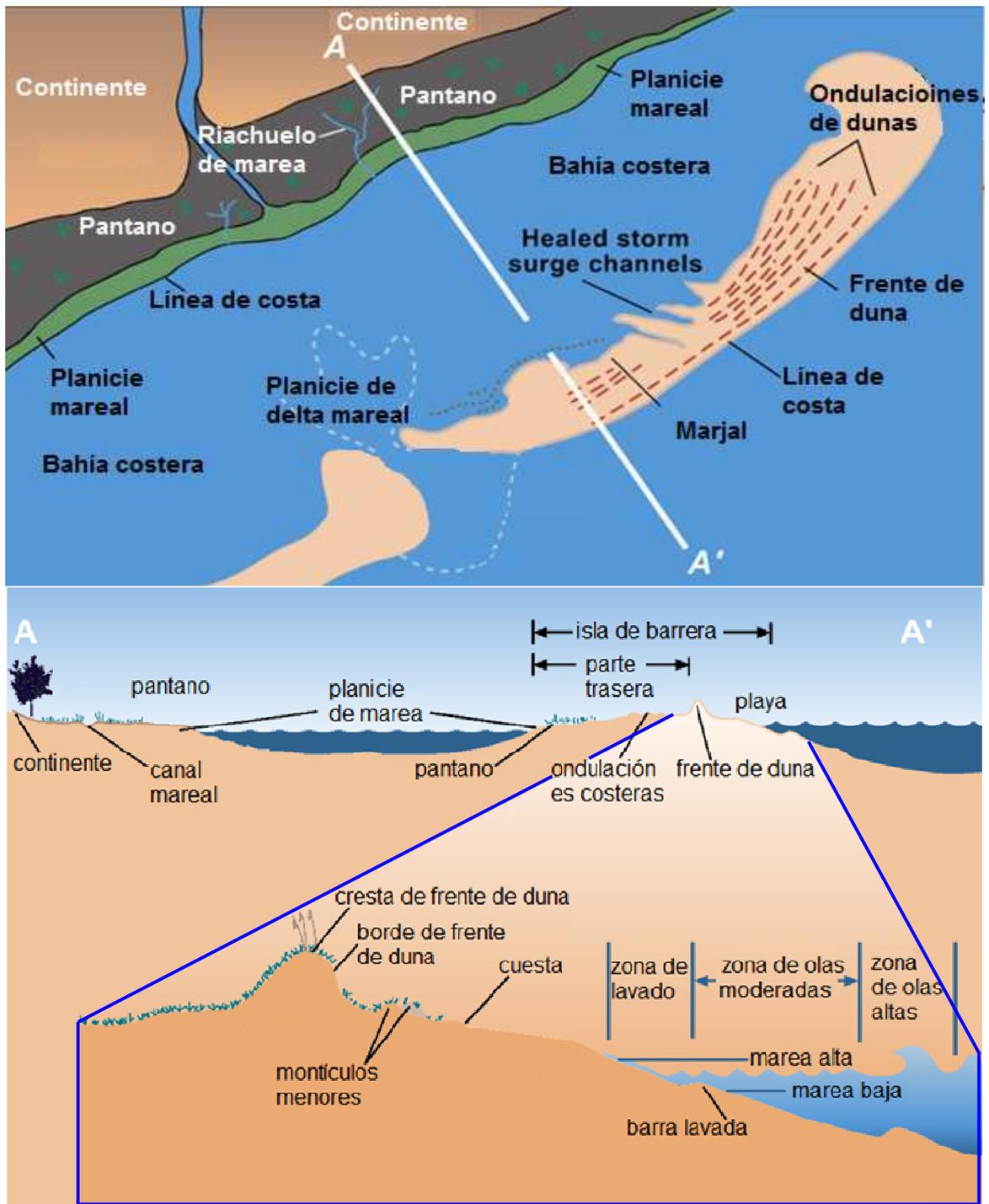
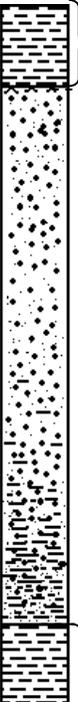
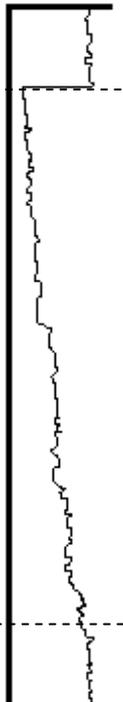


Figura 4.9 Geometría de las barras de barrera ³

La geometría de las islas o barras de barrera es generalmente alargada y/o ligeramente curvada, sensiblemente paralela a la línea de costa, varía desde pocos metros de largo y ancho, llegando incluso, a medir 1 km de ancho y cientos de kilómetros de largo con espesores que varían desde unas decenas hasta cientos de metros.

Tabla 4.1 Aspectos geológicos generales las barras de barrera

Litología	Estructuras primaras sedimentarias	Registro de rayos gama (RG)	Granulometría	Tamaño medio de grano (\bar{d}_g)
<p data-bbox="208 790 241 837" style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">118</p>  <p data-bbox="369 542 436 566">Lutita</p> <p data-bbox="369 622 660 758">Los sedimentos costeros generalmente son arenas, algunas veces dominan las gravas.</p> <p data-bbox="369 790 672 893">Los materiales finos se concentran en zonas dentro de los ambientes estuarinos.</p> <p data-bbox="369 925 672 1141">En la parte superior se encuentran principalmente areniscas. Y en dirección a la parte inferior se van presentando más rocas arcillosas.</p> <p data-bbox="369 1173 436 1197">Lutita</p>	 <p data-bbox="929 662 1097 837">Laminaciones curvadas no paralelas de arenas y arcillas.</p>  <p data-bbox="929 909 1097 1077">Laminación sensiblemente horizontal y estratificación gradada.</p>	<p data-bbox="1153 470 1288 494">Radioactividad →</p>  <p data-bbox="1355 774 1523 941">Las arcillas muestran mayor radioactividad que las arenas</p>		<p data-bbox="1848 462 1915 502">\bar{d}_g →</p> 

4.2 Aspectos Petrofísicos

De la misma manera que en el capítulo anterior, se definirán las propiedades petrofísicas importantes para la explotación del petróleo de este ambiente sedimentario en general. Generalizando de manera cualitativa la porosidad, permeabilidad, saturación de agua irreductible, superficie específica y presión capilar.

Comenzando por la porosidad; de acuerdo a las características geológicas que, en general, presentan, las barras de barrera tienen en la parte superior mayor porosidad a causa de que su composición en esta parte es principalmente de rocas areniscas y por consiguiente tiene granos de mayor tamaño. Pero en su parte inferior son principalmente compuestas por restos orgánicos, algas, y sedimentos muy finos que no están expuestos a las corrientes superficiales, generando, por consiguiente, rocas arcillosas, limos y lutitas, que por estar formadas por clastos muy finos, no quedan espacios entre ellos, o los que quedan son mínimos, dando como resultado una mínima porosidad e incluso en ocasiones nula.

En la **Figura 4.10** se puede observar la distribución vertical de la porosidad en general de las barras de barrera.

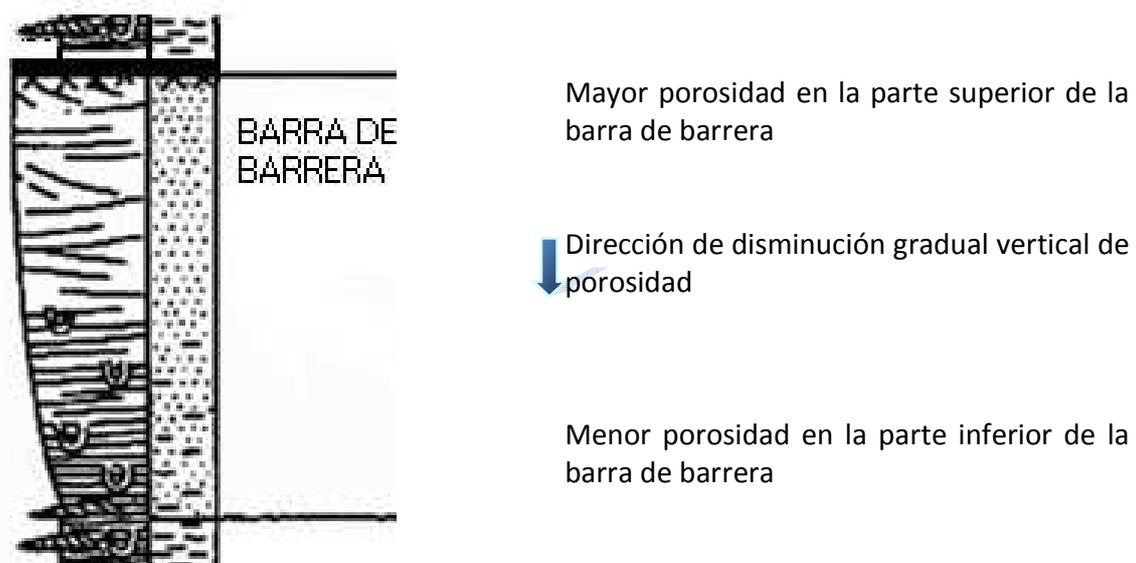
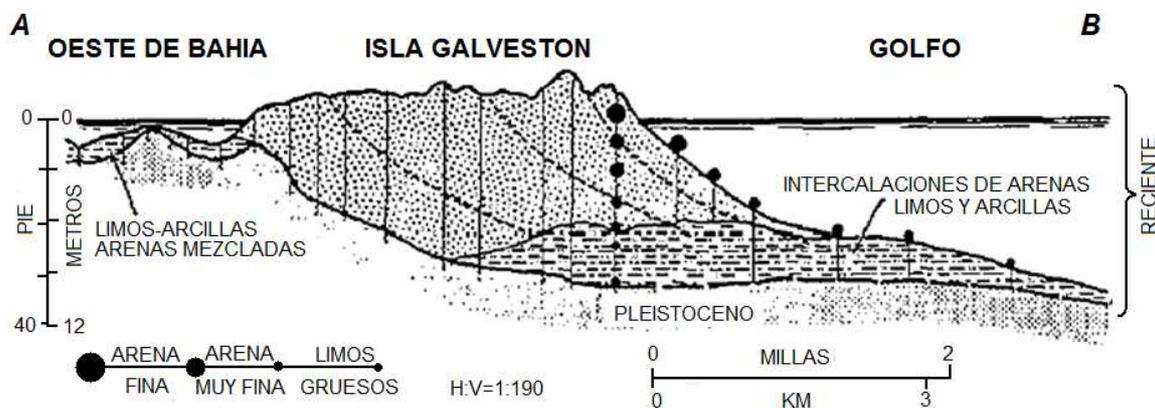


Figura 4.10 Distribución de porosidad de barras de barrera²

En el caso de la permeabilidad en las barras de barrera, se presenta una distribución vertical muy parecida a la de la porosidad, ya que la permeabilidad depende en gran parte del tamaño de granos, siendo esta relación directamente proporcional; es decir, que a mayor porosidad, mayor permeabilidad. Aunque esto no siempre es así, ya que como se ha mencionado anteriormente la permeabilidad también depende de que tan buena sea la comunicación entre poros, ya que si están aislados, en consecuencia no existirá flujo de fluidos a través de ellos y por lo tanto se tendrá una baja permeabilidad a pesar de que se tenga buena porosidad.

Para ejemplificar la permeabilidad en las barras de barrera se tiene la Barra de Galveston que como se observa en la **Figura 4.11**, presenta el material grueso en la cima y cerca de la línea de costa y el material fino en la parte más baja y alejada de la bahía.⁶



After Bernard, Major, y Parrott, 1959

Figura 4.11 Sección transversal generalizada de Galveston⁹

La barrera costera tiene excelente continuidad lateral y de buena a excelente permeabilidad y porosidad. Los sedimentos también tienen buena continuidad vertical, con mayores permeabilidades encontradas en la cima en la parte gruesa a lo largo de la cresta. El espesor disminuye gradualmente hacia el mar, y las mayores permeabilidades se incrementan hacia la cima a través del cuerpo de arena.⁹

En la **Figura 4.12** se muestra la distribución de la permeabilidad y la porosidad de la isla Galveston, y como se puede observar, tiene mayor porosidad y permeabilidad en la cima, que es donde se encuentran los sedimentos gruesos y menor en la base, en donde se tienen sedimentos finos.

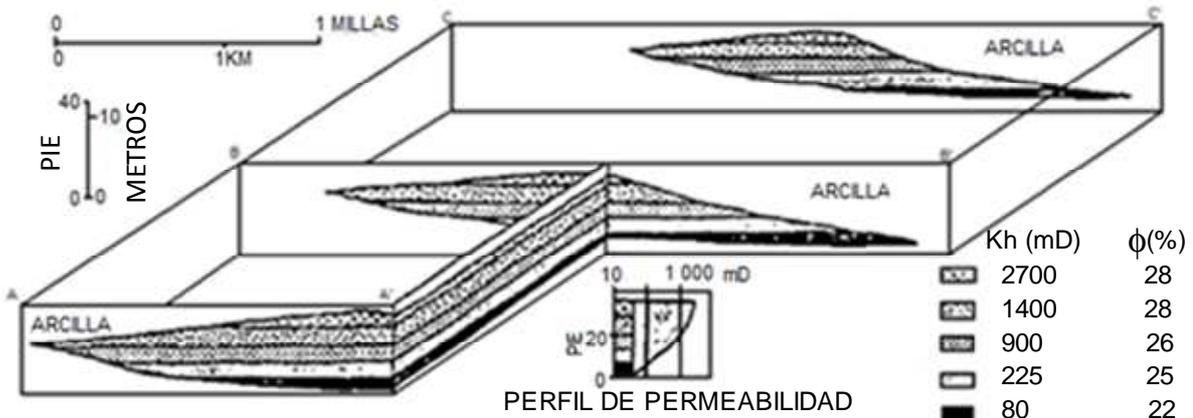


Figura 4.12 Esquema de la distribución de la porosidad y la permeabilidad en yacimientos de barras costeras⁹

En la Figura 4.13 se resume la distribución, en general, de la permeabilidad en las barras de barrera.

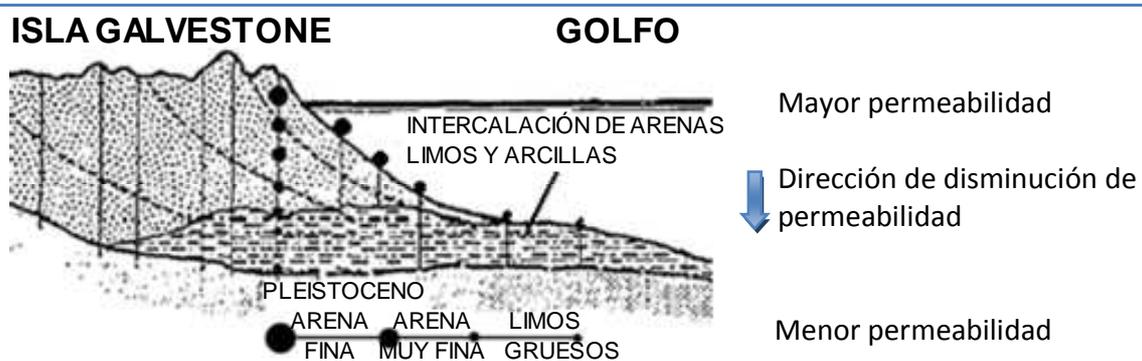


Figura 4.13 Distribución de permeabilidad en barras de barrera²

Para la saturación de agua irreductible (que no puede ser desplazada o movida) se tiene que en las barras de barrera es, en general, inversamente proporcional a la porosidad y permeabilidad, es decir que a mayor porosidad menor agua irreductible y a menor porosidad mayor agua irreductible, esto es porque una de las propiedades de las arcillas, limos y en general de sedimentos finos, es que pueden absorber agua y retenerla, lo que también origina que se hinchen. Esta propiedad en general no es buena en el caso de operaciones de perforación de pozos, por ejemplo, al hincharse un intervalo de arcillas después de que se ha perforado, si se continúa perforando puede provocar el atrapamiento de la barrena y en los casos más severos puede detener el movimiento rotatorio de la sarta de perforación.

En la Figura 4.14 se muestra una gráfica de la distribución de la saturación de agua irreductible en las barras de barrera.



Figura 4.14 Distribución de la saturación de agua irreductible en barras de barrera²

El parámetro siguiente es la superficie específica en las barras de barrera, que es inversamente proporcional al tamaño de grano, ya que como se ha mencionado anteriormente, es la superficie de granos por unidad de volumen de roca. Entonces, al tener granos de menor tamaño se tienen mayor cantidad de granos por unidad de volumen y esto resulta en más superficie total de granos y a pesar de que son muy pequeños, al ser una gran cantidad de ellos, finalmente se tiene una mayor superficie de granos por unidad de volumen de roca.

En el caso de las barras de barrera, poseen mayor superficie específica en la parte inferior que es donde se tienen acumulaciones de sedimentos finos, y en la parte superior se tiene menor superficie específica porque en esta parte está principalmente compuesta por arenas más o menos limpias (Figura 4.15).



Figura 4.15 Distribución vertical de la superficie específica en barras de barrera²

Respecto a la propiedad petrofísica de presión capilar de desplazamiento, para las barras de barrera se presenta el mayor valor en la parte inferior, a diferencia de los point bar, que lo presentan en la parte superior, pero esta diferencia, al igual que las demás, es causa, precisamente, del medio ambiente sedimentario. Como en la parte inferior de las barras de barrera se acumulan los sedimentos más finos, es en esa parte donde se tendrá

mayor presión capilar de desplazamiento ya que los espacios entre poros son menores y entre más pequeños sean la presión capilar de desplazamiento también lo es.

En cambio, en su parte superior, a causa del oleaje y corrientes marinas, se tiene mayor nivel de energía permitiendo el arrastre de sedimentos de mayor tamaño y que al acomodarse dan lugar a la formación de secuencias de arenas cuyo tamaño de grano es bastante mayor que el de las arcillas y por lo tanto los espacios entre granos también lo son.

Como se ha mencionado, la naturaleza de la presión capilar de desplazamiento indica que es mayor en espacios más pequeños, entonces, en el caso de las arenas de las barras de barrera se tendrá menor presión capilar de desplazamiento en su parte superior, lo que es una característica favorable para la explotación de hidrocarburos, ya que al tener menor presión capilar de desplazamiento es relativamente más fácil el desplazamiento de los fluidos a través de los poros. Sin embargo, no se debe de olvidar que la presión capilar solo es uno de muchos factores que afectan el desplazamiento de fluidos a través de los medios porosos.

La **Figura 4.16** muestra la distribución de la presión capilar de desplazamiento en barras de barrera.

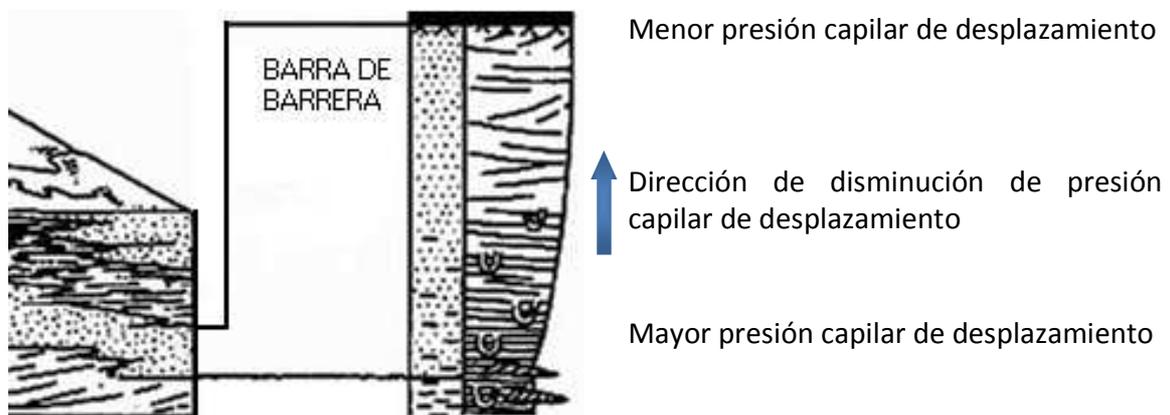
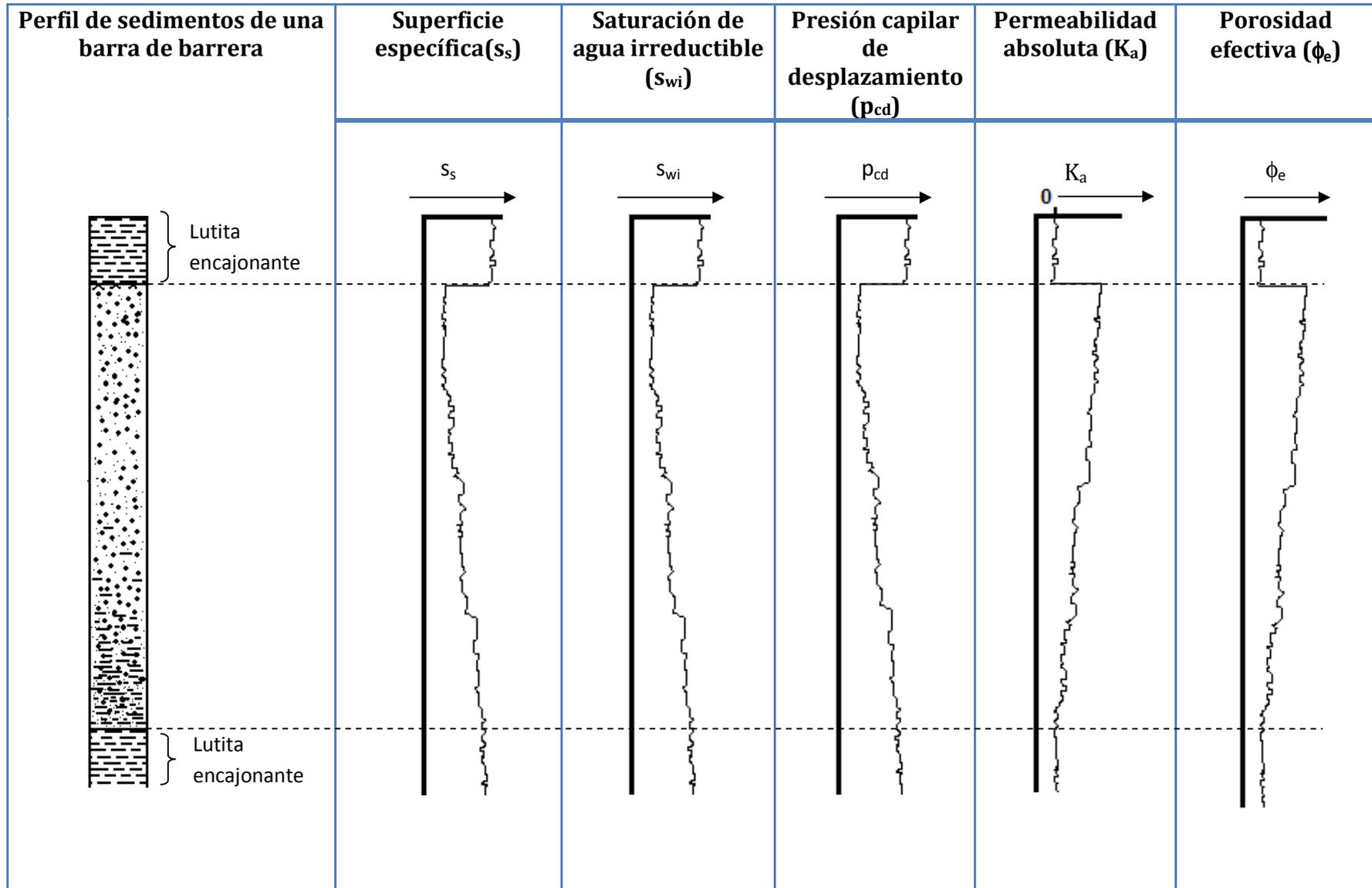


Figura 4.16 Distribución de presión capilar de desplazamiento en barras de barrera²

En la siguiente tabla se presenta un resumen de todas las propiedades petrofísicas vistas anteriormente para una barra de barrera.

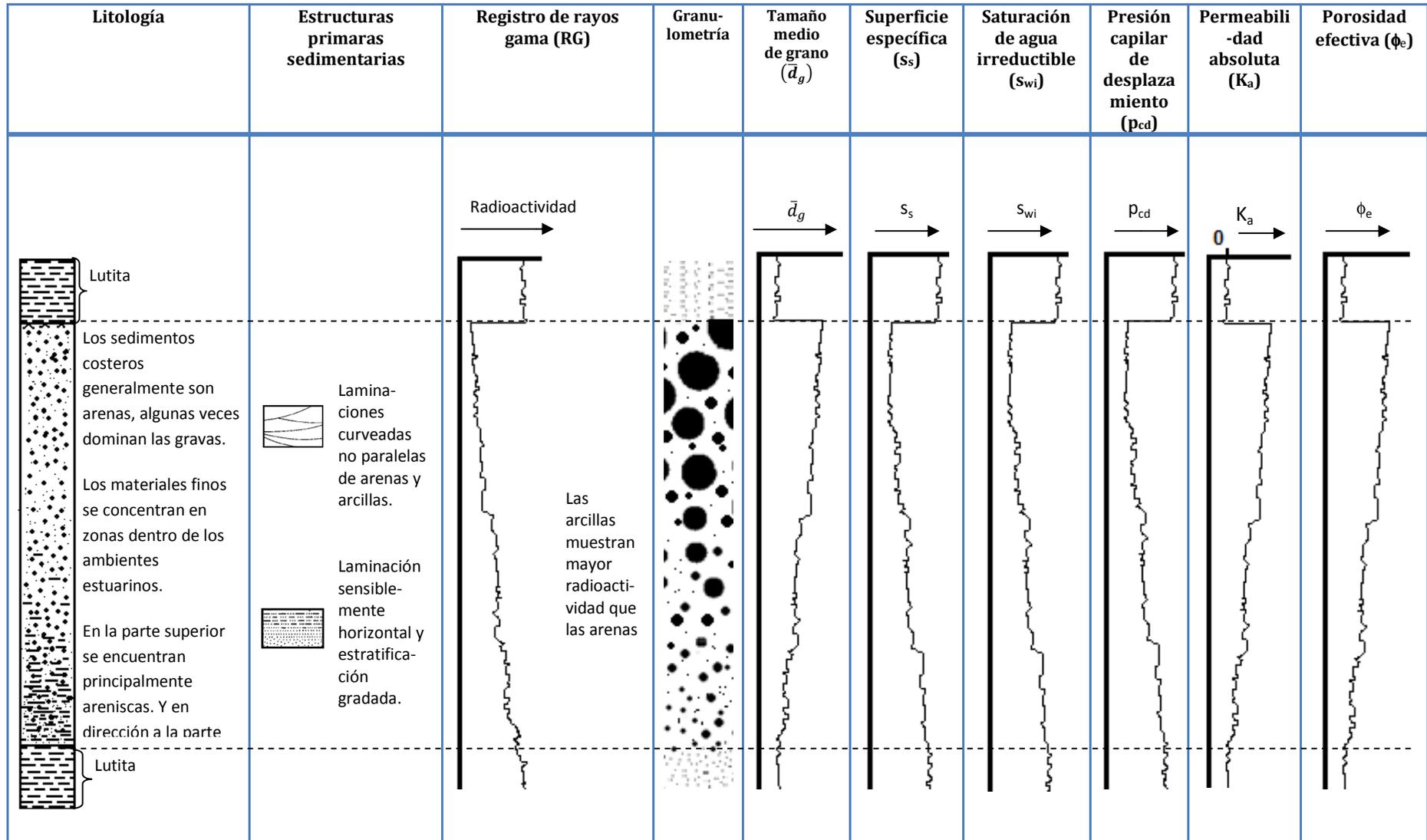
Tabla 4.2 Resumen de distribución de propiedades petrofísicas de las barras de barrera



4.3 Relación de propiedades Geológicas y Petrofísicas de una barra de barrera

En la **Figura 4.9** se muestra la geometría de las barras o islas de barrera, que, como ya se ha mencionado, es generalmente alargada y/o ligeramente curvada, sensiblemente paralela a la línea de costa, varía desde pocos metros de largo y ancho, llegando incluso, a medir 1 km de ancho y cientos de kilómetros de largo con espesores que varían desde unas decenas hasta cientos de metros. Posteriormente se presenta la **Tabla 4.3** que resume la relación que guarda dicho ambiente sedimentario con características geológicas, y éstas, a su vez, la relación que guardan con propiedades petrofísicas importantes para la explotación de hidrocarburos, destacando de manera cualitativa y esquemática las propiedades que se pueden encontrar en un yacimiento cuyo origen de ambiente sedimentario sea de esta naturaleza

Tabla 4.3 Relación de ambiente sedimentario con características geológicas y propiedades petrofísicas



4.4 Ejemplos de yacimientos petroleros en rocas de origen costero

Los yacimientos de barrera costera pueden mantener grandes acumulaciones de aceite y gas. Los cuerpos individuales de barras de arenas costeras tienen una excelente continuidad lateral y vertical. Sus dimensiones típicas son de 10 a 25 millas (16 a 40km) de largo, 2 a 4 millas (3.2 a 6.4 km) de ancho, y 30 a 50 pies (9 a 15m) de espesor. El espesor está controlado por la profundidad del mar a la cual la arena puede ser transportada. Las porosidades y las permeabilidades son usualmente buenas, con pequeñas variaciones verticales en la porosidad a causa de la buena clasificación granulométrica. Las permeabilidades típicamente incrementan de manera vertical ascendente a causa de las acreciones bruscas que se lavan y acomodan por acción del oleaje antes de sedimentarse o depositarse en la parte baja de la bahía.

Un ejemplo de yacimiento cuyas arenas almacenadoras son de origen de barra de barrera es el campo Barúa, Maracaibo en Venezuela. En su sección del Eoceno, las unidades principales del yacimiento comprenden en su base las arenas Misoa y en la cima las arenas Paují.

La explotación de hidrocarburos del campo Burúa empezó en 1957 después de la perforación satisfactoria del pozo MGB-1x. Este campo produce 16 MB/D, y tiene hasta ahora una producción acumulada de 83.3 MMB y tiene un total de reservas remanentes del orden de 226.7 MMB.

