

# **GEOLOGÍA DEL PETRÓLEO Y DEL GAS**

**2014**

Dra. Silvia P. Barredo

Lic. Luis P. Stinco

## Indice

<b>1. INTRODUCCION A LA INDUSTRIA DEL PETROLEO .....</b>	<b>4</b>
1.1. Fuentes de energía .....	4
<b>2. PETROLEO Y GAS.....</b>	<b>6</b>
2.1. Características.....	6
2.2. Usos .....	8
<b>3. ORIGEN Y FORMACION DEL PETROLEO.....</b>	<b>10</b>
3.1. El origen inorgánico del petróleo .....	10
3.2. El origen orgánico del petróleo.....	11
<b>4. LA TIERRA.....</b>	<b>14</b>
4.1. Interior de la Tierra.....	16
4.2. Exterior de la Tierra.....	18
4.3. Tectónica de Placas.....	19
Márgenes de placas .....	20
4.4. Cuencas.....	27
<b>5. SISTEMA PETROLERO.....</b>	<b>31</b>
5.1. Minerales .....	31
5.2. Rocas .....	35
Rocas ígneas .....	36
Rocas metamórficas .....	39
Rocas sedimentarias .....	41
Clásticas .....	47
No Clásticas .....	49
Residuales.....	54
5.3. Roca madre.....	54
5.4. Maduración .....	56
Kerógenos .....	57
5.5. Expulsión y migración .....	57
5.6. Rocas reservorio.....	58
5.7. Roca sello .....	59
5.8. Trampas.....	59
Trampas estructurales .....	60
Trampas estratigráficas .....	62
<b>6. PETROFISICA DEL RESERVORIO.....</b>	<b>66</b>
6.1. Porosidad .....	66
6.2. Permeabilidad .....	72
<b>7. CUENCAS PRODUCTIVAS DE ARGENTINA.....</b>	<b>80</b>
7.1. CUENCA AUSTRAL .....	83
7.2. CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE .....	88
7.3. CUENCA NEUQUINA.....	92

<b>7.4.</b>	<b>CUENCA CUYANA .....</b>	<b>97</b>
<b>7.5.</b>	<b>CUENCAS DEL NOROESTE: PALEOZOICA y CRETACICA .....</b>	<b>102</b>
<b>8.</b>	<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>107</b>

## **1. INTRODUCCION A LA INDUSTRIA DEL PETROLEO**

Los hidrocarburos (petróleo y gas) son recursos naturales no renovables y constituyen la fuente de energía más importante de la humanidad.

El mundo contemporáneo se mueve por el petróleo y el afirmarlo no resulta en absoluto exagerado. Sólo basta imaginar que sucedería si se interrumpiera la afluencia del petróleo a los mercados para comprobar la verdad de esa información.

Los notables adelantos logrados en el descubrimiento, producción, refinación, transporte y comercialización del petróleo, posibilitaron que este producto se convirtiera en uno de los soportes físicos imprescindibles del mundo moderno y en un aporte sustancial a la calidad de vida de la población.

El petróleo es *nafta* para los automóviles, *gas oil* para camiones y transporte de pasajeros, *fuel oil* para sistemas de calefacción, grandes barcos y centrales eléctricas, combustible para aviones, lubricante para maquinarias....

Del petróleo, también provienen cientos de productos, como los plásticos, las pinturas, los detergentes, las gomas sintéticas, la vestimenta, la cosmética, los anticongelantes, los insecticidas o los fertilizantes, entre otras cosas.

Pese a que no hay sociedad moderna sin él, pocas veces se toma contacto directo con el petróleo crudo. Probablemente sea ésta una razón para que se lo considere, como el aire y el agua, un elemento natural de la existencia cotidiana y no un recurso no renovable.

### **Fuentes de energía**

Las fuentes de energía pueden clasificarse según sean renovables o no. Dentro de las renovables encontramos: solar, eólica, geotermal, biomasa e hidroelectricidad. Las no renovables comprenden: nuclear, carbón, petróleo y gas.

El análisis comparativo de las magnitudes de fuentes de energía disponibles ubica a los hidrocarburos dentro de las más escasas (figura 1)

La historia del vínculo entre los hidrocarburos y el hombre se remonta hasta el 3000 AC, en donde los habitantes de la mesopotamia asiática utilizaban el petróleo como adhesivo, para calafatear embarcaciones y en los caminos. Hacia el 2000 AC, los chinos ya refinaban el petróleo para ser usado en lámparas y calentamiento de viviendas. De acuerdo con los registros, en el año 347 DC, los chinos perforaban pozos de hasta 250 metros de profundidad empleando cañas de bambú. Marco Polo, en 1264, menciona la extracción de petróleo en manaderos del reino de Persia. Así sucesivamente, es posible encontrar a lo largo de la historia humana actividades vinculadas al uso del petróleo, sin embargo se considera que el primer pozo moderno fue perforado



en la península de Aspheron al norte de Bakú en el año 1848. Al año siguiente, conjuntamente con la destilación del kerosene se estableció un nuevo mercado para éste al desplazar lentamente al aceite de ballena como combustible para faroles de alumbrado en las poblaciones. Los primeros pozos perforados en Europa se realizaron en Polonia en el año 1854, en tanto que en el continente americano el primer pozo se perforó en Canadá en el año 1858.

En Comodoro Rivadavia, Argentina, el 13 de diciembre de 1907 se perforó un pozo a 535 metros con el objeto de encontrar agua, sin embargo el mismo descubrió petróleo dando inicio a la prolífica industria del petróleo en el país.

El pozo más profundo perforado hasta la fecha denominado Kola SG-3, alcanzó los 12.262 metros en la península de Kola, Rusia.

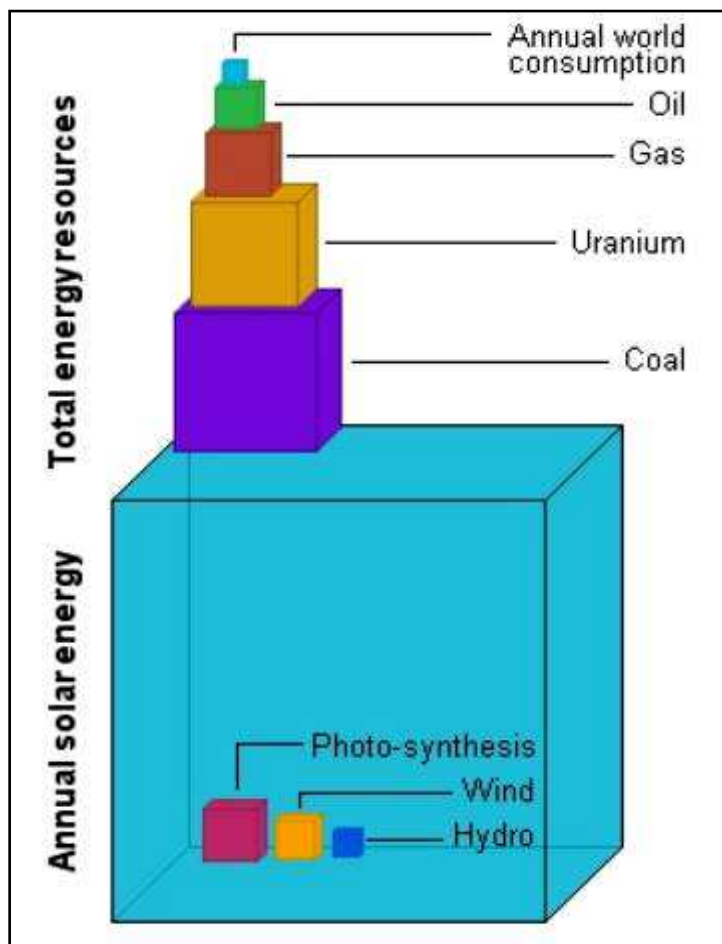


Figura 1: Ordenes de magnitud de fuentes de energía (Clerici, 2004)

## 2. PETROLEO Y GAS

### Características

El término petróleo deriva del latín: *petra* (piedra) y *oleum* (aceite), “aceite de piedra”. Su ocurrencia en la naturaleza comprende a los estados sólido, líquido y gaseoso.

Químicamente está constituido por 11 a 15% (en peso) de hidrógeno y 82 a 87% de carbono. También es posible encontrar trazas de oxígeno, azufre, nitrógeno, dióxido de carbono y helio como impurezas (figura 2)

<b>ELEMENTO</b>	<b>Petróleo</b>	<b>Gas</b>	<b>Asfalto</b>
<b>Carbono</b>	82 a 87	65 a 80	74 a 80
<b>Hidrógeno</b>	11 a 15	1 a 25	7
<b>Oxígeno</b>	0.1 a 4.5	0	7.6
<b>Nitrógeno</b>	0.1 a 1.5	1 a 15	1.7
<b>Azufre</b>	0.1 a 5.5	0.2	3
<b>Porcentaje en peso</b>			

Figura 2: elementos que constituyen los hidrocarburos (modificado de Amyx et al., 1988)

Se han identificado más de 1200 tipos de petróleos, la mayoría de estos conteniendo entre 1 y 40 átomos de carbono.

Según la cantidad es posible agruparlos en siete fracciones: gases (1 a 4), gasolinas (5 a 10), kerosene (11 a 13), diesel (14 a 18), gasoil pesado (19 a 25), lubricantes (26 a 40) y parafinas (más de 40 átomos de carbono).

También es posible clasificarlos según (figura 3):

- el arreglo estructural de los átomos de carbono en la molécula: cadena abierta o cíclicos;
- el tipo de unión entre los átomos de carbono: saturados o subsaturados.

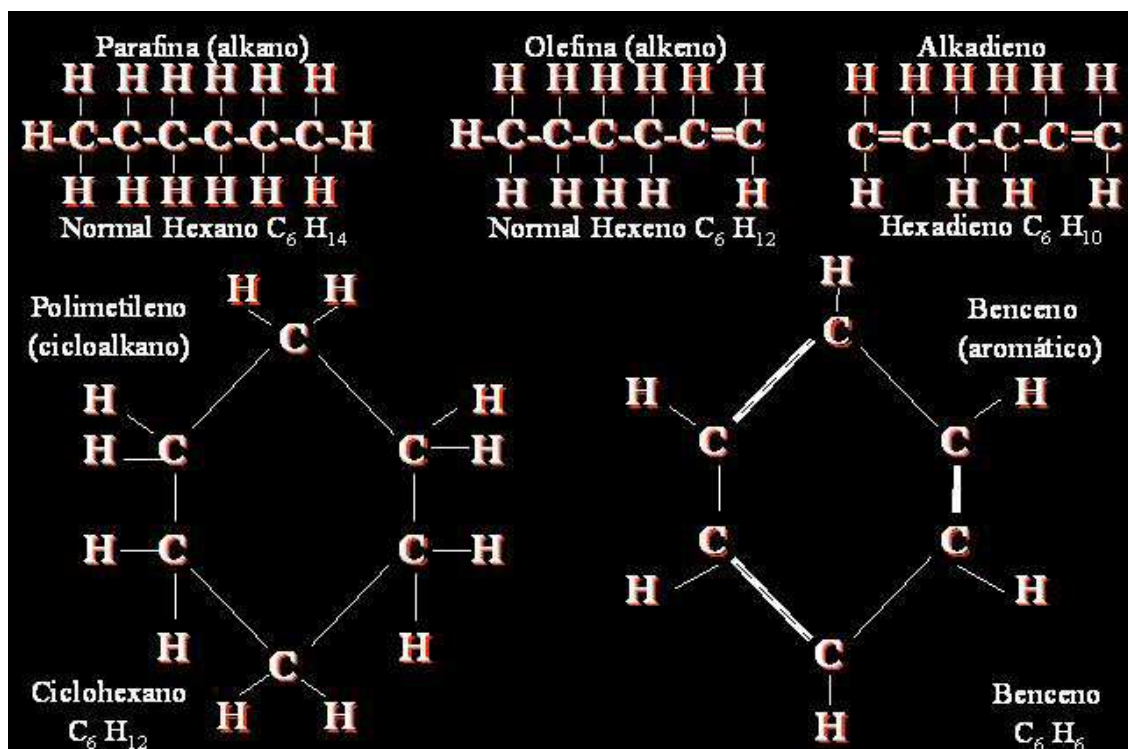


Figura 3: clasificación de los hidrocarburos (modificado de Amyx et al., 1988)

En la siguiente tabla se presentan los componentes de petróleo, su denominación química y los productos asociados (figura 4).

<b>Componentes del petróleo, denominación química y producto</b> (comprende sólo hidrocarburos simples a presión atmosférica)					
Denominación química		Estado normal	Punto aproximado de ebullición		Productos empleo primario
Metano	$CH_4$	Gaseoso	-161°C	(-258°F)	Gas natural combustible / Productos petroquímicos
Etano	$C_2H_6$	Gaseoso	-88°C	(-127°F)	
Propano	$C_3H_8$	Gaseoso	-42°C	(-51°F)	GLP / Productos petroquímicos
Butano	$C_4H_{10}$	Gaseoso	0°C	(31°F)	
Pentano	$C_5H_{12}$	Líquido	36°C	(97°F)	Naftas de alto grado
Hexano	$C_6H_{14}$	Líquido	69°C	(156°F)	
Heptano	$C_7H_{16}$	Líquido	98°C	(209°F)	Gasolina natural (substancia base para combustibles para motores de combustión interna, turbinas)
Octano	$C_8H_{18}$	Líquido	125°C	(258°F)	
Nonano	$C_9H_{20}$	Líquido	150°C	(303°F)	
Decano	$C_{10}H_{22}$	Líquido	174°C	(345°F)	
Undecano-N, Hendecano	$C_{11}H_{24}$	Líquido	195°C	(383°F)	
Dodecano-N, Diexilo	$C_{12}H_{26}$	Líquido	215°C	(419°F)	Kerosene
Tetradecano-N	$C_{14}H_{30}$	Líquido	252°C	(487°F)	Aceites lubricantes
Eicosano-N	$C_{20}H_{42}$	Sólido	---	---	Parafinas

Figura 4: componentes y características de los hidrocarburos (IAPG, 2001)

Los petróleos se diferencian según su color, índice de refracción, olor, densidad (gravedad específica), punto de ebullición, punto de solidificación, punto de burbuja y viscosidad.

La gravedad específica ( $\gamma$ ) en líquidos se define como la relación entre la densidad del líquido con respecto a la densidad del agua (a presión y temperatura definidos). El rango para el petróleo se ubica entre 0.75 y 1.01. En la industria se emplea la gravedad API (*American Petroleum Institute*) tal que:

$$\text{API} = (141.5 / \gamma) - 131.5 \quad \text{a } 60^\circ \text{ F y presión atmosférica.}$$

Con respecto al gas natural, el metano y el etano representan entre el 80 y 90% en volumen del gas natural. El resto corresponde a aquellos con peso molecular entre 44 (propano) y 142 (decano) más dióxido de carbono, nitrógeno, dióxido de azufre e impurezas.

La gravedad específica del gas se define como la relación entre la densidad del gas con respecto a la densidad del aire (a presión y temperatura definidos). El rango se ubica entre 0.6 y 1.1.

El análisis composicional del gas natural se realiza a partir de cromatografía, espectrometría o destilación a baja temperatura. Los gases naturales también se describen como secos o húmedos según el contenido de condensados (a partir del pentano, todos aquellos líquidos a presión y temperatura atmosféricas).

### **Usos**

Los hidrocarburos se utilizan entre otras cosas para:

- Energía
- Gas domiciliario e industrial
- Combustibles
- Lubricantes
- Plásticos
- Solventes
- Fertilizantes
- Pesticidas

El 88% del petróleo se procesa como alguna variedad de combustible y el 12% restante se destina para otros tipos de productos.

A modo de ejemplo, si refinamos 100 litros de petróleo crudo obtenemos 43 litros de gasolina, 18 de diesel, 14 de otros subproductos, 11 de propano, 9 de combustible de avión y 5 de asfalto (figura 5).

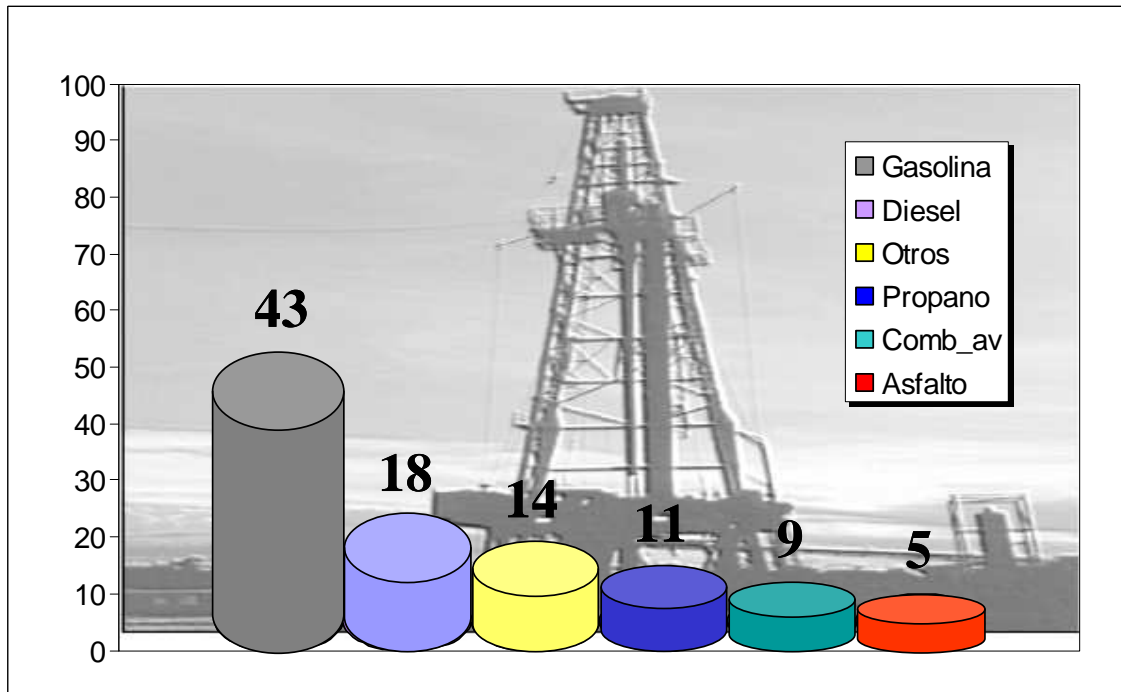
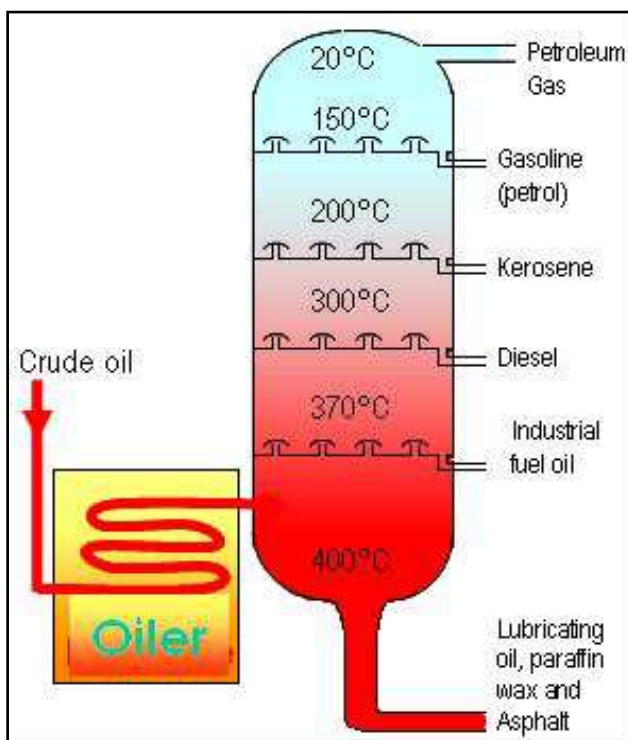


Figura 5: productos que se obtienen de 100 litros de petróleo

Cada uno de estos productos es posible distinguirlos en una columna de destilación simplificada como la representada en la figura 6.



El petróleo crudo se separa en una columna de destilación mediante el proceso de destilación fraccionada. La columna se encuentra a menor temperatura en la sección superior por lo tanto los vapores se condensan más fácilmente en la medida que ascienden. Adicionalmente, las fracciones más pesadas obtenidas al fondo de la columna también son afectadas a nuevos procesos de destilado con el fin de optimizar la totalidad del proceso y los productos finales.

Figura 6: columna de destilación simplificada.

### **3. ORIGEN Y FORMACION DEL PETROLEO**

Nadie asegura con certeza como se formó el petróleo, pese a que en sus distintas formas, es el fluido que, después del agua, más abunda en la corteza de la Tierra.

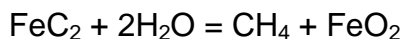
La respuesta más viable al interrogante que plantean los orígenes del petróleo puede encontrarse rastreando millones de años en el pasado de la Tierra e imaginando lo que pudo haber ocurrido en los lechos marinos de los enormes océanos y lagos que por entonces cubrían buena parte de lo que hoy conforman las tierras emergentes y secas del planeta.

En un tiempo, los esfuerzos realizados para descubrir el origen del petróleo dividieron a los científicos en dos campos: en uno de ellos se instalaron los que sostenían el origen inorgánico del petróleo, en el otro quienes le atribuían orígenes orgánicos.

#### **El origen inorgánico del petróleo**

La teoría del origen inorgánico reduce a un proceso exclusivamente químico la historia completa del petróleo.

D. Mendeleev, el padre de la tabla periódica, en 1877 sostuvo que los carburos metálicos que se encuentran en el fondo de la Tierra reaccionaban con el agua a altas temperaturas formando metano, que al condensar formó hidrocarburos. Esta reacción se puede reproducir en el laboratorio.



El principal problema de esta teoría es la falta de evidencia de la existencia de carburo de hierro en el manto de la Tierra. Esta hipótesis se conoce como la “*teoría del origen terrestre profundo*”.

W. Sokoloff (1889) y sus seguidores propusieron un origen cósmico para el petróleo. Esta teoría afirmaba que los hidrocarburos habían precipitado en forma de lluvia a partir de la nebulosa primigenia que formó el sistema solar. Luego, estos hidrocarburos por fenómenos dinámicos del planeta se movieron desde el interior de la Tierra. Esta hipótesis se la conoce como la “*teoría del origen extraterrestre*”.

Durante el siglo XX se postularon variantes de la teoría inorgánica del petróleo a partir de dos hallazgos: la existencia de meteoritos con alto contenido de agua y materia orgánica y, el descubrimiento de metano en la atmósfera de cuerpos celestes como Júpiter y Saturno. Por lo tanto, se postuló que la atmósfera original de la Tierra contenía metano, amoníaco, hidrógeno y vapor de agua, y que a raíz de reacciones fotoquímicas se generó una capa oleosa que pudo haber desarrollado una variedad de compuestos que pudieron haber sido los precursores de la vida.



El principal soporte de la teoría inorgánica consiste en que el metano, etano, acetileno y benceno pueden obtenerse a partir de fuentes inorgánicas. Por ejemplo, Lebedev y Petersilye (1964) encontraron hidrocarburos de origen inorgánico en rocas plutónicas de la península de Kola, Rusia. También se han encontrado hidrocarburos parafínicos en rocas ígneas.

No obstante persisten los problemas con la teoría inorgánica. No hay evidencia directa de que la fuente de la materia orgánica de los meteoritos sea el resultado de un proceso inorgánico. El mismo razonamiento puede hacerse para los cuerpos celestes. Asimismo, no hay evidencia que los procesos inorgánicos enunciados se den espontáneamente en la naturaleza. Finalmente, debería haber grandes cantidades de hidrocarburos expelidos por los volcanes o en rocas ígneas si el origen de los mismos fuera inorgánico.

### **El origen orgánico del petróleo**

En la actualidad, la teoría aceptada es la del origen orgánico del petróleo, siendo sustentada por un número importante de razones que se describen a continuación (Treibs, 1936; Smith, 1954; Hunt y Jamieson, 1958; Levorsen, 1973; Link, 1982; Magoon y Dow, 1994; Peters y Cassa, 1994).

El carbono y el hidrógeno son los principales constituyentes de la materia orgánica, tanto animal como vegetal. Durante los años 50 se descubrió que los hidrocarburos y compuestos relacionados se producen en muchos organismos vivos y son depositados en los sedimentos casi sin cambios.

Observaciones de las características químicas de los reservorios muestran que el nitrógeno y la porfirina que se encuentran en toda materia orgánica (en la clorofila de las plantas y en la sangre de los animales), son sustancias que también se encuentran en diferentes petróleos. Esto implica que el petróleo debe haberse mantenido en condiciones anaeróbicas durante su proceso de formación, porque las porfirinas son rápidamente oxidadas y descompuestas bajo condiciones aeróbicas.

La teoría propone que el carbono e hidrógeno necesarios para la formación de petróleo y gas derivaron de las primeras formas marinas (mayormente plankton) que vivieron en la Tierra durante el pasado geológico. Cuando estas formas primitivas de vida murieron quedaron incorporadas a los sedimentos y sujetas al ciclo sedimentario. La maduración térmica sumada a los efectos de la presión convirtieron lentamente la materia orgánica de estos restos fósiles en petróleo y gas. A medida que transcurrió el tiempo geológico los sedimentos se transformaron en rocas (litificación). Las rocas con alta concentración de materia orgánica (rocas madre) expulsaron los hidrocarburos siguiendo vías preferenciales de migración hasta acumularse en los cuerpos porosos y permeables (rocas reservorios). Al finalizar todo el proceso, se observa que la composición de los hidrocarburos encontrados en los productos como petróleo y gas difieren de aquellos que se encuentran en los seres vivos producto de

cambios y transformaciones que tuvieron lugar entre la depositación de los restos fósiles y la formación del producto final (petróleo y gas).

Por lo tanto:

**Hidrocarburos = Génesis + Migración + Acumulación + Preservación en un determinado Tiempo Geológico.**

El análisis de las eras y sus períodos geológicos muestra claramente la evolución en las formas de vida así como los grandes cambios a los que se vio sujeto el planeta (figura 7).

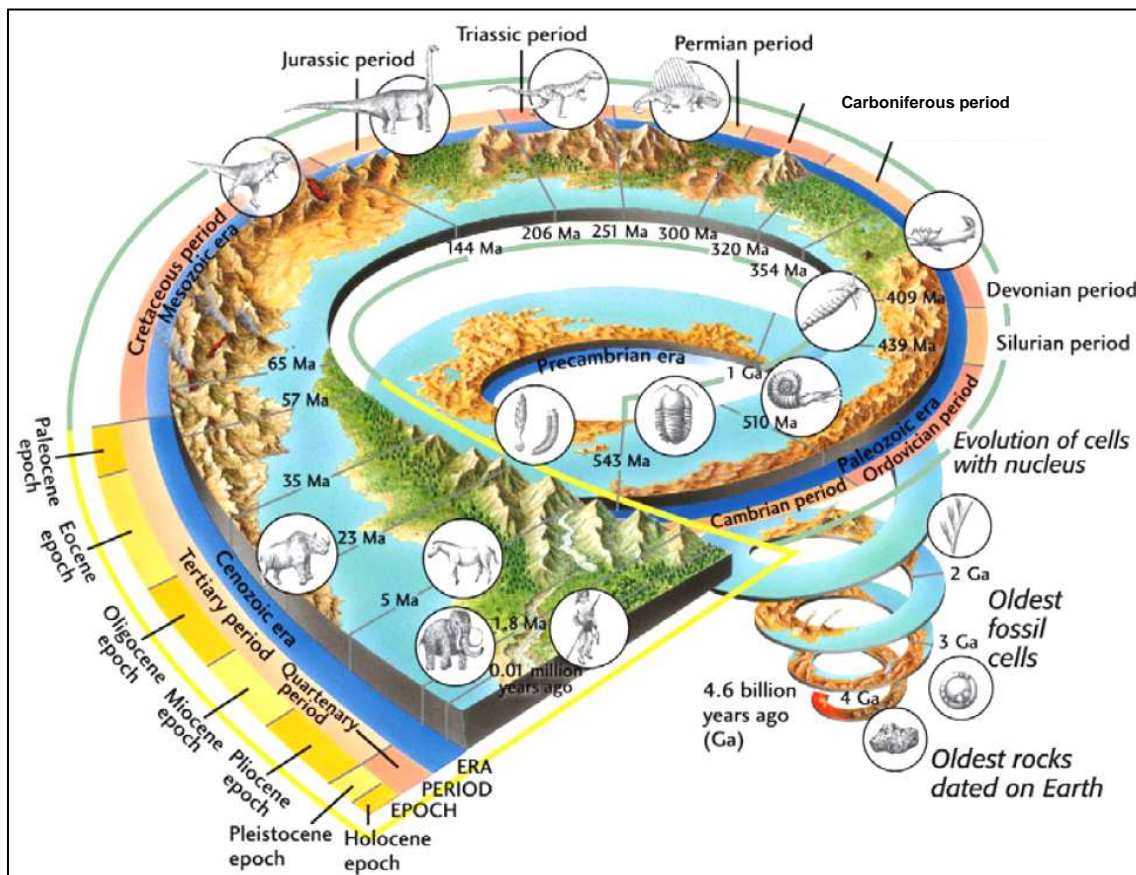


Figura 7: detalle de las eras geológicas, actividad biológica preponderante y su escala temporal (modificado de Press, et al., 2004)

La secuencia evolutiva de la flora y fauna (microorganismos-invertebrados-vertebrados) también se ve reflejada en los volúmenes de materia orgánica determinados por período (figura 8). Consecuentemente el 90% de los hidrocarburos se encuentran comprendidos en el intervalo correspondiente al Silúrico y el Terciario (Klemme y Ulmishek, 1991).



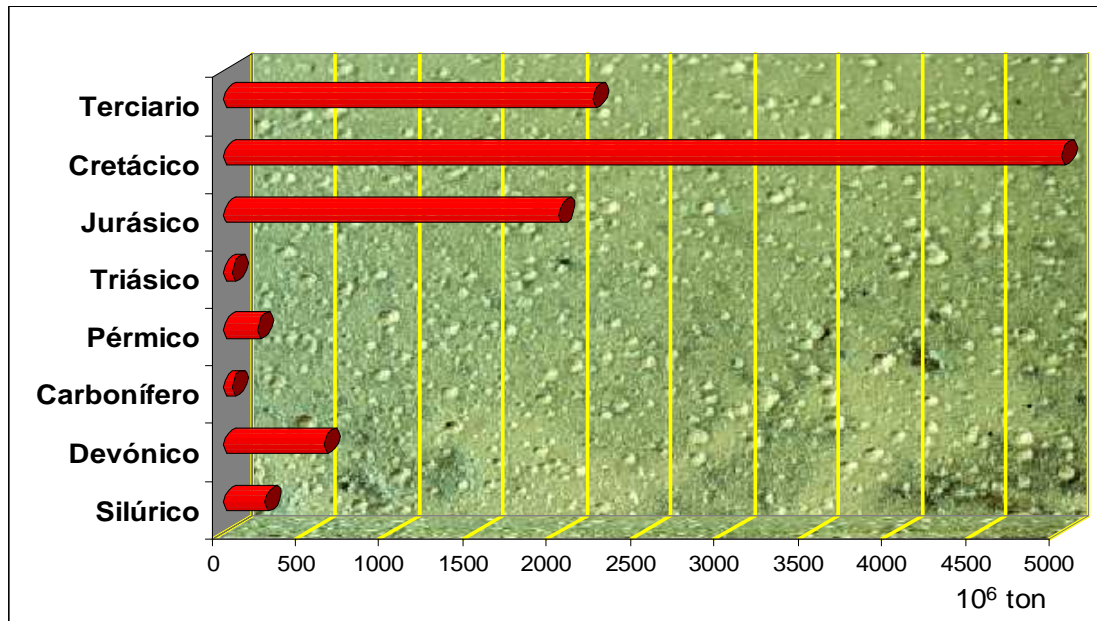


Figura 8: volúmenes de materia orgánica por período

#### 4. LA TIERRA

A medida que se avanzaba sobre el estado del conocimiento geológico que sobre La Tierra se tenía, distintos debates se fueron desarrollando toda vez que ese conocimiento alcanzado requería una revisión y adaptación de las teorías hasta entonces vigentes.

Así encontramos que entre 1775 y 1825 se desató la controversia entre plutonistas y neptunistas. Los primeros sostenían (y demostraron) la existencia de rocas que se formaron a partir de un estado fundido de materiales en tanto que los neptunistas le asignaban un origen marino a las mismas.

De manera casi coetánea, entre 1775 y 1835 otro debate se generó entre aquellos que sostenían conceptos basados en el uniformitarismo (o actualismo) y los catastrofistas. Los uniformistas (o actualistas) propusieron que los fenómenos que vemos hoy en día son los mismos del pasado “*the present is the key to the past*”. Por el contrario, el catastrofismo sostiene que los cambios se producen de manera abrupta a lo largo de la historia geológica. Las teorías actualistas sentaron las bases de la geología moderna.

Otra porfía a considerar es la relacionada con la edad asignada al planeta. El arzobispo J. Usher en 1654 le asignaba a La Tierra una edad de 6000 años sobre la base de estudios bíblicos. En 1897, Lord Kelvin (W. Thomson) estudió la cantidad de sal en el mar y dedujo una edad de entre 20 y 40 millones de años (ma). J. Joly, en 1901, determinó las tasas de sedimentación y estimó una edad del orden de 100 ma. Entre 1905 y 1907, E. Rutherford y B. Boltwood analizaron la desintegración de elementos radiactivos y pasaron sucesivamente de 500 ma hasta 1.600 ma. En la actualidad, se acepta que la edad de La Tierra es de alrededor de 4.600 millones de años.

Las rocas más viejas hasta ahora encontradas corresponden al gneiss Acasta (Slave Craton, Canadá) con 4.000 millones de años. Cabe mencionar que en Australia se han reconocido cristales de zircón de 4.400 ma pero incluidos en rocas más jóvenes (figura 9).

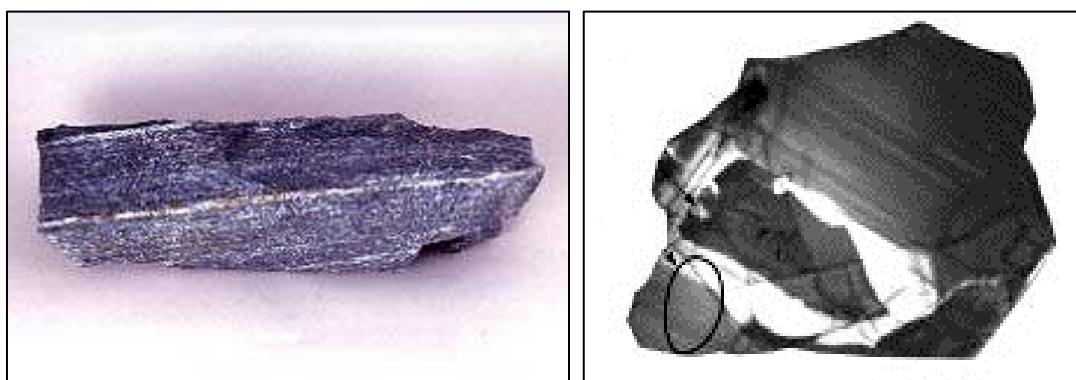


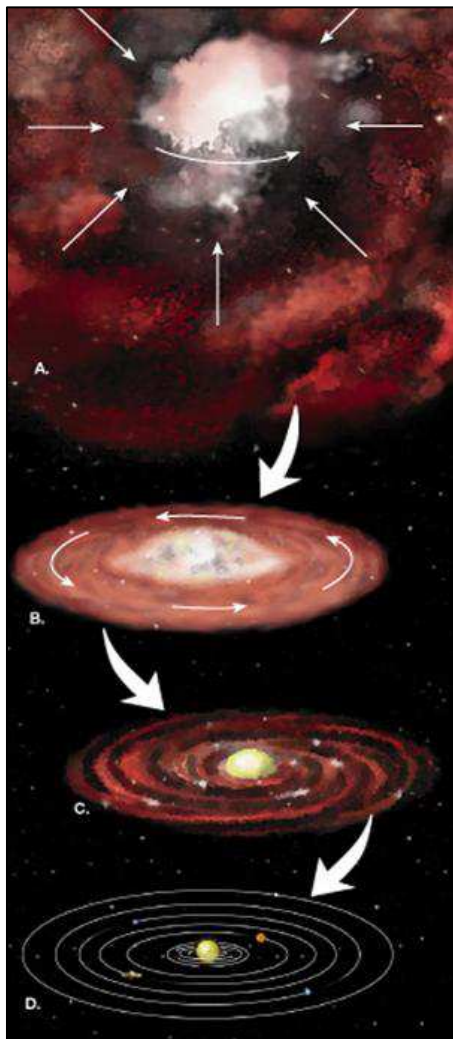
Figura 9: a la izquierda Gneiss Acasta (4000 ma), Zircón (4400 ma) a la derecha

De igual modo, se acepta que la edad del universo es del orden de los 20.000 millones de años a partir de comienzo “*Big Bang*” (figura 10).



Figura 10: edades de eventos mayores en la historia planetaria

El origen del sistema solar, según la teoría nebular, involucra una serie de estadios que se corresponden con los distintos grados de interacción existentes entre la materia, las fuerzas gravitatorias, la presión y la temperatura (figura 11).



En un principio una nube de polvo interestelar se condensa por colapso gravitacional.

El material interestelar se aplana y acelera a medida que las fuerzas de rotación actúan. Se produce una concentración del mismo en el centro de la nube (*solar nebula*) que da origen a un sol embrionario.

La turbulencia en el sistema genera remolinos de materia que la concentran y dan lugar a los planetesimales.

El sol se condensa, calienta y comienza a quemar hidrógeno. La radiación solar eyecta el polvo que quedaba entre los planetas, en tanto que la acreción planetaria es intensa.

Figura 11: evolución del sistema solar

Inicialmente, la Tierra contaba con una densidad y composición uniformes. Posteriormente, la contracción gravitacional, las colisiones con cuerpos celestes, la acreción de polvo interestelar y el decaimiento radioactivo de los elementos generaron calor y fusión parcial. Durante esta etapa, los elementos más densos (hierro y níquel) descendieron al núcleo en tanto que los más livianos (silicatos) se dispusieron hacia la superficie (manto y corteza). El planeta se estratificó (corteza, manto y núcleo), la emisión de gases generó la atmósfera primaria y luego los océanos (figura 12).

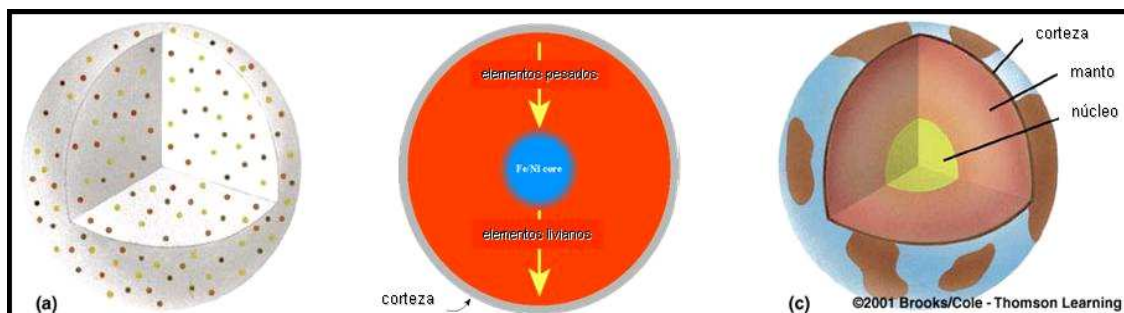


Figura 121: evolución y diferenciación terrestres

En la Tierra aún líquida, la atmósfera original se componía de hidrógeno y helio, sin agua libre. Luego, ésta evoluciona a partir de la incorporación de los gases expelidos por la actividad volcánica y se compone de agua, monóxido y dióxido de carbono, dióxido de azufre, azufre, cloro, nitrógeno, amoníaco y metano. Como el planeta cuenta con un núcleo diferenciado, desarrolla un campo magnético asociado. Aún no existe oxígeno libre ya que no es un gas volcánico. La composición de la atmósfera permite que el agua cumpla un ciclo de condensación de forma tal que se originan los primeros océanos. Los registros más antiguos de moléculas de oxígeno libre se datan en los 3.600 ma producto de actividad fotoquímica. Actualmente la composición atmosférica es mayoritariamente de nitrógeno (78%), en menor proporción oxígeno (>20%), y por último vapor de agua (1%) y dióxido de carbono.

El enfriamiento paulatino del planeta fue acompañado por la diferenciación por lo cual la corteza continuó engrosándose. Originalmente, ésta era de composición basáltica (parecida al piso de los océanos) y densa, con ausencia de continentes.

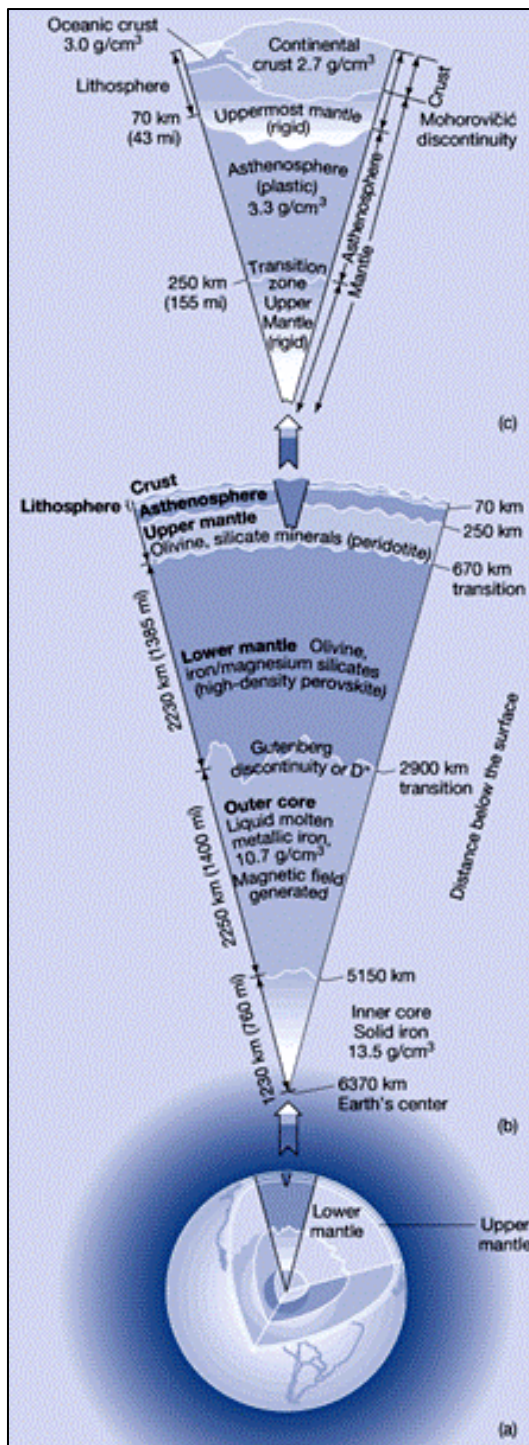
### **Interior de la Tierra**

El interior del planeta se estudia mediante métodos indirectos (sismología) y directos (afloramientos, perforaciones y manifestaciones en superficie de la actividad interior).

Analizando sus propiedades composicionales y mecánicas es posible dividir a la Tierra según capas concéntricas a partir de su núcleo según dos modelos: geostático y geodinámico (figura 13).



