



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

LAS ROCAS GENERADORAS EN LOS SISTEMAS
PETROLEROS, CON CASOS DE LAS CUENCAS
SEDIMENTARIAS DEL NORESTE DE MÉXICO

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geóloga

PRESENTA
Dieny Valencia Camacho

DIRECTOR DE TESIS
Ing. Javier Arellano Gil



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., Marzo 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México

A la Facultad de Ingeniería

Al Ing. Javier Arellano Gil por su tiempo,
paciencia y dedicación al asesorarme en la
realización de este trabajo.

A los sinodales que se dieron el tiempo para
revisar y orientarme en este trabajo
Ing. José Luis Arcos Hernández
M.C. Noé Santillán Piña
M.I Isabel Domínguez Trejo
Ing. Gabriel Salinas Calleros

DEDICATORIA

A mis padres, Gluglú y Rogelio por sus consejos y cariño.

A mi esposo Roberto por su paciencia y su cariño

A mi querido hijo Roberto Jesús, los sueños se cumplen

A mis hermanos, Roy y Anuar, nunca es tarde

INDICE

Resumen	1
Abstract	2
Introducción	3
Capítulo I	
ORIGEN DEL PETRÓLEO	5
1.1 Antecedentes históricos del petróleo en México.	5
1.2 Composición química del petróleo.	9
1.3 Teorías sobre el origen del petróleo.	13
1.3.1 Teorías Inorgánicas	13
1.3.2 Teorías Orgánicas	18
Capítulo II	
EL CICLO DEL CARBONO	21
2.1 El carbono	21
2.2 Historia de la atmósfera	23
2.3 Fotosíntesis	25
2.4 El ciclo del carbono	27
Capítulo III	
ORIGEN Y TIPOS DE MATERIA ORGÁNICA	31
3.1 Historia de la biosfera	31
3.2 Tipos de materia orgánica	35
3.2.1 Materia orgánica	35
3.2.2 Productores de materia orgánica	35
3.2.2.1 Fitoplancton	36
3.2.2.2 Zooplancton	37
3.2.2.3 Plantas superiores	37
3.2.2.4 Bacterias	39
3.2.3 Microfósiles	39
3.2.4 Fósiles importantes para la industria petrolera	40
3.2.4.1 Foraminífera	41
3.2.4.2 Radiolarios	42
3.2.4.3 Conodontos	43
3.2.4.4 Diatomeas	44
3.2.4.5 Ostrácodos	44
3.2.5 Composición química de la materia orgánica.	45
3.2.5.1 Proteínas	45
3.2.5.2 Carbohidratos	46

3.2.5.3	Lípidos	47
3.2.5.4	Lignina	48
3.2.5.5	La celulosa y la quitina.	49
Capítulo IV		
PROCESO DE ACUMULACIÓN Y PRESERVACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA		51
4.1	Sedimentos ricos en materia orgánica.	51
4.2	Ambiente sedimentario.	52
4.2.1	Características de los ambientes sedimentarios importantes para la generación de hidrocarburos	54
4.2.1.1	Lacustre	54
4.2.1.2	Deltas	55
4.2.1.3	Pantanos	56
4.2.1.4	Lagunas costeras	57
4.2.1.5	Islas barrera	58
4.2.1.6	Estuario	59
4.2.1.7	Arrecifes	59
4.2.1.8	Plataforma continental	61
Capítulo V		
CARACTERÍSTICAS FÍSICAS, QUÍMICAS Y BIOLÓGICAS DE LAS ROCAS GENERADORAS		65
5.1	Características físicas de la Rocas Generadoras	65
5.1.1	Tamaño de grano	65
5.1.2	Textura y estructura	66
5.1.3	Fábrica	66
5.1.4	Porosidad	67
5.1.5	Permeabilidad	69
5.1.6	Color	70
5.1.7	Volumen	71
5.2	Características químicas de las Rocas Generadoras.	72
5.2.1	Composición química	72
5.3	Características biológicas de las Rocas Generadoras.	73
5.4	Tipos de Rocas Generadoras.	75
5.4.1	Lutitas	75
5.4.2	Lutitas calcáreas	78
5.4.3	Limolitas	79
5.4.4	Calizas	80
5.4.5	Calizas arcillosas	88
5.4.6	Margas	90

Capítulo VI	
EL KERÓGENO, ORIGEN Y TIPOS	93
6.1 Definición de kerógeno	93
6.2 Química del kerógeno	93
6.3 Clasificación del kerógeno.	96
6.3.1 Clasificación basada en la procedencia de la materia orgánica	96
6.3.1.1 Tipo I Alginita	97
6.3.1.1 Tipo II Exinita	98
6.3.1.3 Tipo III Vitrinita	98
6.3.1.4 Tipo IV Inertita	99
6.3.2 Clasificación de acuerdo al contenido de H, C, y O.	99
Capítulo VII	
PROCESOS DE GENERACIÓN DE HIDROCARBUROS LÍQUIDOS Y GASEOSOS	103
7.1 Evolución de la materia orgánica	103
7.1.1 Diagénesis	103
7.1.2 Catagénesis	110
7.1.3 Metagénesis	116
Capítulo VIII	
FACTORES GEOLÓGICOS QUE INFLUYEN EN LA GENERACIÓN	119
8.1 Factores Geológicos.	119
8.1.1 Importancia de las rocas sedimentarias	119
8.1.2 Importancia de los ambientes sedimentarios	121
8.1.3 Importancia de las cuencas sedimentarias	123
8.1.4 Importancia de la Temperatura	129
8.2 Materia orgánica	132
8.3 Potencial Genético	135
8.4 Relación Temperatura-Tiempo-Presión	135
Capítulo IX	
CLASIFICACIÓN DE LOS ACEITES CRUDOS Y EL GAS NATURAL	141
9.1 Clasificación de los aceites crudos	141
9.1.1 Densidad	141
9.1.2 Contenido de azufre	142
9.1.3 Viscosidad	142
9.1.4 Composición química y propiedades de los aceites	143
9.2 Clasificación de los gases	149
9.2.1 Clasificación de acuerdo a su origen	153
9.2.1.1 El gas disuelto o asociado	153
9.2.1.2 El gas no asociado	154
9.2.2 Clasificación de acuerdo a su composición	155
9.2.2.1 Gas amargo	155
9.2.2.2 Gas dulce	155

9.2.2.3 Gas seco	155
9.2.2.4 Gas húmedo	156
Capítulo X	
CASOS DE LAS CUENCAS PETROLERAS DEL NORESTE DE MÉXICO.	157
10.1 Provincia Tampico-Misantla.	158
10.1.1 Rocas generadoras.	159
10.2 Cuenca de Burgos	169
10.2.1 Rocas generadoras.	170
10.3 Cuenca de Sabinas	178
10.3.1 Rocas generadoras.	179
10.4 Provincia del Golfo de México Profundo	186
10.4.1 Rocas generadoras.	190
Conclusiones	195
Bibliografía	199

RESUMEN

Una roca generadora es aquella roca sedimentaria de grano fino que se forma en un ambiente de depósito favorable para la conservación de la materia orgánica como son las cuencas de aguas someras, estancadas o con poco movimiento de corrientes y además con un alto suministro de materia orgánica, estos sedimentos junto con la materia orgánica se encuentran afectados por procesos bioquímicos y geoquímicos y si esto ocurre en un periodo de tiempo geológico evolucionan a kerógeno, posteriormente el kerógeno se transforma en hidrocarburos.

Se consideran tres fases en la evolución de la materia orgánica que son Diagénesis, Catagénesis y Metagénesis, los parámetros de maduración en cada fase son:

- Diagénesis: Temperatura de 0° a 50°C y presión geostática de 0 a 300 bares, profundidades someras y hasta 100 m aproximadamente
- Catagénesis: Temperatura gas de 50°C a 225°C, aceite 60°C a 175°C, la presión geostática varía entre 300 y 1500 bares, la profundidad mayor a 100 m hasta 4 km
- Metagénesis: Temperaturas mayores a 225°C, presión geostática arriba de los 1500 bares y profundidades mayores a 4 km

Una roca generadora se caracteriza por su alto contenido de materia orgánica, así como su baja permeabilidad y porosidad, son secuencias de grano fino y debe tener un gran volumen, ya que a partir de ello se determina si es una roca generadora factible de explotar; es importante el tipo de materia orgánica ya que esta nos determina el tipo de kerógeno que se producirá. Las rocas generadoras más importantes son lutitas, lutitas calcáreas, margas, limolitas, calizas arcillosas, calizas mudstone y calizas wackestone.

Las principales rocas generadoras de las cuencas del Noreste México son lutitas calcáreas y calizas arcillosas del Jurásico Superior y en menor proporción por las rocas generadoras del Paleógeno-Neógeno y Cretácico, las formaciones representativas de esta zona son, Huayacocotla, Santiago, Tamán, Pimienta, Agua Nueva, La Casita, Eagle Ford, Midway, Wilcox, Vicksburg y La Peña. En estas formaciones el Carbono Orgánico Total (COT) varía desde 0.5% a 8%, las temperaturas máximas de pirólisis varían desde 412°C hasta 476°C, y la presión geostática aumenta de 300 a 1500 bares, el grado de madurez varía de inmadura hasta postmadura, esto es los valores de la reflectancia de la vitrinita son $R_o > 0.5$ hasta 4; mientras que los espesores de estas formaciones varían de 28 hasta 300 m.

ABSTRACT

A source rock is that fine-grained sedimentary rock that is formed in a favorable deposit environment such as shallow, stagnant watersheds or with little movement of currents and also with a high supply of organic matter, these sediments with in organic matter are affected by biochemical and geochemical processes and if this occurs over a long period of time they evolve into a kerogen then the kerogen is transformed into hydrocarbons.

Three phases are considered in the evolution of organic matter, which are Diagenesis, Catagenesis and Metagenesis, the maturation parameters in each sentence are:

- Diagenesis: Temperature from 0 ° to 50 ° C and static pressure from 0 to 300 bars, shallow depths and up to approximately 100 m.
- Catagenesis: Gas temperature from 50 ° C to 225 ° C, oil 60 ° C to 175 ° C, the geostatic pressure varies between 300 and 1500 bar, the depth greater than 100 m to 4 km.
- Metagenesis: Temperature above or greater than 50 ° C to 225 ° C, geostatic pressure above 1500 bars and depths greater than 4 km.

A source rock is characterized by its high content of organic matter, as well as its low permeability and porosity, are source sequences of fine grain rocks and must have a large volume, in order to know it this rock has economic goal; The type of organic matter is important since it determines the type of kerogen that will be produced. The most important source rocks are shales, calcareous shales, loams, limolites, clay limestones, mudstone limestones and wackestone limestones.

The main source rocks, of the Northwest Mexico basins, are calcareous shales and clay limestones of the Upper Jurassic and to a lesser extent by the tertiary and Cretaceous source rocks, the representative formations of this area are Huayacocotla, Santiago, Tamán, Pimienta, Agua Nueva, La Casita, Eagle Ford, Midway, Wilcox, Vicksburg and La Peña.

In these formations the TOC varies from 0.5% to 8%, the maximum pyrolysis temperatures vary from 412 ° C to 476 ° C, and the geostatic pressure increases from 300 to 1500 bars, the degree of maturity varies from immature to post mature, this is because the vitrinite reflectance values are $R_o > 0.5$ to 4; while the thicknesses of these formations vary from 28 to 300 m.

INTRODUCCIÓN

En la carrera de Ingeniería geológica, es fundamental para los estudiantes conocer de donde provienen los hidrocarburos, esto es, cuáles son los elementos, procesos y parámetros necesarios para que se formen el aceite y el gas natural que constituyen los yacimientos convencionales y no convencionales.

Uno de los elementos importantes del sistema petrolero son las rocas generadoras, por lo que en este trabajo se revisa su origen, los factores que se necesitan para su formación, así como los procesos que sufre la materia orgánica para su completa transformación; también se describen las características que hacen que la roca generadora sea considerada excelente para su explotación dentro de los sistemas petroleros.

Objetivo

El objetivo principal de dicho trabajo es, analizar el origen de las rocas generadoras de hidrocarburos, así como describir sus características geológicas más significativas, así mismo describir los procesos que sufren dichas rocas para la generación de hidrocarburos en las cuencas sedimentarias, particularmente las del noreste de México.

Metodología de Trabajo

Este trabajo se realizó mediante una investigación de diversas fuentes bibliográficas como libros especializados, artículos de diferentes revistas dedicadas a la investigación geológica petrolera, artículos escritos publicados de PEMEX y de la CNH (Comisión Nacional de Hidrocarburos), tesis de la UNAM y el IPN; todo esto con el fin de tener un documento completo y bien detallado de todos los aspectos que involucran a la roca generadora y que sea un documento útil para la consulta de alumnos de las carreras de Ciencias de la Tierra.

Esta tesis está dividida en 10 capítulos los cuales están conformados de la siguiente manera:

En el capítulo uno, se describe la historia de la industria petrolera en México, así como las diferentes teorías del origen del petróleo, cual de dichas teorías es la más aceptada, además se describe como está conformada su composición química y se mencionan los diferentes grupos en los que se divide.

En el capítulo dos, se realiza una descripción del elemento carbono desde su estructura química hasta la capacidad que tiene de combinarse con diferentes elementos, se desarrolla una breve historia de la formación de la Tierra haciendo énfasis en el origen de la atmosfera, se definen factores como la fotosíntesis, que nos llevan a entender el proceso del ciclo del carbono.

El capítulo tres, que lleva por título “origen y tipo de materia orgánica” se desarrolla una breve historia de cómo evolucionó la vida en nuestro planeta para llegar a los diferentes tipos de materia

orgánica, se hace énfasis en lo referente a los microfósiles que son importantes para la industria petrolera; también se menciona la composición química de la materia orgánica, que dependiendo de ella se tendrán diferentes hidrocarburos.

En el capítulo cuatro, se describen cuáles son los ambientes sedimentarios donde se acumulan los sedimentos que nos pueden dar origen a los hidrocarburos, esto, los procesos de acumulación de los sedimentos.

En el capítulo cinco se desarrolla cuáles son las características físicas, químicas y biológicas de las rocas generadoras, se menciona además los diferentes tipos de rocas generadoras en México, haciendo hincapié en las características que deben cumplir para que sean consideradas excelentes rocas generadoras.

El capítulo seis, define el concepto de kerógeno así como su origen y los diferentes tipos que hay, además se describe cual es el hidrocarburo que se genera a partir de cada tipos de kerógenos.

En el capítulo siete se describen detalladamente los procesos de generación de hidrocarburos, la diagénesis, la catagénesis y la metagénesis.

En el capítulo ocho se mencionan cuáles son los factores geológicos que influyen en la generación de hidrocarburos como son: los ambientes sedimentarios, las cuencas sedimentarias, la temperatura etc., así como los porcentajes de materia orgánica contenida en las rocas generadoras.

En el capítulo nueve se desarrolla la clasificación de los aceites crudos y el gas natural de acuerdo a diferentes parámetros como la densidad, contenido de azufre, viscosidad, la clasificación de acuerdo al análisis S.A.R.A. (por sus siglas Saturados, Aromáticos, Resinas y Asfaltenos), así como las propiedades de los aceites.

El capítulo diez, en él se describe las características que presentan las rocas generadoras en las cuencas del noreste de México, particularmente lo correspondiente a la provincia Tampico-Misantla, la Provincia del Golfo de México Profundo, la Cuenca de Burgos y la Cuenca de Sabinas.

Capítulo I

ORIGEN DEL PETRÓLEO

La palabra petróleo procede del griego “πετρέλαιον”, que significa “aceite de roca”. Se pueden enlistar otros términos o sinónimos que se han utilizado a lo largo del tiempo, como el “asfalto”, que significa aceite resinoso, “bitumen”, o betún que alude a una madera resinosa, “nafteno” que significa inflamable.

En México, el término que se ha empleado es el vocablo *chapopote* que proviene del náhuatl "chiahuatl", compuesto de *chia*, grasa y *poctli*, humo, con lo que sería aceite ahumado, otra acepción es *tzaue*, que significa pegamento o engrudo y *popochtli* que significa perfume.

El petróleo es un líquido viscoso de color verde, amarillo, marrón o negro que está constituido por diferentes hidrocarburos, es decir, por compuestos formados por átomos de carbono e hidrógeno en cantidades variables. No se han encontrado nunca dos yacimientos petrolíferos que tengan exactamente la misma composición, ya que, junto con hidrocarburos, hay a menudo otros compuestos oxigenados, nitrogenados o diversos compuestos orgánicos con elementos como el azufre, el níquel o el vanadio.

1.1 Antecedentes históricos del petróleo en México.

En México, en la época prehispánica, los pobladores tenían ya conocimiento del petróleo, se podían apreciar algunos afloramientos naturales de éste, conocidos como “Chapopoteras”, se creía que tenía cualidades medicinales; también le daban usos en sus ceremonias religiosas aprovechando sus propiedades energéticas y además lo utilizaban como colorante, pegamento y también para limpiar sus dentaduras.

En la época colonial, esta sustancia fue utilizada de diversas formas, entre las cuales se puede mencionar la reparación de embarcaciones gracias a sus propiedades impermeabilizantes y como parte del material de construcción.

Con la consumación de la independencia en el año de 1821, el subsuelo así como todos los recursos energéticos que eran propiedad del monarca de España, pasaron al dominio de la nueva nación mexicana y fue hasta que el progreso técnico permitió el control y la refinación del crudo así como la utilización de sus derivados, que se le dio importancia a los hidrocarburos.

El sacerdote tabasqueño Manuel Gil y Sáenz descubre en su estado natal un yacimiento al que nombró “Mina del petróleo de “San Fernando” en el año de 1863, de este yacimiento se extrajo una buena cantidad de petróleo (PEMEX, 2013).

El emperador de México, Maximiliano de Habsburgo otorgó en los años 1864 a 1867, 38 concesiones petroleras en los estados de México, Puebla, Tabasco, Tamaulipas y Veracruz.

En el año de 1884 se emite el código de minas que declaró que los bitúmenes o “jugos” extraídos de la Tierra eran propiedad del dueño de la superficie, quitándole base a toda acción fiscal. Pero en el año de 1892, se expide la ley minera del 4 de julio, la cual mencionaba que el subsuelo era propiedad de la nación (PEMEX, 2013).

El geólogo mexicano Ezequiel Ordoñez descubre en el año de 1901 un yacimiento que nombró “La Pez”, este se encuentra en el campo de “El Ébano” en el Estado de San Luis Potosí. En ese mismo año el Presidente Porfirio Díaz expide la ley del Petróleo, con lo que se impulsa la actividad petrolera otorgando amplias facilidades a inversionistas extranjeros.

En el año de 1915, la producción de pozos como Dos Bocas, el Cerro Azul no. 4, Potrero del Llano 4 y San Diego de la mar, dieron a la región el nombre de Faja de Oro, ya que el pozo Cerro Azul llegó a producir 250 mil barriles diarios (PEMEX, 2013).

Para el año 1933 se crea la compañía Petróleos de México, S.A. PETROMEX, encargada de fomentar la inversión nacional en la industria petrolera. Posteriormente se constituye el Sindicato de trabajadores Petroleros de la República Mexicana, en el año de 1936, aunque sus antecedentes se remontan a 1915.

En el año de 1937, estalla una huelga en contra de las compañías petroleras extranjeras que paralizó al país. La junta de Conciliación falla a favor de los trabajadores, las compañías promueven un amparo ante la Suprema Corte de Justicia de la Nación, el cual no procede.

Posteriormente en el año 1938 la Suprema corte de justicia niega el amparo y ratifica el fallo a favor de los trabajadores, tras la negativa de las compañías petroleras extranjeras para cumplir el mandato judicial, por lo que el 18 de marzo el presidente Lázaro Cárdenas del Río decreta la expropiación de los bienes muebles e inmuebles de 17 compañías petroleras a favor de la nación. Posteriormente el 7 de junio de 1938 se crea Petróleos Mexicanos (PEMEX).

PEMEX y el sindicato de trabajadores petroleros de la República Mexicana en el año de 1942 firman el primer contrato colectivo de trabajo.

Para el año 1946 en el Distrito Federal se inaugura la refinería “18 de Marzo”, en instalaciones originalmente construidas por la compañía “el Águila”. En el año 1948 son descubiertos en el noreste de México campos de aceite y gas. En 1950 se inaugura la refinería “Ing. Antonio M. Amor, en Salamanca Guanajuato”. Geólogos mexicanos en el año 1950 descubren nuevos yacimientos que harían prolongar la “Faja de Oro”.

En Minatitlán Veracruz en el año de 1956 se inaugura la refinería “Gral. Lázaro Cárdenas del Río”. En el año de 1965 se creó el Instituto Mexicano del Petróleo.

En 1971 un pescador campechano llamado Rudecindo Cantarell informa a PEMEX la presencia de una mancha de aceite que brotaba del fondo del mar en la Sonda de Campeche. 8 años después la producción del pozo Chac marcaría el principio de la explotación de uno de los campos marinos más grandes del mundo, denominado “Cantarell” (PEMEX, 2018).

Al sureste del país se descubre en el año de 1972 la región petrolífera denominada “Mesozoico Chiapas-Tabasco” la cual llegó a tener una producción promedio diaria de 711 mil barriles. Para el año 1974 la importación paso de 6 000 barriles a 37 000 barriles diarios. Las reservas de hidrocarburos se ubicarían en 5 000 773 000 barriles.

En 1979 se incrementa la producción petrolera ya que Cantarell comienza a producir sus primeros barriles de petróleo, incrementando la producción petrolera con 749 mil millones de barriles diarios en la década de los setenta, 2.4 millones de barriles en los ochentas y 2.8 millones en los noventas y más de 3 millones de barriles para 2004.

Para el año 1986 comienza el declive en la producción petrolera, en ese año el volumen de crudo exportado descendió a 470 millones de barriles, las 23 plataformas marinas instaladas en Cantarell producían el 64% del total (PEMEX, 2013).

En la década de los noventas se cierra la refinería “18 de marzo”, esto fue con el propósito de mejorar la calidad del aire de la Ciudad de México, en esa misma década la Ley Orgánica de Petróleos Mexicanos y Organismos Subsidiarios dispuso la creación de cuatro organismos descentralizados de carácter técnico, industrial y comercial; en 1992 da inicio el sistema de franquicias PEMEX incrementando el número de gasolineras en todo el territorio nacional.

Para el año de 2002 el Instituto Mexicano del Petróleo, establece como nuevos programas de investigación, el de exploración y producción de Aguas Profundas.

El 20 de diciembre de 2013 fue publicada la Reforma Constitucional, la cual se basa en 5 principios rectores (PEMEX, 2014), que son:

- El estado Mexicano mantiene el control y propiedad de los hidrocarburos.
- La participación de terceros en el sector de hidrocarburos a través de distintos tipos de contratos y un nuevo régimen fiscal.
- PEMEX se convierte en una Empresa Productiva del Estado.
- Reestructura del sector energético con nuevas entidades, nueva definición de roles y fortalecimiento de las entidades reguladoras.
- Promueve sustancialmente el desarrollo de la industria nacional y garantiza la transparencia y la rendición de cuentas.

El 7 de agosto del 2014 fue aprobada la legislación secundaria, que amplía el marco legal para promover un uso más productivo y sostenible de los recursos naturales del país.

En el año 2015 inicia operaciones la primera etapa del nuevo gasoducto del Corredor Interoceánico de la terminal de Pajaritos en Coatzacoalcos, Veracruz a Salina Cruz, Oaxaca; además se publicó en el Diario Oficial de la Federación un nuevo estatuto orgánico de Petróleos Mexicanos, así como los acuerdos de creación de 7 empresas productivas subsidiarias (PEMEX, 2018).

En el 2018 se llevó a cabo “El Plan Nacional de Refinación”, que incluye la rehabilitación de las seis refinерías de Petróleos Mexicanos y la construcción de una más en Dos Bocas, Municipio de Paraíso, Tabasco (PEMEX, 2018).

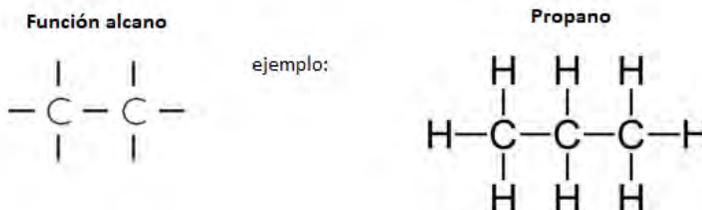
1.2 Composición química del petróleo.

El petróleo crudo no es un compuesto químico; es una mezcla muy compleja de hidrocarburos, donde el carbono constituye entre 83 - 86% en masa, el hidrógeno entre 10 - 14%, el azufre entre 0.05 - 6.0%, el nitrógeno entre 0.001 - 0.1% y finalmente los metales entre 0.001 - 0.1%, principalmente níquel, vanadio, sodio, calcio y cobre.

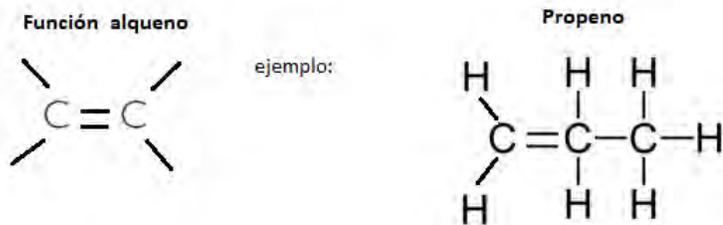
Casi todos los compuestos orgánicos poseen una base estructural de átomos de carbono unidos entre sí con enlaces sencillos, dobles o triples, con átomos de hidrógeno enlazados a su vez a los átomos de carbono que constituyen su esqueleto y que pertenece a una clase de compuestos denominados hidrocarburos (Angenault, 1999).

Dentro de los hidrocarburos se distinguen los siguientes grupos funcionales:

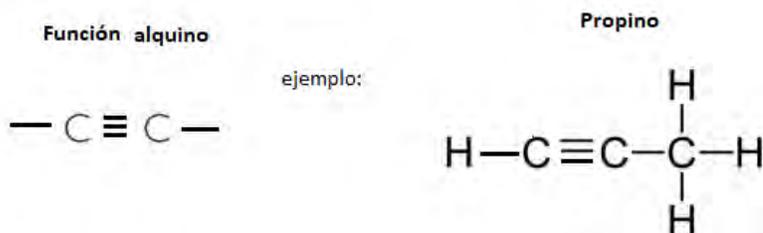
- ❖ Alcano: Este grupo funcional da origen a los hidrocarburos alcanos, que se caracterizan porque los enlaces entre los átomos de carbono son sencillos y estos a su vez se hallan enlazados con átomos de hidrogeno también mediante enlaces sencillos, Se les llama hidrocarburos saturados. El grupo funcional tiene la siguiente estructura:



- ❖ Alquenos: La función alqueno se distingue por que en su estructura existen dobles enlaces entre los átomos de carbono, como se observa en sus fórmulas:



- ❖ Alquino: La función alquino se caracteriza por el triple enlace carbono-carbono su estructura es la siguiente:



Los principales constituyentes del gas natural son los hidrocarburos de la serie de la parafina como los que se muestran en la tabla 1.1.

Nombre	fórmula	Peso molecular	Punto de ebullición a presión atmosférica (°C)	Solubilidad (g / 10° g agua)
Metano	CH ₄	16.04	- 162	24.4
Etano	C ₂ H ₆	30.07	- 89	60.4
Propano	C ₃ H ₈	44.09	- 42	62.4
Isobutano	C ₄ H ₁₀	58.12	- 12	48.9
n-Butano	C ₄ H ₁₀	58.12	- 1	62.4
Isopentano	C ₅ H ₁₂	72.15	30	47.8
n-Pentano	C ₅ H ₁₂	72.15	36	38.5
n-Hexano	C ₆ H ₁₄	86.17	69	9.5

Tabla. 1.1 Serie de las parafinas (Selley R. C., Elements of Petroleum Geology, 1998) modificado.

Los miembros más pesados de la serie disminuyen en abundancia con el aumento del peso molecular, a partir de los datos de la tabla se concluye que el metano es el más abundante, le siguen el etano, propano y butano; las parafinas con un peso mayor al pentano son las menos comunes.

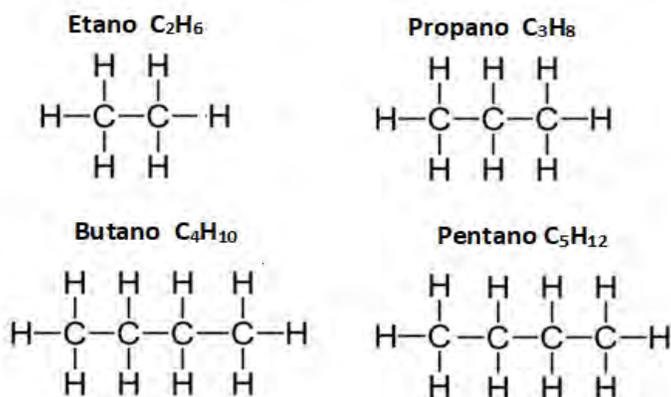
El metano CH_4 es un gas incoloro e inflamable que se produce de forma natural por la descomposición de la materia orgánica (se le conoce como gas de pantano), (Selley 1998). Los humedales, el ganado y la energía son las principales fuentes que emiten metano a la atmósfera (donde actúa como gas de efecto invernadero).