Este campo tiene una orientación norte-sur, formado durante la epirogénesis del Paleoceno-Eoceno. En la **Figura 4.17** se observa como el registro de rayos gama del yacimiento Barúa es muy parecido al registro de rayos gama sugerido en la **Tabla 4.3** y por consiguiente también las demás propiedades petrofísicas tendrán un comportamiento parecido.⁷

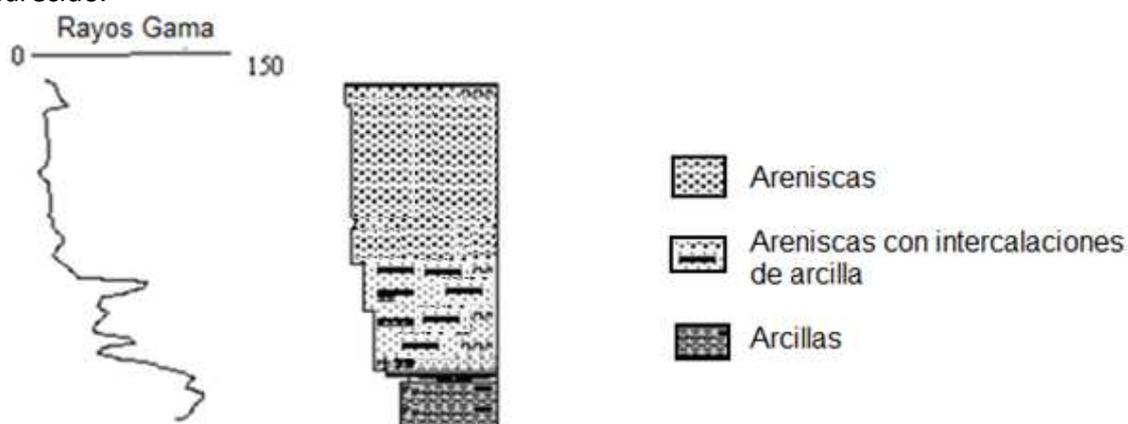


Figura 4.17. Comportamiento del registro de rayos gama del pozo A-10 del yacimiento Barúa.⁷

Como último ejemplo de yacimiento de origen de barra de barrera, se tiene el campo Hartzog Draw, un gran yacimiento en areniscas en la cuenca del Río Powder al noreste de Wyoming (**Figura 4.18**). El campo es aproximadamente de 22 millas (35.4 km) de largo y de 1 a 4 millas (1.6 a 6.4 km) de ancho, con un espesor de arenas máximo de 60 ft (18.3m) y promedio de espesor de 20 ft (6.1m). Su producción es de las areniscas Shannon a 9400 ft (2865m) de profundidad.⁸

El yacimiento contiene aceite negro con un volumen inicial de 350 millones de barriles a condiciones estándar.

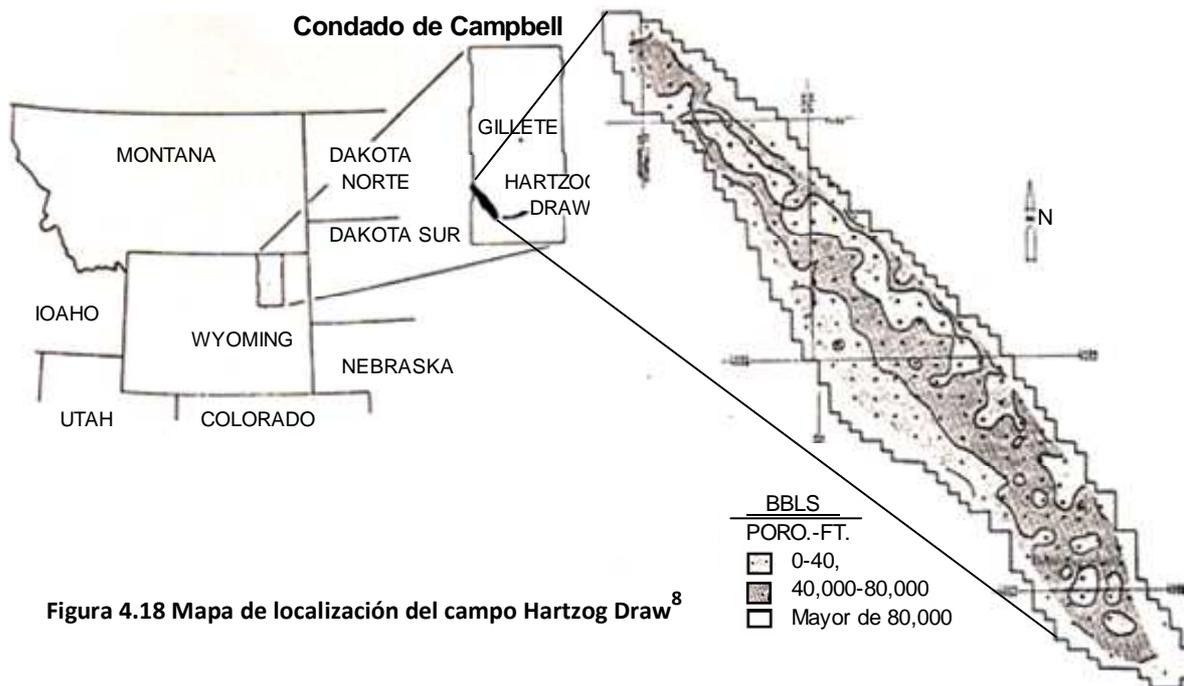


Figura 4.18 Mapa de localización del campo Hartzog Draw⁸

Como se puede observar en la **Figura 4.18** el campo tiene la geometría típica de las islas de barrera.

En la **Figura 4.19** se observa el registro de rayos gama en el que se observa que en la parte superior de la barra se tiene menor radioactividad, lo que es debido a que en esa parte se tienen los granos de arena de mayor tamaño y en la parte inferior se tiene mayor radioactividad que es donde se encuentran los sedimentos finos arcillosos. Junto a la curva de RG de la **Figura 4.19**, del lado izquierdo se tiene la curva de permeabilidad al aire mostrando cómo es mayor en la parte superior de la barra justo donde se tiene la mayor cantidad de areniscas. Del lado derecho de la curva de rayos gama se puede observar algunas estructuras primarias sedimentarias, así como estructuras de bioturbación. En las curvas de la derecha se observa la variación de la porosidad determinada con núcleos y con el registro de densidad. Los mayores valores se tienen en la parte superior del cuerpo arenoso, no así en la parte inferior.

Tanto en la litología como en los parámetros petrofísicos mostrados en la **Figura 4.19**, se pueden distinguir las tendencias muy apegadas a las que se proponen en la **Tabla 4.3**; y es de esperarse que también los demás parámetros tanto petrofísicos como geológicos, tratados en este trabajo, sigan una tendencia parecida a la de la **Tabla 4.3**.

Cabe destacar la relación que existe entre la litología y estructuras primarias sedimentarias con los parámetros petrofísicos ya que estos últimos no podrían ser de esa manera de no ser por las características geológicas de este tipo de ambiente sedimentario.

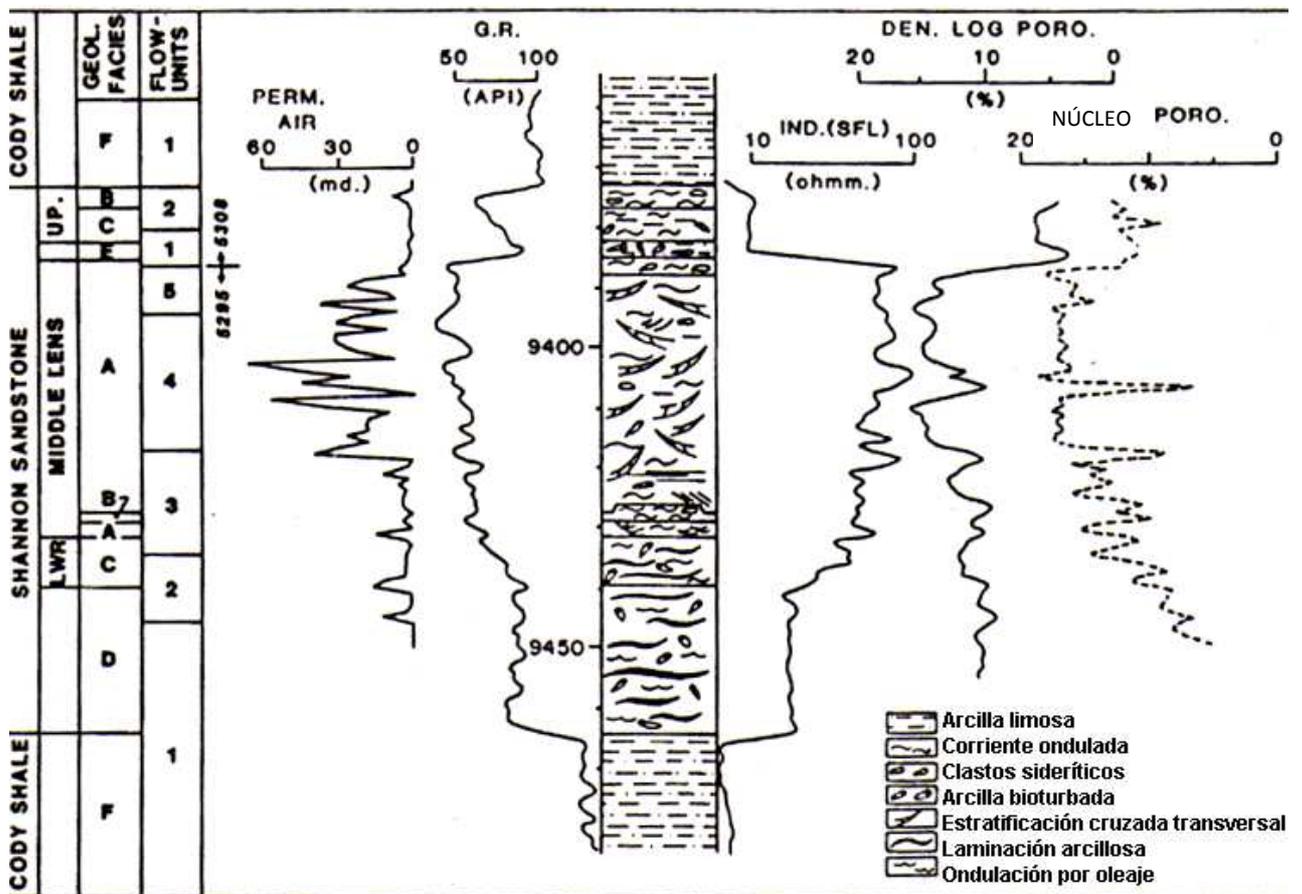


Figura 4.19 Perfil de propiedades geológicas y petrofísicas del yacimiento⁸

La **Figura 4.20** muestra la tendencia de la permeabilidad que es muy parecida a la sugerida en la **Tabla 4.3** por lo que se puede decir que las demás características petrofísicas también seguirán las tendencias descritas en la **Tabla 4.3**.

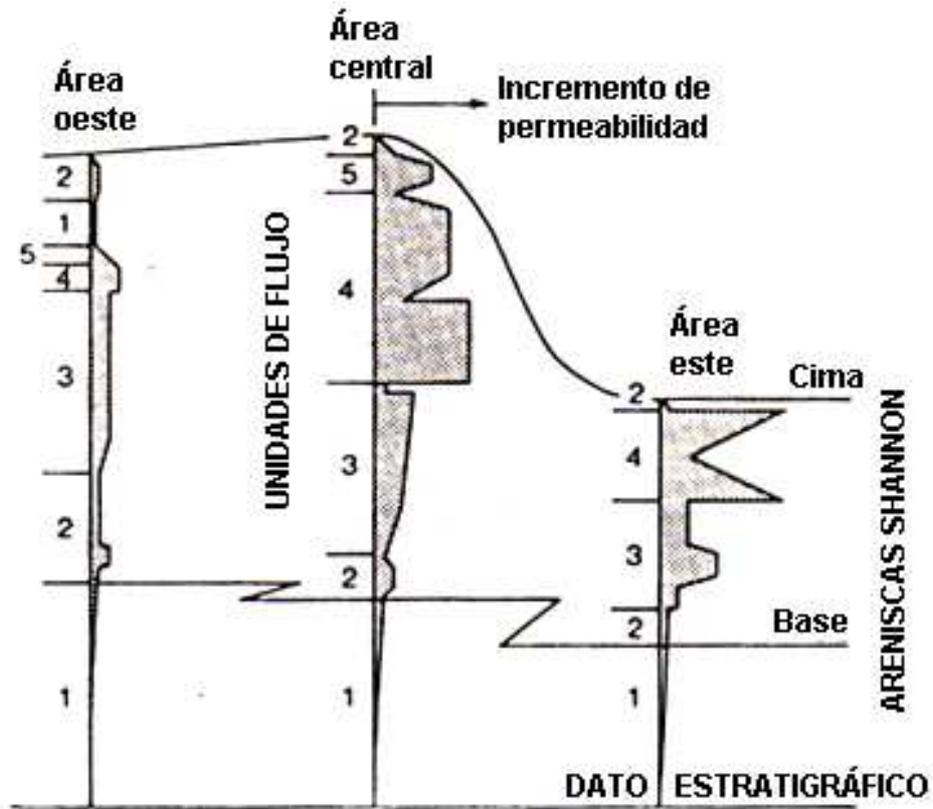


Figura 4.20 Prototipo de pozos mostrando las tendencias de permeabilidad⁸

Referencias del Capítulo 4:

- ¹ Arellano Gil Javier, Apuntes de la clase "Geología De Yacimientos De Fluidos", Facultad de Ingeniería, UNAM, 2006
- ² C. Selley Richard, "Applied Sedimentology", Segunda edición, San Diego, California, Ed. Academic press, 2000
- ³ <http://www.searchanddiscovery.net/documents/Shell2/images/chptr6.htm>
- ⁴ Vera Torres Juan Antonio, "Estratigrafía, Principios Y Métodos", Alcorcon, Madrid, Ed. Rueda, 1994
- ⁵ Cabrera Ruíz Pablo Javier, "Trampas Estratigráficas", Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2008
- ⁶ J. G. Richardson, J. B. Sangree, R. M. Snelder, "Coastal Barrier Reservoirs", SPE library.
- ⁷ Escandón G., Moreno M., "Sequence Stratigraphy and Sedimentological Model of Barúa Field Reservoirs, Eocene Misoa and Paují Formations, Lake Maracaibo, Venezuela" Chacartegui F, PDVSA Exploration y Production, SPE 53890
- ⁸ C.L. Heam, SPE, Cines Service Oil and Gas Corp. W.J. Ebanks Jr., "Geological Factors Influencing Reservoir Performance of the Hartzog Draw Field, Wyoming" SPE, Cines Service Oil and Gas Corp. RS. Tye,** Cines Service Oil and Gas Corp. y. Ranganathan,t Cines Service Oil and Gas Corp.
- ⁹ J. G. Richardson, J. B. Sangree, R. M. Snelder, "Coastal Barrier Reservoirs", SPE Library.

Capítulo 5 Aspectos geológicos y petrofísicos de las rocas de origen deltaico

Esta parte de la tesis tiene como objetivo relacionar las propiedades geológicas con las petrofísicas de las rocas de origen deltaico. Los deltas son tan dinámicos que incluso los especialistas han sido impresionados por el alcance y velocidad de los cambios en los deltas. Algunos lagos han desaparecido porque el sedimento deltaico llenó sus cuencas. El sedimento descargado por los ríos ha llenado estuarios y bahías, algunos de los cuales antiguamente sirvieron como puertos. Muchos deltas han construido la nueva tierra a lo largo de la costa del mar abierto. Las áreas de la tierra formadas por el crecimiento de deltas son algunas de las regiones más pobladas del mundo.

Los deltas son producto, principalmente, de sedimentación cíclica. Los sedimentos deltaicos forman una proporción significativa del registro geológico. Sólo recientemente se han apreciado la mayoría de las características de sedimentos deltaicos; conocer tales características es importante para la localización de yacimientos petroleros. De hecho, una buena cantidad de petróleo se ha descubierto en sedimentos deltaicos antiguos.^{1 *}

5.1 Aspectos geológicos

En esta parte se menciona la definición de delta, la interacción de variables, y los modelos estratigráficos que son el resultado del crecimiento de deltas. Esta definición es aplicable a todos los deltas. Se hablará de llanuras delta-marginales, se mencionan algunos ejemplos de deltas marinos, modernos y antiguos.

El término delta fue primero aplicado por el geógrafo griego Herodoto al observar el área de tierra triangular construida por el Río Nilo en su desembocadura al Mar Mediterráneo. Él escogió este término porque la forma del área triangular de tierra se parece la forma de la letra griega delta.¹

En términos geológicos, el concepto delta incluye las áreas de la tierra triangular formadas en las desembocaduras de los ríos que entran en el mar. Los contornos de la tierra construidos por muchos deltas no son triangulares. Incluso, algunos deltas actuales no han generado muchos sedimentos; sin embargo, forman cuerpos de sedimento cercanos a los depositados, pero que continúan estando por debajo del nivel del mar. En un sentido

* Referencias al final del Capítulo

general, se puede definir la unidad individual de un delta como un cuerpo de forma lobular, que consiste en sedimentos que se han transportado al extremo de un cauce por una corriente de agua, y depositado subacuáticamente al margen de la cuenca con agua en la que el cauce descargó o todavía está descargando. En realidad algunos sedimentos se pueden sedimentar antes de llegar a la desembocadura del río; por ejemplo, en extensiones de canales o cuerpos de abanicos que se salen del cauce del arroyo por medio de una grieta. Un punto importante sobre esta definición es que abarca sólo la unidad básica depositada por cada cauce. Tal unidad se conoce como lóbulo. En un delta grande, existen muchos distributarios individuales, que reparten los sedimentos. Todos los lóbulos depositados se unen para formar un complejo deltaico. Los deltas normalmente son grandes cuerpos sedimentarios formados por una gran cantidad de sedimentos acarreados por la corriente del río.

Una pregunta interesante sobre los deltas es por qué tienen esas formas de delta o abanico, ambas formas son el resultado de acumulaciones de sedimentos que generan lóbulos al final del canal. La mayoría de los deltas consiste de una complicada interacción entre la línea de costa, corrientes subacuáticas y depósitos sedimentarios terrestres. Un delta puede construir tierra a través de un área de abanico progradante. El sedimento inicialmente depositado como delta probablemente sea transportado por declinación y redepositado sobre en aguas profundas.¹

Variables que interactúan

Aunque los deltas comparten algunas características en común, son influenciados por varios factores. La mayoría de estas variables pueden ser agrupadas de la siguiente manera: (1) el canal y sus descargas, (2) el agua en la cuenca, (3) el clima, y (4) movimientos tectónicos.¹

El canal: tamaño del canal y descargas de agua y de sedimento

Uno de los factores esenciales en un delta es el canal; de hecho, sin canales no hay deltas. Típicamente, el canal es el de un río. En realidad, un gran río se divide en muchos cauces conocidos como distributarios (**Figura 5.1**). Los deltas grandes consisten de sedimentos descargados por un río y repartidos por distributarios. Sin embargo, esto no sólo aplica a los ríos de todos los tamaños sino también a los cauces de la marea e incluso a pequeños cauces de derrames en una playa o una grieta.

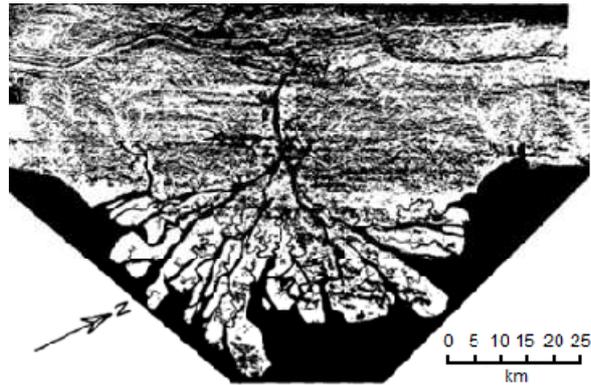


Figura 5.1 Ramificación de distributarios del delta de Mahakam, el cual descarga directamente en Makassar, este de Kalimantan (Anteriormente Borneo), Indonesia (La parte negra es el agua en la imagen del radar).¹

El tamaño del canal o distributario puede variar ampliamente. El ancho puede ser de unas pocas decenas de centímetros a varios kilómetros, y las profundidades, de unos pocos centímetros a algunas decenas de metros y el largo de varios cientos de metros.

Los canales distributarios descargan agua y sedimentos, los cuales incluyen dos cargas contrastantes. Las cargas suspendidas son dispersadas dentro del agua que es acarreada por el distributario. Las cargas pesadas son impulsadas al fondo, a lo largo del distributario. Las proporciones de sedimentos descargados en estas dos cargas ejercen un control importante sobre la complejidad deltaica. Como se puede ver, un delta es construido en apariencia por cargas transportadas principalmente pesadas; sin embargo, consiste en su mayoría de sedimentos de carga suspendida. De cualquier manera, un delta es compuesto de sedimento que es depositado en el sentido en el que el canal se va extendiendo. Por lo tanto, el flujo del distributario sobre el sedimento sigue esa tendencia.

El clima y los movimientos tectónicos son también factores de gran influencia para la descarga tanto de agua como de sedimentos.

Agua en la cuenca: propiedades, movimientos, profundidad, organismos.

El agua de la cuenca influye sobre el delta de varias maneras. La primera, resulta de la densidad, sobre todo si la densidad del agua en la cuenca es la misma o substancialmente diferente de la descargada por el canal. La densidad del agua es función de la temperatura y salinidad y de la carga de sedimentos en suspensión. La densidad del agua de mar, es alrededor de 1.025 g/cm^3 . Excediendo por poco la de los ríos. La densidad del agua del lago es extremadamente variable; puede tener valores menores de 1.000 g/cm^3 y mayores

de 1.025g/cm^3 . Por lo que la densidad del agua lagunar puede ser mayor, menor o igual a la densidad del agua descargada por el río.

La situación de la densidad determina lo que le ocurre al agua del distributario y su carga de sedimento cuando éstos alcanzan el final del canal. La densidad de la mezcla de descarga (agua-sedimento) del canal puede ser igual, menor o mayor que la densidad del agua de la cuenca. En cada caso, la distribución del agua del canal y su sedimento dentro de la cuenca será diferente.

Los movimientos del agua en la cuenca son resultado de la acción de olas, corrientes, o cambios locales de nivel asociados a tormentas, y ajustes oceanográficos regionales. Las interacciones entre los factores de descargas del canal, olas, y mareas mayormente determinan las formas de los deltas marinos, que son los que se forman dentro del mar. La causa de estos factores, que controlan la morfología de los deltas, es la base de una clasificación del sedimento: descarga dominante, olas dominantes, y corrientes dominantes (**Figura 5.2**).



Figura 5.2 Figura triangular que muestra las relaciones del suministro de sedimento, olas, y corrientes de marea y morfología de deltas marinos resultantes.

(W. E. Galloway, 1975, fig. 3, p. 92.)¹

Si la descarga de sedimentos es mucho mayor que el poder de las olas y las corrientes de remoción de sedimentos, entonces la línea de costa se prograda rápidamente, y se forma un delta como el del río Mississippi, **Figura 5.2**.

Si la acción de las olas es dominante sobre la descarga del sedimento, entonces se forma un delta de ola dominante, como el delta marino Rhône, **Figura 5.2**. Si el poder de las olas es también grande comparado a la cantidad de sedimentos de descarga del canal, entonces no se forma el delta. En su lugar, las olas redistribuyen el sedimento a lo largo de la costa lo que puede causar grandes progradaciones. Si las olas progradan la costa con arena, construirán un amplio plano de bahía. Si las olas progradan la costa con limos y arcillas, se generarán amplias capas de lodo costero, el cual típicamente es conocido como pantano. Las olas rápidamente reorganizan y redepositan los sedimentos de los lóbulos del delta. Los efectos de las tormentas sobre los deltas puede incrementar la efectividad de las olas para redistribuir los sedimentos deltaicos.

Si la corriente de marea domina, el delta consiste de crestas arenosas lineales, cuya orientación es determinada por la dirección de movimiento de las corrientes de marea. En las áreas costeras dominadas por mareas, donde los ríos tienden a entrar al mar se forman estuarios en lugar de deltas.

La profundidad del agua de fondo afecta al delta de dos maneras. Primero, la profundidad es un gran factor en la determinación de la relación de crecimiento y avance. La misma cantidad de sedimento construye un lóbulo deltaico que crece aparentemente rápido pero de poca profundidad; aunque esto se aplica de manera relativa, ya que la profundidad no es de tanto interés en los deltas, quizás solo unas pocas decenas de metros de profundidad, como contraste con cientos de metros de superficie. En una escala que incluye las profundidades base del mar, ambas, obviamente son superficiales. La segunda manera en la cual afecta la profundidad del agua al delta tiene que ver con el modelo estratigráfico del delta. En este se considera una relación crítica, que es la relación de profundidad del canal con la profundidad de la base en el punto de descarga.

La profundidad del canal puede ser similar, mucho menor o mucho mayor que la del agua de la cuenca al punto de descarga. Si se tiene una inclinación a lo largo del fondo, los sedimentos del delta son desplazados a lo largo del fondo y van a descansar en aguas más profundas. Por otra parte, si la carga pesada de un canal es depositada de manera brusca, entonces cantidades masivas de arenas se pueden hundir y se pueden acumular. Cuando la carga pesada es depositada sobre un estrato firme, esto no sucede. En pocas palabras, los sedimentos de un simple lóbulo pueden formar solo un cuerpo grueso en el fondo del agua en la cual son descargados.

En la mezcla agua-sedimento de un delta, los organismos que viven en la base son más espectadores pasivos que participantes activos. Los organismos que habitan el fondo se ven afectados por la influencia de los sedimentos. Los organismos que no hacen vida en el fondo son forzados a ajustarse de acuerdo a la manera en la que el agua del canal se mezcla con el agua de la cuenca. Sus restos son variadamente distribuidos en los sedimentos deltaicos.

Clima

El factor del clima controla el régimen del agua, tanto de la red de drenaje como en la sedimentación de la cuenca. La cantidad y distribución del agua de lluvia regula el crecimiento de plantas, y esto, a su vez, afecta la producción de sedimentos por unidad de área. En las redes fluviales, las áreas que tienen máxima producción de sedimento son situadas en climas semiáridos.

La cantidad y distribución de la caída de lluvia determina ambos, el flujo base y el flujo de descarga de los ríos. Un delta que es construido por un gran río, el agua es abundante, por consiguiente, incluso en una región desértica, las plantas crecen abundantemente. En la planicie de las cimas de algunos deltas hay zonas pantanosas con plantas en abundancia.

El clima influye en la temperatura del agua de la cuenca. La temperatura, con ella la densidad, del agua, tanto del río como de la cuenca pueden fluctuar temporalmente. Estos cambios temporales pueden promover o prevenir la densidad en el fondo.

Movimientos tectónicos

Los movimientos tectónicos pueden afectar tanto al abastecimiento de sedimentos de la red de descarga como a los ajustes en general bajo los cuales crece el delta. Lo que se conoce como axioma de flujo de ríos dentro de áreas que subsiden persistentemente. Como la superficie terrestre subsiden gradualmente, algunos ríos tienen la propiedad de depositar sedimentos sobre los pisos del canal y bordos naturales y de esta manera puede generarse una acreción tan rápido como se suministre el sedimento.

Naturalmente, un canal en una subsidencia de un plano aluvial puede no siempre crecer de manera ascendente, en ocasiones, probablemente durante una inundación, una grieta se abrirá paso a través de un bordo natural y parte o toda la descarga puede derramarse y dispersarse. El resultado es la formación de un nuevo canal.¹

Modelos deltaicos:

Como ya se mencionó, el término delta, del carácter griego Δ , fue usado para describir la desembocadura del río Nilo, según Herodoto hace aproximadamente 2500 años. Este término aún sigue siendo usado por geógrafos y geólogos.²

Una definición moderna de delta es “La masa de sedimento depositada debajo de la superficie y sumergida en un cuerpo de agua (océano o lago) principalmente por la acción de un río” (Moore y Asquith, 1971, pág. 2563). Esta definición, no menciona la geometría triangular. No todos los deltas, actualmente definidos, poseen esta característica.²

Proceso de un modelo deltaico:

Simplificando a unos simples elementos, un delta se forma donde una gran cantidad de sedimentos entra a través de un río en un enorme cuerpo de agua confinada (**Figura 5.3**). La velocidad de la corriente disminuye radialmente a partir de la desembocadura del río depositando sedimentos, acorde al patrón establecido de velocidades, por lo que se tiene disminución radial de tamaño de granos. La sedimentación alrededor de la corriente de desembocadura construye acreciones sobre la interface agua/aire. Pero la fuerza de la corriente de desembocadura mantiene un canal de erosión a través del sedimento. Se forman montículos sobre o del lado del canal distributivo que son llamados bordos (**levées**).²

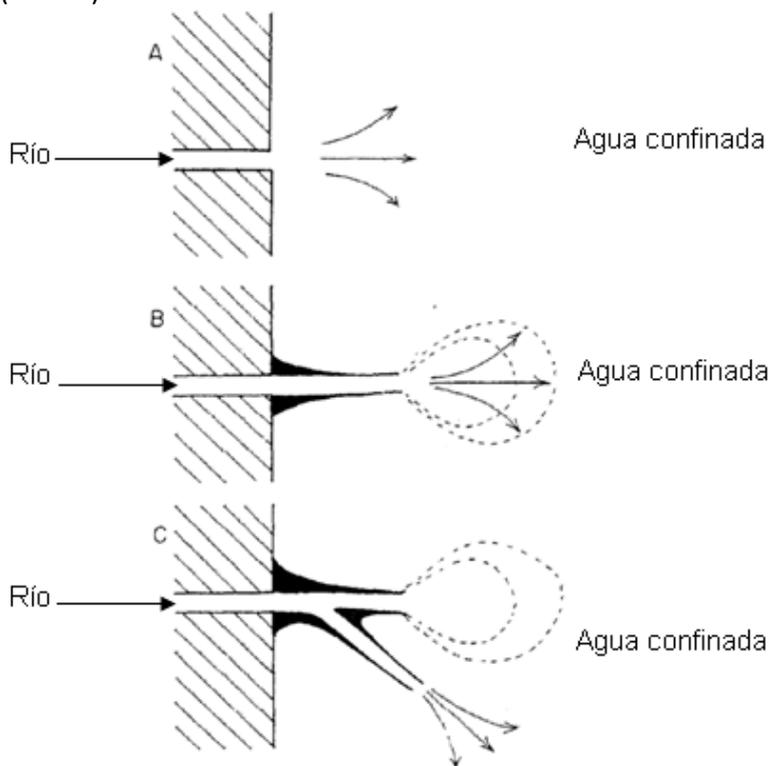


Figura 5.3 Faces del desarrollo de un sistema deltaico ideal. (A) Las velocidades de la corriente decrecen gradualmente desde la desembocadura del río, formando de manera concéntrica arcos de arenas, limos y arcillas. (B) el delta se progresa forzando un canal a través de los deltas marginales. (C) al chocar la desembocadura del canal, se generan roturas en los bordos, y se forma un nuevo delta a partir de la grieta. Los lóbulos antiguos abandonados son compactados y sepultados. Su cima se retrabaja por procesos marinos. Entonces se genera una transgresión y una regresión de manera simultánea adyacentes a alguna otra. En términos de secuencia estratigráfica, “acreción descendente de areniscas” y sistemas de canales “transgresivos” simultáneos, pero sin cambio alguno en el nivel del mar.²

Como la sedimentación continúa, el delta prograda hacia dentro del cuerpo de agua confinada. Aparecen tres unidades morfológicas principales: La plataforma deltaica, el frente de delta y el prodelta.

La plataforma de delta es la superficie sub horizontal cercana a la desembocadura, que es básicamente compuesta de arenas y es transversal al canal del distributario y es lo que limita los bordos (levées).

El frente de delta va adquiriendo cierta inclinación al irse alejando de la desembocadura y es en esta parte alejada donde se van acumulando arenas gruesas, finas y limos con capas delgadas de arenas.