El modelo geostático diferencia la estructura terrestre según:



**Corteza:** es la porción externa del planeta. Se subdivide en *corteza oceánica* (CO) y *continental* (CC). La CO presenta un espesor de hasta 10 km y una composición simple de ofiolitas (ensamble de lavas máficas a ultramáficas con rocas sedimentarias del tipo de las grauvacas y cherts). La CC varía en su espesor entre 20 y 90 km con un promedio de 35 km. Su composición es compleja y equivalente a la de una granodiorita. La discontinuidad de Mohorovicic la separa del manto, aquí las ondas P y S aumentan de velocidad notoriamente.

**Manto:** sección que alcanza una profundidad de 2900 km constituida por peridotitas (roca ígnea intrusiva formada por olivina, piroxenos y anfíboles). Representa el 83% en volumen de la Tierra. El manto se subdivide en manto superior (hasta 410 km, con olivina y espinelo), zona de transición (hasta 660 km, con espinelo y perovskita) y el manto inferior con silicatos de hierro y magnesio. La discontinuidad de Gutenberg (o capa "D") la separa del núcleo.

**Núcleo:** es la porción interior del planeta. Se encuentra subdividido en *núcleo externo* (líquido) e *interno* (sólido). La discontinuidad de Lehmann (5170 km) separa a ambos. Está compuesto por una aleación de hierro y níquel alcanzando una temperatura de 5000 °C.

Figura 13: divisiones de la Tierra

El modelo geodinámico subdivide a la Tierra en:

**Litósfera:** sección superficial del planeta. Se comporta de manera rígida. Incluye la corteza y la parte superior del manto alcanzando unos 100 km. Se encuentra fragmentada en placas litosféricas o tectónicas. Flota sobre la astenósfera y de su interacción con ésta se producen los fenómenos vinculados con la tectónica de placas.

Astenósfera: sección plástica del manto superior en donde las placas tectónicas se mueven. Los materiales se encuentran semi-sólidos por lo que pueden fluir y presentar un comportamiento plástico en condiciones de alta presión y temperatura a escala de tiempos geológicos. A partir de los 350 km se torna rígida.

Mesósfera (o manto inferior): Se desarrolla a partir de los 700 km. Los minerales se encuentran sólidos no obstante puede haber fluencia. La discontinuidad de Gutenberg (o capa "D") la separa del núcleo.

Núcleo (endósfera): el *núcleo externo* se encuentra líquido y compuesto por hierro y níquel, en tanto que el *núcleo interno* es sólido y constituido por hierro y en menor proporción de elementos tales como uranio, mercurio y oro.

El flujo térmico se transmite por radiación desde el núcleo, por conducción en el manto y por convección en la astenósfera. El gradiente geotérmico es de 25°C por cada kilómetro de profundidad en las cercanías de la superficie para estabilizarse en el orden de 1°C en el manto.

### **Exterior de la Tierra**

El exterior del planeta se agrupa según provincias geológicas, áreas definidas por características geológicas comunes (figura 14). Así, es posible denominar provincias geológicas por su origen, presencia de hidrocarburos, contenido fosilífero, edad de sus rocas, entre otras. En Sudamérica a modo de ejemplos podemos mencionar a la Provincia Andica y a las cuencas argentinas.

Al tratar el origen de las provincias geológicas es necesario definir:

Cratón: zona estable de la corteza continental por más de 500 ma conformado por el escudo, plataforma y basamento.

Escudo: rocas ígneas y metamórficas precámbricas en zonas tectónicamente estables.

Plataforma: zonas continentales de rocas sedimentarias que sobreyacen al basamento (ígneas o metamórficas).

Orógeno: región sometida a estructuración, cadena montañosa.

Cuenca estructural: depresión de la corteza terrestre donde se acumulan los sedimentos.

LIP (*Large Igneous Province*): zona caracterizada por grandes volúmenes de rocas magmáticas (basaltos y riolitas) no asociadas a tectónica de placas.

Corteza extendida: zona caracterizada por corteza adelgazada producto de su extensión.

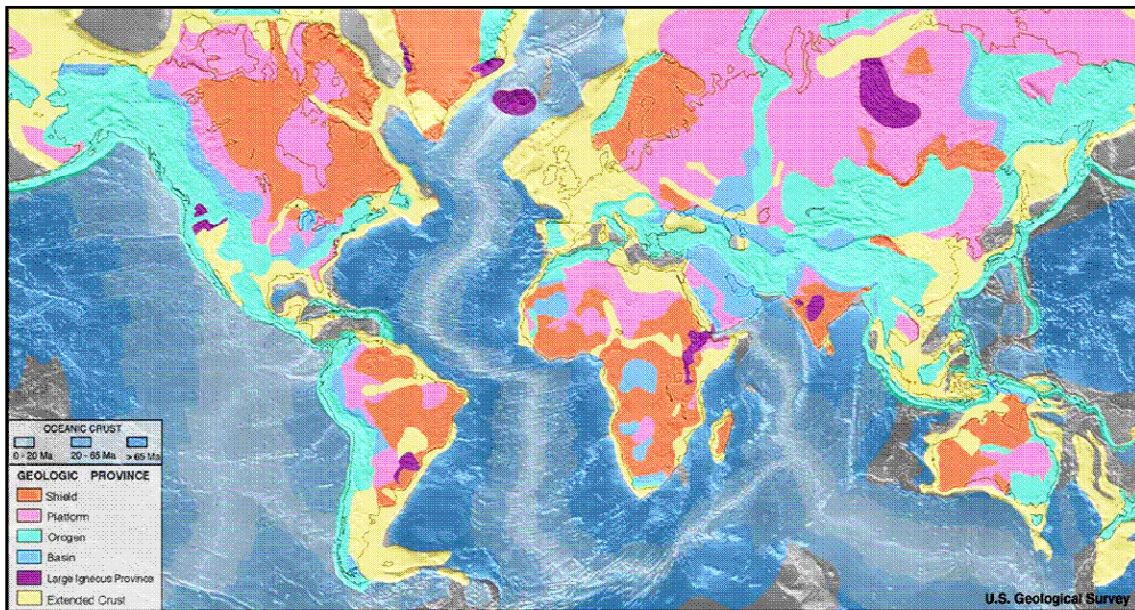


Figura 14: provincias geológicas (USGS Geological Survey)

### **Téctónica de Placas**

La “tectónica de placas” es una teoría utilizada para explicar los movimientos de las placas en que se encuentra subdividida la litósfera (corteza y manto superior) sobre la astenósfera. Es la única que explica la mayoría de los fenómenos observados en el planeta.

En 1620, Bacon reconoció el paralelismo que presentan ciertas costas. Sucesivamente, distintos científicos aportaron diferentes conceptos al conocimiento general del planeta (Suess, 1885; Fisher, 1879; Barrell, 1914; Gutenberg, 1920; Holmes, 1931; Du Toit, 1937; Hess, 1961; Gordon, 1965; Wilson, 1967).

Wegener (1915) se destacó por tratar de formalizar: la distribución de las cadenas montañosas, terremotos, volcanes, fosas y cordilleras mediooceánicas; la presencia de rocas de fondo oceánico en cordilleras; las reversiones del campo magnético; la disparidad entre la edad del piso oceánico y los continentes; la presencia de fósiles y su distribución.

De acuerdo con esta teoría, la litósfera se encuentra subdividida en más de 50 placas tectónicas (o litosféricas) constituidas por corteza oceánica y corteza continental que flotan sobre la astenósfera (de características plásticas). Las placas presentan formas y tamaños diversos. Los movimientos varían desde algunos milímetros hasta varios centímetros por año y se producen por empuje de dorsales (*slab push*), deslizamiento gravitacional a lo largo de la pendiente de una dorsal oceánica (*gravity sliding*), arrastre gravitacional de una placa fría en la zona de subducción (*slab pull*) y, transporte por una celda convectiva.



Los límites entre placas o márgenes de placas responden a la dinámica litosférica y a las características propias de un ensamble de cuerpos rígidos contenidos en un espacio finito, la superficie terrestre (figura 15). Estos límites se asocian con terremotos, montañas, volcanes y trincheras oceánicas.

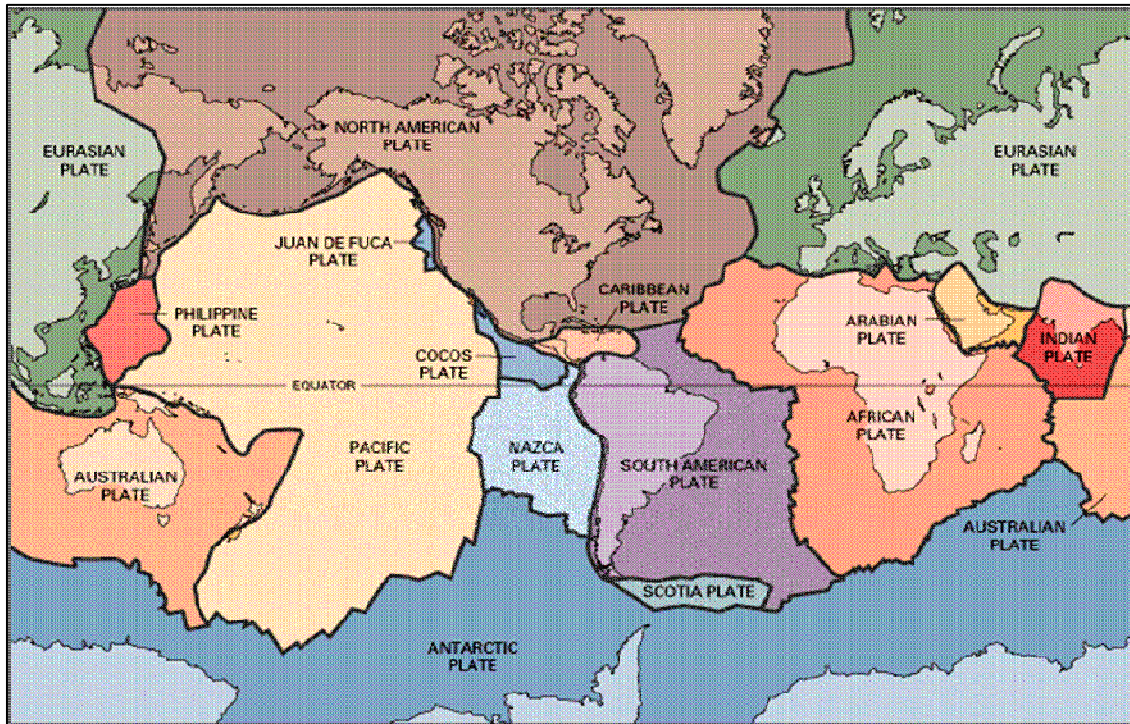


Figura 15: principales placas tectónicas

### Márgenes de placas

Se reconocen tres tipos de márgenes establecidos sobre la base de los movimientos relativos entre las placas: **divergentes**, **convergentes** y **transformes** (figura 16).

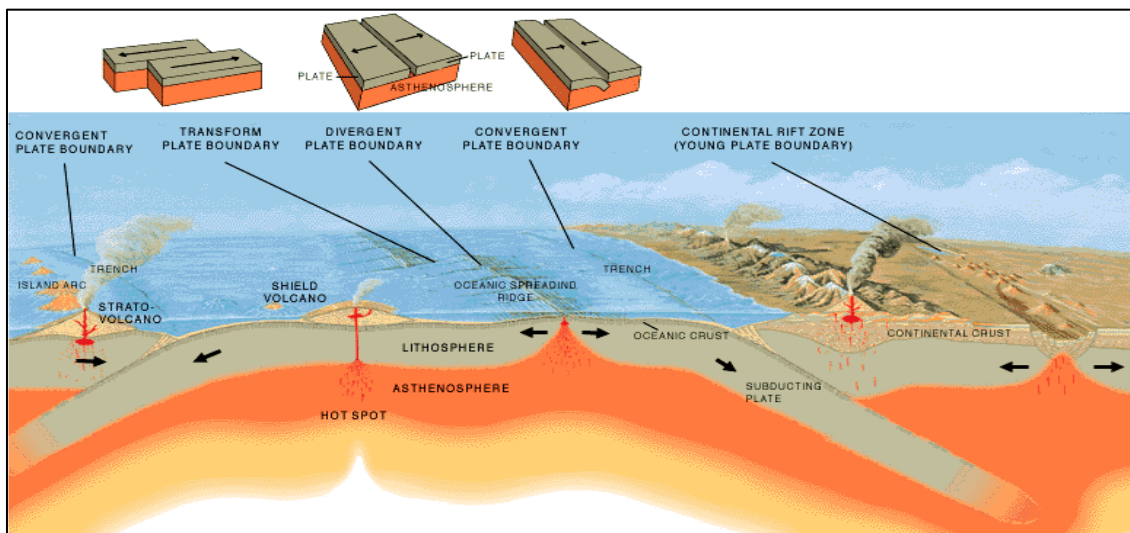
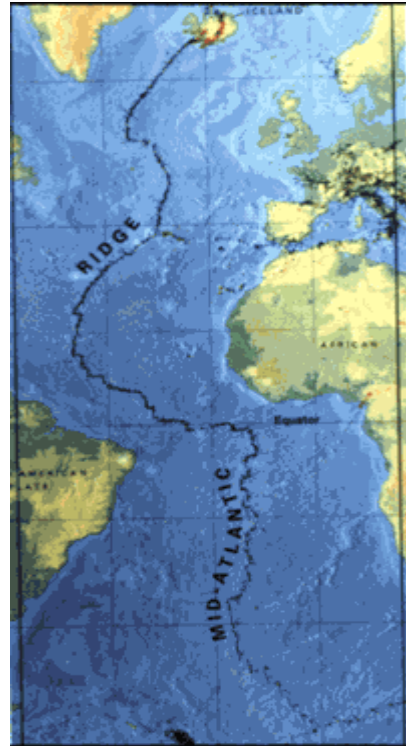


Figura 16: márgenes de placas



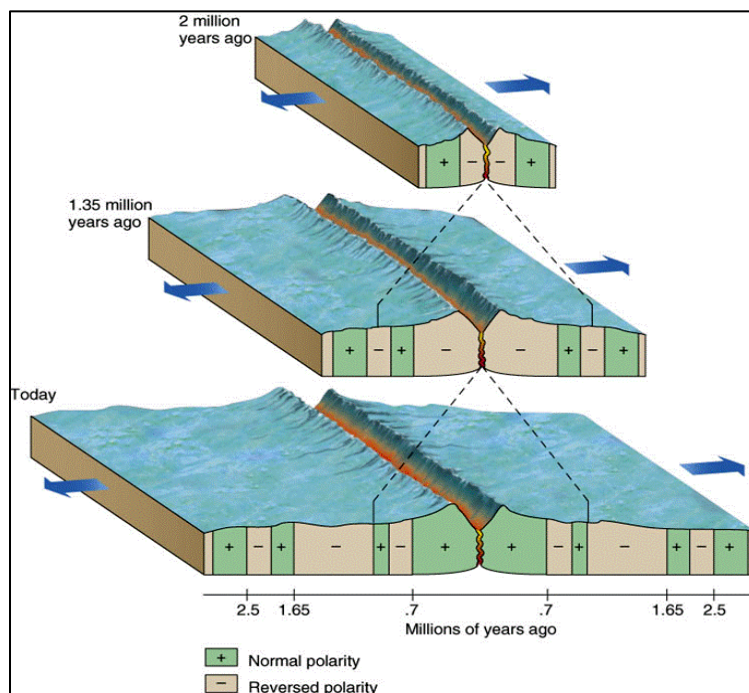
Los márgenes **divergentes** se caracterizan porque en ellos se genera corteza. Las placas se alejan una de otra y la nueva corteza se crea a partir del magma que llega desde el manto en forma de lava. El margen divergente más conocido lo representa la Dorsal Mesoatlántica (figura 17). Se trata de una cadena montañosa que se extiende desde el Océano Ártico hasta el sur de África. El desplazamiento entre placas es del orden de 2.5 cm por año. Bajo estas condiciones se desarrollan esfuerzos extensivos, rifting, adelgazamiento de la litósfera y fallamiento normal.



*Figura 17: dorsal mesoatlántica*

En Islandia es posible observar la separación entre las placas norteamericana y euroasiática a partir de la sección emergida de la dorsal.

La lava que aparece en las dorsales se magnetiza y adquiere la polaridad magnética que existe al momento de enfriarse. Los cambios de polaridad en el campo magnético terrestre son frecuentes y el último sucedió hace unos 730.000 años. La reversión magnética más vieja encontrada se sitúa en el Jurásico medio, hace alrededor de 175 millones de años. La distribución simétrica del espaciamiento de las líneas magnéticas de tiempo reconocibles a ambos lados de las dorsales demuestran una expansión del margen de igual magnitud (figura 18).



*Figura 18: Márgenes divergentes*

La consecuencia más notoria de este tipo de margen es la generación de espacio en forma de valles alargados y con hundimiento de la corteza a través de fallas que generan bloques, se denominan *cuencas de rift* (figura 19).

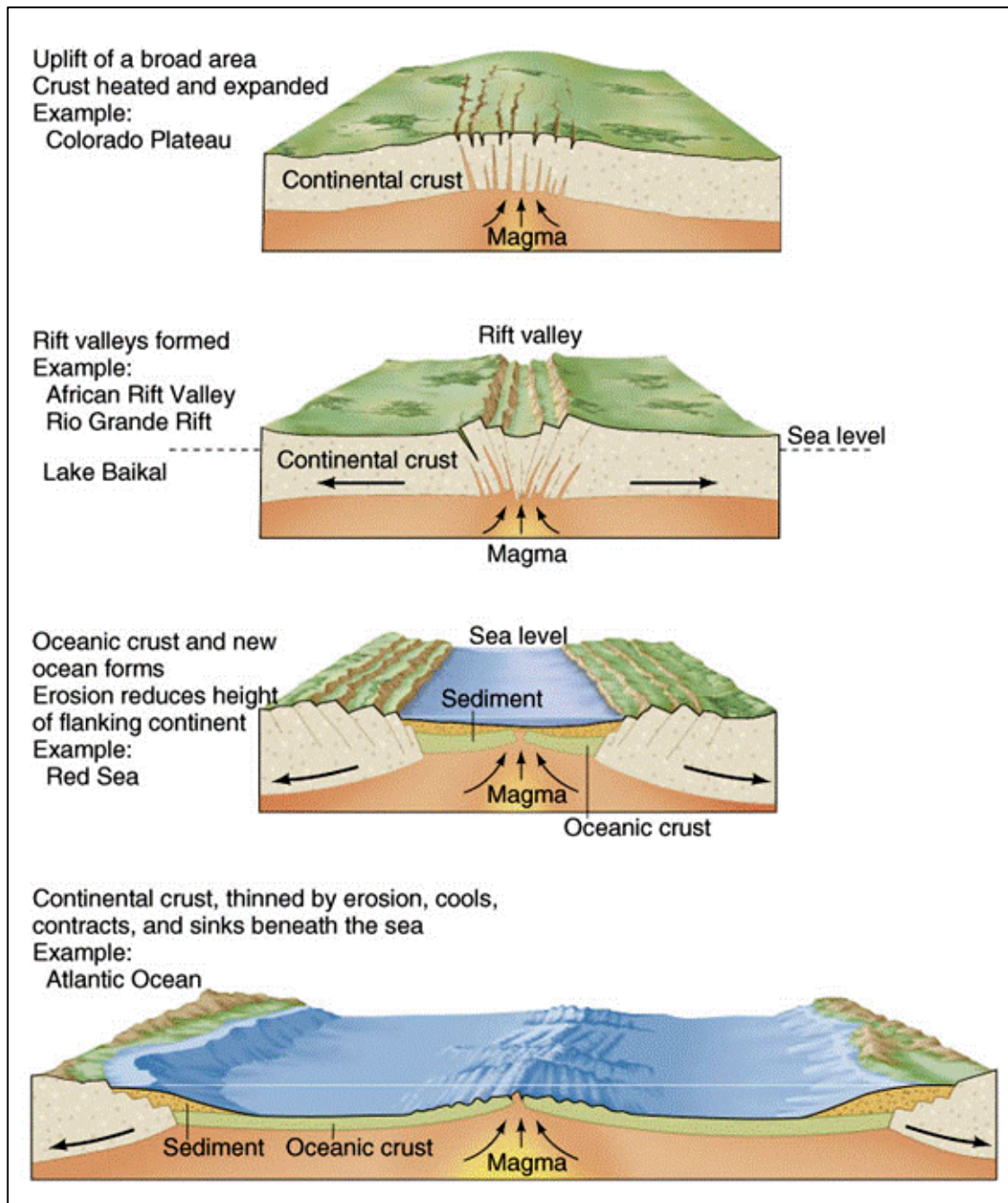


Figura 19: Evolución de un margen divergente

Una situación particular lo representa el “punto triple”. Aquí, una parte del manto inferior puede ascender hasta romper la corteza generando un abultamiento o domo y dando como resultado un rift continental (depresión limitada por fallas). La configuración más estable es de tres brazos a 120° entre sí. Finalmente, solo evolucionan dos fallas quedando abortada la tercera, ésta depresión o rift abortado se conoce como “*aulacógeno*” (figura 20). Las cuencas del Colorado y Salado son ejemplos de cuencas aulacogénicas.

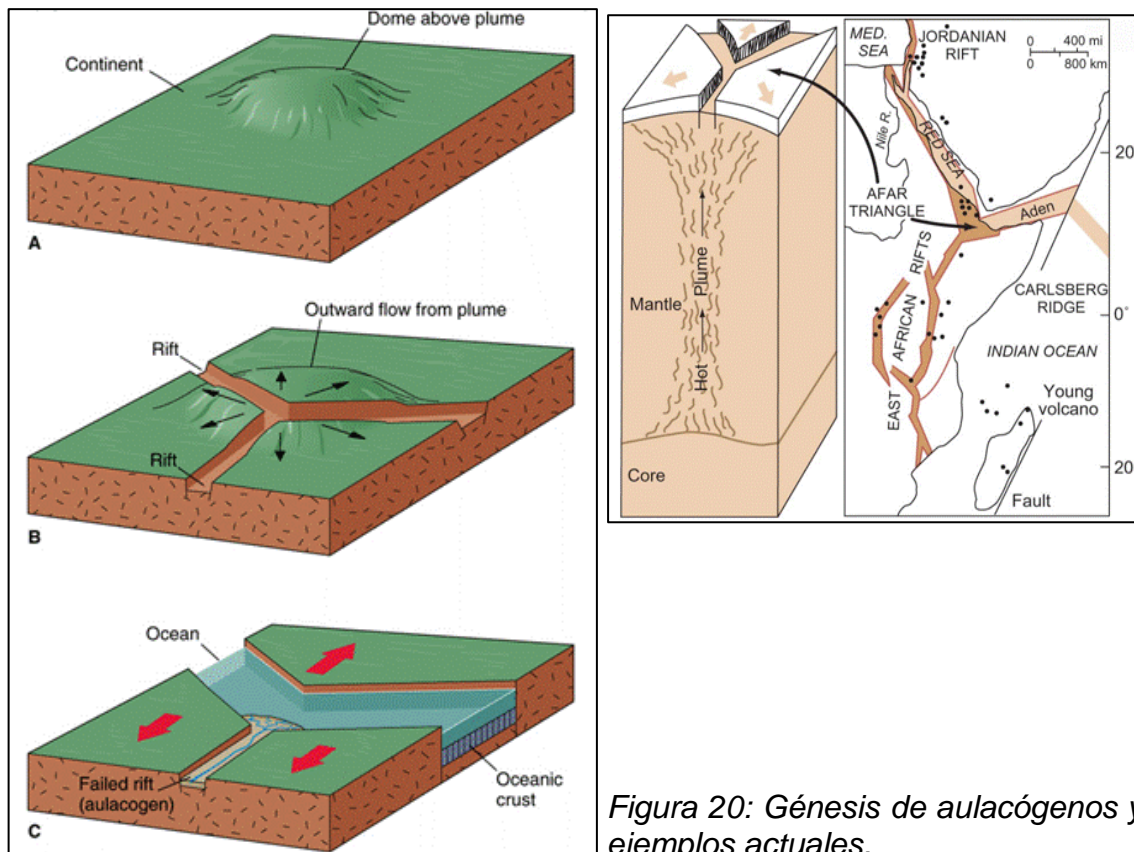


Figura 20: Génesis de aulacógenos y ejemplos actuales.

El tamaño del planeta no ha variado significativamente en los últimos 600 millones de años por lo que en la medida que se crea corteza es necesario destruir parte de ella para dar cabida a la recientemente creada. Este reciclado de la corteza se realiza en los márgenes **convergentes**.

El esfuerzo dominante es compresivo, se generan montañas, se engrosa la litósfera y el fallamiento es inverso. Aquí las placas se mueven una hacia otra y en determinadas condiciones una se hunde (subducta) debajo de la otra. Esta situación se produce en las zonas de subducción (figura 21).

Los tipos de convergencia dependen de las características de la litósfera involucrada en el proceso. La convergencia puede ocurrir entre: corteza *continental-oceánica*, *oceánica-oceánica*, o *continental-continental*.

La convergencia *continental-oceánica* da por resultado una zona de subducción en donde la corteza oceánica subducta debajo de la continental por ser más densa. En el océano se desarrolla una trinchera así como una cordillera en la sección continental y actividad volcánica. A medida que el ángulo de subducción aumenta la expresión topográfica se modifica.

En la siguiente figura se esquematizan las diferentes configuraciones para una subducción cercana a la horizontal (a) y para un ángulo mayor (b). Las rocas que conforman la placa subductada contienen agua que al alcanzar cierta profundidad por efectos de la temperatura y presión actúa como un fluido

que promueve la fusión de las mismas provocando el ascenso del magma. En función del emplazamiento y cristalización de éste, se generan rocas ígneas intrusivas y extrusivas.

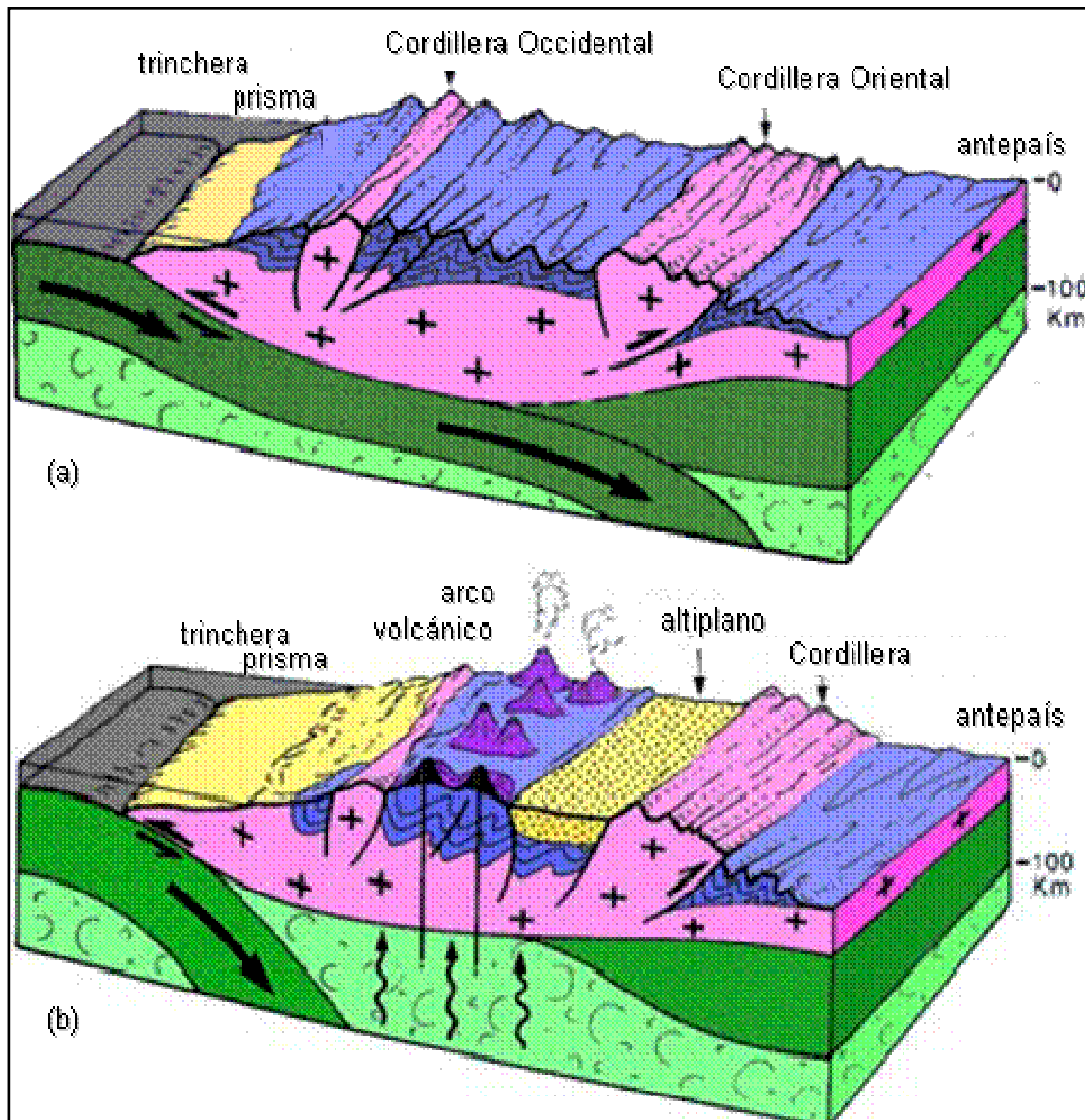


Figura 21: Márgenes convergentes, corteza continental-oceánica

La convergencia corteza oceánica-oceánica se caracteriza por el desarrollo de un arco volcánico producto de la subducción de la corteza oceánica más vieja (y por ende más fría y densa) por debajo de la corteza oceánica más joven.

La configuración geométrica de un arco es la respuesta a la esfera del planeta. Del lado de la placa subductada se desarrollan una trinchera profunda con prisma acrecional y una cuenca de antearco (forearc). Por detrás del arco volcánico, es posible que se desarrolle una cuenca de trasarco (figura 22).



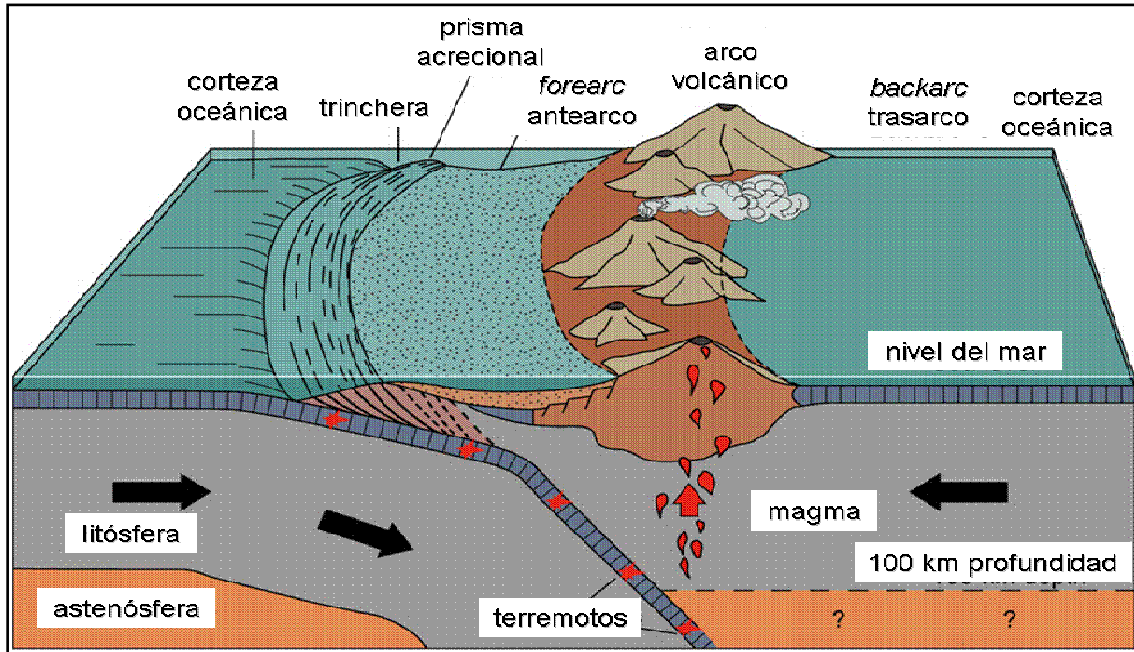


Figura 22: Márgenes convergentes, corteza oceánica -oceánica

Finalmente, la tercera posibilidad de convergencia está dada por la *continental-continental*. En este caso, una placa se monta sobre la otra dando como rasgo más distintivo la orogenia y la falta de actividad volcánica (figura 23).

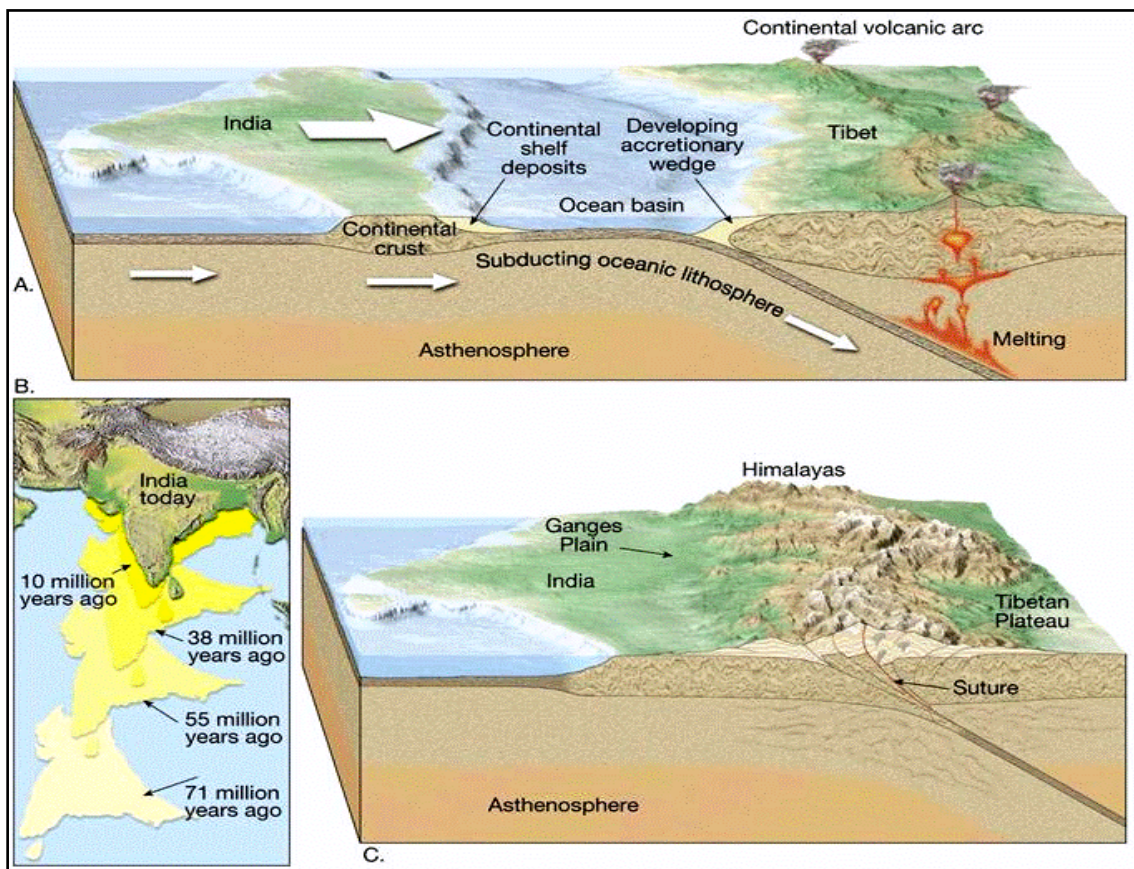


Figura 23: Márgenes convergentes, corteza continental-continental

Los márgenes **transformes** se caracterizan porque en ellos una placa se desplaza al lado de la otra. Es frecuente que se desarrollen valles alargados y/o rasgos geomorfológicos característicos como cursos de agua rectificadados. Asimismo, en estas zonas de contacto y desplazamiento los terremotos son habituales.

Uno de los ejemplos de márgenes transformes más estudiados corresponde a la región comprendida por las placas Juan de Fuca, Pacífico y Norteamericana (figura 24).

Su expresión en superficie es la falla de San Andrés, en donde el bloque ubicado hacia el este del plano de falla se desplaza a razón de 35 mm por año hacia el sureste.



Figura 24: margen transforme

La tectónica de placas explica: terremotos, volcanismo, formación de montañas, ubicación de continentes y de las cuencas oceánicas, reversiones del campo magnético, presencia de las fosas y dorsales oceánicas. Además condiciona: la atmósfera y la circulación oceánica, clima, distribución geográfica del paisaje, evolución y extinción de organismos y recursos energéticos y minerales.

La dinámica terrestre se manifiesta constantemente en los procesos que conllevan a la formación de las diferentes rocas: sedimentarias, ígneas y metamórficas (figura 25).

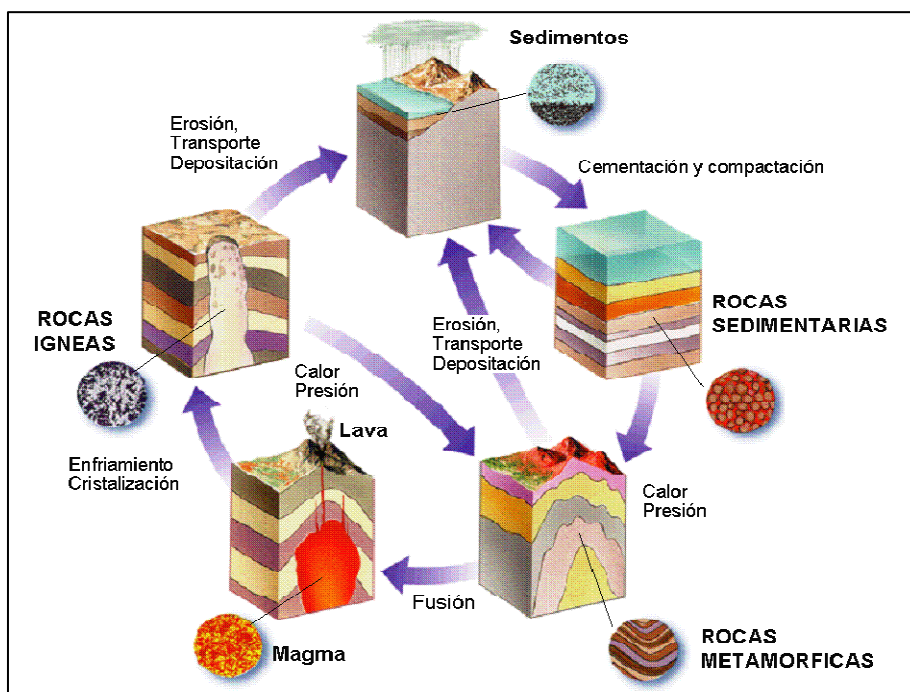


Figura 25: dinámica terrestre

## Cuencas

Las cuencas son bajos (zonas deprimidas) en donde se acumulan grandes cantidades de sedimentos durante períodos de tiempo importantes (figura 26). Se forman por subsidencia cortical relativa respecto de zonas aledañas y representan áreas de acumulación de potentes secuencias de sedimentos a lo largo de millones de años. Durante la subsidencia crean espacio de acomodación para la sedimentación.

El estudio de las mismas se efectúa analizando su subsidencia, la arquitectura estratigráfica y la evolución paleogeográfica. Para ello nos valemos de la geología, geofísica y de simulaciones numéricas (modelado).

Las cuencas persisten en el tiempo así como cambian de forma por procesos tectónicos, cambios del nivel del mar, fenómenos erosivos y por la misma deposición.

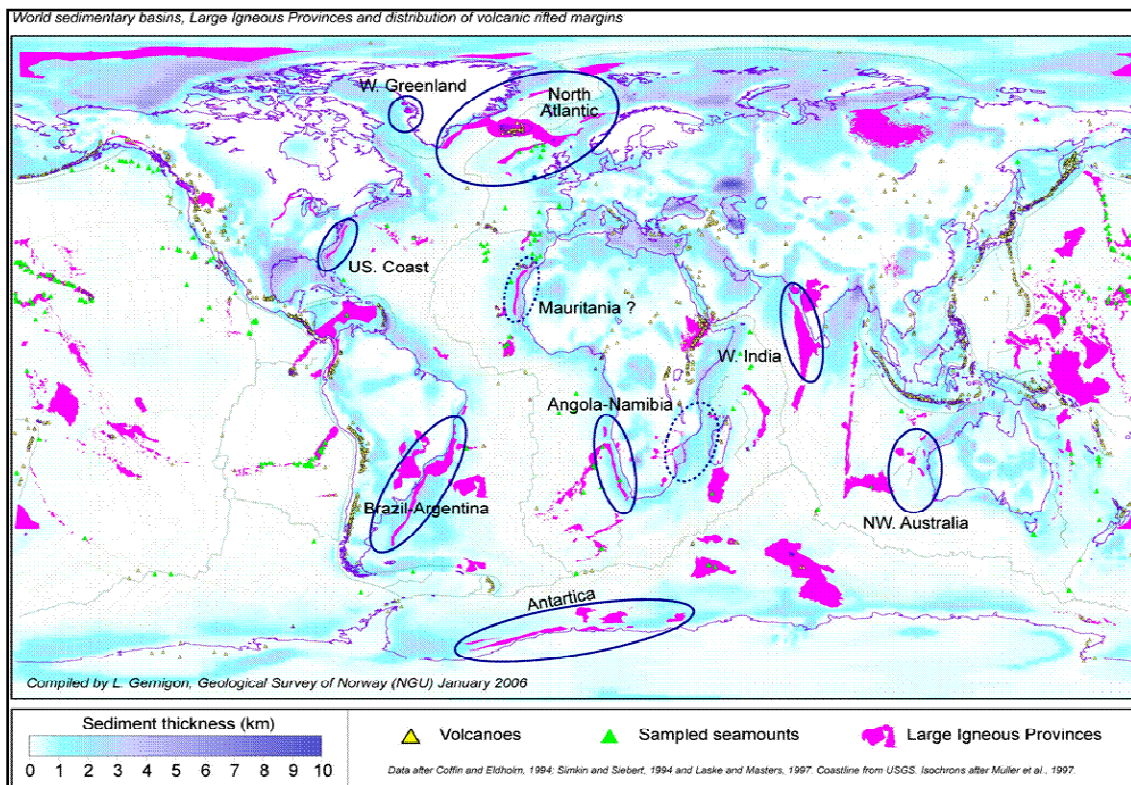


Figura 26: cuencas sedimentarias, volcanes, LIP y muestras marinas

Los elementos axiales de las cuencas son:

*Eje de cuenca*: es el punto más bajo de la superficie del basamento

*Eje topográfico*: lugar más bajo de la superficie de deposición

*Depocentro*: es el sitio de mayor espesor de sedimentos



Con el objetivo concreto de explorar la presencia de hidrocarburos el modelado de cuencas se realiza con el fin de reconstruir las historias de soterramiento y térmica que caracterizan a dicha cuenca.