El metano se forma de tres maneras:

- A) Se puede derivar del Manto.
- B) Maduración térmica de la materia orgánica enterrada.
- C) Degradación bacteriana de la materia orgánica a poca profundidad.

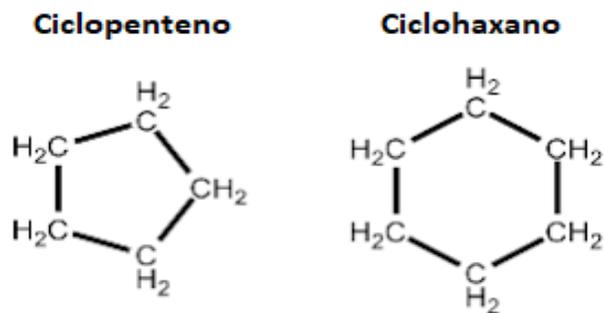
El metano se produce como un sub-producto de la descomposición bacteriana de la materia orgánica a temperaturas y presiones normales. Este metano biogénico tiene un potencial considerable como fuente de energía. Según Rice y Claypool (1981), alrededor del 20 % del gas natural producido en la actualidad es de origen biogénico.

Otros hidrocarburos que se producen en el gas natural son el etano, propano, butano y en ocasiones el pentano. La estructura de estos gases es:

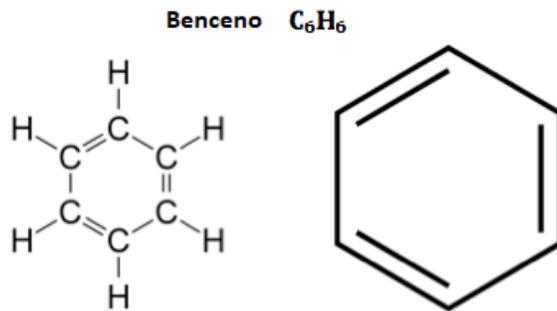


Estos gases a diferencia del metano no se forman biogénicamente, solo se producen por la maduración de la materia orgánica. Si en una perforación se detecta su presencia, indica en algunas ocasiones la proximidad a una acumulación significativa de petróleo o roca generadora (Selley, 1998).

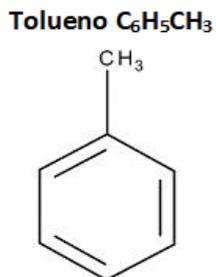
El segundo grupo de hidrocarburos que se encuentra en los aceites crudos son los cicloalcanos o naftenos, este grupo tiene una fórmula general C_nH_{2n} , consta de anillos de carbono de cinco y seis miembros denominados ciclopentanos y ciclohexanos. Constituyen aproximadamente el 40 % del petróleo crudo ligero y pesado.



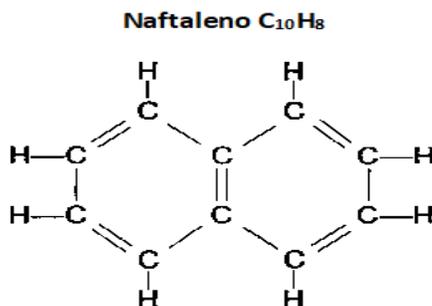
Los aromáticos son el tercer grupo principal de hidrocarburos que se encuentran en el petróleo crudo, su estructura molecular se basa en un anillo de seis átomos de carbono, el miembro más simple de la familia es el benceno (C_6H_6) cuya estructura es:



Una serie importante de los compuestos aromáticos, se forma sustituyendo los átomos de hidrogeno con moléculas de alcano ($C_n H_{2n+2}$), Esta serie de alquil-benceno incluye etil-benceno ($C_6H_5 C_2H_5$) y tolueno ($C_6H_5 CH_3$), que se representa de la siguiente manera:



Otra serie está formada por anillos de carbono de cadena lineal o ramificada, esta serie incluye naftaleno ($C_{10}H_8$) y antraceno ($C_{14}H_{10}$). Los hidrocarburos aromáticos incluyen compuestos asfálticos, estos compuestos se dividen en las resinas que son solubles en n-pentano y los álfatenos que no son solubles, un ejemplo de hidrocarburos aromáticos es el nafteno que se representa de la siguiente forma:



Los hidrocarburos aromáticos son líquidos a temperaturas y presiones normales, están presentes en cantidades relativamente pequeñas en los aceites ligeros pero se incrementa con la disminución de la gravedad.

El tolueno es el componente aromático más común del petróleo crudo seguido por los xilenos y bencenos.

1.3 Teorías sobre el origen del petróleo

Cuando se trata de explicar el origen del petróleo, podemos hablar de distintas teorías, las cuales las podemos englobar en dos grandes grupos; al primero se le atribuye un origen inorgánico, propuestas por químicos en las últimas décadas del siglo XVIII y al segundo grupo se le asigna un origen orgánico, estas teorías surgieron a partir de estudios geológicos, paleontológicos y químicos en el transcurso del siglo XX.

Las teorías con respecto al origen del petróleo se dividen en dos grupos:

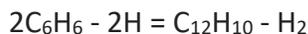
1.3.1 Teorías inorgánicas:

➤ Teoría de los “Metales Alcalinos”



Figura 1.1 Marcellin Pierre Eugène Berthelot

Propuesta por Marcellin Pierre Eugène Berthelot en el año de 1860, (figura 1.1), él interpreta que en el interior de la Tierra existen metales alcalinos en estado libre y que el bióxido de carbono podría reaccionar con ellos, formando carburos y estos al reaccionar con el agua, podrían generar acetileno, demostró que si el acetileno se calienta a una temperatura de 900° C aproximadamente, se polimeriza en benceno (C₆H₆) y si el benceno se calienta en condiciones apropiadas pierde hidrogeno y los residuos se combinan para formar diplenil (C₁₂H₁₀) ósea:



Todas las reacciones descritas en esta teoría pueden verificarse en el laboratorio, solo que la debilidad, estriba en suponer que la Tierra existen metales alcalinos en estado libre. Recientemente los científicos, han descubierto que el etanol y otros hidrocarburos más pesados pueden ser sintetizados bajo las condiciones del manto superior. Los alquinos pueden reaccionar con cationes metálicos para formar derivados metálicos sólidos.

➤ Teoría “De los Metales alcalinos modificada por Byasson

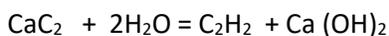
En 1891, Byasson desarrolló una teoría fundamentada en la propuesta por Berthelot, pero además postula que los sulfuros de hierro son sustituidos por metales alcalinos. Los sulfuros de hierro se encuentran en muchas secuencias ígneas y sedimentarias. Posiblemente formadas a partir de fuentes hidrotermales, en ambientes anaeróbicos y de alta temperatura (100° C) y presión.

➤ Teoría de los “Carburos Metálicos”

Propuesta por Dimitri Ivanovich Mendeleiv, fue un destacado científico ruso que en 1897, propuso la teoría de “Los carburos metálicos” esta teoría fue inspirada en

los experimentos de Hahn Cloez y Williams, quienes demostraron que los hidrocarburos podrían producirse tratando el hierro fundido y ferromanganeso con ácidos y agua.

Mendeleiv Baso su teoría en la suposición de que en el manto de la Tierra existen Carburos de Hierro en estado nativo y que con las aguas que se filtran, se formaba el metano y otros hidrocarburos oleosos (Mendeleiv 1902), que es análogo a la reacción en la que el acetileno se transporta con carburo y agua, que se expresa como:



Esa teoría se puede descartar ya que el agua que se infiltra debe ser suficiente para comprobar esta reacción, pero la porosidad y las fracturas de las rocas tienden a desaparecer con la profundidad y además hay poca evidencia de la existencia de carburo de hierro en el manto. Además si esta teoría fuera cierta se esperaría encontrar a los hidrocarburos asociados con las rocas ígneas y en las fallas (Selley, 1998).

➤ Teoría de las emanaciones volcánicas.

Se basa en el hecho de que han sido registrados en algunas partes del mundo pequeñas cantidades de hidrocarburos gaseosos en algunas de las emanaciones volcánicas. White y Waring en 1963, han revisado estas ocurrencias (Selley, 1998). El metano es el hidrocarburo gaseoso comúnmente encontrado en menos del 1 % aunque en algunos casos es del 15 %.

Se supone que dichos gases son originados a grandes profundidades, indicativos de la composición química de los elementos que constituye el interior de la Tierra y de sus reacciones.

También se interpreta que estos hidrocarburos gaseosos se condensan al aproximarse a la superficie y al decrecer la presión y temperatura, forman los

hidrocarburos líquidos que originan los yacimientos actuales. La debilidad de esta teoría está en que la mayoría de las secuencias volcánicas no hay yacimientos de hidrocarburos.

Se han acumulado datos que describen la presencia de hidrocarburos en rocas ígneas con el paso del tiempo (Selley 1998) y se pueden clasificar en tres tipos genéticos:

- Hidrocarburos gaseosos, betunes que se producen dentro de las vesículas e inclusiones microscópicas o como masas diseminadas irregulares dentro de rocas ígneas y metamórficas.
- Hidrocarburos atrapados donde rocas ígneas son emplazadas en secuencias sedimentarias.
- Hidrocarburos en rocas ígneas profundas.

La debilidad de esta teoría está en que en la mayoría de las secuencias volcánicas no hay yacimientos de hidrocarburos.

➤ Teoría Postulada por Sabatier y Senders

En 1902, Sabatier y Senders, produjeron una mezcla de hidrocarburos líquidos, con la intercalación de acetileno e hidrogeno con la presencia de una reducida catálisis de níquel y de esta manera argumentaron que se podría haber generado petróleo. El problema de esta teoría es que no explican la procedencia del acetileno.

➤ Teoría del origen cósmico

Se sabe que Júpiter, Saturno y algunos de los satélites de los planetas exteriores contienen metano. Una clase particular de meteoritos, las condritas carbonosas, contiene trazas de varios hidrocarburos, incluidos los aminoácidos complejos y los isoprenoides (hidrocarburos con 5 átomos de carbono). Mueller 1963, Epstein 1987, Pillinger 1987 y Chyba 1990 postularon que los hidrocarburos extraterrestres se han formado abiogénicamente.

Algunos astrónomos han argumentado que la Tierra era de origen cósmico. Así, en 1955, el profesor Sir Frederick Hoyle escribió: "La presencia de hidrocarburos en los cuerpos a partir de los cuales se forma la Tierra ciertamente hará que el interior de la Tierra contenga mucho más petróleo del que podría producirse a partir de peces en descomposición". Esta teoría se fundamenta en la hipótesis de que el petróleo y el gas forman parte de la materia nebulosa original o de las capas que envolvieron a la materia original, en donde se formó la Tierra.

En 1896 el científico europeo Thomas Gold, mencionó que el gas natural (metano) que suele encontrarse en grandes cantidades en los yacimiento petroleros se pudo haber generado a partir de los meteoritos que cayeron durante la formación de la Tierra hace millones de años. Sus argumentos están basados en el hecho de que se han encontrado en varios meteoritos más de 40 productos químicos semejantes al Kerógeno que es el precursor del petróleo.

- Teoría por procesos subterráneos de emanación o destilación (Gaedicke teoría semi orgánica).

Esta teoría sugiere que el agua puede descomponerse en sus gases constituyentes, debido a la acción de rayos gamma, emanados por minerales radiactivos. El hidrogeno libre puede unirse con carbón para dar origen a hidrocarburos.



El fundamento teórico está sustentado en experimentos de laboratorio, sin embargo, es difícil que este proceso ocurra en la naturaleza.

➤ Teoría de la caliza, el yeso y el agua

Postulada en 1904, y supone que los carbonatos y sulfatos de calcio al estar bajo la acción de agua caliente forman hidrocarburos como los que constituyen el petróleo.

Las calizas, el yeso y el agua existen en abundancia en la corteza terrestre y están íntimamente asociados en la naturaleza, por otra parte contiene todos los elementos necesarios para la formación de hidrocarburos.

Posiblemente bajo condiciones favorables de presión y temperatura, el petróleo se puede formar de esta manera, pero las reacciones químicas en las que se apoya esta teoría no han sido explicadas satisfactoriamente.

Sin embargo, cuando las técnicas del análisis geológico se perfeccionaron y se contó con suficiente información, se comenzó a dar importancia a las teorías de formación orgánica.

1.3.2 Teorías orgánicas

Las teorías orgánicas se basan en dos principios fundamentales

- La producción de hidrocarburos a partir de organismos vivos.
- La acción del calor sobre la materia orgánica formada biogénicamente.

Con el avance de los conocimientos en geoquímica orgánica y la evidencia geológica con respecto a la sedimentología, estratigrafía y paleontología, etc. Se puede demostrar que el petróleo es producto de la descomposición de materia orgánica sepultada en cuencas sedimentarias en un ambiente anaeróbico.

Esta teoría se basa en las siguientes investigaciones:

- ✓ B Haquet Nuremberg (1790) fue el primero en sugerir el origen orgánico del petróleo. Él argumentó que el aceite de Galicia provenía de moluscos.

- ✓ Skinner (1952) concluyó que el vanadio en las porfirinas es de origen bioquímico, ya que fue encontrado en las holoturias y que la presencia de porfirinas en algunos aceites que son componentes activos ópticamente es una evidencia del origen orgánico del petróleo. Se puede decir que la fuente del petróleo son animales y plantas.
- ✓ Davis y Squires (1953), encontraron que las bacterias metabolizan pequeñas cantidades de hidrocarburos no volátiles que incorporan a su estructura celular.
- ✓ Craig (1953) descubre que el agua dulce y las plantas terrestres contienen menos de ^{13}C y más de ^{12}C , que las plantas marinas, por lo tanto la mayoría de hidrocarburos líquidos son derivados de materia orgánica marina (^{13}C). El material orgánico terrestre contribuye en menor proporción a la formación del aceite y más a la formación de gas.
- ✓ Francis (1954) encuentra que el carbón mineral contiene productos sólidos y líquidos relacionados a los materiales encontrados en los petróleos pesados.

La teoría más aceptada sobre el origen del petróleo es la Teoría Orgánica, por lo que se enlistan a continuación las evidencias de las cuales se parte para aseverar el origen de los hidrocarburos de los diferentes yacimientos y campos petroleros del mundo.

- ❖ La gran abundancia de materia orgánica que existe en los sedimentos recientes y en los hidrocarburos asociados con dicha materia orgánica.
- ❖ En los restos orgánicos predomina el H y el C que son los componentes básicos de los hidrocarburos.
- ❖ En la fracción pesada del pigmento de algún tipo de petróleo hay presencia de porfirinas que se relacionan con la clorofila de los vegetales y con la hemoglobina de los animales y de Nitrógeno, el cual es un componente primordial de los aminoácidos, los que componen las proteínas.
- ❖ La actividad óptica que presenta el petróleo es una propiedad típica de las sustancias orgánicas.
- ❖ Presencia de "fósiles geoquímicos" en el petróleo, las cuales son moléculas orgánicas sintetizadas por los organismos vivos, que son incorporados a los sedimentos conservando su estructura original.
- ❖ Se puede generar hidrocarburos en laboratorio a partir de materia orgánica y mediante el calentamiento a altas temperaturas (pirólisis).

- ❖ En las cuencas sedimentarias se tienen la mayoría de los yacimientos petroleros (principalmente marinos aunque también hay continentales).

Capítulo II **EL CICLO DEL CARBONO**

El ciclo del carbono es muy importante, para la subsistencia del planeta Tierra, ya que el carbono que se encuentra en la atmósfera (CO_2) es el responsable del crecimiento de las plantas por medio de la fotosíntesis y en los océanos permite el desarrollo del fitoplancton y los arrecifes, entre otros organismos.

La concentración de gases de carbono en la atmósfera contribuye generando el “efecto invernadero” que es importante para regular la temperatura del planeta. Además, es fundamental para la generación de materia orgánica, que es la que puede formar hidrocarburos.

2.1 El carbono

El carbono (C) es el cuarto elemento más abundante en el Sistema Solar, junto con el hidrógeno, helio y oxígeno, es muy importantes para la vida en la Tierra, ya que está involucrado en las moléculas del ADN y ARN que controlan la reproducción de los organismos vivos (Trápaga, 2004).

Elemento conocido desde la prehistoria, el carbono elemental es un no metal. El cuerpo simple presenta tres variedades alotrópicas cristalinas:

- El grafito hexagonal
- El diamante cúbico.
- El carbono amorfo que se encuentra en los organismos vivos, muertos y descompuestos.

La química del carbono se basa en la tetravalencia del carbono (propiedad que tiene el átomo de carbono para formar cuatro enlaces covalentes) y se asocia además la geometría tetraédrica del átomo del carbono como se muestra en la figura. 2.1 (Angenault, 1999).

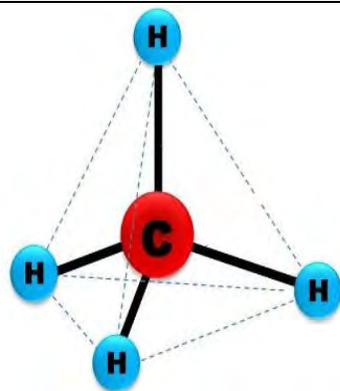


Figura. 2.1 Estructura tetraédrica del carbono. Molécula del metano

Tiene la capacidad de enlazarse consigo mismo y con una gran cantidad de elementos como el nitrógeno, fósforo, azufre, oxígeno e hidrógeno para formar cadenas y grupos con una gran estabilidad y fortaleza poco usuales. Cada configuración distinta de átomos de carbono produce un compuesto con características químicas propias (Trápaga, 2004). Los más de 100 elementos distintos al carbono se pueden combinar entre sí para formar unos 70,000 compuestos inorgánicos, mientras que el carbono se combina consigo mismo y con los otros elementos para formar unos 4 millones de compuestos orgánicos.

El carbono está en la comida que comemos, el aire que respiramos, la ropa que vestimos, las casas que construimos, el combustible para calentar esas casas y para mover nuestros autos, trenes, aviones, etc. El carbono es el elemento más omnipresente en la Tierra; está en todas partes formando componentes de la corteza terrestre.

El carbono, junto con el oxígeno, el hidrógeno y el nitrógeno, otros tres elementos esenciales, forma parte de los inmensos ciclos globales que unen al mundo vivo con el inerte. Su unión con el oxígeno ha influido de manera importante sobre las condiciones de la Tierra. Durante mucho tiempo la concentración de dióxido de carbono (CO_2) de la atmósfera de la Tierra fue comparable con la de la atmósfera de Venus (96.5 %). La presión atmosférica era 60 veces mayor que la actual, pero en nuestro planeta, a diferencia de Venus, diversos procesos contribuyeron a que el exceso de carbono se fuera fijando en las rocas (Trápaga, 2004).

2.2 Historia de la atmósfera.

La atmósfera terrestre comenzó a formarse hace unos 4 600 millones de años con el nacimiento de la Tierra, es la edad de los meteoritos más antiguos que se conocen (Patterson, 1956). Al principio, la Tierra probablemente estaba compuesta de aproximadamente un 90% de hierro, oxígeno, silicio y magnesio y un 10% de todos los demás elementos naturales (Hunt, 2001). Un modelo bien sustentado propone que durante los primeros 1 000 millones de años la Tierra se calentó debido a la energía que provocaban los planetesimales al impactarse con ella. El aumento de la temperatura hizo que en la superficie predominantemente en los materiales de mayor densidad y posteriormente se hundiera hacia el centro, mientras que el material más ligero flotaba hacia la superficie; esto convirtió a la Tierra de un cuerpo relativamente homogéneo a un cuerpo en capas heterogéneas con un núcleo de hierro denso, un manto y una costra superficial de material ligero. Press y Siever en 1998, consideraron que: "La diferenciación" es quizás el evento más significativo en la historia de la Tierra, ya que condujo a la formación de una corteza y, finalmente, a los continentes y océanos.

A medida que la Tierra se calentaba y los materiales más ligeros salían a la superficie, el vulcanismo contribuía con enormes cantidades de vapor de agua, dióxido de carbono, nitrógeno, sulfuro de hidrógeno e hidrógeno a la atmósfera primitiva. El sulfuro de hidrógeno formó sulfuros de hierro y también fue destruido por reacciones fotoquímicas.

La mayor parte de la atmósfera primitiva se perdería en el espacio, pero nuevos gases y vapor de agua se fueron liberando de la superficie terrestre. Durante el periodo Precámbrico, en la atmósfera prevalecían concentraciones de dióxido de carbono (CO_2) y otros componentes que conformaban una atmósfera hostil para el desarrollo de la vida, el vapor de agua procedía de la evaporación del agua terrestre, la atmósfera de la Tierra estaría formada por vapor de agua, dióxido de carbono (CO_2) y nitrógeno (N), junto a muy pequeñas cantidades de hidrógeno (H_2) y monóxido de carbono (CO), pero con ausencia de oxígeno (O); era una atmósfera ligeramente reductora ya que la tendencia sería a que el oxígeno se fijase en diferentes compuestos, se tendría, una atmósfera con tan sólo trazas de oxígeno (Trápaga, 2004).

En una atmósfera carente de oxígeno (reductora), la vida se limitaba a organismos unicelulares que podían vivir en condiciones anóxicas, como las bacterias reductoras de sulfato que se encuentran en la actualidad en aguas anóxicas y estancadas. La vida tal como la conocemos ahora, no se desarrolló hasta que el oxígeno se convirtió en un importante componente atmosférico.

El vapor se condensó para formar los océanos, los cuales favorecieron la estructura del clima global, por la posibilidad de evaporar enormes cantidades de agua a la atmósfera generando nubosidad, huracanes, tormentas, ríos etc., con ello inicia el ciclo hidrológico.

Como se mencionó anteriormente la atmósfera primitiva no contenía oxígeno molecular (O_2), por lo tanto tampoco existía la capa de ozono (O_3), esto implicaba que la radiación ultravioleta penetraba directamente hasta la superficie terrestre y a los cuerpos de agua (Acevedo y Baquero, 1998). No obstante parece que la radiación ultravioleta estimuló la formación de las moléculas orgánicas primitivas como los aminoácidos que se convirtieron en los bloques para la construcción de las primeras formas de vida; se interpreta que se trataban de anaerobios. Probablemente eran formas de pseudobacterias consumidoras que se alimentan de los nutrientes disueltos en agua, surgieron los organismos fotosintetizadores que fueron los primeros organismos que vivían a una profundidad de al menos 10 m, la capa de agua actuaba como filtro solar que reducía la radiación ultravioleta del sol.

La evidencia geoquímica apoya la idea de que existió una atmósfera no oxidante hasta aproximadamente 2 000 millones de años. Las formaciones de hierro en bandas extensas, que consisten en capas alternativas de hierro y sílice, son exclusivas del Precámbrico, con más del 95% depositado antes de 2 000 millones (Holland, 1994). Estas formaciones, que se producen en todos los continentes, implican una atmósfera no oxidante en la que grandes cantidades de hierro podrían transportarse en un estado ferroso soluble a sitios de depositación.

Otra evidencia de una atmósfera no oxidante es la presencia de conglomerados de uranio y uraninita en detritos con edades de aproximadamente 2 000 millones de años. Holland (1994), estima que la presión parcial de oxígeno ha sido de aproximadamente 3×10^{-1} atmósferas cerca de 2 500 millones de años. La presión parcial actual de oxígeno es de 0.2 atmósferas, y la de dióxido de carbono es de 0.0003 atmósferas.

Los sedimentos de lechos rojos cuyos granos están recubiertos con óxido férrico aparecieron por primera vez alrededor de 2 600 millones de años. Su apariencia marca el comienzo de un aumento significativo de oxígeno en la atmósfera. La fotosíntesis de los organismos primitivos produjo este oxígeno.

Después de algunos millones de años apareció la clorofila y las plantas pudieron tomar energía solar y utilizarla para generar su propio alimento. Este proceso es llamado fotosíntesis y con este proceso comenzó el ciclo orgánico del carbono (Tissot, 1982).

2.3. Fotosíntesis.

La fotosíntesis es el proceso básico que permite lograr la producción en masa de materia orgánica en la Tierra, esto constituye un evento importante para la formación de rocas generadoras de hidrocarburos, se originó hace 2 mil millones de años (junto con ella se estableció la base para la pirámide alimentaria para la evolución de las formas superiores de vida). Los organismos autótrofos primitivos, tales como las algas verdiazules y bacterias fotosintéticas, fueron los primeros organismos responsables de esta producción en masa, para que se realice este proceso es necesario la presencia de la clorofila, que es el pigmento verde que absorbe la luz solar y en los organismos autótrofos primitivos se encontraba en un estado relativamente libre en la célula, mientras que en las plantas más evolucionadas se concentra en los cloroplastos de las hojas verdes (Tissot, 1982).

Con la clorofila, las plantas pudieron tomar energía solar y utilizarla para generar su propio alimento. Con la fotosíntesis comenzó el ciclo orgánico del carbono con células que empezaron a fabricar su propio alimento a partir de la luz solar, agua y CO₂ (Trápaga, 2004).

En la figura 2.3.1 se muestra como las plantas superiores adquieren el CO₂ atmosférico por difusión a través de pequeñísimos poros de las hojas conocidos como estomas y es transportado a los cloroplastos, que es donde se lleva a cabo la fotosíntesis (Jaramillo, 2007).

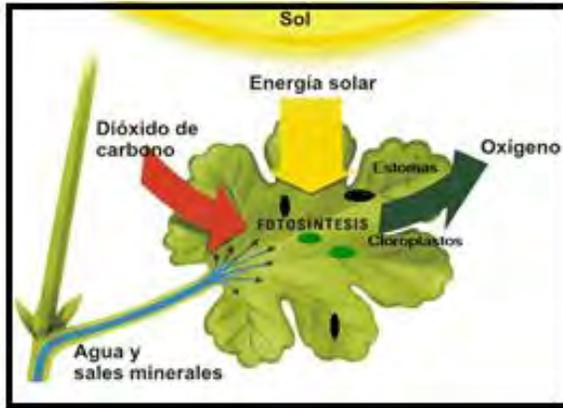


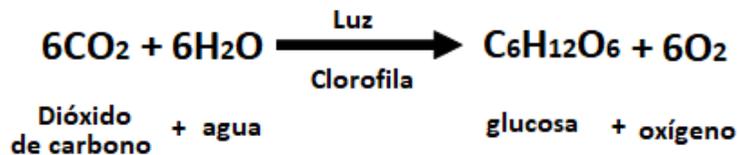
Figura 2.3.1 Las plantas superiores adquieren el CO₂ de la atmósfera, la energía del sol y el agua por medio de sus raíces, entra por medio de las estomas y se dirigen a los cloroplastos que se encuentran dentro de la hoja, con ello comienza el proceso de fotosíntesis.

Tomado de:

<http://www.arablog.co/que-es-la-fotosintesis/>

Este proceso hace uso de la energía procedente de la luz solar utilizando solo una estrecha banda del total de la radiación solar la cual la transforma en energía química. Es básicamente una transferencia del hidrógeno del agua al dióxido de carbono para producir materia orgánica en forma de glucosa y oxígeno, éste se libera de la molécula de agua no de la del CO₂. Los organismos autótrofos sintetizan polisacáridos a partir de la glucosa dando origen a la celulosa y al almidón junto con todos los constituyentes necesarios (Tissot, 1982).

La ecuación reducida de la reacción de la fotosíntesis, se presenta de la siguiente manera:



Y en ella se observa que la fotosíntesis captura la energía luminosa del sol y la utiliza para unir el CO₂ y formar glucosa, el O se libera de la molécula del H₂O agua

Como se mencionó anteriormente, con la fotosíntesis los organismos empezaron a fabricar su alimento a partir de luz solar, agua y dióxido de carbono. Así, la vida de los océanos comenzó a provocar cambios en el ambiente. La fotosíntesis permitió que esos organismos exhalaran oxígeno como producto de desecho, que al irse acumulando poco a poco en el entorno, indujo modificaciones drásticas en la química de los océanos y de la atmósfera, y generó la capa de ozono que bloquea la agresiva radiación ultravioleta del Sol (Trápaga, 2007). Con la reducción de la

radiación ultravioleta, los organismos pudieron emigrar hacia la superficie del océano, y de ahí a los continentes. Se estima que el oxígeno en la atmósfera alcanzó niveles suficientes para propiciar una enorme diversificación biológica y la ocupación de un mayor número de nichos tanto marinos como terrestres al menos desde hace 550 millones de años.