La parte siguiente se conoce como prodelta, en la cual se acumulan las arcillas que ya no pueden continuar suspendidas. Una sección vertical a través de la cúspide del delta revela un incremento gradual vertical en el tamaño de grano. A la base del prodelta la gradación de las arcillas aumenta a través de la inclinación del delta volviéndose limos y arenas dentro de la plataforma del delta. Clásicamente, estos tres elementos han sido determinados como fondo, planicie y cima, respectivamente (Figura 5.4).²

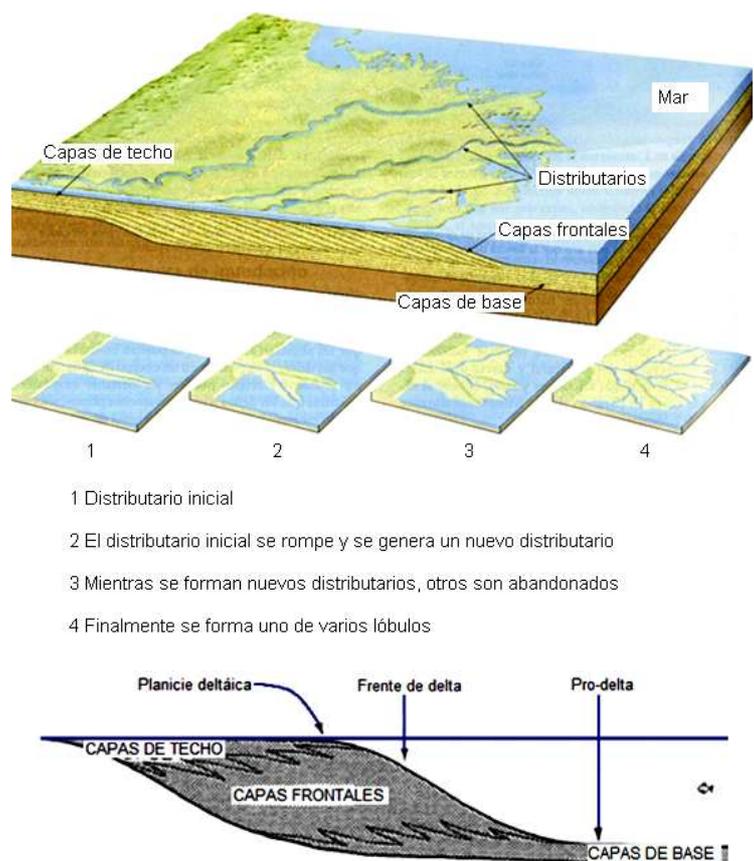


Figura 5.4 Terminología de un perfil deltaico. Planicie deltaica, frente de delta y prodelta.³

Eventualmente, un canal distributivo se extiende a lo lejos generando acumulaciones contra las que chocan los sedimentos. Entonces un punto débil del bordo es reventado y se forma un nuevo sistema distributivo. Los distributivos abandonados son rellenados por sedimentos en suspensión, y al estar completamente abandonado el lóbulo se hunde debajo del agua y es compactado.

Teóricamente, este proceso puede continuar indefinidamente como distributivos cambiantes de lado a lado de la entrada original de los sedimentos. Este modelo de delta ideal consiste de una serie de interdigitaciones de lóbulos, mostrando un incremento gradual en el tamaño de grano, y un decremento en el tamaño de grano desde el punto de origen.

Sistema de delta moderno:

Sin duda, el delta del Mississippi es uno de los más intensamente estudiados. Algunos estudios son claves, como los de Fisk (1955), Coleman y Gagliano (1965), Kolb y Van Lopik (1966), y Gould (1970).

El delta del Mississippi lleva una estrecha relación con el modelo ideal (**Figura 5.5**). Una serie de siete lóbulos deltaicos cuaternarios pueden ser mapeados (**Figura 5.7**). Se pueden distinguir las facies sedimentarias del fondo, planicie y cima con su serie de características litológicas y de estructuras sedimentarias. Aunque el delta del Mississippi es un buen ejemplo para el modelo ideal, en realidad es una analogía riesgosa para la interpretación de deltas antiguos, esto es por dos razones, tienen una mucha mayor proporción de fango y arenas que la mayoría de los deltas, ya sean antiguos o modernos; además, el Mississippi está construido dentro de un resguardo marino encajado en la parte baja de un área de marea. Así, el proceso marino que redistribuye los sedimentos aluviales está prácticamente ausente para el Mississippi. Solo alrededor del 25% de la carga de sedimentos del Mississippi moderno es arena. El resto es limo y arcilla. Esto significa que una muy pequeña cantidad de cada lóbulo deltaico es arena. Casi toda la carga de arena es depositada en las acumulaciones de los canales sedimentarios y que son llamados “barras de dedos de arena”. Como el distributivo se extiende en la planicie marina, las barras de arenas de dedo toman una geometría lineal y generan en conjunto líneas cortas y rectas, análogas a los dedos de la mano.

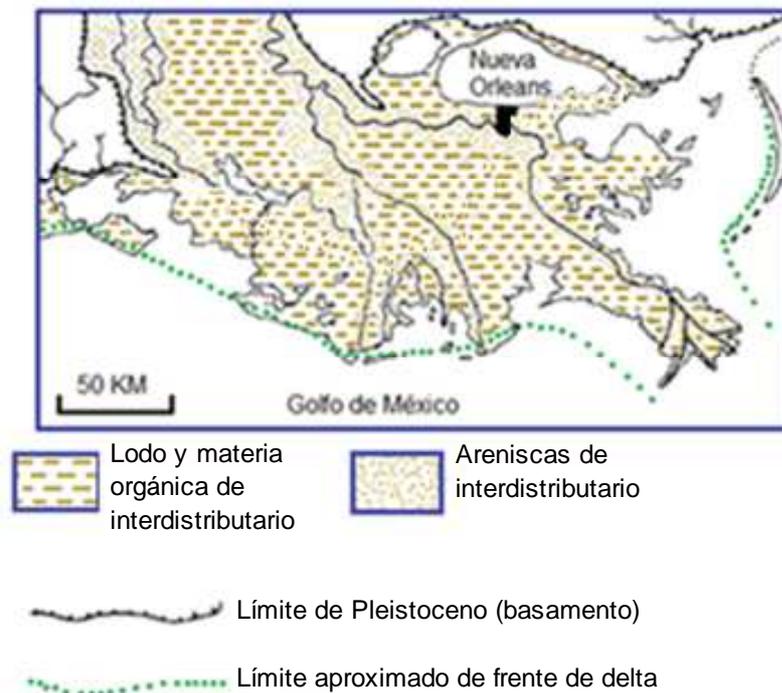


Figura 5.5 Mapa del delta del Mississippi moderno mostrando la distribución principal de facies de arena. El lóbulo de delta actualmente presente se está progradando al sureste, causando una regresión local. En el noreste, el mar transgrede sobre el lóbulo del delta antiguo Chandeleur. El proceso de retrabajo marino del lóbulo subside depositando arcos de arena en las islas de barrera de Chandeleur. En terminología de secuencia estratigráfica, “la acreción hacia abajo” y sistemas de canales “transgresivos” se llevan a cabo simultáneamente, pero sin cambio alguno en el nivel del mar.²

En los lóbulos antiguos del Mississippi, el sitio principal de sedimentación de arena fue la orilla de la planicie marina de la plataforma deltaica, donde es posible definir una cinta arqueada de frente deltaico y laminaciones de arena, las cuales son depositadas en las acumulaciones de los canales distributarios (**Figura 5.8**). Las laminaciones de arena del frente del delta son la comunicación con la orilla, y encima de éstas hay limos, arcillas y gravas depositadas en el bordo (levée), así como en los ambientes interdistributarios y pantanosos.

La progradación del delta tiene así generaciones de secuencias de acreciones inesperadas con fluctuaciones de arcillas marinas del prodelta superior dentro de las laminaciones de arena del frente de delta. Esto está a su vez cubierto por una serie de facies de granos finos no marinos y salobres disecados y rodeados de arenas de canales distributarios.

Al oriente de la acumulación presente activa del Mississippi quedan las islas del Chandeleur (**Figura 5.6**). Estas son marcas de bordos de lóbulos abandonados del delta de St. Bernard. Una vez que el sedimento suministrado de un delta es cortado, este es extremadamente susceptible de retrabajo por influencias marinas, tanto por corrientes

como por olas. Como el lóbulo de un delta se compacta y se hunde, el mar transgrede y retrabaja su parte superior.

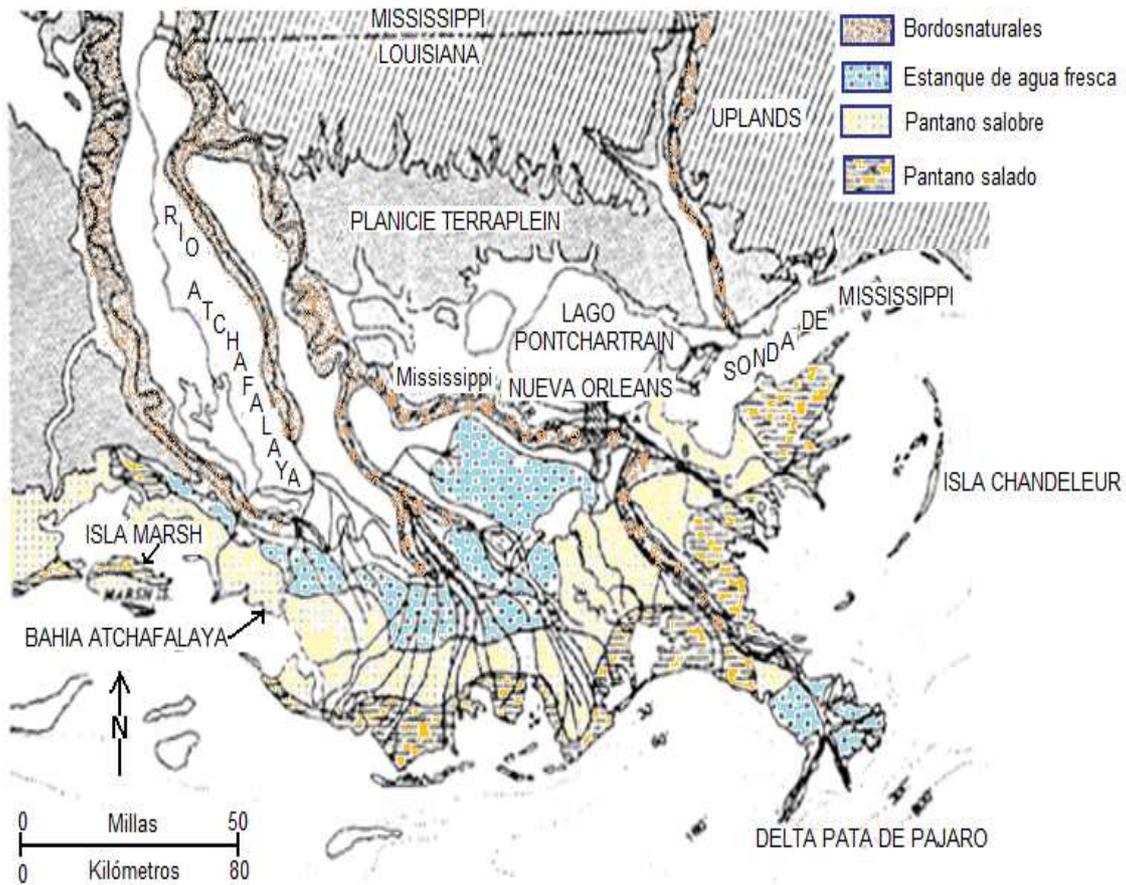


Figura 5.6 Distribución de ambientes de pantanos y estanques sobre la planicie deltaica del Mississippi. De Gould (1970)⁴

Los sedimentos finos tienden a ser arrastrados lejos de los sedimentos consolidados en aguas profundas y tranquilas. Las arenas son retrabajadas y redepositadas como una nueva transgresión marina, la cual puede generar de esta manera varias facies de no conformidad con el delta.

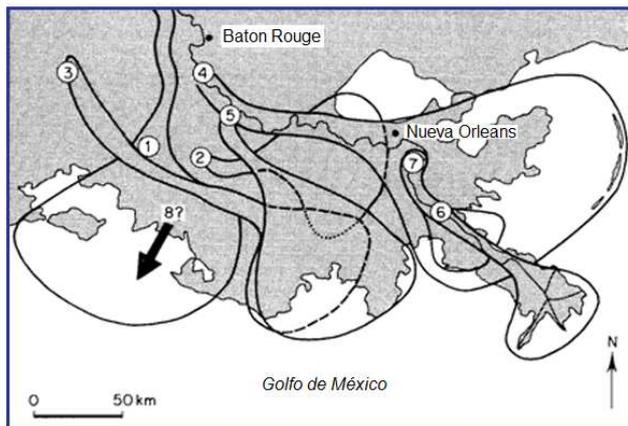


Figura 5.7 Mapa que muestra la localización pasada, presente y futura probable de los lóbulos del delta del Mississippi. Se han detectado seis lóbulos que preceden al único actual (7). El siguiente, lóbulo (8) puede desarrollarse en la bahía de Atchafalaya, a menos que el ambiente moderno sea fuertemente modificado. (Based on Kolb and Van Lopilc, 1966, and Shlemonand Gagliano, 1972.).²

En lugar de consistir de una simple secuencia de acreción rápida, al examinar el delta moderno del Mississippi se puede ver una acreción de granos finos no marinos. Y, mientras un delta es, por su misma naturaleza, un prisma de regresión progresiva, cada lóbulo puede contener fases de regresiones constructivas y de transgresiones destructivas. El delta del tipo pata de pájaro del Mississippi, con redes de canales distributarios radiales, es raro en el mundo, y son vistos más comúnmente en lagos que en mares, tales como por ejemplo el delta del Río St. Clair de Canadá (Pezzetta, 1973). Puede haber dos razones para esto. Primero, no todos los ríos acarrean tanto material fino como el Mississippi. Las gravas de los deltas de abanico mantienen la forma básica de los conos aluviales. Los deltas de abanico pasan de los frentes de montañas al mar sin diferenciación dentro de los diversos subambientes descritos para el fangoso delta del Mississippi.

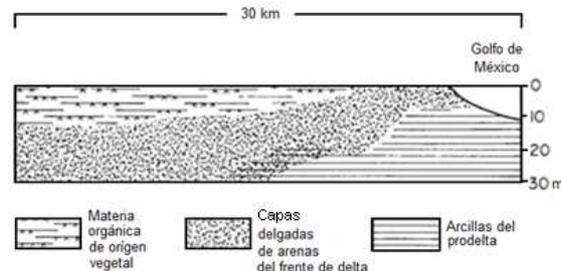


Figura 5.8 Sección del subdelta Lafouche del moderno Mississippi, mostrando los principales sitios de sedimentación de arena como capas delgadas en el frente de delta estos gradualmente sepultados debajo de capas de lodo de la progradación de la planicie del delta y turbas depositadas en el interdistributario, bahías y pantanos, con menos cuerpos de arena de canales de distribución. (After Gould, 1970. Courtesy of the Society for Sedimentary Geology.).²

El segundo principal factor calificativo de la geometría deltaica, es el tipo de sedimento, donde tienen una importancia relativa las influencias marinas y fluviales. El Mississippi mantiene una geometría de pata de pájaro porque está relativamente refugiado en cierta posición del Golfo de México. El alcance de las mareas de la parte norte del Golfo de México es bajo (menos de 1m) así, la corriente de las mareas es relativamente

insignificante, predominando los vientos del norte, lo que genera olas pequeñas, independientemente de esto, también influyen los huracanes ocasionales.

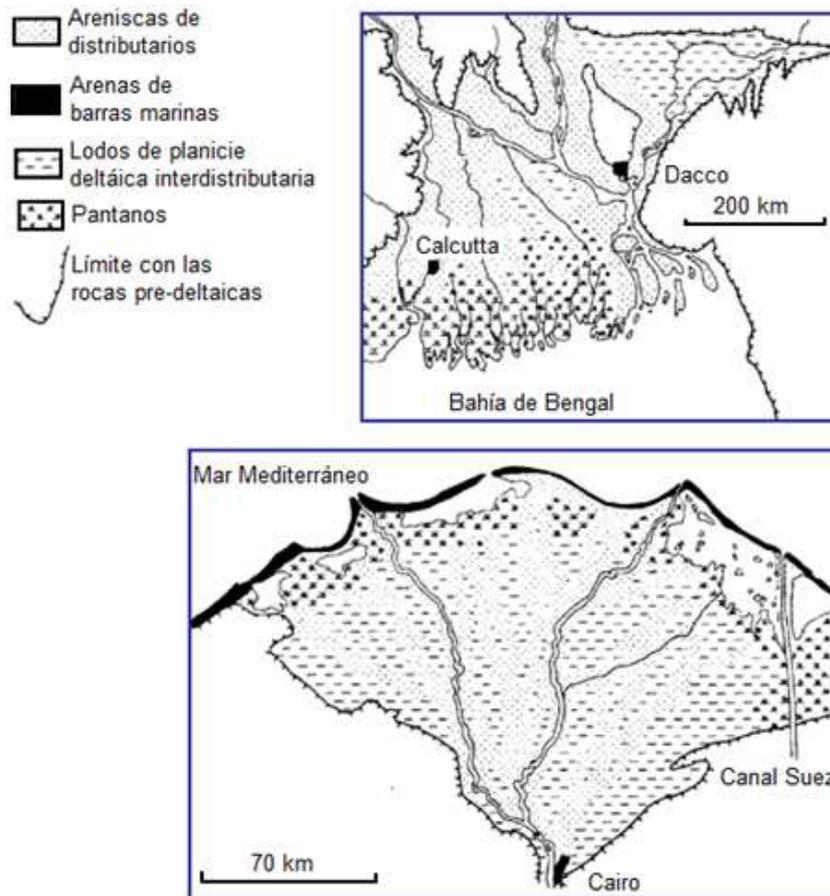


Figura 5.9 Mapa mostrando la distribución de los depósitos de deltas modernos, delta del Ganges-Brahmaputra (arriba) y delta del Nilo (abajo). El primero es un ejemplo de un delta dominado por mareas con canales de arena trenzados en dirección del mar. El Nilo es un ejemplo de un delta dominado por el oleaje, con extensos cuerpos de arenas de barrera en los bordes. (Basado en Coleman et al., 1970; Morgan, 1970; Wright y Coleman, 1973. Cortesía de la Sociedad de Geología Sedimentaria.)²

Deltas más expuestos, como el del Nilo, muestran desembocaduras de líneas de costa arqueadas (Figura 5.9). Esto es porque las arenas no se depositaron de inmediato a la boca del río sino que fueron re TRABAJADAS por el mar y re depositadas a lo largo del frente deltáico, a menudo en forma de islas de barrera. La influencia marina, sin embargo, puede ser intensificada por las olas e influir en las costas expuestas y erosionar los sedimentos de marea. En la bahía de Bengal el alcance de la marea varía bastante, de 3 a 5 m, a causa de esto, las costas de la Bahía de Bengal son tranquilas a diferencia de las del Mississippi.

Los deltas dominados por mareas se presentan en las desembocaduras de los ríos Ganges-Brahmaputra, Klang, Langat, y Mekong (Coleman et al., 1970; Morgan, 1970). El efecto de erosión de las corrientes fuertes de mareas redistribuyen los sedimentos fluviales en extensas planicies donde se generan vastos pantanos desarrollando trampas

de sedimento adicional. Sus canales distributarios son estuarios amplios, profundos, rectos y trenzados. (Figura 5.9).

Previo al análisis se muestra que los deltas son compuestos de una serie de acreciones y canales de lóbulos clásticos. Estos lóbulos, esencialmente regresivos, pueden contener en la cima granos finos y presentar fases tanto constructivas como destructivas. Además, los ambientes y facies de deltas varían ampliamente de acuerdo a la importancia relativa de los procesos de oleaje, de mareas y fluviales. La **Tabla 5.1** es una sugerencia de clasificación de los diferentes tipos de deltas reconocibles según el proceso dominante.

Tabla 5.1 Clasificación de deltas basada en el proceso dominante. Basada en Fisher et al. (1969), Morgan (1970), and Wright and Coleman (1973).²

Proceso dominante	Ambientes	Facies de arena	Ejemplos	
Fluvial	Distributivo de pata de pájaro radial/sistema de bordos	Barras radiales de arena de desembocadura	Mississippi	
Marino	Olas	Distributarios truncados por barras de arena.	Barras de arena de frente de delta arqueados.	Nilo y Niger.
	Mareas	Planicies mareales erosionadas, estuarios trenzados	Frente de delta láminas de arenas	Mekong y Ganges-Brahmaputra

Depósitos de deltas antiguos:

Los deltas antiguos están señalados en registros geológicos. Se informa de deltas antiguos encontrados gracias a algunos autores como Coleman y Prior (1982), Barwis (1990), Oti y Postma (1995) y Reading y Collinson (1996).

En general, es posible distinguir los deltas fluvialmente dominados de los dominados por el mar. Notables ejemplos de sedimentos cíclicos deltáicos han sido descritos en el Carbonífero Superior (Pensilvaniano) en algunas partes del mundo, principalmente en el noroeste de Europa. Norte América y Australia (e.g., Potter, 1962; Wanless et al., 1970). Estos deltas incluyen cantidades de carbón que han sido de gran importancia económica para estas regiones. Al incrementar el detalle del mapeado de sedimentos entre las regiones con grandes extensiones de carbón y delgadas arcillas marinas se marcan horizontes que muestran cuerpos delgados radiales de arena análogos a los del Mississippi

moderno. La sedimentología y correlaciones de estas arenas sugieren que son canales de arena, más que barras de dedos de arenas. Así, las arenas del Pensylvaniano pueden ser diferentes en génesis de las del Mississippi moderno, lo que es razonable si se considera que fueron deltas fluvialmente dominados.

Un ejemplo notable de un delta dominado por el mar es el Grupo Brent (Jurásico Medio) del Mar del Norte. Este es un importante yacimiento petrolero (Morton et al 1992).

En conclusión, por procesos del delta se generan acreciones de lóbulos de sedimentos formados de lodo marino y diversos sedimentos no marinos, este modelo simple puede ser modificado por influencias destructivas marinas. Además, si el delta está inclinado puede ser lo suficientemente inestable para deslizarse y caerse, entonces las arenas se re depositan turbidíticamente, presentándose en el frente de delta.

El reconocimiento de estos diversos modelos deltaicos es crítico para la explotación efectiva de hidrocarburos presentes en deltas antiguos. Los yacimientos en areniscas de deltas fluvialmente dominados, son cuerpos delgados radiales de la plataforma del delta. Los deltas dominados por el mar tienden a tener bancos de arenas poco profundos. Arenas de yacimientos adicionales se pueden presentar en los cañones submarinos y abanicos de deltas de alta inclinación.²

Subambientes deltaicos

El sistema deltaico es uno de los más complejos sistemas o ambientes de depositación, por lo que se generan muchos subambientes sedimentarios.

En términos generales, un sistema deltaico se puede dividir en tres regiones: planicie deltaica, frente de delta y prodelta, **Figura 5.10**. En forma más detallada y considerando un mayor número de factores, el área de un delta se subdivide en: valle aluvial (planicie de descarga del río), planicie deltaica superior, planicie deltaica inferior, planicie deltaica marginal, cuenca marginal, delta activo, delta inactivo y delta bajo el mar, **Figura 5.11**.

En cualquiera de los casos, se tiene una gran variedad de subambientes que, por supuesto, propician la acumulación de sedimentos con características peculiares en cada caso.

En este trabajo se considerará la primera de las dos divisiones mencionadas, por lo que se describirán los subambientes que se presentan en la planicie deltaica, en el frente de delta y en el prodelta, **Figura 5.10**. Al ir comentando tales subambientes implícitamente, se tomarán en cuenta aspectos que se señalan en la división más detallada, **Figura 5.11**.

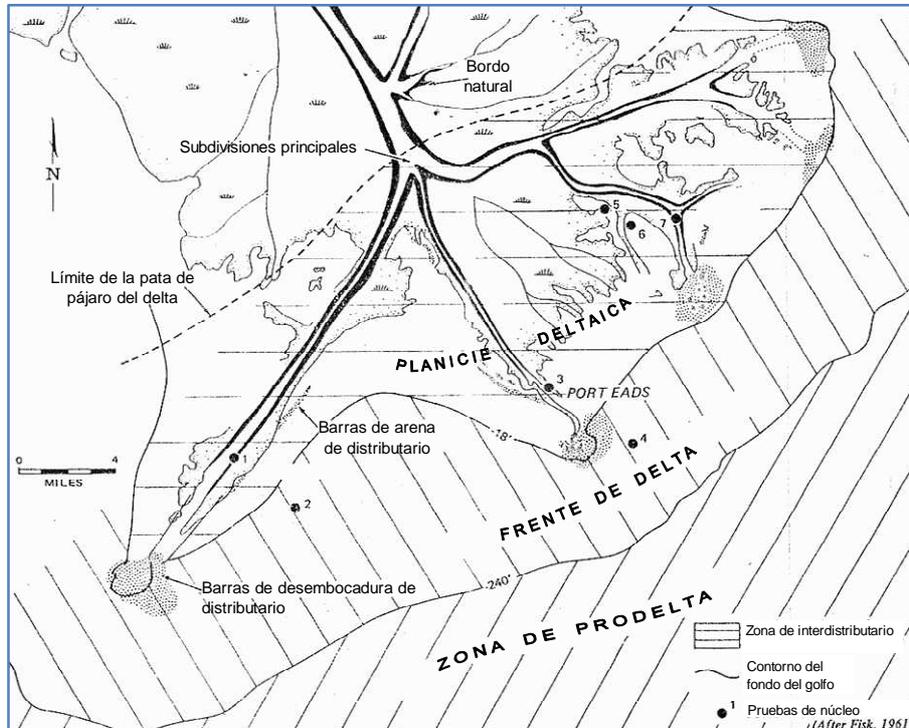


Figura 5.10 Ambientes sedimentarios de la pata de pájaro del delta de Mississippi en donde se aprecian las tres áreas principales de un delta.⁵

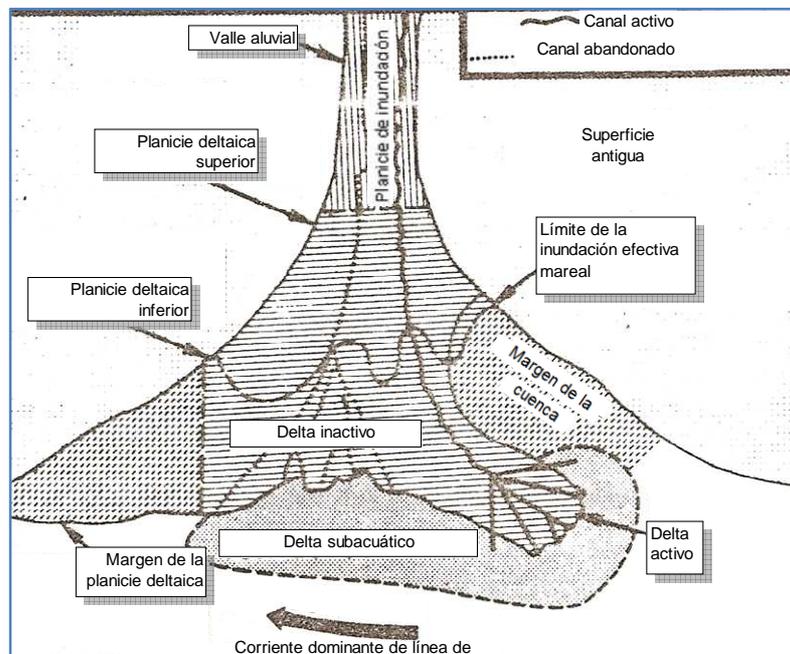


Figura 5.11 Subdivisiones de elementos dentro del delta

Planicie deltaica

En esta área se tienen los subambientes denominados: canal distribuidor de sedimentos o simplemente distributivo, bordos, “crevasse”, barras de desembocadura de distributivo y zonas interdistributarias.

Distributarios

Uno de los más importantes y característicos procesos en la formación de deltas es la progradación y bifurcación de los canales distributarios. Debido a que los deltas son constantemente alimentados con sedimentos acarreados por los ríos, los distributarios van progradando hacia el mar, corriendo sobre las barras que forman en la planicie de sedimentación, **Figura 5.10**.

Los sedimentos que entran al sistema deltaico a través del río alimentador se depositan en la desembocadura de éste formando una barra de desembocadura que origina la bifurcación de la corriente y se divide, por consiguiente, la distribución de los sedimentos por medio de los distributarios y se inicia, prácticamente, la formación del delta. La barra se forma por la depositación de sedimentos que lleva la corriente debido al cambio brusco de velocidad que sufre el agua con su carga al entrar a la cuenca (mar).

La corriente de los distributarios es encauzada por bordos naturales, unas veces sobre el nivel del mar y otras bajo éste. Estos bordos tienen características geológicas peculiares y se consideran subambientes. Cuando se rompe un bordo, o sea cuando se forma una grieta, se desvía parte de la corriente y se genera un “crevasse” que puede convertirse en una ampliación lateral del delta y posteriormente en un lóbulo, **Figura 5.12**.

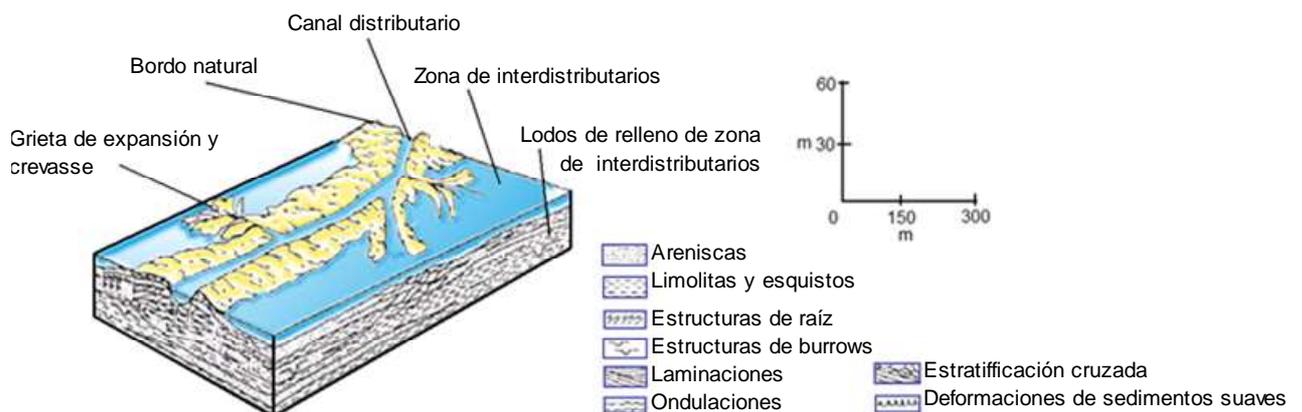


Figura 5.12 En esta figura se muestran algunas características del distributivo entre ellas el crevasse⁶

Los distributarios avanzan o progradan sobre la barra que se forma en su desembocadura y que no lo bifurca. Los distributarios tienen muchas similitudes con los sistemas de canales fluviales, pero también en ocasiones difieren significativamente. Generalmente son rectos, unidireccionales, con baja sinuosidad pero si existen meandros se pueden desarrollar point bars, **Figura 5.10**.