Dada la posición de la cuenca y su relación con respecto el tipo de margen entre las placas tectónicas es posible definirlas según (figura 27):

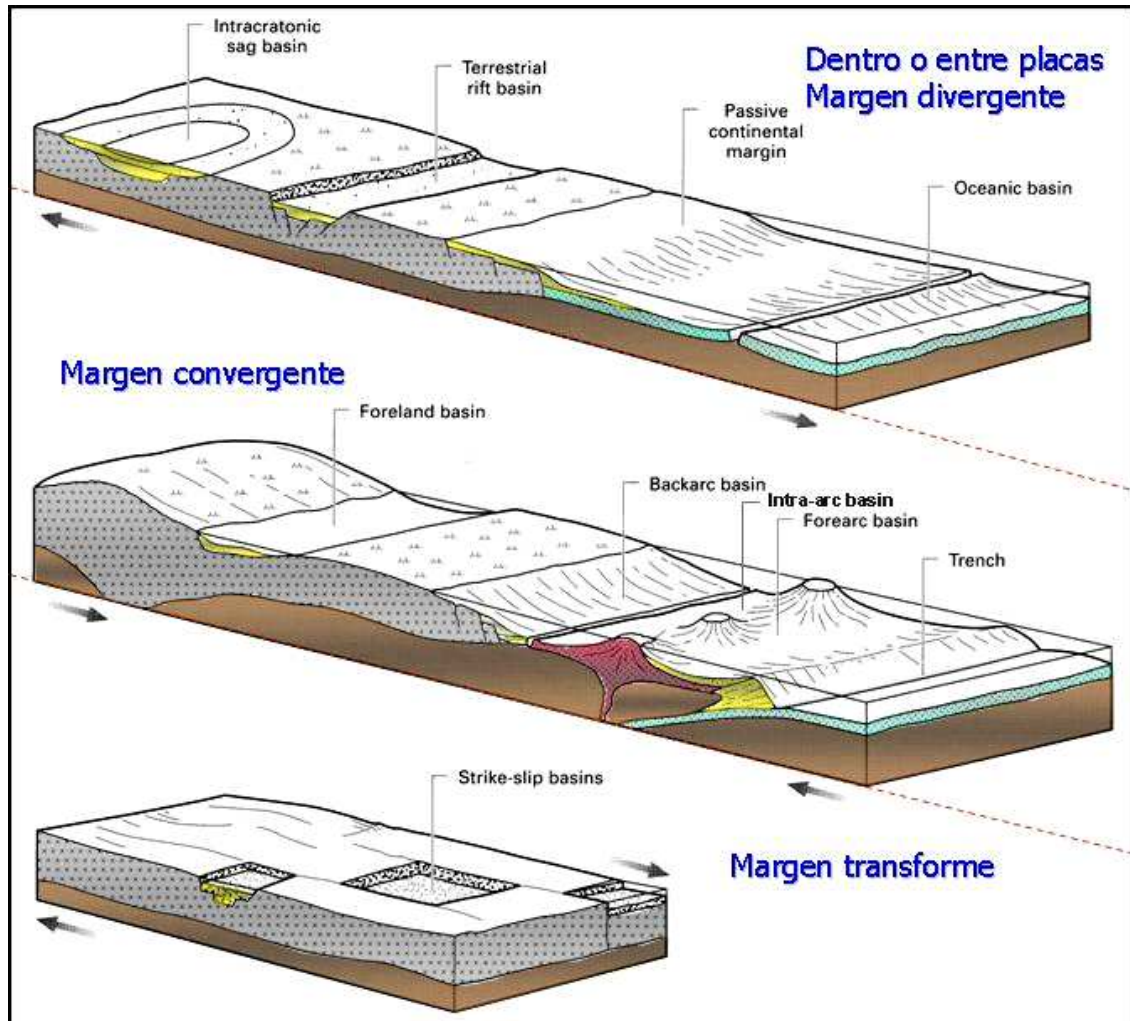


Figura 27: desarrollo de cuencas y relación con los márgenes

Las cuencas intracrátónicas (*intracratonic sag basin*) se desarrollan alejadas de los límites de placas adoptando una configuración semicircular u oval. Son el producto de movimientos de grandes bloques, enfriamiento luego de la intrusión de materiales, zonas frías y, cambios de fase del manto. Son cuencas que se desarrollan en zonas estables del interior de los continentes. Exhiben topografía suave con desarrollo de ríos, desiertos y lagos. La subcuenca de Lomas de Olmedo localizada en la cuenca Cretácica del Noroeste es un ejemplo de cuenca productiva de hidrocarburos. La cuenca Chacoparanaense corresponde a un ejemplo aún no productivo.



Todas las cuencas productivas de hidrocarburos en el país pasaron por un estadio de rift (ver márgenes divergentes) durante el Mesozoico para luego continuar su evolución dinámica.

Un caso particular de la evolución del rift lo representan los aulacógenos (ver márgenes divergentes). En estas cuencas, las columnas sedimentarias pueden alcanzar los 4 km de espesor.

Las cuencas de margen pasivo (*passive continental margin*) forman la costa, plataforma, talud y planicie abisal de los márgenes continentales divergentes. Allí se acumulan potentes secuencias de sedimentos de margen pasivo (*rift-drift passive margin sequence*). En estas cuencas, la subsidencia es variable disminuyendo en el tiempo y aumentando aguas adentro.

En las cuencas oceánicas (*oceanic basins*) se depositan materiales silico-calcáreos finos propios del fondo del mar. Se desarrollan entre las dorsales y los márgenes continentales.

Las cuencas de retroarco o antepaís (*retroforeland*) se caracterizan por compresión de la placa cabalgante que produce un engrosamiento de la corteza y su acortamiento dando lugar al desarrollo de una faja corrida y plegada (FCP) sobre el continente (Cordillera de los Andes). Este aumento de la carga litostática produce descenso por flexura de la corteza y la generación de una cuenca.

Las cuencas de retroarco o antepaís periférico (*peripheral foreland*) se originan por colisión de continentes que desarrollan cinturones orogénicos producto del engrosamiento de la corteza. Se distinguen rocas sedimentarias muy deformadas, rocas ígneas y metamórficas así como fragmentos de la losa oceánica.

Las cuencas de trasarco (*backarc*) evolucionan cuando el ángulo de subducción es alto y se generan tensiones detrás del arco dando por resultado un adelgazamiento, calentamiento y ruptura (rifting). Si la extensión continúa puede formarse una cuenca oceánica pequeña. Es frecuente la presencia de plutones, rocas volcánicas y sedimentarias (abanicos aluviales y depósitos fluviales y lacustres).

En las cuencas de intra arco (*intra-arc*) éstas se desarrollan en el arco volcánico. Se caracterizan por abundante presencia de rocas volcánicas y piroclásticas así como de abanicos aluviales, depósitos fluviales y lacustres.

Las cuencas de antearco (*forearc*) se forman entre la zona de subducción y el arco volcánico. Subside por el peso del prisma de acreción y su propia carga de sedimentos. Se encuentran sedimentos marinos y continentales inmaduros, depositados en ambientes submarinos, turbidíticos y costaneros. También hay profusión de material volcánico.

En la trincheras (*trench*) los sedimentos de la corteza oceánica son barridos hacia la misma (obducción) y sobrecorridos por compresión formando el prisma

de acreción. En ésta, los sedimentos más comunes son turbiditas así como hay abundante material pelágico y depósitos de organismos marinos.

En los márgenes transformes, la transcurrencia a lo largo de fallas (cuyo desarrollo es en segmentos) genera cuencas en los resaltos o curvatura de los planos. Se desarrollan depósitos de abanicos aluviales, fluviales, lacustres y hasta evaporitas y no tienen volcanismo asociado. Cuando hay tensión en el sistema se habla de transtensión así como se denomina transpresión al resultado conjunto de la transcurrencia con compresión.

La distribución mundial asignada a 877 yacimientos gigantes de petróleo (mayores que 79,5 MMm<sup>3</sup>) y de gas (mayores que 85.000 MMm<sup>3</sup>) en tipos de cuencas da por resultado una proporción del 34% para márgenes pasivos, 31% para rifts, 20% a FCP/antepaís, 8% a márgenes convergentes/arco, 6% a márgenes transformes y 1% a trincheras (figura 28). Estos yacimientos representan en su conjunto el 67% de las reservas del planeta.

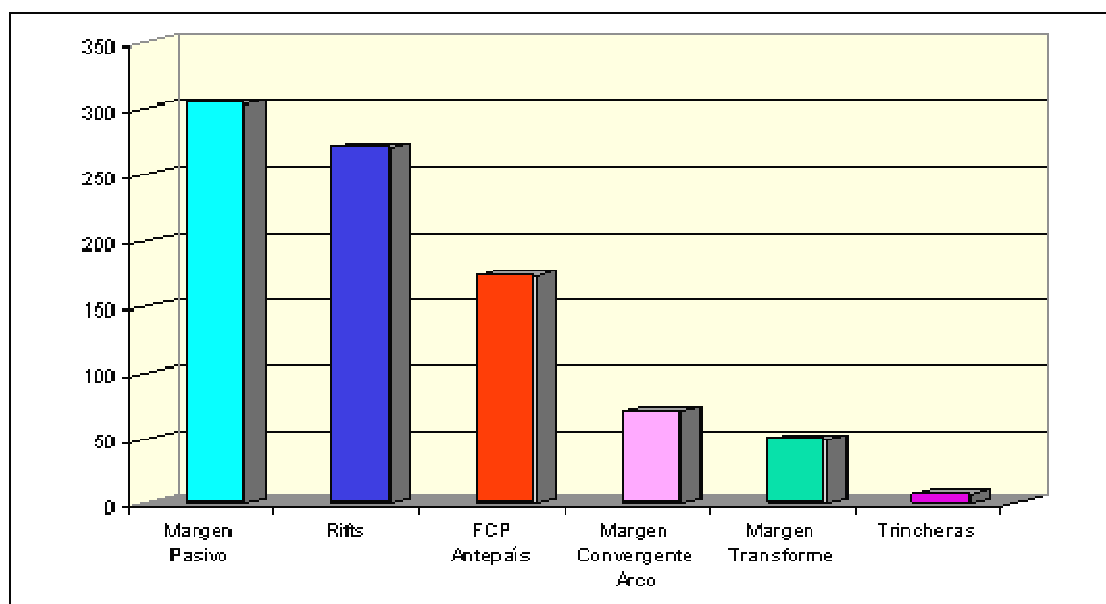


Figura 28: distribución de yacimientos gigantes por tipo de cuenca

## 5. SISTEMA PETROLERO

Para entender una acumulación de hidrocarburos es necesario recordar que el petróleo/gas que allí se encuentra pasó por un ciclo que comprende una serie de eventos concatenados: **génesis, migración, acumulación y preservación**.

Levorsen (1973) sostiene que para tener una acumulación de hidrocarburos se requiere de:

- a) **roca reservorio**, cuerpo poroso y permeable;
- b) **trampa** (estructural, estratigráfica o combinada) que impide que los hidrocarburos sigan fluyendo.

Magoon y Dow (1994) amplían estos conceptos originales y sintetizan los mismos en el “Sistema Petrolero”. Así, el término “Sistema” hace referencia a la interdependencia entre los *elementos esenciales*: **roca madre, reservorio, sello** y de **carga geostática** y, los *procesos*: formación de la **trampa, generación, migración y acumulación** de hidrocarburos. “Petrolero” se refiere tanto a altas concentraciones de: a) gas biogénico/termal que se encuentra en reservorios convencionales, de baja permeabilidad, en hidratos, pelitas fracturadas y carbones; b) petróleos en general y sus condensados y asfaltos.

Los hidrocarburos se generan, migran, acumulan y preservan en las rocas, por lo tanto resulta fundamental entenderlas. Las rocas comprenden al conjunto o agregado de minerales/mineraloides en diversas proporciones, un sistema de poros y una cantidad variable de fluidos (aire, agua, petróleo, gas).

Conceptualmente, las rocas constituyen el marco estático y los fluidos el marco dinámico. Resulta necesario entonces comprender a las rocas, y para ello debemos indagar en el universo de los minerales ya que éstos como agregados las conforman.

### Minerales

Los hidrocarburos migran desde la roca madre o generadora y se acumulan en las denominadas rocas reservorio. En particular, en el espacio libre o poral de estas. Ahora bien, las rocas reservorio por excelencia son las sedimentarias, y en menor medida las que independientemente de su origen presentan un desarrollo de fracturas tal que permiten el almacenamiento y posterior producción de los hidrocarburos.

Las rocas corresponden a un conjunto (agregado) de minerales/mineraloides que se presentan en el planeta. Por su parte, un mineral es un sólido inorgánico natural que posee una estructura interna (atómica) ordenada, propiedades físicas homogéneas y una composición química definida. Por esta razón no se consideran minerales al vidrio y a los productos de laboratorio.

Los mineraloides son sustancias naturales amorfas, es decir carentes de una estructura interna ordenada. En este grupo se destacan la obsidiana (vidrio volcánico) y la pumicita o piedra pómez (ceniza volcánica).

Existen unos 4000 minerales en La Tierra y se los clasifica según su composición en:

SILICATOS (*Muscovita* -  $\text{KAl}_2(\text{OHF})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}$ )

CARBONATOS (*Calcita* -  $\text{CaCO}_3$ )

ÓXIDOS (*Hematita* -  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )

SULFUROS (*Galena* -  $\text{PbS}$ )

SULFATOS (*Yeso* -  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ )

ELEMENTOS NATIVOS (*Oro* -  $\text{Au}$ )

HALUROS (*Halita* -  $\text{NaCl}$ )

HIDRÓXIDOS (*Manganita* -  $\text{MnOOH}$ )

FOSFATOS (*Fluorapatito* -  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ )

El **crystal** es la expresión externa del ordenamiento atómico de los minerales, es decir del **retículo cristalino**. El cristal se puede ver, los átomos no. De hecho se trata de una forma poliédrica -en el sentido geométrico-, con una disposición particular de caras, vértices y aristas (elementos de simetría) que responde al equilibrio electroestático de los átomos.

Las posibles agrupaciones de los elementos de simetría son 32 y a éstos corresponden otras tantas clases cristalinas, más una a la que no corresponde ninguno de tales elementos de simetría. Todos los cristales se hallan comprendidos en estas 32 clases que, a su vez, se reagrupan en 6 sistemas (cúbico o isométrico, tetragonal, hexagonal, ortorrómbico, monoclinico y triclínico). La figura 29 muestra los sistemas correspondientes. Las propiedades principales de cada sistema son:

- Sistema cúbico o isométrico ( $a=b=c$   $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$ ).
- Sistema triclínico ( $a \neq b \neq c$   $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$ ). No posee simetría mínima alguna.
- Sistema monoclinico ( $a \neq b \neq c$   $\alpha=\gamma=90^\circ \neq \beta > 90^\circ$ ) Presenta como simetría mínima un eje de rotación binario o un eje de inversión binario (=plano de simetría).
- Sistema ortorrómbico ( $a \neq b \neq c$   $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$ ) Como mínimo posee tres ejes binarios perpendiculares entre sí.

- Sistema tetragonal ( $a=b \neq c$   $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$ ) Posee como característica fundamental un eje de rotación cuaternario o un eje de inversión cuaternario.
- Sistema hexagonal ( $a=b \neq c$   $\alpha=\beta=90^\circ$ ,  $\gamma=120^\circ$ ) Su característica fundamental es la presencia de un eje de rotación senario o un eje de inversión senario (eje ternario + plano de simetría perpendicular). Una variante es el sistema romboédrico o trigonal ( $a=b \neq c$   $\alpha=\beta=\gamma \neq 90^\circ$ ) caracterizado por la presencia de un eje de rotación ternario o un eje de inversión ternario (eje ternario + centro de simetría).

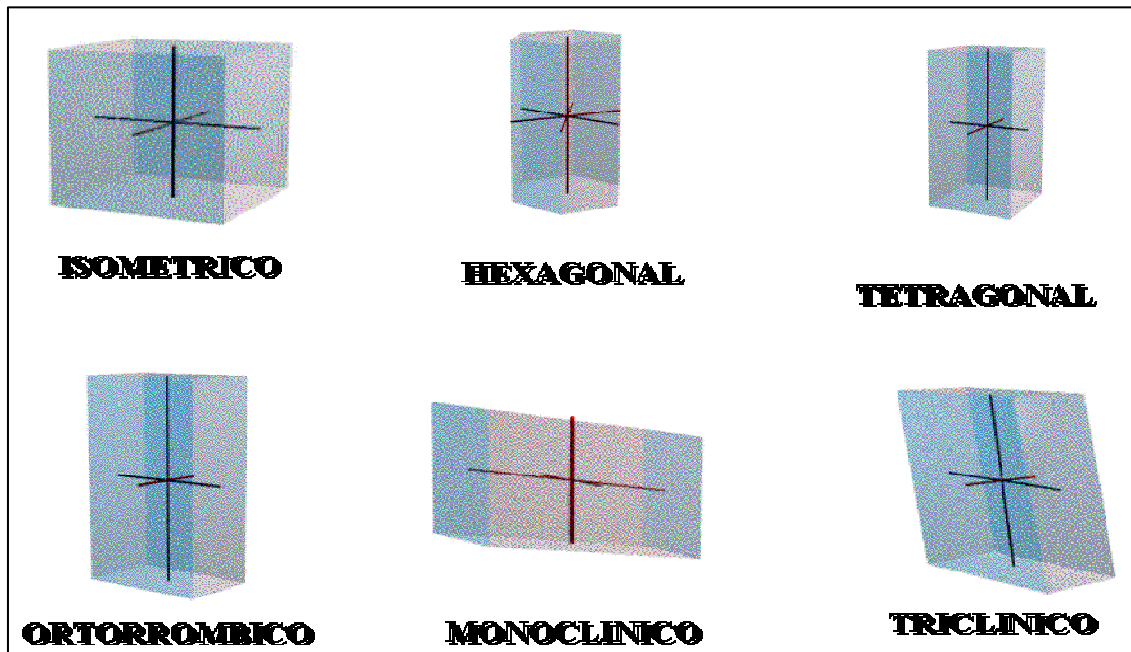


Figura 29: los seis sistemas cristalinos

Ejemplos de minerales en su forma de aparición en la naturaleza se pueden observar en las figuras 30, 31 y 32.

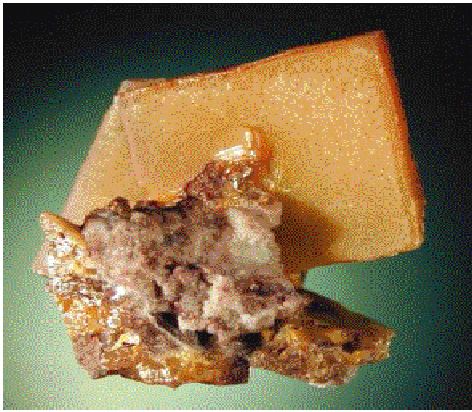


Fluorita – CaF<sub>2</sub> (cúbico)



Vanadinita – Pb<sub>5</sub>(VO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>Cl (hexagonal)

Figura 30: fluorita (izquierda) y vanadinita (derecha)



**Wulfenita –  $\text{PbMoO}_4$  (tetragonal)**



**Baritina –  $\text{BaSO}_4$  (ortorrómbico)**

*Figura 31: wulfenita (izquierda) y baritina (derecha)*



**Muscovita –  $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$  (monoclínico)**



**Microclino -  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  (triclínico)**

*Figura 32: muscovita (izquierda) y microclino (derecha)*

Dos minerales son **polimorfos** cuando tienen la misma composición química pero sus átomos se disponen de manera diferente y exhiben propiedades físicas diferentes. Ejemplo: grafito y diamante.

También es posible encontrar minerales que presentan la misma forma externa y sin embargo su composición química es diferente; a éstos se los conoce como minerales **pseudomorfos**, es decir poseen pseudomorfismo. Ejemplo: pirita ( $\text{FeS}_2$ ) y limonita ( $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ).

Finalmente, encontramos minerales que presentan isomorfismo. Corresponden a esta categoría aquellos que tienen la misma estructura atómica pero su composición química difiere. Ejemplo: halita ( $\text{NaCl}$ ) y galena ( $\text{PbS}$ ).

Los minerales también se caracterizan por presentar propiedades físicas características. Dentro de las más importantes se pueden mencionar: forma, brillo, color, raya, dureza, fractura, luminiscencia, peso, transparencia, tacto, sabor, magnetismo y birrefringencia (figura 33).



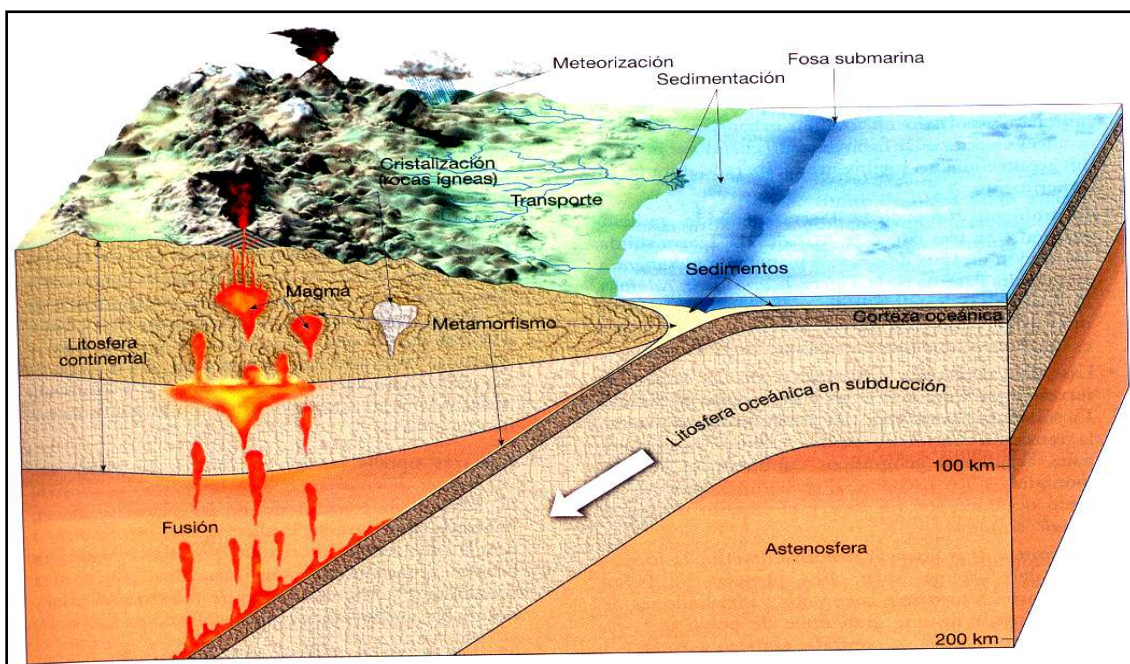


Figura 33: ejemplos de propiedades físicas de los minerales

### Rocas

Los hidrocarburos se generan, migran, acumulan y preservan en las rocas, por lo tanto resulta fundamental entenderlas. Las rocas comprenden al conjunto o agregado de minerales y mineraloides en diversas proporciones, un sistema de poros y una cantidad variable de fluidos (aire, agua, petróleo, gas).

Se clasifican por su origen y composición. Las rocas pueden ser **ígneas** (intrusivas, extrusivas), **sedimentarias** (clásticas, no clásticas, residuales), y **metamórficas** (foliadas, granoblásticas). La figura 34 presenta un detalle de la formación de las distintas rocas. Existen rocas compuestas por restos



orgánicos como el carbón y radiolaritas así como rocas monominerales: caliza.

*Figura 34: detalle de formación de rocas (Tarbuck y Lutgens, 1999)*

Las rocas sedimentarias son aquellas con mejores propiedades para ser rocas reservorio, si bien con el desarrollo de fracturas es posible que las ígneas y metamórficas también lo sean (figura 35).

Los hidrocarburos habitualmente se asocian a las rocas sedimentarias dado que las rocas madre son siempre de este tipo, la mayoría de las rocas reservorio así como los sellos y la carga geostática.

Todas las rocas se ven sujetas a un ciclo por el cual son transformadas y forman parte de distintas partes de la Tierra a lo largo de la vida del planeta (ver “Ciclo de Wilson”).

ROCAS			
CARACTERISTICA	SEDIMENTARIAS	IGNEAS	METAMORFICAS
<b>Fuente del material</b>	Cualquier roca preexistente en la sección superior de la corteza	A partir de la consolidación de un magma (intrusiva) o lava (extrusiva)	Cualquier roca preexistente a profundidad
<b>Proceso de formación de la roca</b>	Meteorización, erosión, transporte, deposición y diagénesis	Formación de cristales a medida que disminuyen la presión y la temperatura	Transformación de la composición mineral textura o ambas por efectos de P, T y fluidos activos
<b>Importancia en la industria petrolera</b>	Rocas madre, reservorio, sello y de carga geostática	Si desarrollan fracturas pueden ser rocas reservorio. Las extrusivas pueden actuar como sello	Si desarrollan fracturas pueden ser rocas reservorio

*Figura 35: tipos de rocas y su importancia en la industria petrolera*

### **Rocas ígneas**

Las rocas ígneas son aquellas que resultan del enfriamiento y de la cristalización del magma (en profundidad) o de lava (en superficie). Si son producto de la cristalización de un magma se denominan “intrusivas” en tanto que si son el producto de la solidificación de la lava son “extrusivas” (figura 36).

La secuencia de enfriamiento se representa con la “serie de reacción de Bowen” (figura 37). En esta se relacionan la composición, temperatura y presión para cada posible combinación de elementos presentes en el magma original y sus posteriores evoluciones fisicoquímicas.



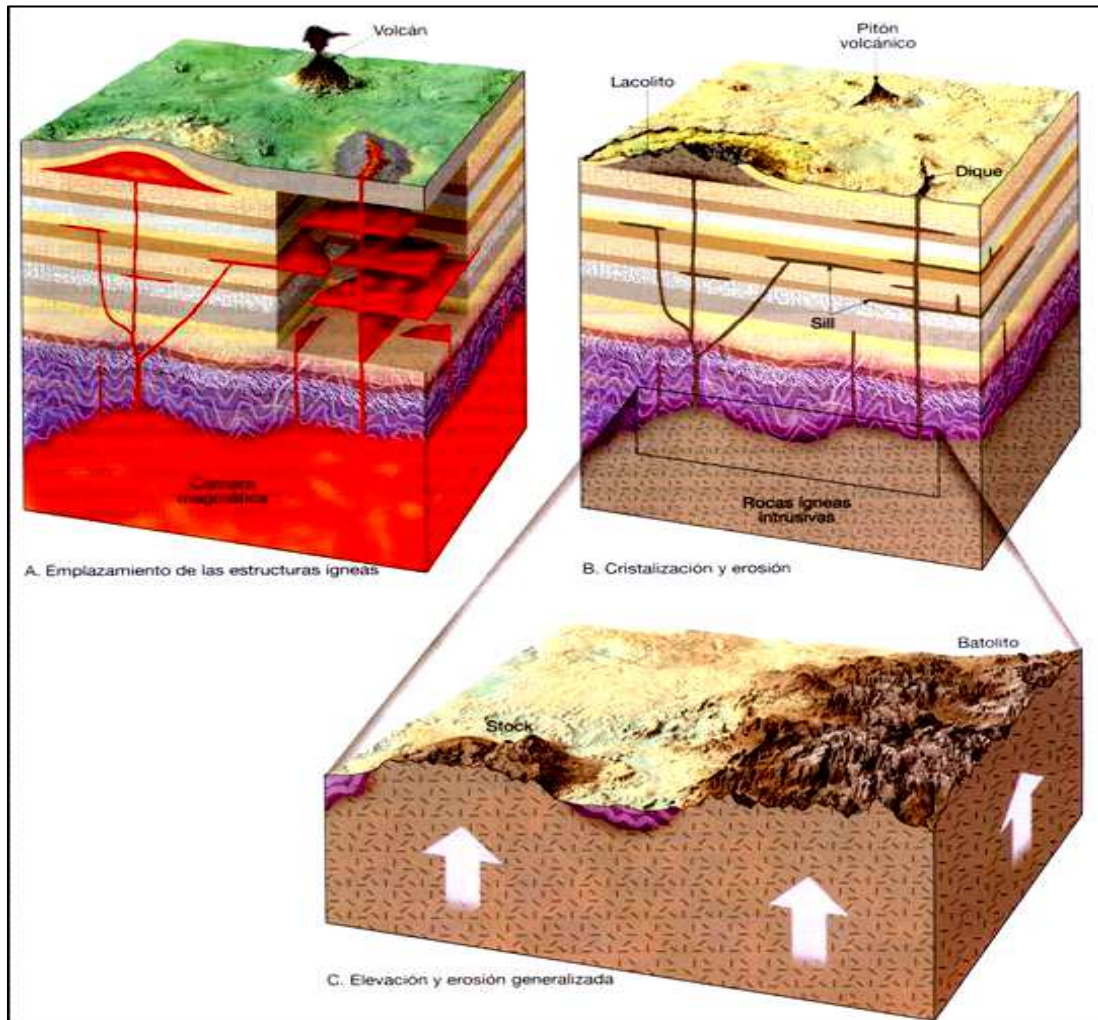


Figura 36: secuencia de formación de rocas ígneas y ejemplo (Tarbuck y Lutgens, 1999)

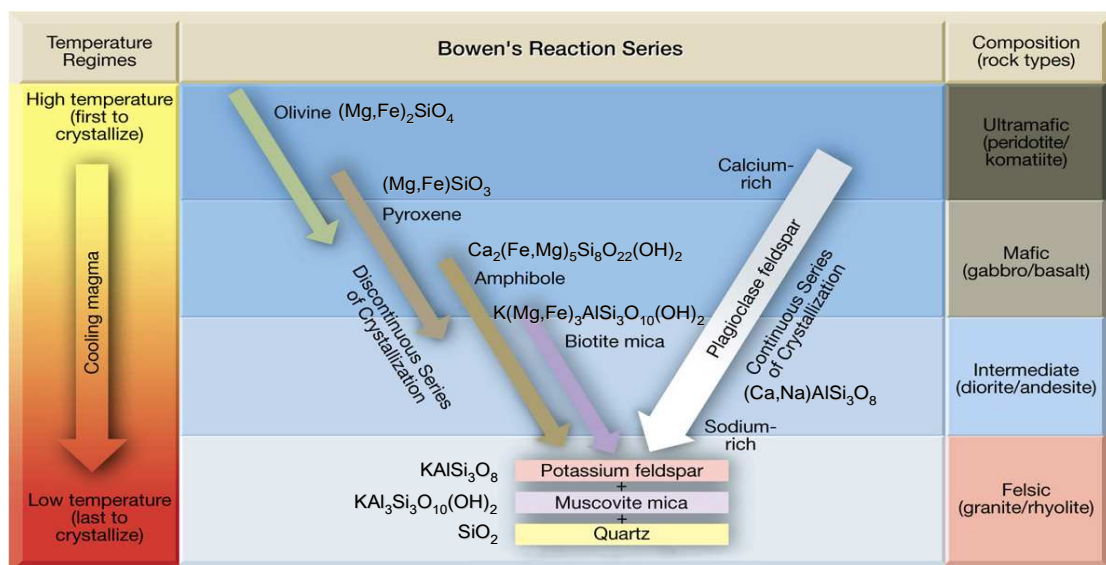


Figura 37: serie de Bowen (modificado de Tarbuck y Lutgens, 1999)

Estas condiciones de formación serán las que regularán la textura: el tamaño de los cristales, la composición química de los mismos, la forma y el ordenamiento espacial entre ellos. Así es que encontramos textura afanítica (que no pueden diferenciarse sus individuos) y fanerítica (con cristales observables). En la figura 38 se observan ejemplos.

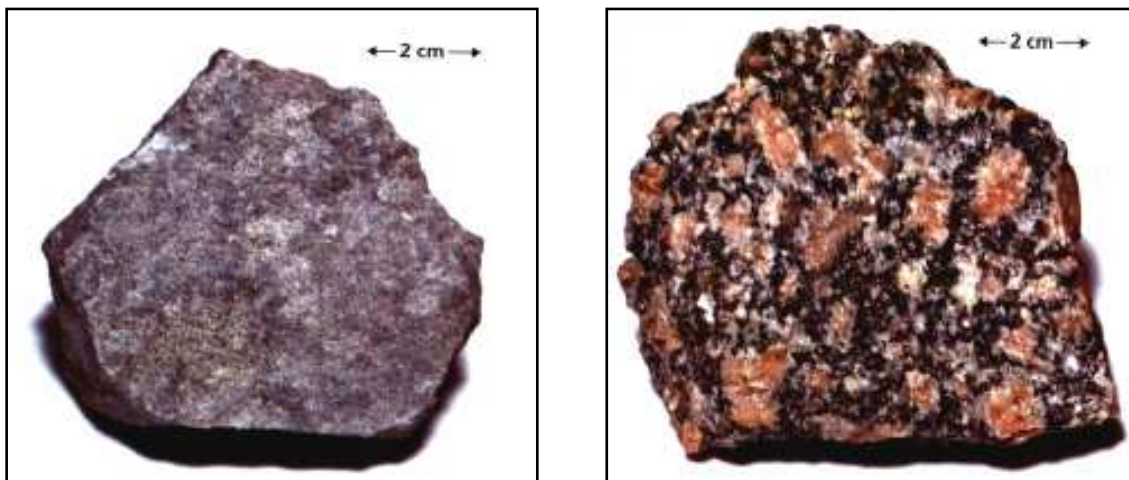


Figura 38: texturas afanítica (izquierda) y fanerítica (derecha)

La clasificación de las rocas ígneas se realiza sobre la base de la composición química y textura de las mismas (figura 39). Existen equivalencias directas entre las intrusivas y las extrusivas (granito-riolita, gabro-basalto, etc.)

Faneríticas (grano grueso)	Granito	Diorita	Gabro	Peridotita
Afaníticas (grano fino)	Riolita	Andesita	Basalto	Komatita (rara)
Composición mineral	Cuarzo	Anfibol	Plagioclasa cálcica	Olivino
	Feldespato potásico	Plagioclasa intermedia	Piroxeno	Piroxeno
	Plagioclasa sódica			
Constituyentes minerales menores	Moscovita	Piroxeno	Olivino	Plagioclasa cálcica
	Biotita	Anfibol	Anfibol	
	Anfibol	Biotita		
Color de la roca basado en el % de minerales oscuros (máficos)	Colores claros	De colores medios	Gris oscuro a negro	Verde oscuro a negro
	Menos del 15% de minerales oscuros	15-40% de minerales oscuros	Más del 40% de minerales oscuros	Casi un 100% de minerales oscuros

Figura 39: ejemplo de clasificación de las rocas ígneas (Tarbuck y Lutgens, 1999)

Para su determinación basada en el aspecto composicional se utiliza el “diagrama de Streckeisen” que tiene en cuenta la presencia de cuarzo, feldespatos alcalinos (ortosa, microclino, sanidina), plagioclasas (albita, anortita) y feldespatoideos (leucita, nefelina, sodalita). La figura 40 muestra dicho diagrama.

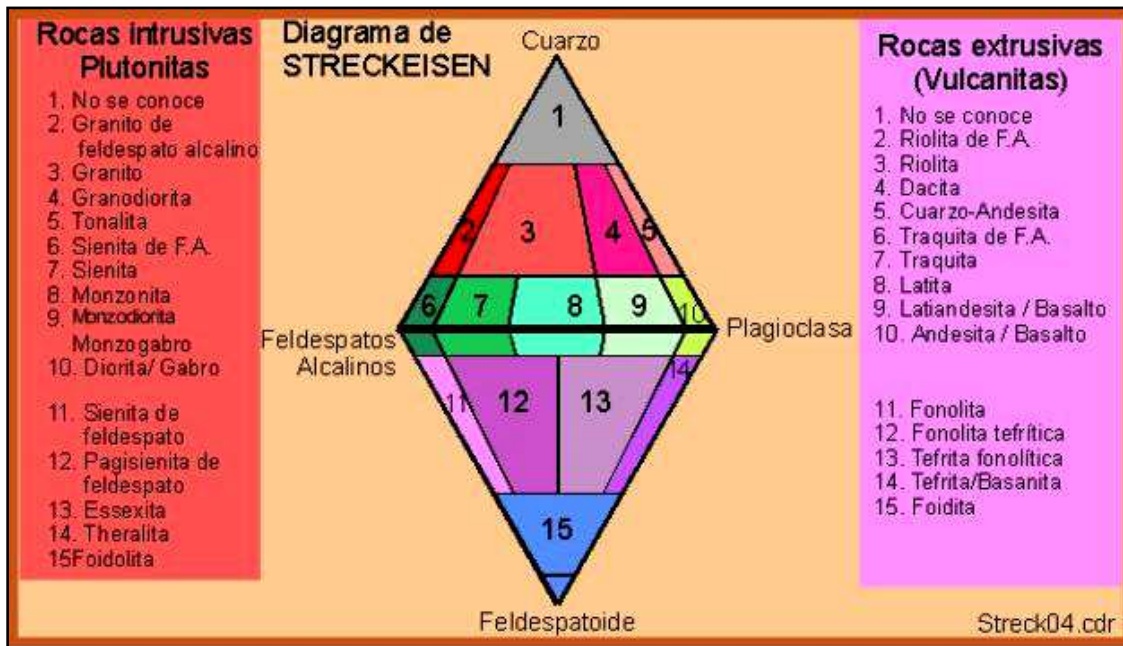


Figura 40: diagrama de Streckeisen

### **Rocas metamórficas**

Las rocas metamórficas son aquellas en donde actúa un proceso de transformación mediante el cual la composición mineral, la textura o ambas (en una roca) cambian creando una nueva roca por efectos de presión, temperatura y fluidos químicamente activos (metasomatismo).

Los factores que controlan el desarrollo del metamorfismo son la composición inicial de la roca, presión, temperatura, esfuerzos, reactividad química inducida de los fluidos y el tiempo durante el cual cada uno de ellos actúa (figura 41).

Sobre la base del grado (o estado) del cambio se reconocen rocas de bajo o alto grado de metamorfismo. Un metamorfismo de “bajo grado” implica baja temperatura (200-320°C) y baja presión (300-600 Mpa). Se produce la liberación de agua y aún se reconocen minerales hidratados (arcillas). El metamorfismo de “alto grado” se produce cuando la temperatura supera los 550°C y la presión los 700 Mpa; las rocas cuentan solo con minerales anhidros.

También es posible clasificar al metamorfismo según éste sea:

- **Regional**: de gran desarrollo areal, se reconoce la deformación mecánica.
- **De sepultamiento**: alcanzando temperaturas cercanas a los 300° C, se observan fenómenos de recristalización y deformaciones producto de la acción de esfuerzos homogéneos.
- **Cataclástico**: producto de fenómenos de deformación mecánica.



- De contacto: se observan procesos de recristalización química.

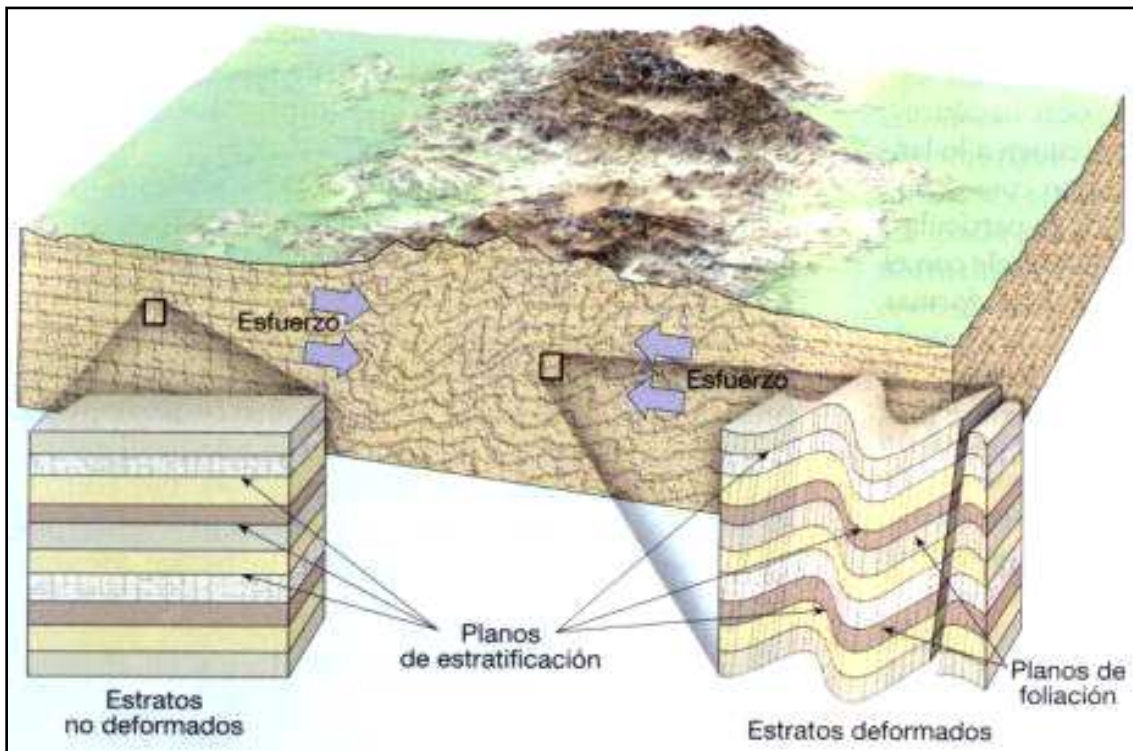


Figura 41: génesis de rocas metamórficas

Desde el punto de vista textural es posible reconocer rocas metamórficas granoblásticas (cuyos granos –blastos- tienden a ser equidimensionales) y foliadas (donde los minerales se desarrollan siguiendo cierta alineación).

Entre las granoblásticas encontramos: granulita, mármol, skarn, metacuarcita y anfibolita. Dentro de las foliadas tenemos: pizarra, filita, esquisto, gneiss. Las figuras 42, 43 y 44 son ejemplos de rocas metamórficas.



Figura 42: mármol y skarn



Figura 43: esquisto y gneiss



Figura 44: afloramientos de rocas metamórficas

### **Rocas sedimentarias**

Las continuas transformaciones que sufre el planeta son impulsadas por fuerzas de origen interno y externo. Las primeras son el resultado de la dinámica terrestre y son responsables de la modificación de la corteza por medio de la formación de las montañas y de cuencas sedimentarias, entre otras cosas. Las de origen externo en cambio, tienden a destruir las irregularidades de la superficie de los continentes originadas por las fuerzas internas y a restablecer el equilibrio de la litosfera. Se manifiestan en los procesos de erosión y transporte de materiales por el viento, cursos de agua continentales, mares y océanos, glaciares y la gravedad.

De manera que se puede hablar de un ciclo donde alternan los procesos destructivos y constructivos de los materiales de la corteza terrestre, que así está sometida a cambios constantes. Este ciclo es dinámico (figura 45).