2.4 El ciclo del carbono

El dióxido de carbono CO₂ es un componente importante de nuestra atmósfera desde hace miles de millones de años, cuando la gran actividad volcánica del planeta lo lanzaba a la atmósfera. La atmósfera primitiva era más rica en CO₂ (aproximadamente una concentración de 3%, contra 0.036% en la actualidad) y evitaba la salida de la radiación, produciendo junto con el vapor de agua un calentamiento global en el planeta (Lovelock, 1988).

El dióxido de carbono junto con otros gases tiene la capacidad de absorber el calor de la atmósfera, (el llamado efecto invernadero), es un termostato natural que controla la temperatura del invernadero planetario actuando como un vidrio, además controla el balance de la energía que la Tierra recibe del sol y la que está emite hacia el espacio (Trápaga, 2007). En este proceso de regulación el CO₂, junto con el vapor de agua, el metano y otros gases productores del efecto invernadero permite que la Tierra devuelva al espacio solo la energía radiante suficiente para que se mantenga un balance térmico apropiado para el desarrollo de la vida.

El ciclo del carbono se originó desde la formación de la Tierra hace aproximadamente 4600 millones de años. Y se puede definir como el flujo del carbono y como se relaciona con los procesos físicos, químicos y biológicos que lo controlan; ocurre entre la atmósfera, la hidrósfera, rizosfera y la biosfera que son los diferentes lugares donde se almacena en la Tierra (M. Chivelet, 2010).

Las plantas superiores como sabemos, adquieren el dióxido de carbono (CO₂) atmosférico a través de sus hojas. Una cantidad de este CO₂ se regresa a la atmósfera pero la cantidad que se almacena y se convierte en carbohidratos durante la fotosíntesis, se conoce como Producción Primaria Bruta PPB, la cual se ha estimado globalmente en 120×10^{15} g C/ año. En la figura 2.4.1 se muestra esquemáticamente que la mitad del PPB 60×10^{15} g C/ año se incorpora en los tejidos vegetales, como hojas, raíces y tejido leñoso, y la otra mitad regresa a la atmósfera como CO₂ debido a la

respiración autótrofa R_a . El crecimiento anual de las plantas es el resultado de la diferencia entre el almacenado y el respirado (Schlesinger, 1997).

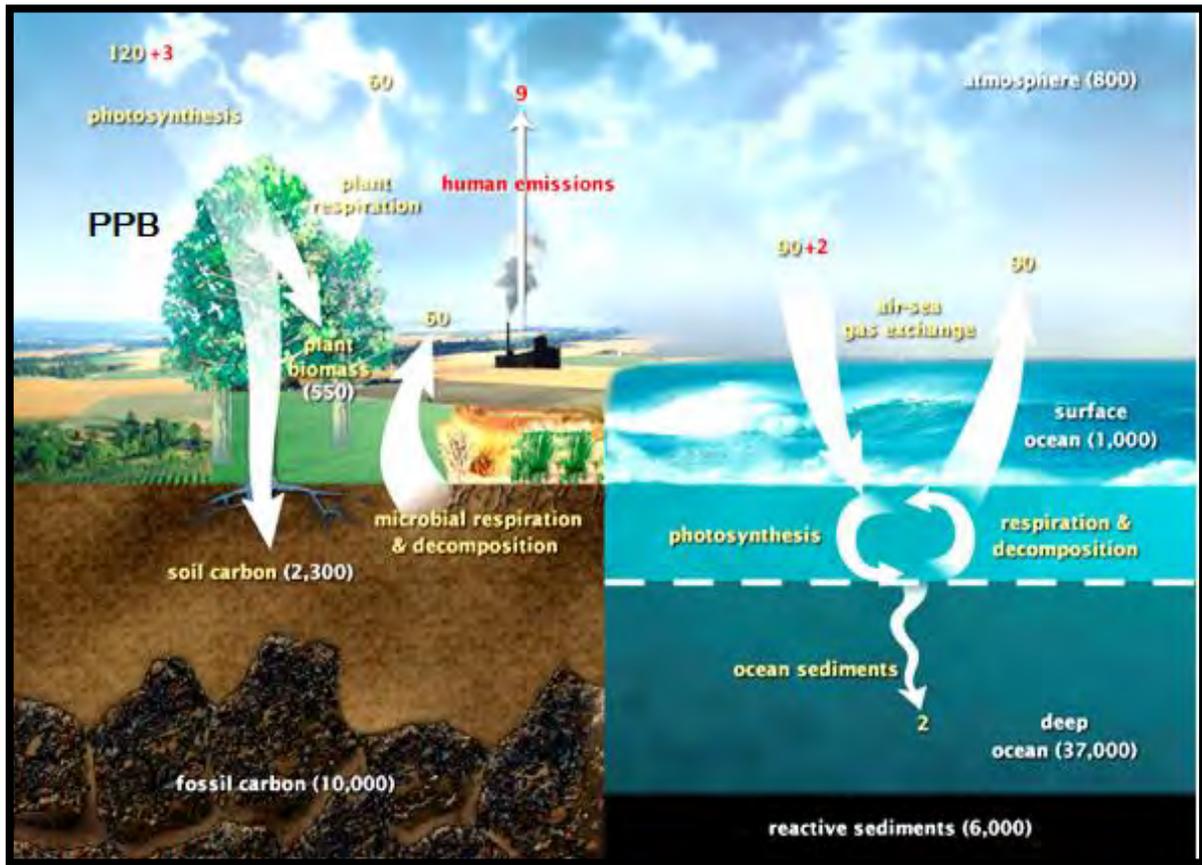


Figura 2.4.1 El ciclo global del carbono en la actualidad

PPB = producción primaria bruta

Los números amarillos son flujos naturales

El rojo son contribuciones humanas.

Los números blancos indican carbono almacenado.

(Diagrama adaptado del Sistema de Información de Investigación Biológica y Ambiental del DOE de EE. UU.)

<https://earthobservatory.nasa.gov/features/CarbonCycle>

A esta diferencia se le conoce como Producción Primaria Neta (PPN), que se ha estimado en 60×10^{15} g C/ año (Jaramillo, 2007). La capacidad de almacenamiento es muy variable tanto en las rocas sedimentarias como en la biosfera, Aunque es difícil estimar la preservación real, parece seguro suponer que es menor al 0.01 %. Y se ha estimado según Menzel y Ryther, 1970, que cerca del 0.1 % de la producción anual de la materia orgánica se encuentra en sedimentos superficiales. Una pequeña fracción de la materia orgánica se preserva en los sedimentos mientras que el resto recircula principalmente en la superficie de los océanos (Tissot, 1982).

La mayor parte del carbono que se presenta en la Tierra se encuentra concentrado en las rocas sedimentarias de la Corteza Terrestre, una parte se encuentra como carbono orgánico y una parte mayor como carbono en carbonatos (principalmente calizas). Se considera que el 18 % del total del carbono en las rocas sedimentarias es carbono orgánico, mientras que el 82 % esta en forma de carbonatos. La mayor parte del carbono orgánico (5.0×10^{15} toneladas) se encuentra fijo en sedimentos, otra parte (1.4×10^{15} toneladas), corresponde con material tipo grafito o metantracita esta fijo en las rocas metamórficas de cuyo protolito son rocas sedimentarias (Tissot, 1982), lo anterior se puede observar en la tabla 2.4.1.

	Carbono orgánico (ton)
Organismos y carbono orgánico disuelto	0.003
Sedimentos	5.0×10^{15}
Rocas metamórficas de origen sedimentario (80 % de todas las rocas metamórficas)	1.4×10^{15}
Total del carbono orgánico	6.4×10^{15}

Tabla 2.4.1 Carbono orgánico en la corteza de la tierra expresado en toneladas (Welte 1970)

Los procesos que regulan la concentración de CO_2 en la atmosfera son temporalmente distintos, las tasas de intercambio entre las fuentes de almacenamiento son extremadamente variables y efectivas a escalas temporales. Desde pocos años o siglos a decenas de millones de años por eso se consideran dos ciclos (Chivelet, 2010).

La rotación de carbono orgánico en plantas, animales y rocas como un ciclo continuo de respiración, fotosíntesis, crecimiento, descomposición y preservación en sedimentos se denomina ciclo del carbono, el que se muestra en la figura 2.4.2. El ciclo tiene dos partes, que tienen diferentes frecuencias. La parte corta es el ciclo superficial del carbono a través de la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera, y de regreso a la atmósfera. Esta parte lleva desde días hasta miles de años. La segunda parte es el ciclo del carbono que queda atrapado en las rocas, que se devuelve al primer ciclo después de un período de millones de años a través de la generación de petróleo y gas y la erosión de los residuos de carbono de las rocas. Ambas partes del ciclo han ocurrido a lo largo del tiempo geológico, aunque la cantidad y el tipo de materia orgánica han cambiado desde el Precámbrico.

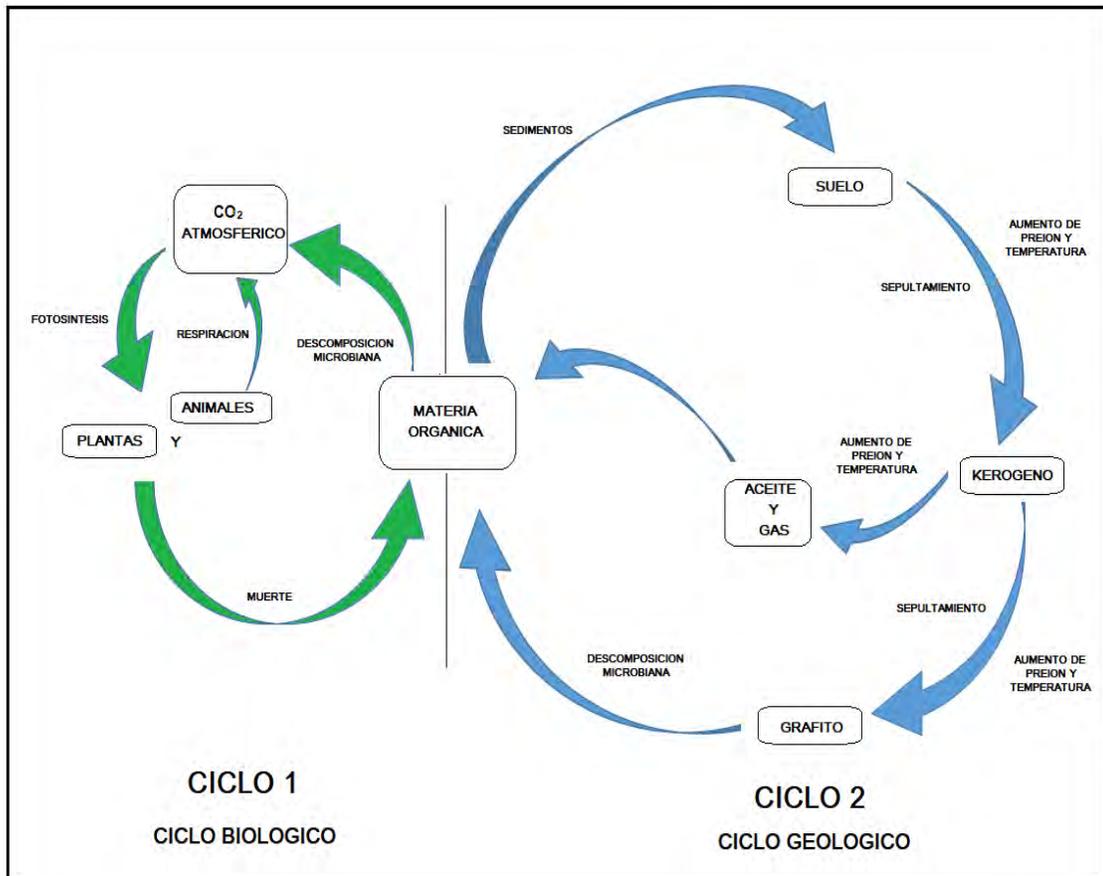


Figura 2.4.2 Los dos principales ciclos del carbono orgánico de la Tierra

- Ciclo 1 biológico o de corto plazo: Presenta una masa circulante de 2.7×10^{12} toneladas de carbono orgánico y vida media desde días hasta decenas de años.
- Ciclo 2 geológico o de largo plazo: consistente en una cantidad estimada de 6.4×10^{15} toneladas y con una vida media de varios millones de años

Los dos ciclos están interconectados por una pequeña fuga de aproximadamente 0.01 % a 0.1% del total del carbono orgánico, lo cual representa la oxidación de la materia orgánica sedimentaria a CO_2 (Tissot, 1982).

Capítulo III

ORIGEN Y TIPO DE MATERIA ORGÁNICA.

El origen del petróleo de los yacimientos de hidrocarburos, como se explicó en el capítulo I, es orgánico. Toda la materia orgánica que proviene de los seres vivos desde que nacen, se desarrollan y mueren en la parte de la Tierra que constituye la biosfera posteriormente son acarreados junto con sedimentos hacia las cuencas sedimentarias marinas o lacustres donde se depositan y son paulatinamente desintegrados o transformados.

Los sedimentos ricos en materia orgánica que fueron depositados en medios donde quedaron protegidos de las acciones oxidantes de la atmósfera, son los que se argumenta, fueron capaces de generar hidrocarburos.

Por otro lado, los depósitos que quedan expuestos a la superficie se destruyen con mayor facilidad a causa de la oxidación y la actividad microbiana.

Para conocer el origen de la materia orgánica es necesario conocer la evolución que ha sufrido la biosfera sobre la superficie de la Tierra.

3.1 Historia de la biosfera

La vida apareció aproximadamente hace 3500 a 3 900 Ma. aunque la evidencia fósil más antigua es de 3500 Ma. en sitios como Australia, Canadá y sur de África. Los científicos piensan que las lagunas de agua caliente y superficial en las orillas de los océanos habrían sido el medio ideal para la formación de elementos químicos, que llegarían a desarrollar colonias de vida. Las reacciones químicas vitales pudieran haberse desencadenado por efecto de rayos durante tormentas, por el choque de las olas o por el impacto de un meteorito. Estas formas de vida durante el Precámbrico corresponden con fósiles microscópicos esféricos generados por organismos muy parecidos a las bacterias o algas actuales.

Durante el Proterozoico, las primeras formas de vida fueron las bacterias. Los fósiles más antiguos se conocen como estromatolitos, que corresponden con bancos de algas verdiazules que crecieron en cuerpos de agua de poca profundidad y son los principales productores de carbono orgánico junto con las bacterias fotosintéticas (Tissot, 1982). Pasaron otros 2500 Ma. antes de que formas

complejas de vida como las plantas marinas, aparecieron, y en consecuencia hubiera mayor abundancia de organismos y en consecuencia mayor volumen de materia orgánica.

Los primeros animales conocidos aparecieron hace unos 580 Ma. Los fósiles provenientes de organismos marinos de cuerpos blandos: plumas de mar, medusas, gusanos y animales en forma de cangrejo encontrados en la columna estratigráfica de Ediacara, Australia, demuestran la existencia de vida en el Precámbrico (Sacristán & Fernández, 2005).

Durante el Paleozoico Inferior existe una gran explosión faunística de organismos como el fitoplancton y bacterias, células eucariotas como la acritarcas (Moore 1969), predominan los trilobites (que sobrevivieron a dos extinciones son artrópodos, criaturas con exoesqueleto segmentado, aparecieron primero en el Cámbrico y rápidamente se convirtieron durante los siguientes 250 millones de años, en uno de los grupos más numerosos y activos.). De acuerdo a Gould, 1989, se desarrollaron durante un súbito surgimiento de vida que recibe el nombre de explosión cámbrica.

En el Ordovícico de 485.4 a 443.8 Ma. un día tenía 21 horas y no había animales en los continentes debido a la falta de oxígeno en la atmósfera, abundan los fósiles como el trilobites y en algunas regiones se formaron rocas generadoras que posteriormente favorecieron la formación de yacimientos de petróleo y gas.

En el Silúrico, de 443.8 a 419.2 Ma. el nivel de los océanos era elevado por lo que se tienen un alto registro de sedimentos marinos en todos los continentes, aparecen los tiburones espinosos y los peces cartilaginosos. Las plantas terrestres se encontraban restringidas a ambientes palustres y desde el punto de vista tectónico se forman los Apalaches en América del Norte.

En el Devónico, de 419.2 a 358.9 Ma. los tiburones primitivos se hacen más numerosos y aparecen los primeros peces de aletas lobuladas, los peces óseos; también grandes arrecifes de coral, además de los trilobites y los braquiópodos, adicionalmente aparecen los moluscos ammonites. En los continentes se tienen las primeras plantas con semilla, en este periodo se generan los primeros anfibios.

En el Carbonífero, de 358.9 a 298.9 Ma. existían dos masas continentales Gondwana y Laurasia donde se formaron las primeras plantas terrestres como los helechos, gimnospermas, angiospermas, ginkgos y posteriormente se desarrollan las coníferas. Se caracteriza porque grandes extensiones de bosques, manglares y pantanos quedaron sucesivamente sepultadas, dando origen

a estratos que al evolucionar formaron yacimientos de carbón (Sacristán & Fernández, 2005). En este periodo y durante el inicio del Pérmico hubo una gran actividad tectónica ya que estos continentes se unieron en una sola masa continental llamada Pangea.

En el Pérmico, de 298.9 a 251.9 Ma. ocurrió sedimentación acelerada con mucha materia orgánica que posteriormente formaron grandes yacimientos de hidrocarburos en la región de Perm, Rusia. Estos yacimientos se asocian a lechos rojos continentales y secuencias marinas poco profundas, sigue la formación del supercontinente Pangea. Hace aproximadamente 250 millones de años, el 96 % de las especies desaparecieron, hubo una extinción de invertebrados marinos como los corales rugosos, briozoos, moluscos, equinodermos esponjas y los trilobites (Navarrete, 2012) y el 70 % de las especies de vertebrados terrestres; tras la catástrofe solo sobreviviría un 5% de las especies presentes en el Pérmico las cuales fueron reemplazadas por otras en una nueva explosión evolutiva. Esta extinción marca el límite entre el Pérmico y el Triásico.

La era Mesozoica que abarca 251.9 a 66 Ma. puede denominarse la era de los reptiles, ya que estos animales dominaron los ambientes terrestres, marinos e incluso había algunos que volaban, esto les permitió adaptarse a casi todos los ambientes que existían en la Tierra.

El Triásico, de 251.9 a 201.3 Ma. se caracteriza por las grandes extinciones la masiva del Pérmico-Triásico y la del Triásico-Jurásico. El supercontinente Pangea comenzó a disgregarse con sistemas de fracturas y fallas normales formando grandes Horst y Grabens. Los helechos de semilla y las coníferas dominaron la flora del Triásico Inferior y Medio, pero del Triásico Superior al Cretácico dominaron los helechos, las cicadáceas, los ginkgos y las coníferas. En los medios acuáticos los bivalvos y gasterópodos se encuentran con frecuencia en rocas del Triásico (Navarrete, 2012).

Los reptiles dominaron la superficie en este periodo y los mamíferos que aparecieron en el Triásico Superior evolucionaron muy lentamente.

En el Jurásico, de 201.3 a 145 Ma. continúa un proceso de rifting que provoca la separación de Sudamérica y África, se abrió el Golfo de México; las principales formas de vida marina eran peces y reptiles, aparecen también los primeros cocodrilos que en lugar de patas tenían aletas (Sacristán & Fernández, 2005)

El Cretácico, de 145 a 66 Ma. Al inicio de este periodo existían dos continentes llamados Gondwana y Laurasia y estaban separados por el mar de Tetis. Los continentes al separarse formaron grandes plataformas clásticas y posteriormente carbonatadas con sus correspondientes zonas de talud y

cuencas; en el Cretácico Tardío inició la orogenia Laramide. En las regiones de zonas de transición (pantanos y deltas) de latitudes superiores a los 50° tanto meridionales como septentrionales se originaron enormes yacimientos de carbón, en el intervalo comprendido entre 120 y 75 Ma. El mar de Tetis tenía una gran cantidad de micro plantón que se convirtió en materia orgánica que formó los yacimientos (más de la mitad de los yacimientos originados en el Tetis, como el del Golfo Pérsico, norte de África, Golfo de México y Venezuela), (Navarrete, 2012).

La extinción al final del Mesozoico abarca el 65 % de la biota marina y terrestres, como ocurrió con los dinosaurios, los pterosaurios, los plesiosauros y los ammonites, entre otros. Esta extinción masiva se explica por el choque del meteorito de Chicxulub, Yucatán, México, lo que ocasionó que se formaran brechas calcáreas que dieron origen a rocas almacenadoras en el sur del Golfo de México, principalmente en la Sonda de Campeche.

La era Cenozoica que abarca 65 Ma. a la época actual, se caracteriza debido a que en el Paleógeno, de 66 a 23.03 Ma. Inicia la evolución de los mamíferos después de la extinción masiva del Cretácico, que marca la desaparición de los dinosaurios y otras especies.

En la época del Eoceno, de 56.0 a 33.9 Ma. evolucionan a los mamíferos modernos, se formaron las cordilleras de los Alpes y el Himalaya.

En el Oligoceno, de 33.9 a 23.03 Ma. se considera como un momento de transición para los ecosistemas modernos.

El Neógeno, de 23.03 a 2.58 Ma. particularmente en el Mioceno, de 23.8 a 5.3 Ma., ocurrió un desarrollo de aves y mamíferos, la temperatura era más baja que la actual, se originaron las masas de hielo en la Antártica. Durante el Plioceno, de 5.3 a 2.58 Ma., siguió la evolución de mamíferos, reptiles y aves.

El Periodo Cuaternario, de 2.58 Ma. a la época actual, abarca el Pleistoceno, de 2.58 a 11,700 años es un periodo interglaciar, con la aparición del hombre en África y el desarrollo de la fauna y climas actuales. El Holoceno, de 11,700 a la época actual, es un periodo interglaciar.

A lo largo de la historia de la Tierra nos percatamos de que existe una constante acumulación desde el Cámbrico hasta nuestros días de cantidades variables de sedimentos que contienen material orgánico; en específico podemos mencionar las acumulaciones extraordinarias debido a las explosiones de vida en nuestro planeta, dicho material para que se transforme a petróleo necesita

ciertas condiciones de temperatura y presión las cuales se presentan en cuencas sedimentarias subsidentes.

3.2. Tipos de materia orgánica.

3.2.1. Materia orgánica.

Es todo aquel material compuesto por moléculas orgánicas, como el carbón (C), hidrógeno (H), oxígeno (O), y nitrógeno (N), en forma de monómeros o polímeros, que son derivados directa o indirectamente de la parte blanda de los organismos. La parte blanda de los organismos se refiere a los carbohidratos, lípidos, proteínas y ligninas; las partes duras de los organismos son las partes esqueléticas como conchas, huesos, dientes, estas no contribuyen a la formación de los hidrocarburos.

Todo compuesto que contenga restos de animales y/o vegetales acumulados con diferentes grados de mineralización esto es, que contengan carbono en su composición será llamado materia orgánica. La materia orgánica es la base para la formación de hidrocarburos. Los residuos orgánicos sin descomponer están formados principalmente por Hidratos de carbonos simples y complejos, compuestos nitrogenados, lípidos y ácidos orgánicos.

3.2.2 Productores de materia orgánica

La materia orgánica solo se conserva y fosiliza en sedimentos subacuáticos, esto es en ambientes libres de oxígeno (anóxicas), lo que nos lleva a considerar, que todos los restos de la materia orgánica que se depositan sobre la superficie al estar en contacto con el oxígeno se descomponen más rápido y la parte blanda del organismo se oxida y ya no serviría para formar petróleo.

Dar una explicación cuantitativa de los organismos que contribuyeron a la mayor acumulación de materia orgánica en la historia de la Tierra, es complicado, pero se puede establecer que son los organismos marinos microscópicos, los que más aporte tuvieron. Vallentyne (1965) (Tomado de Tissot, 1982), sugiere que hoy en día el fitoplancton y las bacterias marinas son responsables del 50 % al 60 % de la producción mundial del carbono orgánico.

La productividad biológica en los medios acuáticos es de gran relevancia para la formación de rocas generadoras, tanto de los ambientes transicionales (pantanos, lagunas costeras, manglares, deltas, etc.), como de ambientes marinos de diferentes batimetrías.

De acuerdo a Tissot, 1982, los cuatro “grupos “que aportan la mayor cantidad de materia orgánica a sedimentos son:

- Fitoplancton
- Zooplancton
- Plantas superiores
- Bacterias

3.2.2.1 Fitoplancton

Su presencia en los mares data desde el principio de la vida tiene un origen polifilético, evolutivamente hablando; de ahí se explica su diversidad, expresada en el número de especies diferentes en determinado ecosistema, región o cuenca (Licea, 2019).

La producción de fitoplancton se inició en el Precámbrico, aumento en el Paleozoico y posteriormente disminuyó en el Devónico tardío (Tappan, 1968). Los principales grupos son las diatomeas, los dinoflagelados, cianofíceas, el nanoplancton.

Son microorganismos autótrofos, que son la base de los ecosistemas acuáticos (figura 3.2.2.1). Su función es fundamental en la vida del planeta y consiste en realizar la fotosíntesis. En este proceso, la materia inorgánica se transforma en orgánica, misma que se transfiere al zooplancton, microorganismos heterótrofos, que deriva en alimento de otras especies al establecerse una complicada trama trófica hasta llegar a los especímenes superiores como las ballenas. En realidad, el plancton es la base de alimentación de los seres vivos del planeta (Licea, 2019).

Está compuesto por una gran variedad de flora, que pueden estar en un rango de tamaño desde menos de un micrón (la milésima parte de un milímetro). El fitoplancton se refiere a las principales plantas de los océanos, que a diferencia de lo que ocurre en el ecosistema terrestre, son de tipo microscópicas muy abundante en el ambiente pelágico, y por ello, las plantas han prosperado como organismos microscópicos que flotan en la capa más superficial del mar para el aprovechamiento de la radiación solar.

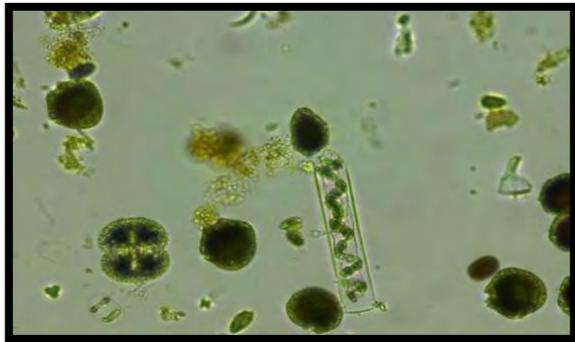


Figura 3.2.2.1 Fitoplancton, en el planeta se albergan cerca de seis mil especies de fitoplancton. Tomado de (Licea, 2019)

3.2.2.2 Zooplancton

El zooplancton (figura 3.2.2.2) está constituido por organismos heterótrofos, incapaces de fabricar su propio alimento por lo que están obligados a consumir la materia orgánica de otros seres vivos, principalmente bacterias, algas fitoplanctónicas y otros animales del zooplancton por eso se considera que son herbívoros, omnívoros y carnívoros (Gómez, 2013).

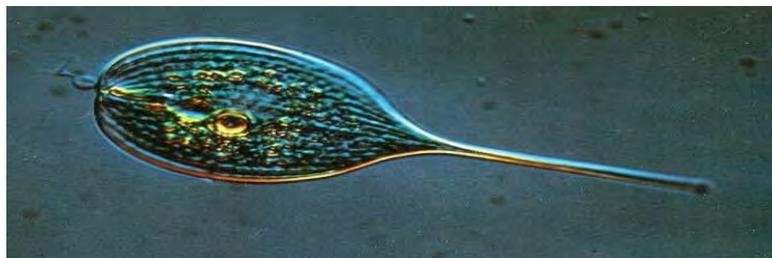


Figura 3.2.2.2
Zooplancton , Foraminífero
<http://el-plancton.blogspot.com/2009/12/holoplancton.html>

3.2.2.3 Plantas superiores

Las plantas superiores son las que se reproducen por semillas, sus órganos reproductores, las flores, son visibles aunque no todas vistosas. Las semillas contienen un embrión y reservas nutritivas que en un momento determinado se desprenden de la planta, aptas para germinar.

Las plantas superiores abarcan dos grupos que se distinguen por la manera en que se presentan las semillas. Estos grupos son las gimnospermas y las angiospermas.

Las gimnospermas

Las gimnospermas (figura 3.2.2.4) presentan sus semillas descubiertas y se las ve en el fruto, entre unas hojas duras y superpuestas denominadas escamas. Un ejemplo de estos frutos son las piñas de los pinos. En la actualidad hay unas 700 especies de gimnospermas.



Figura 3.2.2.4

Las gimnospermas no poseen flor, pero sus semillas se forman a partir de óvulos situados en formaciones parecidos a escamas, como las que integran una piña.