Con el tiempo, los distributarios activos se rellenan principalmente de sedimentos gruesos acarreados por la corriente. En un distributario abandonado los sedimentos de relleno son finos. Si el abandono es gradual se tendrá una secuencia vertical hacia arriba de disminución de tamaño de sedimentos (de arena a arcillas); en tanto que si el abandono es abrupto se tendrá un cambio brusco de arenas de canal a lodos de relleno, de abajo hacia arriba.

Barras de desembocaduras de distributario

Los sedimentos gruesos (arenas) que acarrea los distributarios son depositados en la parte superior (cresta) de las barras de desembocadura que van construyendo, así como un poco más delante de ellas. En la cresta, los sedimentos están expuestos a retrabajamiento, principalmente por efecto de las olas.

El ritmo de acumulación de sedimentos es alto, por lo que la barra de desembocadura es el subambiente con máxima deposición de arena en el sistema deltaico. Los sedimentos son arenas limpias con abundante estratificación cruzada multidireccional.

Por el continuo aporte de sedimentos que llevan a cabo los distributarios, las barras de desembocadura se van formando y progradando hacia el mar, **Figura 5.13**. La parte alejada de la barra, hacia el mar (parte distal) difiere significativamente de la cresta. En esta zona distal los sedimentos son más finos y llegan muy pocas veces a ellas los sedimentos arenosos, **Figura 5.14**. Los distributarios que corren sobre las barras erosionan parte de las crestas. Al progradar las barras, las partes distales quedan debajo de los sedimentos arenosos de las partes altas de la barra, es decir sedimentos distales (finos) depositados en un tiempo, son cubiertos por sedimentos gruesos (arenas) de las crestas depositadas tiempo después. Por lo anterior, en una barra de desembocadura se forma una secuencia granulométrica vertical ascendente: en la parte baja de la barra se tienen sedimentos finos (limos arenosos) cambiando hacia arriba a sedimentos gruesos (arenas), **Figuras 5.13 y 5.14**.

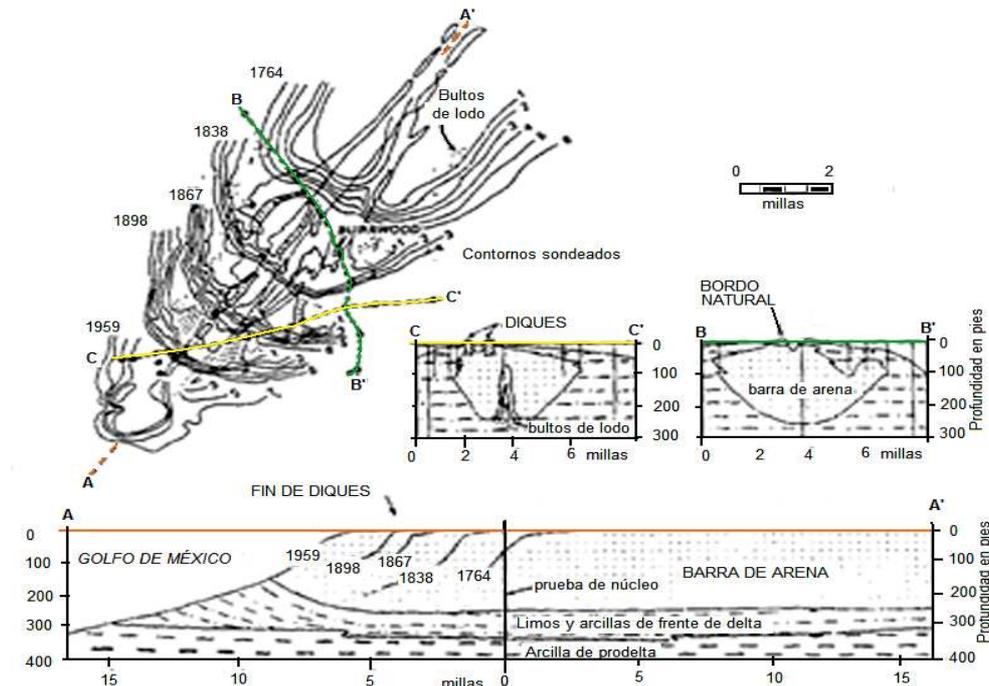


Figura 5.13 Historia sedimentaria del Holoceno de la barra de boca de distributario del río Mississippi. De Fisk (1961)⁴

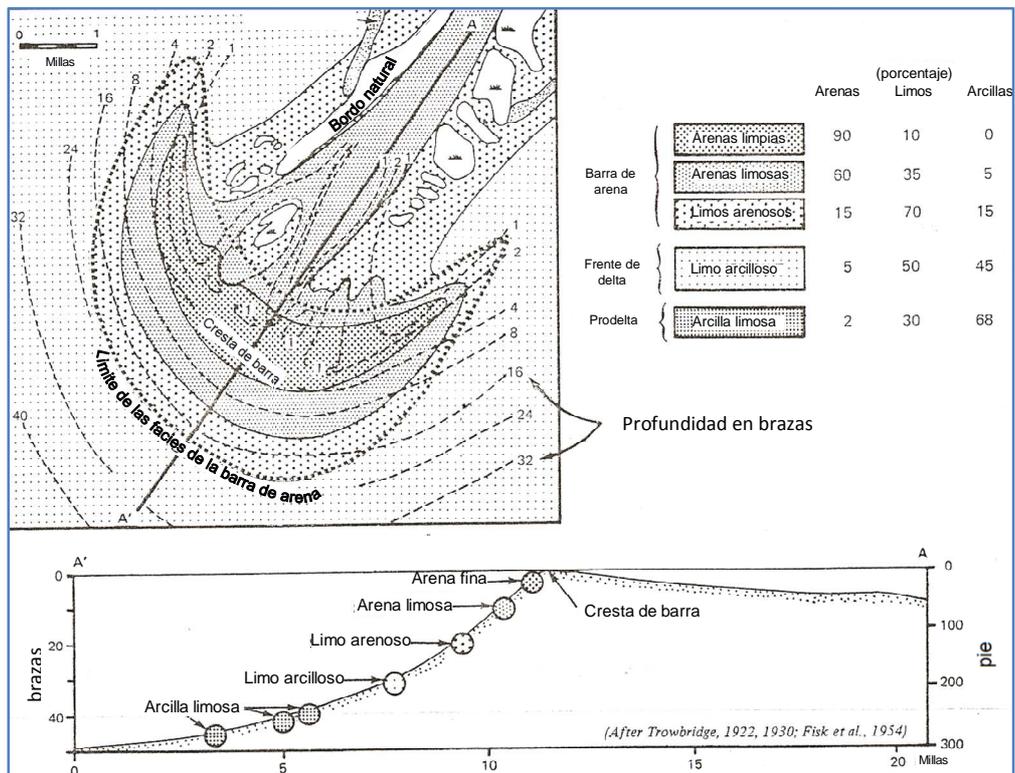


Figura 5.14 Distribución idealizada de las barras de desembocadura de los distributarios del delta de Mississippi⁴.

Zonas interdistributarias

Como su nombre lo indica son áreas ubicadas entre los canales distributarios, **Figura 5.10**. Estas zonas deltaicas son zonas de inundación; su magnitud y geometría dependen principalmente de la energía que domine al sistema deltaico: ríos, olas o mareas.

Las áreas interdistributarias son de poca profundidad, en ellas se encuentran lagos, bahías, pantanos y ciénagas, en los que se tienen organismos y vegetales. La abundancia de estos dependerá de la salinidad y drene del agua existente.

En las zonas interdistributarias, se encuentran los canales abandonados, que en cierta época fueron activos, así como los desparramamientos de sedimentos, al ocurrir un rompimiento del bordo del distributario (crevasse) antes de que se conviertan en lóbulos.

Los sedimentos en las áreas interdistributarias generalmente son finos (limos y arcillas) presentándose en laminaciones delgadas, en ocasiones se tienen también algunas laminaciones de arena.

Frente de delta

El subambiente denominado frente de delta se localiza al frente de los distributarios activos. Puesto que con el tiempo los extremos de esos distributarios cambian de posición, el frente de delta también lo hace, adentrándose al mar. En la **Figura 5.10** se muestra el frente de delta a un cierto tiempo.

Los sedimentos del frente de delta lo forman las partículas que se depositan a continuación de la parte distal de las barras de desembocadura de los distributarios. Los sedimentos del frente de delta se mezclan con los del prodelta. Como se ha comentado en otras partes de este trabajo, los distributarios descargan los sedimentos formando una barra que manifiesta una variación gradual de tamaño de grano: de clastos grandes y limpios (arenas limpias) en la parte superior a partículas finas (limos arenosos) en la inferior, que corresponden a la parte distal de la barra. Estos sedimentos finos de la barra de desembocadura están en contacto con los también finos (limos arcillosos) del frente de delta, los cuales, a su vez, lo están con las arcillas del prodelta, sobre las que se depositan, (**Figuras 5.13, 5.14, y 5.15**). En los contactos superior e inferior del frente de delta, o sea, con las barras de desembocadura y el prodelta, respectivamente, se presentan interdigitaciones de los sedimentos.

Prodelta

El prodelta se ubica hacia el mar, adelante del frente de delta, **Figura 5.10**. Está compuesto por los primeros sedimentos terrígenos introducidos a la cuenca por un incipiente delta.

Los sedimentos del prodelta son depositados completamente bajo el nivel del mar, la mayor de las veces más abajo del alcance de la acción de las olas, conformando una pendiente suave del frente de delta al piso de la cuenca. El material que se deposita en el prodelta es el que entra en suspensión a la cuenca y viaja distancias grandes mar adentro; está compuesto principalmente de arcillas con muy poca cantidad de limos, **Figuras 5.13 y 5.14**.

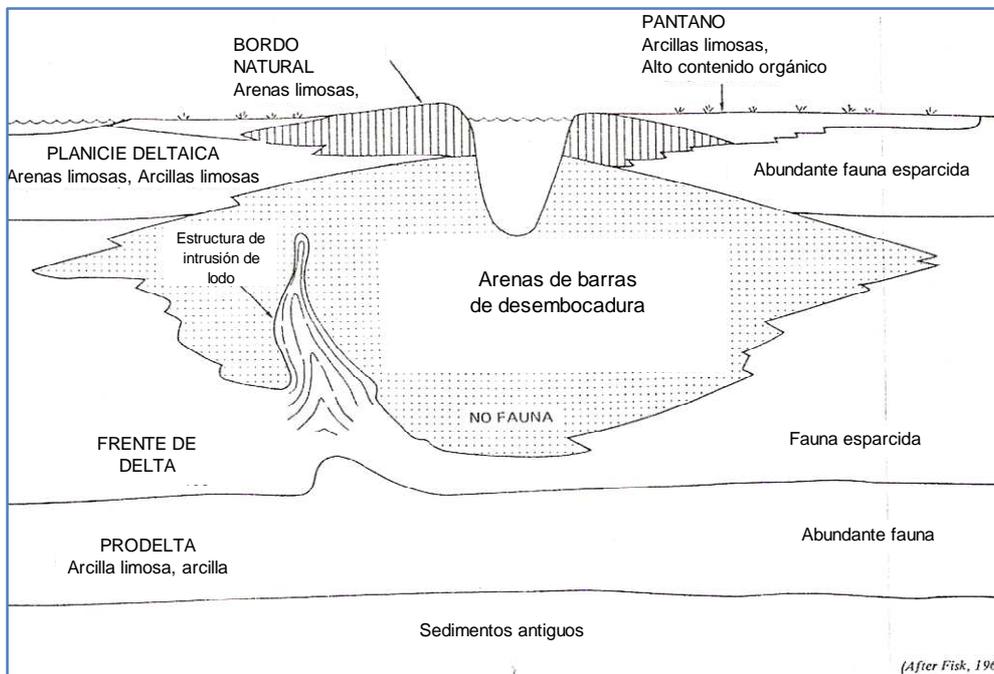


Figura 5.15 Características típicas de barras de desembocadura arenosas y facies asociadas⁷

En áreas cercanas al frente de delta, son comunes las laminaciones limosas paralelas y lenticulares, presentándose algunas laminaciones cruzadas; hacia el mar, las laminaciones son más delgadas y menos frecuentes.

El prodelta es el más homogéneo y ampliamente distribuido de los subambientes de un sistema deltaico, así como comúnmente el de mayor espesor.

Con base en lo mencionado en párrafos anteriores sobre los cambios verticales de litología y tamaño de grano en los diferentes subambientes de un complejo deltaico, a continuación se presenta la **Figura 5.16**, que muestra los perfiles de rayos gama correspondientes.

Distributarios

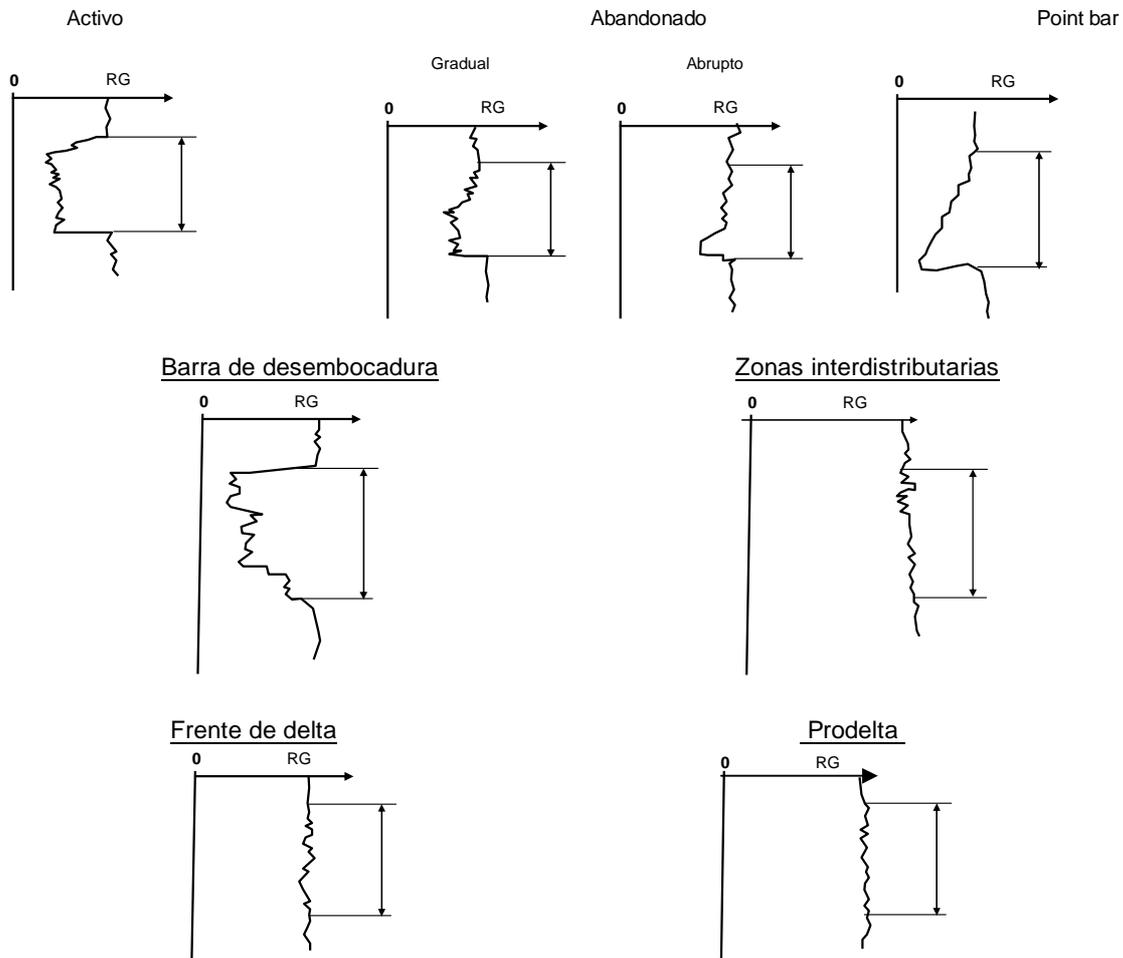
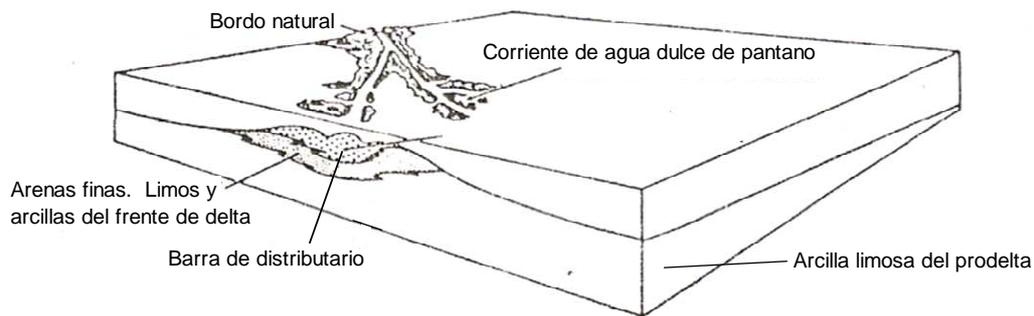


Figura 5.16 Perfiles del registro de radioactividad natural (RG) de los diferentes subambientes de un sistema deltaico⁸

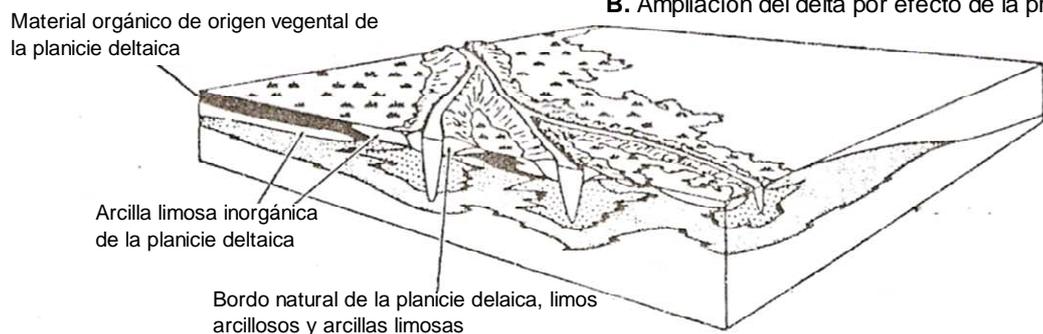
En el área en donde se desarrolla un complejo deltaico se presentan con el tiempo una serie de eventos geológicos locales y regionales, tales como subsidencias, progradaciones, transgresiones, regresiones, que alteran las condiciones de los subambientes y del ambiente deltaico completo, dando lugar a ciclos de sedimentación que traen como resultado series de apilamientos de sedimentos acumulados en diferentes áreas de depósito, **Figura 5.17**. Los apilamientos pueden observarse en un registro de rayos gama de un intervalo de espesor grande que se haya tomado en algún pozo, dentro de un complejo deltaico, **Figura 5.18**.

Para efectos de relacionar los aspectos geológicos con los petrofísicos de un sistema deltaico, tema de esta tesis, solo se considera el caso de la barra de desembocadura por ser el sedimento que contiene la mayor cantidad de material arenoso y por lo tanto es de mucha importancia desde el punto de vista petrolero.

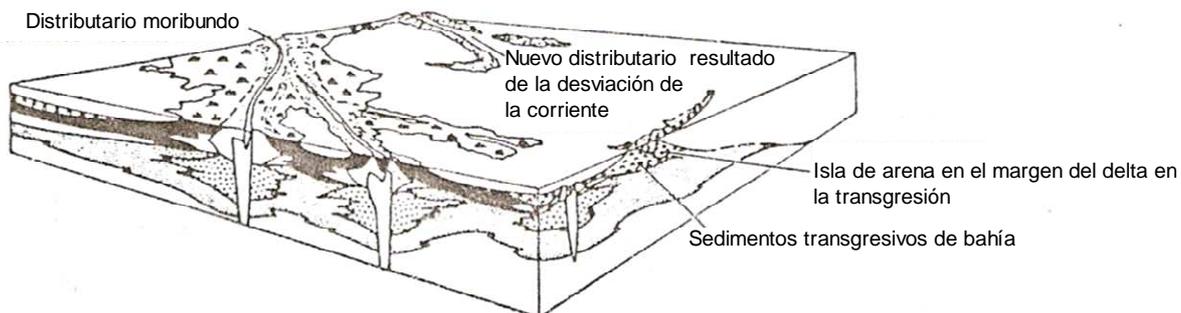
A. Progradación inicial



B. Ampliación del delta por efecto de la progradación



C. Distributario moribundo y transgresión



D. Repetición del ciclo

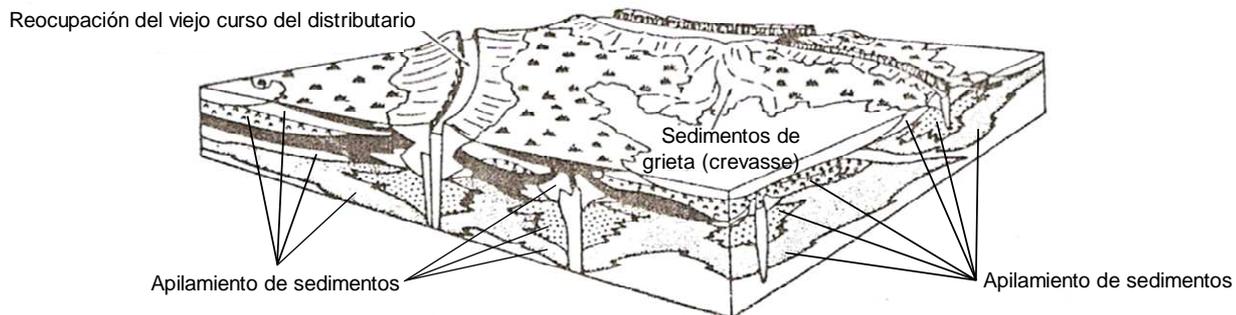


Figura 5.17 Desarrollo del delta a través del tiempo por progradación (A, B, D) y cambios de dirección de distributario (C) que originan apilamiento de sedimento (por Davis 1983)⁶

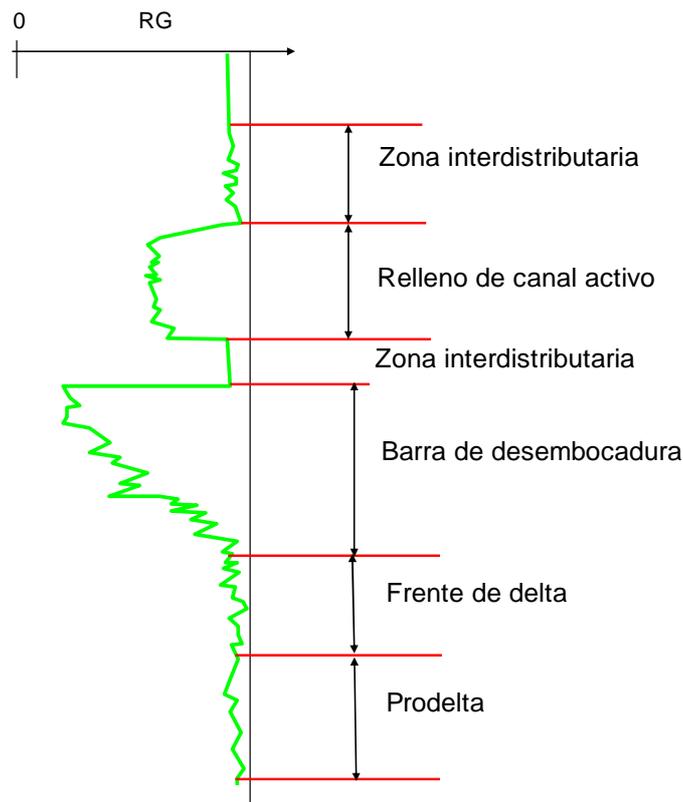


Figura 5.18 Ejemplo teórico de registro de radioactividad natural de un intervalo con espesor grande de un complejo deltaico⁸

Las características geológicas atribuidas son reflejadas en cada caso de estos ambientes, que aún siguen siendo estudiados y documentados proveyendo las bases para el reconocimiento de su origen y del mismo sistema deltaico.

A continuación se presenta la **Tabla 5.2** que resume las características geológicas del subambiente sedimentario deltaico conocido como barra de desembocadura, pero antes se describe la geometría típica de un delta.

Geometría

Generalmente triangular formada en las desembocaduras de los ríos que entran en el mar. Los contornos de la tierra construidos por muchos deltas no son completamente triangulares, incluso, algunos deltas modernos no han generado muchos sedimentos todavía; sin embargo, ya forman cuerpos de sedimento, pero están aún por debajo del nivel del mar. Un punto importante es que forman una unidad básica depositada por cada cauce; tal unidad se conoce como lóbulo. En un delta grande, existen muchos distributarios individuales. Todos los lóbulos se unen para formar un complejo deltaico.

Los deltas normalmente son grandes cuerpos sedimentarios formados por una gran cantidad de sedimentos.

Una pregunta interesante sobre los deltas es por qué tienen esas formas de delta o abanico, ambas formas son el resultado de acumulaciones de sedimentos que generan lóbulos al final del canal. La principal diferencia es que los abanicos son depositados lejos de la influencia de turbulencias muy fuertes, haciéndolo en una superficie libre en un cuerpo de agua. Así, los abanicos no son generados por procesos cercanos a la costa. La mayoría de los deltas, al contrario de los abanicos, consiste de una complicada interacción entre la línea de costa, corrientes subacuáticas y depósitos sedimentarios terrestres. En cambio, los abanicos son producto de procesos que operan enteramente en el dominio subareal o enteramente dentro de dominio subacuático, bajo profundidades cercanas a la costa.¹

Pueden medir desde unas cuantas decenas de kilómetros hasta cientos de kilómetros tanto de largo como de ancho y desde decenas hasta cientos de metros de espesor (Figura 5.19).

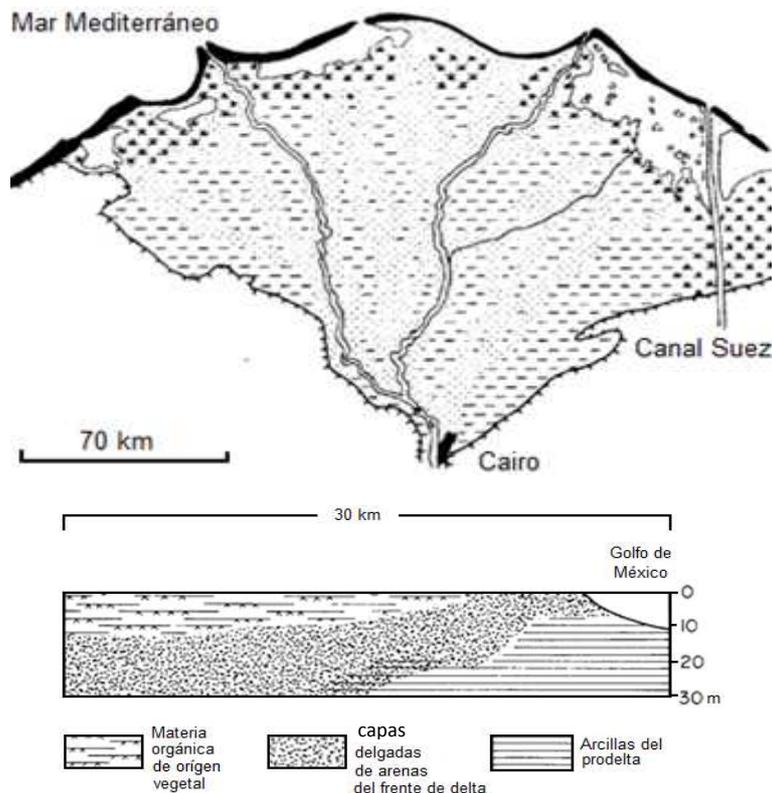
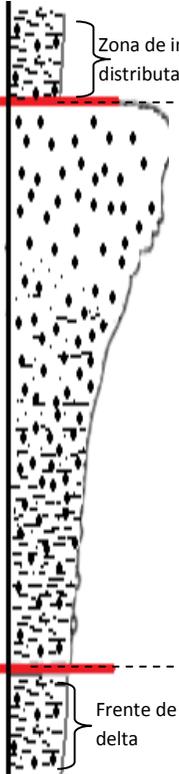
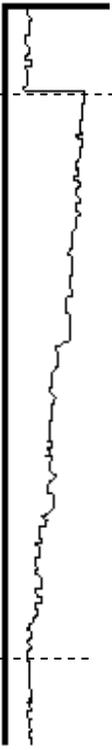


Figura 5.19 Geometría de los deltas

Tabla 5.2 Aspectos geológicos generales de barras de desembocadura

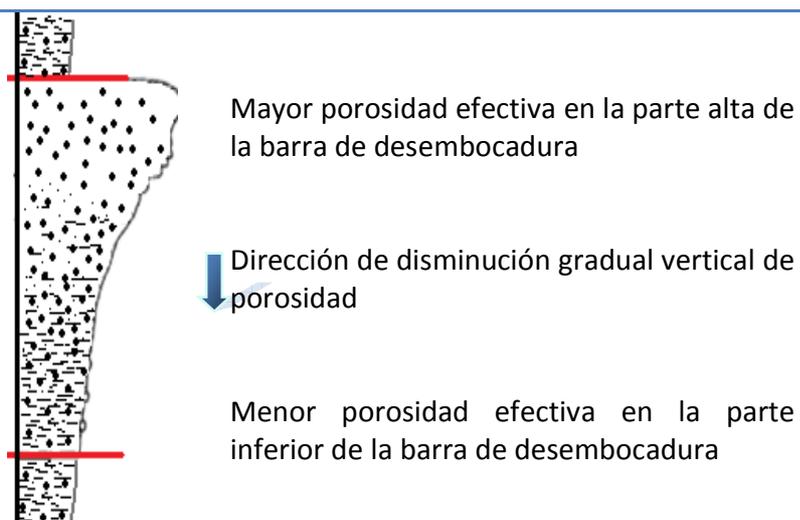
Litología	Estructuras primaras sedimentarias	Registro de rayos gama (RG)	Granulometría	Tamaño medio de grano (\bar{d}_g)
 <p>Zona de inter-distributarios</p> <p>Cambios de areniscas a limolitas y lutitas, teniendo la mayoría de las areniscas en la parte superior donde hay mayor energía. Las limolitas y las lutitas se presentan en las partes donde hay menos energía, lo que permite su sedimentación.</p> <p>Frente de delta</p>	 <p>Estratificación cruzada gigante</p> <p>Laminación ondulada</p> <p>Laminación uniforme</p> <p>Dependiendo de la energía de la corriente y el tamaño de grano, las arenas de las barras de distributarios muestran estratificación cruzada gigante o pequeña y en ocasiones laminación ondulada sobre todo al aumentar la cantidad de sedimentos finos hasta que son dominantes y presentan laminación uniforme.</p>	<p>Radioactividad</p>  <p>Las arcillas muestran mayor radioactividad que las arenas</p>		<p>\bar{d}_g</p> 

5.2 Aspectos petrofísicos

La heterogeneidad de propiedades petrofísicas de las barras de desembocadura deltaicas es a causa, precisamente, de la variación de sus propiedades geológicas, también heterogéneas.