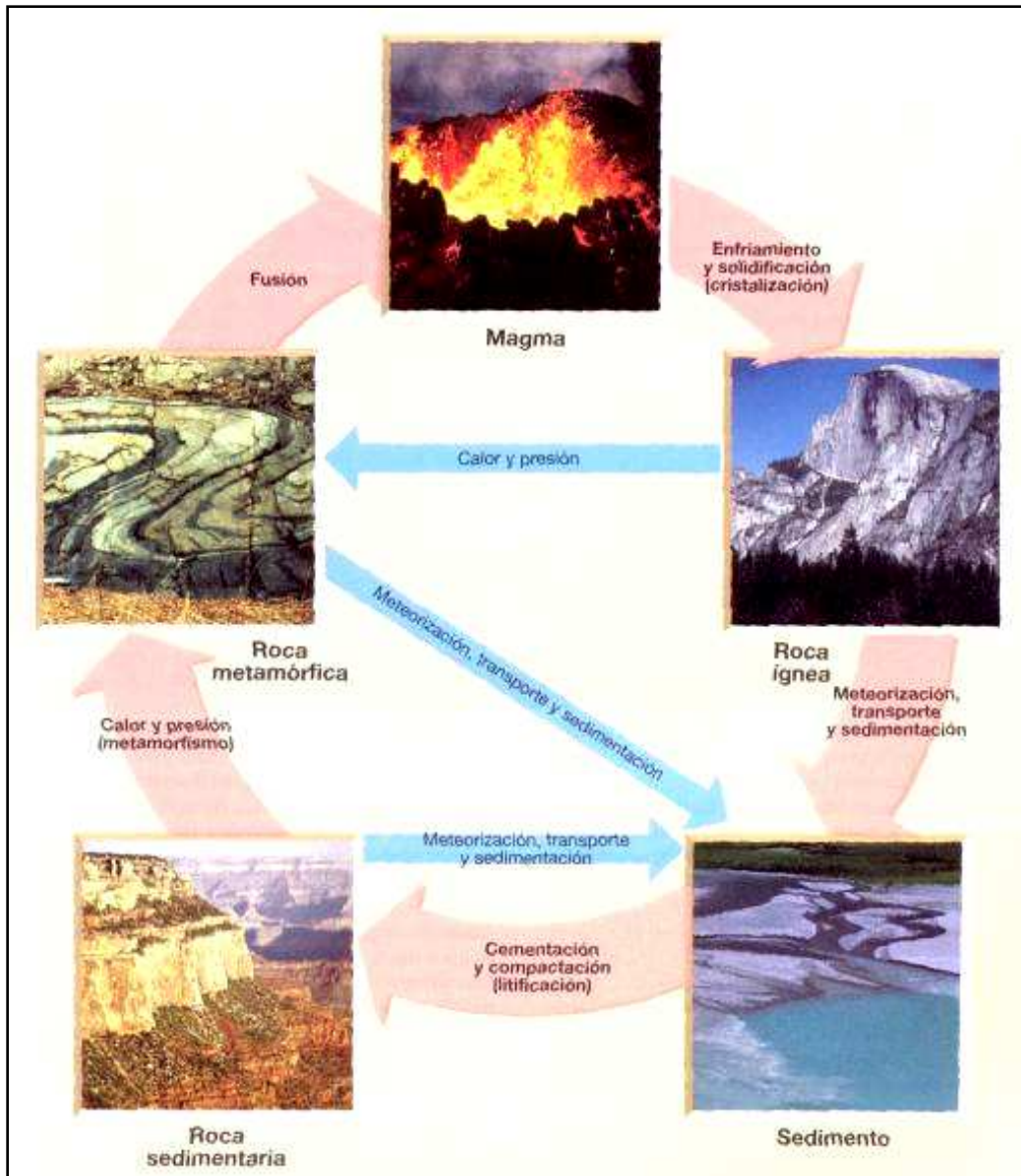


Figura 45: Ciclo dinámico (Tarbuck y Lutgens, 1999)

Los procesos formadores de las rocas sedimentarias tienen lugar en la superficie terrestre o muy cerca de ella, en ese sentido se dice que son procesos “exógenos”. En contraposición con los formadores de las rocas ígneas y metamórficas que son “endógenos”.

Los procesos exógenos dan lugar a la redistribución y a la reorganización de los materiales terrestres como resultado del intercambio con la atmósfera y la hidrósfera. La redistribución tiene lugar por el desgaste o “degradación” de las rocas que constituyen generalmente áreas elevadas en la superficie terrestre y, la posterior depositación de los materiales removidos en las áreas deprimidas ó “agradación”. Esta tendencia a la nivelación de la superficie terrestre se denomina “gradación”.

Los principales procesos exógenos son meteorización (física y química), erosión, transporte, depositación y diagénesis.

La meteorización consiste en la destrucción de la roca *in situ* mediante la alteración física (desintegración) y la alteración química (descomposición).

La desintegración conlleva la fragmentación mecánica de las rocas en unidades menores que se denominan “clastos” y que pueden estar constituidos por trozos de roca o por los minerales que la componen. No se producen cambios químicos ni mineralógicos.

La descomposición consiste en el conjunto de reacciones químicas que dan lugar a la formación de nuevos minerales estables a las nuevas condiciones y a la puesta en solución de numerosos compuestos. Los productos de alteración más importantes son las arcillas y óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio. La descomposición es producida principalmente por hidrólisis, oxidación y reducción y reacciones con ácidos carbónicos, sulfúricos y orgánicos.

La erosión es el proceso dinámico por el cual se produce la remoción o separación del material de su lugar y la puesta del mismo a disposición del medio de transporte. Por lo tanto para que exista erosión se necesita un agente capaz de movilizar y transportar el material.

Los agentes erosivos son: agua (río = corrosión; mar = abrasión), glaciares, viento y gravedad.

Los materiales producidos por la descomposición y desintegración pueden quedar en el mismo lugar, de manera que constituyen una cubierta sobre la roca fresca (roca sin alterar) o pueden ser arrastrados a otros lugares. En este último caso el agente de transporte se caracteriza por tres propiedades, a saber: competencia (habilidad de un agente para transportar material de un tamaño determinado), carga (cantidad de material que transporta el agente en un momento determinado), capacidad (carga máxima que puede transportar).

La depositación sucede cuando el agente de transporte ya no puede llevar su carga (pierde competencia) y por lo tanto deposita el material. Generalmente la depositación ocurre en las **cuencas sedimentarias** (zonas deprimidas de origen tectónico que actúan como receptáculo para la sedimentación; según su posición son clasificadas como continentales, marinas o mixtas).

En el caso de los materiales llevados por tracción, la depositación ocurre por la pérdida de competencia al disminuir la velocidad de la corriente. Cuando las partículas hasta arena fina son transportadas en suspensión tienen el mismo comportamiento que en el caso de la tracción, pero los clastos de tamaño más finos, como los limos y arcillas, son depositados cuando se aglutinan ya que se produce un aumento de peso y de diámetro de los mismos. Los coloides en cambio, dependen sólo de la cantidad de electrolitos y coloides de carga contraria que existan en el medio para producir la floculación.

Por otro lado se considera que el viento es un medio de transporte característico y muy importante. Transporta por tracción las arenas gruesas hasta los guijarros. Los sedimentos más finos son llevados en suspensión, si bien para vientos fuertes hasta los guijarros pueden ser llevados de esta manera.

Con todas estas premisas claramente establecidas es posible reconocer el ambiente sedimentario en donde se generó el depósito (figura 46). Para interpretar un ambiente depositacional es condición necesaria reconocer las estructuras sedimentarias, los fósiles y las relaciones por debajo, encima y laterales de las distintas unidades sedimentarias (*facies*).



Figura 46: ambientes sedimentarios

La diagénesis engloba una serie de cambios físicos y químicos que sufren los sedimentos una vez depositados. Entre los más importantes son los que llevan a la “litificación” o conversión del agregado suelto (sedimento) en una roca sedimentaria (sedimentita). De esta manera, se entiende que la litificación es contraria a la meteorización.



La litificación se produce por:

- Compactación: pérdida o reducción de los espacios vacíos u ocupados por fluidos.
- Cementación: la precipitación de sustancias químicas, existentes en soluciones intersticiales, pasando a constituir un cemento que actúa como ligante de los clastos. Los cementos más comunes son: calcita, cuarzo, ópalo, calcedonia y óxidos e hidróxidos de hierro.
- Autigénesis: formación de nuevos minerales durante o después de la depositación, los que se denominan “autígenos”. Estos son: cuarzo, carbonatos, feldespatos, y óxidos entre otros.
- Recristalización: proceso de solución y recristalización *in situ* de los minerales de la roca. No se forman nuevos minerales pero cambia la textura.
- Crecimiento secundario o crecimiento postdeposicional de un grano: por precipitación química de la misma composición alrededor del grano y en continuidad óptica con el mismo.

Dos conceptos muy importantes deben tenerse en cuenta al momento de describir y caracterizar a las rocas sedimentarias, estos son la “textura” y la “estructura” de las mismas.

La textura corresponde a las características individuales y/o las relaciones que tienen entre sí las partículas, tanto los clastos como los componentes químicos, por ejemplo el tamaño, forma, redondez y la esfericidad (figuras 47 y 48).

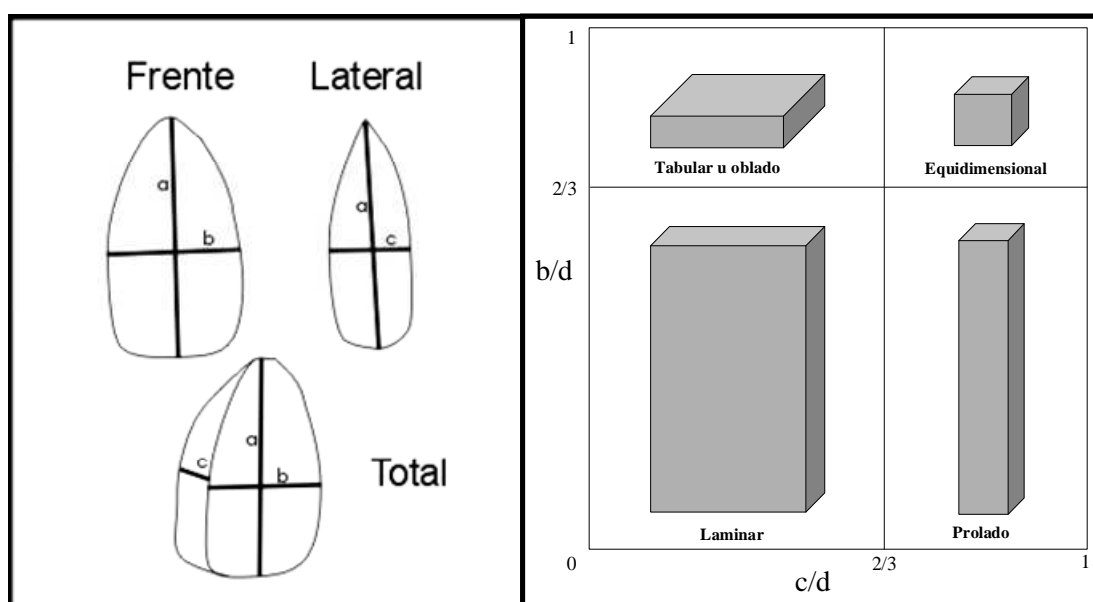
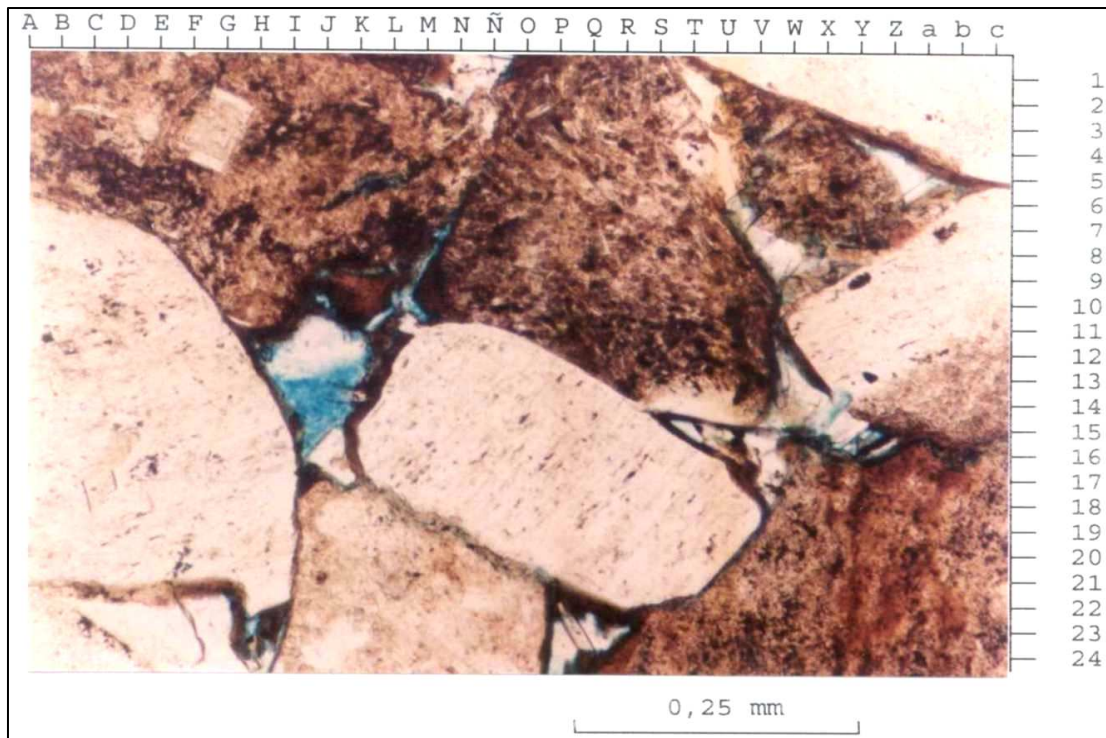


Figura 47: forma de los clastos



*Figura 48: corte delgado mostrando la forma de los clastos*

La estructura comprende a los rasgos mayores que caracterizan al depósito y están directamente relacionados con la organización geométrica de los mismos. Por ejemplo la “estratificación” es la propiedad que tienen las rocas sedimentarias de disponerse en bancos o estratos con cierto paralelismo (figura 49).



*Figura 49: afloramiento con estratificación cuasi horizontal visible*

### Clasificación de las rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias pueden clasificarse de acuerdo al ambiente en el cual se depositaron; al tipo de roca o al origen. Según su origen, las rocas sedimentarias se clasifican en **clásticas**, **no clásticas** y **residuales**.

#### Clásticas

Comprende a las rocas epiclásticas (formadas por clastos derivados de la fragmentación de rocas preexistentes) y a las piroclásticas (formadas por fragmentos de origen volcánico). Dentro de las epiclásticas, y disminuyendo el tamaño de clasto, encontramos a los conglomerados y areniscas (rocas reservorio), limonitas y arcillas (rocas madre y sello). La figura 50 muestra la clasificación de Udden Wentworth (Pettijohn, 1963).

La textura característica es la “clástica”, donde se diferencian los elementos mayores o clastos que componen la fracción principal de la roca y el material ligante que se encuentra rellenando los intersticios entre los clastos y que puede ser químico, denominado “cemento”, o corresponder a una fracción clástica más fina que la del resto, lo que se reconoce como “matriz”. Por supuesto es más frecuente que se encuentre constituido por ambos.

Así un conglomerado fino tiene por ejemplo clastos tamaño 64-256 mm, más una matriz arenosa y cemento calcítico (de carbonato de calcio).

Tamaño mm	Nombre de los individuos	Nombre del sedimento Agregado no consolidado		Nombre de la roca Agregado consolidado	
256	Bloque	Aglomerado		Aglomerado	
64	Canto Rodado	Grava	Gruesa	Gruesa	Psefita
16			Mediana	Mediana	
4			Fina	Fina	
2	Grano	Arena	Gruesa	Gruesa	Psamita
1			Mediana	Mediana	
1/2					
1/4					
1/8			Fina	Fina	
1/16	Particula	Limo	Limolita	Pelita	
1/256		Arcilla	Arcilla		

Figura 50: Clasificación de Udden-Wentworth (Pettijohn, 1963)

Los rasgos texturales más importantes a observar para describir las rocas sedimentarias son: *tamaño* (permite la clasificación de la roca en pelitas, psamitas y psefitas), *esfericidad* (refiere a la forma de los clastos siendo la ideal comparable a una esfera), *redondez* (refiere al grado de angulosidad de las aristas y vértices de un clasto independientemente de su forma), *selección* (variación en el tamaño de los clastos), *fábrica* (orientación o falta de ella en los elementos que constituyen la roca) y *empaquetamiento* (tipo de contacto entre los clastos) (Pettijohn, 1963).

Asimismo, al describir las rocas clásticas se hace referencia a la composición de los clastos, el color y la mayor o menor cohesión que presenta la roca (consolidación).

Las rocas piroclásticas comprenden a rocas de composición ígnea, con un origen volcánico cuya acumulación obedece a la condiciones ambientales recreadas a partir de un transporte aéreo y posterior depositación por gravedad (figura 51).

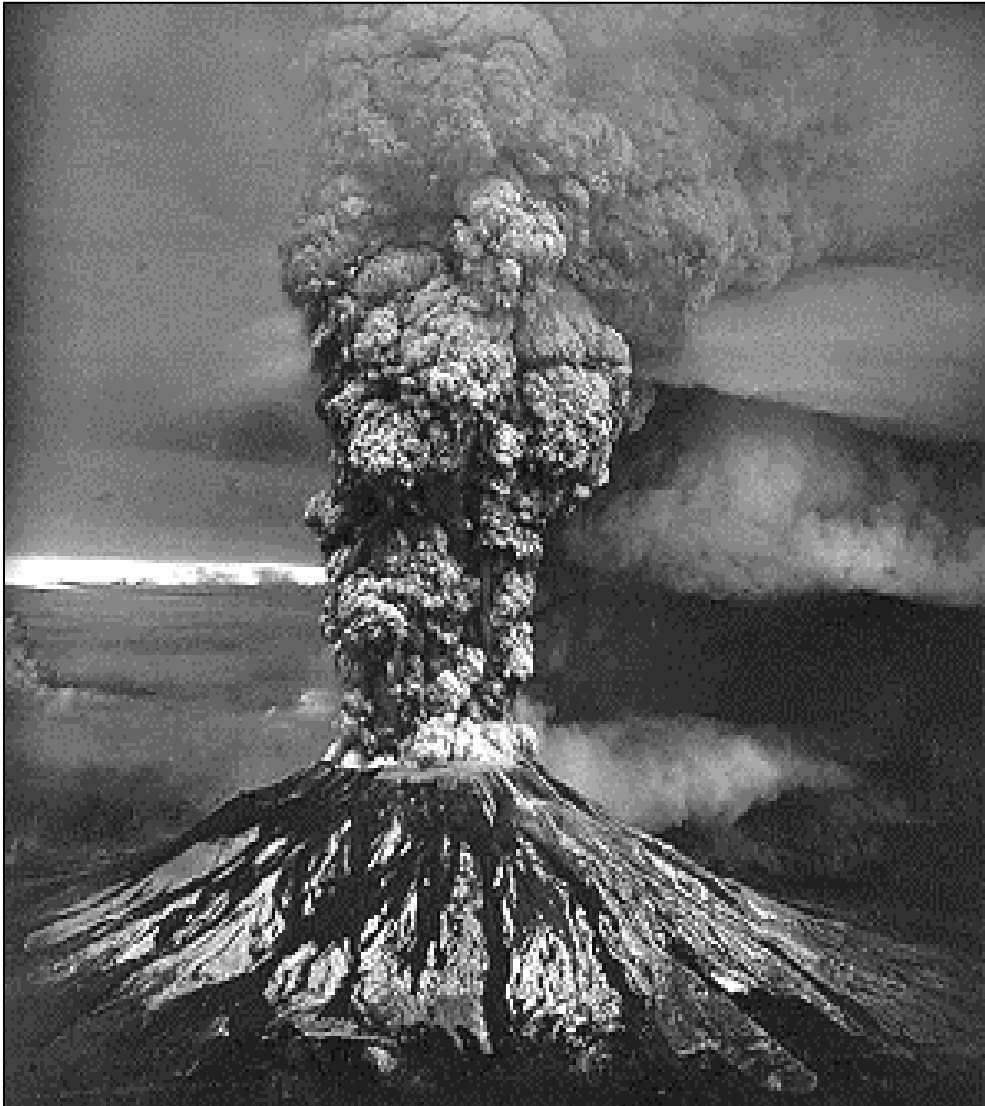


Figura 51: erupción del Monte Santa Helena en 1980



Están constituidas por fragmentos de material volcánico, *piroclastos*, cuyo agregado no consolidado se denomina *tefra* y que al consolidarse se lo conoce como *piroclastita* (figura 52).

### Clasificación de las Rocas Piroclásticas

mm	PIROCLASTO (individuo)	TEFRA (agregado inconsolidado)	PIROCLASTITA (agregado consolidado)	
	BLOQUE BOMBA	CASCAJO PIROCL. AGLOME- RADO PIROCLASTICO	BRECHA PIROCL. AGLOME- RADO PIROCLASTICO	PIROPSFITAS
32	LAPILLO	LAPILLI	LAPILLITA	
2	TRIZA	CENIZA	TOBA	PIROPSAMITAS
0,062	PULVÍCULA	POLVO	CHONITA	PIROPELITAS

Figura 52: clasificación de Teruggi et al. (1978), modificada por Mazzoni (1986)

En las rocas piroclásticas al igual que en las clásticas se describen los tamaños de los fragmentos, selección, consolidación, composición, color y las estructuras sedimentarias reconocibles (figura 53).

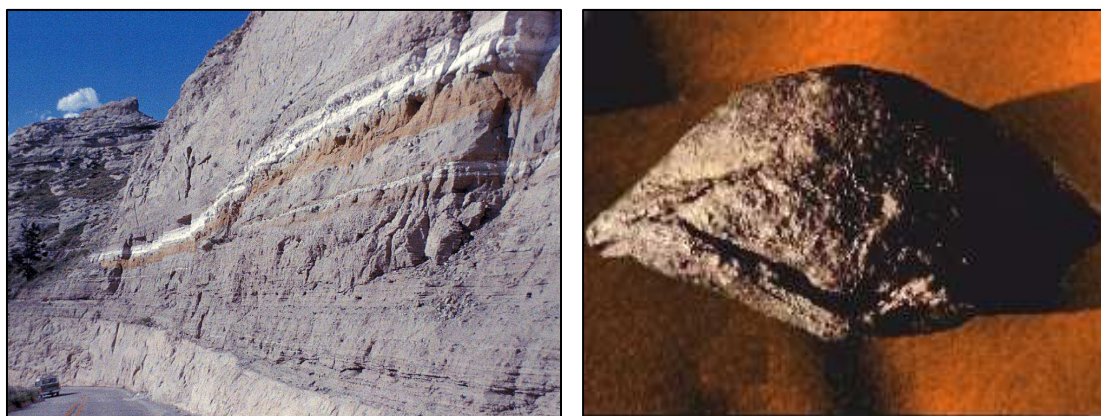


Figura 53: estrato de ceniza volcánica y bomba volcánica.

### No Clásticas

Comprende a las **rocas químicas** (evaporitas, ftanitas, fosforitas), **organógenas** (calizas arrecifales y pelágicas, coquinas, diatomeas, radiolaritas y cretas) y los **carbonatos** (calizas y dolomías).



Las **evaporitas** (yeso, anhidrita y halita entre otras, figuras 54 y 55) son rocas sello por excelencia así como generan estructuración por intrusión (domos y diapiros de sal).



Figura 54: anhidrita y halita

En general, se depositan en grandes cuerpos de agua con circulación restringida así como en desiertos. En todos los casos por evaporación de agua.

Son sellos efectivos y dado que pueden alcanzar espesores importantes (más de 700 metros) su presencia impide la migración de los hidrocarburos.



Figura 55: halita y yeso en afloramientos

Las **ftanitas** (también conocidas como *chert*) corresponden a rocas formadas por la substitución de elementos originales (por ejemplo carbonatos) por cuarzo que precipita a partir de aguas circulantes. Suelen utilizarse como rocas de ornamentación.

Las **fosforitas** son rocas que contienen al menos un 20% de fluorapatito criptocristalino (colofana). La génesis de estas rocas está vinculada con la acumulación y posterior degradación de esqueletos de la biota marina que sufren transformaciones hasta volverse estables en componentes ricos en fluor y fósforo. Se utilizan como fuentes de fósforo.

Las **diatomeas** están constituidas por restos de algas unicelulares (diatomitas) que al morir sus esqueletos silíceos se acumulan en el fondo de cuerpos de agua. La composición silíceo asegura la preservación en el tiempo de los mismos así como su acumulación. Son uno de los miembros más importantes del plancton marino. Comercialmente se las utiliza para elaborar filtros, abrasivos, insecticidas, fertilizantes y suplementos naturales.

Las **radiolaritas** (o *liditas*) se forman a partir de la acumulación de caparazones silíceos de protozoos denominados radiolarios en cuerpos de agua. También puede incluir restos de esponjas, diatomeas y minerales.

La **creta** (*chalk*) es una roca carbonática de grano muy fino constituida principalmente por restos de cocolitos. Estas algas verdes aparecieron en el Triásico, y en el Mesozoico abundaban tanto que llegaron a formar depósitos de enormes espesores, tal que un período se denomina Cretácico.

En la figura 56 se observan ejemplos de microfósiles.

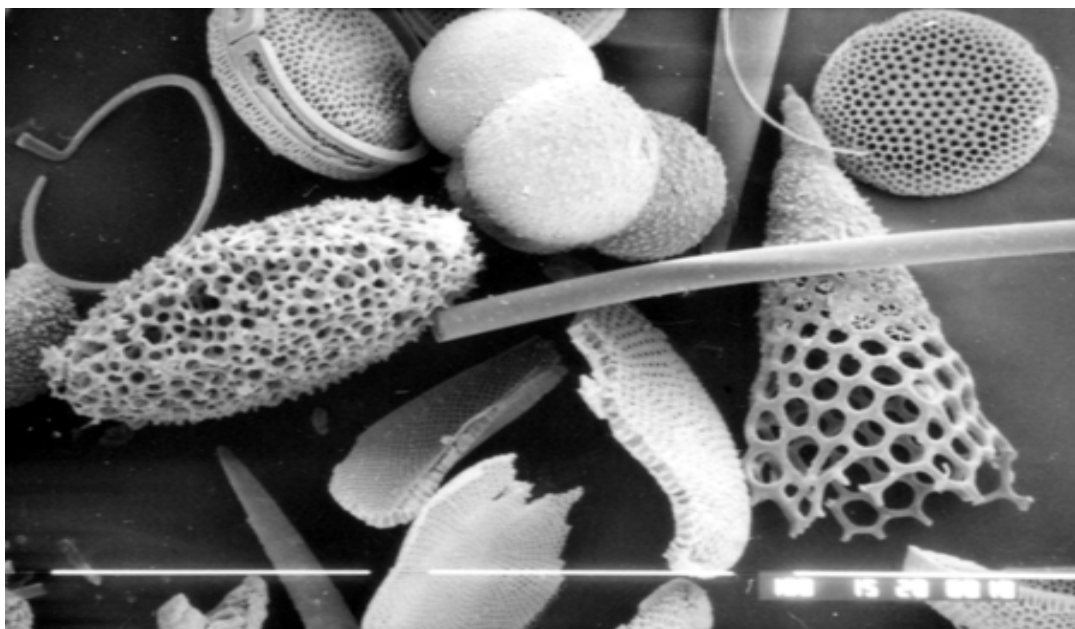


Figura 56: Imagen SEM con microfósiles (diatomeas, radiolarios y foraminíferos). La escala es de 100 micrones.

Las **calizas** y **dolomías** son excelentes rocas reservorio y suelen verse afectadas por el desarrollo de fracturas. Tienden a depositarse cerca de su lugar de origen. La temperatura, salinidad del medio y presencia o ausencia de material silicoclástico son fundamentales en el desarrollo de las mismas. El 90% de las mismas corresponde a sedimentos carbonáticos producto de la actividad biológica desarrollada en ambientes marinos (figura 57).

El agua salada se encuentra supersaturada en carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ , calcita), de igual manera que los organismos cuyos esqueletos están compuestos de carbonatos (calcita o aragonita), por lo tanto al perecer y caer por acción de la gravedad permanecen sin disolverse. A medida que la

profundidad aumenta y por ende la presión, la saturación en carbonato de calcio disminuye y la disolución se incrementa rápidamente. Existe un punto denominado “profundidad de compensación de los carbonatos” en donde se igualan las tasas de generación de calcita con la correspondiente de disolución, tal que no se deposita más calcita. Esta profundidad (lisoclina) es característica según la composición química y temperatura del agua y ha demostrado ser diferente a lo largo del registro geológico.

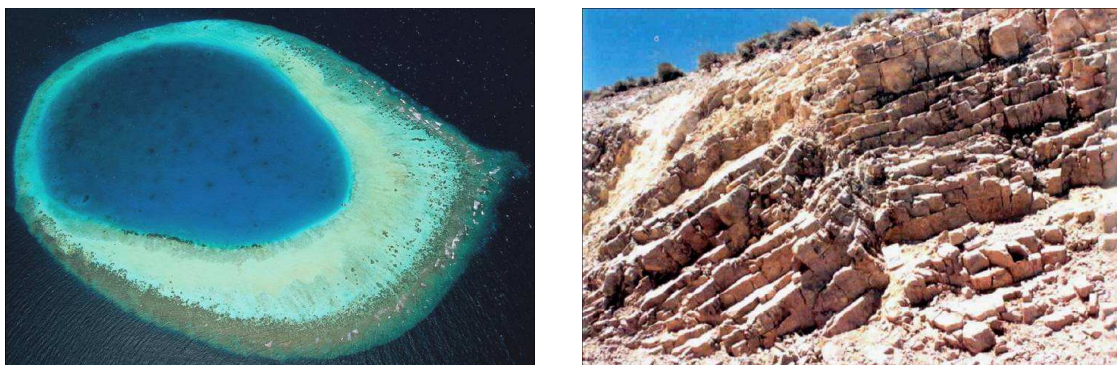


Figura 57 : arrecife y afloramiento de rocas no clásticas

La provisión de carbonatos también depende del tipo de organismo asociado y éste a su vez de su ubicación latitudinal. Así como también el tipo de abultamiento carbonático (bioconstrucción) y su desarrollo dependerán de las características de los mismos (figura 58).

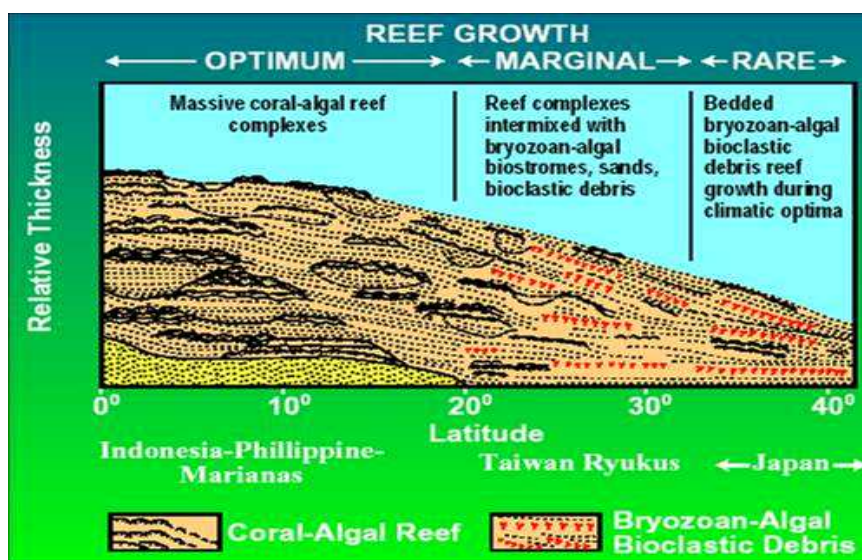


Figura 58:  
Espesor relativo de un arrecife según los organismos y su posición respecto del Ecuador.

Las rocas carbonáticas se clasifican de acuerdo con el reconocimiento de elementos texturales primarios en muestras de mano. Así es que se parte del reconocimiento o no de su textura depositacional, y luego una vez descripta su textura se avanza progresivamente sobre la participación de los componentes originales, las relaciones espaciales de los mismos y el contenido de fango (figura 59).



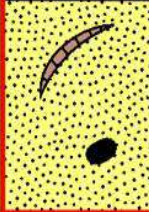



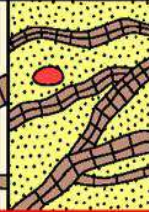
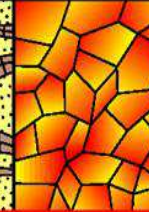
Depositional texture recognizable					Depositional texture not recognizable
Original components not bound together during deposition			Original components were bound together		
Contains mud (clay and fine silt-size carbonate)		Lacks mud and is grain supported			
Mud-supported				Grain-supported	
Less than 10% grains	More than 10% grains				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline
					

Figura 59:  
Clasificación  
de Dunham  
(1962).

También es posible clasificar a las rocas carbonáticas según su textura y composición (figura 60). Para ello es necesario contar con un microscopio.

				>10% Allochems ALLOCHEMICAL ROCKS (I AND II)		<10% Allochems MICROCRYSTALLINE ROCKS (III)		UNDISTURBED BIOHERM ROCKS (IV)				
				Sparry Calcite Cement > Microcrystalline Ooze Matrix	Microcrystalline Ooze Matrix > Sparry Calcite Cement	1-10% Allochems	<1% Allochems					
				SPARRY ALLOCHEMICAL ROCKS (1)	MICROCRYSTALLINE ALLOCHEMICAL ROCKS (2)							
VOLUMETRIC ALLOCHEM COMPOSITION				>25% Intra- clasts (i)	Intrasparrudite (li:Lr)	Intramicrorudite (lii:Lr)	Most Abundant Allochem		Intraclasts: Intraclast-bearing Micrite (liii:Lr or La)	Micrite (llm:L); if disturbed, Dismicrite (llmX:L); if primary dolomite, Dolomiticrite (llm:D)	Biolithite (IV:L)	
					Intrasparite (li:La)	Intramicrocite (lii:La)		Oolites: Oolite-bearing Micrite (liii:Lr or La)				
				>25% Oolites (O)	Oosparrudite (lo:Lr)	Oomicrudite (llo:Lr)		Fossils: Fossiliferous Micrite (lllb:Lr, La, or L1)				
					Oosparite (lo:La)	Oomicrite (llo:La)						
					Biosparrudite (lb:Lr)	Biomicrudite (llb:Lr)			Pellets: Pelletiferous Micrite (lllp:La)			
												Biosparite (lb:La)
				<25% Intraclasts	<25% Oolites Volume Ratio of Fossils to Pellets	>3:1 (b)		Bioparrudite (llb:Lr)	Biomicrite (llb:La)			
						3:1 - 1:3 (bp)		Biopelsparite (llbp:La)	Biopelmicrite (llbp:La)			
						<1:3 (p)		Pelsparite (llp:La)	Pelmicrite (llp:La)			

Figura 60:  
Clasificación  
Folk (1959).

Los modelos carbonáticos más ampliamente aceptados involucran: depósitos turbidíticos y de bloques alóctonos (cuerpos transportados); abultamientos

carbonáticos; plataformas y rampas. Asimismo, la distribución espacial de la calidad del reservorio estará controlada por el tipo de depósito, en tanto que la distribución de fluidos y la producción reflejarán el tipo de ambiente depositacional.

Las rocas carbonáticas se depositan bajo condiciones de presión y temperatura ambientales por lo tanto se ven ampliamente influenciadas por los fenómenos de meteorización que facilitan el desarrollo de porosidad y permeabilidad secundarias, recristalización y dolomitización (reemplazo de calcita por dolomita). La figura 61 muestra un esquema dinámico para los carbonatos.

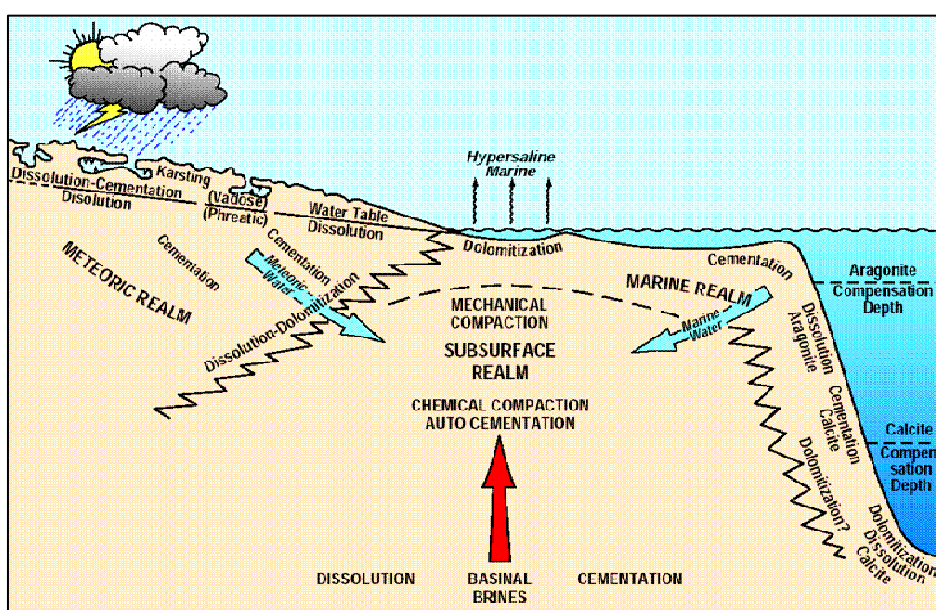


Figura 61:  
Modelo  
dinámico  
carbonático  
(Moore,  
2001)

## Residuales

Comprenden a rocas que fundamentalmente son producto de la erosión con un mínimo transporte. Los ejemplos más comunes son la laterita (rica en óxidos de hierro y aluminio hidratados) y la bauxita (rica en óxidos de aluminio hidratados). No son rocas importantes desde el punto de vista petrolero.

## Roca madre

Bajo el término “roca madre” se engloba a todas las rocas sedimentarias (normalmente de grano fino) con alto contenido de materia orgánica (TOC). La materia orgánica se caracteriza por su bajo peso y facilidad de transportarse en un medio acuoso de aquí su gran afinidad con las partículas tamaño limo y arcilla. Las concentraciones en peso suelen ser menores que 1% si bien se han documentado valores cercanos al 10% en peso (Palciauskas, 1991) y más aún.

Los hidrocarburos representan uno de los estadios del ciclo del carbono en su búsqueda del equilibrio hacia productos de menor energía. Por debajo del 1%



de la producción anual de la fotosíntesis se preserva en los sedimentos. En las rocas existe un equivalente a 70 atmósferas de  $\text{CO}_2$ . El TOC decrece desde superficie hasta los 300 m llegando al 0.1%.

La materia orgánica se reconoce en los sedimentos como: humus, turba y sapropel.

*Humus*: degradación de las plantas, de baja preservación, constituye los suelos. Se reconocen humus joven y viejo. Es el principal constituyente del carbón.

*Turba* (peat): primera etapa en donde la vegetación se transforma en carbón, se acumula en pantanos y ciénagas de agua dulce o salobre, de buena preservación. Se reconocen turbas rubias y negras. Tiene 98% de humedad.

*Sapropel*: sedimentos finos acumulados en el fondo de cuerpos de agua con baja oxigenación.

De acuerdo con Pettijohn (1964) se pueden clasificar las rocas organógenas según el siguiente diagrama (figura 62).

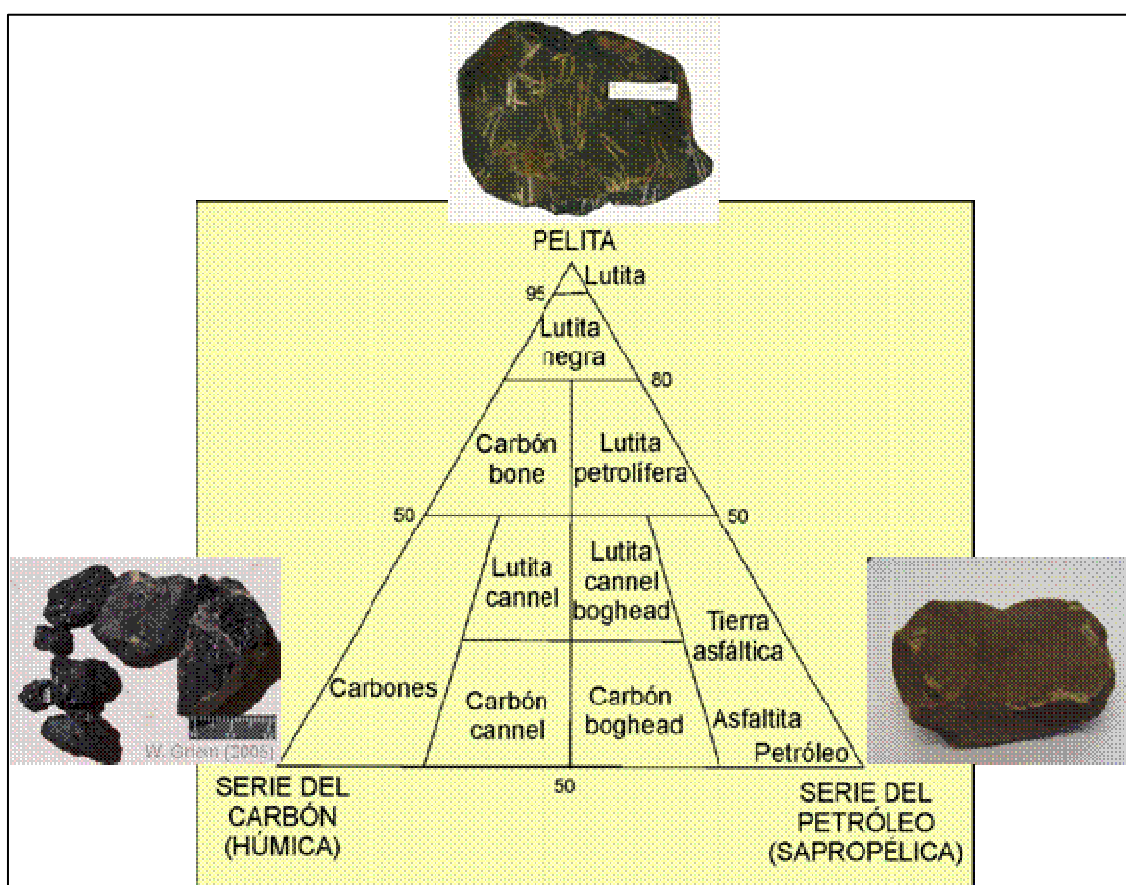


Figura 62: clasificación de rocas organógenas (Pettijohn, 1964)

Los factores que controlan la acumulación de materia orgánica son:

*productividad primaria por fotosíntesis*: disponibilidad de nutrientes, intensidad de la luz, temperatura, abundancia de carbonatos, presencia de depredadores y química del agua

*eficiencia de la preservación*: concentración y naturaleza de los agentes oxidantes, tipo de materia orgánica depositada y tasa de acumulación

*dilución*: características litológicas de los sedimentos

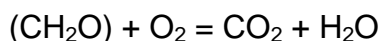
### **Maduración**

El rápido soterramiento de los sedimentos con alto contenido de materia orgánica permite la preservación de la misma y facilita los cambios fisicoquímicos que dan por resultado final al *kerógeno*.

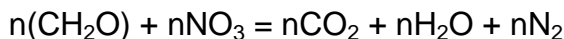
El kerógeno es una sustancia de coloración oscura e insoluble en solventes orgánicos comunes producto de alteración de la actividad bacteriana.

La degradación bioquímica de la materia orgánica comprende una serie de procesos continuos.

Primero se produce la oxidación por bacterias aeróbicas



Cuando decae el nivel de oxígeno, la oxidación de la materia orgánica se realiza por bacterias anaeróbicas que usan nitratos como fuente de  $\text{O}_2$



Al consumir los nitratos, la degradación de la materia orgánica por acción de las bacterias anaeróbicas se realiza por medio de sulfatos como oxidantes.



Finalmente, la fermentación termina de degradar la materia orgánica por medio de la metanogénesis bacteriana.

Los sedimentos se acumulan siguiendo tasas de sedimentación que oscilan entre 1 y 1000 cm/año. La temperatura aumenta (gradiente geotérmico) a razón de entre 10-15° C hasta 50-60° C por cada kilómetro de profundidad.