<http://www.barrameda.com.ar/botanica/plantas-superiores.htm>

Las angiospermas

Las semillas de las angiospermas (figura 3.2.2.5) se encuentran encerradas y protegidas dentro del fruto que se genera a partir del ovario.

Esta rama de las plantas superiores es la más numerosa dentro del reino vegetal, con unas 25 000 especies. Son herbáceas o leñosas e incluyen hierbas, matas, arbustos y árboles.



Figura 3.2.2.5

Las angiospermas son más evolucionadas que las gimnospermas. Sus semillas están protegidas dentro del fruto. <http://www.barrameda.com.ar/botanica/plantas-superiores.htm>

3.2.2.4 Bacterias

Las bacterias son microorganismos unicelulares que se reproducen por fisión binaria. La mayoría son de vida libre, a excepción de algunas que son de vida intracelular obligada. Tienen los mecanismos productores de energía y el material genético necesarios para su desarrollo y crecimiento. Las bacterias integran el reino procariota. Todos los organismos vivos se pueden dividir en dos tipos celulares: eucariotas y procariotas. Tienen estructuras en común como la membrana celular, los ribosomas encargados de la síntesis proteica y el ácido desoxirribonucleico (ADN) portador de la información genética (Prescott, 1999). Los organismos multicelulares, animales y plantas, están constituidos por células eucariotas. Los protistas, los hongos y las algas que se organizan de forma unicelular, multicelular o en colonias (como los protistas), también poseen células eucariotas. Dentro de este esquema, las bacterias son microorganismos unicelulares procariotas (figura 3.2.2.6) (Prescott, 1999).



Figura 3.2.2.6
Bacterias

Tomado de: <https://sp.depositphotos.com/189265120/stock-video-render-bacteria-virus-render-microbe.html>

3.2.3 Microfósiles

Los microfósiles son restos de animales y plantas que pueden representar organismos aislados, colonias de organismos, partes de organismos, o determinados órganos o estructuras, su tamaño oscila entre algunos milímetros (mm) y algunas decenas de micras (μm). De hecho, cada uno de los cinco reinos –en los que se reúne a todos los organismos vivos– propuestos en 1969 por el biólogo estadounidense Robert H. Whittaker (1920-1980), tienen representantes dentro de los microfósiles, y dos de los tres grandes dominios de seres vivos, las bacterias y arqueobacterias, son exclusivamente organismos unicelulares y por tanto microscópicos.

Los microfósiles más importantes en la industria petrolera son.

- Orgánicos: como las acritarcas, quitinozoarios, dinoflagelados, polen y esporas
- Silíceos: radiolarios, diatomeas silicoflagelados, silicofitolitos.

- Calcáreos Foraminíferos, nanoplancton calcáreo y ostrácodos
- Fosfáticos, conodontos.

El tamaño y la abundancia de los microfósiles los hace especialmente ideales para estudios en la perforación de pozos petroleros, ya que bastan unos pocos gramos de muestra para su estudio. Por esto, y por la información que pueden brindarnos, son elementos de suma importancia en la prospección de diferentes recursos naturales como petróleo, gas, carbón, etc. También existen rocas formadas casi exclusivamente por microfósiles, como las diatomitas (diatomeas) y las radiolaritas (radiolarios).

Al estudiar cualquier grupo de organismos nos permite conocer las variaciones en diversidad y abundancia de cada uno de los grupos involucrados, y su aporte a la biota en diferentes momentos de la historia geológica y lugares geográficos. Pero es aún más relevante su aplicación en diferentes campos de las ciencias de la Tierra, algunos de los cuales ya se han mencionado. Su gran abundancia, resistencia, carácter cosmopolita y fácil aislamiento, hacen que los microfósiles estén entre los mejores indicadores estratigráficos con alto poder de resolución, permitiendo realizar divisiones de intervalos de tiempo relativamente cortos (Daners, G & Verde, M., 2008).

La sensibilidad de varios grupos de microfósiles a los cambios ambientales, determina su utilidad en reconstrucciones paleo-ambientales.

Aquellos que provienen de las plantas permiten, por ejemplo, realizar inferencias sobre climas y fitogeografía de diferentes épocas geológicas, mientras que los que provienen de ambientes marinos brindan valiosa información sobre líneas de costa, corrientes, temperatura, y química de las masas de agua del pasado. Algunos fósiles calcáreos pueden también brindar información sobre distintos aspectos ambientales del pasado. El análisis de isótopos estables en el esqueleto de estos microfósiles nos puede informar sobre cambios en los volúmenes de hielo del planeta, la antigua temperatura y salinidad de los océanos, etc.

3.2.4 Fósiles importantes para la industria petrolera.

Los restos de animales como los foraminíferos, radiolarios, se encuentran fácilmente porque segregan un caparazón (figura 3.2.3.1).

3.2.4.1 Foraminífera

Abarcan desde el Cámbrico hasta la actualidad, la mayoría de las formas paleozoicas tienen un esqueleto formado por aglutinación de partículas. El cuerpo de un foraminífero consta de un protoplasma, que se encarga de todas las funciones del cuerpo. Habitan en o cerca de la interface agua-sedimento, pueden ser sésiles o móviles, temporales o permanentes (Calonge, 2001). El tamaño y la morfología final de un foraminífero depende de muchos factores; entre ellos debemos destacar, la forma y dimensiones de la cámara embrionaria, el número de etapas de crecimiento hasta llegar al estado adulto (Calonge, 2001). Pueden medir entre 0.1 y 0.5 cm, otras de 100 μm pudiendo medir hasta 20 cm.

La mayoría de los foraminíferos son bentónicos, que viven sobre el fondo marino, pero algunos son planctónicos como la Globigerina (Black, 1982); las formas bentónicas pueden ser sésiles o libres y se desplazan por medio de pseudópodos, La mayoría aparecen en la zona nerítica y tienen el caparazón generalmente discoidal y aplanado o arrollado en espiral plana.

Las formas planctónicas son más abundantes en las aguas superficiales entre los 6 y 30 m de profundidad. Los foraminíferos constituyen uno de los pocos grupos de organismos, tanto fósiles como vivientes, que pueden encontrarse en todos los medios marinos: litorales, neríticos y los ambientes pelágicos. Su distribución la condicionan diversos factores, todos ellos interrelacionados (Arenillas et al., 2000, tomado de Colange 2001). Hay especies que soportan grandes y frecuentes cambios de temperatura mientras otras mueren al mínimo cambio, por lo que la estructura térmica de los océanos marca diferencias importantes entre las asociaciones de foraminíferos.



Figura 3.2.3.1.
Foraminíferos
Tomado de:
<https://es.wikipedia.org/wiki/Foraminifera>

3.2.4.2 Radiolarios

Son protozoarios con una concha de sílice, sulfato de estroncio u opalina amorfa. Actualmente los radiolarios, tanto fósiles como recientes, han alcanzado una gran importancia como indicadores hidrológicos, paleoecológicos, paleoceanográficos y estratigráficos (Zapata, 2005). Se encuentran desde el Cámbrico hasta la actualidad, son organismos plactónicos marinos unicelulares que segregan un esqueleto simétrico con una complicada trama compuesta de sílice (figura 3.2.3.2), miden de 30 μm a 2 mm de diámetro.

Hoy en día tienen una distribución muy amplia, sus restos son abundantes principalmente en las partes profundas del océano, donde las conchas calcáreas, como las de los foraminíferos se disuelven. Las formas fósiles aparecen en nódulos silíceos y en las calizas silíceas de épocas diversas (Black, 1982).

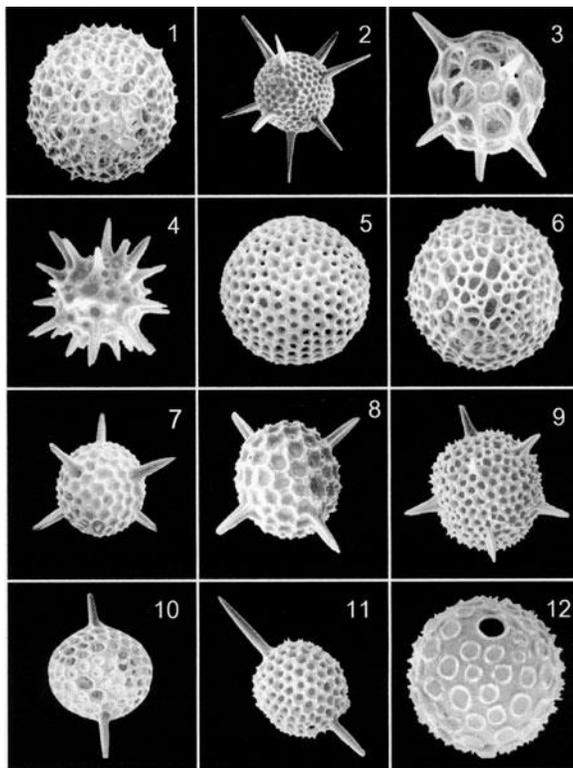


Figura 3.2.3.2

Diferentes tipos de radiolarios

- 1: *Actinomma antarcticum* (x 280);
- 2: *Actinomma* aff. *leptodermum* (x 600);
- 3: *Actinomma* sp. "A" (x 160);
- 4: *Actinomma* sp. "B" (x 520);
- 5: *Carposphaera melitomma* (x 480);
- 6: *Cenosphaera compacta* (x 320);
- 7: *Hexacontium armatum* (x 380);
- 8: *Hexacontium armatum* (x 380);
- 9: *Hexalonche philosophica* (x 380);
- 10: *Stylocentarium bispiculum* (x 440);
- 11: *Stylosphaera melpomene* (x 280);
- 12: *Acrosphaera murrayana* (x 480).

Tomado de: (Zapata, 2005)

3.2.4.3 Conodontos

Se extiende desde el Ordovícico al Triásico y aparecen con mayor frecuencia en las lutitas marinas. Son diminutas estructuras con forma de dientes compuestas de fosfato cálcico. Son excelentes fósiles guía que permiten identificar la edad relativa de los estratos rocosos en el que se encuentran; son microfósiles que suele encontrarse en rocas calizas marinas (Black, 1982). Los conodontos son microfósiles resistentes, evolucionaron con rapidez a lo largo del tiempo y con sus más de mil formas diferentes conocidas. Como su nombre indica, muchos conodontos tenían forma de cono, pero otros tenían forma de barra o de hoja; son muy pequeños. Los conodontos más grandes que se han encontrado medían sólo unos 6 mm de longitud. Los fósiles de conodontos son los restos de las partes duras de los animales, tales como caparazones o dientes, que evolucionaron en los mares primitivos. Los indicios de sus partes blandas se han descubierto recientemente (figura 3.2.3.3).

Son excelentes indicadores bioestratigráficos principalmente en depósitos del Paleozoico y Triásico; también se utilizan como indicadores termales.



Figura 3.2.3.3.
Conodontos
Tomado de: <http://asombroso-e-inaudito.blogspot.com/2012/06/conodonto.html>

3.2.4.4 Diatomeas.

Se tienen del Jurásico a la actualidad, son microalgas unicelulares de vida libre o colonial, se distinguen porque presentan una pared celular que está impregnada de sílice y forma un esqueleto de dos valvas que encajan entre sí con una fina estructura reticular (figura 3.2.3.4). Las diatomeas son de agua dulce, viven cerca de la superficie, siendo más abundantes en las aguas frías. Los depósitos más ricos en diatomeas se encuentran en los lagos de agua dulce de latitudes altas y en los mares de las regiones polares y saladas (Black, 1982).



Figura 3.2.3.4
Diatomeas
Tomado de:
<https://cienciatoday.com/diatomeas-importancia-aplicaciones/>

3.2.4.5 Ostrácodos

Se tiene el registro desde el Ordovícico a la actualidad, son pequeños crustáceos con el cuerpo no segmentado y protegido con un caparazón bivalvo, que cubre la cabeza y el tronco. Pueden encontrarse a cualquier profundidad, pero en su mayor parte son marinos pero también están representados en agua dulce (Téllez Girón, 2012) (figura 3.2.3.5).

Pueden ser dulceacuícolas o marinos la mayoría son bentónicos y unos pocos son planctónicos. Debido a que su alcance estratigráfico es amplio no se utilizan como fósil índice, pero su aplicación principal es como indicador de paleo-ambientes.

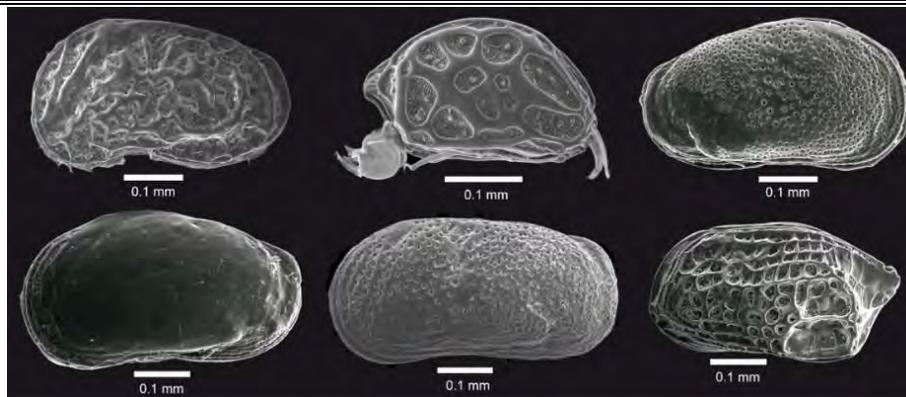


Figura 3.2.3.5

Ostrácodos

Tomado de: <http://aragosaurus.blogspot.com/2013/05/los-ostracodos-del-estuario-de-tina.html>

3.2.5 Composición química de la materia orgánica.

Todos los organismos vegetales y animales están compuestos por los mismos elementos químicos C, H y O, pero con una diferencia en cuanto al arreglo de la estructura química de los mismos, lo que nos da como resultado diferentes compuestos que constituyen a la materia orgánica. La composición química de la biomasa dependerá del ambiente físico, químico y biológico en el cual se desarrolló; además del nivel evolutivo de los organismos (Tissot, 1982).

Los principales constituyentes de la materia orgánica son las proteínas, carbohidratos, lípidos, la lignina, la celulosa y la quitina

3.2.5.1 Proteínas

Son biomoléculas formadas básicamente por carbono, hidrógeno, oxígeno y azufre, entre otros elementos como el fósforo, hierro, zinc y molibdeno. Son polímeros de pequeñas moléculas que reciben el nombre de aminoácidos, los cuales están unidos por enlaces péptidos. Las cadenas de aminoácidos que desempeñan un papel fundamental en los seres vivos y son las biomoléculas más versátiles y más diversas. Realizan una enorme cantidad de funciones diferentes, entre ellas funciones estructurales, enzimáticas y transportadoras. Todas las proteínas poseen una misma estructura química central (figura 3.2.5.1), que consiste en una cadena lineal de aminoácidos. Lo que hace distinta a una proteína de otra es la secuencia de aminoácidos de que está hecha.

Hay dos tipos principales de proteínas, las simples que están constituidas únicamente de aminoácidos y las proteínas conjugadas, que son las que tienen en su composición otras moléculas diferentes a los aminoácidos, que se llaman prostético y puede consistir en ácidos nucleicos.

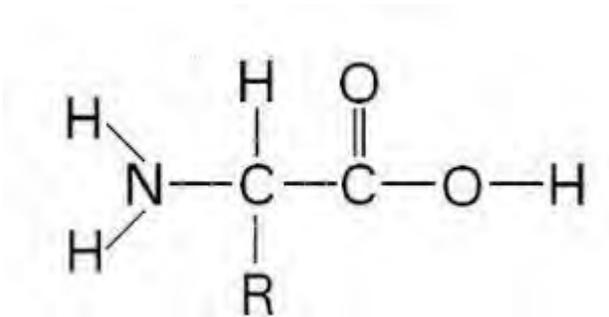


Figura: 3.2.5.1

Estructura química de las proteínas

La característica general de los aminoácidos que constituyen a las proteínas, es que poseen un carboxilo libre y un grupo amino, situado en el carbón alfa con respecto al carboxilo. Su fórmula general es $(NH_2)(COOH)$.

Las proteínas constituyen clases de materiales como las fibras musculares, la seda y la esponja. En forma de enzimas catalizan las reacciones bioquímicas dentro y fuera de las células. En presencia de agua las proteínas insolubles se pueden descomponer debido a la acción de enzimas, para formar monómeros solubles en agua (Tissot, 1982).

3.2.5.2 Carbohidratos

Se denominan glúcidos que realizan funciones estructurales y energéticas. Es el nombre colectivo para azúcares individuales y sus polímeros. Incluyen los monosacáridos. El nombre carbohidrato se deriva de la fórmula empírica $C_n(H_2O)_n$, la cual sugiere carbono hidratado. Sin embargo esta fórmula empírica no tiene un significado químico particular, ya que, de hecho los carbohidratos son compuestos polihidroxilados y no tan solo sustancias de carbón hidratadas. Los carbohidratos se encuentran entre los constituyentes más abundantes en las plantas y animales. Constituyen fuentes de energía y forman tejidos de soporte de las plantas y ciertos animales (Tissot, 1982).

Dentro de los carbohidratos, los azúcares (glucosa, fructuosa y ribosa), (figura 3.2.5.2) son muy importantes; en el proceso de fotosíntesis se sintetiza la glucosa a partir de CO_2 y H_2O y la energía que adquieren del sol, también se obtiene almidones y celulosa.

Algunas algas especialmente las algas cafées contienen un 40 % de ácido algínico, un derivado de carbohidrato. La pectina, un carbohidrato similar y parecido al ácido algínico, un componente frecuente en las plantas superiores y las bacterias. Los polisacáridos son sustancias insolubles en agua, Sin embargo se transforman por hidrólisis en azúcares C_6 y C_5 solubles en agua.

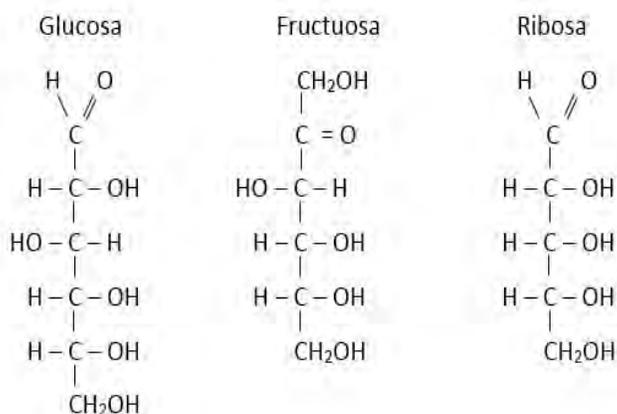


Figura 3.2.5.2
Estructura química de la glucosa, fructuosa y ribosa.

3.2.5.3 Lípidos:

Los lípidos son biomoléculas orgánicas formadas por C, H y O siendo el contenido de oxígeno muy bajo en relación con el carbono e hidrógeno, muchos poseen fósforo y nitrógeno, y en menor proporción azufre. Están formados por glicerol (alcohol) ácidos grasos o derivados de ellos lo que les da la característica de ser compuestos no polares (que no son atraídos por el agua). Los ácidos grasos están formados por largas cadenas de carbonos saturados con hidrógenos y un grupo funcional carboxilo ($-\text{COOH}$).

Constituyen un grupo muy heterogéneo en cuanto a su composición química y suelen incluirse en este grupo aquellas sustancias que presentan características físicas y químicas determinadas, que son:

- a) Insolubles en agua (disolvente polar)

- b) Solubles en disolventes orgánicos (apolares) como el benceno, el éter, el alcohol, la acetona, la gasolina, etc.
- c) Suelen ser grasosos al tacto.
- d) Menos densos que el agua.
- e) Flamables.
- f) El punto de fusión aumenta de acuerdo con el largo de la cadena
- g) La doble ligadura proporciona características diferentes en comparación a las de enlace sencillo.
- h) Cuando la solubilidad en agua disminuye, aumenta la solubilidad en los solventes orgánicos

Son todas las sustancias producidas por organismos que son prácticamente insolubles en agua, pero que pueden extraerse por medio de los llamados solventes en grasas. Los lípidos abarcan las sustancias grasas, tal como la grasa animal aceites vegetales y ceras como las que se presentan en los recubrimientos superficiales de las hojas. Las grasas se utilizan en la provisión energética de los organismos, esto es los animales y las plantas la utilizan como almacenamiento de energía. Las grasas de procedencia natural están formadas por mezclas de diversos triglicéridos que se clasifican químicamente como éteres, los glicéridos pueden hidrolizarse.

Las semillas, esporas y frutos son especialmente ricos en lípidos; entre las algas, las diatomeas contienen grandes cantidades de lípidos aproximadamente el 70% (Tissot, 1982).

3.2.5.4 Lignina

Es un polímero no cristalino, amorfo, tridimensional y ramificado con base estructural de unidades fenil-propano ($C_{10}H_{15}O_3$)_n, con un gran número de ciclos aromáticos unidos entre ellos por ciclos de furano o enlaces éter (β -O-4-arilo), (Vanholme, 2010). Se forma de la unión de varios ácidos, alcoholes fenilpropílicos y múltiples azúcares; se origina en la pared celular de muchas células vegetales, su contenido oscila entre 18 y 25% en madera de latifoliadas y de 25 a 35% en la de coníferas.

La lignina se localiza, principalmente, en la lámina media, donde se deposita durante la lignificación del tejido vegetal; cubre los espacios en la pared celular entre los componentes de celulosa, hemicelulosa y pectina (Brebu, Mihai and Cornelia Vasile, 2009). Por su naturaleza es hidrófoba y

aromática; permite el transporte de agua, nutrientes y metabolitos; a su vez, proporciona dureza, rigidez y resistencia a la pared celular y actúa como puente de unión entre las células de la madera, y se le considera un pegamento, ya que sirve para unir células adyacentes.

La estructura de la lignina tiene diversas estabilidades térmicas; por lo tanto, se rompe a diferentes temperaturas (Brebu, Mihai and Cornelia Vasile, 2009) se descompone a un intervalo amplio de temperaturas, que varían de 280 a 900 °C, debido a los diferentes grupos funcionales que la componen, la lignina es el elemento estructural más difícil de descomponer térmicamente.

3.2.5.5 La celulosa y la quitina

Son polisacáridos predominantes en la naturaleza. La madera está formada de celulosa (40 a 60 %) y lignina. Las plantas superiores sintetizan la mayor cantidad de celulosa mientras que algunas algas, hierbas de mar y diatomeas parecen carecer de celulosa. Algunos glúcidos son la glucosa, el almidón, el glucógeno y la celulosa. La celulosa y la quitina tienen estructuras análogas que constan básicamente de unidades de glucosa y glucosamina. Es el principal componente de la biomasa celulósica (almidones) y ligno celulósica (bagazo, hojas, frutos, etcétera); constituye entre 40 y 60 % del contenido de la pared celular de la madera de latifoliadas y coníferas. Es un polímero de alto peso molecular que forma las fibras de la biomasa; tiene una estructura de 7 000 a 15 000 moléculas de glucosa.

La celulosa es importante porque favorece la rigidez en las células vegetales, debido a la unión de los micros fibrillas en una matriz de hidratos de carbono. Los grupos hidroxilos incrementan la capacidad de formar enlaces de hidrógeno y son responsables de su comportamiento higroscópico e influyen en el hinchamiento y contracción de la biomasa al absorber o perder humedad; por lo tanto, al someterla a un tratamiento térmico, ocurren fenómenos de contracción que provocan variaciones dimensionales. La degradación térmica de la celulosa comienza entre los 240 y 350 °C, lo que hace que se transforme en celulosa anhidra y levoglucosano (Mohán, 2006.).

Capítulo IV

PROCESOS DE ACUMULACIÓN Y PRESERVACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA

A partir de que la materia orgánica se deposita y se acumula en los depósitos sedimentarios, los cuales presentan las características que van a favorecer su preservación, estos son cubiertos por acumulación de capas nuevas de sedimentos y empieza su transformación en hidrocarburos.

Estos sedimentos ricos en materia orgánica comienzan a sufrir cambios físico-químicos en su estructura, los cuales se explican mediante los procesos de Diagénesis, Catagénesis y Metagénesis.

4.1 Sedimentos ricos en materia orgánica

Para tener sedimentos ricos en materia orgánica, se requieren ciertas condiciones geológicas, biológicas, climáticas y químicas.

Los porcentajes de materia orgánica en sedimentos para considerarlos “ricos en materia orgánica” según Tissot (1982) son para rocas detríticas 0.5 % de carbono orgánico y para sedimentos de tipo evaporitas y carbonatos será del 0.3 %.

En el año de 1963 Bitterli, estudio secuencias de rocas bituminosas y concluyó que los puntos paleogeográficos críticos, ocurrieron durante las transgresiones y regresiones las cuales fueron favorables para que se depositara este tipo de sedimento y además determinó que las zonas donde se depositaron estos sedimentos corresponden a un ambiente transicional salobre o alternante marino/agua dulce, y sugirió que los sedimentos ricos en materia orgánica no son específicos de una litofacie en particular, sino que más bien están asociadas a sedimentos de grano fino.

La materia orgánica se depositará principalmente en sedimentos de grano fino, Hunt en 2001, lo demostró en un estudio que realizó de diferentes tipos de sedimentos y concluyó que las partículas más pequeñas tienen una capacidad mayor de atraer y retener mejor a la materia orgánica.

Con respecto a los sedimentos modernos, la materia que se encuentra suspendida es de mucha importancia ya que se encontró que esta materia varía del 40 al 80% (Meade y Milliman, 1975, citado en Tissot, 1982).

La materia suspendida será llevada a aguas calmadas, si no es oxidada o consumidas por las bacterias, y se encuentra en una columna de agua estratificada y con oxígeno restringido y se tiene preferencia de H₂S, se tiene una mayor oportunidad de que la materia orgánica se preserve (Tissot, 1982).

El contenido orgánico es controlado en gran medida por la productividad biológica, la mineralogía de los sedimentos y la oxigenación de la columna de agua y los sedimentos.

4.2 Ambiente sedimentario

Para Selley R. C., (1970), un ambiente sedimentario puede definirse como una parte concreta de la superficie terrestre donde se acumulan sedimentos y que se diferencia física, química y biológicamente de las zonas adyacentes.

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

Las características físicas, químicas y biológicas a las que se refieren los dos conceptos anteriores son las siguientes.

- Físicas: corrientes de agua, oleaje, mareas, vientos, velocidad del fluido, dirección y variaciones en el movimiento del fluido, situación geográfica, clima, temperatura, humedad, precipitación, erosión etc.
- Químicas: salinidad, el PH (nivel de acidez), el EH (potencial oxido-reducción), el tipo de la roca origen, la interacción química entre el sedimento y el ambiente que los rodea.
- Biológicas: fauna, flora y su relación con la formación de suelos.

Se pueden interpretar paleo ambientes sedimentarios de acuerdo a las características anteriormente descritas, basados en el principio de uniformismo propuesto por Hutton, (1785) que nos explica que los procesos naturales que actuaron en el pasado son los mismos que actúan en el presente y con la misma intensidad.

Las estructuras sedimentarias presentes en las secuencias estratificadas, el tipo de roca, su espesor y composición mineralógica nos dan información sobre el ambiente sedimentario en que se formó el sedimento.

La cromatografía de gases se puede utilizar para tomar “huellas dactilares” del petróleo y para correlacionarlo con la roca de la cual se derivó (Bruce y Schmidt 1994, citado en Hunt, 2001) además para determinar el tipo de organismo y el entorno del depósito en el que vivió.

Los ambientes sedimentarios se pueden clasificar en tres grupos los continentales, transicionales o mixtos y los marinos, cuya división general se muestra en la tabla la 4.2.1

Ambiente Sedimentario	
Continental	➤ Fluviales
	➤ Eólicos
	➤ Lacustres
	➤ Abanicos aluviales
	➤ Kársticos
	➤ Glaciares
Transicionales o Mixtos	➤ Deltaicos
	➤ Costeros
	➤ Palustres
	➤ Estuarios
	➤ Lagunas costeras
Marinos	➤ Marinos someros
	• Arrecifes
	• plataforma
	➤ Marinos profundos
	• Abanicos submarinos (turbiditas)
• Planicies abisales.	

Tabla 4.2.1 Medios sedimentarios (Arche, 2010)

Los sedimentos ricos en materia orgánica que nos interesan para la generación de hidrocarburos son los que se depositan en zonas que serán favorables para su preservación y transformación como lo son los medios acuáticos, ya que los medios aéreos que se encuentran en contacto con la superficie oxidan a la materia orgánica y/o es destruida por las bacterias. Estas zonas o medios de depósito son los lagos, pantanos, plataformas, bahías, lagunas costeras y estuarios, en la figura 4.2.1 se puede apreciar los diferentes ambientes de depósito.