En cuanto a la porosidad efectiva; se puede presentar un intervalo con muy buena porosidad y de repente uno casi sin porosidad quizás generado por variaciones propias del ambiente sedimentario, lo que puede ser bueno porque se puede entrapar mejor el petróleo; sin embargo, puede también no ser bueno en el caso de que esta variación de buena a mala porosidad efectiva sea en áreas muy pequeñas, ya que se podría presentar una serie de pequeñas cantidades de hidrocarburos almacenados no comunicadas entre sí y ésto dificultaría muy considerablemente su explotación.

En la **Figura 5.20** siguiente se muestra la tendencia de la distribución de la porosidad para una barra de desembocadura.



Cabe destacar que la porosidad no es tan lineal como en otros ambientes, es decir que aunque tiene la tendencia indicada, no es raro encontrar buena porosidad donde no debería haberla, ya que puede ser que se encuentren lóbulos encimados generando la repetición de la propiedad.

Figura 5.20 Distribución de porosidad en el subambiente sedimentario deltaico de barra de desembocadura.

Continuando con la permeabilidad, que va muy de la mano con la porosidad; tiene una distribución a lo largo de la barra de desembocadura muy parecida a la porosidad. Y también se tiene la misma variabilidad, ya que en la parte superior de las barras de distributarios se tiene

sedimentos más grandes que en las partes inferiores, es necesario considerar también que cerca de la desembocadura del río donde se tiene mayor energía (si se trata de un delta dominado por el río) se sedimentan las arenas que después de procesos diagenéticos se vuelven areniscas y que presentan mayor permeabilidad que las limolitas formadas por sedimentos muy finos depositados lejos de la desembocadura del río donde hay menor energía o en pantanos de interdistributarios donde también hay menor energía. Y considerando también que los canales distributarios cambien de dirección o atravesar viejos canales distributarios abandonados, se presentarán permeabilidades quizás no esperadas. Pero que al igual que la porosidad puede ser una cualidad o un defecto.

En la **Figura 5.21** se presenta la tendencia más general de distribución de permeabilidad en una barra de desembocadura.

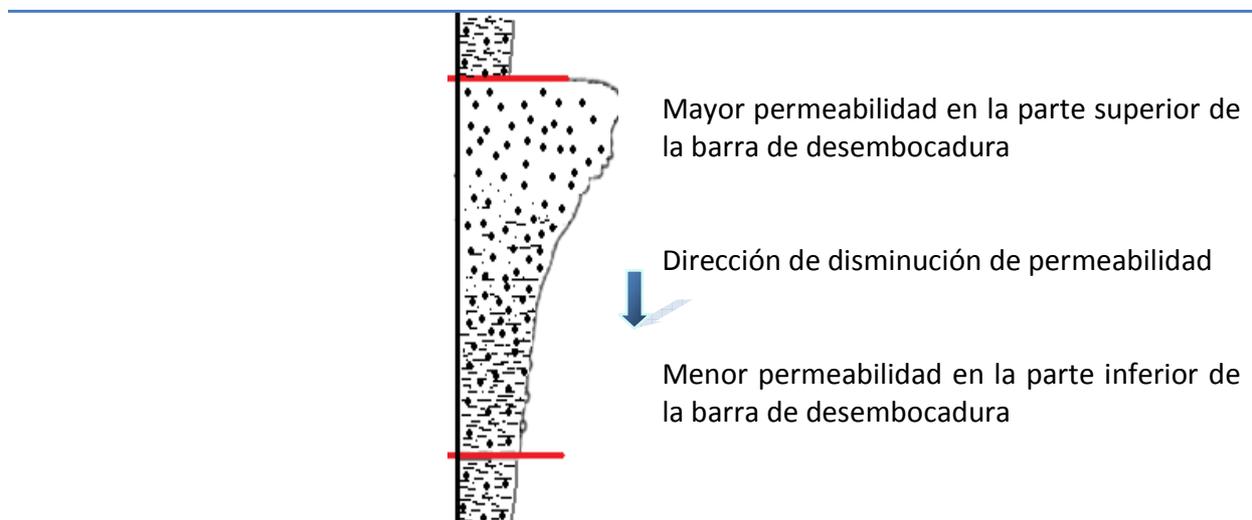


Figura 5.21 Distribución de permeabilidad en la barra de desembocadura

La siguiente propiedad petrofísica es la saturación de agua irreductible, que tiene una distribución en la barra, inversa a la porosidad y permeabilidad, es decir que donde se presenta mayor porosidad y permeabilidad se tendrá menor saturación de agua irreductible, ya que los espacios entre granos al ser menores tienden a retener más fuertemente el agua y al ser estos espacios mayores el agua tiene mayor libertad de movimiento. En la parte superior de las barras de distributario que se componen principalmente de arenas, se tienen mayores espacios entre granos dando como resultado una menor saturación de agua irreductible y en la parte inferior que es donde las corrientes son más tranquilas, y que se componen principalmente de limos y arcillas, que después de procesos diagenéticos se vuelven limolitas y lutitas tienen espacios muy reducidos entre los granos por lo que como ya se había mencionado, retendrán con mayor fuerza las partículas de agua, **Figura 5.22**.

Por supuesto que esta propiedad también se presenta de manera variable en un pozo, por el cambio de direcciones de distributarios y otros cambios naturales del ambiente sedimentario; sin embargo, de manera general sigue cierta tendencia aumentando la saturación de agua irreductible hacia la parte del fondo de la barra de desembocadura.

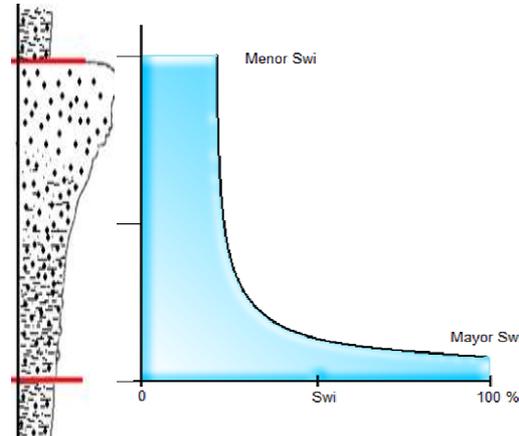


Figura 5.22 Distribución de la saturación de agua irreductible en la barra de desembocadura.

En la figura anterior se muestra como la distribución de la saturación de agua irreductible en barra de desembocadura tiende a ser menor en la cima y mayor en la base.

La siguiente propiedad petrofísica a analizar para subambientes deltaicos como las barras de desembocadura es la superficie específica que tiene una distribución parecida a la que se tiene para la saturación de agua irreductible, es decir que se tiene mayor superficie específica en las rocas sedimentarias compuestas por granos o clastos muy finos, es decir en lutitas y limolitas, ya que aunque la superficie específica por grano es muy pequeña, son tantos los pequeños granos que en conjunto logran sumar una superficie específica mayor e incluso bastante mayor que en clastos no finos como las arena. Como en las barras de desembocadura los sedimentos finos se encuentran en el fondo o base, es ahí, precisamente, donde se tendrá mayor superficie específica y por el contrario, en la cima de las barras de desembocadura se tienen areniscas compuestas de clastos no muy finos y por consiguiente su superficie específica en esta parte será menor que en el fondo.

La **Figura 5.23** muestra cómo se comporta la superficie específica verticalmente en una barra de desembocadura. Como ya se ha mencionado, la mayor superficie específica se encuentra en los sedimentos finos de la parte inferior de ésta.

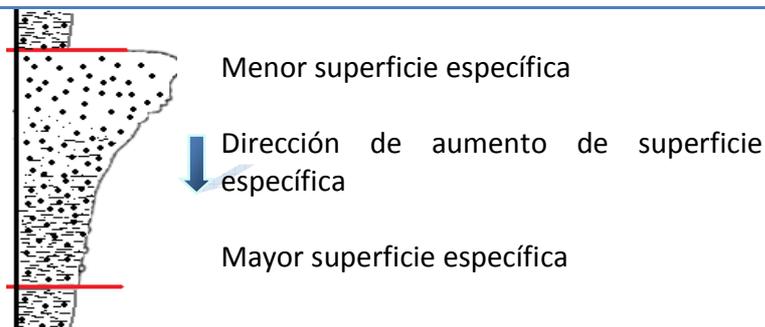


Figura 5.23 Distribución vertical de la superficie específica típica en una barra de desembocadura.

A continuación se describe como es la tendencia de la presión capilar de desplazamiento en las barras de desembocadura. Esta propiedad va muy de la mano con la superficie específica. Se tendrá mayor presión capilar de desplazamiento en las zonas donde se tiene menor tamaño de granos y por consiguiente los espacios pequeños entre ellos generarán una presión capilar de desplazamiento mayor que la que se puede tener en zonas con sedimentos de mayor tamaño, o sea con poros también de mayor tamaño.

Al igual que las demás propiedades no se mantiene lineal el cambio en toda la sección vertical de la barra de desembocadura, es decir tendrá algunas variaciones a lo largo de toda la sección, pero conservando la tendencia de ir aumentando hacia el fondo. Como se ha dicho, la causa de estas variaciones es porque el ambiente sedimentario no permanece siempre constante, sino que se presentan cambios temporales de acuerdo a fenómenos naturales.

En la **Figura 5.24** se esquematiza como es la variación vertical de la presión capilar de desplazamiento, típica de un subambiente sedimentario deltaico de barra de desembocadura.

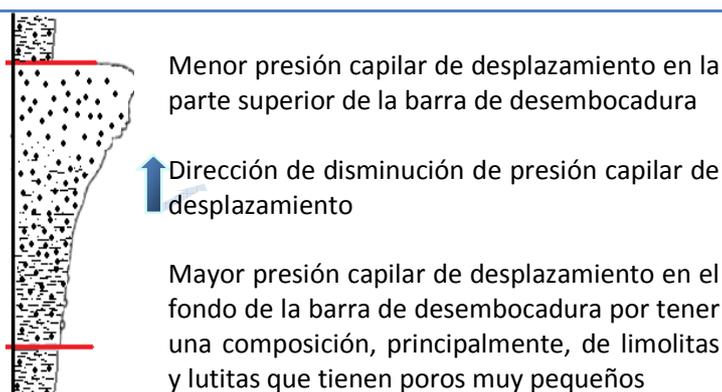
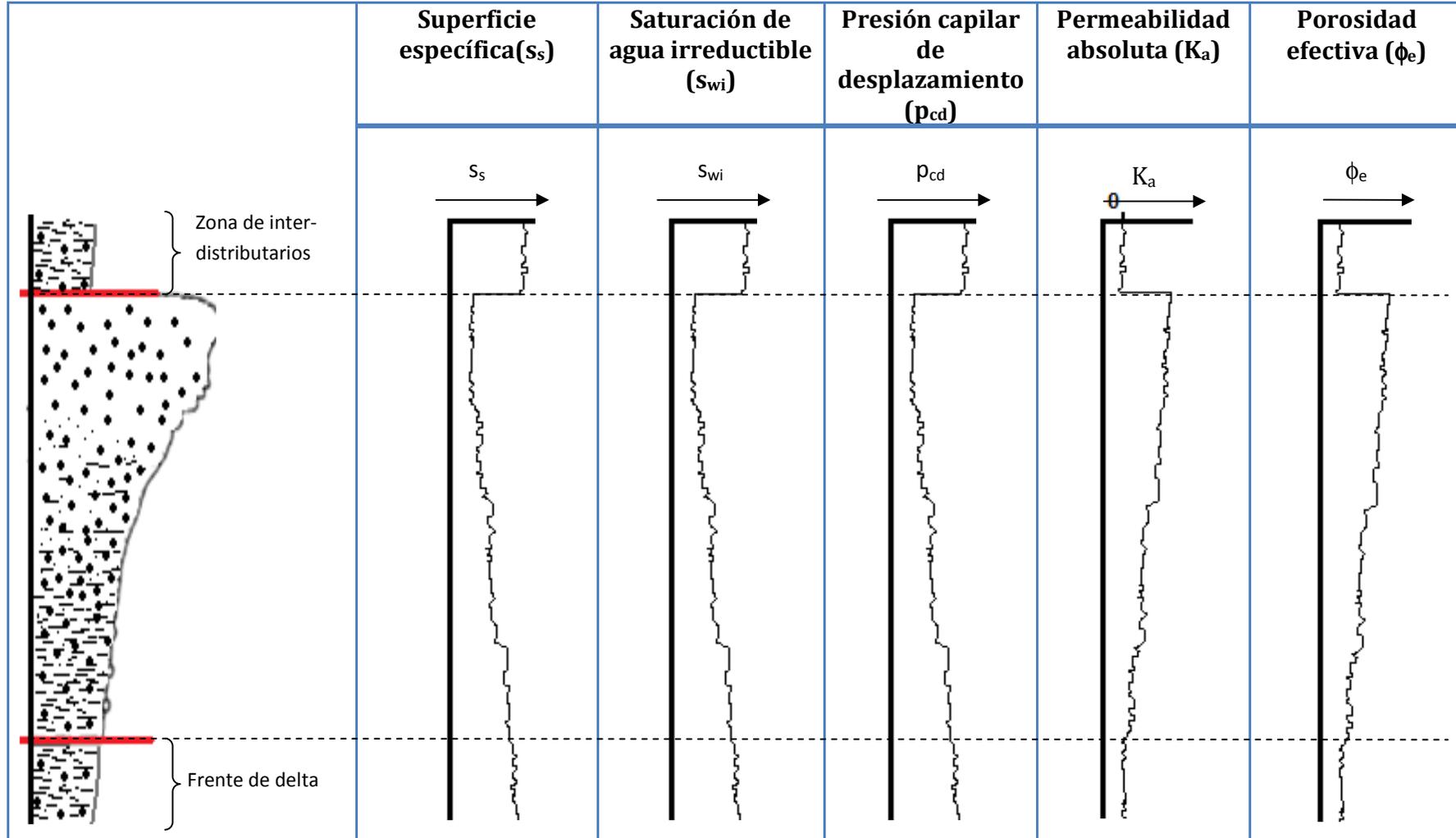


Figura 5.24 Tendencia de la presión capilar de desplazamiento en una barra de desembocadura

A continuación se muestra la **Tabla 5.3** en la que se resumen todas las características geológicas vistas anteriormente de una barra de desitributario.

Tabla 5.3 Resumen de propiedades petrofísicas de rocas sedimentarias de barra de desembocadura



5.3 Relación de propiedades Geológicas y Petrofísicas de barra de desembocadura de delta

A continuación se presenta la **Figura 5.25**, que muestra la geometría de los deltas y enseguida la **Tabla 5.4** en la que se resume la relación que guarda el subambiente de barra de desembocadura de distributario con características geológicas, y éstas, a su vez, la relación que guardan con propiedades petrofísicas importantes para la explotación de hidrocarburos, destacando de manera cualitativa y esquemática las propiedades que se pueden encontrar en un yacimiento cuyo origen de ambiente sedimentario sea de esta naturaleza.

Los deltas pueden medir desde unas cuantas decenas de kilómetros hasta cientos de kilómetros tanto de largo como de ancho (**Figura 5.25**) y desde decenas hasta cientos de metros de espesor.

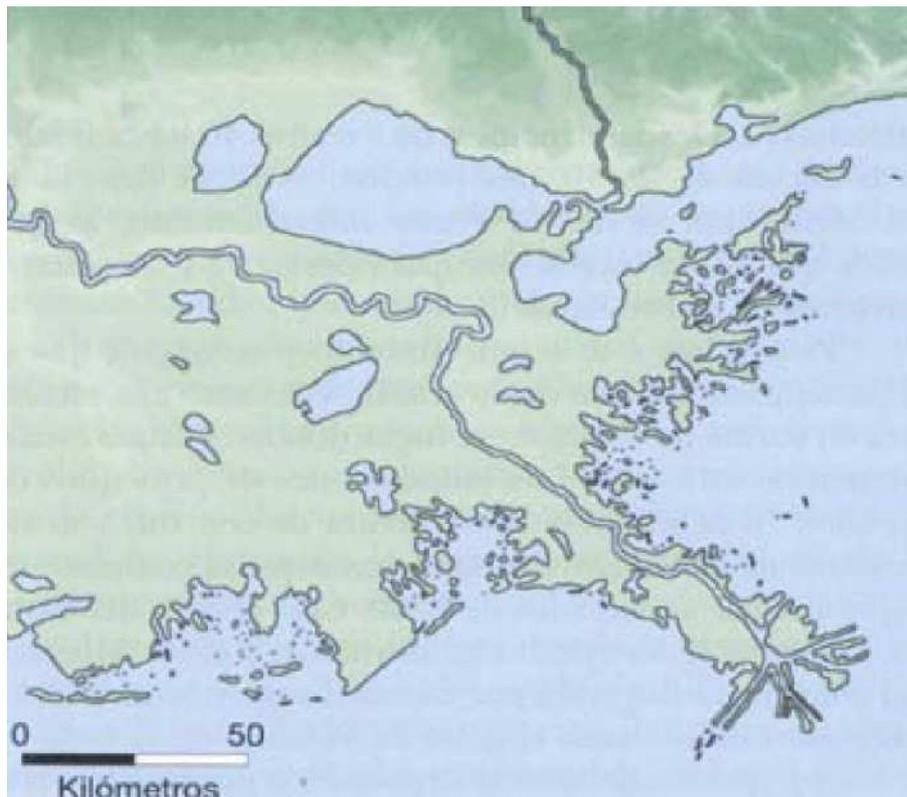
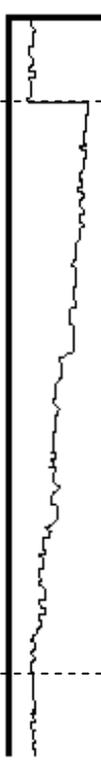
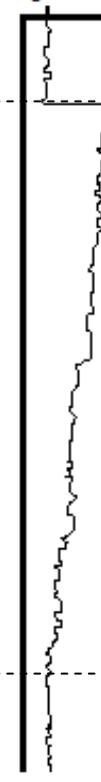


Figura 5.25 Geometría y dimensiones de un sistema deltaico³

Tabla 5.4 Relación de subambiente sedimentario de barra de distributivo con características geológicas y propiedades petrofísicas

Litología	Estructuras primaras sedimentarias	Registro de rayos gama (RG)	Granulometría	Tamaño medio de grano (\bar{d}_g)	Superficie específica (s_s)	Saturación de agua irreducible (s_{wi})	Presión capilar de desplazamiento (p_{cd})	Permeabilidad absoluta (K_a)	Porosidad efectiva (ϕ_e)
<p>Zona de interdistributarios</p>  <p>Cambios de areniscas a limolitas y lutitas teniendo la mayoría de las areniscas en la parte superior, donde hay mayor energía. Las limolitas y las lutitas se presentan en las partes donde hay menor energía, lo que permite su sedimentación.</p> <p>Frente de delta</p>	<p>Dependiendo de la energía de la corriente y el tamaño de grano, las arenas de las barras de distributarios muestran estratificación cruzada gigante o pequeña y en ocasiones laminación ondulada sobre todo al aumentar la cantidad de sedimentos finos hasta que son dominantes y presentan laminación uniforme.</p> <ul style="list-style-type: none">  Estratificación cruzada gigante  Laminación ondulada  Laminación uniforme 	<p>Radioactividad</p>  <p>Las arcillas muestran mayor radioactividad que las arenas</p>		<p>\bar{d}_g</p> 	<p>s_s</p> 	<p>s_{wi}</p> 	<p>p_{cd}</p> 	<p>K_a</p> 	<p>ϕ_e</p> 

5.4 Ejemplos de yacimientos petroleros en rocas de origen deltaico

Un ejemplo de yacimiento en sedimentos de origen deltaico son los pertenecientes a las formaciones del Pensilvánico Inferior y Medio del Noreste de Oklahoma, USA.

De estudio geológico regional se identificaron los formatos en tiempo (espesores o unidades estratigráficas limitadas arriba y abajo por marcas del tiempo), también llamados incrementos genéticos de estratos, existentes en el grupo Cherokee. Para cada formato se definió la distribución areal de los cuerpos arenosos que contiene. En la **Figura 5.26** se muestra la distribución general en el área de seis unidades arenosas. Posteriormente, para cada arena se determinó con detalle su distribución. En la **Figura 5.27** se presenta el mapa de isopacas arenosas de la Arenisca Bartlesville y en la **Figura 5.28** el mapa de ambientes sedimentarios, con base en los registros de litología y resistividad del intervalo arenoso.

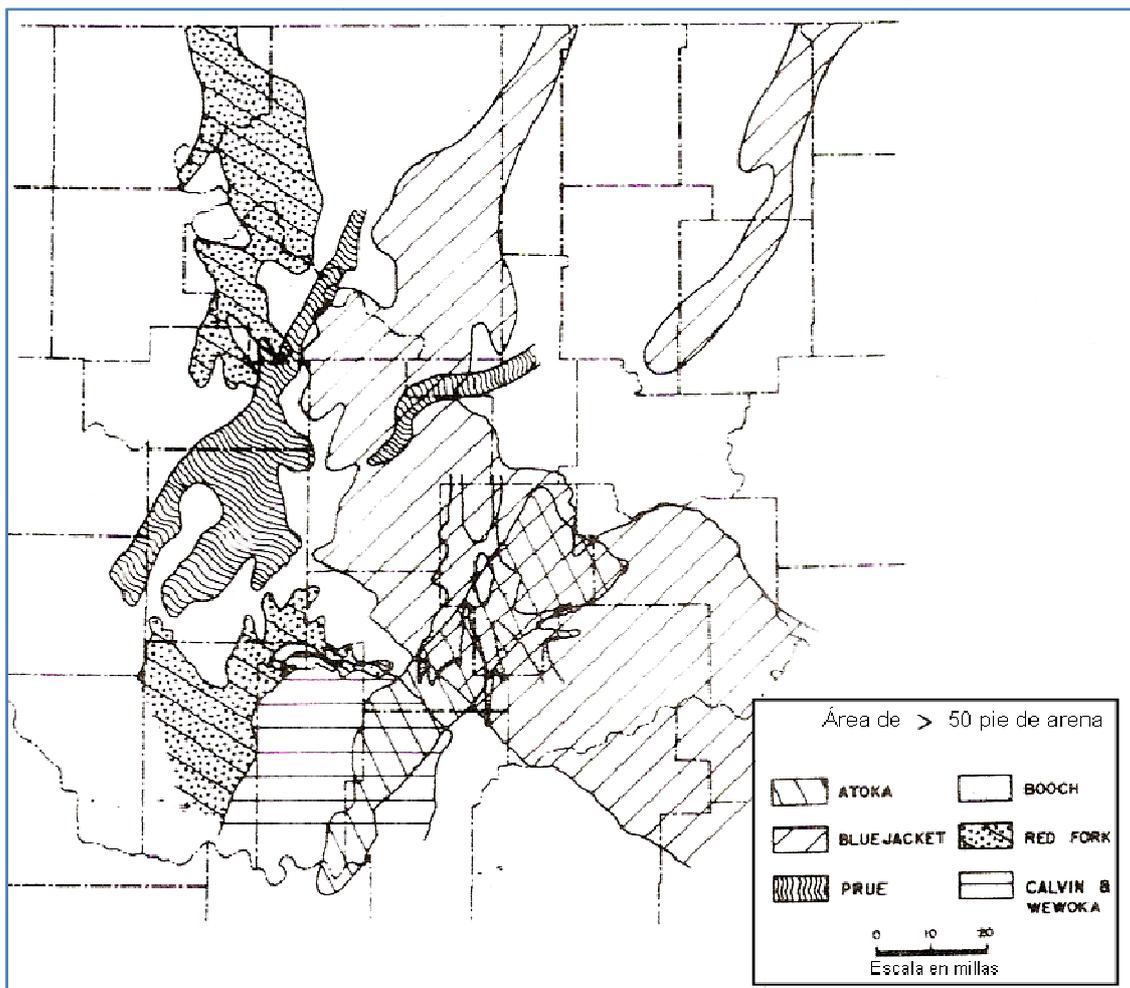


Figura 5.26 Geometría de la distribución de los sedimentos arenosos en los formatos

zonas interdistributarias, frente de delta y prodelta, dentro de la complejidad propia del sistema deltaico.

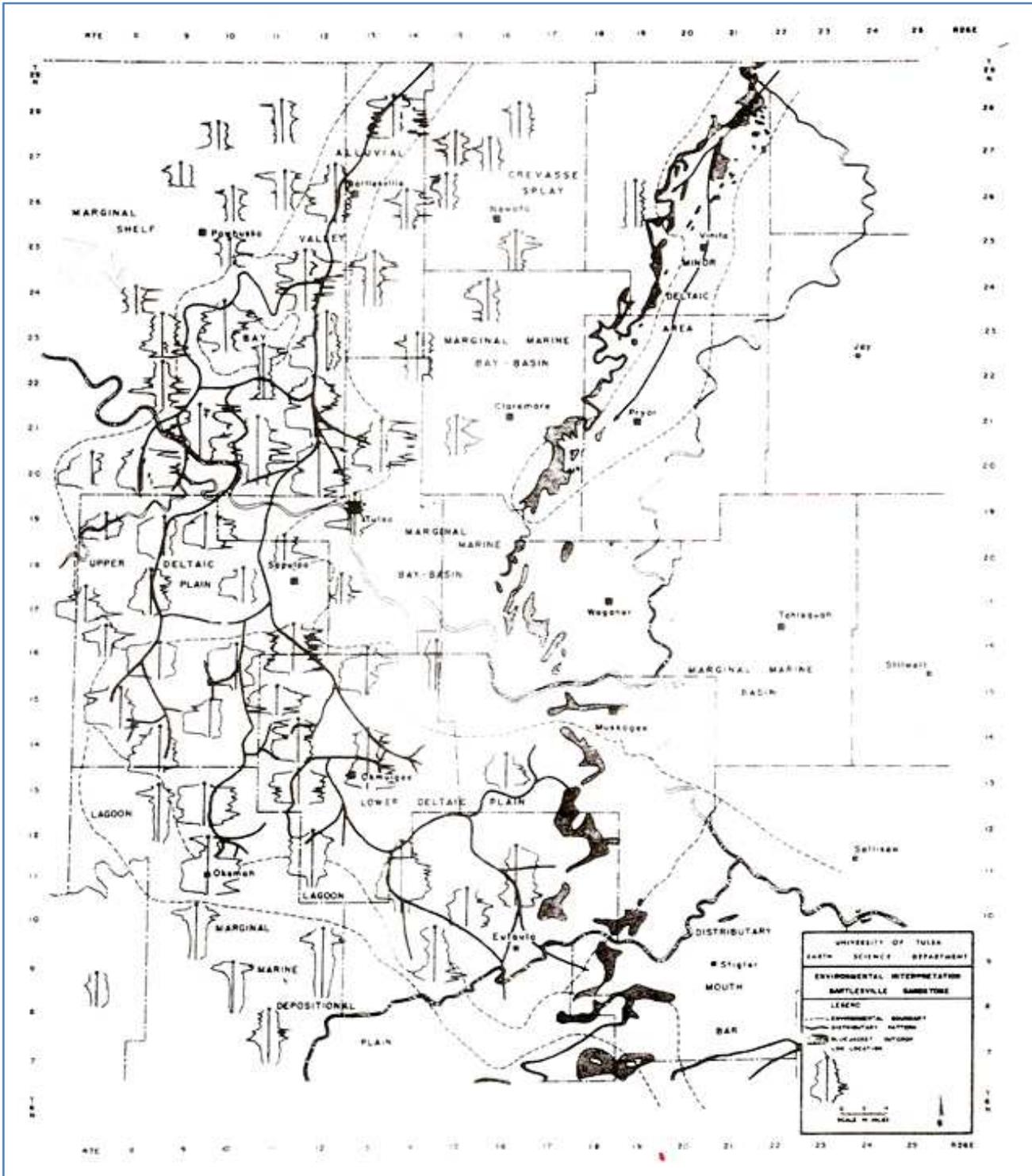


Figura 5.28 Segmentos de registros litológicos y eléctricos de la arena Bartlesville.

Para las otras areniscas inferiores y superiores a la Bartlesville se tendrán distribuciones similares, conformando verticalmente un complejo deltaico.

En la **Figura 5.29** se muestra la distribución de los yacimientos pertenecientes al formato estudiado. Se puede apreciar la gran concordancia entre la distribución del cuerpo arenoso con la de las acumulaciones de hidrocarburos. Con base en la información presentada en las **Figuras 5.26 a 5.29** y lo expuesto a lo largo de esta tesis, se puede indicar que las rocas de los yacimientos existentes tendrán las características geológicas y petrofísicas acordes al subambiente en el que se ubiquen.

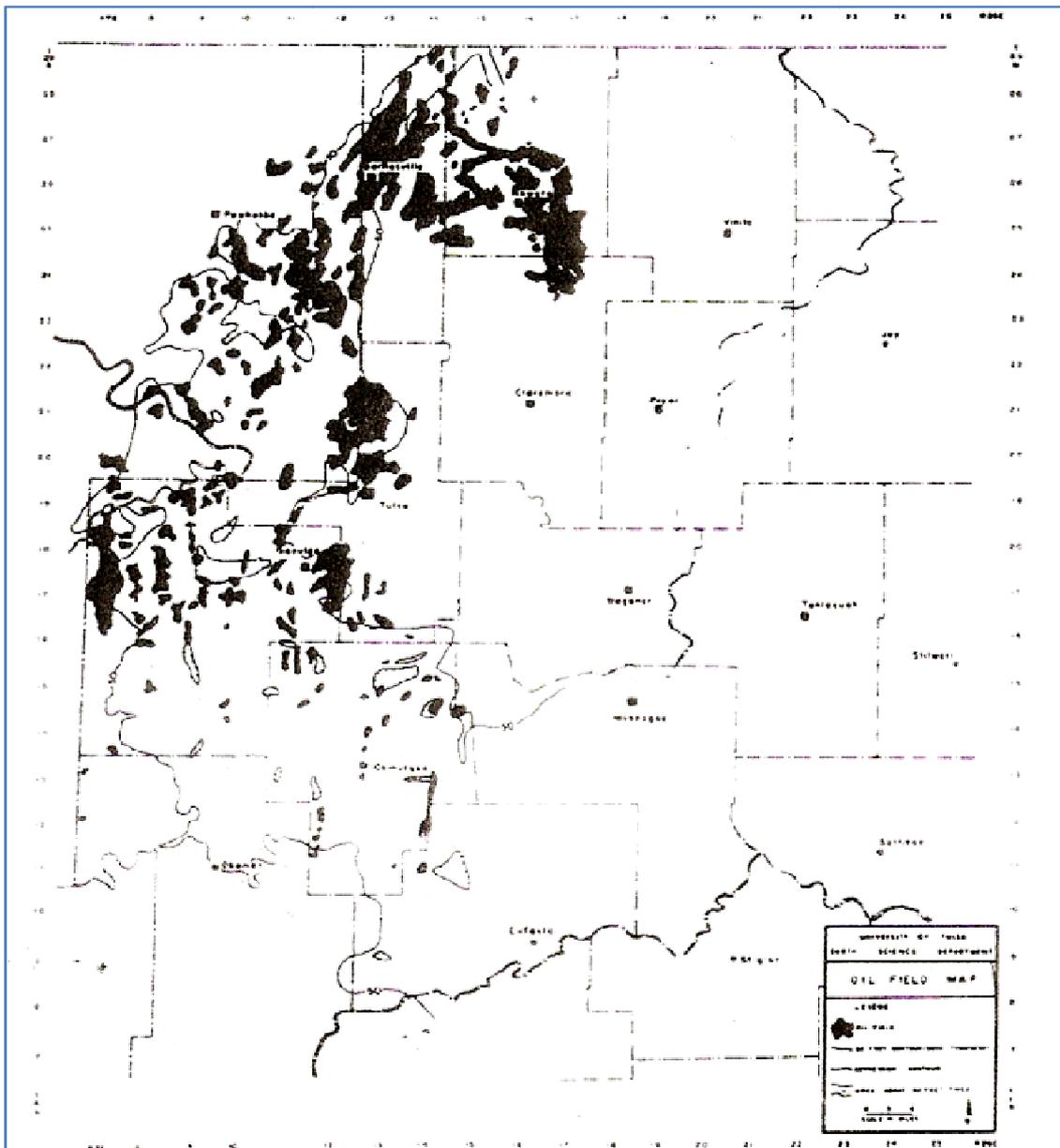


Figura 5.29 Distribución de yacimiento de aceite en la arena Bartlesville. Se observa la concordancia entre las distribuciones de la arena y de los yacimientos

Referencias del Capítulo 5:

- ¹ Friedman, Gerald M., "Principles Of Sedimentary Deposits: Stratigraphy And Sedimentology", New York, Ed. Macmillan, 1992.
- ² C. Selley Richard, "Applied Sedimentology", Segunda edición, San Diego, California, Ed. Academic press, 2000
- ³ Trujillo Sánchez Tito Antonio, "Fundamentos De Geología Del Petróleo Para La Explotación De Hidrocarburos", Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2006
- ⁴ Glenn S. Visher, "Stratigraphic Systems: Origin And Application"
- ⁵ Martinez Cedillo Arturo Rey, "Conceptos Sedimentológicos, Estratigráficos y Estructurales en la Geología de Yacimientos de Fluidos", Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2005
- ⁶ Ronald R. Prothero, Fred Schwab, "Sedimentary Geology: An Introduction To Sedimentary Rocks And Stratigraphy", New York, Ed. W. H. Freeman, 2004
- ⁷ J. Pirson Sylvain, "Geologic Well Log Analysis", Third edition,
- ⁸ Villamar Viguera Manuel, Apuntes de la clase "Caracterización De Yacimientos", Facultad de Ingeniería, UNAM, 2007

Capítulo 6 Aspectos Geológicos y Petrofísicos de las rocas de origen turbidítico

En este capítulo, como el título lo indica, se describen los aspectos geológicos y petrofísicos de las rocas de origen turbidítico.