Múltiples productos se obtienen de la degradación termal (catagénesis y metagénesis) y el *cracking*. Todo el proceso se lleva a cabo a profundidades comprendidas entre los 750 y 6000 metros y a temperaturas de entre 65° C y 150° C.

## Kerógenos

La maduración ocurre cuando un kerógeno se ve sujeto a altas temperaturas durante un período largo. La descomposición termal rompe las moléculas grandes en más pequeñas que a la postre serán el petróleo y el gas. Cada molécula de kerógeno es única, de aquí que se los clasifica teniendo en cuenta los macerales (minerales orgánicos que lo constituyen) y el tipo originario de materia orgánica (figura 63).

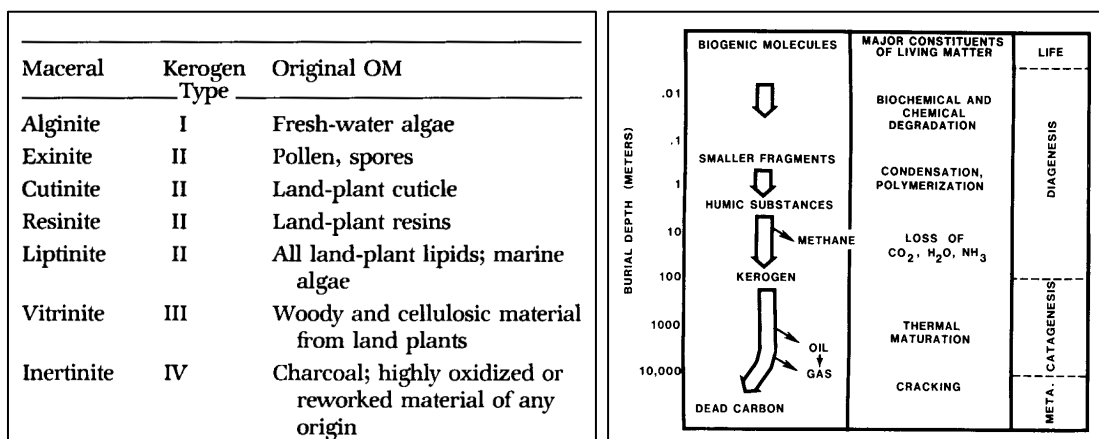


Figura 63: tipos de kerógeno y procesos asociados (Rondeel, 2001)

A medida que la catagénesis evoluciona, las moléculas más pequeñas (algunas de las cuales son hidrocarburos y otros compuestos heterogéneos) se separan del conjunto. Estas moléculas (precursores directos del petróleo y el gas) son mucho más móviles que las de kerógeno y se denominan *bitumen*. No todos los kerógenos generan hidrocarburos al mismo nivel de catagénesis.

La generación efectiva de hidrocarburos requiere que los materiales generados sean expelidos de la roca madre y migren hacia la roca reservorio. La eficiencia en la expulsión y el tiempo de la misma dependerán de una serie de factores que incluyen tanto las características petrofísicas de la roca como de la materia orgánica.

## Expulsión y migración

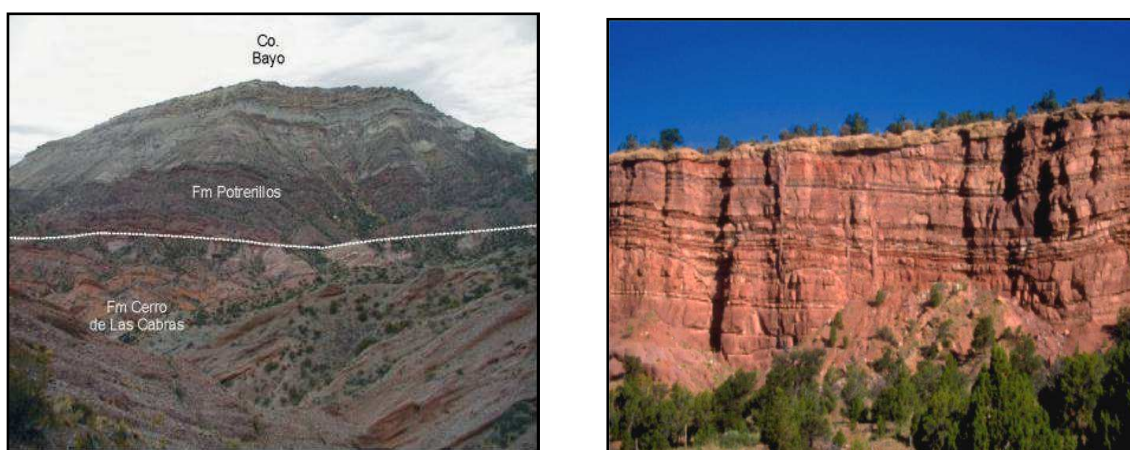
En la medida que se generan los distintos tipos de hidrocarburos, el incremento de la presión interna causa microfracturas que permiten el movimiento de los hidrocarburos. Este proceso es llamado expulsión y si se acumula inmediatamente en una roca reservorio se habla de migración primaria. Si el proceso involucra pasos de acumulación y migración alternos, se habla de migración secundaria.

Para que el petróleo migre es necesaria la existencia de gradientes de presión y cambios de volumen en las rocas involucradas. La migración puede involucrar o no movimiento de agua. Las posibles rutas de migración pueden ser rocas reservorio (cuerpos sedimentarios, estratificación), superficies erodadas y meteorizadas, rocas fracturadas, intrusiones y fallas.

La migración culmina cuando el hidrocarburo queda acumulado en la roca reservorio. La distancia recorrida por el petróleo y el gas puede ser del orden de unos pocos kilómetros hasta cientos.

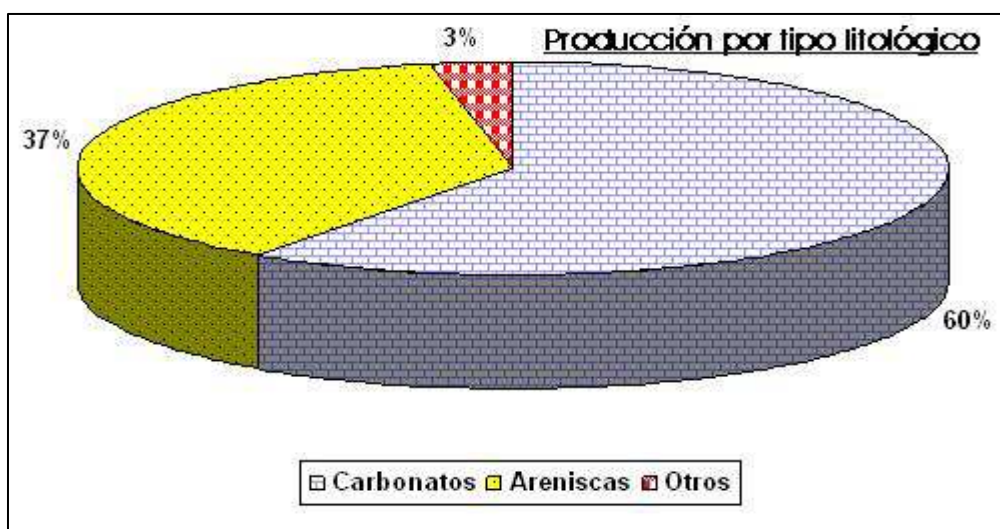
### **Rocas reservorio**

Todo el hidrocarburo generado en la roca madre es de utilidad solo si se acumula en una roca reservorio (recipiente). Una roca reservorio es un medio poroso (permite el almacenamiento de hidrocarburos) y permeable (los hidrocarburos pueden fluir dentro de él). Estas características son necesarias ya que permiten que el hidrocarburo se acumule en el espacio poral y posteriormente se pueda producir a través de pozos. La figura 64 muestra ejemplos de afloramientos de areniscas.



*Figura 64: afloramientos de areniscas*

Los principales tipos de reservorios se desarrollan en areniscas (37%), carbonatos (60%) y rocas fracturadas/ no convencionales (3%) a profundidades que varían entre los 200 y 5500 metros (figura 65).



*Figura 65: producción por tipo litológico*

### **Roca sello**

Una roca sello se define como aquella en la que las gargantas porales son tan pequeñas que los hidrocarburos no puede migrar en ella. La extensión geográfica del sello define la efectividad de los límites del sistema petrolero. De hecho, toda vez que la roca sello está ausente da por resultado que el hidrocarburo termina en superficie. Las rocas sello pueden entenderse según su desarrollo sea regional o bien que las mismas respondan a sello locales.

Las rocas sello no necesariamente son elementos impermeables, también pueden actuar como tal cualquier roca que impida el movimiento de los hidrocarburos hasta tanto se alcance una presión poral determinada. Un caso particular lo representan las fallas ya que éstas pueden comportarse como roca sello o como vía de migración también.

Cualquier litología puede ser roca sello, sin embargo las más efectivas son las evaporitas, las rocas clásticas de grano fino y las rocas ricas en materia orgánica. En todos los casos, la similitud en sus propiedades es que requieren de una alta presión poral de ingreso.

Otro factor importante es la ductilidad, ya que esta propiedad impide el desarrollo de fracturas. Finalmente, el espesor es siempre un factor de ayuda al extender las propiedades de la roca sello originales.

El potencial de sello de una roca es una combinación de la columna de hidrocarburos retenida calculada (capacidad del sello), de su posición estructural y espesor, del desarrollo areal (geometría del sello) y de sus propiedades mecánicas (integridad del sello).

La capacidad se determina través de curvas de presión capilar. La geometría a partir de integrar sísmica, evaluación de formaciones y relaciones sedimentológicas y estratigráficas. La integridad se analiza a partir de estudios de mecánica de rocas y de análisis petrográficos.

### **Trampas**

Una trampa es un arreglo geométrico de rocas, independiente de su origen, que permite la acumulación de hidrocarburos en el subsuelo. Los componentes críticos de una trampa son la roca reservorio, el sello, los fluidos involucrados y su configuración geométrica.

La clasificación de trampas (Levorsen, 1967) es: estructural, estratigráfica y combinada.



Por su parte, Vincelette *et al.* (1999) incorporan conceptos adicionales (figura 66).

Sistema	Regimen	Clase	Familia
Estructural	Pliegue	Monoclinal, Domo regional o local, Nariz regional o local, Anticlinal regional o local, etc	Por extensión, compresión, compactación diferencial, intrusivo, etc
	Falla	Normal, Inversa, Corrimiento y “Wrench”	Por extensión, compresión, transpresión, etc
	Fractura	Extensión, de cizalla y compleja	Por plegamiento, fallamiento, disolución, enfriamiento, etc
Estratigráfico	Deposicional	Aislado (local), de “Pinch out” regional o local, de alto topográfico	De plataforma marina, zona mareal, Fluvial, etc
	Erosional	De truncación, de relieve erosivo	Por límite de secuencia
	Diagenético	Del reservorio, del sello	Hidrotermal, asociado a discordancia
Flúidico	Presión	Sobrepresionado, contacto inclinado	Por Alta presión, hidrodinámico
	Temperatura	De hidratos de gas, de gas de centro de cuenca	Por baja temperatura, por alta temperatura
	Fluido composición	De viscosidad, de “Coal bed methane”	Por biodegradación

Figura 66: clasificación de trampas de Vincelette *et al.* (1999), (tomado de Kozlowski *et al.*, 2005)

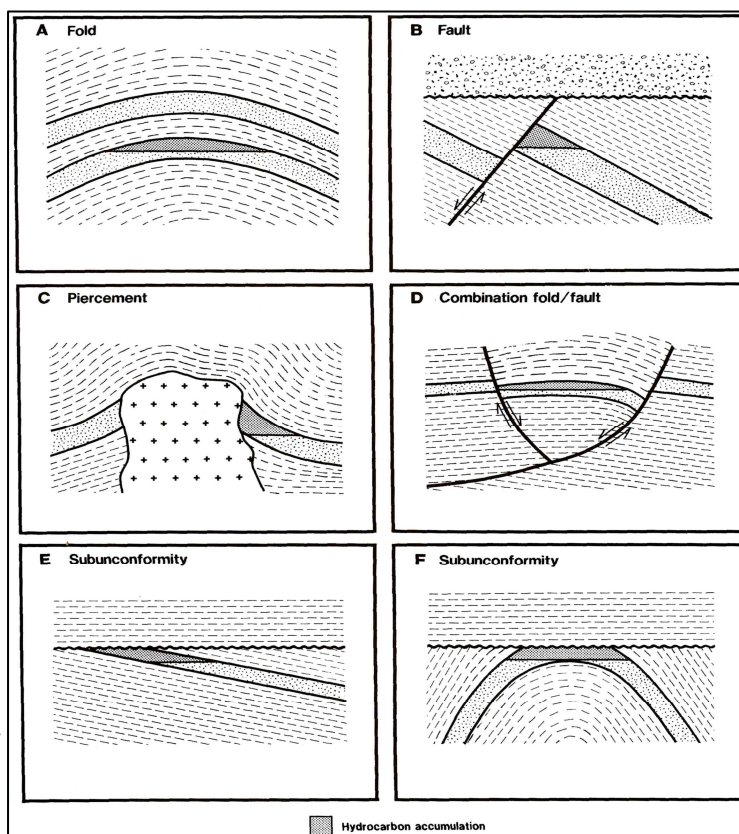
*Sistema* se refiere al elemento geológico que controla al entrampamiento y es el que define al tipo de trampa, el *régimen* hace referencia al proceso dominante, *clase* a geometría de la misma y *familia* a génesis de cómo se desarrolla el cierre de la trampa.

### Trampas estructurales

Las trampas estructurales se crean por la deformación de los estratos de manera sin/postdeposicional. Las estructuras resultantes involucran tanto a la roca reservorio como a la roca sello. Las más frecuentes son: pliegue, falla, una combinación de ambas, tanto emplazamiento como presencia de discordancias.

Las figuras 67, 68, 69 y 70 muestran esquemas de trampas estructurales.

Figura 67: trampas estructurales (Biddle, 1994)



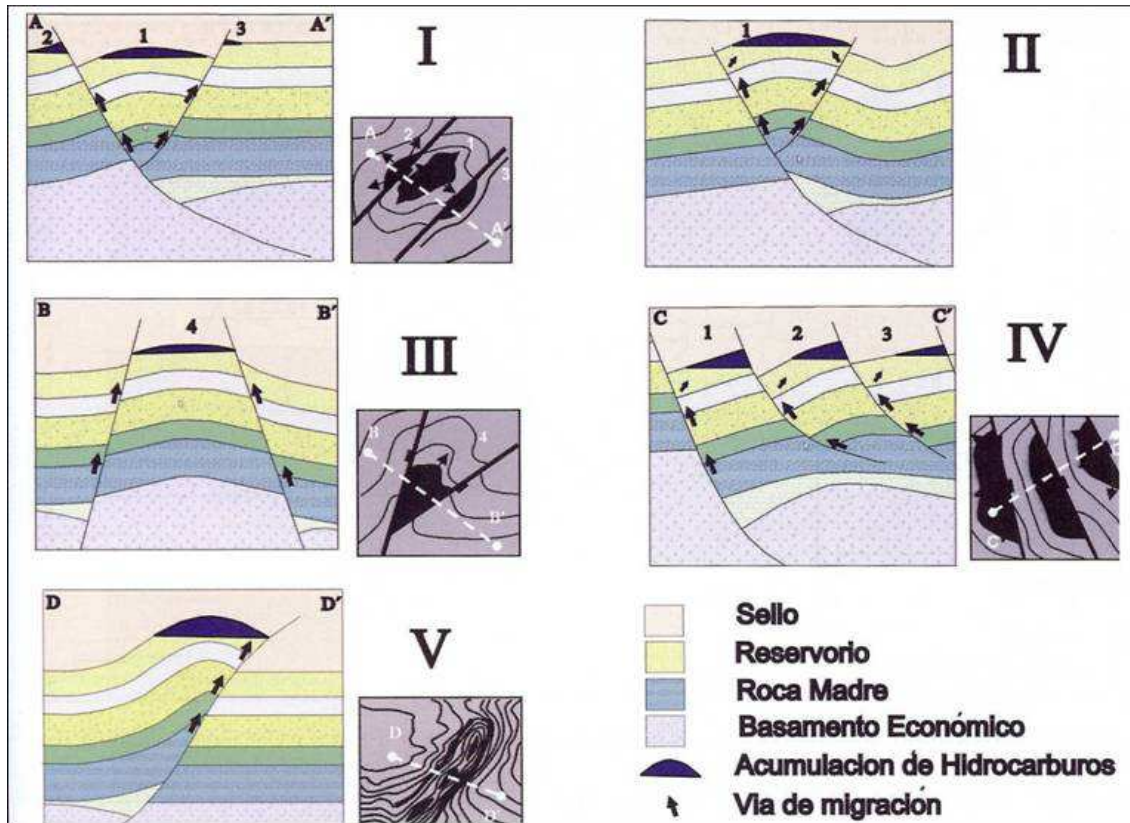


Figura 68: esquemas de cortes 2D y mapas asociados a los principales entrapamientos estructurales de la Cuenca del Golfo San Jorge. (I) Rollover. (II) Rollover invertido. (III) Trampa tipo “puerta”. (IV) Falla en bloque alto. (V) Anticlinal de inversión tectónica. (Jalfin, et al. 2005)

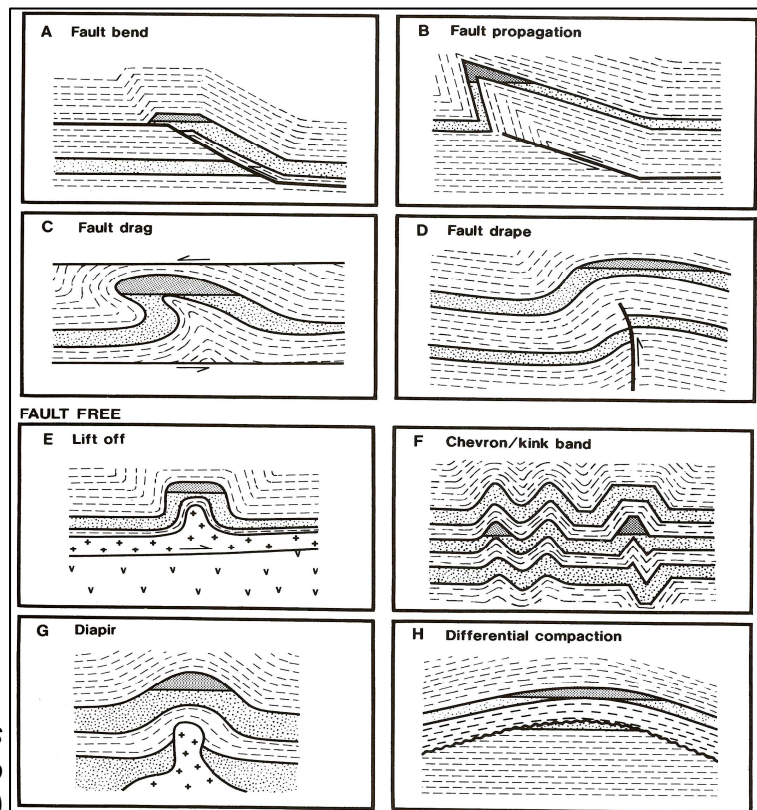


Figura 69: trampas asociadas a plegamiento (Biddle, 1994)

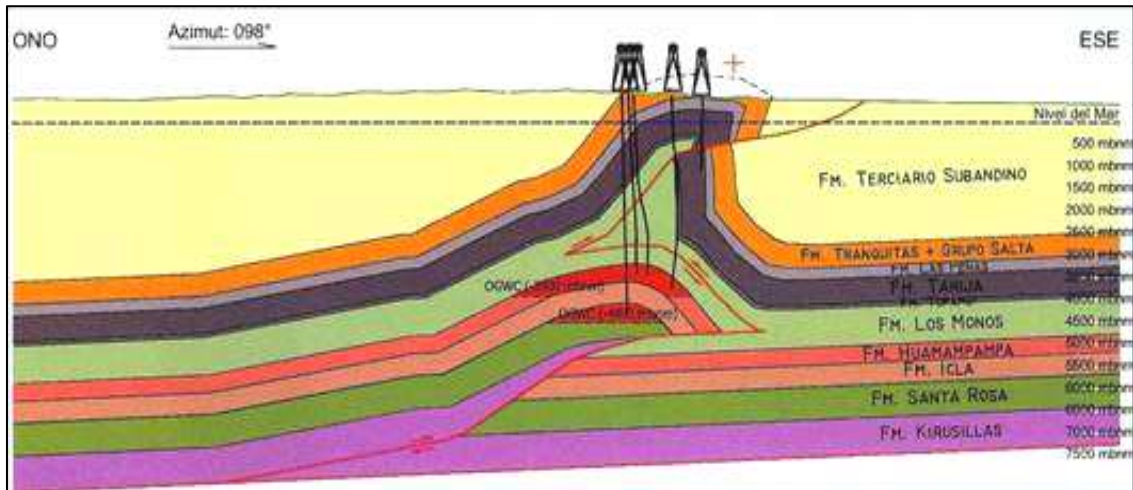


Figura 70: corte este oeste del yacimiento Aguaragüe (Kozlowski, et al. 2005)

### **Trampas estratigráficas**

Las trampas estratigráficas responden a variaciones en el estrato como el principal elemento formador, por lo tanto la deformación estructural puede existir o no y es independiente de la misma.

Las trampas estratigráficas más comunes se forman por: cambios depositacionales laterales (variaciones faciales, acuñaamiento) o por creación de relieve al depositarse con posterior deposición de material impermeable por encima (arrecifes, dunas eólicas, lóbulo de abanicos submarinos).

En las figuras 71,72 y 73 se presentan esquemas de trampas estratigráficas.

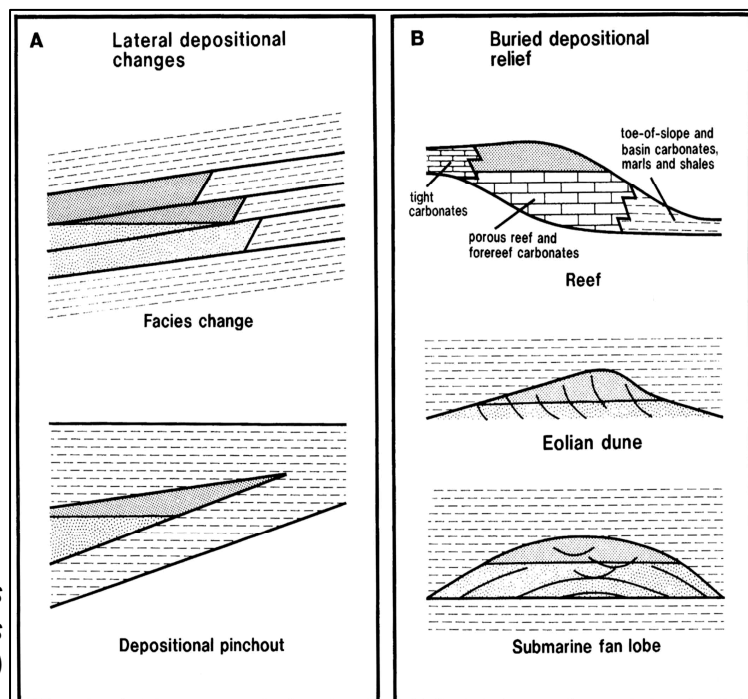
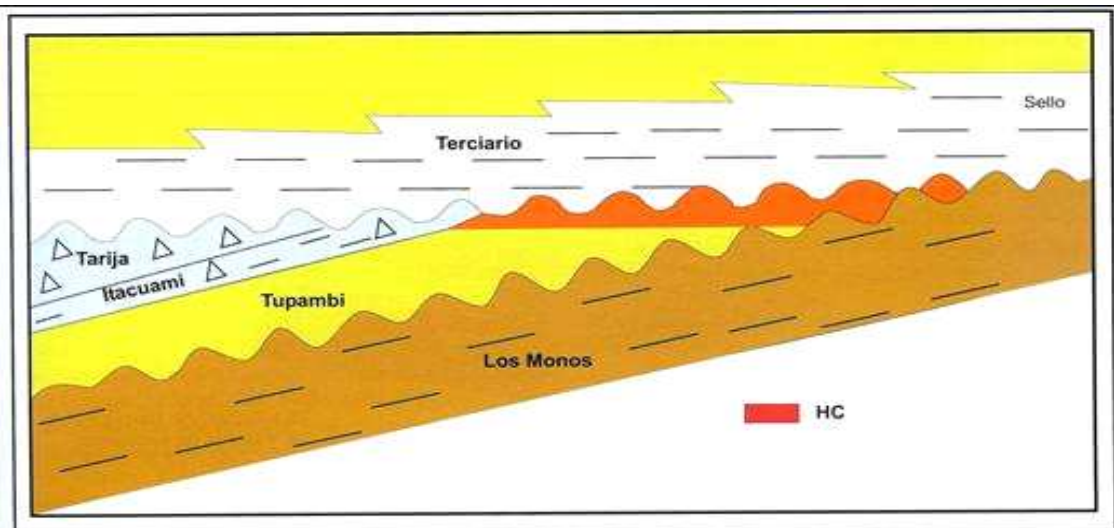
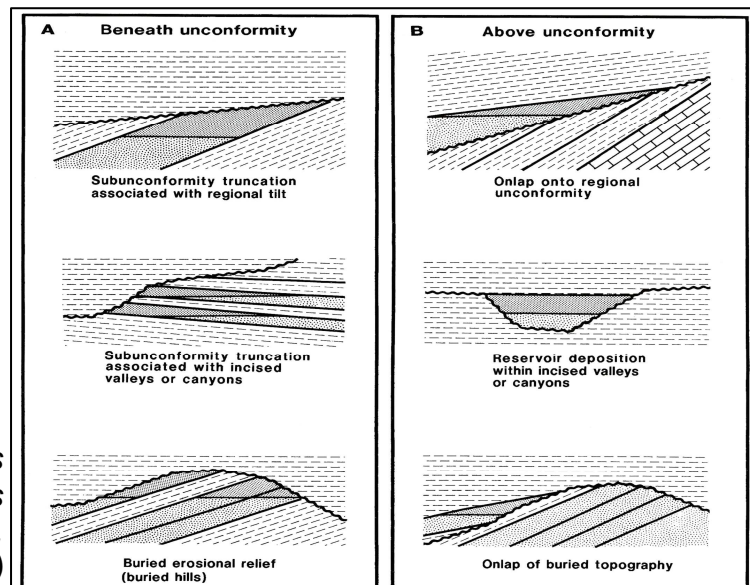


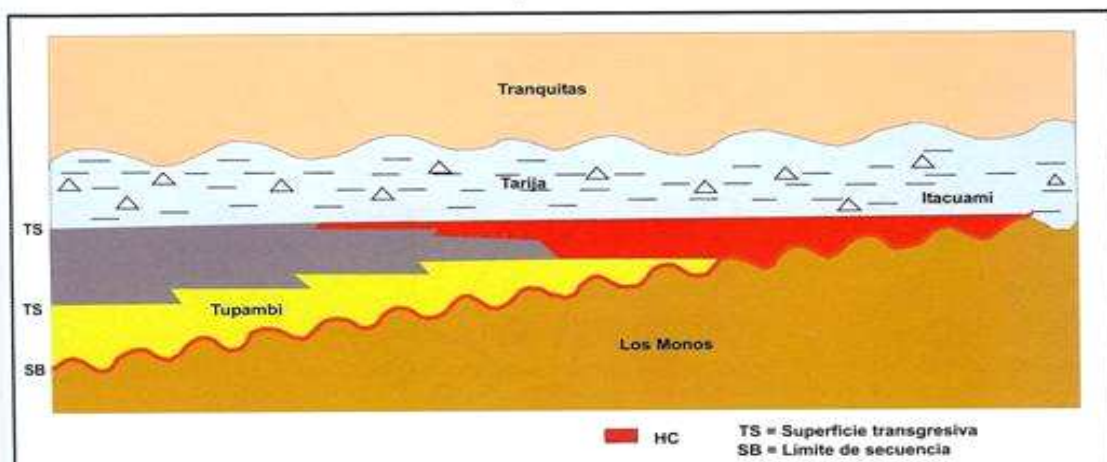
Figura 71: trampas estratigráficas primarias (Biddle, 1994)



Figura 72: trampas estratigráficas asociadas a discordancias (Biddle, 1994)



Trampa contra sello Terciario.



Acuñaamientos.

Figura 73: trampas estratigráficas en la Cuenca Paleozoica (Vistalli, et al. 2005)

Allan *et al* (2006), sobre la base del trabajo de Vincelette *et al* (1999) realizan un compendio de trampas vinculando los conceptos estratigráficos y de fluidos (figura 74).

SYSTEM	REGIME	CLASS	FAMILY	SCHEMATIC CROSS-SECTION
2 <b>STRATIGRAPHIC - FLUIDIC</b>	21 <b>DEPOSITIONAL</b>	211 <b>LATERAL DEPOSITIONAL CHANGE</b>	2111 LATERAL FACIES CHANGE	
			2112 LATERAL DEPOSITIONAL PINCH-OUT	
		212 <b>BURIED DEPOSITIONAL RELIEF</b>	2121 ORGANIC BUILDUP	
			2122 CLASTIC MACROFORM (e.g., submarine-fan lobe)	
	22 <b>EROSIONAL</b>	221 <b>SUB-UNCONFORMITY TRUNCATION</b>	2211 REGIONAL SUBCROP	
			2212 PALEOSTRUCTURAL SUBCROP	
		222 <b>BURIED EROSIONAL RELIEF</b>	2221 BURIED HILL	
			2222 TRUNCATION-EDGE	
		223 <b>ONLAP ONTO EROSIONAL SURFACE</b>	2231 ONLAP ONTO REGIONAL UNCONFORMITY	
			2232 ONLAP ONTO STRUCTURAL FLANK UNCONFORMITY	
		224 <b>EROSIONAL-TROUGH FILL</b>	2241 CHANNEL-FILL	
			2242 VALLEY-FILL	
			2243 CANYON-FILL	
	23 <b>INTRUSIVE</b>	231 <b>INTRUSIVE IGNEOUS BODY</b>		
	24 <b>DIAGENETIC</b>	241 <b>DOLOMITIZATION / DISSOLUTION</b>		
		242 <b>FRACTURING</b>		
		243 <b>CEMENTATION</b>		
		244 <b>TAR SEAL</b>		
	25 <b>FLUIDIC</b>	251 <b>BASIN-CENTER GAS</b>		
		252 <b>COAL BED METHANE</b>		
		253 <b>GAS HYDRATE</b>		
		254 <b>HYDRODYNAMIC</b>		

Figura 74:  
trampas según  
Allan *et al*  
(2006)



Las estadísticas mundiales señalan claramente que las trampas con hidrocarburos más frecuentemente halladas corresponden a los anticlinales (figura 75). Esto puede obedecer a que son las configuraciones geométricas más frecuentes o bien a que son las más fáciles de encontrar en el subsuelo.

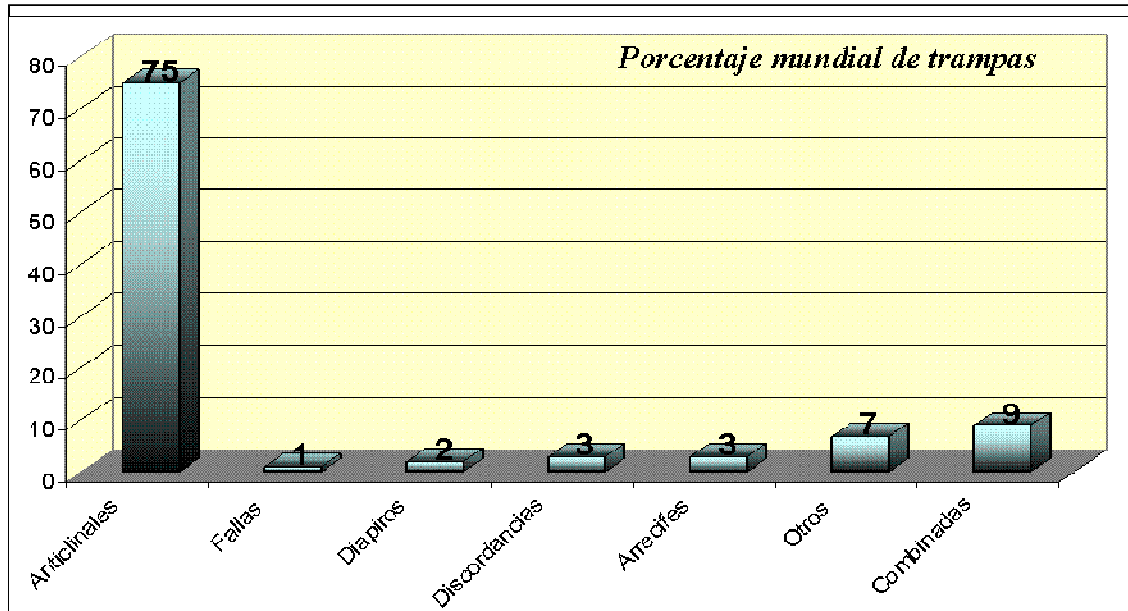


Figura 75: distribución mundial de trampas en porcentaje (Link, 1982)

## 6. PETROFISICA DEL RESERVORIO

### Porosidad

Las rocas se encuentran constituidas por minerales, un sistema de poros y una cantidad variable de fluidos (agua, aire, petróleo, gases). La textura en rocas sedimentarias se define como la suma de las propiedades que reflejan las relaciones entre los granos. Se la estudia a partir de muestras de mano, secciones delgadas y analizando muestras de testigos corona.

Entre las propiedades texturales más importantes, caben mencionar:

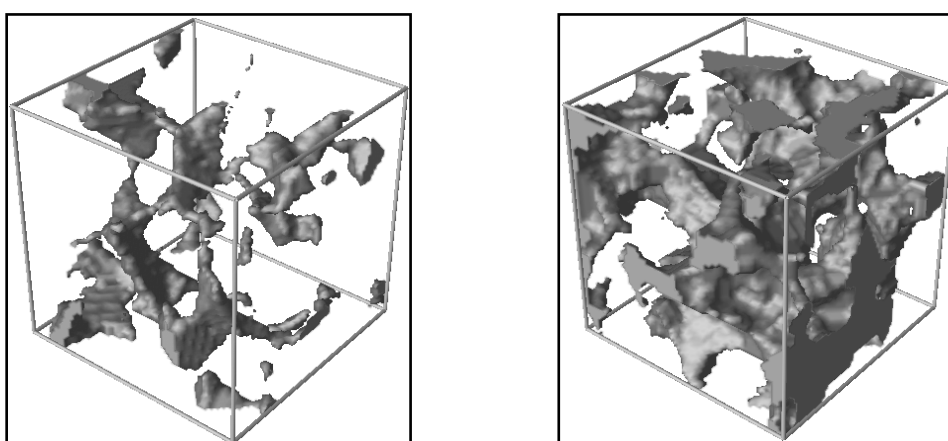
- Composición química
- Forma y redondez del grano
- Tamaño de grano y selección
- Orientación de los granos
- Porosidad
- Permeabilidad

La madurez textural hace referencia a la pérdida de minerales arcillosos e inestables, aumento de redondez en los granos y selección.

La porosidad se define como la relación entre el espacio poral respecto de la totalidad del volumen de roca. Se la expresa porcentualmente.

Porosidad  $\emptyset = (\text{volumen poral} / \text{volumen de roca}) * 100$

La porosidad refleja la capacidad de almacenamiento que posee una roca (figura 76). En sedimentos, la porosidad puede variar entre 0% y 70%.



*Figura 76: ejemplos de porosidades en la arenisca de Fontainebleau. Imagen izquierda con 7,5 % e imagen derecha con 22%. Ambos obtenidos a partir de microfotografías de Rayos X.*

La porosidad puede ser *primaria* (original) o *secundaria* (producto de cambios posteriores a la depositación del material) pudiendo aumentar o disminuir la primaria.

La porosidad total es la relación entre el espacio total de la roca respecto del volumen de roca independientemente de la conectividad de los poros.

La porosidad efectiva es la relación entre el espacio interconectado en la roca respecto del volumen de roca. Representa el espacio ocupado por los fluidos móviles.

Debe tenerse en cuenta que el agua de hidratación no corresponde al espacio poral.

Es posible definir distintos tipos de porosidad según su desarrollo:

*Intercristalina*: se desarrolla entre los cristales

*Intergranular*: se desarrolla entre los granos

*Intragranular*: se desarrolla dentro de los granos

*Microporosidad*: adición de minerales “huéspedes” producto de la diagénesis de la roca en la superficie de los granos

*Por disolución*: se desarrolla por disolución de granos inestables

La diagénesis puede disminuir (filtración de partículas pequeñas, cementación y compactación) como así aumentar (disolución, dolomitización, fracturación) la porosidad.

La porosidad en areniscas depende de la distribución del tamaño de grano y la forma de los mismos, empaquetamiento, selección, cementación y el contenido de arcilla.

La densidad del empaquetamiento limita los valores máximos teóricos de porosidad cuando se trabaja con esferas de tamaño uniforme (figura 77). Para un mismo tamaño de grano, la dimensión del mismo no afecta a la porosidad, como ejemplo, para esferas de igual tamaño si éstas presentan un empaquetamiento cúbico la porosidad será del 48%, pasando por 39% cuando el mismo es ortorrómbico, 32% cuando es rómbico y finalmente alcanzando 26% al estabilizarse en el romboédrico.

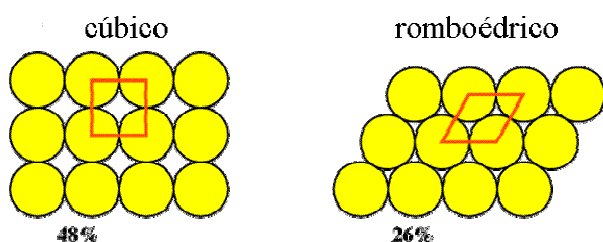
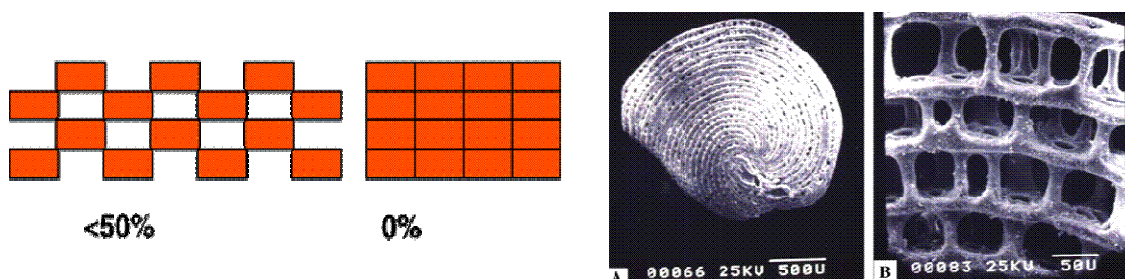


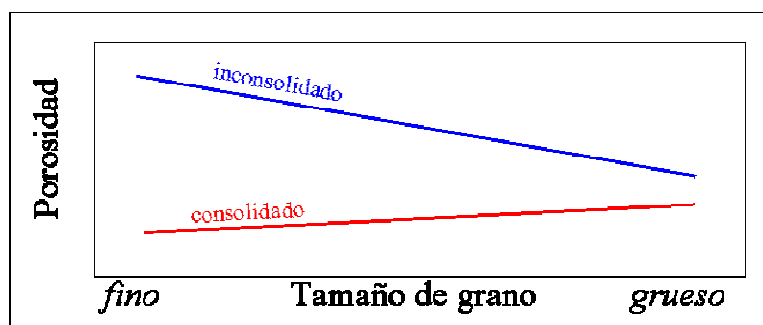
Figura 77: empaquetamientos

Así como la forma de las partículas también afecta valor de porosidad. Aquellas de forma prismática, en función de su distribución pueden pasar del 0% a cerca de 50% de porosidad. En el casos de las conchillas, las mismas suelen exhibir altos valores dado su estructura constructiva (figura 78).



*Figura 78: efecto de la forma en partículas prismáticas y en conchillas (foraminífero)*

En sedimentos de grano grueso la porosidad tiende a disminuir con el aumento del tamaño de grano por un efecto propio de la velocidad de desplazamiento de las partículas y la pérdida de energía cinética que hacen que al depositarse las mismas cuanto más grandes mayor es la presión que ejercen sobre las subyacentes y por lo tanto su empaquetamiento es más apretado. Por el contrario, cuando se consolidan las partículas, las de grano grueso tienden a exhibir mayor porosidad porque son más difíciles de compactar (figura 79).



*Figura 79: variación de la porosidad según el tamaño de grano*

En general, a mejor selección aumenta la porosidad, así como cuando ésta empeora la porosidad disminuye.

El caso extremo lo representa la presencia de material arcilloso. Cuando presente, la porosidad disminuye notoriamente.

Asimismo, tanto la precipitación de cementos (silíceo, calcáreo) como el desarrollo de minerales autigénicos disminuirá la porosidad (figura 80).

La disolución por presión también modifica la porosidad. Las partículas se ven afectadas por efectos de esfuerzos que modifican su solubilidad por acción mecánica resultando en una disminución de la porosidad. Esto sucede porque disminuyen las dimensiones de las mismas y por lo tanto se reduce el espacio poral. Simultáneamente, el material insoluble dentro de las partículas se acumula dentro del espacio poral y por lo tanto ésta también disminuye.

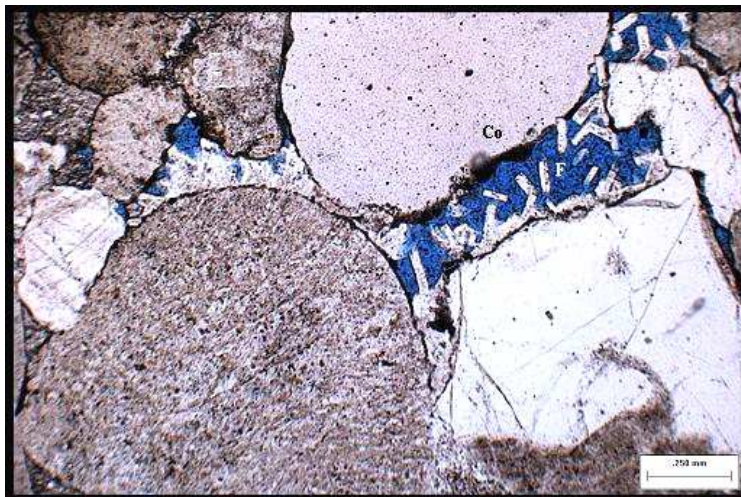


Figura 80: Arenita lítico-feldespática: clastos en mayor proporción de cuarzo monocristalino, feldespato potásico, líticos volcánicos y plagioclasas. Cemento: 15% coatings de arcillas (Co) y cristales autigénicos de feldspatos (F).

La porosidad de las rocas se reduce con la profundidad dado que las mismas se compactan disminuyendo el espacio poral disponible (figura 81). Las rocas se encuentran sometidas a esfuerzos internos producidos por sus fluidos porales y a esfuerzos externos generados por las rocas suprayacentes.