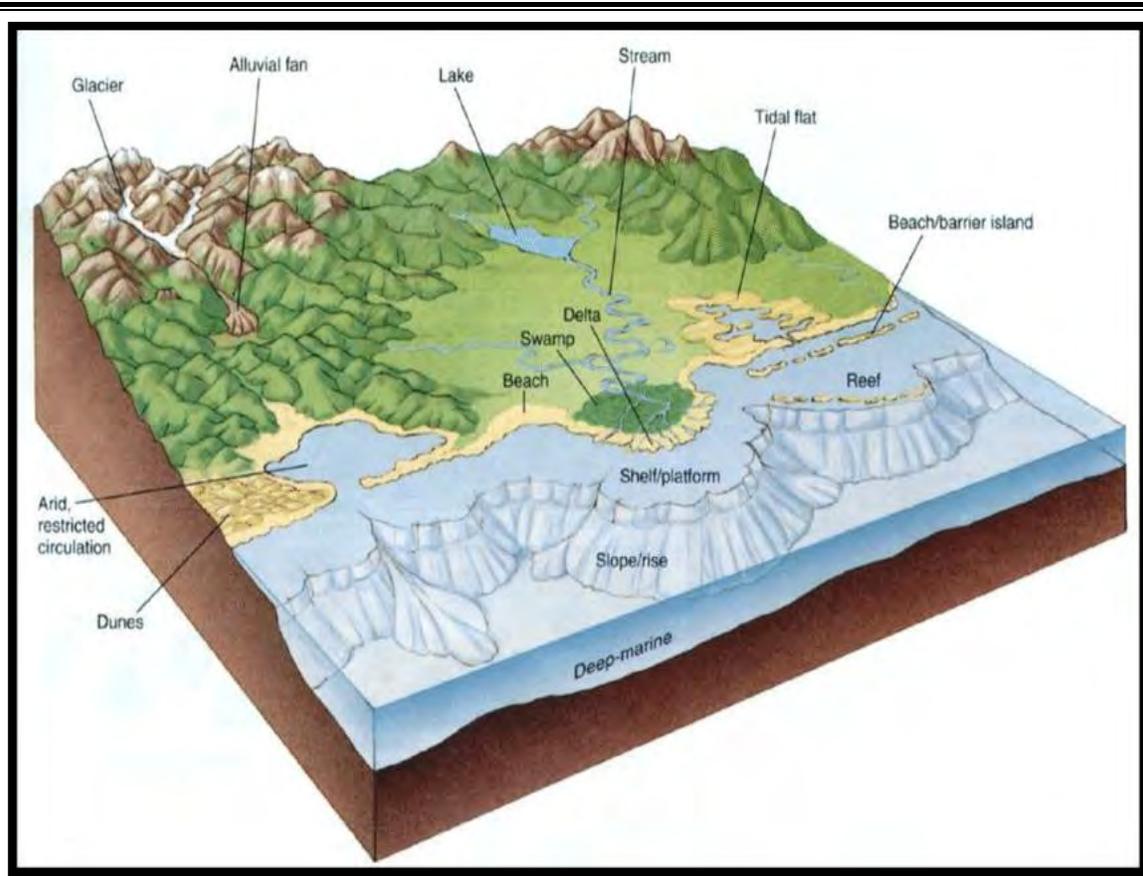


Figura 4.2.1 Se observa los diferentes ambientes de depósito
https://sivea.uson.mx/docentes/tareas/9_AMBIENTES_SEDIMENTARIOS_1.pdf

4.2.1 Características de los ambientes sedimentarios importantes para la generación de hidrocarburos.

4.2.1.1 Lacustre

Es un cuerpo de agua continental de baja o alta salinidad (más alta que la de los océanos) alimentado por uno o más cursos de agua; el volumen de estas aguas tiene que igualar o superar el volumen de descarga. En cuanto al tamaño los lagos, varían mucho con relación a sus dimensiones, algunos son profundos, en comparación de otros que son muy someros (estos pueden desaparecer según el clima y/o la estación del año) (ver figura 4.2.1.1).

El contenido de oxígeno y nutrientes (fósforo, nitrógeno etc.) controla la producción orgánica. Una cantidad de nutrientes producirá una elevada productividad orgánica con acumulación de restos orgánicos en el fondo, resultará en una gran demanda de oxígeno en las capas bajas del lago (este

fenómeno recibe el nombre de eutrofización), dando como consecuencia la formación de rocas generadoras de hidrocarburos.

La alternancia regular de estancamiento y circulación produce una laminación fina que puede ser rítmica y amplia lateralmente. Debido a que este laminado puede reflejar tanto los ciclos estacionales (estaciones del año, primavera, verano, otoño e invierno) y de mayor escala los ciclos climáticos, es de gran importancia como una herramienta paleo climática.

El tipo de sedimento en un lago es muy variado, predominan los sedimentos finos que se alojan en el centro del lago y los materiales más gruesos en las orillas. Hay acumulación de conchas de bivalvo (estos organismos viven en aguas someras y agitadas), carbonatos, sulfatos, calcio, magnesio, potasio y nitratos.

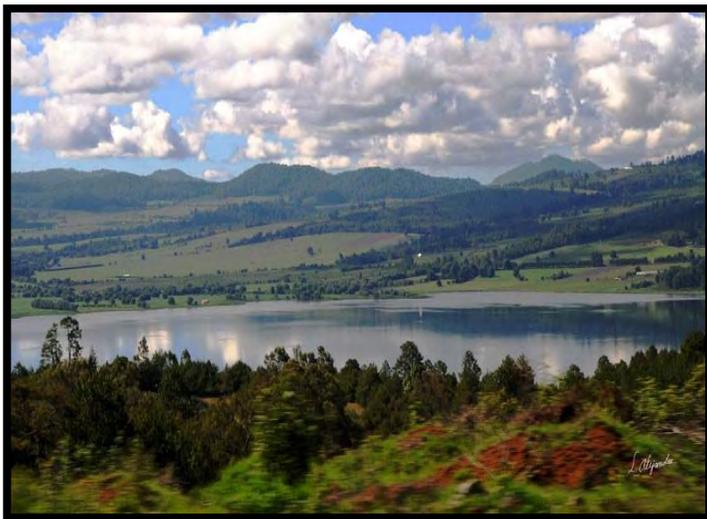


Figura 4.2.1.1
Lago Zirahuén, Michoacán México
Tomado de:
<https://www.iagua.es/noticias/mexico/conagua/17/05/22/lago-encantado-zirahuen>

4.2.1.2 Deltas

Son depósitos de desembocadura que presentan una acumulación en forma de triángulo, se forman en la desembocadura de los ríos en el mar o en un lago; son zonas de gran sedimentación detrítica, los sedimentos más abundantes son limos, arenas y arcillas, además es una zona muy rica en nutrientes por lo que se desarrolla mucha vegetación.

Los deltas poseen dos zonas muy diferenciadas, una subáerea y otras sumergidas, se pueden identificar tres partes (Coleman, 1965, citado en Arche, 2010).

- Llanura deltaica: zona subaerea con un claro dominio continental. Esta zona posee un interés económico ya que es explotada agrícolamente
- Frente deltaico: zona sumergida, donde se desarrollan procesos de tipo marino, sedimentación intensa
- Prodelta: zona sumergida, sus sedimentos se encuentran afectados por procesos marinos y es la zona más distal y los materiales que se depositan en ella son lutitas y limos, como estructura sedimentaria presentan laminas paralelas que son destruidas por la bioturbación.

En las zonas sumergidas de los deltas puede existir una gran acumulación de materia orgánica (plancton) que pudiera originar hidrocarburos.

En la zona subáerea, se favorece la acumulación de materia vegetal muerta.



Figura 4.2.1.2
Delta del rio Nilo
Tomado de:
<http://concurso.cnice.mec.es/cnice2006/material121/80imag/xml/89.html>

4.2.1.3 Pantanos

También conocidos como ciénagas son cuerpos de agua estancada poco profundas, que se encuentran en terrenos con vida vegetal relativamente abundante y están íntimamente ligados a los sistemas fluviales. Se encuentran en climas tropicales donde predominan las lluvias (figura 4.2.1.3)

El agua de los pantanos puede ser marina, salobre o dulce, la materia orgánica que se deposita es principalmente restos de plantas acumulados, los materiales del medio incluyen limo y lodo que pueden ser deslavados hacia el pantano y sales disueltas y gases que desarrollan condiciones anaeróbicas en el agua. Esto es las condiciones geoquímicas de los depósitos son reductoras y ácidas y esto nos da como consecuencia su fácil preservación dando origen a grandes acumulaciones de turba y carbón.

Las estructuras sedimentarias por diferentes tipos de organismos son escasas por su alto grado de bioturbación.

La vegetación de los pantanos es muy variada desde árboles hasta helechos y musgos, además los medios palustres pueden desarrollarse bajo condiciones tectónicas diferentes pueden o no tener conexión al mar, las capas no tienen continuidad pero presenta un gran espesor.



Figura 4.2.1.3
Pantano de Centla, Campeche México
Tomado de https://es.wikipedia.org/wiki/Pantanos_de_Centla

4.2.1.4 Lagunas costeras

Ambientes costeros de transición entre aguas dulces y marinas; dinámicos, productivos y someros. Son afectados por mareas, oleaje y corrientes; se encuentran paralelas a la línea litoral y separada del mar por una barrera arenosa, puede estar comunicada con el mar y en algunos casos esta comunicación es estacional, son poco profundas.

El aporte de sedimentos en las lagunas costeras es por los ríos y arroyos, también por la plataforma continental cuando son erosionada por el oleaje y corrientes marinas; también por los sedimentos

que son arrastrados al ser erosionadas la playa, llanuras costeras por vientos y/o agua de las mareas o tormentas, en ocasiones los organismos animales y vegetales que son arrastrados.

Los depósitos presentan estratificación paralela, aunque puede haber estratificación cruzada y son predominantemente lutitas y limos. Las estructuras que dominan son los ripples, especialmente los de oscilación, ya sean simétricos o asimétricos. Forman una cuenca o embalse.



Figura 4.2.1.4
Laguna costera de Manialtepec, Oaxaca
México.
Tomado de:
<https://www.travelbymexico.com/puertoescondido/atractivos/?nom=1287623377#&gid=1&pid=6>

4.2.1.5 Isla de Barrera

Son montículos que se forman adentrados en el mar formando “isla” paralelas a la línea litoral a partir de los sedimentos de arenas y gravas que son arrastrados y depositados por el oleaje y las corrientes del litoral; se encuentran separadas del continente por una laguna costera somera o en algunas ocasiones por un pantano. Varían en tamaño desde pocos metros hasta cientos de kilómetros de largo. Y en algunas ocasiones se unen al continente (figura 4.2.1.5).

La sedimentación es detrítica, del tipo de arenas. Una vez formada la barra se favorece la precipitación química de carbonatos junto con la detrítica de limos. El sedimento se dispone formando una barra paralela a la costa que cierra de forma parcial o en algunas ocasiones es completa la comunicación con el mar.

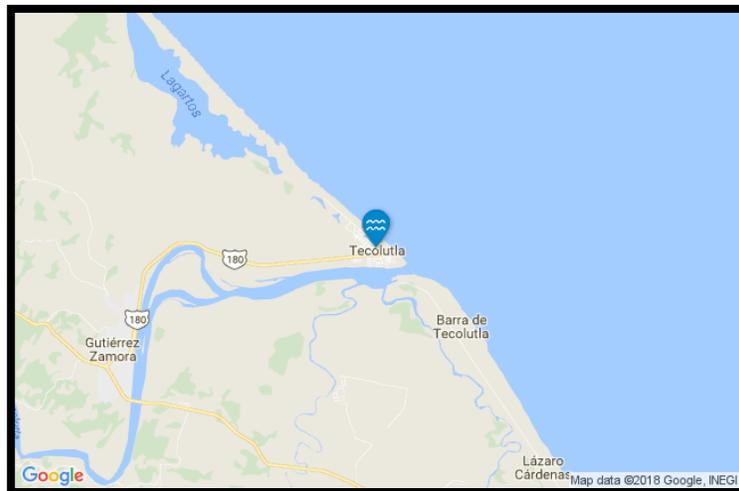


Figura 4.2.1.5.
Barra de Tecolutla, Veracruz, México
Tomado de:
<https://es.tideschart.com/Mexico/Veracruz/Tecolutla/>

4.2.1.6 Estuario

Son zonas de transición entre el medio fluvial y el marino, se originan cuando un río desemboca en el mar y hay una mezcla de agua salada y agua dulce, esto ocurre por las mareas, lo que ocasiona cambios en la salinidad; tiende a crear formas en V, formas lenticulares y canales que tienden a colocarse perpendiculares a la costa y se llegan a formar barras transversales (Selley 1970)

Está constituido por una mezcla de fauna proveniente del agua dulce y salina como algas, vertebrados marinos y bentónicos todo esto controlado por la circulación, el tipo de sedimento que se encuentra en este ambiente es muy variado ya que estará en función del clima, de las mareas y la transgresión y regresión del mar.

Los sedimentos que lo conforman son de origen clástico, finos tanto de origen fluvial como marinos, generalmente son ricos en carbonatos con alto contenido de materia orgánica. La estructura sedimentaria que presentan es por lo general de laminación paralela con señales de corrientes de aportación fluvial en los bordes, mientras que en su parte central es muy irregular. El grado de bioturbación es variable y puede llegar a destruir la estructura interna original.

4.2.1.7 Arrecifes

Los arrecifes constituyen desde el punto de vista sedimentario sistemas deposicionales muy importantes y bien representados a lo largo de todo el registro geológico, ya que en ellos aparecen

preservados en buen estado muchos tipos de esqueletos de organismos marinos, constituyen excelentes trampas petrolíferas o de depósitos de minerales.

Los arrecifes son ecosistemas marinos en el que una parte importante de sus componentes son organismos sésiles con esqueletos mineralizados que pueden fosilizar in situ. En Geología el término arrecife designa cualquier «depósito calcáreo formado in situ por organismos sésiles» (Riding, 2002, citado en Arche, 2010). Se aplica este término a los lentos formados por los esqueletos calcáreos de organismos sedentarios (figura 4.2.1.6).



Figura 4.2.1.6 Arrecife de coral en Belice.
Tomado de:
<https://definicion.de/arrecife/>

Cada porción del arrecife tiene su historia propia, determinada por los ritmos respectivos de construcción, destrucción, sedimentación y desintegración mecánica, los cambios de estos ritmos con el tiempo. Estos ritmos dependen en gran parte de factores ambientales tales como intensidad de las corrientes, turbulencia, penetración de la luz, etc. Las rocas arrecifales no se forman por acreción continua, sino a partir de complejas secuencias de los procesos antes mencionados. Los diferentes factores pueden variar en intensidad tanto en el espacio como en el tiempo. Así, en una porción determinada del arrecife, o en un momento de su historia, la aglutinación orgánica puede ser el proceso dominante, mientras que en otro punto pueden serlo la destrucción por el oleaje, la acumulación de los derrubios resultantes y su cementación submarina (Arche, 2010).

En el arrecife reside una laguna proveniente del mar abierto de poca profundidad, en las partes más profundas de la laguna se deposita lodo carbonatado y en la parte superior existe una zona de turbidez compuesta por arenas. Los sedimentos que se encuentran en los arrecifes están

compuestos de partículas fecales, foraminíferos, corales, algas calcáreas y esqueletos que están finamente divididos formando lodo carbonatado. La forma y distribución de las facies de un arrecife es controlado por la interacción en los cambios del nivel del mar, por las placas tectónicas y la oceanografía.

4.2.1.8 Plataforma continental

Es el área alrededor de las márgenes continentales desde la línea de costa hasta el rompimiento continental a una profundidad de 200 m, es subyacida por corteza continental, se extiende cientos a miles de km más adentro, se caracteriza por un ángulo relativamente suave.

NERÍTICO:

Plataforma continental entre los 10 a 200 m bajo nivel del mar es un ambiente de sedimentación que se extiende desde la línea de baja mar hasta los bordes de las plataformas continentales; la sedimentación está caracterizada por el aporte de las corrientes y las olas el sedimento en general es continental. El sedimento varía en tamaño desde arena en la zona de bajamar hasta limos que se depositan hacia los bordes de los taludes.

En las zonas tropicales es común la sedimentación de carbonatos provenientes de algas y moluscos, el ambiente nerítico incluye los mares epicontinentales.

Según su profundidad la zona Nerítica se divide:

- Foreshore: Entre la zona promedio de marea alta y la zona promedio de marea baja, es parte de la zona costera o litoral.
- Shoreface: Entre la zona de marcas de marea baja y la profundidad a la cual normalmente las olas afectan el suelo oceánico, se localiza entre los 5 a 20 m dependiendo de la energía de las olas.
- Offshore: Entre el nivel de base de tormentas, profundidad a la cual las olas de tormentas afectan el suelo oceánico y el borde de la plataforma cerca de los 200 m.

BATIALES:

Mar profundo, con profundidades entre los 200 y 400 m bajo nivel del mar, corresponde a la zona ocupada por los taludes continentales, se extiende desde los bordes de la plataforma hasta los fondos marinos. Los taludes continentales tienen una pendiente promedio de 4°, salvo en los arrecifes coralinos y frente a las costas de falla, donde la pendiente es más inclinada, llegando a ser subverticales.

Hay gran aporte de sedimentos desde las partes más someras hacia zonas más profundas, estos procesos se dan por la gravedad e incluyen fenómenos como caída de bloques (olistolitos), deslizamiento de sedimentos, slumping y distintos tipos de flujo gravitacionales como los flujos de detritos y las corrientes turbidíticas (Hansen y Franks, 1991, tomado de Tucker, 2010). Estos procesos dependen de la geometría del talud, de las variaciones del nivel del mar y de la acción de las corrientes.

En México el 80% de las reservas de hidrocarburos se encuentran asociadas a márgenes de plataformas cretácicas con flujos gravitacionales de talud (Nehring, 1991, tomado de PEMEX,).

ABISALES:

En los ambientes abisales se encuentra la zona de fosas oceánicas sin organismos y con corrientes de turbidez, donde la profundidad de esta zona es mayor a los 4000 m bajo el nivel del mar. Los fondos marinos no son superficies planas sino que están formados por elevaciones montañosas que se generan en la zona de acreción.

Los sedimentos que cubren el piso oceánico de cuencas marinas profundas se compone mayoritariamente de partículas de origen biogénico, las cuales consisten en fragmentos micro-esquelético o restos de organismos planctónicos que han sido decantados desde la columna de agua. Este proceso da lugar a los diferentes tipos de fangos pelágicos que cubren los fondos marinos. Están comprendidos por dos clases los de origen terrígeno y los de origen pelágico.

Los fangos terrígenos pueden ser los fangos azules, verdes y rojos, fangos volcánicos derivados de las cenizas y fangos derivados de la acumulación de organismos en barreras y atolones.

La distribución de los fangos pelágicos está influenciada por la temperatura, la salinidad y el patrón de circulación de las masas de agua, que a su vez controlan la tasa de disolución de los carbonatos y la productividad biológica superficial (Hay, 1974, tomado de Tucker, 2003).

Capítulo V

CARACTERÍSTICAS FÍSICA, QUÍMICAS Y BIOLÓGICAS DE LAS ROCAS GENERADORAS

Una roca generadora es cualquier roca sedimentaria de grano fino y rica en materia orgánica que sea capaz de generar en forma natural y en cantidad suficiente a los hidrocarburos convencionales y no convencionales para que sean susceptibles de ser explotados en forma comercial.

Para McCarthy, 2011, el potencial para la generación de petróleo se relaciona directamente con su volumen, riqueza orgánica y madurez térmica.

5.1 Características físicas de las rocas generadoras.

5.1.1 Tamaño de grano.

Tissot (1982) asoció el tamaño de los sedimentos con la capacidad para retener la materia orgánica, esto es, que los sedimentos de grano fino son los que retienen la mayor cantidad de materia orgánica, aunque dicha concentración no es inherente a otro tipo de roca.

Hunt M. J., (1995) demostró que las partículas más pequeñas, aparentemente debido a su mayor absorción, están asociadas con mayor cantidad de materia orgánica.

El tamaño de los granos de las rocas sedimentarias generadoras de hidrocarburos se expresa en función de un diámetro, pero como los granos no son esféricos se refieren a una medida. Wentworth (1922) (citado en Pettijon, 1975), modificó y determinó una escala que proporciona un medio para estandarizar la terminología en los tamaños. En la tabla 5.1.1 se especifica el tamaño del grano para las rocas generadoras de hidrocarburos como la lutita.

El tamaño de grano de las arcillas comprende partículas de diámetro menor a $4\mu\text{m}$ o $1/256$ mm compuestos de cualquier fragmento de roca, o son un grupo de minerales de aluminosilicatos hidratados (Tucker, 2003).

Longitud de la partícula		Grado	Clase	Fracción	
mm	ϕ			Sedimento	Nombre de roca
0.031	5	grueso	Limo		
0.015	6	medio			
0.008	7	fino			
0.004	8	Muy fino		Lodos	Limolitas
0.002	9		Arcillas	o	o
0.001	10			Limos (Silt)	Lutitas
0.0005	11				
0.0002	12				
0.0001	13				

Tabla 5.1.1 Escala para diferentes tamaños de los sedimentos finos relacionados con las rocas generadoras (Blair, T.C., & McPherson, J.G., 1994) modificada.

5.1.2 Textura y estructura.

Término que engloba los aspectos geométricos de los distintos componentes de un sedimento o roca (granos, matriz y cemento), tales como tamaño y forma de los mismos.

5.1.3 Fábrica.

Ordenación de los componentes principales de una roca sedimentaria en el espacio, en relación con su tamaño, forma y orientación, se dividen en:

- ✓ Textura Clástica: La forma y tamaño de las partículas (sedimentos) es determinante en la naturaleza de la roca resultante. De acuerdo con el tamaño de las partículas de sedimentos clásticos es el tipo de roca sedimentaria.
- ✓ Textura No Clástica: Tiene una apariencia cristalina en la cual los granos están entrelazados. Los cristales que se precipitan de una solución acuosa son muy pequeños aunque pueden crecer por presión; es común una apariencia similar a las rocas ígneas cristalinas; de acuerdo con el tamaño de los cristales pueden ser de grano fino (menos de 1 mm), medio (1 a 5 mm) o grueso (más de 5mm).

5.1.4 Porosidad.

La Porosidad (ϕ) se puede definir como la relación que existe entre el volumen de huecos y el volumen total de la roca, se expresa en porcentajes ver figura 5.1.2, se determina por la siguiente ecuación (Pettijon, 1975).

$$\text{Porosidad } (\phi) = \frac{\text{volumen de poros}}{\text{volumen total}} \times 100$$

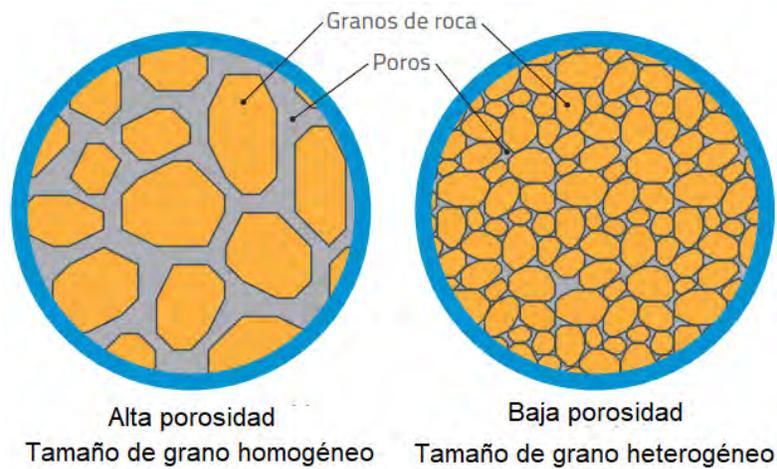


Figura 5.1.2 Porosidad en las rocas.

Tomado de:

<https://acp.com.co/web2017/en/todo-sobre-el-fracking/955-que-son-los-hidrocarburos-en-reservorios-no-convencionales>

Las secuencias sedimentarias varían en el tamaño de sus poros, estas diferencias se clasifican en primarias y secundarias.

Las variaciones primarias se refieren a:

- ✓ El ambiente de depósito de la roca
- ✓ El grado de uniformidad del tamaño de la partícula
- ✓ La naturaleza de los materiales que compone la roca
- ✓ El contenido de matriz que tenga la roca.

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

- ✓ Fracturamiento
- ✓ Disolución
- ✓ Resedimentación y cementación
- ✓ Compactación debida a un aumento en la presión de sobrecarga

La porosidad de las rocas disminuye con la profundidad debido a la compactación y diagénesis; la compactación mecánica reduce el volumen de los sedimentos como resultado de esfuerzos de compresión causado por la sobrecarga. La compactación química y diagenética, resulta de la reducción del volumen de roca por la reacción que se conoce como presión disolución intergranular, estilolitización y cementación (Pineda, 2012)

Los mecanismos de compactación reducen la porosidad de un 70% a cerca del 34%, posteriormente puede llegar a 10%, de tal forma que por el efecto mecánico ocurre la deformación de la partícula y la expulsión de agua del mineral, que se reduce gradualmente, mientras tanto la diagénesis química es el mecanismo más importante que puede incrementar o disminuir la porosidad, procesos como disolución, cementación, fracturamiento, que se llevan a profundidades superiores a 3 km. En la tabla 5.1.3 se indican algunos valores de la porosidad para rocas con potencial generador y otros materiales de mayor porosidad.

Valores estimados de la porosidad (%)		
Según Sanders (1998)		
	total (%)	eficaz
Arcillas	40 a 60	0 a 5
Limos	35 a 55	3 a 19
Arenas finas, arenas limosas	20 a 50	10 a 28
Arena gruesa	21 a 50	22 a 35
Grava	25 a 40	13 a 26
Lutita Intacta	1 a 10	0.5 a 5
Lutita fracturada	30 a 50	
Arenisca	5 a 35	0.5 a 10
Calizas dolomías no cristificadas	0.1 a 25	0.1 a 5
Calizas, dolomías cristificadas	5 a 50	5 a 40

Tabla 5.1.3 valores de porosidad (Sanders, 1998)

5.1.5 Permeabilidad.

La permeabilidad es la medida de la conductividad de fluidos que tiene una roca, y es probablemente la propiedad aislada más importante de una roca, la unidad utilizada para indicar la permeabilidad son los milidarcy. La permeabilidad es controlada por varias variables, estas incluyen principalmente las siguientes:

- ✓ Porosidad efectiva de la roca
- ✓ La geometría de los poros
- ✓ La fuerza capilar entre la roca y los fluidos que las invaden.
- ✓ La permeabilidad se puede determinar por la ley de Darcy con la siguiente ecuación

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

Donde:

q = Es el volumen del flujo (volumen por unidad de tiempo), en cm^3/s para el flujo horizontal.

K = Constante de permeabilidad, en darcys

A = Área total de la sección transversal en cm^2

μ = Es la viscosidad del fluido en centipoises

$\frac{dp}{dx}$ = Es el gradiente hidráulico (la diferencial de presión entre la diferencial de x en la dirección del flujo, se mide en atmosferas/cm

Se puede afirmar que la Permeabilidad es la capacidad que tiene una roca para permitir en su interior el paso de un fluido, sin que dicho tránsito altere la estructura interna de dicha roca (figura 5.1.4).

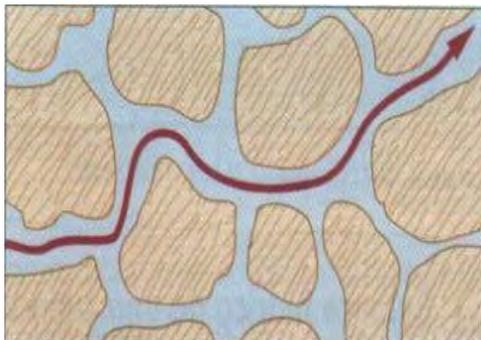


Figura 5.1.4.
Permeabilidad en las rocas.

Tomado de:

<http://blog-petrolero.blogspot.com/2008/02/permeabilidad-vertical-y-horizontal.html>

Los factores que determinan la permeabilidad del suelo son:

- a) Granulometría: entre más pequeño sea el tamaño del grano, la roca tendrá baja permeabilidad.
- b) Composición química del material: para el caso de arcillas y limos la presencia de ciertos cationes como el sodio y el potasio disminuyen la permeabilidad en comparación con otros como el calcio y el magnesio.
- c) Nivel de compactación, a mayor compactación, mayor densidad y menor permeabilidad.

En la tabla 5.1.5 se observan algunos valores de la permeabilidad para rocas sedimentarias, donde se muestran los valores característicos de las lutitas.