Una turbidita es una formación geológica que se deposita durante una corriente turbidítica, es decir una avalancha submarina que redistribuye en las profundidades del océano grandes cantidades de sedimentos clásticos provenientes de áreas cercanas al continente, **Figura 6.1.**

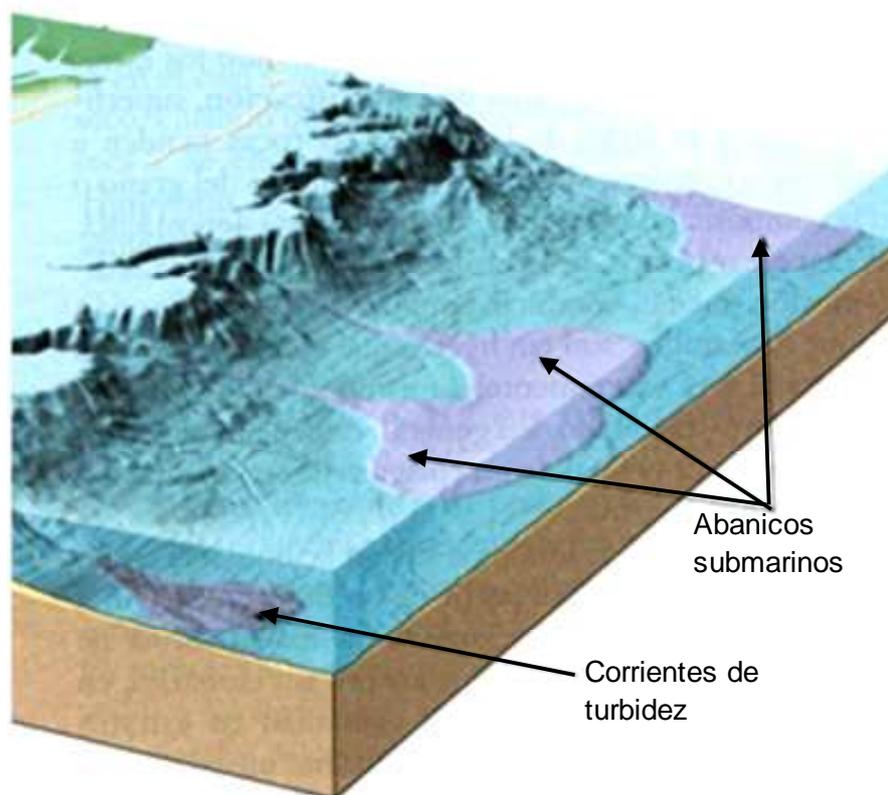


Figura 6.1 Ambientes sedimentarios de aguas profundas¹ *

*Referencias al final del Capítulo

6.1 Aspectos Geológicos

Las turbiditas son secuencias de sedimentos, resultado del depósito de los sólidos que son transportados por las corrientes de turbidez. Dichas corrientes son las principales transportadoras de sedimentos terrígenos de la plataforma continental, a través del talud continental, al fondo oceánico. Estas corrientes presentan un flujo alto, con velocidades de hasta 100 kilómetros por hora². En la **Figura 6.2** se muestra un modelo de flujo turbidítico.

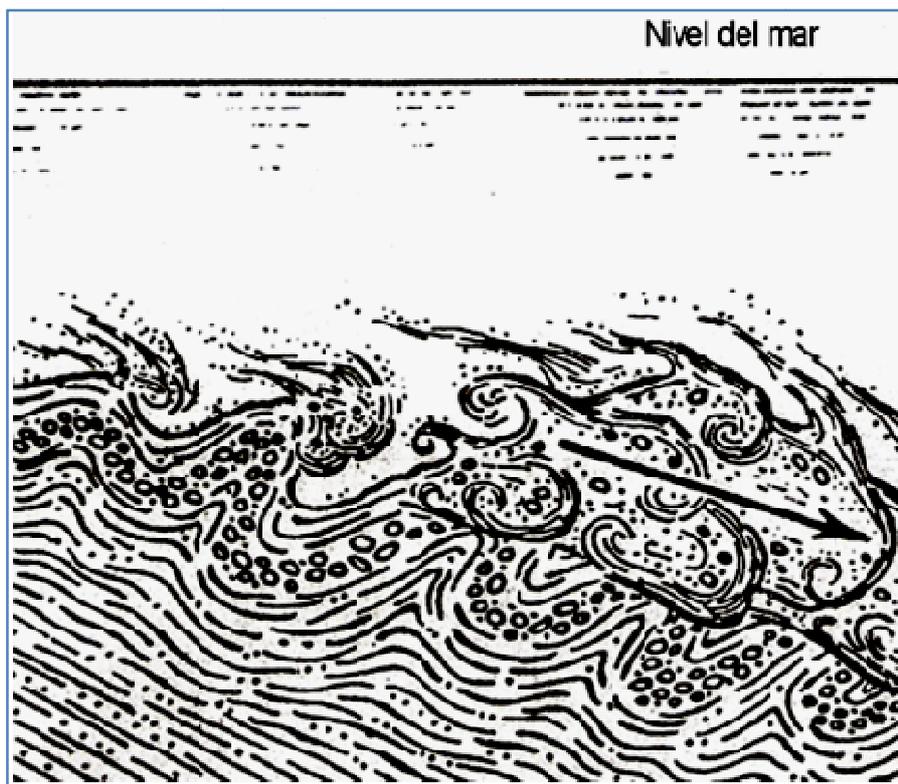


Figura 6.2 Flujo turbidítico subacuoso³

Algunos autores dividen a las corrientes de turbidez en 3 partes: cabeza, cuerpo y cola, **Figura 6.3**. La altura de la cabeza es al menos lo doble que la altura del cuerpo. Tanto la cabeza como el cuerpo viajan a distintas velocidades. La velocidad de la cabeza depende de la diferencia de densidades entre el flujo con sedimentos y el agua circundante, así como de la altura o el ancho de la cabeza. La velocidad del cuerpo depende del ángulo de inclinación o pendiente por la cual viaja. La velocidad del flujo depende principalmente de la diferencia de densidades entre la mezcla sedimento-agua y el agua de mar, del ángulo de inclinación o pendiente del talud continental, así como de la fricción, y de las alturas de la cabeza y del cuerpo de la corriente. Las turbiditas generalmente se encuentran en abanicos submarinos, generados a su vez también por las corrientes de turbidez.²

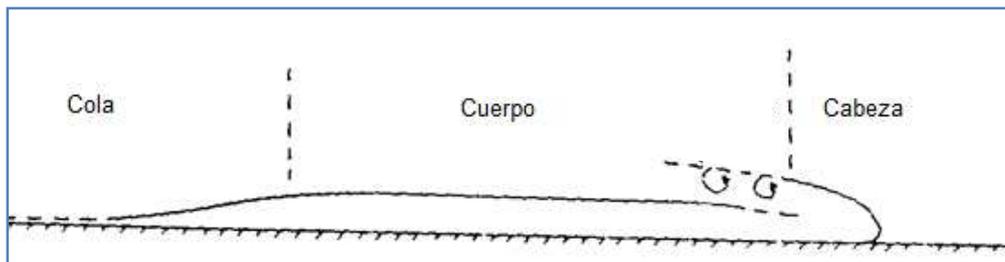


Figura 6.3 Subdivisión esquemática de la corriente de turbidez⁴

Una corriente de turbidez se mueve pendiente abajo a lo largo del fondo marino debido a la gravedad que actúa sobre los sedimentos suspendidos en el agua y causa que la masa (agua-sedimento) fluya como un fluido más denso que el agua que la rodea. Esta es la razón por la cual a las corrientes de turbidez se les conoce también como corrientes de densidad. Termina el movimiento de la corriente de turbidez cuando la carga de sedimentos que lleva, en forma turbulenta, se deposita o cuando se ha depositado tal cantidad de sedimentos que la densidad de la masa agua-sedimento no excede la densidad del agua con la que está en contacto.

Las corrientes de turbidez periódicamente se generan y acarrear sedimentos que son depositados de forma cíclica, por lo que en una secuencia vertical de sedimentos de corrientes de turbidez se pueden observar secuencias verticales para cada una de ellas o sea para cada turbidita.

Plataforma siliciclastica:

La plataforma continental es una parte del fondo marino que se extiende desde la costa hasta el cambio de pendiente que da paso al talud continental. En la práctica los límites son variables, pues hacia la costa se toma el nivel de base del oleaje de buen tiempo que varía con la energía de la costa y la estación del año y hacia el océano, la rotura de la pendiente se produce a profundidades distintas (por término medio a unos 200 m) y no se sitúa a una distancia fija de la costa (**Figura 6.4**).

Se distinguen dos tipos de mares someros: los marginales o pericontinentales que son los de las plataformas continentales clásicas que rodean los continentes, extendiéndose hasta el talud, y los epicontinentales, situados en las áreas continentales a modo de pasadizos o brazos de mar que, a veces, están parcialmente confinados como el Mar Báltico y el Mar del Norte. La morfología del fondo y las características sedimentarias son muy variables ya que el fondo puede ser llano o mostrar una topografía irregular; la granulometría del sedimento puede variar de unos puntos a otros en función de los controles sedimentarios.⁵

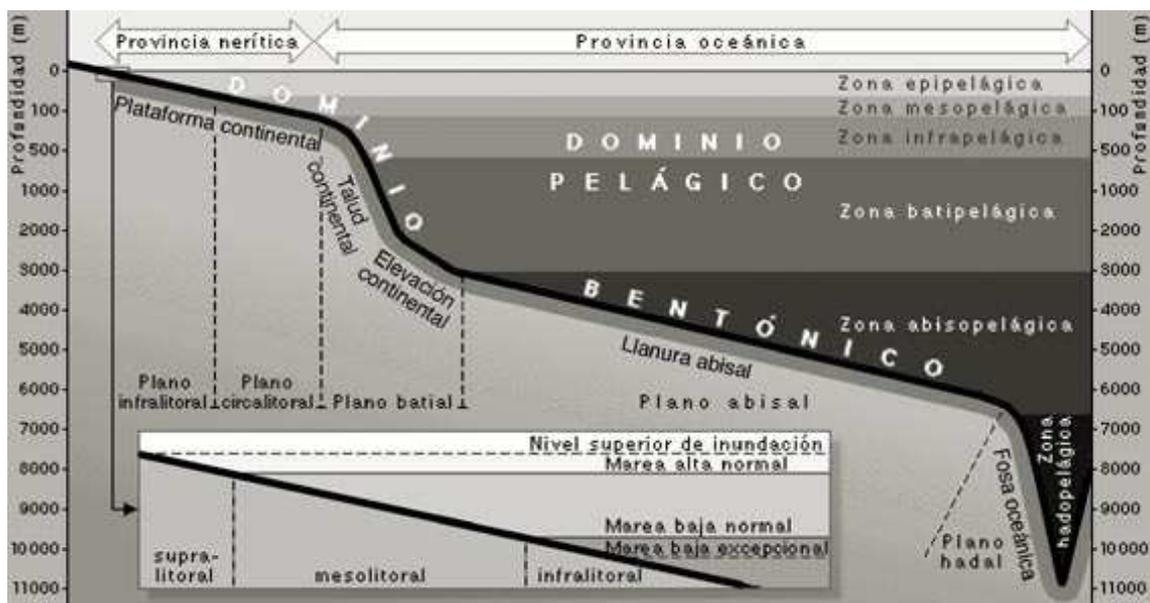


Figura 6.4 Se muestran las distintas partes de la pendiente oceánica.⁵

Talud continental:

Esta unidad morfológica, es la porción del fondo oceánico que se extiende a partir del borde de la Plataforma Continental hasta una profundidad de 1,000 a 4,500 m. Su pendiente media es de 5 a 7 grados, aunque a veces alcanza 25 grados y en ocasiones rebasa los 50 grados. En amplitud varía de 8 hasta 270 km.

La morfología del talud continental consiste generalmente en una planicie inclinada, desmembrada en escalones en los que el piso de cada uno limita con un escarpe que se interpreta con frecuencia como falla normal. En la mayoría de los casos los pisos no están cubiertos de sedimentos, siendo frecuente la existencia de depresiones del tipo de los cañones submarinos. Estas formas (los cañones submarinos) son características del talud continental, y a partir de su límite con la plataforma continental inciden verticalmente, alcanzando en algunos casos 2000 m de corte vertical y cientos de kilómetros de longitud.

Al pie del talud continental se acumulan los materiales depositados en la parte externa de la plataforma continental y que han deslizado por el talud. La sedimentación en esta área será predominantemente arcillosa. Si existe la desembocadura de un cañón submarino, éste construirá su típico abanico deposicional, formado por series predominantemente turbidíticas. Tanto los materiales de borde continental, como los propios de abanicos submarinos, pasan lateralmente a los sedimentos más profundos. Estos están formados por delgadas capas de material transportado por corrientes de turbidez y por sedimento autóctono, constituido, en gran parte, por margas pelágicas en las que abundan las

conchas de los foraminíferos. En las áreas donde no llega el material detrítico, se depositan materiales muy finos que se hallan en suspensión en las aguas y conchas de foraminíferos pelágicos⁵.

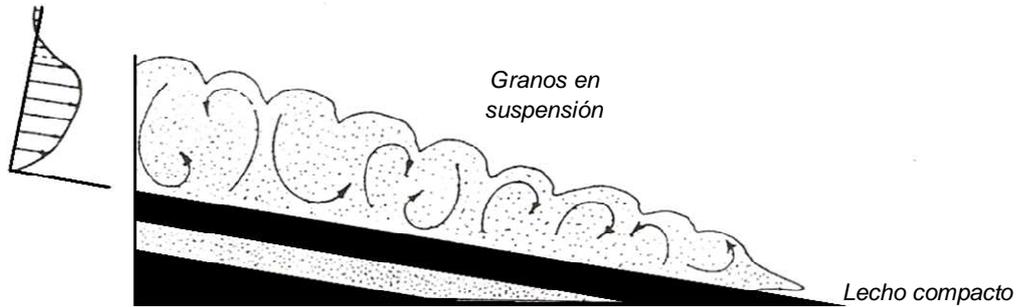
Generación de las turbiditas

En ciertas regiones del fondo marino, tales como límites de las plataformas continentales o de deltas, se forman apilamientos de sedimentos fácilmente desparramables. En esas partes, la pendiente del fondo marino es tan inestable que con fenómenos como temblores o tormentas fuertes se origina el movimiento pendiente abajo de esos sedimentos dentro de una masa de agua. En su trayectoria hacia abajo, los sedimentos prácticamente se licuan formando una mezcla agua-sedimentos que llega a tener las características de una corriente de turbidez, principalmente: mezcla con densidad mayor que la del agua dentro de la cual se mueve y sedimentos que viajan con la turbulencia. Esta mezcla lodosa se mueve a gran velocidad corriente abajo, **Figura 6.5**, abriendo brechas y canales en la pendiente hasta alcanzar el fondo del mar, lugar en que empieza a perder velocidad. Bajo esta situación comienza la depositación de sedimentos, primero los más gruesos y posteriormente de manera gradual los más finos a medida que la corriente turbidítica va perdiendo movimiento, **Figura 6.6**. Cuando ya no existe movimiento en el fondo del mar por efecto de la corriente de turbidez se vuelven a depositar las arcillas, que normalmente se estaban sedimentando en ese ambiente antes de que llegaran los sedimentos de dicha corriente. Este fenómeno se puede repetir formando un apilamiento de secuencias de turbiditas, es decir un apilamiento de ciclos de sedimentación, como se mencionó con anterioridad.

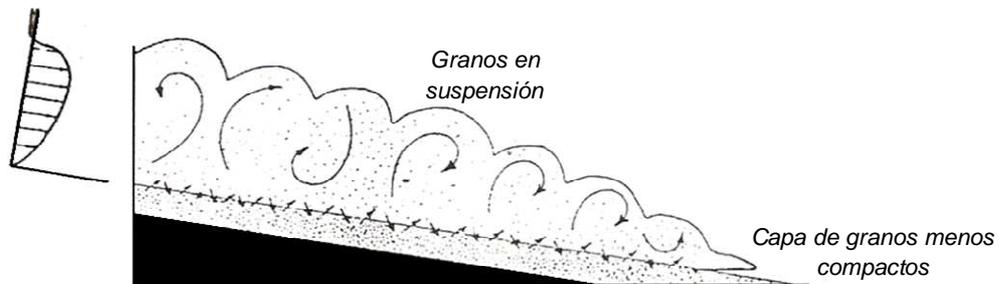
Secuencia ideal de las turbiditas (Secuencia de Bouma)

Las turbiditas fueron descritas en detalle por primera vez por Bouma (1962), que estudió los sedimentos de aguas profundas y reconoció secuencias grano-decrecientes (con el tamaño de sus partículas decreciendo hacia arriba), incluyendo conglomerados de cantos rodados en la base y lutitas de grano fino en las partes más altas. Esto era inesperado porque históricamente se había supuesto que en el fondo de los océanos no existe ningún mecanismo mediante el cual se transportaran sedimentos de grano grueso a profundidades abisales. Es decir, las corrientes de turbidez son las responsables de tener sedimentos gruesos en áreas de aguas profundas, donde únicamente se acumulan sedimentos finos (arcillas).

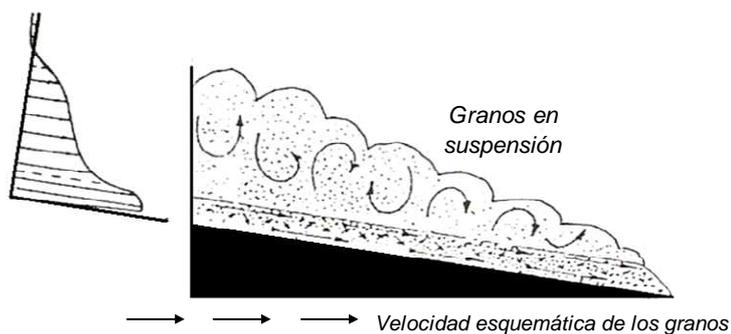
Perfil de velocidad
vertical deducido
(esquemático)



A. La corriente turbidítica se mueve sobre un lecho compacto.



B. La corriente de turbidez se mueve sobre un lecho de granos no compactados. Se tiene erosión en la base de la corriente.



C. La corriente de turbidez se mueve sobre una capa de sedimentos que también se mueve. No hay erosión en la base de la corriente.

Figura 6.5 Ejemplos de flujos turbidíticos⁶

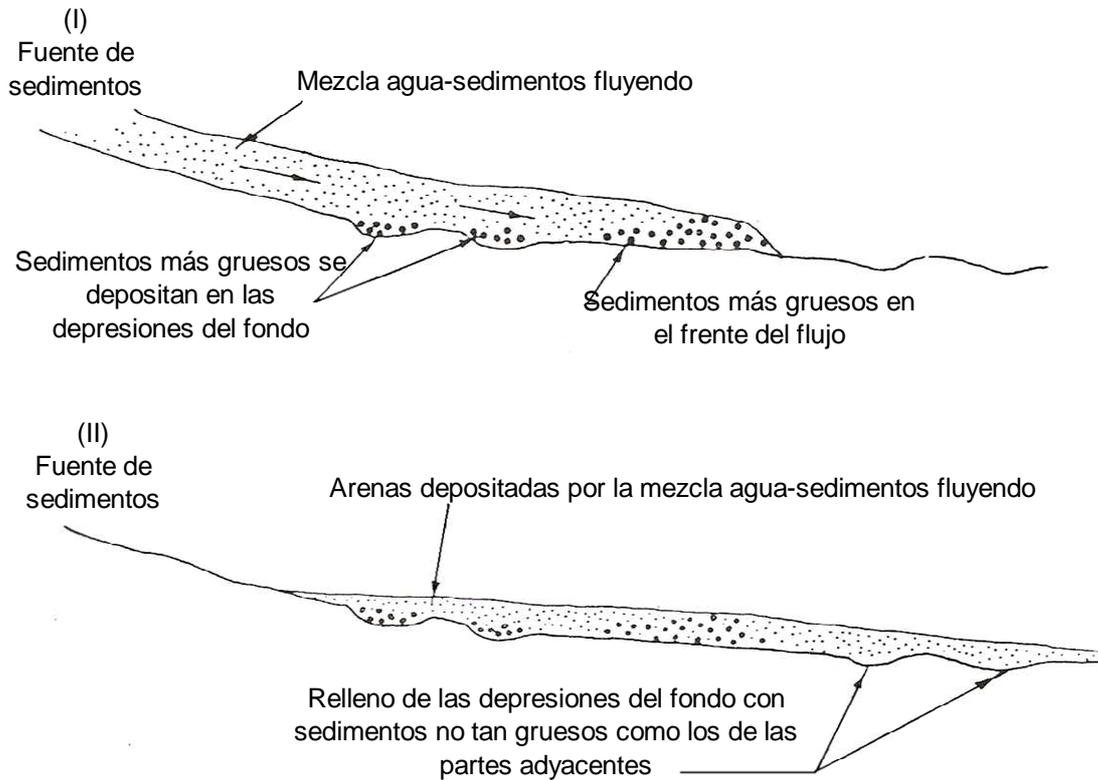


Figura 6.6 Ejemplos de deposición de sedimentos de una corriente de turbidez⁷

El ciclo de Bouma comienza con una superficie de erosión que pasa de guijarros a grava en una matriz de arena, Por encima de estas capas se depositan capas de arenisca cada vez más fina alternada con arena limosa, y, por último, lodo y esquistos. Esta sucesión vertical de capas sedimentarias y el cambio de litología resulta de la disminución de la turbulencia del flujo del agua que los transporta antes de la sedimentación.

Es inusual observar o encontrar un ciclo de Bouma completo; ya que las sucesivas corrientes de turbidez pueden erosionar secuencias anteriores no consolidadas.

En la **Figura 6.7** se presenta la sección geológica idealizada de una turbidita con base en la secuencia de Bouma.

En la figura mencionada se observa, en la parte A, que sedimentos gruesos correspondientes a la base de la turbidita se depositan sobre sedimentos arcillosos, que pueden ser del fondo marino. Arriba de los sedimentos gruesos se tiene una unidad masiva de arena. La sección B está formada de arena con laminaciones y sobre éstas se tiene una parte arenosa, C, en la que se presentan microlaminaciones cruzadas debido a que se depositaron con menor régimen de flujo. El intervalo D corresponde a limos laminados, sedimentos muy finos depositados bajo un régimen de flujo mucho menor. Por último, el intervalo E corresponde a arcillas depositadas cuando ya no tiene efecto la

corriente de turbidez o sea son sedimentos que normalmente se acumulan en esa parte del fondo marino. Sobre esta secuencia se puede presentar otra secuencia similar producto de otra corriente de turbidez, como lo indica la figura. Con el tiempo se podría tener una secuencia geológica compuesta de varios ciclos de sedimentación generados por correspondientes corrientes de turbidez.

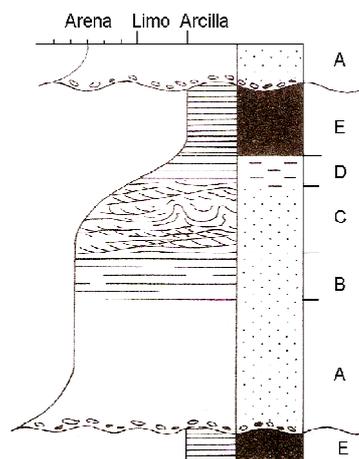


Figura 6.7 Secuencia generalizada, idealizada, de una turbidita con base en la secuencia de Bouma⁸

En la **Figura 6.8** se presenta la fotografía de un afloramiento de una secuencia turbidítica.



Figura 6.8 Rocas de origen turbidítico. Turbidita del mioceno del sur de Italia (Gorgoglione)⁹

Terrígenos de areniscas del mar profundo:

Algunos de los más conocidos sistemas de turbiditas de los márgenes continentales modernos son los de la Costa Californiana (**Figura 6.9**).

Los valles submarinos y los sistemas de abanicos de Monterey y la Jolla están particularmente bien documentados (Gorsline and Emery, 1959; Hand and Emery, 1964; Shepard et al., 1969; Wolf, 1970; Horn et al., 1971). La progradación de la línea de costa

de este tipo de cuestas submarinas produce la siguiente secuencia: En la cima se tiene una facie de arenas con tendencia a estar bien clasificadas, a menudo glauconítica y con una fracción de esqueleto de arenas. Estos sedimentos tienen estratificación cruzada, laminación cruzada y con frecuencia están bioturbados. Estas facies son depositadas por corrientes de tracción en el talud continental. Al pasar hacia abajo, generalmente en forma abrupta, se generan dos facies, una de las cuales está compuesta de varias cantidades de dos distintas subfacies. Una consiste de laminaciones de arcillas y limos los cuales son depositados lejos, en el agua tranquila de las profundidades de la cuesta. Los sedimentos de la corriente de turbidez tienden a depositarse en depresiones y resbalarse a causa de su alta saturación de agua y situación inestable. El derrumbe de la Isla Canaria fue recientemente estudiado e ilustrado. Los esquistos de la cuesta están cortados por diversas cantidades de subfacies de segundas cuestas. Estos son los cañones submarinos o depósitos de relleno de valle. Ellos consisten principalmente de flujo de clastos y flujos turbidíticos. Donde los canales submarinos se extienden a la base de la cuesta radialmente como los distributarios de un delta de pata de pájaro, la analogía, incluso, se extiende a la existencia de levantamiento de bordos sobre los lados del canal. Este canal se compone de: sistemas de bordos sobre los lóbulos en formas de abanicos de areniscas de turbiditas interestratificadas y arcillas **pelágicas**. El contenido de arena y tamaño de grano incrementa hacia la cima.¹⁰

Cabe destacar que aunque algunos canales de abanicos submarinos son radiales, este modelo no es universal. Los canales submarinos sobre el abanico Bengal son trenzados mientras los de los abanicos del Amazon son altamente meandricos (**Figura 6.10**).

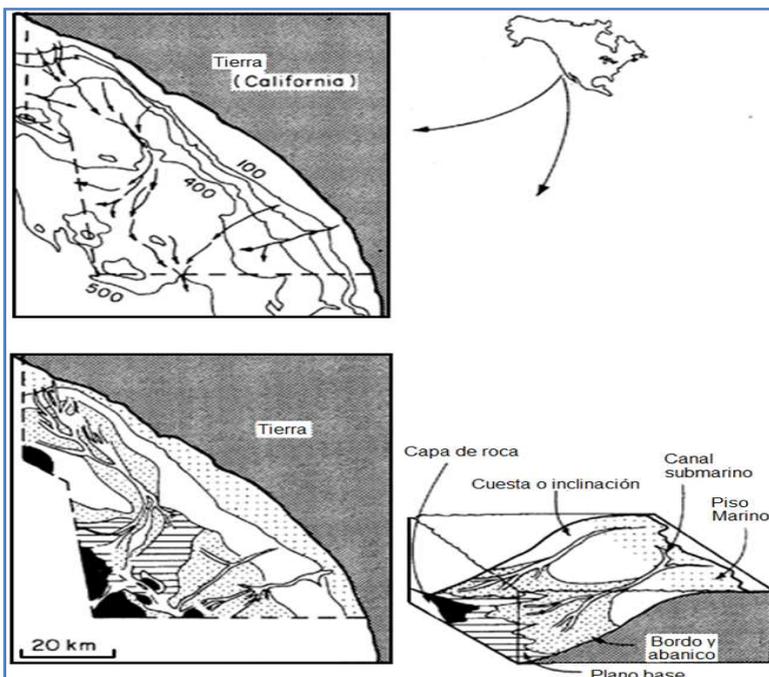


Figura 6.9 Fisiografía del margen continental de California (De Hand, B. M., y Emery, K. O. 1964. Turbiditas y topografía del norte y de San Diego) (Arriba) El mapa batimétrico muestra las rutas principales de transporte de sedimentos, comprendido en el contorno. (Abajo) Unidades fisiográficas mostrando la mutua relación entre los canales de inclinación y su asociación a bordos submarinos y abanicos de llanuras del fondo¹⁰.