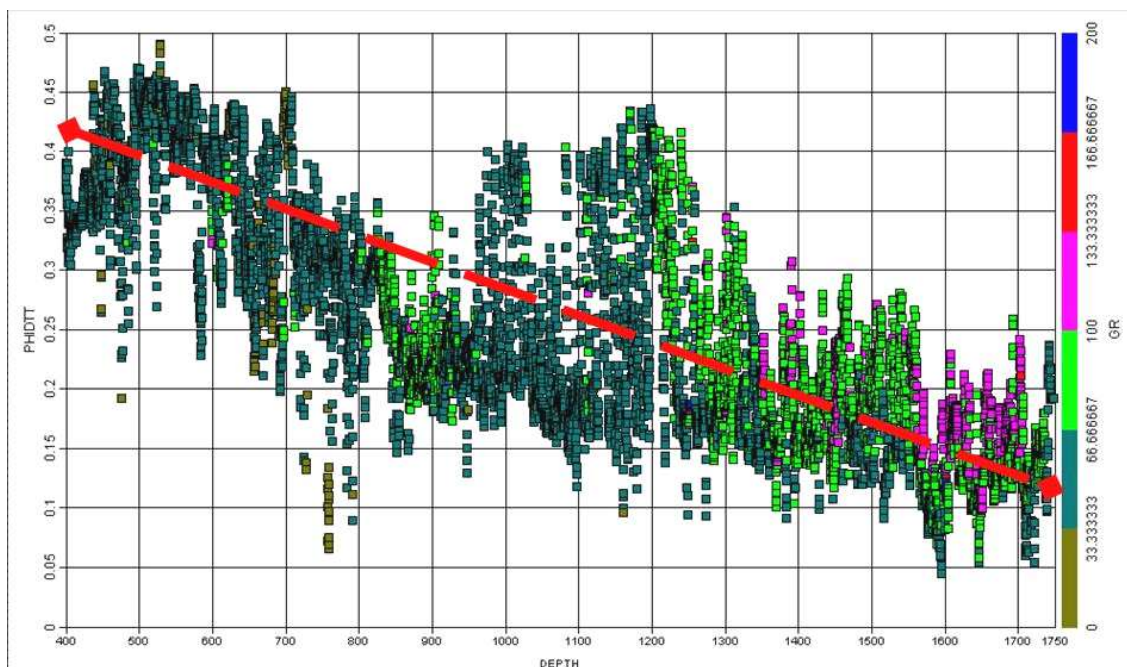


Figura 81: Reducción de porosidad por efectos de la compactación. A 400 mbbp la porosidad es mayor que 40% en tanto que a 1750 mbbp es del 12%



La pérdida de fluidos internos en los reservorios produce cambios en la textura de la roca que sufre fenómenos de compactación. En las arcillas el efecto es más notorio comparado con el resto de las litologías.

Es posible definir 3 tipos de compresibilidad:

- a) de la matriz: cambio de volumen de los granos por unidad de cambio de presión
- b) de la roca: cambio de volumen de roca por unidad de cambio de presión
- c) del espacio poral: cambio de volumen del espacio poral por unidad de cambio de presión

La deformación de los materiales puede expresarse según el coeficiente de compresibilidad poral ( $c_r$ ):

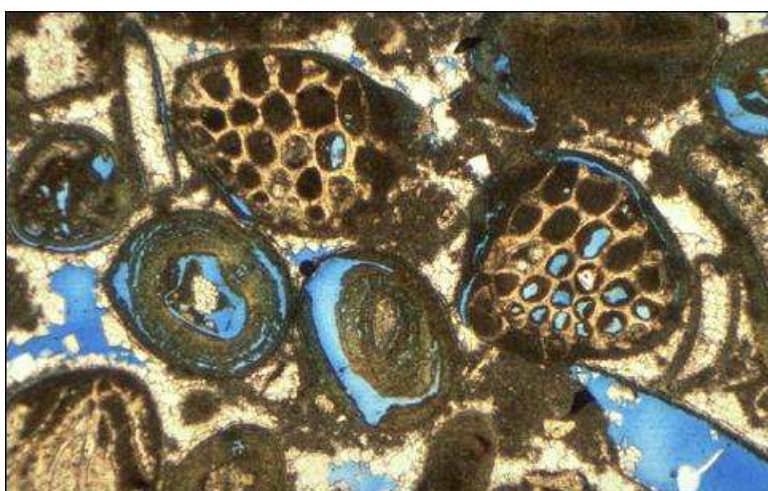
$$c_r = (1 / V_r) (dV_r / dP) \quad \text{con } V_r = \text{volumen de sólidos} \\ P = \text{presión hidrostática}$$

El valor del coeficiente se obtiene saturando la roca con fluido, sumergiendo la roca saturada en una cámara con el fluido, a continuación se aplica presión hidrostática en el fluido y se observan los cambios de volumen de la roca.

En general el coeficiente cumple con la relación

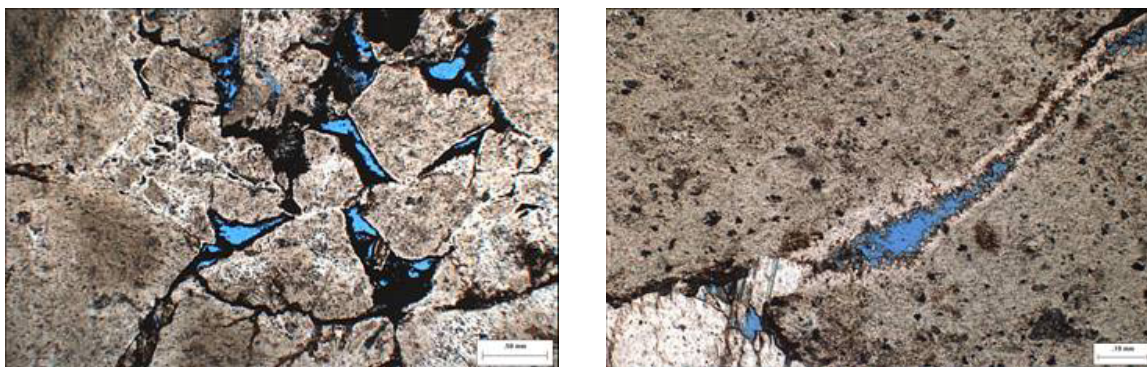
$$3 \times 10^{-6} \text{ psi}^{-1} < c_r < 30 \times 10^{-6} \text{ psi}^{-1}$$

La porosidad en rocas carbonáticas es más variable que en clásticas. Los procesos diagenéticos modifican con mayor impacto la porosidad primaria así es que son frecuentes los sistemas de doble porosidad (figura 82).



*Figura 82: Porosidad intraparticular en oolitas y briozoarios. Intercristalina en el cemento esparítico (con ancho= 3mm)*

Por su parte, tanto en rocas ígneas como en metamórficas se requiere del desarrollo de fracturas para desarrollar porosidad (figura 83).

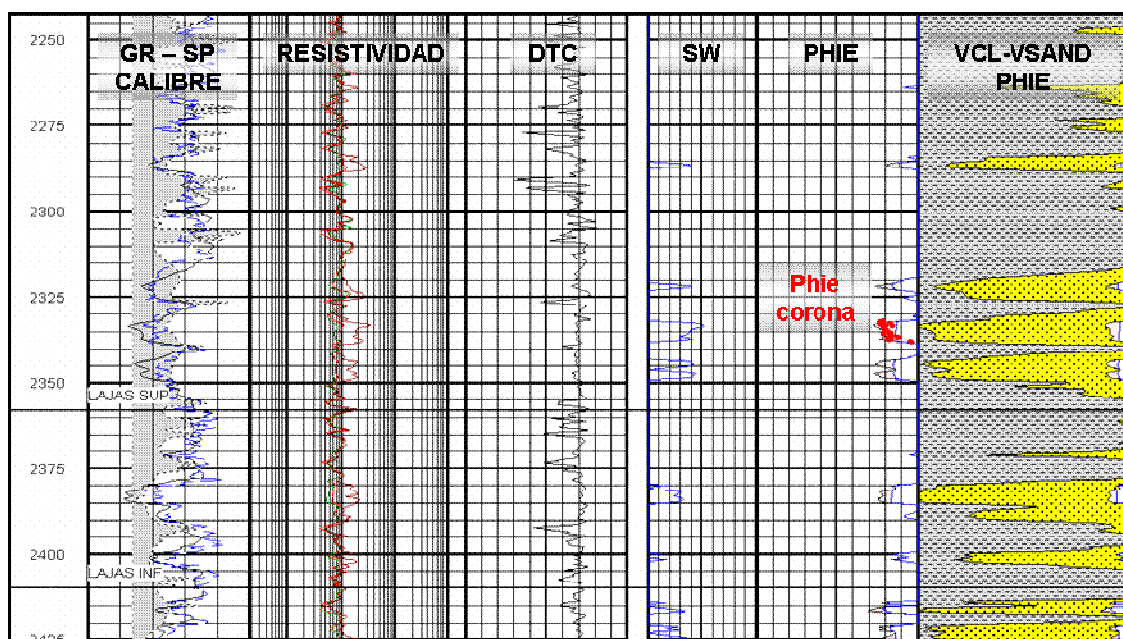


*Figura 83: porosidad por fragmentación (izquierda), por fracturación (derecha) en rocas ígneas (andesitas)*

La medición de la porosidad en los pozos, se realiza a partir de información de perfiles: acústico, neutrón, densidad y resonancia magnética nuclear.

En laboratorio, mediante el análisis de testigos corona o muestras.

Los datos de laboratorio se comparan con los de registros de pozo y así es posible extender la información de testigos corona tanto en forma vertical como horizontal (figura 84).



*Figura 84: evaluación de formaciones y datos de porosidad de corona*

Utilizando histogramas multipozo también es posible analizar la distribución de porosidad para intervalos de reservorios definidos. De esta manera es posible entender de manera apropiada la respuesta de los registros de pozo abierto y su consistencia con la información de testigos corona (figura 85).

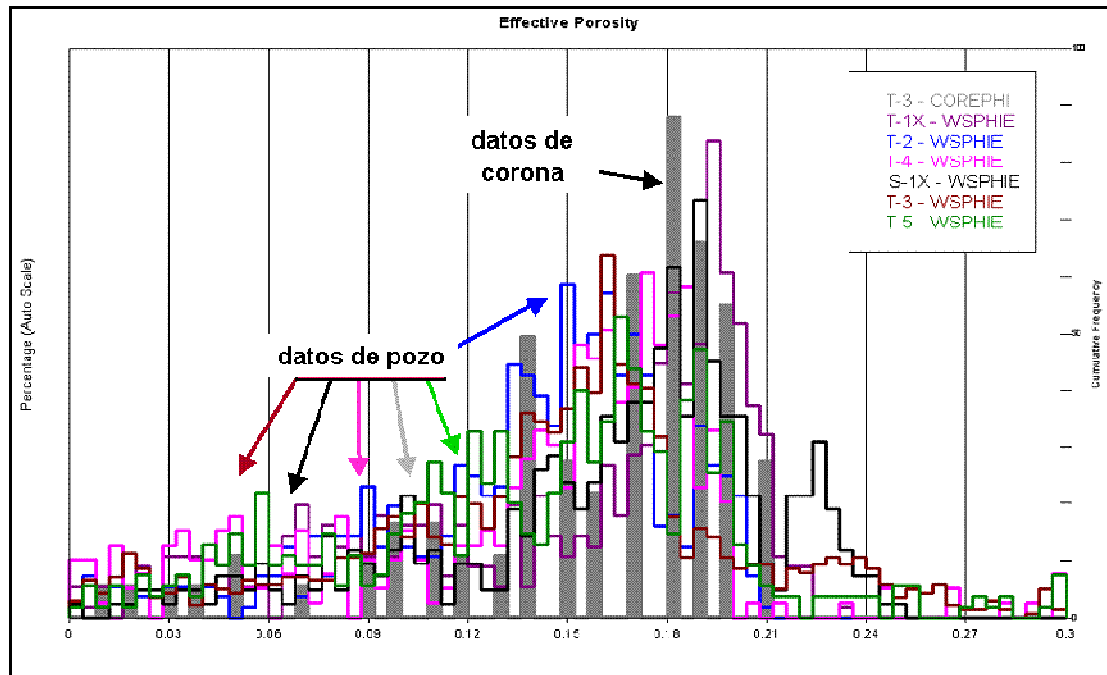


Figura 85: histograma multipozo de porosidad y datos de testigo corona

En la siguiente tabla (figura 86) se presentan ejemplos de valores de porosidad para distintas formaciones productivas de hidrocarburos.

Cuenca	Yacimiento	Formación	Profundidad (mbbp)	Porosidad (%)
Noroeste	Ramos	Huamampampa	3200	2 a 3 (matriz) 1 a 1,5 (fracturas)
Cuyana	Vizcacheras	Papagayos	1800	23
Neuquina	Loma La Lata	Sierras Blancas	3000	20
Golfo de San Jorge	El Tordillo	Mina El Carmen	3000	14
Austral	Campo Bola	Springhill	1650	20

Figura 86: valores de porosidad para distintos reservorios y yacimientos

### Permeabilidad

La permeabilidad ( $k$ ) es una propiedad de los medios porosos que constituye la capacidad de un medio de transmitir fluidos. Representa la inversa a la resistencia al pasaje de fluidos de un material.

Originalmente se la consideraba constante para un medio, sin embargo la realidad nos confirma que su comportamiento no es espacialmente uniforme.

La medición de la permeabilidad es refleja la conductividad a los fluidos de un material.

Depende de la porosidad efectiva, por lo tanto está afectada por:

- tamaño de grano
- forma del grano
- selección
- empaquetamiento
- grado de cementación
- grado de consolidación

La permeabilidad también depende del tipo de arcilla presente (grano muy pequeño, grandes superficies, propiedades eléctricas variables).

La Ley de Darcy (código API 27) establece:

$$v_s = -k / \mu (dP / ds) (p_g / 1.0133) (dz / ds * 10^{-6})$$

*s* = distancia en dirección al flujo, siempre positivo, cm

*v<sub>s</sub>* = flujo de volumen a través de la unidad de área del medio poroso en una unidad de tiempo de distancia *s*, cm/seg

*z* = coordenada vertical, positiva hacia abajo, cm

*p* = densidad del fluido, g/cc

*g* = aceleración de la gravedad, 980.665 cm/seg<sup>2</sup>

*dP / ds* = gradiente de presión a lo largo de *s* en el punto de referencia *v*, atm/cm

*μ* = viscosidad del fluido, cp

*k* = permeabilidad del medio, darcy

1.0133\*10<sup>6</sup> = dina/(cm<sup>2</sup> atm)

La unidad de medida de la permeabilidad es el *darcy*:

Un medio poroso tiene una permeabilidad de 1 *darcy* cuando un fluido de fase única de 1 centipoise de viscosidad que llena completamente el espacio del medio fluye a través de él en condiciones de flujo viscoso a razón de un caudal de 1 cm<sup>3</sup> por segundo en una sección de 1 cm<sup>2</sup> bajo la acción de una presión o gradiente de presión hidráulico de 1 atmósfera por centímetro.

Características de la definición de permeabilidad:

- Condición de flujo viscoso implica que el caudal es lo suficientemente lento como para reflejar los cambios de presión.
- Para que la permeabilidad sea una propiedad del medio poroso, el fluido debe estar saturándolo el 100%.

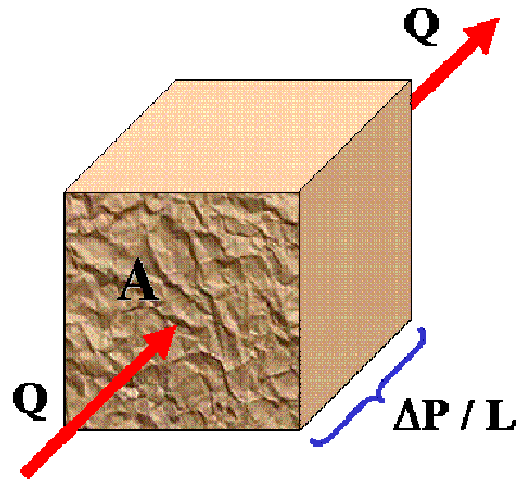


- El fluido no debe reaccionar con el medio poroso dado que si lo hace modifica al mismo, siendo entonces la permeabilidad dependiente del paso de fluido.

En un flujo horizontal (figura 87) se cumple:

$$Q = k A (P_1 - P_2) / \mu L$$

Figura 87: flujo horizontal



En un flujo radial (figura 88) se tiene:

$$Q = 2 \pi k h (P_e - P_w) / \mu \ln (r_e / r_w)$$

Q= caudal, cc/seg

k= permeabilidad, darcys

h= espesor, cm

$\mu$  = viscosidad, cp

$P_e$  = presión en el borde externo, atm

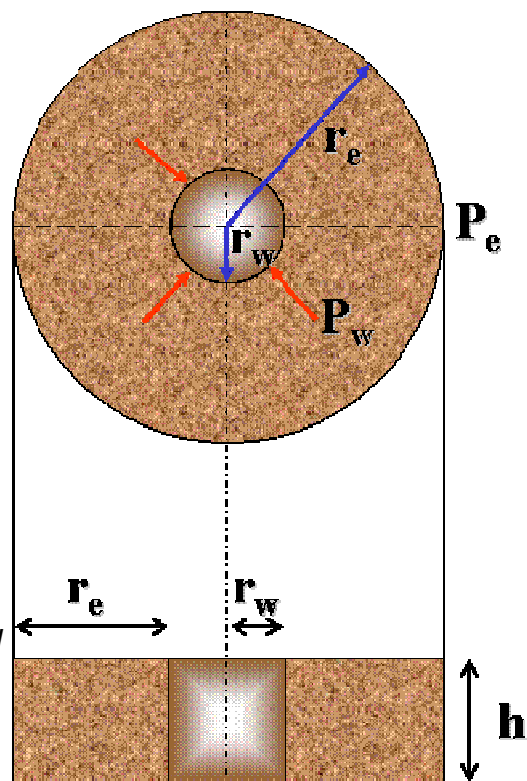
$P_w$  = presión en el borde interno, atm

$r_e$  = radio externo, cm

$r_w$  = radio interno, cm

ln= logaritmo natural en base e

Figura 88: flujo radial



La presencia de arcillas modifica la permeabilidad independientemente de la porosidad (figuras 89 y 90).

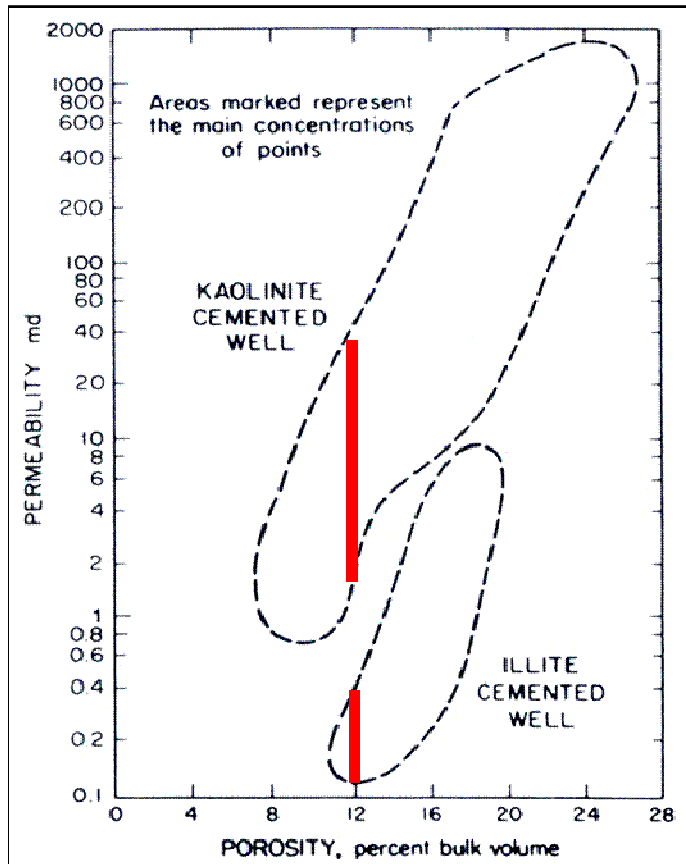


Figura 89: Para una misma porosidad, dependiendo de la arcilla se tienen rangos de permeabilidad diferentes.



Figura 90: el agua se distribuye de distinta manera en la illita y el cuarzo

La realidad nos demuestra que el espacio poroso en las rocas no es constante y por lo tanto existen variaciones asociadas en sus propiedades. Esta característica provee de cambios en la forma que los fluidos pueden moverse en el medio, tal es el caso de la permeabilidad. La presencia de capas, bloques o anillos concéntricos en los que la permeabilidad permanece constante nos permite modelarla según distintos tipos de premediación (figuras 91 y 92).

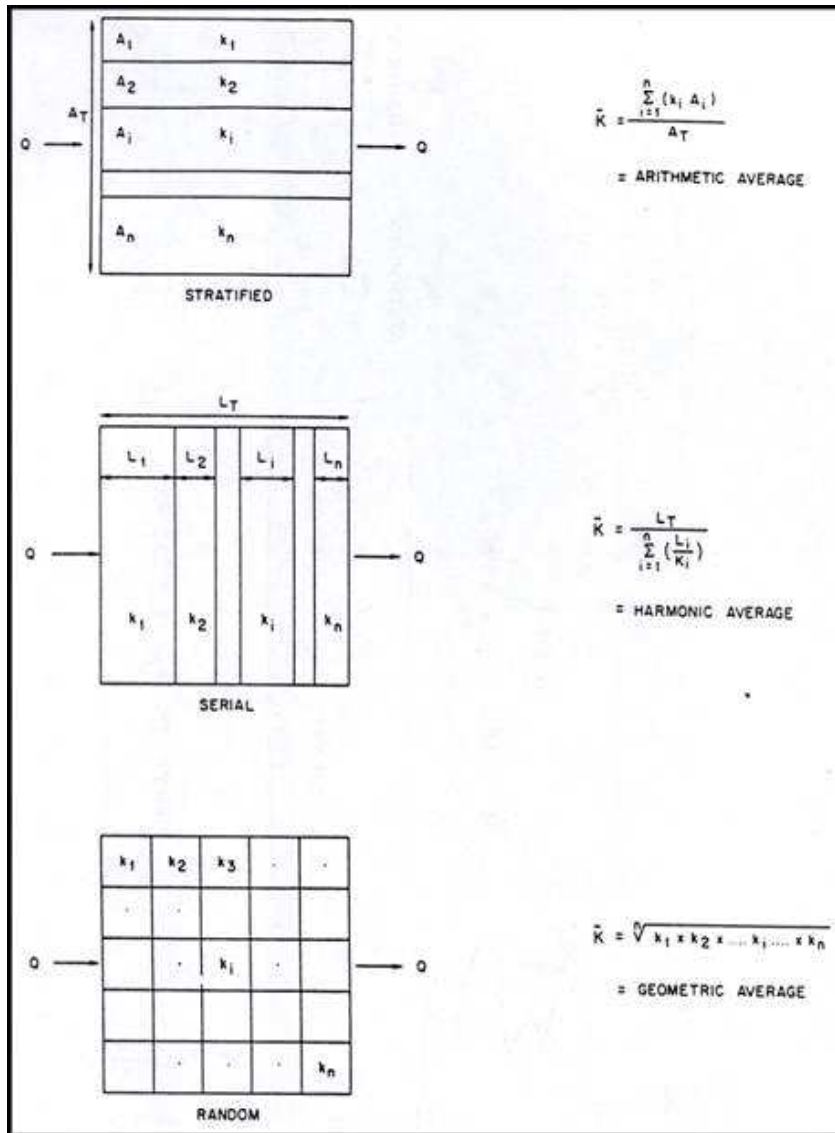


Figura 91:  
Promediación de la  
permeabilidad en  
función de la  
heterogeneidad

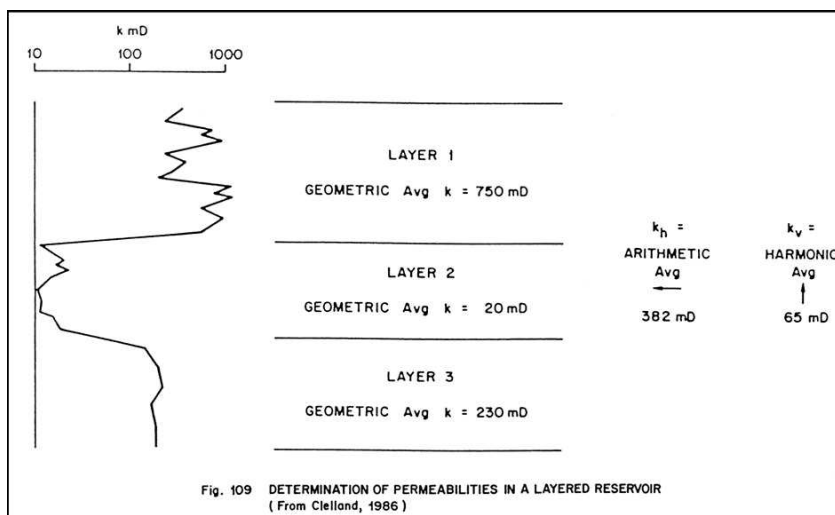


Figura 92: variación  
en la estimación de  
la permeabilidad

La permeabilidad efectiva es una medida relativa de la conductancia del medio poroso para un fluido cuando el medio está saturado por más de un fluido. Se simboliza como:  $k_o$ ,  $k_w$ ,  $k_g$

$k_o$  (60,13) es  $k$  efectiva con 60% petróleo, 13% agua y 27% gas

La permeabilidad relativa es la relación entre la permeabilidad efectiva de un fluido a un valor de saturación respecto de la permeabilidad de ese fluido al 100% de saturación (permeabilidad absoluta).

$k_{ro}$  (50,30) =  $k_o$  (50, 30) /  $k$

$k_{rw}$  (50,30) =  $k_w$  (50, 30) /  $k$

$k_{rg}$  (50,30) =  $k_g$  (50, 30) /  $k$

Se hace referencia a la permeabilidad primaria cuando se menciona la original en tanto que la secundaria es aquella que se vio modificada.

Los valores de permeabilidad varían sustancialmente cuando se pasa de sedimentos a rocas y cuando éstas presentan fracturas (figura 94).

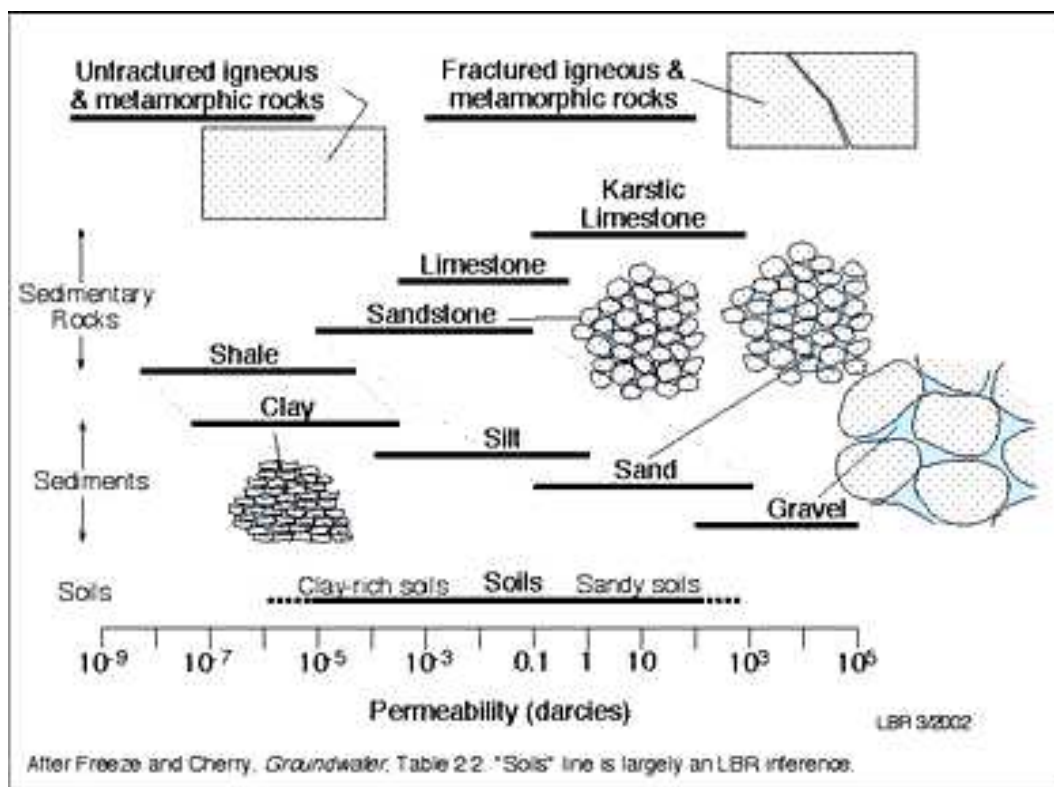


Figura 94: valores de permeabilidad según el tipo de sedimento, roca y presencia de fracturas

Para las mediciones de permeabilidad en laboratorio se emplean *plugs* o muestras a pleno diámetro. Se hace circular un fluido de viscosidad conocida



en una muestra de tamaño determinado, midiendo las presiones diferenciales y los caudales, según Darcy:  $Q = A k \Delta P / L \mu$   $k = (Q / A) (L / \Delta P) \mu$

También es posible medir los valores de permeabilidad a través del empleo de un permeabilímetro. Este dispositivo permite efectuar mediciones discretas a intervalos definidos con una alta densidad de muestreo.

Uno de los factores que afectan las mediciones de permeabilidad es el efecto de “Slippage” del gas -efecto Klinkenberg-. Este fenómeno sucede cuando el diámetro del capilar se aproxima al promedio del paso libre de gas (que es función del peso molecular y la energía cinética). Es un efecto que depende del tipo de gas que fluye por el medio. A menor peso molecular mayor slippage. El resultado final es que las permeabilidades medidas serán mayores a las verdaderas por lo que resulta fundamental efectuar correcciones sobre las mismas para compensar ese incremento.

Otro factor que afecta la permeabilidad es la reactividad de los fluidos al circular en un medio poroso determinado. Este fenómeno altera el espacio poral. El resultado es que se modifica el medio poroso y por ende su permeabilidad. El ejemplo más concreto lo representan las arcillas expandibles frente a la circulación de aguas. El grado de hidratación depende de la salinidad. La incorporación de  $H_3O^+$  que ingresa en la estructura del mineral, tal el caso de las esmectitas (montmorillonita, por ejemplo) que cambia su volumen en 10 y hasta 40 veces al hidratarse.

Adicionalmente, un fenómeno que altera los valores de permeabilidad es el debido al efecto que se produce al extraer la muestra de roca (testigo corona), sacarlo de su condición de P y T de reservorio y llevarlo a superficie. El resultado final es que la textura original de la roca puede verse alterada y por lo tanto verse modificada su permeabilidad original. El fenómeno de compactación puede disminuir la misma en hasta un 60%.

Al igual que sucede con la porosidad, es posible cotejar los valores medidos en laboratorio con aquellos estimados a partir de correlaciones con información de registros de pozo (figuras 95 y 96).

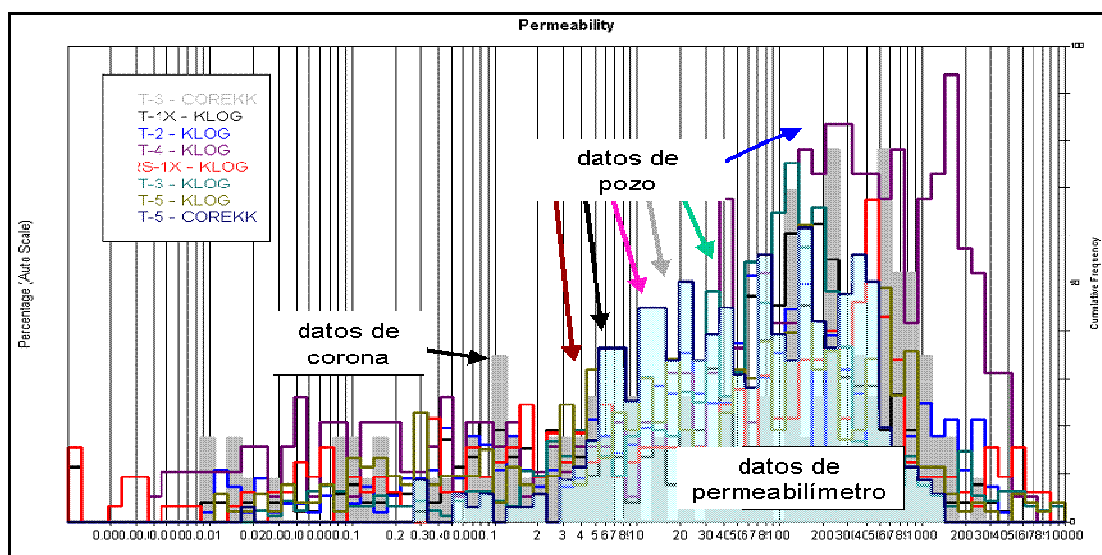


Figura 95: histograma con permeabilidades de corona, permeabilímetro y perfil

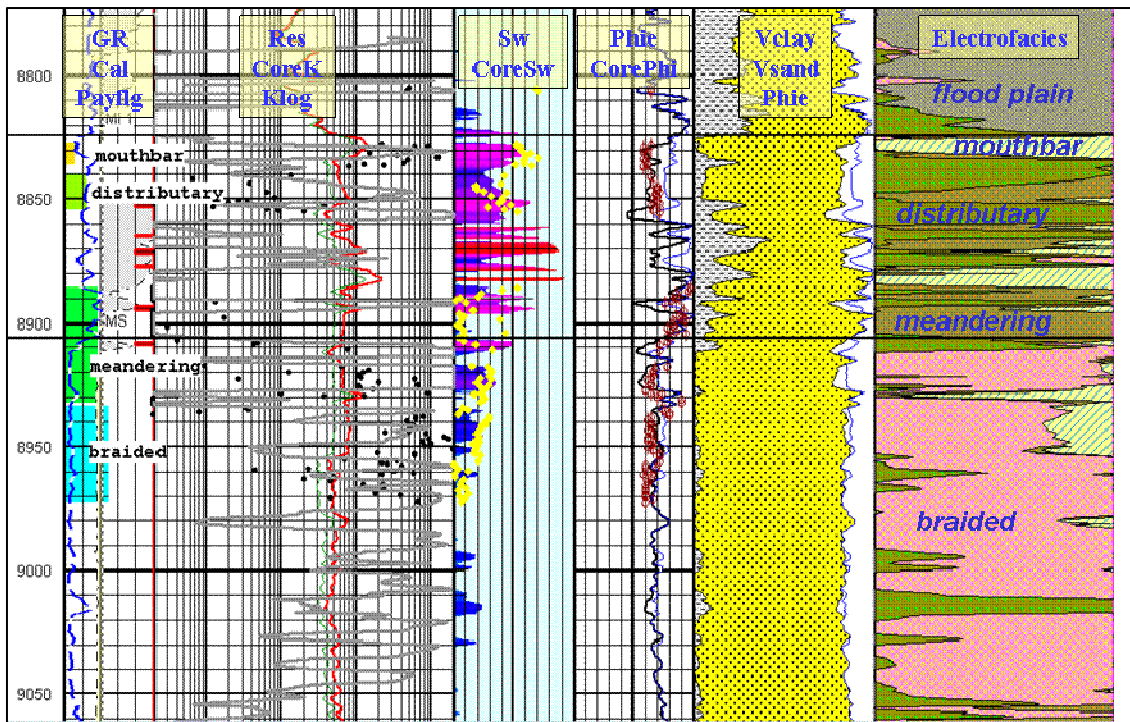


Figura 96: ejemplo de validación de porosidad, permeabilidad y saturación de agua cotejando datos de corona y perfiles

Una de las correlaciones más empleadas es aquella que vincula la porosidad con la permeabilidad (figura 97).

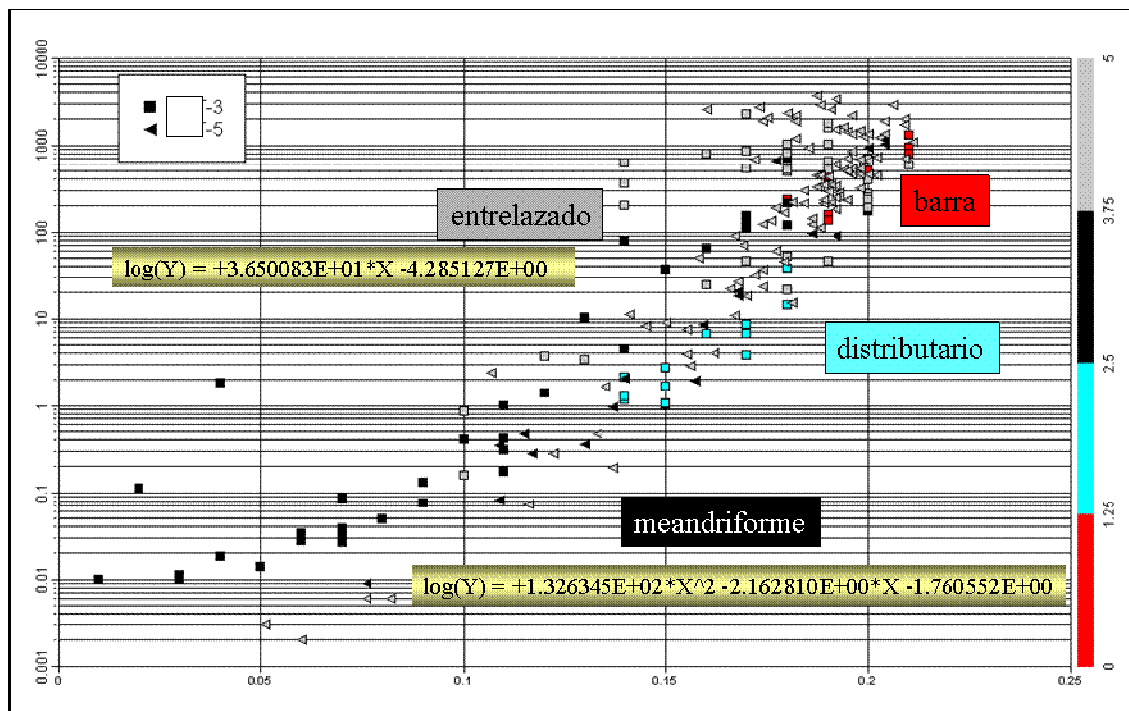


Figura 97: correlación porosidad-permeabilidad en función de distintos ambientes depositacionales

## 7. CUENCAS PRODUCTIVAS DE ARGENTINA

En Argentina, de las 33 cuencas sedimentarias identificadas, tan solo 5 son productivas de hidrocarburos: Austral, Cuyana, Golfo San Jorge, Neuquina y Noroeste (figura 98). El 13 de diciembre de 1907 se descubrió petróleo en la Cuenca del Golfo San Jorge mediante la perforación de un pozo en Comodoro Rivadavia. La Cuenca Neuquina se agregó en 1918 así como la Cuenca del Noroeste lo hizo en 1926. La Cuenca Cuyana se sumó en 1932 y la Cuenca Austral en 1949. La figura 99 presenta valores de producción a Diciembre 2010.



Figura 98: mapa de cuencas productivas en la República Argentina

Producción por Cuenca				
Cuenca	Petróleo		Gas natural	
	dic-13		dic-13	
	m3/día	%	Mm3/día	%
<b>Totales</b>	85.921	100	113.447	100
<b>GOLFO SAN JORGE</b>	41.684	48,51	14.421	12,71
<b>NEUQUINA</b>	34.625	40,3	62.267	54,89
<b>CUYANA</b>	4.694	5,46	159	0,14
<b>AUSTRAL</b>	3.637	4,23	27.996	24,68
<b>NOROESTE</b>	1.281	1,49	8.603	7,58

Figura 99: tabla comparativa de producción por cuenca (Diciembre 2013)

El siguiente resumen ha sido realizado a partir de información publicada en:

Bogetti, D., J. Scolari y C. Regazzoni, 2002. Cuenca Cuyana : marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera. En *Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, 2002.

Chebli, G., J. Cortiñas, L. Spaletti, L. Legarreta y E. Vallejo, 2005. *Frontera exploratoria de la Argentina*. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, 2005.

Disalvo, A., 2002. Cuenca del noroeste: marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera. En *Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, 2002.

Homovc, J. y M. Lucero, 2002. Cuenca del Golfo San Jorge: marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera. En *Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, 2002.

Kozlowski, E., G. Vergani y A. Boll, 2005. *Las trampas de hidrocarburos en las cuencas productivas de Argentina*. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, 2002.

Legarreta, L., H. Villar, G. Laffitte, C. Cruz y G. Vergani, 2005. Cuenca Neuquina. En *Frontera exploratoria de la Argentina*. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, 2005.

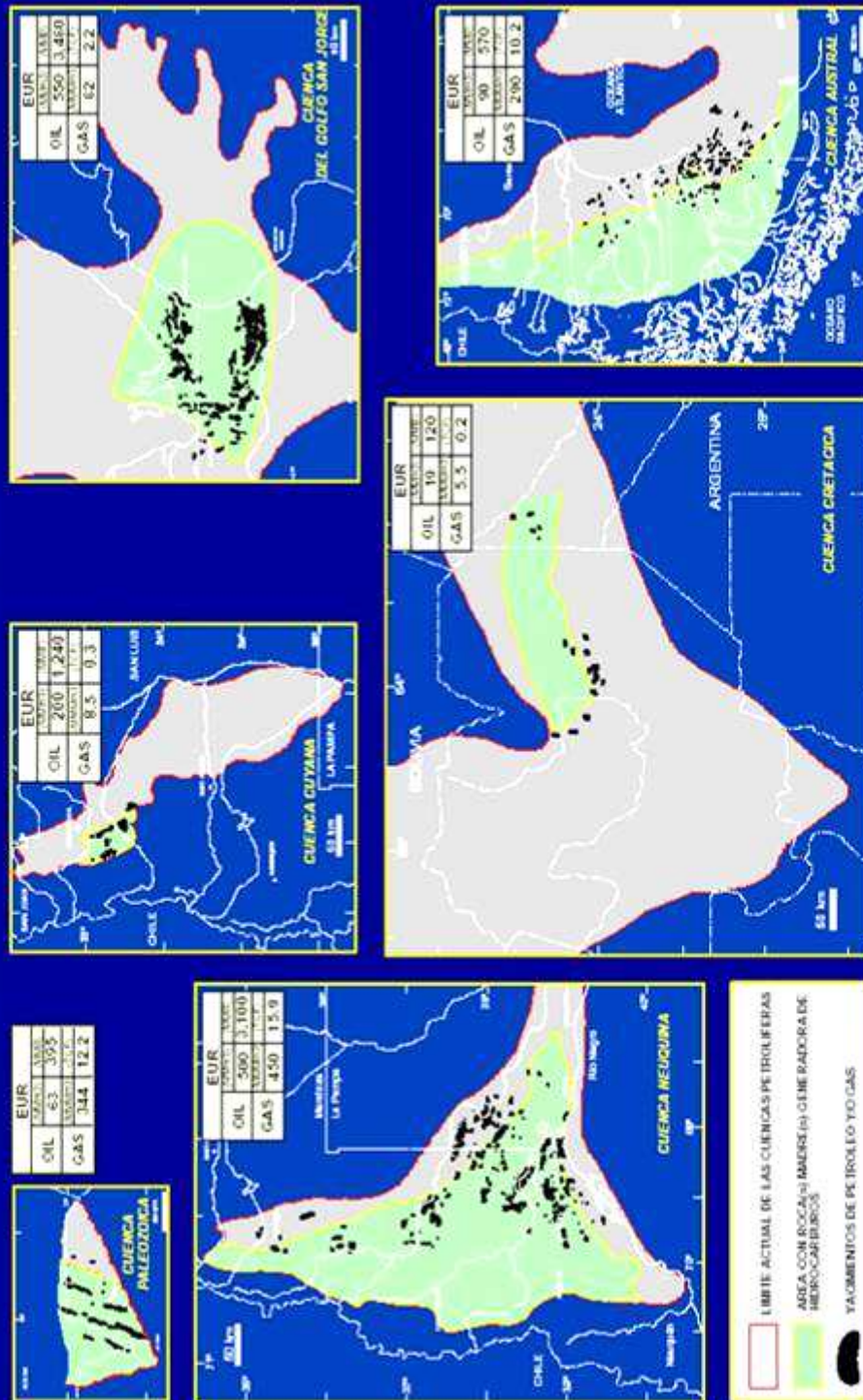
Mendiberri, H. y O. Carbone, 2002. Cuenca Neuquina: marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera. En *Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, 2002.