		Valores estimados de la permeabilidad en m/día			
		Domenico	Smith y W	Freeze	Sanders
Rocas sedimentarias	<i>Calizas karstificadas</i>	0.1 a 2000	0.05 a 0.5	0.1 a 1000	0.1 a 10 ⁷
	<i>Calizas, dolomías</i>	10 ⁻⁴ a 0.5	0.001 a 0.5	10 ⁻⁴ a 1	10 ⁻⁴ a 1
	<i>Areniscas</i>	3 × 10 ⁻⁵ a 0.5	10 ⁻⁵ a 1	10 ⁻⁵ a 1	
	<i>Argilitas (siltstone)</i>	10 ⁻⁶ a 0.001			
	<i>Lutitas Shale (intactas)</i>	10 ⁻⁸ a 2 × 10 ⁻⁴	10 ⁻⁸ a 10 ⁻⁴	10 ⁻⁴ a 10 ⁻⁸	10 ⁻⁴ a 10 ⁻⁸
	<i>Lutitas fracturadas</i>		10 ⁻⁴ a 1		

Tabla 5.1.5 Valores de permeabilidad, según diferentes autores (Sanders, 1998)

5.1.6 Color.

Es un reflejo del contenido orgánico que varía del gris al negro y se debe al aumento en el contenido de la materia orgánica y del estado de oxidación del hierro, del hierro ferroso que se da en minerales de la arcilla y los minerales de hierro como berthierita-chamosita, dan un color verde; el hierro férrico ocurre en minerales férricos y da colores rojos la

hematita y amarillo-castaño la goethita-limonita. Algunos minerales sedimentarios pueden tener un color particular, como el blanco puro de la anhidrita y del yeso (tabla 5.1.6).

Color	Componentes		Ambientes
Rojo	Muy bajo contenido de Materia orgánica	Hematita, goethita (Fe ³⁺)	Oxidante
Amarillo		Limonita Fe ³⁺	
Blanco	Bajo contenido de materia orgánica	Caolinita Fe	Ligeramente reductor
Verde		Clorita ilita Fe ²⁺ Fe ³⁺	
Gris	Buen contenido de materia orgánica.	Pirita Fe ²⁺	Reductor
Negro			

Tabla 5.1.6 colores que presentan algunas rocas según su composición química y ambiente de depósito (Blair, T.C., & McPherson, J.G., 1994) modificado.

5.1.7 Volumen.

Para que una secuencia sedimentaria tenga interés petrolero debe de tener gran volumen. Cuando los estratos están deformados el volumen de las capas se incrementa esto sucede porque se sobreponen dichas capas por plegamiento o fallamiento y el volumen se puede duplicar o triplicar.

Al multiplicar el área donde se encuentra la formación por su espesor obtenemos el volumen, en la tabla 5.1.7 se puede observar el volumen para diferentes formaciones que contienen rocas generadoras en México.

Cuenca Extensión del área	Burgos		Sabinas	
	62 677.71 km ²		92 462.58 km ²	
Roca generadora	Eagle Ford	Lutitas Tithonianas	Lutita Eagle Ford	La Casita Tithoniano
Era Geológica	Cretácico	Jurásico superior	Cretácico	Jurásico superior
Ambiente de depósito	Marino	Marino	Marino	Marino
Área prospectiva Km ²	1 553.993	17 352.92	24 604.89	24 604.89
Espesor m (riqueza orgánica)	60.96	152.4	142.4	243.84
<u>Volumen</u> <u>Km³</u>	94.73	2 644.58	3 503.74	5 999.65

Tabla 5.1.7 Se observa la profundidad y el espeso de rocas generadoras en dos cuencas, para obtener el volumen. (Kuuskraa, 2013) Modificado.

5.2. Características químicas de las rocas generadoras.

5.2.1 Composición química

Las rocas detríticas están estructuradas en los siguientes elementos:

- Soporte o esqueleto, formado por el conjunto de granos o partículas de mayor tamaño que constituyen el cuerpo de la roca. Se denominan clastos.
- Matriz: Fracción detrítica más fina que los clastos y que rellena los huecos que existentes entre ellos de manera parcial o completa.
- Cemento: Material de precipitación química que se forma durante la diagénesis y sella los huecos de la roca rellenándolos parcial o totalmente. Su origen puede ser calcáreo, silíceo o ferruginoso.

Los principales componentes de las lutitas son los minerales arcillosos (tabla 5.2.1) como:

- Caolinitas: dickita y halloysita (Al).
- Cloritas (Fe, Mg).
- Esmectitas: montmorillonita (Mg, Fe, Ca, Na).
- Micas: illita (K) y glauconita.
- Otros: berthierina, chamosita, sepiolita y paligorskita.
- Otros componentes presentes son: Cuarzo (tectosilicatos) del tamaño de limos.
- Feldespatos (aluminosilicatos).
- Moscovita (biotita).
- Carbonatos.
- Pirita, hematita y yeso
- Materia orgánica o bitúmenes.

Composición de las lutitas			
Componentes petrográficos (en función del tamaño del grano)		Composición mineralógica (en función de la mineralogía)	
Limo <62 µm	60 %	Cuarzo (limo)	30% 40 %
		Feldespatos	5%
		Mica (Muscovita)	5%
		Arcillas 4 m	20% 60 %
Arcilla <4 µm	40%	Arcillas	40%
Otros componentes	Carbonatos, óxidos de Fe, sílice, pirita MO y otros		

Tabla 5.2.1 componentes de las rocas sedimentarias lutitas (Tomada de Blair, T.C., & McPherson, J.G., 1994) modificado.

5.3 Características biológicas de las rocas generadoras.

En sentido tradicional, la materia orgánica es el material compuesto de moléculas orgánicas (monómeros y polímeros) derivados directa o indirectamente de la parte orgánica de los organismos, es decir, que primero es sintetizada por medio de organismos vivos, una vez que mueren se depositan y se preservan, si el medio sedimentario está en condiciones reductoras, entonces parte de la materia orgánica contenida en las rocas sedimentarias se puede transformar en kerógeno y después en compuestos del tipo de petróleo (gas o aceite)

El contenido orgánico es controlado en su mayor parte por la productividad biológica, la mineralogía de los sedimentos y la oxigenación de la columna de agua y de los sedimentos; este contenido orgánico varía desde fragmentos leñosos pobres en hidrógeno a componentes algáceos o bacterianos ricos en contenido de hidrógeno (McCarthy, 2011).

Para Jacobson, (1991) (citado en McCarthy, 2011) la cantidad y tipo de material orgánico incorporado en una roca generadora son controlados, en parte, por las condiciones ambientales y deposicionales. Las rocas generadoras se forman en donde las condiciones ambientales sustentan actividades biológicas que producen grandes cantidades de materia orgánica, además las condiciones de depósito concentran esta materia y las características después del depósito permiten su preservación.

La determinación e identificación de una roca generadora está basada en dos factores:

- ✓ Tipo de materia orgánica.
- ✓ Contenido de materia orgánica.

Las rocas generadoras típicas son las calizas arcillosas, las lutitas calcáreas o las lutitas, estas deben contener aproximadamente entre 0.5 a 5 % a de carbono orgánico total (COT), aunque en algunos casos puede contener hasta un 10%. Las rocas generadoras marinas tienden a ser parcialmente petrolíferas, mientras que las rocas generadoras terrestres son parcialmente gasíferas. Las rocas marinas generan Kerógeno que se conoce como sapropélica, y los factores de profundidad y temperatura que se deben tener son de 2 a 4 km y 110° C respectivamente. En la tabla 5.3.1 se muestra el contenido de materia orgánica por tipo de roca generadora y en la tabla 5.3.2 se enlistan algunos ejemplos de Formaciones con rocas generadoras en México.

<i>Calificación</i>	<i>COT Lutitas %</i>	<i>COT Calizas %</i>
<i>Pobre</i>	> 0.5	> 0.2
<i>Escasa</i>	0.5 a 1.0	0.2 a 0.5
<i>Buena</i>	1.0 a 2.0	0.5 a 1.0
<i>Muy Buena</i>	2.0 a 5.0	1.0 a 2.0
<i>Excelente</i>	> 5.0	> 2.0

Tabla 5.3.1 Contenido de materia orgánica por tipo de roca generadora y la calificación asignada (Schlumberger, 2012)

FORMACIÓN	ROCA GENERADORA	COT %
Santiago	Lutitas carbonatadas negras, limolitas arcillosas, mudstone arcillo-piritizado	0.5 a 6.3
Tamán	Calizas negras intercaladas con lutitas negras	0.1 a 5.4
Pimienta	calizas mudstone-wackestone y calizas arcillosas de color negro a gris oscuro, intercaladas con capas delgadas de lutitas calcáreas y lutitas laminares negras	0.4 a 6.5
La casita	Areniscas de color gris interestratificadas con lutitas y estratos delgados de caliza	> 1% a
La Peña	caliza arcillosa, limolitas	
Eagle Ford	Calizas arcillosas y lutitas calcáreas	> 1% a 5%
Midway	Sedimentos arcillosos	< 0.5% a 2%
Vicksburg	Lutitas marinas	< 0.5 a 1%

Tabla 5.3.2 Formaciones de rocas generadoras en México, que muestran el porcentaje de COT.

La preservación de la materia orgánica sin que se oxide es fundamental para la formación de una buena roca generadora y resulta necesaria para que exista un sistema petrolero completo.

Resumiendo, las características más importantes de la roca generadora son:

- Características de las rocas generadoras
- Rocas con baja permeabilidad
 - Rocas con baja porosidad
 - Secuencias de grano fino
 - Gran volumen
 - Porcentaje adecuado de materia orgánica.

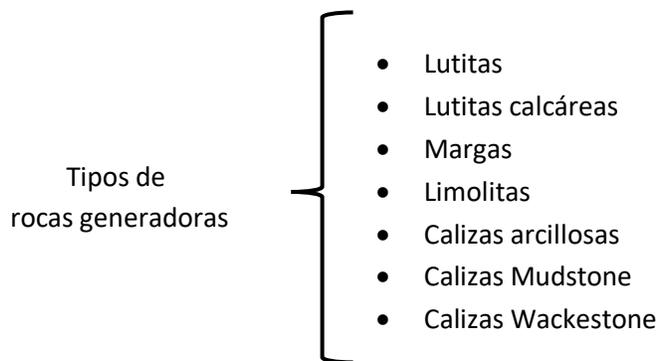
5.4 Tipos de rocas generadoras.

Según Waples (1985) se distinguen tres tipos de rocas generadoras:

- ✓ Roca generadora efectiva: cualquier roca generadora que ha producido y expulsado hidrocarburos.
- ✓ Roca generadora posible: cualquier roca sedimentaria en la que su potencial generador no ha sido aún evaluado pero la cual pudo haber generado y expedido hidrocarburos.
- ✓ Roca generadora potencial: cualquier roca sedimentaria inmadura con riqueza orgánica, la cual puede generar y expeler hidrocarburos si su nivel de maduración termal fuera más alto.

Los estudios geoquímicos indican que el petróleo que se produce en México ha sido generado, principalmente por lutitas calcáreas y calizas arcillosas del Jurásico Superior, y en menor proporción por las rocas generadoras del Cretácico y del Cenozoico (González y Holguín, 1992).

Los tipos de rocas generadoras son:



5.4.1 Lutitas

El término “lutita” corresponde con una roca sedimentaria acumulada principalmente en ambientes sedimentarios de baja energía, que se caracteriza por presentar una estructura laminar. Por otra parte el término “lutita”, es usado para referirse a rocas detríticas de grano fino, compuestas principalmente de arcillas de diversa procedencia.

La lutita es una roca sedimentaria compuesta por partículas del tamaño de la arcilla y el limo (tamaño menor a 0.002 mm); estas rocas constituyen entre el 45 a 55 % de las rocas sedimentarias de cualquier cuenca sedimentaria. Estas se alteran fácilmente y con frecuencia son cubiertas por vegetación. Las partículas pequeñas de la lutita indican que se produjo el depósito como consecuencia de la sedimentación gradual de corrientes no turbulentas, esto es, relativamente tranquilas, Pueden formarse en cualquier zona de sedimentación, en ríos, lagos, deltas y océanos en las plataformas, en las pendientes continentales y en las fosas oceánicas.

Las lutitas se caracterizan por poseer una baja permeabilidad y una alta sensibilidad al agua. Los pequeños radios de poro y la retención de agua por parte de las arcillas explican por qué las lutitas se consideran frecuentemente impermeables, lo que se cumple en la práctica. La permeabilidad de las lutitas se encuentra por lo general en el orden de los nanodarcies (10^{-9} Darcys). El tamaño promedio de poro de las lutitas oscila entre 1 y 10 nm. Como consecuencia, los mecanismos de transporte, tanto hacia adentro como hacia fuera de la formación, son muy lentos. La porosidad total de las lutitas disminuye con la compactación que se asocia a la profundidad de sepultamiento (Sanders, 1998).

Tucker, (2003) afirma que los principales constituyentes de las lutitas son aluminosilicatos con estructura en capas delgadas como las micas, por ejemplo la illita, clorita, caolinita y montmorillonita; otros constituyentes son el cuarzo de tamaño del limo o arcilla y también se pueden presentar feldespatos y mica. Contienen componentes adicionales como hematita, limonita, calcita, dolomita, yeso y algunos sulfuros. De esto se deduce que las lutitas cumplen una amplio rango de composiciones y pueden tener propiedades mecánicas, petrofísicas y físico-químicas muy diferentes, dependiendo de dicha composición.

Algunas lutitas son roca masivas, terrosa, normalmente bien compactada, a menudo contiene fósiles, por ejemplo, foraminíferos, ostrácodos, graptolitos y trilobites. Muchas de ella son ricas en material orgánico, bituminoso y carbonaceo, otras muestran bioturbación, es decir, una estructura sedimentaria irregular producida por la acción de organismos excavadores.

En la figura 5.2.1 se muestra un afloramiento de lutitas, lutitas calcáreas y calizas arcillosas con alto contenido orgánico de la Formación Tamán, del Jurásico Superior en la región de Tecolutla, Veracruz.



Figura 5.2.1. Afloramiento de lutitas, lutitas calcáreas y calizas arcillosas de la Formación Tamán.

En la figura 5.2.2 se muestra un afloramiento de lutitas de la Formación Huayacocotla, del Jurásico Inferior en la Sierra Madre Oriental.



Figura 5.2.2 Lutitas de la Formación Huayacocotla del Jurásico Inferior en la Sierra Madre Oriental

5.4.2 Lutitas Calcáreas

Las lutitas ricas en materia orgánica, normalmente contienen de 3 a 10% de carbono orgánico (Tucker, 2003), estas lutitas pasan a pizarras bituminosas que generan una cantidad significativa de petróleo al someterlas a temperaturas elevadas.

Las lutitas se pueden depositar en cualquier ambiente sedimentario, pero las lutitas ricas en materia orgánica principalmente se depositan en los lagos, las llanuras de inundación de ríos, lagunas deltas grandes y zonas de las cuencas oceánicas profundas (Tucker 2003) en zonas de circulación restringida, en condiciones reductoras, sin embargo se debe de considerar que incluso en esos ambientes tranquilos, suele haber suficiente turbulencia como para mantener suspendidas casi indefinidamente las partículas de tamaño arcilloso. Por consiguiente, mucha de la arcilla, se deposita solo después de que las partículas se reúnen para formar agregados mayores.

En muchos ambientes de sedimentación, la materia orgánica se descompone y se destruye en la superficie, pero si la velocidad de producción orgánica es alta, entonces la materia orgánica puede conservarse, mucha de esta materia orgánica es sapropélica, proporcionada por el fitoplancton.

La acumulación de materia orgánica es favorecida si la circulación de agua se restringe de alguna manera con lo que el oxígeno no alcanza a los sedimentos del fondo para descomponer la materia orgánica.

El color de la roca proporciona información adicional. Un ejemplo es la lutita calcárea negra, es negra porque contiene abundante materia orgánica. Cuando se encuentra una roca de este tipo, indica con fuerza que la sedimentación se produjo en ambiente pobre en oxígeno, como un pantano, donde los materiales orgánicos no se oxidan con facilidad y se descomponen.

En las lutitas calcáreas predomina la arcilla sobre los carbonatos y en la caliza arcillosa, predominan los carbonatos sobre las arcillas, si se tienen porcentajes aproximadamente iguales, entonces se forma una marga. En las lutitas calcáreas el porcentaje de arcilla es mayor al 60 % y el resto es principalmente de carbonato de calcio.

En la figura 5.2.3 Se muestra un afloramiento de lutitas calcáreas de la Formación Santiago en Tlacuilotepec, Puebla.



Figura 5.2.3 Afloramiento de lutitas calcáreas de la Formación Santiago Tlacuilotepec, Puebla.

5.4.3 Limolitas

Las Limolitas son rocas sedimentarias compuestas de limos, que ocupan una posición intermedia entre las areniscas de grano más fino y las rocas arcillosas. El tamaño oscila entre $1/256$ mm y $1/16$ mm. En general, estas rocas se incorporan al grupo de las lutitas. Sus componentes principales son los minerales arcillosos y cuarzo, otros componentes son las micas, zeolitas, calcita, dolomita y yeso. Las Limolitas pueden mostrar las mismas estructuras sedimentarias que las areniscas de grano fino, por ejemplo presentan ripples de corrientes a pequeña escala y dan lugar a laminación cruzada (Rine y Ginsburg, 1985; citado en Tucker, 2003).

Los limos generalmente no son transportados por el viento a causa de sus propiedades desfavorables para poder volar, como, su forma laminar y sus propiedad electrostáticas, por su alta cohesión en una roca se forman donde el agua, el viento o el hielo depositan limo, y por enterramiento ocurre la diagénesis para formar una roca sedimentaria, este tipo de sedimento se acumula en las cuencas sedimentarias terrígenas de todo el mundo. Representa un nivel de corriente, con olas, corrientes de agua o energía eólica donde se favorecen la acumulación de arena

y lodo. Estos incluyen ambientes fluviales, eólicos, de marea, costeros, lacustres, deltáicos, glaciales, palustres y de plataforma.

La limolita no tiene una composición definida, suele ser una mezcla de minerales arcillosos, micas, feldespatos y cuarzo. La fracción pequeña de limo es de minerales arcillosos y la fracción de tamaño más grueso (limos) son principalmente granos de feldespato y cuarzo.

Las estructuras sedimentarias como las capas, la estratificación cruzada, las marcas de ondulación, los contactos erosivos y los fósiles proporcionan evidencia de estos entornos. La limolita es mucho menos común que la arenisca y la lutita. Las unidades de roca son generalmente más delgadas y menos extensas. Solo en raras ocasiones es lo suficientemente notable como para merecer un nombre estratigráfico.

5.4.4 Calizas

Las calizas son rocas sedimentarias de origen fundamentalmente químico u organógeno, formadas al menos por un 50% de carbonato cálcico. Las de origen bioquímico se forman por la acción de los seres vivos. Estos fijan el calcio disueltos en el agua y lo utilizan para construir sus esqueletos en forma de calcita o aragonito, cuando estos mueren, sus esqueletos darán unas calizas formadas por calcita. Como el aragonito es inestable se transforma en calcita, también se depositan calizas en los fondos marinos como consecuencia indirecta del metabolismo de los seres vivos. Así las algas al realizar la fotosíntesis consumen bióxido de carbono (CO_2); este consumo de bióxido de carbono varía las características del medio con la consiguiente precipitación del carbonato cálcico (Tucker, 2003).

Esta precipitación del material puede producirse de dos maneras:

- a) Mediante procesos inorgánicos como la evaporación
- b) Por actividad química o procesos orgánicos.

Los procesos de formación de carbonatos son:

- Tipo marino
- Tipo bioquímico
- Tipo terrestre

Los principales componentes de la mayoría de los sedimentos carbonatados modernos son:

1. *Aloquímicos o granos carbonatados*: Es cualquier tipo de partícula carbonatada de origen bioquímico o químico, que denota un alto grado de organización y complejidad y que normalmente ha sufrido algún grado de transporte (PettiJohn, 1975).

2. *Material intergranular (pasta) u ortoquímicos*: se pueden definir como materiales carbonatados inorgánicos precipitados directamente a partir del agua.

a) *Micrita*: matriz carbonatada compuesta por un agregado de cristales finos menores a 4 micras de aragonito a calcita rica en Mg. Por diagénesis se transforman en cristales de calcita baja en Mg. Al microscopio se ve como una masa homogénea criptocristalina y oscura, normalmente de color pardo. La micrita se forma en ambientes protegidos, de baja energía, en caso contrario los pequeños cristales serían dispersados por las aguas cuando hay agitación, como lagunas continentales, lagunas, plataforma profunda, fondos abisales (figura 5.2.3), (PettiJohn, 1975).



Figura 5.2.3 Micrita como material intergranular, se nota el color pardo oscuro y la granulometría más pequeña del material micrítico.

Tomado de:

<https://geologiaweb.com/rocas-sedimentarias/rocas-carbonatadas/>

El Origen de la micrita puede ser:

- Precipitación química (lagunas hipersalinas)
- Precipitación bioquímica por fotosíntesis de algas (lagunas y lagos de agua dulce)
- Desintegración de algas verdes (*halimeda*, *penicillus*)
- Actividad bioerosiva
- Degradación mecánica de esqueletos bioclásticos
- Actividad bacteriana
- Caparazones de nanoplacton

Es importante mencionar que la micrita es un material primario en la formación de la roca.

b) Esparita (ortoesparita): Término usado genéricamente para los cementos carbonatados. El cemento esparítico es un agregado de cristales de carbonato (aragonito o calcita) de tamaños mayores a las 4 micras que precipitan en los espacios existentes entre los granos de un sedimento carbonatado, o en los espacios internos de estas partículas. Pseudoesparita: se forma por procesos neomórficos de recristalización (a diferencia del cemento esparítico) (Tucker, 2003) (figura 5.2.4).

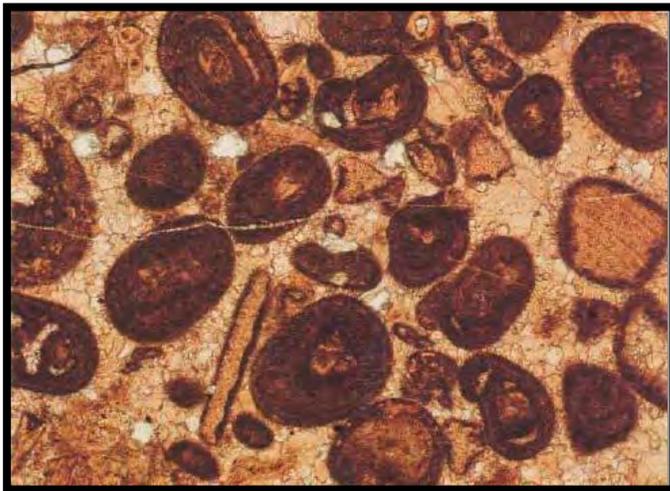


Figura 5.2.4 En la imagen se aprecia esparita como material intergranular. Tomado de: <https://geologiaweb.com/rocas-sedimentarias/rocas-carbonatadas/>

Clasificación de las rocas calizas.

➤ **Clasificación de Dunham (1962):**

Distingue dos tipos generales de carbonatos (rocas y sedimentos carbonáticos). La clasificación de Dunham (1962) (citado en Tucker, 1983) se basa en el concepto de grano soportado, divide a las rocas carbonatadas dentro de dos amplios grupos, el primero cuyos componentes originales no estaban juntos durante el depósito, y el segundo cuyos componentes originales si estaban juntos durante el depósito y que consisten de intercrecimientos de material esquelético; éste último grupo es llamado boundstone. El primer grupo es dividido en soportado por lodo (matriz) y soportado por granos (esqueleto). Si la roca consiste de menos del 10% de granos es llamada mudstone, mientras que si contiene más del 10% es llamado wackestone. Si la roca es soportada por grano, es llamada packstone, y grainstone si no hay lodo entre los granos. Es una forma de clasificación muy práctica,

tanto para rocas como para sedimentos. La clasificación de Carbonatos de Dunham, 1962, se tiene en la figura 5.2.5

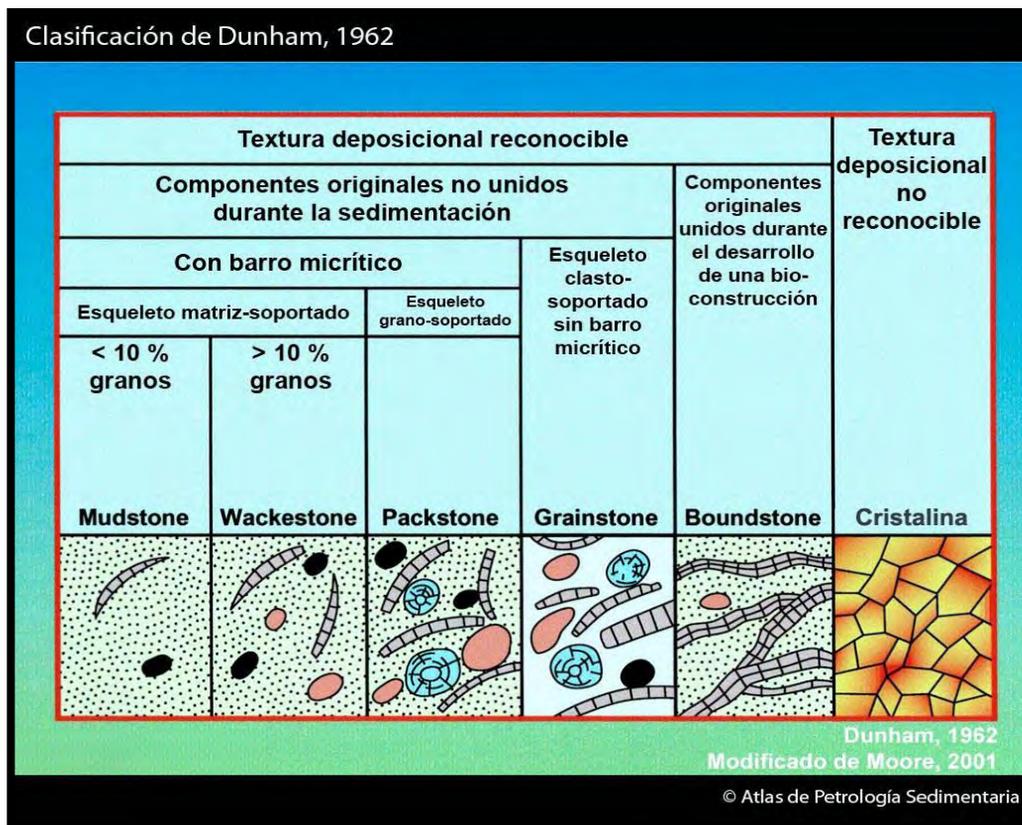


Figura 5.2.5 Clasificación de la rocas sedimentarias carbonatadas de Dunham, (1962) (Tomado de Pettijon, 1975).

- **Mudstone:** Este es el término para las rocas que a simple vista se detecta que en su mayoría están formadas por lodo carbonatado, los granos como fósiles, ooides etc. Son menos del 10%, esto es, la textura de la matriz está constituida con menos del 10% de granos. Indica que se depositó en corrientes de aguas tranquilas con una aparente inhibición de los organismos productores de granos, representando un ajuste de la deposición de baja energía (Kerans y Jansons, 1998) (citado en Tucker, 2003) estas rocas presentan las siguientes características:
 - ✓ Componentes: Menos del 10 %, todos menores a 2 mm.
 - ✓ Matriz: Micrita
 - ✓ Textura: Mud-supported
 - ✓ Estas rocas al ser de textura fina pueden contener abundante materia orgánica, en este caso son de color gris oscuro a negro.

Las características de las calizas mudstone, se pueden relacionar con la facies marina de plataforma abierta y la facies de plataforma de circulación restringida.

El mudstone en ocasiones tiene la apariencia de lodo endurecida y dependiendo de las circunstancias bajo las cuales se formó, puede mostrar grietas o fisuras, producidas durante la diagénesis (Blatt, 1980).