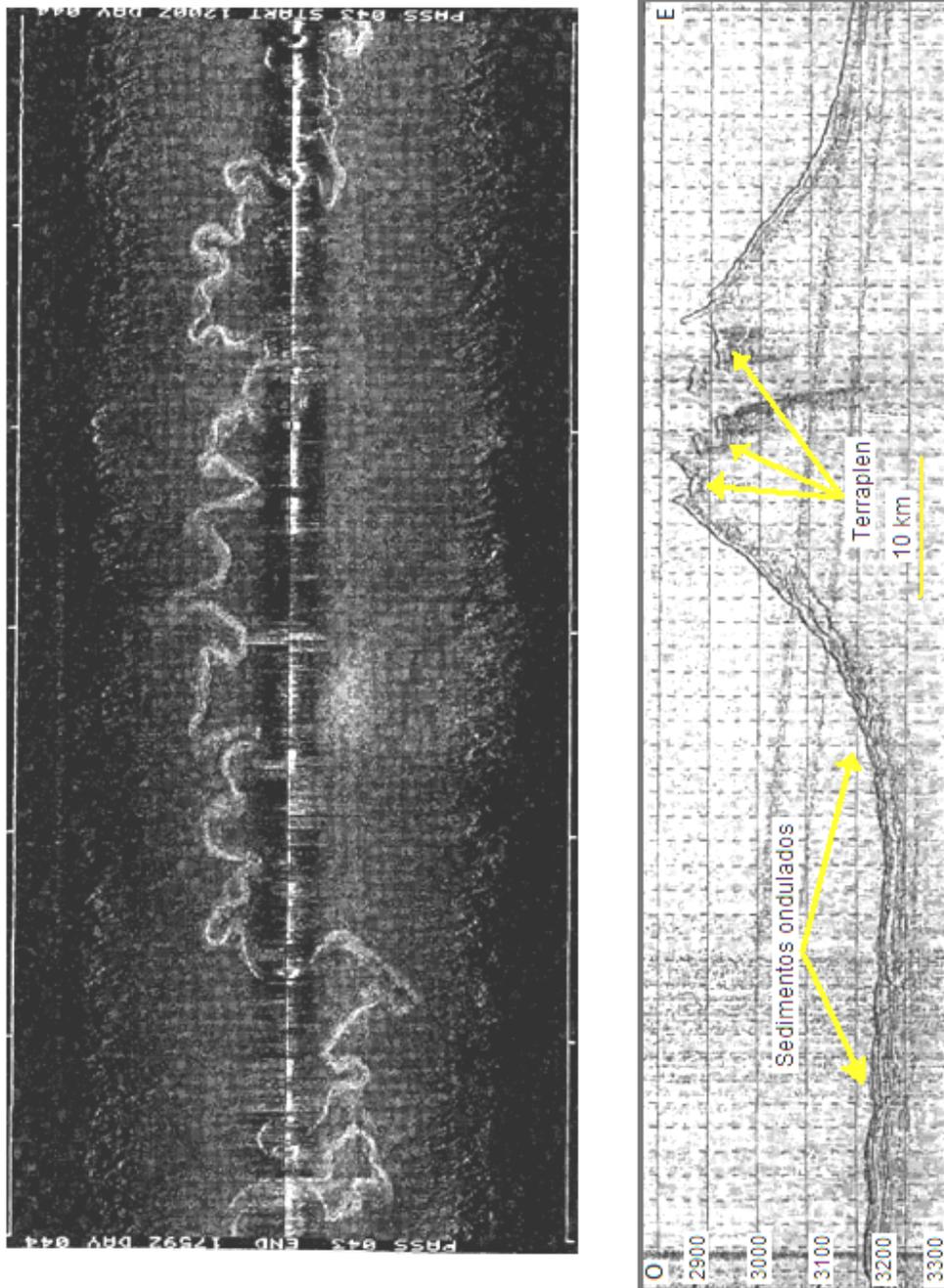


Figura 6.10 (Izquierda) Canales submarinos sinuosos sobre los abanicos Indus, mar Arabe. Este canal es aproximadamente de 10 km de ancho y de 30 m de profundidad. (Derecha). Perfil sísmico de alta resolución a través del canal mostrando los bordos que lo flanquean y las zonas intercanales. (De Kenyon, N. H., Amir., y Cramp, A. 1995. Geometry of the younger sediment bodies of the Indus Fan)¹⁰

Los terrígenos antiguos de arenas de mar profundo son comúnmente encontrados algunas veces entre dos zonas emergentes y, otras, entre zonas lineales. Las últimas áreas,

terminan como geosinclinales, a los que ahora se les nombran llanuras de frente delantero. Estas secuencias sedimentarias consisten de formaciones delgadas de intercalaciones de arcillas y capas gradadas, a menudo interpretadas como turbiditas (**Figura 6.11**). Este tipo de facies ha sido a menudo denominada “**flysch**”. (Dzulinski and Walton, 1965; Hsu, 1970).

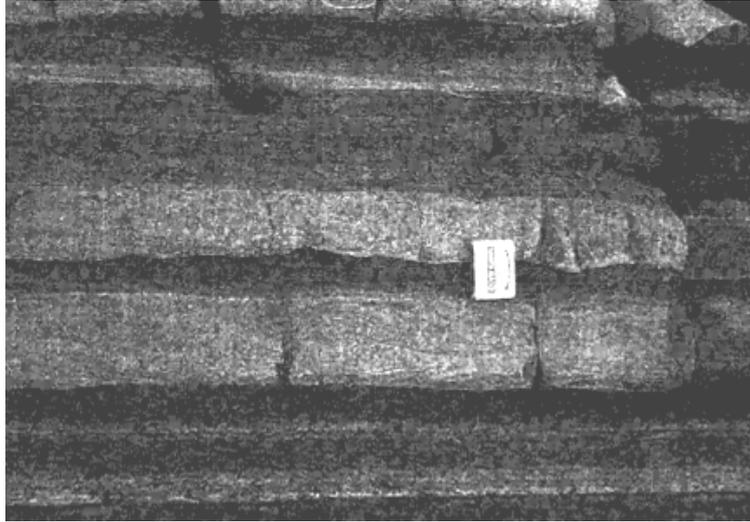


Figura 6.11 Las partes grises son arenas de turbiditas y esquistos de las areniscas de Aberystwyth (Siluriano), Gales; un ejemplo de areniscas de mar profundo.

Las arenas terrígenas de mar profundo y sus modelos sedimentarios han sido descritos por Howell and Normark (1982), Stow (1985, 1991), Hartley and Prosser (1995), Pickering et al. (1995), and Stow et al. (1996). Estas son dos situaciones comunes. Los sedimentos de aguas profundas son encontrados sobre los márgenes continentales donde las cuevas son cortadas por rocas sólidas y son encontrados a las orillas de algunas progradaciones deltaicas. El último arreglo citado, ha sido aleatoriamente descrito como parte integral de gran inclinación al modelo deltaico moderno y antiguo.

La referencia ya ha hecho estudios de los La Jolla, Monterey, y canales asociados al margen continental californiano. Stanley y Unrug (1972) sintetizando algunos datos sobre depósitos de canales modernos submarinos y usarlos para identificar analogías antiguas en la llanura terciaria flysch de el Alps y del Carpathians. Depósitos de canales submarinos que consisten mayormente de arenas con cantidad de variaciones de conglomerados y esquistos. Estas arenas se presentan en unidades delgadas con bases erosionadas. Ellas raramente están bien gradadas, son más comunes las estructuras o estratificaciones inclinadas, que contienen clastos dispersos y blocks de derrumbes. Estas arenas son atribuidas a sedimentación de flujos de granos, derrumbes, y deslizamientos en los valles o llanuras bajas que se acercan mucho a un verdadero flujo turbidítico saturado de agua. A esto se refiere algunas veces como **fluxoturbiditas**.¹⁰

Estas facies están por debajo de los verdaderos depósitos de turbiditas de abanicos submarinos al pie de los canales (**Figura 6.11**). Esta transición se distingue por un decremento en el tamaño medio de grano y capas delgadas, y por un incremento en la estratificación gradada e intervenciones de unidades de esquistos; simultáneamente los canales se vuelen superficiales y amplios. Ejemplos de esta transición bajo depósitos de canales de abanicos han sido descritos de el Appennine flysch de Italia por Mutti y Lucchi (1972). Las areniscas y arcillas de la gradación de facies de abanicos bajo las delgadas estratificaciones distales de turbiditas con incremento en la cantidad granos finos de lodos pelágicos, los cuales se mantienen fuera y lejos de la base de la cuesta de la progradación. Una característica de estos sedimentos es que los esquistos pueden contener una serie de fósiles trazadores en aguas profundas (Nereites), radiolarios y pelágicos. Las mismas arenas de turbiditas pueden contener glauconita, detritos carbonaceos, y una película desgastada de fósiles de aguas someras (**Figura 6.12**).¹⁰

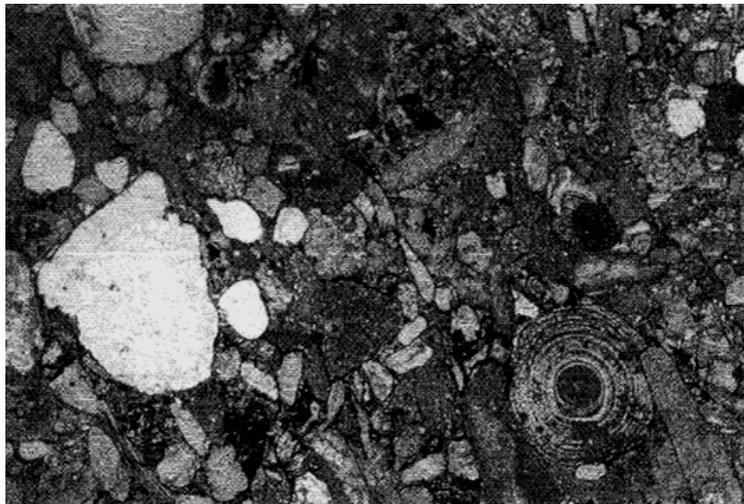


Figura 6.12 Sección delgada de arenisca de turbidita basal mostrando esqueletos y granos de oolitas. (Paleozoico inferior), Norte de Wales (20X).

Aunque respecto a esto algunos han documentado ejemplos de la última facies de transición de los modelos sedimentarios de las inclinaciones de turbiditas, es inusual encontrar algunas series presentes en cualquier sección vertical. Un ejemplo de esto ha sido descrito, sin embargo, de los sedimentos del Eoceno de las montañas de Santa Ynes, California (Stauffer, 1967; Van de Kamp, 1974). En este caso en particular la cuesta o inclinación del depósito está representada por extensos flujos de granos de areniscas. Los lodos y limos de la cuesta son raros y los canales no son extensivamente observados. Para concluir, dos modelos de sedimentos terrígenos de arenas de aguas profundas son reconocidos. En uno, el canal está cortado por una escarpada falla submarina, en el otro, la cuesta es producida por una progradación de delta (**Figura 6.13**).¹⁰

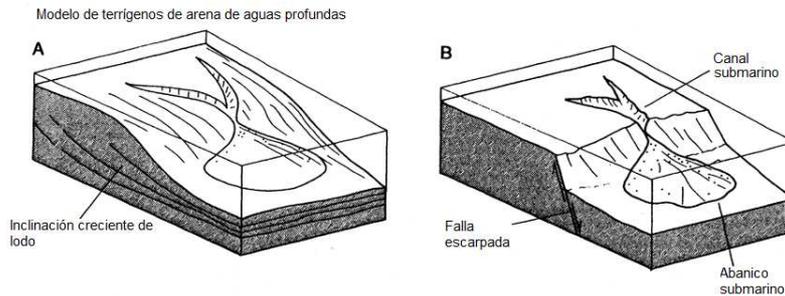


Figura 6.13 Modelo ilustrativo que muestra esquemas de terrígenos sedimentarios de aguas profundas. Note que los terrígenos de arenas son normalmente depositados en el punto de origen de los canales. La inclinación puede ser tanto (A) una progradación de delta o (B) una escarpada falla submarina.¹⁰

Resumen:

Las corrientes de turbidez que dan origen a las rocas turbidíticas se generan por derrumbes de sedimentos, cuya diferencia de densidad con el agua de mar les permite recorrer grandes distancias. El ciclo de Bouma muestra la secuencia idealizada de las rocas de origen turbidítico. En la realidad la secuencia es más compleja y es raro encontrar ciclos de Bouma completos.

A continuación se presenta la **Figura 6.14** que muestra la geometría típica de las corrientes de turbidez y posteriormente se presenta un cuadro que resume las propiedades geológicas externas e internas de las rocas de origen turbidítico, **Tabla 6.1**.

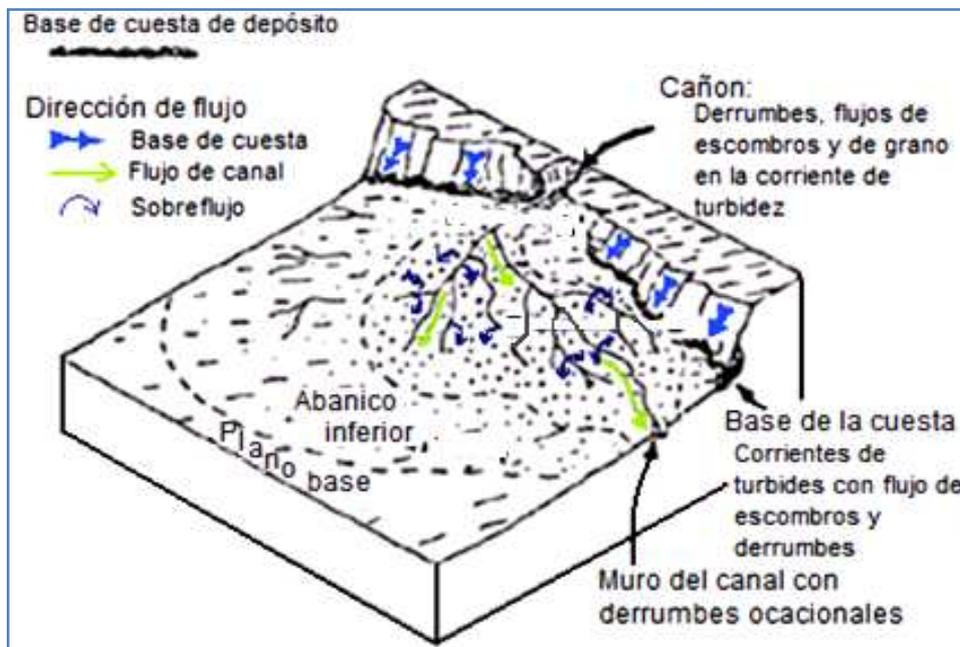
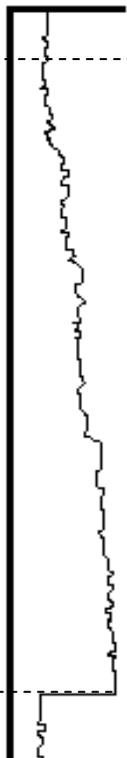


Figura 6.14 La geometría de las corrientes de turbidez puede ser un tramo en forma de abanico y otro en forma de canal con meandros y puede medir miles de kilómetros cuadrados de área y recorrer grandes distancias en el fondo marino.⁴

Tabla 6.1 Aspectos geológicos más importantes de las rocas de origen turbidítico

Litología	Estructuras primaras sedimentarias	Registro de rayos gama (RG)	Granulometría	Tamaño medio de grano (\bar{d}_g)
 <p>Lodos de fondo marino</p> <p>Arcillas, limos, lutitas hasta arenas de grano fino, medio y grueso, e incluso guijarros y cantos rodados. Pero la tendencia es que en la parte superior se tengan las rocas de granos finos y muy finos y hacia abajo las arenas gruesas y gravas.</p> <p>Lodos de fondo marino</p>	 <p>Difícil distinción por inestabilidad de sedimentos. Tendiendo, en la parte superior a encontrar laminación normal de limos, arcillas y algunas arenas finas. Hacia la parte media se tienen ondulaciones y estratificación convoluta. Y en la base se tienen principalmente marcas de erosión y estrías.</p>	<p>Radioactividad</p> <p>Las arcillas muestran mayor radioactividad que las arenas</p> <p>Lutita encajonante</p>		 <p>\bar{d}_g</p>

6.2 Aspectos Petrofísicos

Comenzando por la porosidad efectiva, de acuerdo a la litología y estructuras primarias sedimentarias se puede observar que, aunque con posibles variaciones inesperadas, se sigue una tendencia de aumento de la porosidad efectiva hacia las partes inferiores o base de la secuencia de una turbidita y también se tiene mayor porosidad en las partes cercanas a los derrumbes ya que es ahí donde se depositan los sedimentos de mayor tamaño permitiendo mayores espacios entre sí y conforme va avanzando la corriente de turbidez se van depositando gradualmente los sedimentos más finos que estaban suspendidos o en solución en las partes alejadas de los derrumbes, que es donde se tiene menor porosidad.

La **Figura 6.15** muestra como varía la porosidad efectiva en sentido vertical de las rocas de origen turbidítico.

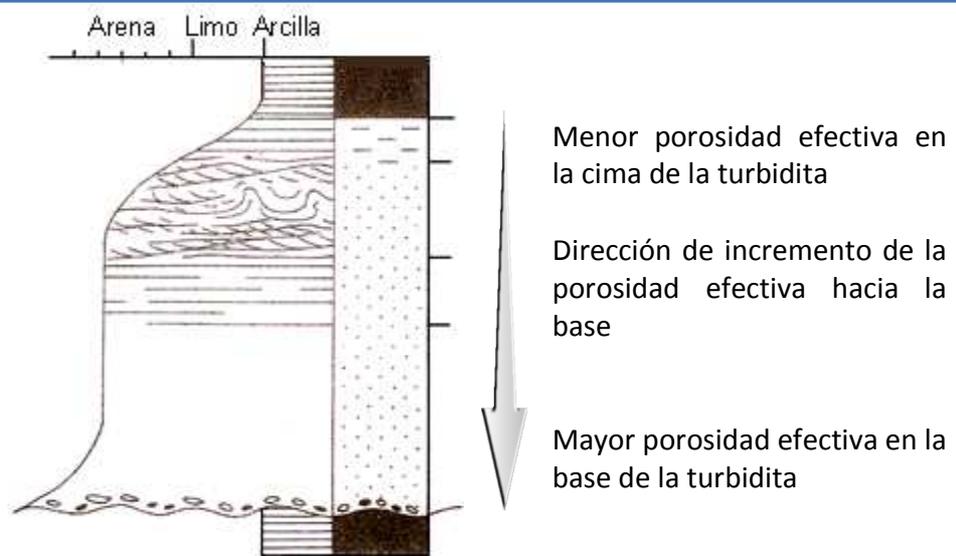


Figura 6.15 Distribución de porosidad en rocas de origen turbidítico

A continuación se presenta la **Figura 6.16** en la que se muestra como varía la permeabilidad absoluta en diferentes secciones de un cuerpo sedimentario de corriente de turbidez. Dado que por lo general esta propiedad está muy relacionada con la porosidad efectiva entonces se tendrá mayor permeabilidad absoluta en las partes en las cuales exista también mayor porosidad efectiva, es decir en la parte inferior o base de la secuencia de la turbidita; sin embargo, a pesar de la estrecha relación que guardan la porosidad efectiva y la permeabilidad absoluta, en algunos casos no se tiene.

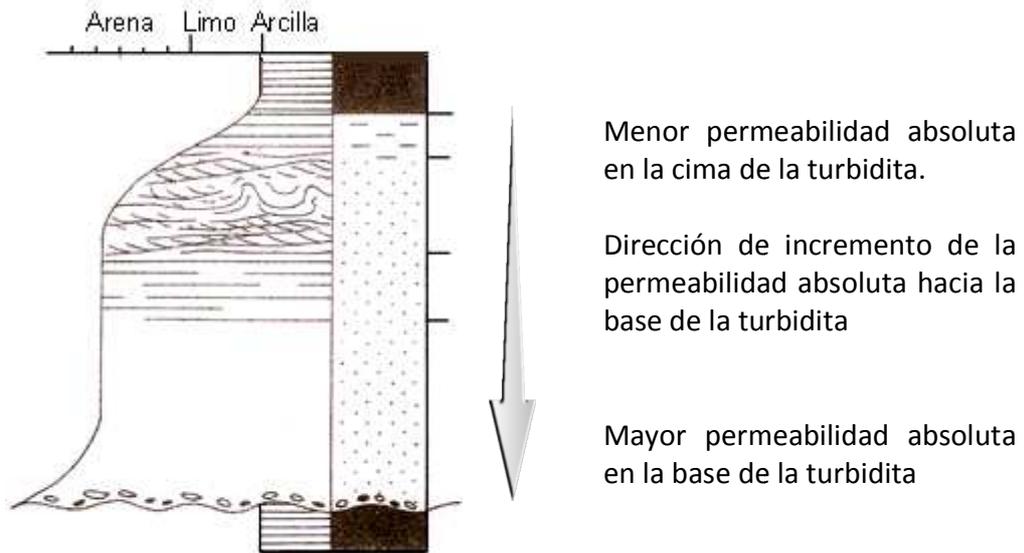


Figura 6.16 Distribución de la permeabilidad absoluta en las rocas de origen turbidítico

La siguiente propiedad importante de las rocas de origen turbidítico es la saturación de agua irreductible. Cuando se tienen granos de mayor tamaño se tiene menor saturación de agua irreductible porque al estar más grandes los granos dejan espacios de mayor tamaño entre sí, entonces las fuerzas de retención de fluido son menores y por lo tanto se tendrá una menor saturación de agua irreductible, es decir una menor cantidad de agua no movible. Por el contrario, en las partes en las que se tienen granos de menor tamaño, los huecos o espacios dejados entre ellos son menores y las fuerzas de retención aumentan considerablemente, reteniendo mayor cantidad de agua no movible o irreductible.

A continuación se presenta la **Figura 6.17** en la que se puede observar como varía la saturación de agua irreductible, mostrando mayor saturación en la cima, donde están los granos de menor tamaño y menor en la base, que es donde se encuentran los granos de mayor tamaño.

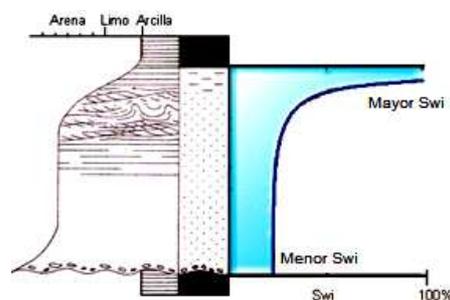


Figura 6.17 Distribución de la saturación de agua irreductible (S_{wi}) en las rocas de origen turbidítico.

La siguiente propiedad es la superficie específica, que es de mayor o menor grado dependiendo directa e invariablemente del tamaño de granos. Como ya se ha explicado en capítulos anteriores, la superficie específica se refiere a la superficie del grano, es decir, si se consideran granos esféricos, entonces la superficie específica será la suma de las áreas de las esferas que ocupen un volumen determinado. De acuerdo a lo anterior, y recordando que en donde los granos son más pequeños se tiene mayor superficie específica, en el caso de las rocas de origen turbidítico, se tendrá mayor superficie específica en la parte superior o de la cima de la secuencia de roca turbidítica que es donde se localizan los granos de menor tamaño, como limos y arcillas (lutitas).

De forma gradual los clastos van aumentando de tamaño hacia la parte inferior de la secuencia y en la misma proporción en que aumenta el tamaño de grano disminuye la superficie específica hasta que, en la parte más baja, se tienen los granos de mayor tamaño y por consiguiente la menor superficie específica.

En la **Figura 6.18** se muestra de manera esquemática como disminuye, en forma gradual, la superficie específica en una sección de rocas de origen turbidítico.

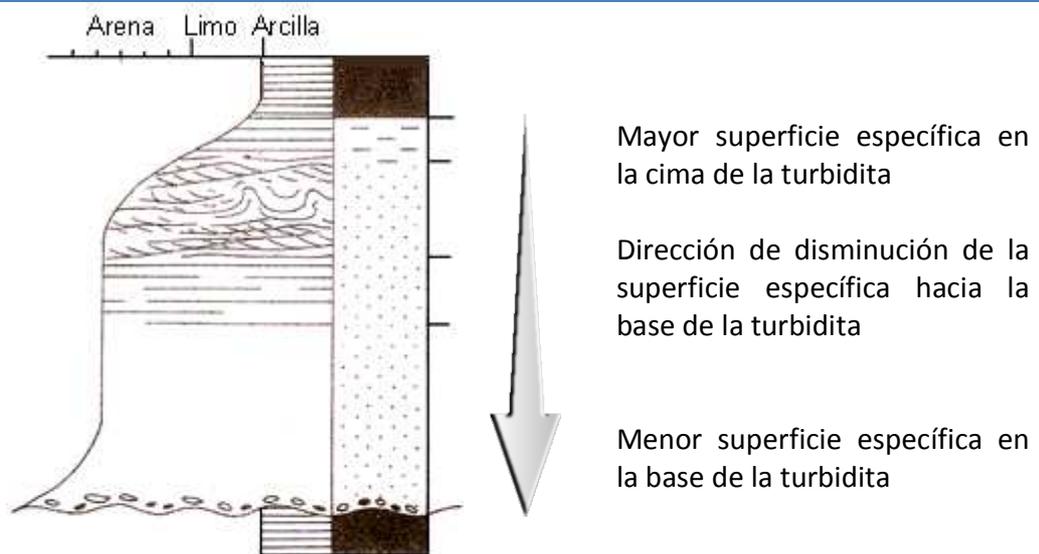


Figura 6.18 Distribución de la superficie específica en rocas de origen turbidítico

Continuando con las propiedades petrofísicas de rocas de origen turbidítico, ahora se explica cómo se comporta la presión capilar de desplazamiento. Como ya se ha visto, la presión capilar se genera en espacios muy pequeños y es la diferencia de presiones entre dos fluidos no miscibles, entonces, en el caso de las turbiditas, se tiene mayor presión capilar de desplazamiento en la parte alta de la sección, en los lodos, limos y arcillas. Al

mismo tiempo que van aumentando de tamaño de granos hacia la base, arenas de tamaños, primero fino, luego medio y hasta la parte más baja las arenas más gruesas, entonces los espacios entre poros son mayores dando paso a una menor presión capilar de desplazamiento.

Cabe destacar para las cinco propiedades que, además del tamaño de los granos, en las rocas ya consolidadas, el material cementante modifica en mayor o menor grado cualquiera o todas las propiedades petrofísicas mencionadas.

En la **Figura 6.19** se muestra la distribución de la presión capilar de desplazamiento en las rocas de origen turbidítico.

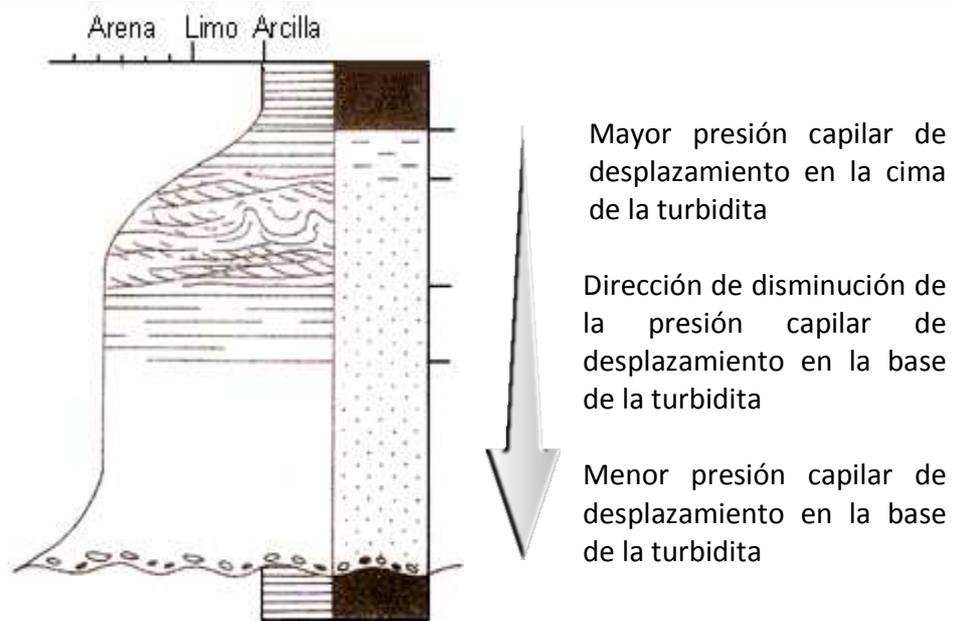
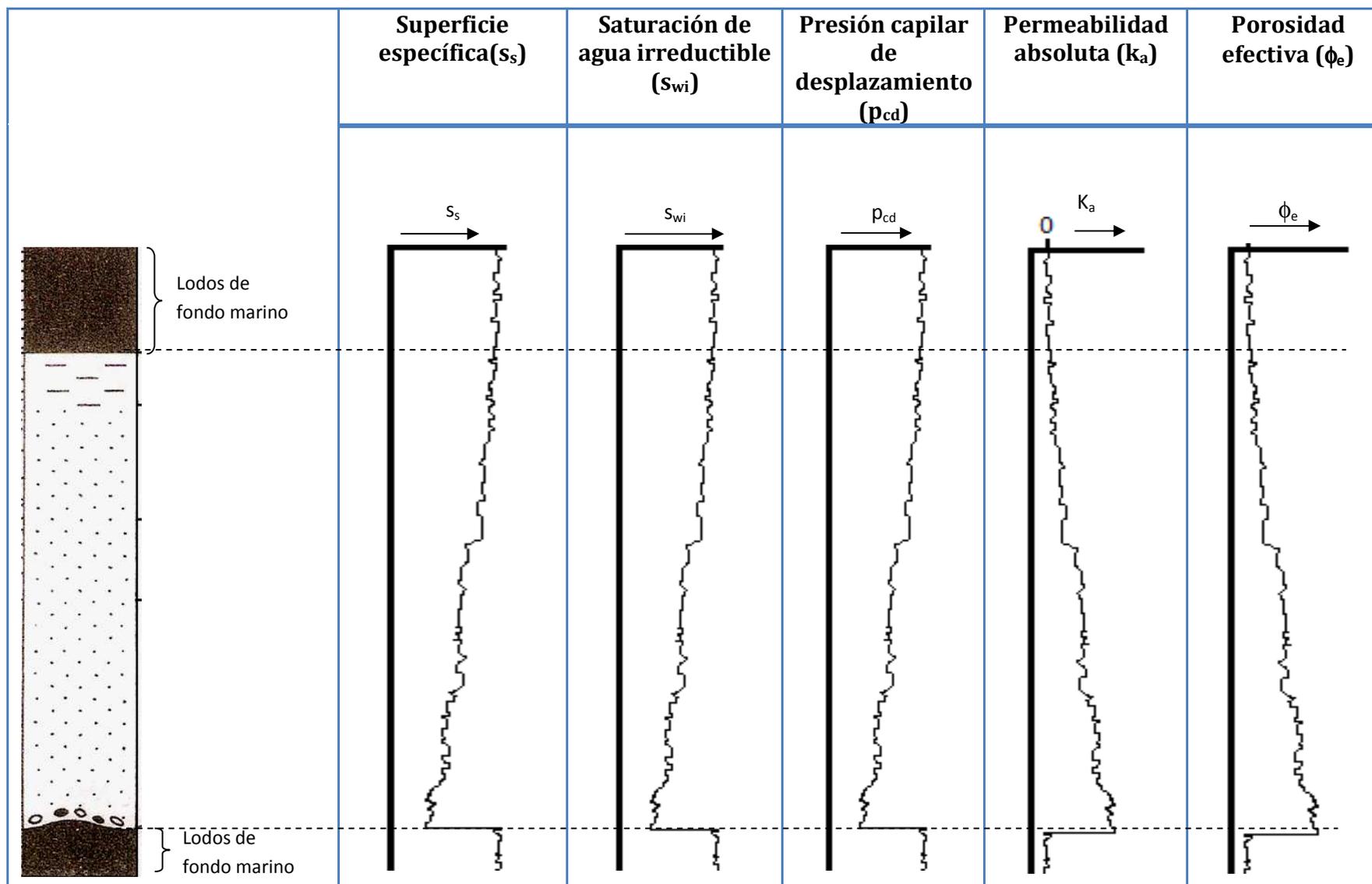


Figura 6.19 Distribución de presión capilar de desplazamiento (p_{cd}) en las rocas de origen turbidítico.