Rodriguez, J. y M. Miller, 2005. Cuenca Austral. En *Frontera exploratoria de la Argentina*. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, 2002.

Schiama, M., G. Hinterwimmer y G. Vergani, 2002. *Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, 2002.



## LOS HIDROCARBUROS DE LAS CUENCAS PETROLIFERAS DE ARGENTINA



LEGARRETA et al., 2000; ULIANA et al., 1999; VILLAR et al., 1998.

## CUENCA AUSTRAL

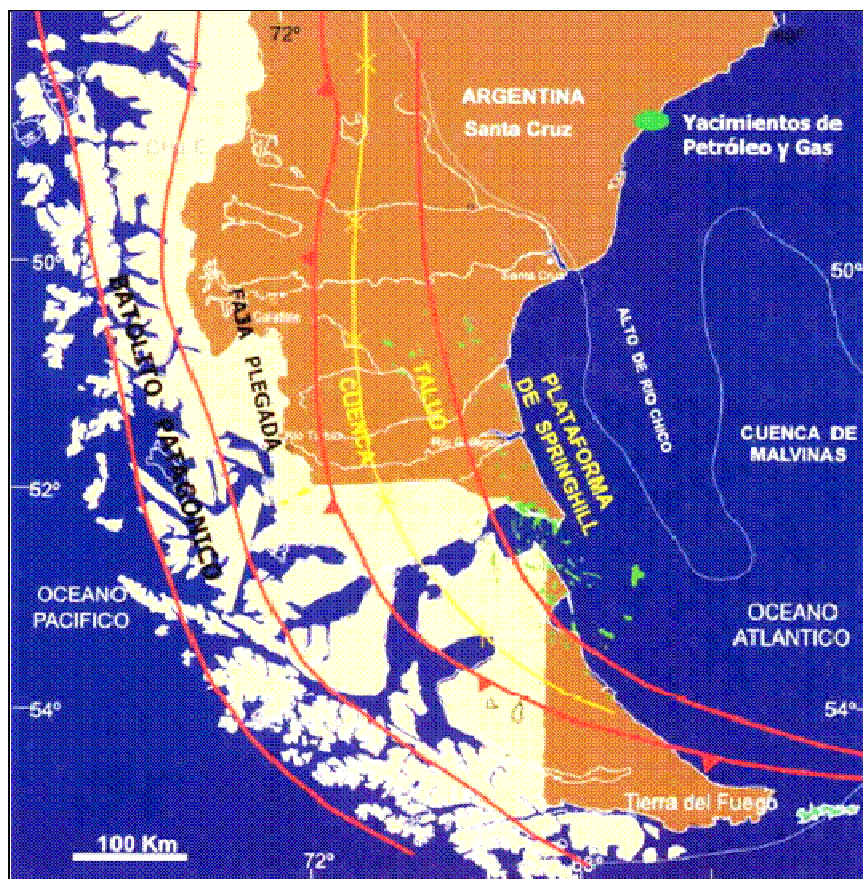
La Cuenca Austral también se conoce como Cuenca de Magallanes y se ubica en el extremo sur del continente americano, en la provincia argentina de Santa Cruz, en la provincia chilena de Magallanes, en la Isla Grande de Tierra del Fuego y sobre una importante superficie de la Plataforma Continental Argentina.

La misma, cubre una superficie total de unos 230.000 km<sup>2</sup> de los cuales el 85% se desarrolla en la República Argentina.

La columna sedimentaria alcanza un espesor máximo de 8.000 metros, con desarrollo casi exclusivo de rocas clásticas. Los sedimentos carbonáticos sólo se presentan en algunas posiciones de la cuenca y tienen espesor reducido.

De su extensión solo un tercio ha sido investigado y puede considerársela como exploratoriamente madura únicamente en ese sector y para su reservorio clásico (Formación Springhill). El resto de los reservorios potenciales y parcialmente probados apenas alcanzan un estadio inicial de madurez exploratoria.

El marco tectónico de la cuenca se circunscribe al extremo suroccidental de la placa sudamericana y su límite meridional lo constituye el borde norte de la placa de Scotia.



Cuenca Austral

Su historia geológica está relacionada a tres etapas tectónicas principales:

a) Etapa de rift. Se reconocen dos fases principales de rifting relacionadas a la ruptura de Gondwana, una a los 170 Ma que afectó principalmente al Macizo del Deseado y está representada en la Cordillera Patagónica por el denominado Complejo el Quemado, constituido por potentes espesores de dacitas y andesitas controlados por fallas directas e interdigitadas con sedimentos psefíticos. La otra fase, relacionada a términos volcánicos más ácidos, se desarrolló en el Jurásico superior (150 Ma) y estaría relacionada a la instalación de una cuenca marginal (Cuenca de Rocas Verdes), asociada a la apertura del Mar de Wedell, en el sector suroeste de la cuenca. Contemporáneamente se desarrollaron grabenes y hemigrabenos rellenos por rocas volcánicas y volcanoclásticas interdigitadas con sedimentos epiclásticos, cada vez más jóvenes hacia el este.

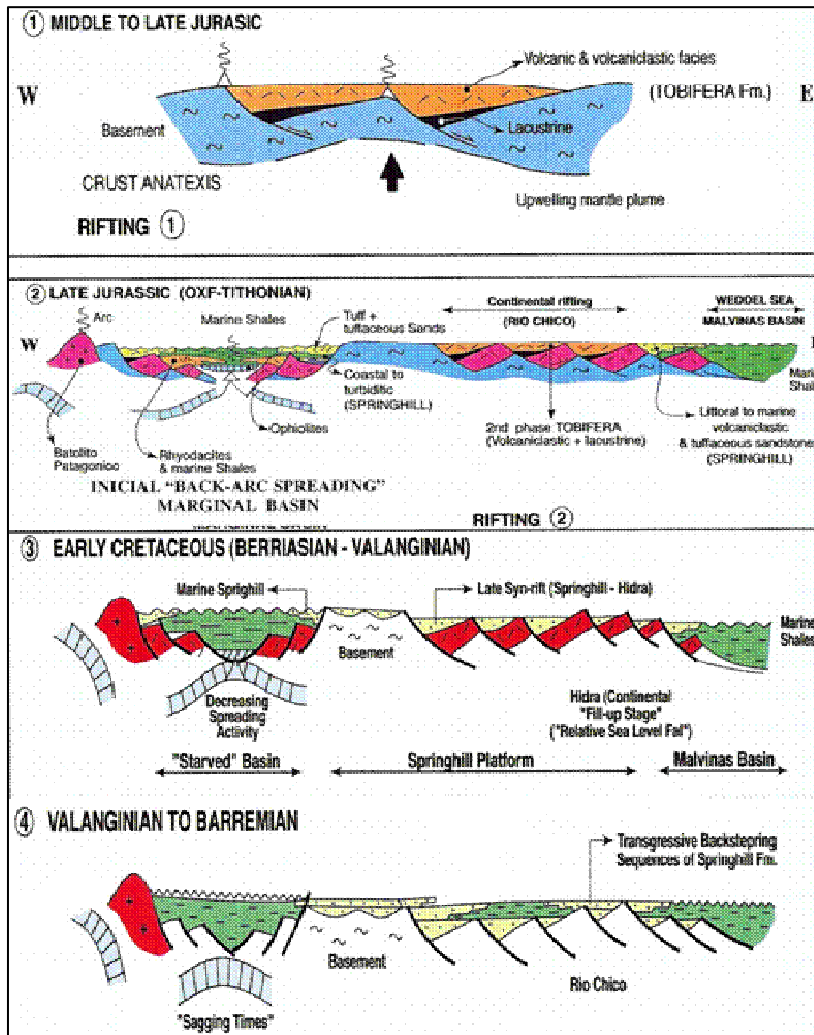
Como consecuencia de esta actividad tectónica se produce una ingresión marina generalizada, originando depósitos clásticos de carácter transgresivo y edad Oxfordiana-Kimmeridgiana, que cuando presentan facies arenosas, estas se incluyen dentro de la Formación Springhill.

b) Etapa de hundimiento termal. Con el detenimiento de la actividad tectónica comienza el período de sag durante el cual se desarrollan los típicos depósitos transgresivos de la Formación Springhill, que traslapan los bordes de la cuenca extendiéndose hasta el Barremiano.

c) Etapa de antepaís. Esta etapa presenta varias fases las que dan origen a múltiples cuencas de antepaís. La primera se relaciona al inicio del ciclo Patagónico con un episodio de deformación a fines del Barremiano, responsable de la continentalización del sector norte de la cuenca y que se corresponde con una aceleración en la velocidad de convergencia reconocida en todo el margen pacífico del continente desde Colombia a los Andes Australes. El segundo episodio se desarrolla entre el Cenomaniano superior y el Coniaciano inferior (96-84 Ma) y estaría relacionado con el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes y coincide con la máxima actividad magmática registrada en el Batolito Patagónico a los 98 Ma que culmina con la colisión de una dorsal oceánica vinculada con la Adakita Puesto Nuevo (dacita porfírica con plagioclasa y hornblenda), emplazada entre los 85 y 76,7 Ma.

Los siguientes episodios están relacionados con el ciclo Andico (orogenia andina) del cual se reconocen dos fases principales: la primera de ellas relacionada a la Orogenia Incaica (convergencia entre la placas de Farallón y Sudamericana hasta los 26 Ma), sincrónica con la mayor actividad registrada para el basalto Posadas (efusión de intraplaca hacia el oeste del Macizo del Deseado constituido por basalto alcalino de 62 a 35 Ma) y asociada con un período de rápida velocidad de convergencia en el Eoceno medio a superior; la segunda, se desarrolla durante el Neógeno, vinculada con la Orogenia Quechua (ruptura de la placa de Farallón en las placas de Nazca y Cocos -27 a 26 Ma- sumado al inicio de una fuerte convergencia ortogonal en los Andes) y relacionada a otro período de alta velocidad de convergencia, resultando el emplazamiento de cuerpos intrusivos graníticos miocenos, la colisión de la

dorsal sísmica de Chile, la estructuración actual de la faja plegada y corrida y el alzamiento definitivo de la cordillera.



Evolución tectónica de la Cuenca Austral

La sedimentación de la cuenca se reconoce de acuerdo con seis ciclos tectosedimentarios, a saber:

Ciclo 1: depósitos de rift, incluye a la Serie Tobífera y a los depósitos transgresivos del oeste de la cuenca. Los depósitos que colmatan los hemigrabens constituyen el hemiciclo regresivo. Durante este ciclo se depositan las rocas madres lacustres relacionadas a la Serie Tobífera y las marinas de plataforma, los reservorios probados lo constituyen principalmente la Formación Springhill, en sus secuencias más antiguas y los depósitos volcanoclásticos de la Serie Tobífera.

Ciclo 2: hemiciclo transgresivo constituido por el par reservorio-roca madre Formaciones Springhill y Río Mayer Inferior y equivalentes. El hemiciclo regresivo está relacionado a los sistemas progradacionales deltáicos y fluviales (Formaciones Río Belgrano y Río Tarde).

Ciclo 3: afectado por los movimientos Patagonídeos responsables de la formación de la cuenca de antepaís desarrolla al norte la cuenca austral. El

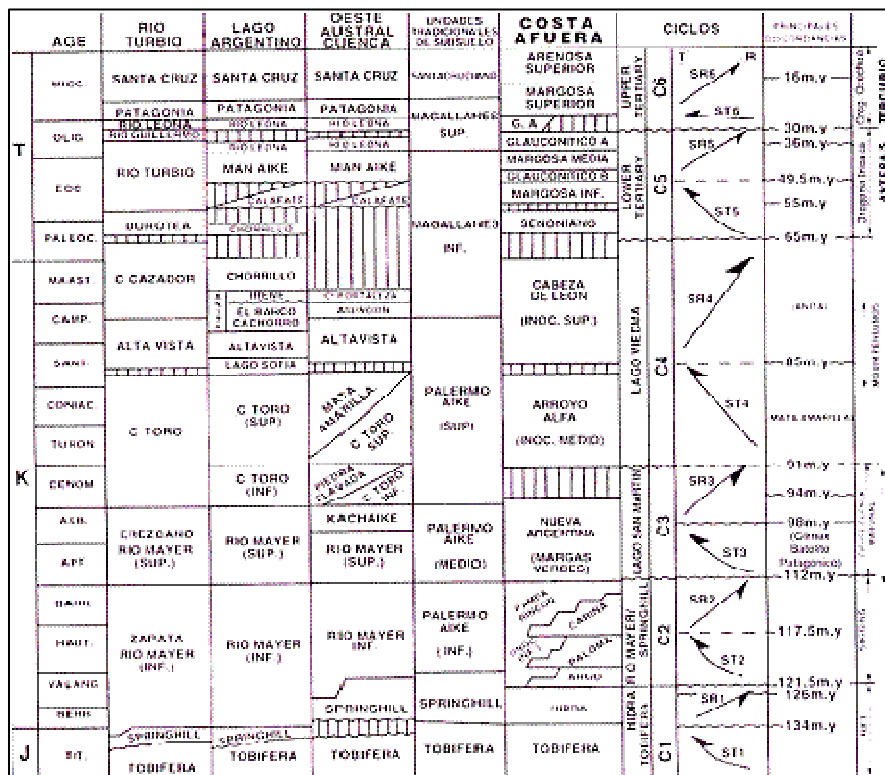


hem ciclo transgresivo está asociado a las facies deltáicas y de plataforma asociadas a las Formaciones Arroyo Potrancas y Río Mayer Superior. El hem ciclo regresivo está representado por las secuencias deltáicas de la Formaciones Kachaike y Pedra Clavada y las turbiditas de la Formación Cerro Toro. A este ciclo se asocian los reservorios probados de la Formación Piedra Clavada, potenciales de la Formación Cerro Toro y las rocas generadoras de hidrocarburos presentes en la formación Río Mayer Superior.

Ciclo 4: el hem ciclo transgresivo lo representan las Formaciones Mata Amarilla (potencial roca madre y reservorio) y Cerro toro Superior, en facies de plataforma y talud. Su par regresivo está constituido por los depósitos del Grupo Anita que incluyen facies fluviales, deltáicas, marino-marginales y de talud, en el sector oeste progradando hacia la cuenca. En el sector oriental de la cuenca se incluyen los depósitos de las Formaciones Palermo Aike Superior y Magallanes Inferior, las que presentan facies de plataforma.

Ciclo 5: el hem ciclo transgresivo está constituido por las Formaciones Dorotea y Calafate y la sección inferior de la Formación Río Turbio (oeste de la cuenca) y sus equivalentes en la faja plegada fueguina las Formaciones Agua Fresca y Ballena Inferior en Chile y la Formación Punta Torcida en Argentina. Su par regresivo está compuesto por las formaciones Man Aike, Río Turbio y sección inferior de Río Leona.

Ciclo 6: ocurre durante el Neógeno y sus depósitos apoyan en discordancia angular.



Cuadro estratigráfico de la Cuenca Austral

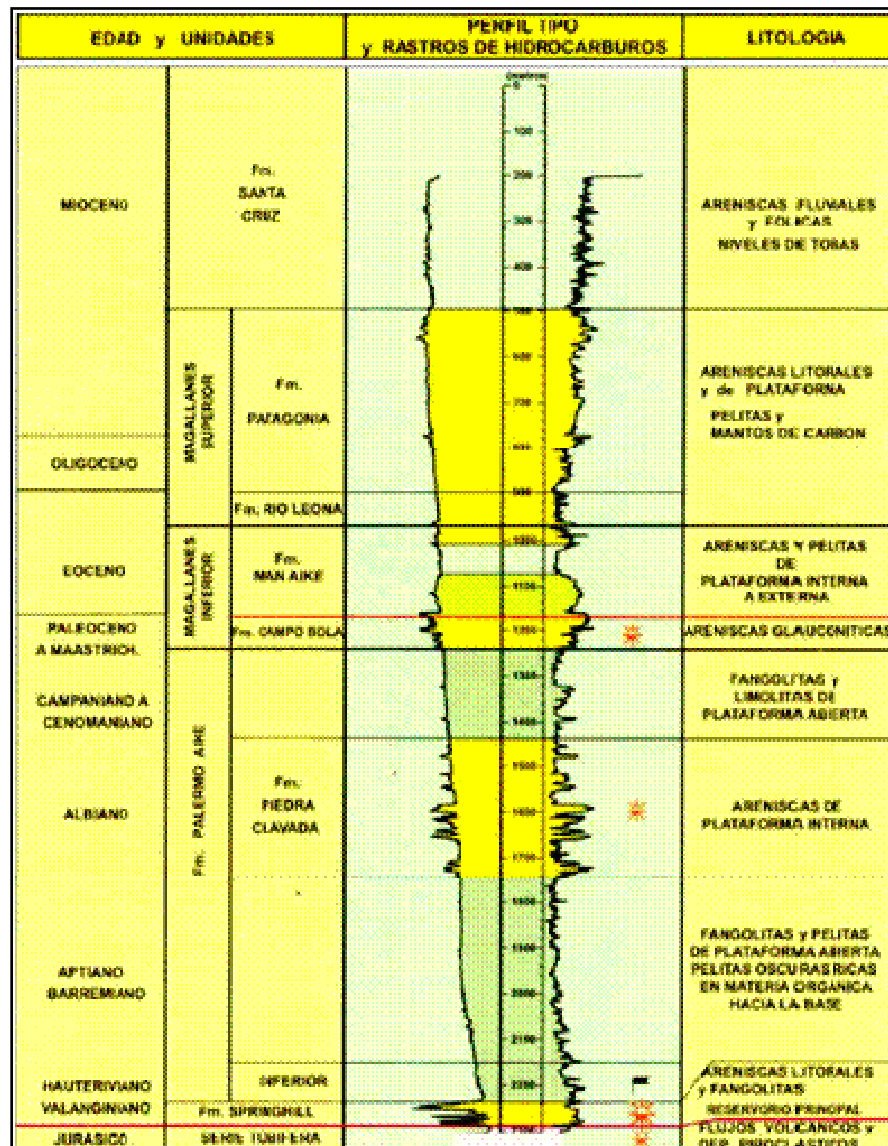
Los sistemas petroleros reconocidos corresponden a:

**Inoceramus inferior – Springhill.** Es el que ha aportado la mayor cantidad de hidrocarburos descubiertos. La roca madre son las lutitas negras marinas de la Formación Inoceramus Inferior (Palermo Aike Inferior) y los reservorios son las areniscas de la Formación Springhill y en menor medida las Formaciones Magallanes Inferior, Piedra Clavada y la Serie Tobífera.

### Margas Verdes – Magallanes Inferior

### Tobífera – Tobífera/Springhill

En la siguiente figura se presenta el perfil tipo en subsuelo para la cuenca al este de Santa Cruz.

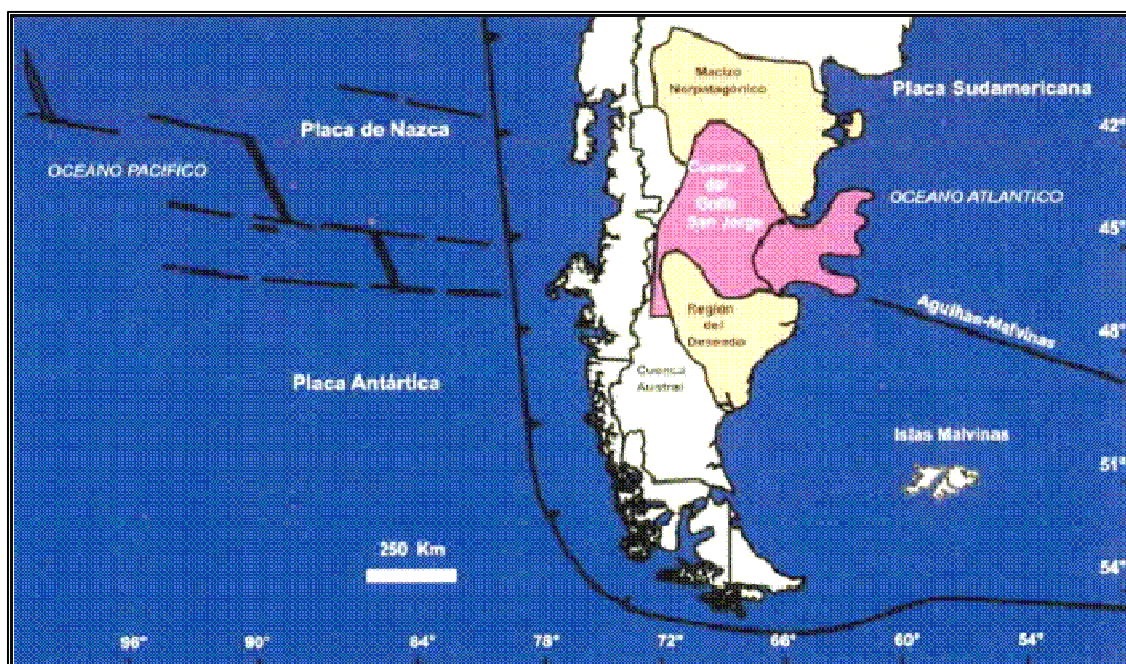


## CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE

La Cuenca del Golfo San Jorge, ubicada en la región patagónica central de Argentina es una cuenca extensional desarrollada sobre corteza continental de edad paleozoica. Su relleno principal ocurrió durante las etapas de rifting del Jurásico Tardío-Cretácico temprano y las sucesivas etapas del sag Cretácico, siendo su origen predominantemente lacustre y fluvial.

El límite Cretácico-Terciario está caracterizado por una ingresión marina atlántica, que genera una discordancia regional por encima de la cual se depositaron sedimentos continentales y marinos. La superficie de la cuenca alcanza los 180.000 km<sup>2</sup>, la tercera parte ubicada costa afuera. Elongada en sentido este-oeste y de bordes irregulares, el espesor de su relleno supera los 7.000 metros en la parte central.

Estructuralmente la cuenca presenta dos flancos que comprenden fosas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior limitadas por fallas escalonadas hacia la parte central de la cuenca y una faja de deformación compresiva dispuesta meridionalmente, en su sector occidental.



Cuenca del Golfo San Jorge

Los depósitos del rift temprano incluyen las unidades pertenecientes al Grupo Bahía Laura depositadas durante el Jurásico Medio y compuestas por riolitas, pórfidos riolíticos, tobas y brechas volcánicas. Las unidades del rift tardío presentan una distribución de espesores y facies que denotan un control relacionado al movimiento individual de las fallas y comprende a las Formaciones Anticlinal Aguada Bandera y Pozo Cerro Guadal (ambas rocas generadoras).

El Grupo Chubut constituye el relleno principal de la cuenca en su etapa de sag compuesto por sedimentitas continentales con participación piroclástica que alcanzan varios miles de metros de espesor. Han sido depositadas entre el Barremiano Tardío y el límite Cretácico-Terciario y en su tercio inferior se encuentra la principal roca generadora de la cuenca, la Formación Pozo D-129. Esta se ha depositado en un ambiente lacustre con una distribución litofacial concéntrica de capas rojas y piroclásticas ubicadas en los bordes hasta depósitos lutíticos oscuros en la parte central de la cuenca. En la sección media y superior del Grupo Chubut, se disponen los reservorios productivos más importantes de la cuenca, las Formaciones Mina del Carmen, Castillo, Bajo Barreal, y sus equivalentes Comodoro Rivadavia, Cañadón Seco, Yacimiento El Trébol y Yacimiento Meseta Espinosa. Corresponden a un sistema fluvial efímero, que aporta a cuerpos lacustres someros, alimentado por incrementos bruscos en la descarga asociados con actividad volcánica, y sin una red de avenamiento permanente.

Unidad Estratigráfica			Espe- sor	Litología y Paleambiente	Roca Madre	Roca Reservorio	Roca Sella	
TERCIARIO			300 - 1000 m.	Marino costa afuera - Plataforma Marginal - Estuarino - Fluvial - Palustre - Eólico				SAG
CRETACICO SUPERIOR	GRUPO CHUBUT	Fm. Bajo Barreal Mbros. Superior  Eg.: Fm. Yac. El Trébol y Fm. Yac. Meseta Espinosa	700 -1000	Deltáico  Fluvial				
		Fm. Bajo Barreal Mbros. Inferior  Eg.: Fm. C. Rivadavia y Formación Cañadón Seco	700 -1000	Fluvial entrelazado  Fluvial y lacustre				
		Fm. Castillo  Eg.: Fm. Mina del Carmen	400 -1500	Fluvial sinuoso  Fluvial y lacustre				
		Fm. Matasiete + Fm. Pozo D-129	900 -2500	Fluvial y lacustre  Lacustre				
CRETACICO INFERIOR	NEOCOMIANO	Fm. Pozo Cerro Guadal	100 -1500	Estuarino lacustre				RIFT
		Fm. Pozo Anticlinal Aguada Bandera		Lacustre				
JURASICO GRUPO BAHIA LAURA				Volcanoclástico				

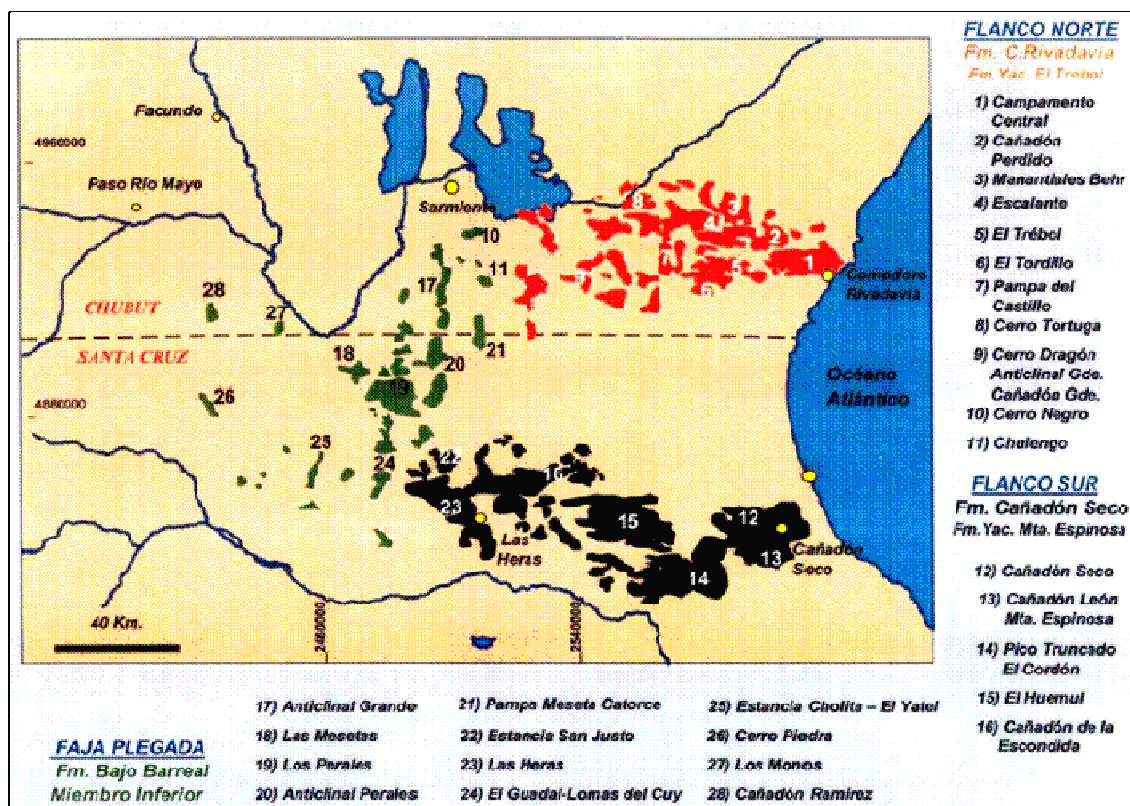
Cuadro estratigráfico para la Cuenca del Golfo San Jorge

Durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico, la cuenca se comportó como una depresión tectónica amplia y de subsidencia limitada, controlada por un efecto de pandeo térmico; se identifican cuatro pulsos mayores de inundación marina provenientes del Atlántico, cuyo relleno está caracterizado por una importante participación volcanoclástica de grano fino derivada de centros eruptivos ubicados en la región occidental.



Se definen dos sistemas petroleros en la cuenca: **D-129 – Bajo Barreal y Aguada Bandera – Bajo Barreal**. El primero de ellos se desarrolla en el ámbito centro-oriental mientras que el segundo lo hace en la región occidental de la cuenca. Existe además una zona intermedia donde coexisten mezclas de petróleos de ambos intervalos.

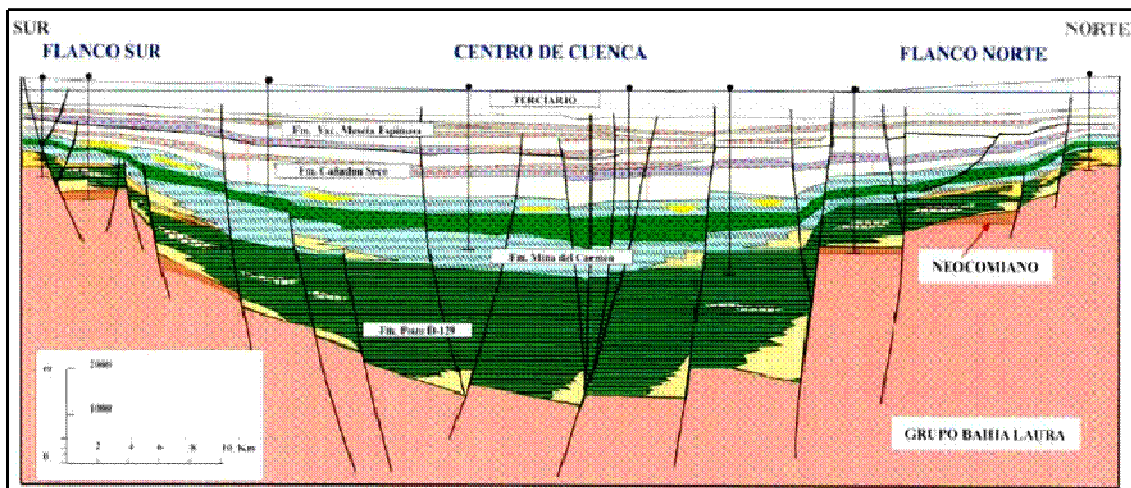
Los modelados térmicos cercanos al depocentro mayor del Grupo Chubut en el sector centro-oriental indican una historia de generación y expulsión prolongada garantizando una alta convertibilidad de la roca madre (Formación Pozo D-129) a través del tiempo. Con una migración vertical debida a fallas, las trampas se ubican arealmente según una figura característica del tipo herradura, relacionada con la ventana de generación de petróleo de la roca madre. Según este patrón se disponen los yacimientos de la cuenca.



Distribución de yacimiento en la cuenca

En el ámbito de los flancos las estructuras dominantes son las formadas por colapso extensional de los bloques, relacionados con fallas regionales de geometría lítrica y un complejo sistema de fallas antitéticas. En la faja plegada dominan los anticlinales de inversión tectónica originados por propagación de fallas durante el Terciario.

A ambos flancos de la cuenca y pasando por el centro de la misma, es posible trazar un eje de simetría tal que las unidades formacionales reconocidas a ambos lados presentan una alta similitud en sus características.



Corte esquemático mostrando ambos lados de la cuenca y su centro

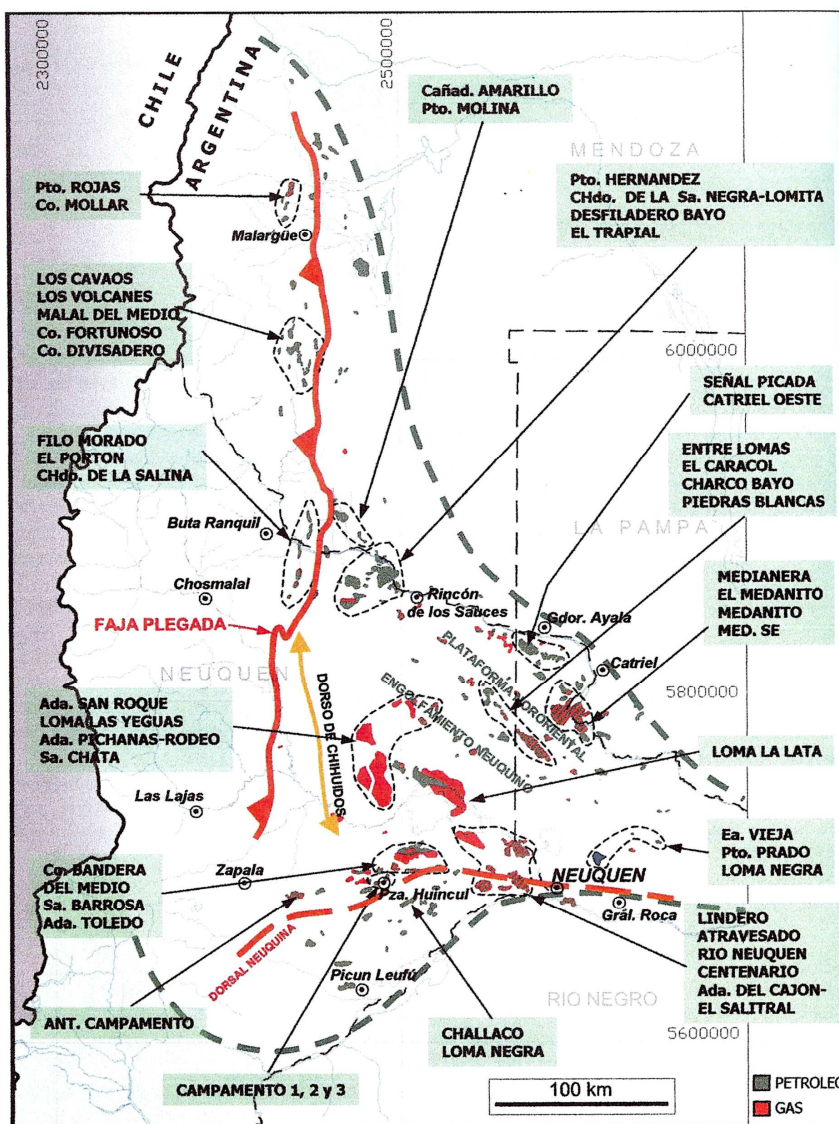
SP	IND.	Flanco Norte	Flanco Sur	Faja Plegada
		<b>Formación. Patagonia</b>		
		<b>Formación Sarmiento</b>		
		<b>Formación Río Chico</b>		
		<b>Formación Salamanca</b>		
		<b>Fm. Yac. El Trébol</b> <i>Complejo I</i>	<i>Ligniífero</i> <i>Hte. Madre</i> <i>Valle C</i> <b>Formación Yacimiento Meseta Espinosa</b>	<b>Formación Bajo Barreal</b> <b>Mbro. Superior</b>
		<b>Formación Comodoro Rivadavia</b> <i>Complejo III</i>	<b>Fm. Cañadón Seco</b> <i>Miembro Cañadón Seco</i> <i>Miembro Pozo O-12</i> <i>Miembro Caleta Olivia</i>	<b>Formación Bajo Barreal</b> <b>Mbro. Inferior</b>
		<b>Formación Mina del Carmen</b>	<i>Complejo III</i>	<b>Fm. Castillo</b>

Estratigrafía pozo tipo para la Cuenca del Golfo San Jorge

## CUENCA NEUQUINA

La Cuenca Neuquina, forma parte de una extensa comarca petrolera que abarca casi la totalidad de la provincia del Neuquén, el sector occidental de las provincias de Río negro, La Pampa y la porción suroccidental de la provincia de Mendoza. Los límites nordeste y sudeste son de naturaleza cratónica, mientras que por el oeste está dado por una estructura de arco volcánico.

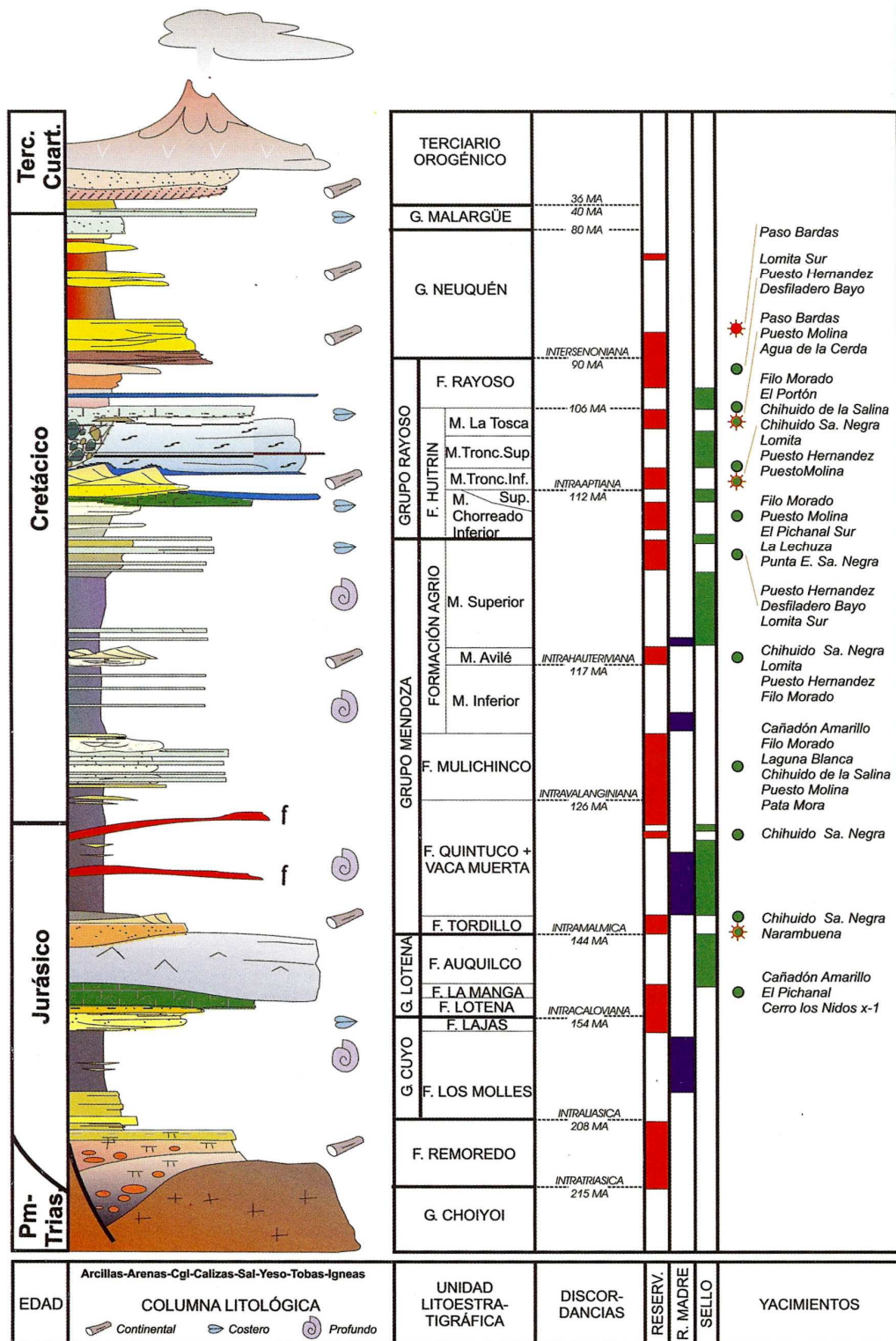
La cuenca se caracteriza por múltiples y variados tipos de reservorios y entrapamientos tanto estratigráficos como estructurales. Asimismo, la faja plegada posee estructuras productivas en frentes de corrimientos y zonas triangulares.



Cuenca Neuquina:  
mapa de ubicación  
y yacimientos

Si bien la cuenca se halla en un estado maduro de exploración, esta aseveración es válida para los sectores adosados a los bordes nororiental y

suroriental, en lo referente a niveles localizados a más de 3500 m de profundidad, puede considerarse como poco investigada.



Columna estratigráfica para la sección noreste de la cuenca



La estructuración de la cuenca comenzó durante el triásico, desarrollándose una serie de fosas marginales de relleno diverso, labradas sobre un extenso plateau dominado por las rocas del Grupo Choiyoi.

Estos depósitos de carácter continental, que alcanzan hasta el Jurásico Inferior, pertenecen al denominado Precuyano y fueron gobernados por regímenes de subsidencia por falla.

Al Precuyano le suprayacen sedimentos correspondientes a la etapa final del synrift, seguida por un período de hundimiento termal (Grupo Cuyo), representados por una ingresión marina (Formación Los Molles) acaecida a principios del Jurásico, seguida por un conjunto de progradaciones clásticas (Formación Lajas) y culmina con sedimentos rojos aluviales (Formación Challacó), los que son cubiertos por las facies evaporíticas de la Formación Tábanos. Este intervalo del Jurásico se completa con las areniscas y calizas arrecifales del Jurásico Medio (Formaciones Lotena y La Manga), producto de un nuevo avance del mar, el que remata con una espesa secuencia de evaporitas de centro de cuenca (Formación Auquilco).

Dicho proceso es interrumpido por un importante evento diastrófico, a través del cual se produce una reactivación del arco volcánico en el oeste, junto con los relieves en el eje de la Dorsal Neuquina. Como consecuencia se deposita un espeso intervalo de clásticos continentales aluviales, fluviales y eólicos (Formación Tordillo del Jurásico Superior).

Este paisaje es inundado por la Formación Vaca Muerta, sobre el que se desarrollan las progradaciones clástico-calcareas proximales de la Formación Quintuco, conformando este par el Grupo Mendoza Inferior (Tithoniano-Valanginiano Inferior).

A partir de una importante caída del nivel del mar, se depositan importantes depósitos clásticos (Formación Mulichinco) que posteriormente son cubiertos por otra ingresión marina (Formación Agrio), equivalente temporal de las areniscas y conglomerados rojizo blanquecinos de la Formación Centenario, que constituyen una importante progradación clástica proveniente del sudeste de la cuenca. Este intervalo abarca el Grupo Mendoza Superior (Valanginiano-Barremiano).

Al Grupo Mendoza le suprayace el Grupo Rayoso (Aptiano-Albiano) que representa un evento de desecación importante, con la depositación de facies clástica y evaporíticas (Formaciones Huitrín y Rayoso).

Sobre el grupo Rayoso apoyan discordantemente las sedimentitas del Grupo Neuquén compuestas por arcillitas y areniscas rojo-violáceas continentales del Cretácico Superior.

A principio del terciario se produce la transgresión atlántica, depositando arcillitas verdosas y amarillentas junto a los calcáreos blanquecinos y evaporitas que se asignan al grupo Malargüe.



Completan la columna en el sector mendocino, los registros pertenecientes a depósitos terciarios con que la gran mayoría de los intrusivos que afectan a casi toda la columna sedimentaria de la cuenca son de edad terciaria (mayormente posteriores al Eoceno) y también relacionados con la orogenia Andina.

El relleno inicial de la cuenca fue desarrollado sobre un escenario de rifting, con depocentros bien localizados, aislados y desconectados, paralelos a los bordes de la misma.