- **Wackestone:** Los granos que a simple vista se observan como fósiles, ooides etc. se observan en un porcentaje mayor al 10%, en la matriz que está constituida por lodo carbonatado. Indican que se depositó en corrientes de aguas con la restricción de los organismos productores de granos, que se depositaron en condiciones de baja energía, en aguas poco agitadas. De acuerdo a Kerans y Jansons, 1998, estas rocas tienen las siguientes características:
 - ✓ Componentes: Más del 10 %, todos menores de 2mm.
 - ✓ Matriz: Micrita
 - ✓ Textura: Mud-Supported
 - ✓ Rocas que pueden tener alto contenido orgánico ya que se depositan en zonas de baja energía. En estos casos presentan color gris oscuro o negro
- **Packstone:** Tiene una gran cantidad de granos (fósiles, ooides etc.) con lodos entre ellos, pero ya no están soportados en su mayoría por lodo sino por granos. Indican una serie de propiedades sobre su depositación, particularmente asociada a procesos de mayor energía. Dunham (1962) proporcionó varios escenarios para el origen de packstone: (1) que pueden ser producto de wackestone compactados, (2) que pueden resultar lodo carbonatado de infiltración de sedimentos de lodo libre previamente depositados, (3) que puede el resultado de la producción de granos en aguas tranquilas, o (4) que puede grabar la mezcla por excavadores de diferentes capas de sedimentos. Sus principales características son:
 - ✓ Componentes: Más del 10 %, todos menores a 2mm.
 - ✓ Matriz: Mayormente micrita.
 - ✓ Textura: Grain-supported

- ✓ Por sus características granulométricas, estas secuencias no constituyen rocas generadoras de hidrocarburos

- **Grainstone:** La cantidad de granos es superior a la de un Packstone con esparita entre ellos y con muy poco o sin nada de lodo; el espacio intergranular puede estar ocupado por cemento. Por lo general, se depositan en ambientes de energía alta a moderada, pero su importancia hidráulica puede variar. Dunham (1962) proporcionó varias sugerencias para su origen: (1) se pueden producir en alta energía, los entornos de grano productivo donde el lodo no puede acumularse, (2) pueden ser depositados por las corrientes que abandonan los granos y el lodo de derivación a otra área, o (3) puede ser un producto de criba de los sedimentos fangosos previamente depositados.

Se presentan como granos en rocas carbonatadas de predominio esquelético y no esquelético. La ausencia de lodo tiene varias causas: el depósito de granos en entornos de alta energía (por ejemplo, en ambientes submareales, intermareales y poco profundas), la acumulación rápida de granos que no permiten ninguna sedimentación de lodo coetánea (por ejemplo turbiditas), deposición de corrientes - ambientes controlados, aportan lodo a partir de las mezclas de grano / lodo previamente depositados. Son muy variables en cuanto al tipo de grano, forma, tamaño y clasificación (Kerans y Jansons, 1998). Sus características son:

- ✓ Componentes: Más del 10%, todos menores a 2mm
 - ✓ Matriz: Exclusivamente esparita
 - ✓ Textura: Grain-Supported
- **Boundstone:** Los componentes originales se encuentran ligados durante la sedimentación debido a la acción de organismos bioconstructores (corales, algas rodofíceas, cianobacterias, estromatolitos, etc.).
 - ✓ Al formarse en zonas de alta energía, estas rocas no constituyen rocas generadoras de hidrocarburos.

➤ **Clasificación de Embry y Klovan (1971):**

Es una extensión de la clasificación de Dunham (1962) en la cual añadieron cinco nuevos tipos; las modificaciones propuestas inciden sobre el tamaño de los granos, en el caso de sedimentos formados por partículas individuales, y sobre los diferentes tipos de calizas bioconstruidas (boundstones) en función de cómo se realiza la construcción del edificio carbonatado; estructuras esqueléticas rígidas (framestones), incrustaciones y enlazamiento (bindstones), o atrapamiento por efecto pantalla (bafflestones) (figura 5.2.6)

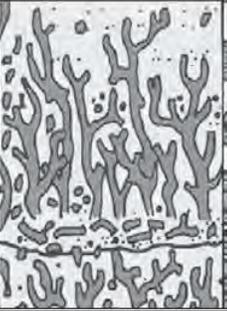
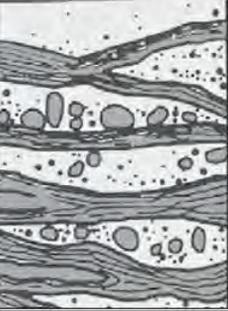
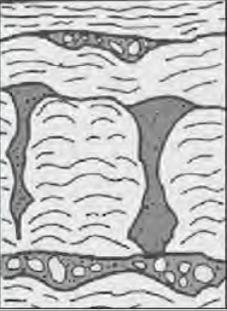
ALÓCTONO		AUTÓCTONO		
Componentes originales bioconstruidos en textura		Componentes originales bioconstruidos		
> 10% granos > 2 mm		Boundstone		
Matrizsoportado	Soportado por componentes >2mm	Por organismos que actúan por efecto pantalla	Por organismos encostrantes	Por organismos que construyen un edificio rígido=framework
Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone
				

Figura 5.2.6 Clasificación de las rocas carbonatadas según, Embry y Klovan 1971, (modificado deTucker, E. Maurice & Wright V. Paul, 1992)

- **Floatstone:** Son rocas carbonatadas de matriz – soportada. El límite de 2 mm crea dificultades para aplicar el término a calizas fosilíferas con oncoides porque el tamaño de los granos del esqueleto en los oncoides sólo puede reflejar las etapas de crecimiento. Este término se aplica a una piedra caliza de caracoles adultos en la categoría floatstone y las calizas que contienen los mismos, pero de caracoles juveniles en la categoría wackstone.

Téngase en cuenta que floatstone y rudstone se propuso originalmente para carbonatos arrecifales y brechas carbonatadas.

- ✓ Componentes: Mayor al 10%, tamaño mayor a 2mm.
 - ✓ Matriz: Micrita/esparita
 - ✓ Textura: Mud-Supported
- **Rudstone:** En los casos en que los granos packstones son excepcionalmente grandes, (Embry y Klovan, 1971) (citado en (Tucker, E. Maurice & Wright V. Paul, 1992) designan estos carbonatos "rudstones." Muchas brechas pertenecen a esta categoría. La formación de las rudstones tiene como factor común la erosión y el transporte. La erosión puede desencadenarse por ajuste de agua poco profunda que permite la destrucción por tormentas. Las pendientes son escenario deposicional común de las rudstones.
 - ✓ Componentes: Mayor al 10%. Tamaño mayores a 2 mm
 - ✓ Matriz: Micrita/esparita
 - ✓ Textura: Grain-Supported
 - **Boundstone, a la que dividieron en:**
 - **Bafflestone:** Tipo de bioconstrucción en la que los organismos atrapan sedimento por efecto pantalla (Ej.: *mud mounds*).
 - **Bindstone:** Tipo de bioconstrucción por organismos (esqueléticos o no) que incrustan y atrapan el sedimento (Ej.: estromatolitos).
 - **Framestone:** Tipo de bioconstrucción en la que los organismos construyen armazones rígidos (Ej.: arrecifes de corales).

La diagénesis de los carbonatos generalmente implica reemplazar la calcita y la aragonita originales por la dolomía mineral, un proceso denominado dolomitización que puede mejorar las características productoras de hidrocarburos.

5.4.5 Caliza arcillosa

Estas rocas se forman a partir del material que es transportado en solución en los lagos y mares, dicho material no permanece disuelto indefinidamente en el agua, ya que parte de este material precipita para formar los sedimentos químicos, que se convierten posteriormente en rocas químicas (Figura 5.2.3).



Figura 5.2.3 Caliza arcillosa y lutitas calcáreas, de la formación Agua Nueva del Turoniano, en la Sierra Madre Oriental.

Esta precipitación del material puede producirse de dos maneras:

- A) Mediante procesos inorgánicos como la evaporación
- B) Por actividad química o procesos orgánico

Las calizas arcillosas tienen la particularidad de contener más de un 60 % de carbonato de calcio y el resto es arcilla, con diferentes características. La caliza es una roca sedimentaria compuesta mayoritariamente por carbonato de calcio (CaCO_3), generalmente calcita. También puede contener pequeñas cantidades de minerales como arcilla, hematita, siderita, cuarzo, etc. Que modifican el color y el grado de coherencia de la roca. El carácter prácticamente monomineral de las calizas

permite reconocerlas fácilmente gracias a su dureza (3 en la escala de Mohs) y porque reacciona cuando se le pone ácido clorhídrico.

Numerosos organismos utilizan el carbonato de calcio para construir su esqueleto mineral, debido a que se trata de un compuesto abundante y muchas veces se encuentran en saturación en las aguas superficiales de los océanos y lagos. Tras la muerte de estos organismos se produce en muchos entornos la acumulación de esos restos minerales en cantidades tales que llegan a constituir sedimentos que son el origen de la gran mayoría de las calizas existentes (Figura 5.2.4)

La porosidad en las calizas arcillosas puede ser de origen primario, formada en la roca desde su depósito, o secundario formada posteriormente a los procesos de diagénesis y/ o alteración de la misma, por lo que presentan grandes variaciones.



Figura 5.2.4 Caliza arcillosa con bandas y lentes de pedernal de la Formación Agua Nueva

En la figura 5.2.5. Se muestran estratos de calizas arcillosas y lutitas calcáreas de la Formación Agua Nueva (San Agustín, Puebla), con coloraciones marrones a crema por intemperismo y negras al fresco, con un alto contenido de materia orgánica.



Figura 5.2.5 Calizas arcillosas de la formación agua Nueva

5.4.6 Margas

La marga, es una roca calcáreo-arcillosa compuesta aproximadamente de un 50 % de carbonato de calcio con variaciones de estos componentes entre 40 y 60 %, friable e incoherente, se deposita en los lagos y en cuencas oceánicas a partir de la precipitación del carbonato de calcio y de arcillas suministrada por las corrientes de agua. También se pueden formar en los lagos glaciares, porque los glaciares que produjeron los lagos proporcionaron caliza detrítica y aportaron agua fría rica en anhídrido carbónico, y por lo tanto con carbonato en solución con las aguas frías se pierde el contenido en anhídrido carbónico al llegar a las aguas de los lagos, debido a que se encuentra más caliente y se precipita el carbonato cálcico. Sin embargo, la mayor parte de la marga es depositada en ambientes transicionales y marinos.

La marga es un tipo de roca sedimentaria compuesta principalmente de calcita y arcillas con proporciones similares. En ocasiones la calcita, lo que le confiere un color blanquecino con tonos que pueden variar bastante, de acuerdo con las distintas proporciones y composiciones de los

minerales principales, por ejemplo las margas de la Formación Méndez del Cretácico Superior son de color verde, debido al contenido de minerales arcillosos procedentes de la alteración de rocas volcánicas (figura 5.2.6)



Figura 5.2.6. Margas y lutitas de la Formación Méndez del Cretácico Tardío. En la localidad ubicada en la carretera Galeana-Linares.

Capítulo VI

EL KERÓGENO, ORIGEN Y TIPOS.

6.1 Definición de Kerógeno

Crum Brown en 1912 usó por primera vez la palabra kerógeno (Carruthers et al. 1912), posteriormente Engler en 1913 describió por primera vez la generación de petróleo a partir del kerógeno.

El kerógeno es una macromolécula de cadenas poli-metálicas, constituidas básicamente de H y C así como de O, N y S, insoluble en solventes orgánicos y formada durante la concentración de materia orgánica en ambientes sedimentarios que tuvieron excelentes condiciones de acumulación y preservación (Engler, 1912)

El kerógeno es el constituyente orgánico de las rocas sedimentarias que no es soluble en solventes alcalinos acuosos ni en solventes orgánicos comunes (Breger, 1961), algunos autores sobre todo los que estudian los suelos le llaman “humina”, algunos autores limitan el término kerógeno a la materia orgánica insoluble de las lutitas aceitíferas solamente.

La principal diferencia entre la humina de sedimentos jóvenes y el kerógeno de sedimentos antiguos es la existencia de una fracción hidrolizable importante en la humina, esta fracción desaparece progresivamente con la profundidad (Tissot, 1982).

El kerógeno es la forma más importante de materia orgánica en la Tierra, según Hunt (1995) es 1000 veces más abundante que el carbón, más que el petróleo y 50 veces más que el betumen y otros hidrocarburos dispersos en las rocas que no forman yacimientos.

6.2 Química del Kerógeno.

Para conocer los partículas que constituyen al kerógeno diseminado en rocas sedimentarias se han utilizado técnicas microscópicas como la reflectancia de luz natural o fluorescencia UV, esto con el objeto de determinar el grado de evolución de sus constituyentes.

Los remanentes orgánicos definidos como algas, esporas, polen, y tejidos vegetales equivalen a una cantidad muy pequeña de la materia orgánica, en algunos tipos de roca como la **Torbanita** (figura 6.2.1) y la **Tasmanita** (lutitas bituminosa) (figura 6.2.2) se presenta en grandes cantidades (Tissot, 1982).



Figura 6.2.1 Torbanita.

Tomado de:

<https://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/12892>



Figura 6.2.2 Tasmanita (lutita bituminosa).

Tomado de:

<https://www.alamy.es/foto-muestra-la-pizarra-bituminosa-34719305.html>

En las rocas sedimentarias promedio la aplicación de fluorescencia UV y la microsonda electrónica demostraron que la mayor parte del material orgánico amorfo es fluorescente a profundidades someras (Tissot, 1982).

Por otro lado, la combinación de la microscopía de reflexión y la fluorescencia hacen evidente la relación entre la pirita y la materia orgánica, la pirita se encuentra en forma de microcristales recubiertos con materia orgánica y asociada para dar lugar a agregados esféricos (Combaz, 1970) (citado en Tissot, 1982).

El kerógeno está formado por diferentes constituyentes básicos, en diferentes proporciones, algunos se pueden identificar como macérales, siendo el resto una masa amorfa. Químicamente se compone de carbono, hidrógeno y oxígeno con cantidades menores de nitrógeno y azufre, como se muestra en la tabla 6.2.1 (Selley, 1998).

	Porcentaje de peso					Tipo de petróleo
	C	H	O	N	S	
TIPO I Algas	75.9	8.84	7.66	1.97	2.7	Aceite
TIPO II Lípidos	77.8	6.8	10.5	2.15	2.7	Aceite y gas
TIPO III Húmicos	62.6	4.6		2.1	0.1	Gas

Tabla 6.2.1 Porcentajes de peso de los elementos químicos en el kerógeno, tomado de Tissot y Welte 1978. Modificado

Las diferencias entre estos tres tipos básicos de kerógeno son químicas y están relacionados con la materia orgánica original, en la figura 6.2.3 se puede observar la estructura molecular de los tres tipos básicos de kerógeno.

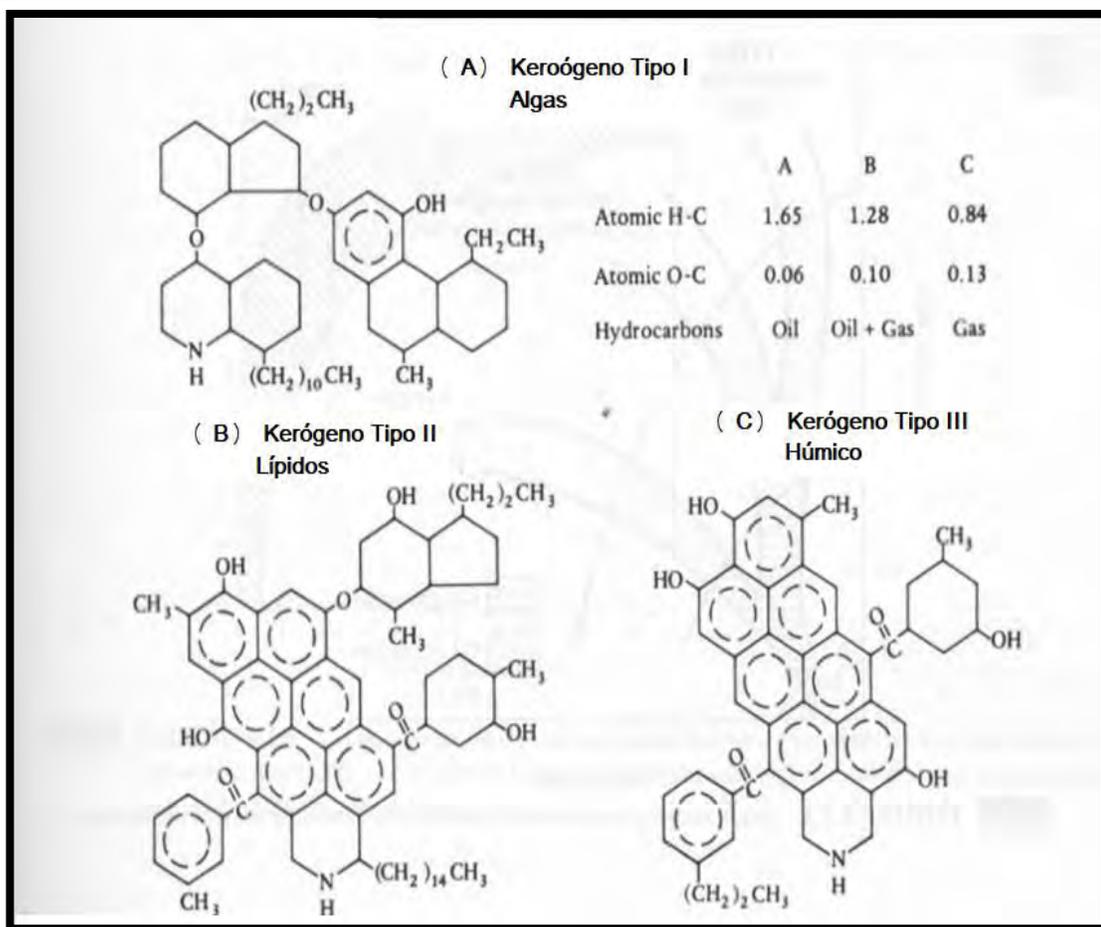


Figura 6.2.3. Se muestra la estructura molecular de los tres tipos de kerógeno. (J. Geochem, Dow, 1977, tomada de Selley, 1998), modificado.

6.3 Clasificación del Kerógeno

Al aumentar la presión y la temperatura, los sedimentos se “cuelen” lentamente y aunado a la profundidad de sepultamiento el kerógeno se puede convertir en gas o aceite y si consideramos el tipo de materia orgánica de los sedimentos tendremos diferentes tipos de kerógenos.

El kerógeno se puede clasificar en cuatro tipos, basados en el tipo de materia orgánica de la cual procede esto es, como lo indican los macérales específicos. También puede clasificarse por su

composición química esto es con base en el contenido de hidrógeno, carbono y oxígeno (McCarthy, 2011) (Tabla 6.3.1).

6.3.1 Clasificación basada en la procedencia de la materia orgánica.

Tipos de Kerógeno	Material de procedencia	Ambiente de deposición general
I Alginita	Principalmente algáceo o bacterias	Ambiente lacustre
II Exinita	Material planctónico con cierto aporte de material algáceo, polen, esporas, cutículas de hojas	Ambiente marino
III Vitrinita	Plantas superiores, tallos y troncos	Ambiente terrestre
IV Inertita	Material oxidado re-elaboración derivado de la lignina o celulosa	Ambiente variado

Tabla 6.3.1. Tipos de Kerógeno, de acuerdo a su material fuente (McCarthy, 2011) modificado.

6.3.1.1 Tipo I Alginita

Es generado predominantemente en ambientes lacustres y en ciertos casos en ambientes marinos. Proviene de material algáceo, planctónico o de otro tipo, que ha sido intensamente re-elaborado por la acción de bacterias y microorganismos que habitan en el sedimento.

Se compone de gran cantidad de material lípido, particularmente cadenas alifáticas. El contenido de los núcleos poli aromáticos y enlaces heteroatómicos es bajo (comparada con otros tipos de materia orgánica) (Tissot, 1982).

Rico en contenido de hidrógeno y bajo en contenido de oxígeno, es potencialmente petrolífero, pero también puede producir gas, según se etapa de evolución en relación a la temperatura. Responsables del menos del 3% de las reservas mundiales de petróleo y gas, los kerógenos tipo I no son comunes (Kleme, 1991).

6.3.1.2 Tipo II Exinita

Este tipo de kerógeno es generado habitualmente en ambientes reductores, que existen en ambientes marinos de profundidad moderada.

Este tipo de Kerógeno proviene principalmente de restos de plancton re-elaborados por bacterias (McCarthy, 2011), aunque también se considera una mezcla de organismos marinos y continentales. Rico en contenido de hidrógeno y con bajo contenido de carbono este kerógeno puede generar petróleo o gas al aumentar progresivamente la temperatura y el grado de maduración (Vandenbroucke, 2003).

El kerógeno II da como resultado hidrocarburos líquidos, ricos en aromáticos y n-alcanos

En la catagénesis este tipo de kerógeno produce aceite y gas en presencia de azufre. Algunos ejemplos conocidos de kerógeno tipo II son la Formación de arcilla Kimmeridge del Mar del Norte y la Formación Bazhenov de Siberia.

Ciertos ambientes de depósito favorecen el incremento de la incorporación de compuestos de azufre, lo que se traduce en una variación conocida como kerógeno Tipo II-S. Esta variación se observa en la Formación Monterrey de California, o en la Formación La Luna de Venezuela. La importancia de este tipo de kerógeno radica en el hecho de que la generación de petróleo comienza mucho antes y se considera que la causa es la existencia de reacciones cinéticas que involucran compuestos con azufre.

6.3.1.3 Tipo III Vitrinita

Compuestos por una proporción importante de núcleos poli aromáticos y grupos heteroatómicos cetona y ácido carboxílico pero sin grupos éster (Robín, 1975) (citado por Tissot 1982), además de cadenas largas que se han originado en las ceras de plantas superiores por lo que es rico en Vitrinita.

Este tipo de kerógeno es menos favorable para la generación de petróleo en comparación con el tipo I y II y también es menos productivo durante la pirólisis (Tissot, 1982).

El kerógeno tipo III proviene principalmente de restos vegetales terrestres que han sido depositados en ambientes marinos o no marinos, someros a profundos. El kerógeno tipo III posee menor contenido de hidrógeno y mayor cantidad de oxígeno que los tipos I o II, y en consecuencia tiene a generar gas seco. La mayoría de los carbones tienen kerógeno tipo III. (McCarthy, 2011).

6.3.1.4 Tipo IV Inertita

El kerógeno tipo IV es generado a partir de materia orgánica residual presente en sedimentos más antiguos, después de la erosión. Antes de la depositación final el kerógeno tipo IV puede haber sido alterado por proceso de meteorización sub aérea, combustión u oxidación biológica en pantanos o suelos. Este tipo de kerógeno posee alto contenido de carbono y falta de hidrógeno. Se le considera una forma de “carbono muerto” prácticamente sin potencial para la generación de hidrocarburos (McCarthy, 2011).

Materia orgánica rica en **inertita**. No es importante para la generación de hidrocarburos, pero si lo es para saber el nivel de maduración de los sedimentos.

6.3.2 Clasificación de acuerdo al contenido de H, C y O.

La clasificación del Kerógeno según su contenido de H, C y O se muestra en la tabla 6.3.2

	Relación entre		Maceral	Producto
	H/C	O/H		
TIPO I	1.9 a 1.0	0.1 a 0.02	Alginita	Aceite
TIPO II	1.5 a 0.8	0.20 a 0.02	Exinita	Aceite y gas
TIPO III	1.0 a 0.5	0.3 a 0.02	Vitrinita	Gas, carbón
TIPO IV	0.6 a 0.1	0.3 a 0.01	Inertita	No produce

Tabla 6.3.2 En la tabla se muestra la relación entre H/C y O/C de los kerógeno, además el maceral que le corresponde y el hidrocarburo que genera.

En el diagrama de van Krevelen que se muestra en la figura 6.3.1 se muestra la composición atómica global de los tres principales elementos C, H, y O, se observa la relación atómica de H/C en función de la relación atómica de O/C.

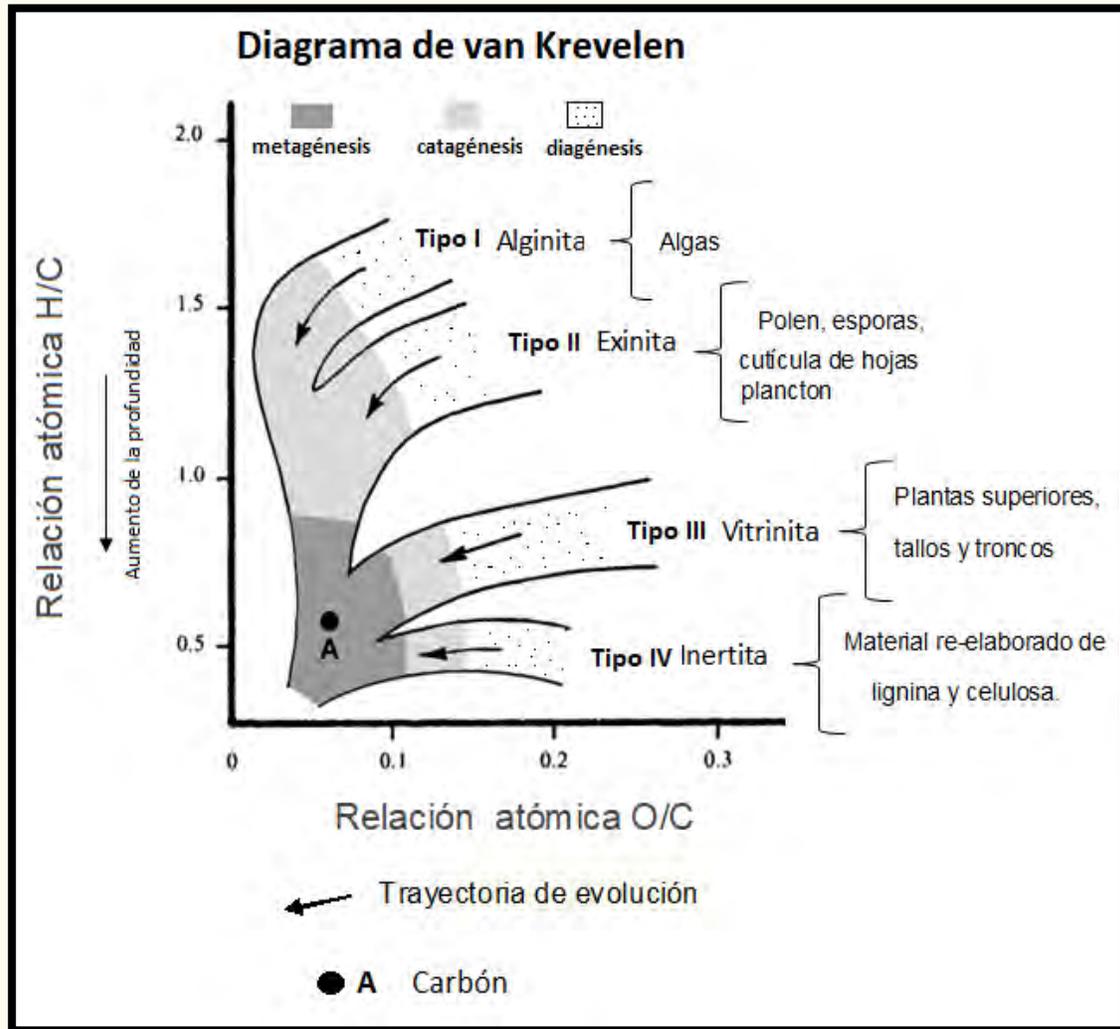


Figura 6.3.1 Diagrama de van Krevelen, muestra la trayectoria de evolución de los grupos macerales a carbón Tomado de <https://post.geoxnet.com/glossary/kerogeno/>, (modificado y argumentado con Tissot, 1982)

Según Forsman en 1963; McIver en 1967; Welte en 1969; Durand *et. al.*, en 1972, (citado en Tissot B. P., 1974), este diagrama es una herramienta que proporciona un procedimiento útil en la determinación de los kerógenos.

Los kerógenos obtenidos a diversas profundidades se agrupan a lo largo de una curva, denominada trayectoria de evolución, los medios de depósito íntimamente relacionados dan como resultado la misma trayectoria (Tissot B. P., 1974).

Las curvas comienzan con diferentes relaciones de H/C y O/C, de acuerdo con el material orgánico y las condiciones originales, estas curvas se van acercando hasta que llega un punto en el que se juntan, en las muestras más profundas, esto cuando el kerógeno se acerca al 100% de carbono.

El kerógeno tipo I contiene muchas cadenas alifáticas y pocos núcleos aromáticos. La relación H/C es alta y el potencial para la generación de aceite y gas es alto, proviene de algas o de la materia orgánica enriquecida en lípidos por actividad microbiana (Tissot, 1982).

El kerógeno tipo II contiene más núcleos aromáticos y nafténicos. La relación H/C y el potencial para la generación de aceite y gas son menores que para el kerógeno tipo I, pero aún siguen siendo importantes, proviene de la materia orgánica marina depositada en un ambiente reductor, con contenido de azufre (Tissot, 1982).

El kerógeno tipo III contiene principalmente poli aromáticos, condensados y grupos funcionales oxigenados, con una proporción minúscula de cadenas alifáticas. La relación H/C es baja y el potencial de aceite es tan solo moderado, aunque este tipo de kerógeno puede generar una cantidad abundante de gas a mayor profundidad. La relación O/C es comparativamente mayor que en los otros dos tipos de kerógeno. La materia orgánica se deriva principalmente de las plantas superiores terrestres (Tissot, 1982).

El kerógeno tipo IV su relación H/C es muy baja y el potencial para la generación de aceite y gas es nulo, se deriva de la materia orgánica re-trabajada.