Cabe destacar que todas las características petrofísicas pueden variar inesperadamente tanto vertical como horizontalmente y son producto, primordialmente, de las características geológicas aquí mencionadas.

A continuación se muestra la **Tabla 6.2** que indica la distribución de las propiedades petrofísicas explicadas anteriormente para este medio ambiente sedimentario.

Tabla 6.2 Tabla que resume cualitativamente las propiedades petrofísicas de las rocas generadas en ambientes sedimentarios de corriente de turbidez (turbiditas)



6.3 Relación de propiedades Geológicas y Petrofísicas del ambiente sedimentario turbidítico

Geometría general de las corrientes de turbidez

La geometría puede ser en forma de abanico submarino proveniente de un cañón o de una inclinación pronunciada del talud continental; además, su extensión depende también de la diferencia de densidad entre el agua del mar y el agua de la corriente de turbidez, pudiendo ser de una gran extensión areal y recorrer grandes distancias, **Figura 6.20**.

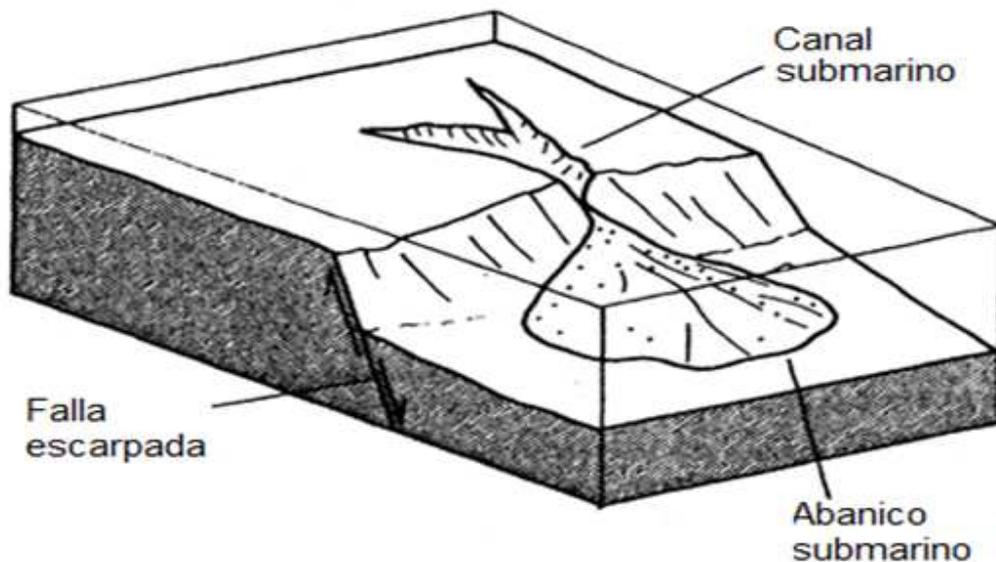
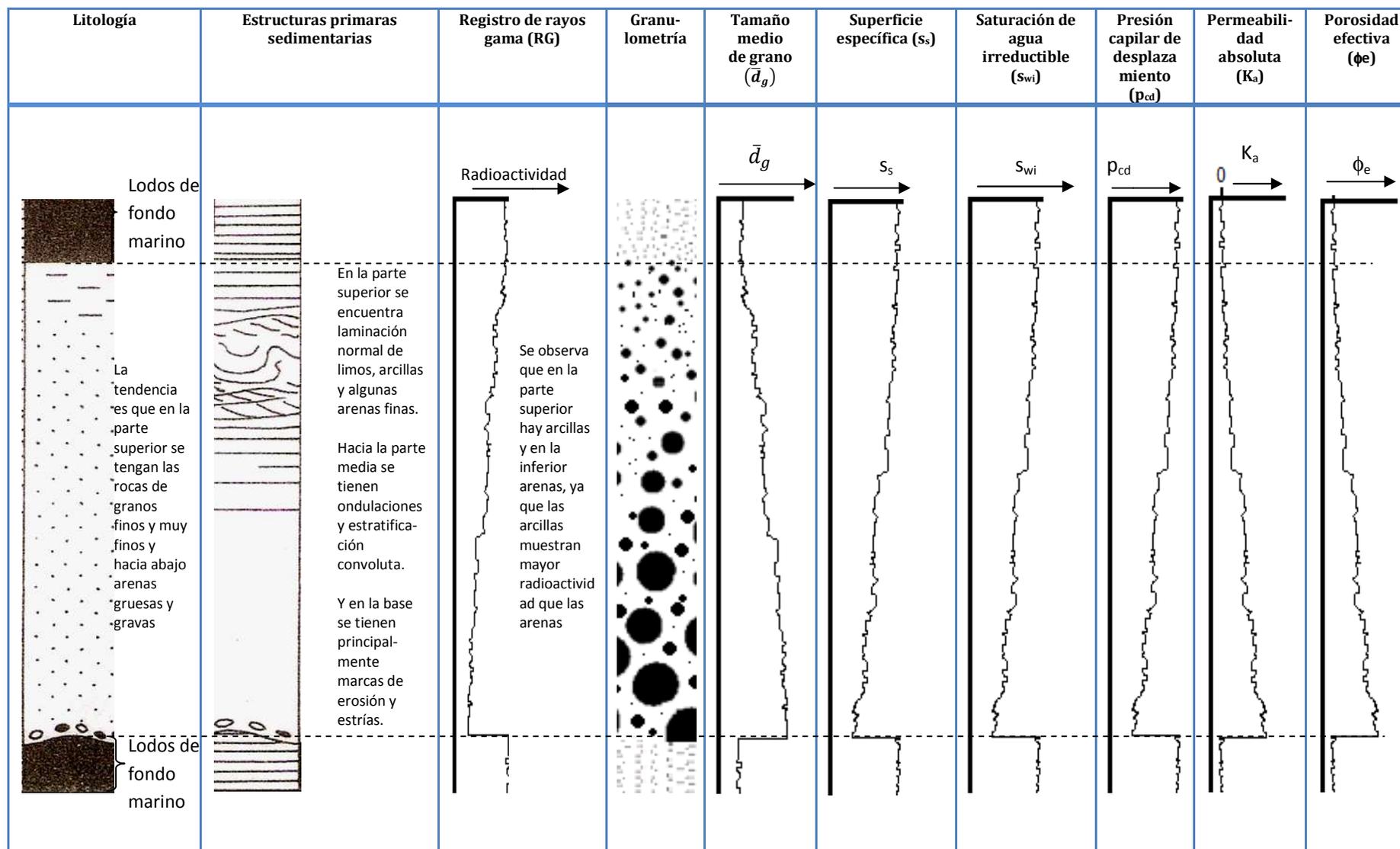


Figura 6.20 Geometría general de la distribución de sedimentos en las corrientes de turbidez¹⁰

A continuación se presenta la **Tabla 6.3** en la que se resume la relación que guarda el medio ambiente sedimentario turbidítico con características geológicas, y éstas, a su vez, la relación que guardan con propiedades petrofísicas importantes para la explotación de hidrocarburos, destacando de manera cualitativa y esquemática las propiedades que se pueden encontrar en un yacimiento cuyo origen de ambiente sedimentario sea de esta naturaleza. Considérese una turbidita encajonada entre dos capas de lodo de fondo marino.

Tabla 6.3 Relación de ambiente sedimentario con características geológicas y propiedades petrofísicas



6.4 Ejemplo de yacimientos petroleros en rocas de origen turbidítico

La Cuenca de Chicontepec es una depresión rellena de rocas terrígenas que se originó en la parte final del Cretácico y durante el Paleoceno, representa una cuenca sedimentaria de considerable magnitud, producto de la deformación que sufrió la Plataforma de Tuxpan (**bascamiento**) y el cinturón plegado y fallado de la Sierra Madre Oriental y de la erosión generada por corrientes submarinas, que primero erosionaron y después acumularon un importante volumen de sedimentos siliciclásticos durante el Paleoceno y el Eoceno (**Figura 6.21**). La cuenca corresponde con una gran depresión que posteriormente fue rellena por sedimentos arcillosos y arenosos, en forma alternada acumulados por corrientes de turbidez (turbiditas) y abanicos submarinos, definidos como Grupo Chicontepec, el cual se ha dividido en Inferior, Medio y Superior. Posteriormente, en el Eoceno Tardío continúa el relleno de la cuenca, predominando dos facies, una arcillosa de aguas profundas de la Formación Chapopote y otra arenosa conglomerática de la Formación Tantoyuca.

Durante el Oligoceno y el Mioceno continúan las transgresiones y regresiones, depositándose los sedimentos arcillosos, arenosos y conglomeráticos de las formaciones Palma Real Inferior y Superior, así como de la Formación Tuxpan, esta última de ambiente litoral¹¹.

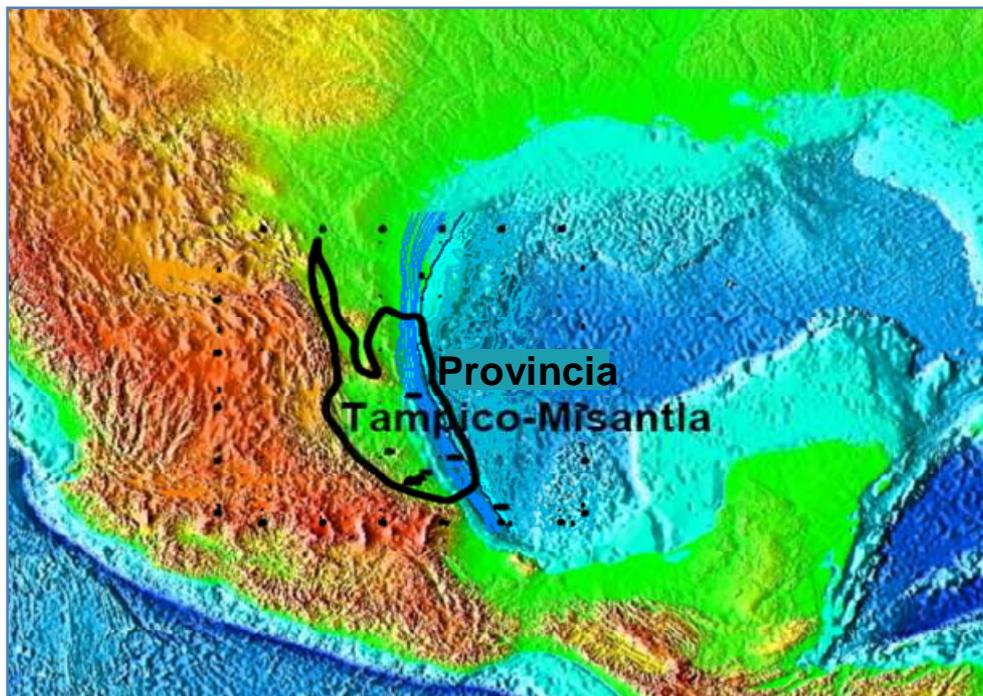


Figura 6.21 Ubicación geológica de la Provincia Tampico Misantla, en la que se encuentra la Cuenca de Chicontepec y su relación con la Megacuenca del Golfo de México.¹¹

Desde el punto de vista geológico, la Provincia Tampico-Misantla, donde se ubica la Cuenca de Chicontepec, se localiza entre el frente del Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental y la isobata -500m del Golfo de México, el Arco de Tamaulipas al norte y el Eje Neovolcánico por el sur (**Figura 6.21**). Comprende una historia geológica que va desde el Triásico hasta el Reciente.

La Cuenca de Chicontepec se originó en el Paleoceno-Eoceno, durante los levantamientos de la Sierra Madre Oriental (Orogenia Laramide) y fue afectada en su margen oriental por una discordancia sintectónica. La sedimentación del Paleógeno se compone de turbiditas de ambiente nerítico externo a batial, complejos de abanicos submarinos y una red de abundantes canales; el relleno sedimentario está constituido por arenas lenticulares con intercalaciones de lutitas. Durante éste período ocurrieron varios eventos de erosión y relleno de sedimentos clásticos.¹¹

Los estudios sedimentológicos de diferentes autores coinciden en explicar que los sedimentos del Grupo Chicontepec, son producto de la erosión del levantamiento de la Sierra Madre Oriental, y que han sido transportados primero por corrientes fluviales que se convierten en deltas en el ambiente transicional, posteriormente depósitos en plataforma clástica, desde cuyo borde se originaron corrientes de turbidez depositando en ambientes de aguas profundas. Los abanicos submarinos tuvieron una gran influencia en la sedimentación de la cuenca con lo que el espesor de las rocas terrígenas se incrementó notablemente.

La sedimentación del Paleógeno se compone de turbiditas, canales y abanicos de ambiente nerítico externo a batial, formando turbiditas y complejos de abanicos y canales, generando una secuencia sedimentaria compuesta por arenas lenticulares con intercalaciones de lutitas.

El Modelo Geológico está definido como una serie de eventos de múltiples episodios de depositación de turbiditas, abanicos submarinos (**Figura 6.22**) erosión y relleno. Se pueden destacar cuatro elementos del sistema de depósito de abanico: Canal central, Canal central con lóbulos, abanico medio y abanico exterior en la mayoría de las unidades genéticas.¹¹

Recientemente, con la descripción detallada de 390 núcleos y con el soporte de información sísmica tridimensional, se identificaron 11 facies correspondientes al modelo de abanico submarino, precisándose su distribución a lo largo de la Cuenca de Chicontepec. Regionalmente, el modelo está conformado por varios abanicos, con sus canales alimentadores ubicados en la margen occidental de la Cuenca de Chicontepec. Estos depósitos de abanicos, fueron afectados por una serie de eventos erosivos, de los cuales sobresale regionalmente la discordancia del Eoceno Inferior, que forma un canal

que se profundiza de noroeste hacia el sureste, donde los sedimentos Paleógenos y del Jurásico superior están en contacto por discordancia angular. Esta discordancia es uno de los factores que regula la distribución de 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.

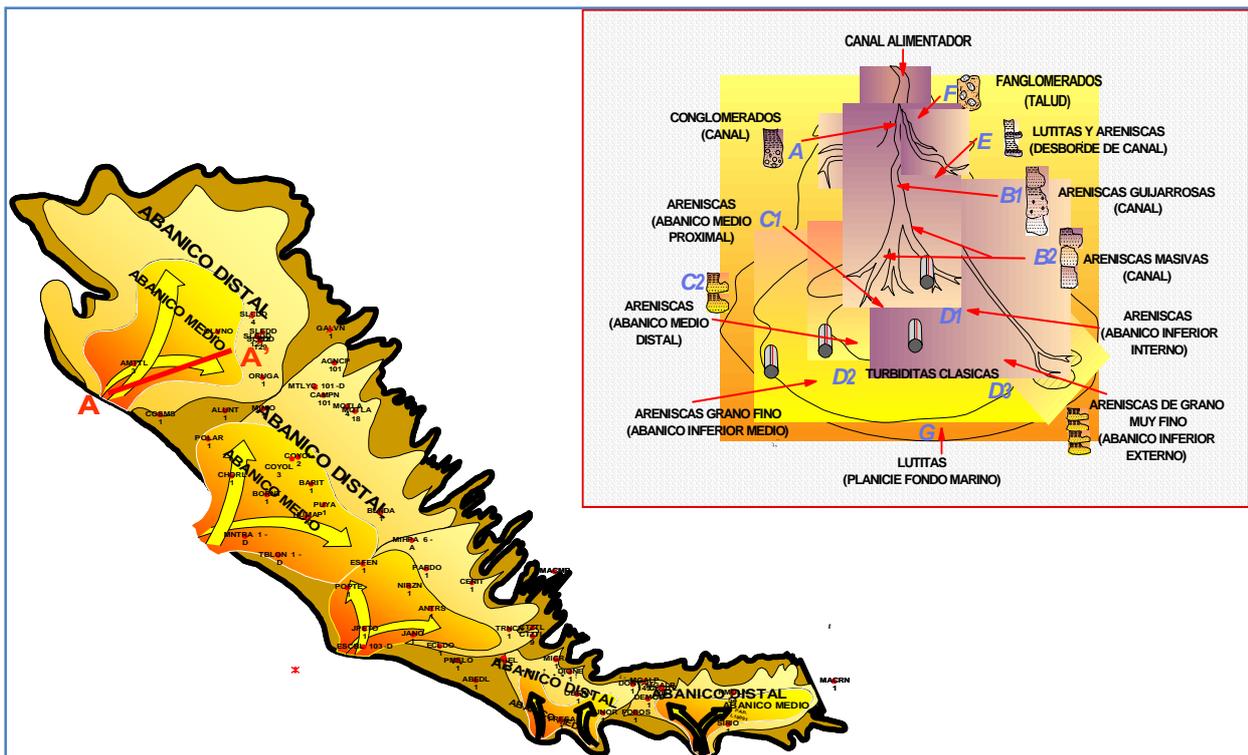


Figura 6.22 Modelo Sedimentológico conceptual de la Cuenca de Chicontepec con su complejo de Abanicos Submarinos de Walker ¹¹

Las características de erosión y retrabajo de los sedimentos de Chicontepec, generan problemas locales de 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 y con un propósito económico. La columna estratigráfica típica del relleno Paleoceno-Pliocuaternario de la Cuenca de Chicontepec comprende las siguientes unidades estratigráficas o formaciones: ¹¹

- Chicontepec Inferior
- Chicontepec Medio
- Chicontepec Superior

-
- Chapopote
 - Tantoyuca
 - Palma Real Inferior
 - Palma Real Superior
 - Tuxpan

Las formaciones que componen al Grupo constituyen la principal roca almacenadora en este sistema, en sus horizontes arenosos que se caracterizan por areniscas (litoarenitas y grawacas líticas) de grano medio a fino y algunos estratos conglomeráticos de matriz arenosa. Presenta porosidades promedio de 12%. Los cuerpos arenosos presentan espesor variable, cuya continuidad lateral es dependiente de la geometría y profundidad del paleoelemento. Las formaciones del Grupo Chicontepec presentan alta variabilidad vertical en cuanto a sus características petrofísicas de porosidad y permeabilidad; debido a que sus constituyentes líticos carbonatados tienen un porcentaje que varía entre el 35 y 40%.¹¹

Los paquetes de areniscas con mayor potencial almacenador tienen geometrías de barras de desembocadura y canales distributarios con espesores de entre 12 y 18 m. Las secuencias arenosas de grandes espesores son escasas pero ofrecen las más atractivas posibilidades para contener hidrocarburos.¹¹

En la **Figura 6.23** se muestra un juego de registros geofísicos tomados en un pozo perforado en el Paleocanal de Chicontepec. Se pueden observar en el registro de Rayos Gamma (GRC) varias secuencias que se asemejan al ciclo de Bouma (intervalos A, B, C, D), aunque en las partes masivas de arena se tienen intercalaciones de arcilla. Este registro muestra un apilamiento de turbiditas, es decir es una columna geológica de sedimentos originada por corrientes de turbidez.

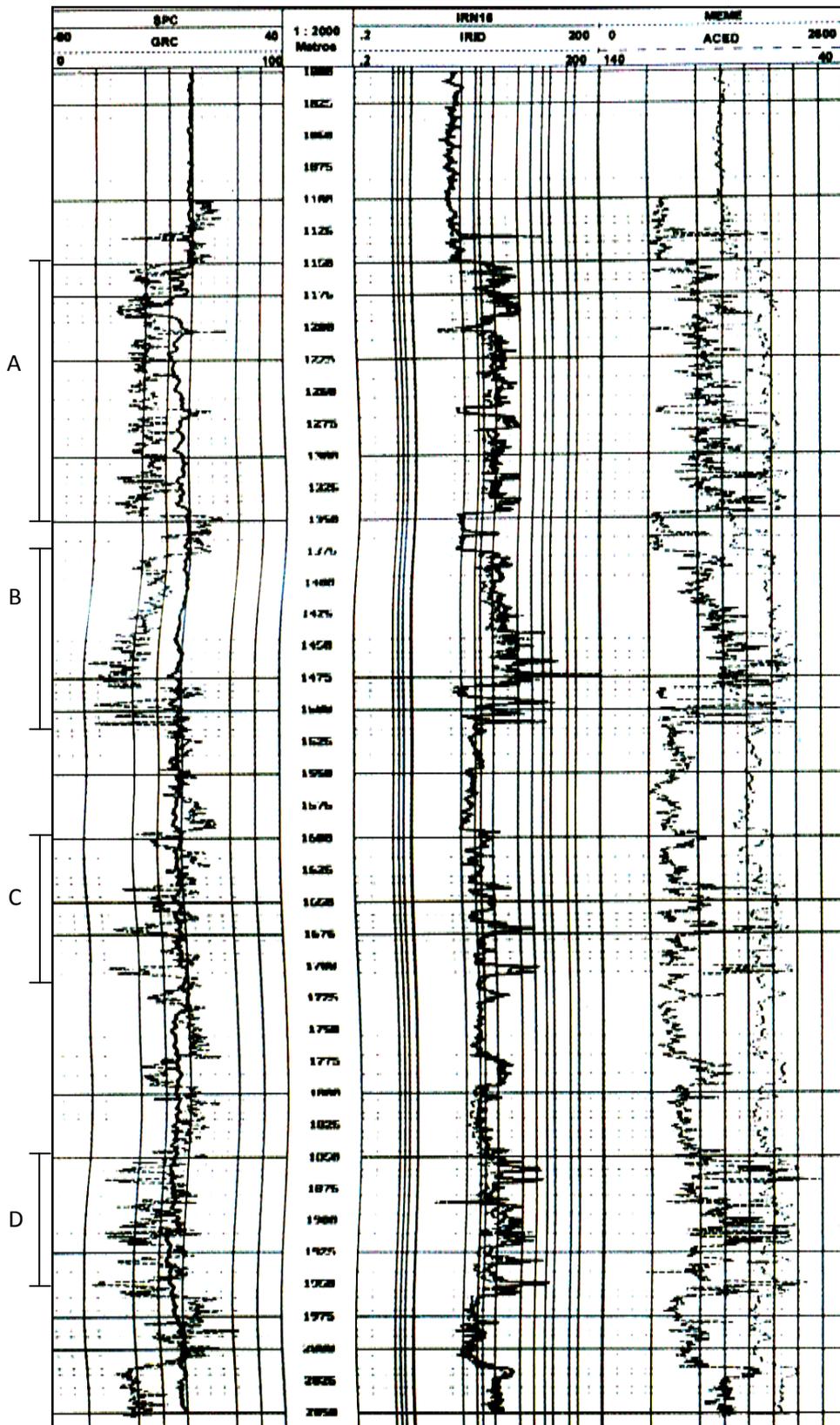


Figura 6.23 Registro compuesto de un pozo del Paleocanal de Chicontepec¹²

Algunos datos adicionales del Paleocanal de Chicontepec se proporcionan a continuación

Las dimensiones aproximadas de la cuenca son de 260 km de longitud y cubre un área de 11,300 km² aproximadamente. Los sedimentos turbidíticos se acumularon en alrededor de 123 km de longitud con anchura aproximada de 25km.

En el área del Campo Chicontepec, los sedimentos acumuladores de hidrocarburos son turbiditas depositadas en aguas profundas en el piso de la cuenca Chicontepec. La Formación Chicontepec consiste de capas de arenisca arcillosa de grano fino alternando con lutitas y limolitas. El Campo Chicontepec está formado por un gran número de yacimientos con un espesor total neto, en promedio, de 200m.

Los múltiples cuerpos arenosos son lenticulares, discontinuos, muy heterogéneos y de baja permeabilidad. Los sedimentos acumuladores de hidrocarburos consisten de areniscas lenticulares y cuerpos de capas arenosas estratificadas con lutitas. Las areniscas están compuestas de granos finos a muy finos. Las trampas en las areniscas Chicontepec, prácticamente todas son de tipo estratigráfico.

La porosidad y permeabilidad son bajas debido a que la textura son combinaciones de grano fino y muy fino y con arcillas y micrita en los poros.¹³

Referencias del Capítulo 6:

- ¹ Arellano Gil Javier, Apuntes de la clase "Geología de yacimientos de fluidos", Facultad de Ingeniería, UNAM, 2006
- ² <http://surgencia.ens.uabc.mx/turbiditas.html>
- ³ Villamar Viguera Manuel, Apuntes de la clase "Caracterización de yacimientos", Facultad de Ingeniería, UNAM, 2007
- ⁴ Glenn S. Visher, "Stratigraphic systems: origin and application"
- ⁵ Martínez Cedillo, Arturo Rey, "Conceptos Sedimentológicos, Estratigráficos y Estructurales en la Geología de Yacimientos de Fluidos", Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2005
- ⁶ Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication N°12, "Primary Sedimentary Structures And Their Hydrodynamic Interpretation", 1965.
- ⁷ E. Sanders John, "Primary Sedimentary Structures Formed By Turbidity Currents And Related Resedimentation Mechanisms", SEPM SPEC, Pub. N°12, 1965.
- ⁸ R. C. Selley, "Ancient Sedimentary Environments", Chapman and Hall Ltd, London, Great Britain, 1970.
- ⁹ Wikipedia, Enciclopedia gratuita por internet
- ¹⁰ C. Selley Richard "Applied Sedimentology". Segunda edición, San Diego, California, Ed. Academic press, 2000
- ¹¹ Vázquez Morin Ángel, "Evaluación Petrolera Y Métodos De Explotación En La Cuenca De Chicontepec", Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2008
- ¹² Pemex, "Reservas de Hidrocarburos de México", Vol. II, 2002
- ¹³ A. Busch Daniel, "Chicontepec Field-Mexico, Tampico Misantla Basin", Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 1986.

Conclusiones y recomendaciones

Conclusiones

El estudio de la Geología de los sedimentos terrígenos o clásticos, incluyen aspectos que involucran a los niveles de energía con los que fueron transportados y depositados, el tamaño de los clastos, las condiciones originales de estratificación y el tipo de la misma, los procesos diagenéticos mediante los cuales dichos sedimentos se transformaron en rocas sedimentarias y los cuerpos sedimentarios adyacentes; estos aspectos son muy particulares para cada medio ambiente sedimentario; por ejemplo, en los ambientes fluviales, en particular en los point bars se tiene principalmente arenas de tamaño relativamente grande en su parte inferior, que indica un nivel de energía considerable, tienen estratificación cruzada pero no evita que la porosidad y la permeabilidad sean buenas y se pueda convertir en un cuerpo almacenador de hidrocarburos, gracias a que la litología en su parte superior es de sedimentos finos, que ya consolidados se vuelven lutitas y podrían funcionar como capa impermeable evitando la fuga de los hidrocarburos.

Por el contrario, en las rocas de origen costero, en particular las barras de las islas barrera, las condiciones originales de sedimentación son distintas a las de los point bars, empezando desde su localización geográfica, su geometría y el clima. En este caso, a diferencia de los point bars, el mayor nivel de energía de la fuerza que desplazó y acomodó a los sedimentos se localizó en la parte superior, teniendo en ese lugar los granos de mayor tamaño y aunque existe estratificación cruzada, se tendrán buenos valores de porosidad y permeabilidad.

En las rocas clásticas de origen deltaico, en particular las barras de desembocadura de los canales distributarios, están compuestas en sus partes superior y media principalmente por areniscas con pocos sedimentos finos; esta característica establece muy buena continuidad de porosidad y permeabilidad. A lo largo de esta barra corre el canal distributivo, mismo que podría ser llenado por material fino y en tal caso funcionaría como cuerpo impermeable ayudando al entrapamiento de hidrocarburos.

En el caso de las rocas de origen turbidítico, a diferencia de las rocas de orígenes fluvial, costero o deltáico, tienen distribución y estratificación muy compleja, lo que significa que se presentan cambios de facies hasta cierto punto inesperados. Lo anterior da como resultado poca continuidad, tanto lateral como vertical, en sus propiedades geológicas y petrofísicas; característica que puede generar pequeños cuerpos almacenadores de hidrocarburos que posiblemente no tengan comunicación entre sí lo cual dificulta su explotación.

Conocer e identificar correctamente las características y propiedades del tipo de ambiente sedimentario que generó la roca permitirá hacer una correcta caracterización geológica y petrofísica del yacimiento, es decir, identificar características internas y externas de los estratos de acuerdo al tipo de ambiente, ayudará a distinguir y seleccionar posibles intervalos productores de hidrocarburos. Por ejemplo, en el caso de los points bars, lo más apropiado sería realizar los disparos en la parte baja del cuerpo sedimentario, que es donde se tienen las mejores rocas almacenadoras; no así en la parte superior del mismo. En el caso de las barras de las islas barrera, el mejor intervalo a ser disparado, es, sin duda, la parte superior, donde se encuentran las rocas compuestas de arenas lavadas con muy buena porosidad y permeabilidad.

En cuanto a los deltas, que son ambientes sedimentarios complicados, se puede tener muy buena porosidad y permeabilidad en las barras de desembocadura, no así en las zonas de interdistributarios, ya que por haber tenido aguas tranquilas se depositaron principalmente sedimentos finos, lo que da lugar a rocas con muy baja porosidad efectiva y permeabilidad, llegando a ser prácticamente impermeables; en cambio, en las barras de desembocadura, por tenerse agua con mayor velocidad, existe un mayor nivel de energía permitiendo la sedimentación de los clastos gruesos y arrastrando a lugares con menor nivel de energía los sedimentos finos.

En rocas de origen turbidítico lo recomendable sería disparar en la base de la turbidita, que es donde se tienen las arenas masivas y también en la parte intermedia donde se tienen arenas medias a finas; donde no sería conveniente por no tener potencial es en la parte superior, ya que ahí se presentan los sedimentos de tamaños finos a muy finos.

En resumen, conocer la relación ambiente sedimentario-propiedades geológicas-propiedades petrofísicas es, sin duda, un gran respaldo en los diversos trabajos y estudios que abarcan la explotación de hidrocarburos, desde el desarrollo de yacimientos o campos hasta las recuperaciones posteriores a la primaria.

Los temas tratados en este trabajo son de gran ayuda para los Ingenieros Petroleros ya que al saber cómo es la distribución de los diversos parámetros petrofísicos en las rocas de los yacimientos se pueden tener mejores criterios para la toma de decisiones en múltiples actividades relacionadas a la búsqueda y extracción de hidrocarburos. Así mismo, para los estudiantes de Ingeniería Petrolera es de utilidad este trabajo en diversas asignaturas, sobre todo en las que se refieren a la caracterización de yacimientos.

Recomendaciones

Realizar un trabajo que trate sobre todos los sedimentos terrígenos no estudiados en este trabajo y que tienen importancia económica-petrolera.

Es conveniente considerar más información geológica y petrofísica de sedimentos terrígenos, para confirmar o complementar lo expuesto en este trabajo.

Revisar y analizar más ejemplos de yacimientos en desarrollo, en explotación o explotados, con el fin de tener un banco de información amplio referente a rocas sedimentarias clásticas, que respalden la toma de decisiones de los profesionales responsables de la extracción de hidrocarburos.