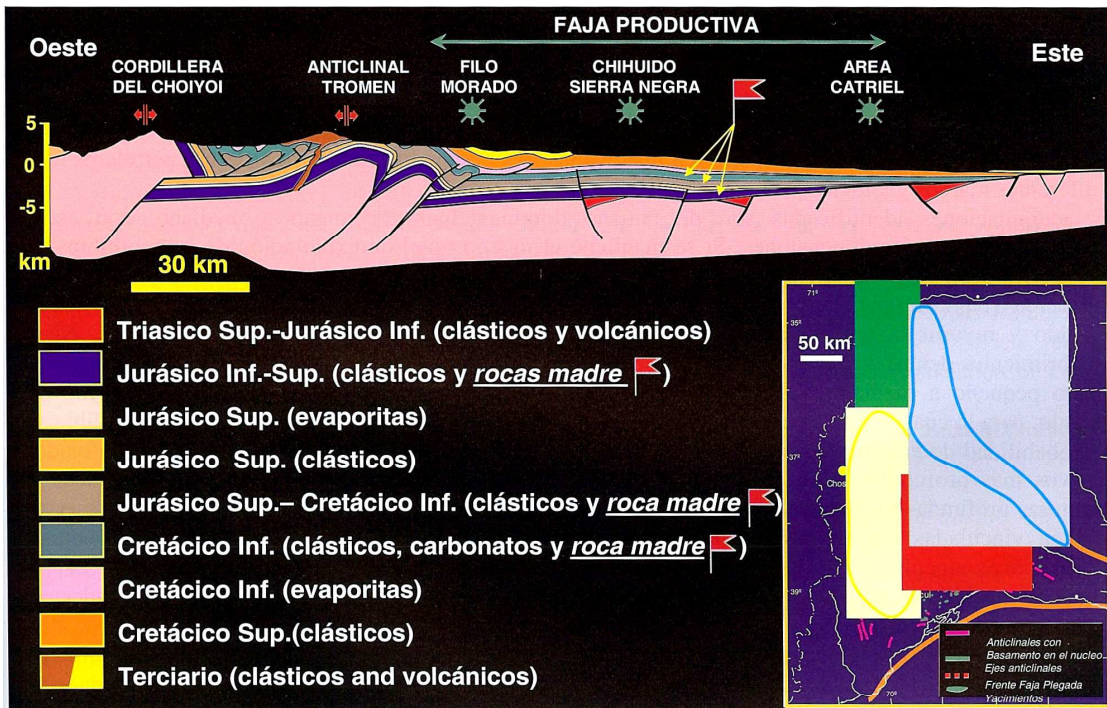
Un primer estadio de estabilización regional, permitió la transgresión del mar cuyano, en tiempos del Jurásico Inferior. Este período de relleno es interrumpido a finales del ciclo Cuyano por un evento de inversión tectónica, localizado en el ámbito de la Dorsal Neuquina.

Hacia fines del Jurásico Medio ocurre un fenómeno transpresivo de magnitud (discordancia intramálmica), que fue reactivada en el Cretácico Superior (discordancia intersenoniana), localizado a lo largo de la “Falla de Huincul”. Producto de estos eventos, sobre esta morfoestructura, se registran numerosas discordancias angulares.

Ya en el Terciario la inversión de la pendiente permitió la ingresión del mar Atlántico. Por su parte, la tectónica andina no comenzó a manifestarse sino hasta el Oligoceno Inferior en la faja corrida y plegada, la que se encuentra aún activa.

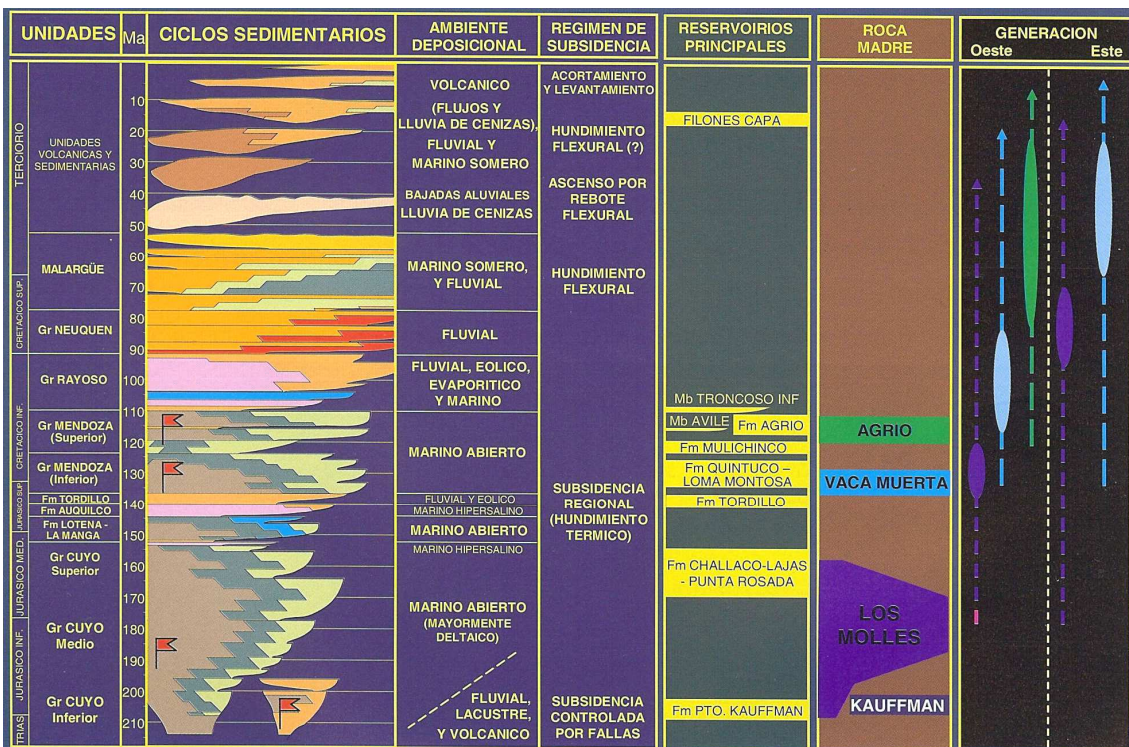
Los niveles de despegue responsables de los corrimientos terciarios principales corresponden a las margas de la Formación Vaca Muerta. Estos permitieron el desarrollo de importantes estructuras.

Los estilos de deformación con basamento involucrado pueden resumirse en: fallamiento extensional antiguo, inversión tectónica y fallamiento de rumbo en la dorsal, mientras que las estructuras de despegue corresponden tanto a la faja corrida y plegada como a la plataforma no deformada.



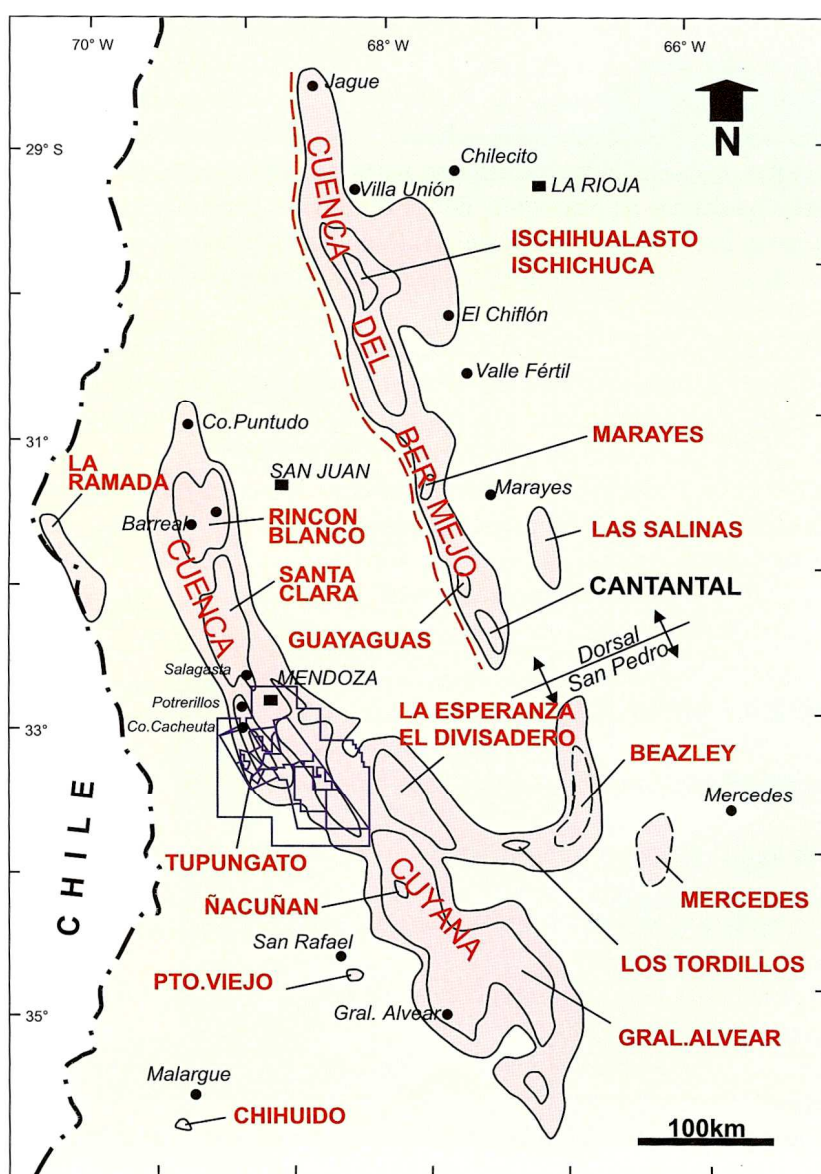
**Figura 22.** Corte estructural simplificado ilustrando los estilos estructurales y la ubicación de las rocas madre. El mapa muestra distritos productivos y las zonas con distinto nivel de riesgo exploratorio. La faja plegada más occidental del Neuquén (zona amarilla) y de Mendoza (zona verdosa). Hacia el este (zona azulada) se postula una posible faja de petróleo pesado, sin embargo, la información es escasa a nula. En el centro de la cuenca (zona rojiza) el potencial está vinculado con acumulaciones gas en reservorios profundos.

### Estilos estructurales de la Cuenca Neuquina



### Sistemas petroleros de la Cuenca Neuquina





Las fallas normales maestras que dieron origen a los hemigrabenes iniciales, se muestran bastante aisladas y con un tamaño de orden varias veces menor con relación a la dimensión general de la cuenca.

Se sospecha de la presencia de bordes más importantes que coincidirían con paleosuturas entre terrenos, tratándose de rasgos heredados que podrían haber sido utilizados por el proceso de rifting.

El relleno de la cuenca fue variando desde sistemas de abanicos aluviales proximales a distales en las etapas iniciales, a depósitos fluviales y lacustres en etapas más avanzadas de su evolución.

La presencia de material piroclástico durante casi todo el desarrollo de la cuenca tiene una fuerte influencia en la calidad de la mayoría de los reservorios.

En la zona del norte de Mendoza, por encima de los depósitos triásicos, se instaló una cuenca con una evolución y geometría totalmente independiente. En el Jurásico, como consecuencia de la influencia de subsidencias regionales de cuencas adyacentes y una etapa extensiva generalizada de la corteza continental, se comienza a generar una cubeta sobreimpuesta a la triásica. Esta tenía una orientación ONO-ESE y fue colmatada por las capas roja de la Formación Barrancas. Entre estos depósitos continentales de origen aluvial se encuentra el más prolífico reservorio de la cuenca.

Durante el intervalo comprendido por el Jurásico-Cretácico la corteza continental, donde está instalada la cuenca, estuvo sometida a esfuerzos tensionales continuos que favorecieron la actividad volcánica. Este evento volcánico en sus fases tanto efusivas como intrusivas asociadas tienen una marcada importancia petrolera. Los primeros (coladas basálticas de la Formación Punta de las bardas) se constituyen en el principal sello en la conformación de las trampas y los cuerpos subvolcánicos (lacolitos y filones capa) producen al intruirse el abovedamiento de la roca de caja y niveles superiores generando trampas estructurales.

El sector de la cuenca que produce hidrocarburos comercialmente al menos hasta hoy, es aquel que alcanzó el soterramiento suficiente debido a su cercanía al frente orogénico terciario. La existencia de la cuenca de antepaís terciaria por encima de la cuenca cuyana es la determinante de la maduración, migración y entrapamiento de hidrocarburos en la misma.

El relleno de la cuenca se puede dividir en un conjunto de secuencias.

El conjunto de secuencias basal es reconocido con el nombre de Las Peñas Inferior y Superior (synrift I) e involucra a las Formaciones Río Mendoza y Cerro de las Cabras. Se las interpreta depositadas en la etapa de rift inicial. En sísmica estas unidades muestran las típicas geometrías cuneiformes con divergencia de reflectores en dirección a las fallas maestras de los hemigrabens. Por lo general dichos depocentros no superan los 5 km de largo y los 8 km de ancho. Los espesores varían entre los 200 y 900 metros en el

flanco más espeso de la cuña. La característica común a todos ellos es que comienzan con depósitos gruesos de abanicos aluviales provenientes del bloque que exhibe el mayor desplazamiento. Los sistemas más distales de este conjunto de secuencias corresponden a lo que litoestratigráficamente se conoce como Formación Cerro de las Cabras. Los cortejos superiores suelen mostrar influencia fluvial con curso efímeros a perennes de baja sinuosidad.

El segundo evento tectónico corresponde al conjunto de secuencias Potrerillos-Cacheuta (synrift II), también atribuible a la etapa final del rifting. Este paquete sedimentario se apoya en discordancia sobre el anterior y por lo general suaviza el relieve heredado desde el estadio anterior al que traslapa ocupando una extensión muy superior. La discordancia superior está marcada por desarrollo de los depósitos fluviales de la Formación Potrerillos por encima del conjunto de secuencias previas. Por lo general se marca una tendencia cíclica granodecreciente dentro de los depósitos fluviales que culminan con una importante inundación lacustre, con depósitos de limolitas y limoarcilitas con abundante materia orgánica que dan lugar a la roca madre por excelencia (Formación Cacheuta). La Formación Potrerillos está constituida principalmente por areniscas y conglomerados con abundante matriz tobácea depositadas por corrientes tractivas que intercalan con limolitas y arcilitas tobáceas, interpretadas como zonas de desbordamiento de canales. Los sistemas fluviales del tope de la Formación Potrerillos engranan lateralmente (progradan a través de deltas lacustres de grano grueso) por sobre las pelitas bituminosas de la Formación Cacheuta.

EDAD	FORMACION	LITOLOGIA	FASE TECTONICA	RESERV	ROCA MADRE	AMBIENTE DEPOSICIONAL	ESPEORES	TIEMPO m.a.
TERCIARIO	MOGOTES		ANTEPAIS			SISTEMAS ALUVIALES		2.6
	SERIE AMARILLA							
	TOBAS GRISES SUP.							
	LA PILONA							
	TOBAS GRISES INF.							6.7 8.4
CRETACICO INF.	MARIÑO		?			FLUVIAL	0 - 150 0 - 100	40
	CONG. VIOLACEO						0 - 200	120-135
	DIVISADERO LARGO							
	PAPAGAYOS							
JURASICO	PTA de las BARDAS					BASALTO	0 - 200	
TRIASICO	BARRANCAS		SAG			ABANICOS ALUVIALES FLUVIAL Y BARREAL	0 - 160	202
	RIO BLANCO		POST RIFT TARDIO			FLUVIAL	200 - 900	
	CACHEUTA		POSTRIFT TEMPRANO			DELTAICO	40 - 450	228
	POTRERILLOS					LACUSTRE	100 - 800	232
	LAS CABRAS Brecha Verde					DELTAICO		235
			SYNRIFT			ABANICOS ALUVIALES		239
						VOLCANICO	100 - 700	242
						LACUSTRE FLUVIAL	50 - 200	245
PALEOZOIC	RIO MENDOZA					ABANICOS ALUVIALES		
	BASAMENTO ECONOMICO		PRERIFT					

Columna estratigráfica de la Cuenca Cuyana



La tercer secuencia lo representan el conjunto de secuencias la Formación Río Blanco, paquete sedimentario limitado en la base por una discordancia que señala una importante caída del nivel de base con respecto a la máxima inundación del lago de Cacheuta y en el techo por otra discordancia erosiva que la separa de depósitos Jurásicos de la Formación Barrancas. El ambiente de depositación dominante lo constituyen los sistemas fluviales que lateralmente en algunas secuencias pasan a deltas lacustres y lagos.

La actividad tectónica inicial de apertura de la cuenca controló la geometría y ubicación espacial de los cortejos sedimentarios sincrónicos con el inicio y climax del rift. En esta etapa, los sedimentos fueron transportados y depositados principalmente por sistemas fluviales perennes, efímeros y abanicos aluviales que llegaban a los depocentros ocupados por sistemas lacustres o de playa lake. Las fallas normales durante esta etapa controlaron la ubicación de los depocentros.

Para esta etapa de evolución de la cuenca, las unidades litoestratigráficas que la rellenan se conocen como las Formaciones Las Cabra y Río Mendoza (conjunto de secuencias Las Peñas). En la etapa final del rift las unidades depositacionales comienzan relleno el espacio remanente heredado de la etapa anterior. De este modo los sistemas fluviales desarrollan sus facies de relleno de canales principales alineados según el rumbo de las fallas profundas (Formación Potrerillos) y a medida que avanza la sedimentación comienzan a colmatar dicho espacio para luego divagar en valles de mayor amplitud.

Los depósitos tempranos de subsidencia térmica estuvieron controlados por el nivel de base de un cuerpo lacustre (Formación Cacheuta). Por encima del mismo, se instalan los depósitos del postrift comprendidos en el sistema fluvial de la Formación Río Blanco.

Durante el Jurásico, la región estuvo sometida a un hundimiento regional suave, equivalente a un sag, durante el cual se depositaron sedimentos continentales (aluviales, fluviales, playa lake) de la Formación Barrancas. Los máximos espesores de esta unidad mantienen una cierta relación con los hemigrabenes triásicos, lo que supone una subsidencia incrementada por sobrecarga de sedimentos.

Durante la porción más alta del Jurásico y parte del Cretácico, la corteza estuvo sometida a esfuerzos distensivos de amplitud continental que favorecieron la existencia de eventos volcánicos. Las fallas profundas reactivadas permitieron la intrusión de cuerpos subvolcánicos de poca profundidad, los que generan flexura y domamiento de las unidades previas. El mismo sistema volcánico evoluciona con la expulsión de coladas que rellenan el relieve generado previamente. Estas vulcanitas asignadas ala Formación Punta de las bardas, muestran terminaciones sobre la discordancia del techo de la Formación Barrancas y presentan además discordancias internas. A continuación, una subsidencia suave permite la acumulación de sedimentos fluviales, eólicos y de playa lake (Formaciones Papagayos y Divisadero Largo), previa al advenimiento del evento orogénico andino, o como consecuencia de la etapa inicial del mismo.

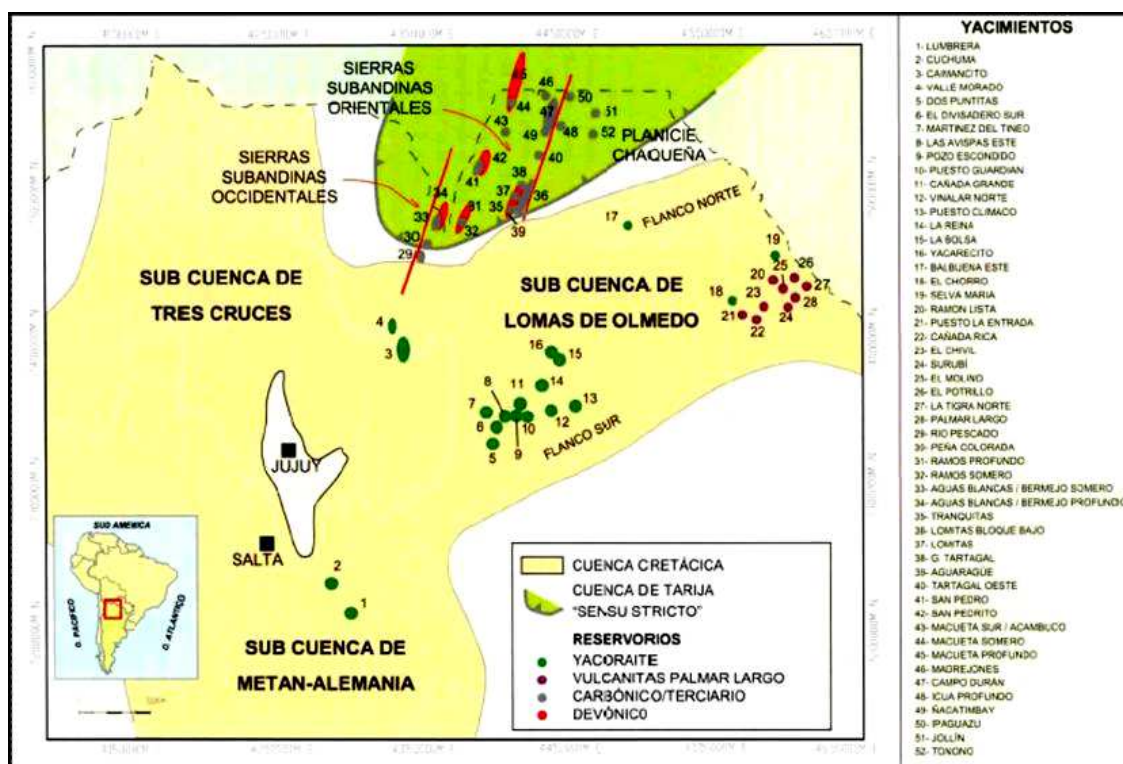
En el Mioceno comienza la etapa compresiva que hunde la Cuenca Cuyana sepultándola por debajo de una espesa cubeta de antepaís de 5 km de espesor de sedimentos continentales de clima árido. Esta etapa continúa hasta el presente, y es la responsable del soterramiento que generó la maduración, expulsión y entrapamiento del petróleo en la región occidental de la cuenca.



Yacimientos de la Cuenca Cuyana

## CUENCAS DEL NOROESTE: PALEOZOICA y CRETACICA

La denominación de Cuenca del Noroeste tiene un sentido más geográfico que geológico. Con este término se hace referencia al sector de las provincias de Salta, Jujuy y Formosa de donde proviene la producción de hidrocarburos del norte argentino. Sin embargo, desde el punto de vista geológico los hidrocarburos de esta región se desarrollan en dos cuencas diferentes: la Paleozoica (integra a la Siluro-Devónica y a la Carbónica) y la Cretácica.



Cuencas Paleozoica, Cretácica y ubicación de yacimientos

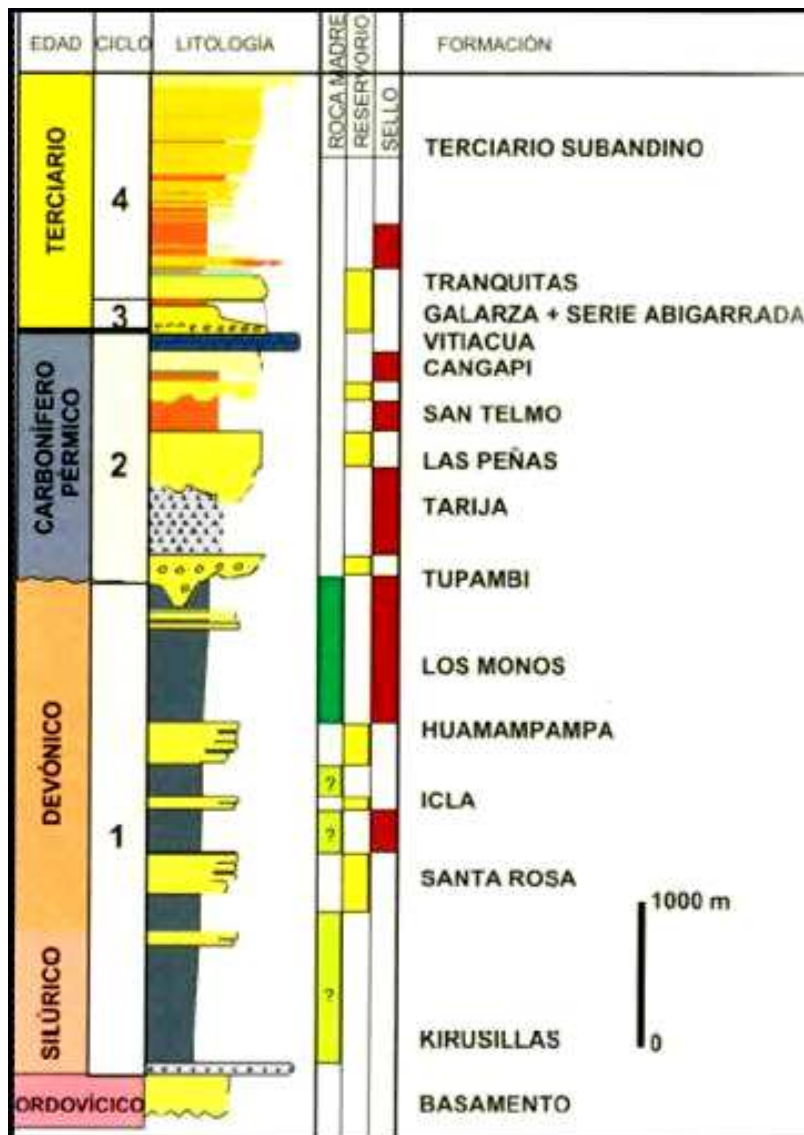
### Cuenca Paleozoica

El ciclo Silúrico-Devónico corresponde a lutitas y areniscas que fueron depositadas en ambientes marinos y costeros. En el área Subandina y del Chaco Salteño, superan los 2000 metros de espesor. Hacia el sur, este ciclo va desapareciendo por erosión contra la discordancia que lo separa del Cretácico. En esta dirección sus facies cambian a sedimentos continentales.

Tradicionalmente a este ciclo se lo considera como depositado en una cuenca de antepaís. Sísmicamente tiene geometría tabular y un arreglo interno paralelo. Desde el punto de vista formal está compuesto por las Formaciones Kirusillas-Lipeón (potencial roca madre), Santa Rosa (roca reservorio), Icla (roca reservorio, potencial roca madre), Huamampampa (roca reservorio) y Los Monos (roca madre). La parte inferior de la Formación Los Monos se considera generadora de gas y marginal de petróleo en tanto que la sección superior generadora de petróleo.

Por su parte, el ciclo Carbónico (o Cuenca de Tarija *sensu stricto*) está representado por un heterogéneo grupo de rocas, de distribución semejante al ciclo anterior pero algo más limitado. Está constituido por areniscas, arcilitas, diamictitas, conglomerados y calizas. Los ambientes de depositación van desde glaciales y periglaciales en su parte basal hasta rampas carbonáticas en su parte superior.

Hacia el sur sufre la erosión de la discordancia que la separa del ciclo que se ubica por encima y también cambia sus facies a fluviales entrelazadas. Tiene espesores de hasta 1000 metros. Su estratigrafía es compleja y su respuesta sísmica también, desde caótica a subparalela. Las areniscas de la base del ciclo pueden ser buenos reservorios (Formación Tupambi) y las del tope también (Formaciones Las Peñas y San Telmo). Las diamictitas de su parte media (Formación Tarija) constituyen un importante sello a la migración de hidrocarburos.

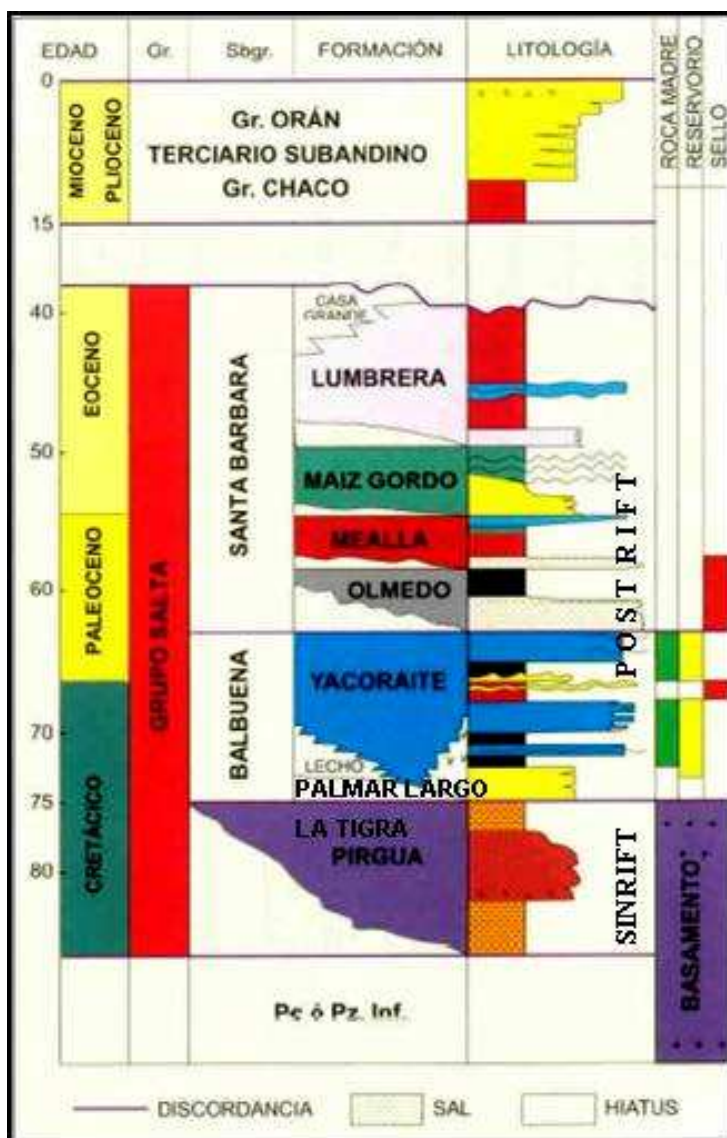


Columna estratigráfica  
Cuenca Paleozoica



### Cuenca Cretácica

Los depósitos corresponden a litologías que comprenden a conglomerados, areniscas, calizas y evaporitas depositados en diferentes ambientes predominantemente continentales. Durante el rifting, la sección basal está representada por el Subgrupo Pirgua, con grandes variaciones de espesor y actuando como basamento económico. Por encima, y durante el postrift, se desarrollan los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara que sí están vinculados con la producción de hidrocarburos. Durante el inicio del postrift se produjo una inundación que depositó las calizas y pelitas de la Formación Yacoraite (roca madre y reservorio). Por fenómenos termales, cuando éstos depósitos sobrepasan los 5000 metros de profundidad se produce la transformación de sus líquidos en gas. Cuando estas secuencias sobrepasan los límites de la cuenca original van traslapando los sedimentos paleozoicos y cambiando sus facies a sedimentos arenosos. En el ámbito de las Sierras Subandinas y el Chaco Salteño se denomina Conglomerado Galarza al registro físico de la discordancia y Formación Madrejón y Serie Abigarrada a los sedimentos arenosos y areno-pelíticos que la cubren.



Columna estratigráfica  
Cuenca Cretácica

Finalmente, el ciclo terciario está constituido principalmente por capas rojas. Se trata de pelitas y conglomerados formados en una cuenca de antepaís como consecuencia de la orogenia andina en el Terciario Superior. Su espesor varía desde no estar presente en la cresta de algunas grandes estructuras anticlinales hasta presentar más de 6000 metros en algunos sinclinales. Por lo general, cubren como una carpeta de 2500 metros de espesor los ciclos sedimentarios anteriores.

Desde el punto de vista tectónico es posible diferenciarlo según:

Una zona de cordillera en el Oeste y centro, donde predomina la tectónica de lámina gruesa y la inversión del rift cretácico es el tipo de deformación más importante. Forma braquianticlinales aislados o bien agrupados de decenas y centenas de kilómetros cuadrados. Esta zona se denomina Cordillera Oriental.

Un área en el Norte y centro de la provincia de Salta, que se caracteriza porque la deformación está despegada del sustrato formando una faja corrida y plegada de lámina delgada. Las estructuras más típicas son las cadenas de anticlinales elongados NNE-SSO, de decenas de kilómetros de largo, separadas por amplios sinclinales. A este área se lo denomina Sierras Subandinas. Dentro de ella se separan dos regiones: la occidental, donde la deformación es más compleja y afloran sedimentos paleozoicos inferiores y la oriental o externa, donde la deformación es más simple. En la Cordillera Oriental como también en las Sierras Subandinas la intensidad de la deformación disminuye hacia el Este.

Una región en el Este de la provincia de Salta, donde no existe deformación andina importante que se denomina Planicie Chaqueña.

Una zona que se extiende desde el centro de la provincia de Salta y en dirección NE-SO llega a la provincia de Formosa y la República del Paraguay, que se denomina Lomas de Olmedo, donde todavía conserva la impronta distensiva y la subsidencia termal del rift cretácico.

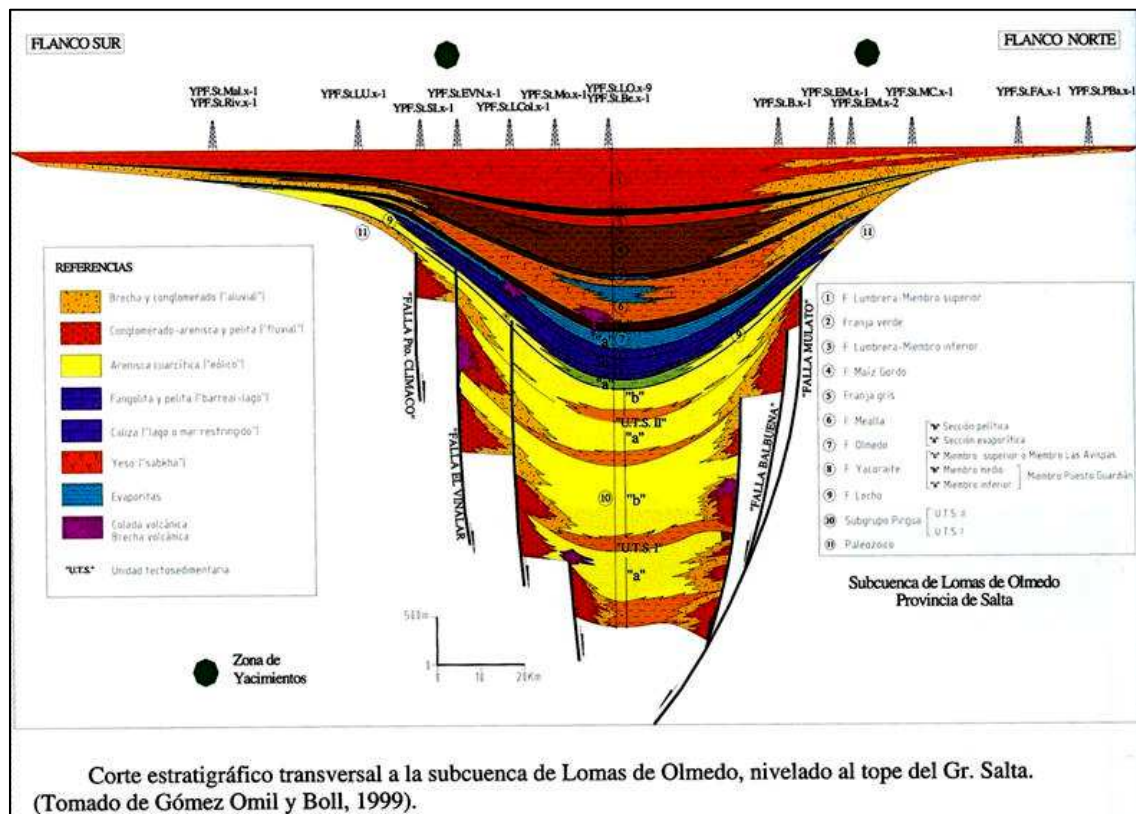
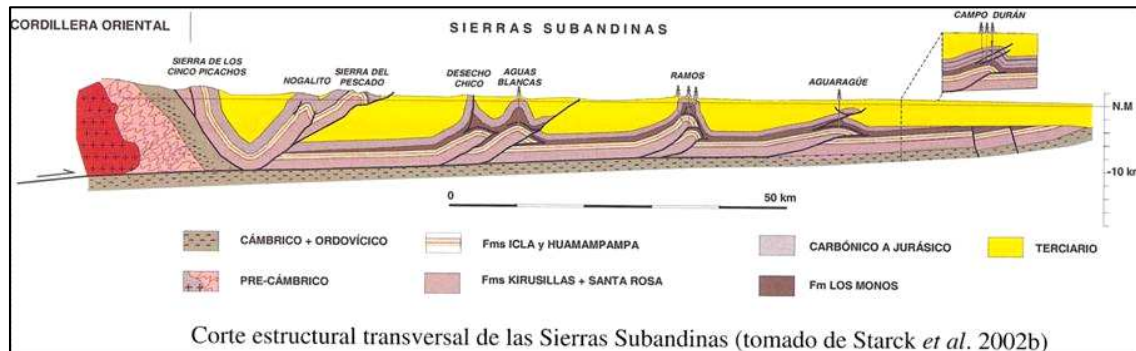
Hasta la fecha se reconocen tres sistemas de generación de hidrocarburos.

El sistema de generación de Los Monos inferior (y eventualmente Icla y Kirusillas) que genera gas y condensado. Por lo común asociado con los reservorios devónicos, Huamampampa, Santa Rosa o menos comúnmente Carbónicos, para formas grandes yacimientos de gas y condensado en los anticlinales subandinos.

El sistema de generación de Los Monos superior que origina petróleo y se asocia a las formaciones carbónicas o terciarias para formar acumulaciones de líquidos en la parte somera de los anticlinales subandinos.

El sistema cretácico, generador de petróleo o gas cuando se lo encuentra a más de 5000 metros de profundidad. Está asociado a grandes anticlinales formados por inversión, donde la misma roca que genera es reservorio por

fisuras o fracturas. Este tipo predomina en la Cordillera Oriental. Este sistema está asociado con otras rocas, comúnmente ígneas o eólicas, donde produce hidrocarburos en estructuras más pequeñas que las anteriores relacionadas a distensión o a una incipiente inversión.



## **8. REFERENCIAS**

Allan, J., S. Sun and R. Trice, 2006. The deliberate search for stratigraphic and subtle combination traps: where are we now?. En Allen, Goffey, Morgan and Walker (Ed). The deliberate search for the stratigraphic trap. Geological Society, London, Special Publications, 254pp., 57-103.

Amyx, J., D. Bass and R. Whiting, 1988. Petroleum Reservoir Engineering. Physical Properties. McGraw-Hill Textbook Reissue, 610 pp.

Biddle, K., 1994. Hydrocarbons Traps. Magoon and Dow (Ed). The Petroleum System-from source to trap: AAPG Memoir 60

Clerici, A. 2004. WEC Survey of Energy Resources.

Dunham, R., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, in W. Ham, ed. Classification of Carbonate Rocks, Tulsa, AAPG Memoir 1, 108 – 121.

Folk, R., 1959. Practical petrographic classification of limestones. AAPG Bulletin, v 43, 1-38.

Hunt, J. and G. Jamieson, 1958. Oil and organic matter in source rocks of petroleum. AAPG, June.

IAPG, 2001. El abecé del Petróleo y del Gas. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, Buenos Aires, 134 pp.

Jalfin, G., R. Mancada, L. Palacio, E. Bellosi, P. Chebli, C. Coria, K. Miguel y A. Sanz, 2005. Caracterización de trampas y sellos de la Cuenca del golfo San Jorge: esquema de compartimentación. Las trampas de hidrocarburos en las cuencas productivas de Argentina. Kowzowski, Vergani y Boll editores. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. IAPG. Mar del Plata.

Klemme, H. and Ulmishek, G., 1991. Effective petroleum source rocks of the world: stratigraphic distribution and controlling depositional factors. American Association of Petroleum Geologists, V 75, N° 12, 1809-1851.

Kozlowski, E., G. Vergani y A. Boll, 2005. Trampas de hidrocarburos en las cuencas argentinas. En Kowzowski, Vergani y Boll ed. Las trampas de hidrocarburos en las cuencas productivas de Argentina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. IAPG. Mar del Plata.

Lebedev, V. And I. Petersilye, 1964. Ob izotopnom sostave ugleroda uglevodorodnykh gazov i bitumov izverzhennykh porod Kolskogo poluostrova (On carbon isotope content of hydrocarbon gases and bitumen in Kola Peninsula rocks), Doklady AN SSSR, 158, 6, 1102 -1104.



Levorsen, A., 1973. *Geología del Petróleo*. Editorial Universitaria de Buenos Aires, 452 p., Buenos Aires.

Link, P., 1982. *Basic Petroleum Geology*. Oil & Gas Consultants International Inc., Tulsa, 425 pp.

Magoon, L. and Dow, W., 1994. *The petroleum system*. Magoon and Dow (Ed.). *The Petroleum System-from source to Trap*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 60.

Mazzoni, M. 1986. *Procesos y Depósitos Piroclásticos*. Asoc. Geol. Arg. Rev. Ser. B. 14, Buenos Aires.

Mendeleev, D., 1877. *L'Origine du pétrole*. Revue Scientifique, 2ed., VIII.

Moore, C., 2001. *Carbonate Reservoirs. Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework*. *Developments in Sedimentology* 55. Elsevier, 444 pp.

Palciauskas, V., 1991. *Primary migration of petroleum*. R. Merrill (Ed.). *Source and migration processes and evaluation techniques*. American Association of Petroleum Geologists, 13-22.

Peters, K., and M. Cassa, 1994. *Applied source rock geochemistry*. Magoon and Dow (Ed). *The Petroleum System-from source to trap: AAPG Memoir* 60.

Pettijohn, F., 1963. *Rocas Sedimentarias*. Editorial Universitaria de Buenos Aires, 731 p., Buenos Aires.

Press, F., R. Siever, J. Grotzinger and T. Jordan, 2004. *Understanding earth*. 4<sup>th</sup> edition. Ch 10: the rock record and the geologic time scale. Freeman & Co.

Rondeel, H. 2002. *Hydrocarbons. Grondstoffen in het Systeem Aarde (HD 698)*, Amsterdam, The Netherlands.

Smith, P., 1954. *Studies on the origin of petroleum: occurrence of hydrocarbons in recent sediments*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.

Sokoloff, W., 1889. *Kosmischer Ursprung der Bitumina*, Bull. Soc. Imp. Natural, Moscow.

Tarback, E. y F. Lutgens, 1999. *Ciencias de la tierra. Una introducción a la geología física*. Prentice Hall, Madrid, 616 pp.

Teruggi, M.; Mazzoni, M.; Spalletti, L. & Andreis, R. 1978. *Rocas Piroclásticas*. Asoc. Geol. Arg. Rev. Ser. B. 5, Buenos Aires.

Treibs, A. 1936. *Porphyrin in bituminösen Gesteinen und Erdöl-Kohlen: Zur Entstehung des Erdöls*, en *Agnew Chem.*, vol. 44.

Vincelette, R.B. Beaumont and N. Foster, 1999. Classification of exploration traps. In Beaumont and Foster (Ed). Exploring for oil and gas traps. AAPG Treatise of Petroleum Geology, Tulsa, Oklahoma, Handbook of Petroleum Geology, 2-1 to 2-42.

Vistalli, M., R. Hernández, A. Disalvo, D. Starck y C. Sylwan, 2005. Cuencas Paleozoicas del Noroeste Argentino. En Chebli, G., J. Cortiñas, L. Spaletti, L. Legarreta y E. Vallejo ed. Frontera Exploratoria de la Argentina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. IAPG. Mar del Plata.