En general los kerógenos ricos en contenido de hidrógeno son responsables de la generación de petróleo e hidrocarburos gaseosos; los que contienen menos cantidad de hidrógeno generarán principalmente hidrocarburos gaseosos. Después de agotado el hidrógeno del kerógeno, la generación de hidrocarburos cesara naturalmente, sin importar la cantidad de carbono disponible.

A medida que la presión y la temperatura aumentan durante el proceso de sepultamiento, los materiales orgánicos emiten petróleo y gas. En general, este proceso de madurez térmica produce una serie de moléculas de hidrocarburos progresivamente más pequeñas de volatilidad y contenido de hidrógeno cada vez mayor que finalmente llegan al gas metano. Y a medida que el kerógeno evoluciona mediante la madurez asociada con la temperatura, su composición química cambia progresivamente y se transforma en un residuo carbonaceo, con contenido de hidrógeno decreciente (McCarthy, 2011).

Capítulo VII

PROCESOS DE GENERACIÓN DE HIDROCARBUROS LÍQUIDOS Y GASEOSOS

Después de que los sedimentos con abundante materia orgánica son depositados y acumulados en un ambiente favorable para su preservación como ocurre en una cuenca sedimentaria que presenta subsidencia continua, se incrementa la presión y la temperatura. A medida que pasa el tiempo aumenta el espesor de la columna estratigráfica y así comienzan los cambios en los sedimentos y en la materia orgánica.

Según McCarthy (2011), los aspectos más críticos que controlan la concentración y preservación de la materia orgánica en los sedimentos son los niveles de oxígeno y energía que se tienen en el ambiente de depósito.

Los niveles bajos de oxígeno generan un ambiente reductor que protege el material orgánico de la oxidación, a la vez que restringen la actividad de las especies bentónicas, que se alimentan de esa materia orgánica. Las condiciones anóxicas son evidenciadas por las rocas generadoras que presentan varvas (capas delgadas que se forman en el fondo en la zona de sedimentación, alternando sedimentos de arenas y limos). Estos rasgos son indicativos de la presencia de agua anóxicas estancadas y persistentes por encima del sedimento, y de la falta de bioturbación, lo que implica un ambiente de baja energía ((Demaison, G.J. & Moore, G.T., 1980).

7.1 Evolución de la materia orgánica

Tissot en 1970 (citado en Tissot, 1982), definió tres fases principales en la evolución de la materia orgánica, conforme va aumentando la presión y la temperatura, cuya características principales se describen a continuación.

7.1.1 Diagénesis:

Es el inicio de la transformación de la materia orgánica a hidrocarburos, esto sucede cuando los sedimentos ricos en materia orgánica son depositados en medios subacuáticos (para

favorecer las condiciones anóxicas que se requieren) y dichos sedimentos están sometidos a un sepultamiento constante.

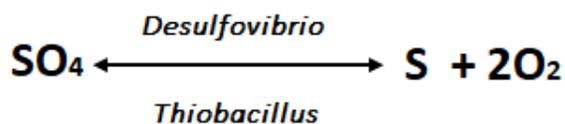
En la Diagénesis los sedimentos se encuentra en condiciones de poca profundidad y es en esta primera etapa donde las sustancias orgánicas, esto es los biopolímeros como los carbohidratos y proteínas (que se encuentran contenidos en la materia orgánica) son consumidos y transformados por la actividad microbiana.

Los cambios naturales que sufren los sedimentos, desde el momento de la deposición, comienzan aproximadamente a temperaturas inferiores a los 50 °C (122 °F) y la presión litostática oscila alrededor de 300 bares.

Los microorganismos aeróbicos que viven en la capa superior de los sedimentos consumen el oxígeno libre, mientras que los anaeróbicos reducen los sulfatos para obtener el oxígeno requerido (Tissot, 1982).

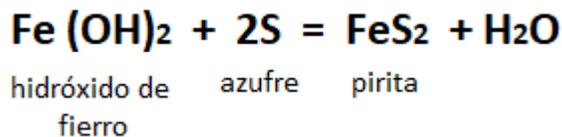
Los ambientes sobre la superficie de la Tierra son oxidantes y les corresponden altos valores de Eh, mientras que los ambientes saturados en agua suelen ser medios reductores y se definen por bajos valores de Eh. Las condiciones de oxidación y reducción pueden ocurrir dentro del agua y están condicionadas por la energía presente (Selley, 1998).

En la zona reductora inferior, las bacterias anaerobias reductoras de sulfato del género *desulfovibrio* eliminan el oxígeno de los iones de sulfato, liberando azufre libre, como se observa en la siguiente ecuación.

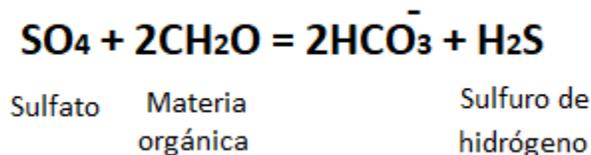


En la zona oxigenada superior, las bacterias *thiobacillus* oxidan nuevamente el azufre.

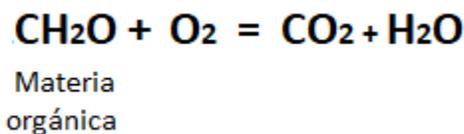
En la zona reductora el azufre se puede combinar con el hierro que se encuentra en el hidróxido de hierro para formar pirita, como se observa en la siguiente ecuación.



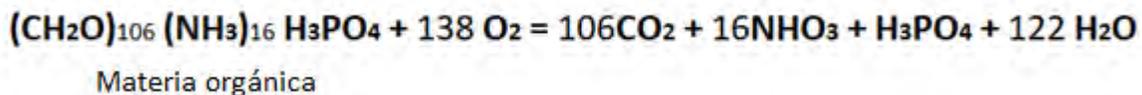
Los iones sulfato también pueden reaccionar con la materia orgánica para formar sulfuro de hidrógeno, esto se representa en la siguiente ecuación.



Las bacterias aeróbicas usan el O₂ para procesar la materia orgánica y transformarlo en dióxido de carbono y agua, lo cual se representa en la siguiente ecuación

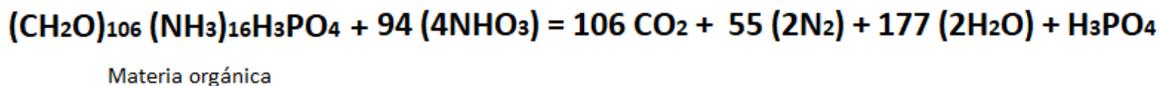


La fórmula anterior de la materia orgánica es muy básica pero se puede suponer que el contenido promedio de materia orgánica tiene una proporción de nitrógeno (N), carbono (C) y fósforo (P), (Goldhaber, 1978) (citado por Selley 1998), y se tendría la siguiente ecuación:

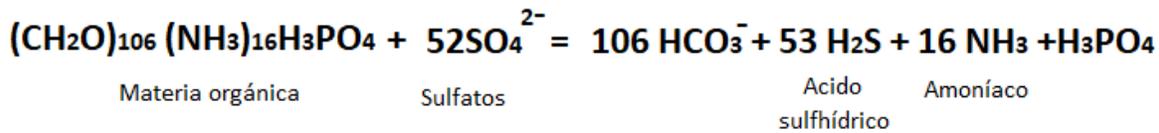


La primera etapa de la descomposición biológica es la oxidación la cual genera agua (H₂O), dióxido de carbono (CO₂), nitratos (NO₃) y fosfatos (PO₄)

En la siguiente etapa ocurre la reducción de nitratos y nitritos, como se indica en la siguiente ecuación.



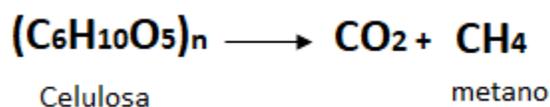
Este proceso es seguido por la reducción del sulfato, cuyos resultados son la generación de ácido sulfhídrico y amoníaco (Selley, 1998). La conversión normalmente se efectúa completamente en las arenas y parcialmente en los limos (Tissot, 1982).



Como se puede observar de las ecuaciones anteriores, los compuestos orgánicos como carbohidratos, lípidos y lignina son complejos y diversos. A partir de ellos comienzan las reacciones y tenemos que las proteínas son las menos resistentes y la lignina es la más resistente (Selley 1998).

Todas estas reacciones comienzan por la acción de las bacterias, como por ejemplo las bacterias procariotas que viven en ambientes altamente ácidos que producen metano como parte esencial de su metabolismo energético, absorben el CO₂, N₂ o H₂S y eliminan CH₄.

Los carbohidratos como el almidón y la celulosa se descomponen en azúcares, la celulosa igual que otros compuestos orgánicos se convierte en metano (CH₄) y en CO₂ (Selley 1998), esto se aprecia en la siguiente ecuación.



Como se mencionó anteriormente, el metano biogénico se obtiene a partir de la descomposición de diversos tipos de materia orgánica debido a la actividad bacteriana.

En los primeros metros de sepultamiento se tienen los primeros cambios tomando en cuenta que las proteínas de la materia orgánica en descomposición se degradan en aminoácidos y péptidos. Las ceras y grasas lipídicas se degradan a glicerol y ácidos grasos. La lignina de los tejidos leñosos se descompone en fenoles ácidos aromáticos y quinina (Selley 1998).

Durante la diagénesis bajo condiciones reductoras, la compleja mezcla de geo y biopolímeros y los monómeros sufren una serie completa de reacciones biológicas y químicas a baja temperatura que resultan en la formación de más materiales similares a los hidrocarburos a través de la pérdida de oxígeno, nitrógeno y sulfuros. Cuanto más fuerte sean las condiciones reductoras, mayor será el contenido de hidrógeno de la materia orgánica resultante.

Con el aumento de presión y temperatura durante la diagénesis, los hidrocarburos ramificados se convierten en los productos dominantes de iones de carbono a baja temperatura o reacciones de radicales libres, en la mayoría de los sedimentos superficiales, la proporción de un pentano o hexano ramificado a su homólogo de cadena lineal varía de 0.21 a 0.5. Aumentando la profundidad de sepultamiento la proporción entre las reacciones aumentan a un máximo de 2 a 5.

La materia orgánica en sedimentos recientes no es igual que el que se encuentra en rocas ya litificadas. Alrededor del 40 al 60% de la materia orgánica reciente es soluble en ácidos, bases y solventes orgánicos, en comparación con menos del 20% del kerógeno en rocas litificadas (Connan 1967) (citado en Tissot, 1982). Cuando avanza el sepultamiento, las bacterias van disminuyendo pero la temperatura aumenta, y este incremento de

temperatura permite que las reacciones inorgánicas se aceleren, la producción de hidrocarburos disminuye a medida que cesa la producción de metano biogénico, el residuo que no es asimilable por los microorganismos se incorpora ahora en un nuevo policondensado el cual es insoluble y se llama kerógeno (Tissot, 1982). En menor proporción se forma el betumen que corresponde a la parte soluble.

El betún también contiene compuestos de nitrógeno, azufre y oxígeno. La relación de hidrocarburos y no-hidrocarburos en el betún de sedimentos recientes está en el rango de 1/10 a 1/20. El betún extraíble suele ser solo el 5 al 15% de la TOC, además de que los hidrocarburos ligeros están presentes. Las parafinas en los sedimentos superficiales son principalmente cadenas rectas (Hunt, 1995).

La diagénesis en sedimentos jóvenes da como resultado dos fracciones orgánicas principales con diferencias cuantitativas importantes, el kerógeno y los fósiles geoquímicos (Tissot, 1982), que son moléculas sintetizadas por plantas y animales e incorporadas a los sedimentos con tan solo cambios menores; proporcionan información acerca del material orgánico original, ejemplo alcanos, ácidos grasos, terpenos, esteroides y porfinas son los principales grupos como se observa en la figura 7.1



Figura 7.1 Estructura del ácido graso.

Tomado de:

<http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/alumno/2bachillerato/biologia/contenidos9.htm>

En la figura 7.2 se observan las primeras transformaciones en la etapa de la diagénesis.

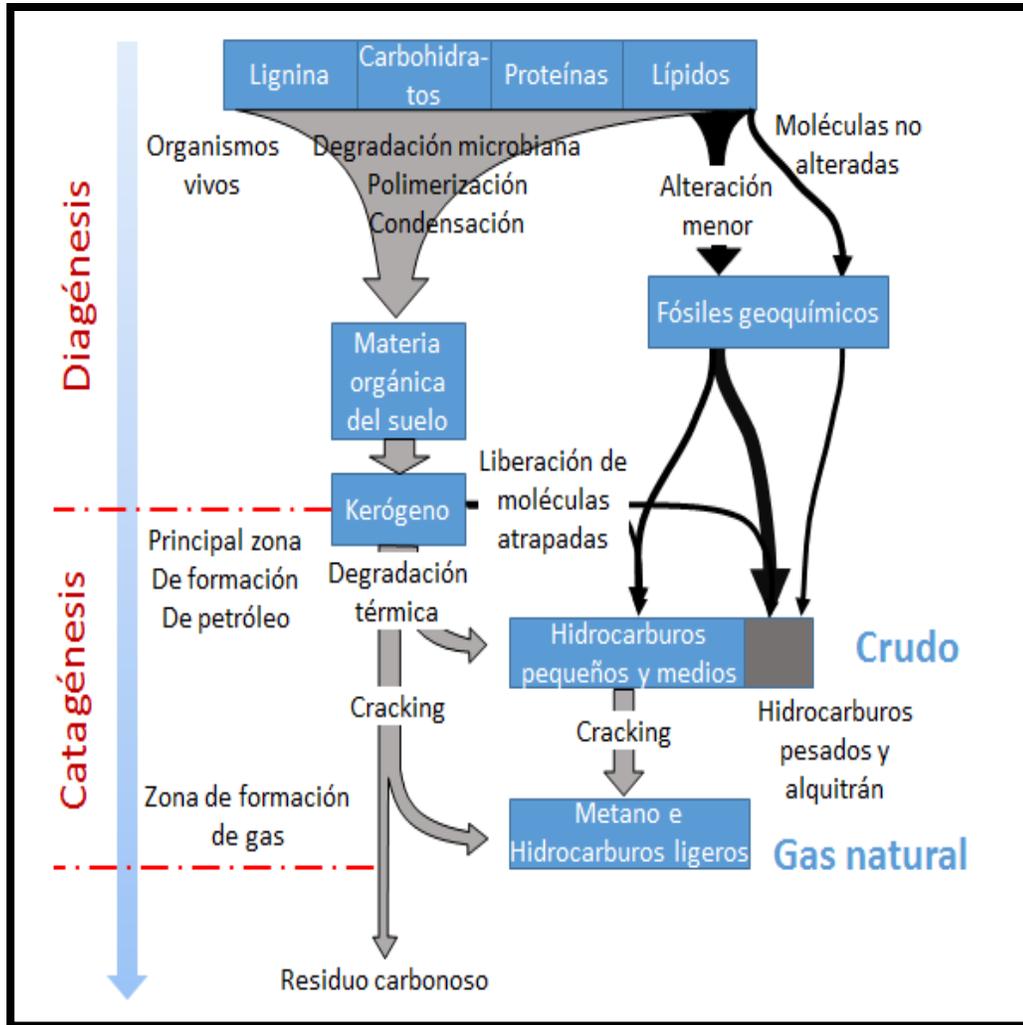


Figura 7.2 La materia orgánica se descompone mediante procesos diagenéticos, que consiste en una serie completa de reacciones a baja temperatura, como descarboxilación, polimerización y reducción en condiciones aerobias y anaerobias (Hunt, 1995). El resultado de esta primera fase de transformación es una mezcla de sustancias que recibe el nombre de kerógeno, además se libera algo de betún libre, que consiste en gran medida en marcadores biológicos como n-parafinas, isoprenoides, estéranos, triterpanos y porfirinas. Si la evolución se detiene en esta fase se forman lutitas bituminosas, pero si la presión y la temperatura sigue aumentando se produce la fase de la catagénesis, en donde el kerógeno se transforma en hidrocarburos líquidos y más adelante en gas. (Modificado de Tissot, 1982).

El final de la diagénesis de la materia orgánica sedimentaria se sitúa en la forma más conveniente cuando los ácidos húmedos extraíbles han disminuido hasta una cantidad menor, y la mayor parte de los grupos carboxilo han sido eliminados.

7.1.2 Catagénesis

Esta es la etapa más importante en la formación de aceites, a medida que la temperatura y el sepultamiento continúan aumentando, la ruptura de los enlaces carbono-carbono se presenta con más frecuencia y altera tanto a los hidrocarburos ya formados de la roca generadora como al Kerógeno remanente (McCarthy, 2011).

La materia orgánica está sujeta a temperaturas cada vez más altas con mayor profundidad de enterramiento (cuando la roca generadora alcanza profundidades mayores a 1000 m inicia la catagénesis). Con el tiempo estas temperaturas más altas provocan que la degradación térmica del kerógeno produzca hidrocarburos de petróleo en condiciones de reducción.

Para Selley (1998), la velocidad de maduración no solo depende de la temperatura, también del tiempo y posiblemente de la presión.

El sepultamiento consecutivo de los sedimentos durante la fase de Catagénesis, tiene como resultado que la roca generadora madure con el incremento de la temperatura y presión, esto es, el Kerógeno madura y genera petróleo y gas.

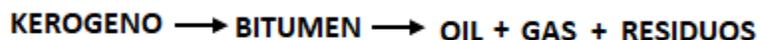
Durante esta etapa se genera el petróleo conforme la temperatura varía de 50 °C hasta llegar a 225° lo que produce la ruptura de los enlaces químicos en el kerógeno (Peters K. W., 2005). La presión geostática debido a la sobrecarga puede ser de 300 a 1500 bares. La materia orgánica experimenta transformaciones mayores a través de una evolución progresiva, el kerógeno produce principalmente petróleo líquido, en la etapa siguiente, se obtiene gas húmedo y condensado, van acompañados con una cantidad considerada de metano (Hunt, 1995). Con relación a la temperatura se produce gas y aceite en los siguientes intervalos.

ACEITE de ± 60 a $\pm 175^{\circ}\text{C}$

GAS de ± 50 a $\pm 225^{\circ}\text{C}$

La transformación global que se presenta durante la Catagénesis es un proceso desigual, por una parte, se generan hidrocarburos de contenido de hidrógeno creciente con una relación atómica hidrógeno/carbón promedio de 1.5 a 2.0 en el crudo, y 4.0 en el metano puro. Por otra parte, el kerógeno residual llega a ser agotado en hidrogeno con una relación atómica hidrógeno/carbón de aproximadamente 0.5 al final de la etapa de Catagénesis.

Estas reacciones de formación de hidrocarburos se han reproducido en laboratorio y se han observado en el entorno natural por ejemplo Engler (1913) (citado calentó ácido oleico y otros materiales orgánicos a temperaturas inferiores a 250° C y obtuvo parafina, nafteno e hidrocarburos aromáticos. Más tarde describió que el petróleo se generará a partir de materia orgánica como un proceso de dos pasos que involucran el betún como un intermedio.



El betún se define como la materia orgánica no volátil soluble en solventes orgánicos, mientras que el kerógeno es la materia orgánica insoluble.

Estudios posteriores de otros investigadores convirtieron, resinas, ácidos y alcoholes, cetonas y terpenos naturales en hidrocarburos de petróleo mediante calentamiento a temperaturas que oscilan entre los 50° y 200°C (Hunt, 1995).

En esta ventana de petróleo, los kerógenos tipo I y II producen tanto petróleo como gas, mientras que los kerógeno tipo III producen principalmente hidrocarburos gaseosos. Los incrementos posteriores de la profundidad de sepultamiento, la temperatura y la presión trasladan la roca generadora al extremo superior de la ventana de gas, donde la división secundaria de las moléculas de petróleo producen gas húmedo que contiene metano, etano propano e hidrocarburos más pesados (McCarthy, 2011).

El movimiento de las placas tectónicas también puede contribuir al aumento de la temperatura y presión esta puede oscilar entre los 300 a 1000 o 1500 bars. El agua sigue

expulsándose, la porosidad y la permeabilidad disminuyen, la salinidad del agua intersticial aumenta (puede llegar cerca de la saturación).

Como hemos visto, la temperatura es muy importante para determinar la madurez del kerógeno. Es necesario tener un paleotermómetro que pueda medir la temperatura máxima a la que alguna vez estuvo sometida la roca generadora, por lo que se utilizan diferentes herramientas para determinar dicha madurez.

Se emplean dos grupos principales de técnicas para medir la temperatura máxima a la que se ha calentado una roca (Cooper, 1977), estas se describen a continuación:

I.- Paleotermómetros químicos

- Orgánicos
 - Relación de carbono
 - Resonancia de spin electrónico
 - Pirólisis
 - Cromatografía de gas
- Inorgánicos
 - Diagénesis mineral de arcilla
 - Inclusiones fluidas

II.- Paleotermómetros biológicos

- Índice de alteración térmica (TAI)
- Reflectancia de la vitrinita

INDICE DE ALTERACION TÉRMICA (TAI)

Esta técnica (Staplin, 1969) mide el color de la materia orgánica en la roca generadora, considerando que el kerógeno tiene muchos colores y tonos que dependen tanto de la maduración como de la composición. Las esporas y el polen comienzan la vida incoloras a medida que gradualmente se calientan cambian a tonalidades de amarillo, naranja, café claro a oscuro y por ultimo a negro, consta de 5 niveles (figura 7.3).

Estos cambios de color están relacionados con el grado de maduración del kerógeno que se encuentra asociado.

Nivel de evolución	COLOR	TAI+ 1-5	VITRINITE REFLECT- ANCE
Inmadurez	[Color 1]	1	0.5%
	[Color 1+]	1+	
	[Color 2-]	2-	
	[Color 2]	2	
Madurez fase principal de generación de aceite	[Color 2+]	2+	1.3%
	[Color 3-]	3-	
	[Color 3]	3	
	[Color 3+]	3+	
Sobremadurez fase principal de generación de gas	[Color 4-]	4-	
	[Color 4]	4	
	[Color (5)]	(5)	

Figura 7.3 Índice de alteración térmica TAI, Según el color de la materia orgánica, se puede determinar la madurez de dicha materia orgánica.

Tomado de:

<https://es.slideshare.net/capriocastro/origen-acumulacion-y-preservacion-de-la-materia-organica>

REFLECTANCIA DE LA VITRINITA:

La vitrinita es una sustancia brillante formada mediante la alteración térmica de la lignina y la celulosa en las paredes de la células vegetales, incluye la telinita, que es material de la pared celular y colinita, que es una sustancia orgánica que rellena las cavidades celulares (figura 7.4).

Para Paul C. Hackley, (2011), la vitrinita es el componente principal del carbón y la medición de la reflectancia de la vitrinita erosionada de los lechos del carbón y dispersados en la roca sedimentaria está considerada como el ensayo más sólido para la determinación de la madurez térmica en la exploración de hidrocarburos



Figura 7.4 Microfotografía que muestra un fragmento disperso de vitrinita rodeado de material mineral.

Tomado de:

https://www.astm.org/SNEWS/SPANISH/SPJA11/d0528_spja11.html

La reflectancia es una técnica utilizada por los petrógrafos para evaluar la madurez térmica de los carbones y posteriormente se utilizó para determinar la madurez térmica de la materia orgánica en rocas sedimentarias (Dow, 1977 y O'Connor 1979) (citado en Selley, 1998). Esta medición solo se debe realizar en el grupo maceral de la vitrinita con un contenido de carbón del 88%, los valores de la reflectancia van de 0.55% para la liptinita hasta 1.7% para la inertita y 1.2% para la vitrinita.

La reflectancia se mide mediante un microscopio de luz reflectante provisto de un objetivo de inmersión y un fotómetro, para medir el grado de reflectividad denominado R el kerógeno que contienen vitrinita se separa de la muestra mediante una solución de ácido fluorhídrico o clorhídrico, el residuo se monta en un portaobjetos o en un bloque de resina epoxi de baja temperatura y luego se pule, esta muestra puede contener no solo kerógeno sino también material excavado y reciclado, así como material orgánico del lodo de perforación. Se toman varias lecturas de reflectividad para cada muestra y se gráfica un histograma, haciendo referencia a valores de R conocidos, la reflectividad puede variar con la presencia de pirita o asfalto (Selley, 1998)

Al incrementarse la temperatura, la vitrinita experimenta reacciones de aromatización que se explica cómo un incremento en el tamaño, debido a la recristalización de los anillos aromáticos condensados de su estructura, esta reacción es irreversible y compleja, lo que se traduce en un incremento de la reflectancia, esto es, los grados de temperatura se correlacionan para la generación de hidrocarburos.

El brillo del carbón aumenta con el rango de la turba a antracita, este brillo o reflectancia se puede medir ópticamente, esto es, la reflectancia puede correlacionarse con los grados de temperatura y estos parámetros pueden dividirse finalmente en ventanas de petróleo y gas, por lo tanto, las mediciones de la vitrinita se calibran cuidadosamente en función de los estándares de reflectancia del vidrio o de los minerales, estas mediciones representan el porcentaje de luz reflejada en el aceite **Ro**. Se ha observado una relación empírica entre la reflectancia y la generación de hidrocarburos como se puede observar en la figura 7.5

R₀	Grado de madurez
< 0.6	Inmadura
0.6 - 1.33	Madura (ventana del aceite)
0.9 - 2	Madura (ventana del gas húmedo)
2.1 - 3	Postmadura (ventana del gas seco)
> 3	Postmadura

Figura 7.5 Los valores de la reflectancia de la vitrinita para las ventanas de petróleo y gas, la generación de petróleo crudo ocurre para valores de Ro entre 0.6 a 1.33 y la generación de gas tiene lugar entre 0.9 a 3. Los valores superiores a 3 son rocas gráficas y carecen de hidrocarburos. Tomado de:

<https://www.slideshare.net/zulitamorenit/reflectancia-de-la-vitrinita-63695009>

En las tablas 7.1 y 7.2 se observan los valores de la reflectancia de la vitrinita e hidrocarburos generados conforme a la calidad de la roca.

Aceite									
Condens.									
Gas									
Ro%	0.25-0.5	0.5-0.75	0.75-1.0	1.0-1.25	1.25-1.50	1.50-1.75	1.75-2.0	2.0-2.25	2.25-2.50

Tabla 7.1 Reflectancia de la vitrinita Ro de una roca generadora de buena calidad. Tomado de: <https://www.slideshare.net/zulitamorenit/reflectancia-de-la-vitrinita-63695009>

Aceite									
Condens.									
Gas									
Ro %	0.25-0.5	0.5-0.75	0.75-1.0	1.0-1.25	1.25-1.50	1.50-1.75	1.75-2.0	2.0-2.25	2.25-2.50

Tabla 7.2 Reflectancia de la vitrinita Ro de una roca generadora de mediana calidad. Tomado de: <https://www.slideshare.net/zulitamorenit/reflectancia-de-la-vitrinita-63695009>

El final de la catagénesis se alcanza en el intervalo en donde se completa la desaparición de las cadenas asfálticas de carbono en el kerógeno, y en donde se inicia el desarrollo de un ordenamiento de sus unidades básicas.

7.1.3 Metagénesis

Es la última etapa, de la evolución de los sedimentos, se alcanza en depresiones profundas de las cuencas sedimentarias.

En esta etapa el calor adicional y los cambios químicos producen la transformación de la mayor parte del kerógeno en metano y un residuo de carbono.

A medida que los sedimentos son sepultados, se libera metano tardío o gas seco junto con compuestos gaseosos tales como el CO₂, el nitrógeno N₂ y el ácido sulfhídrico H₂S (Peters K. W., 2005). Estos cambios se producen a temperaturas que oscilan entre los 225 °C y acaba a los 315°C aproximadamente y la presión litostática es mayor a 1500 bares

Los minerales se transforman severamente bajo tales condiciones (sepultamiento mayor a los 10 km) ya que por ejemplo los minerales de arcilla pierden agua y alcanzan un grado de cristalinidad. En esta etapa, la materia orgánica está formada tan solo, de metano y un residuo de carbón en donde se empieza a desarrollar cierto ordenamiento cristalino, Los carbones se transforman en antracita. Las verdaderas condiciones del metamorfismo dan como resultado esquisto verde, un desarrollo de facies anfíbolíticas. El carbón se transforma en meta-antracita y los constituyentes del kerógeno residual se transforman en carbón grafitico (Tissot, 1982).

Las tres etapas antes descritas poseen una incidencia directa sobre la madurez de la roca generadora. Las rocas generadoras térmicamente inmaduras, o potenciales, han sido alteradas por la diagénesis, pero aún deben de ser sometidas a suficiente calor para producir petróleo generado térmicamente. Las rocas generadoras térmicamente maduras, o efectivas que se encuentran en la

ventana de petróleo han sido sometidas a los procesos térmicos necesarios para producir petróleo de manera continua en la ventana de generación. Las rocas generadoras térmicamente pos-maduras o agotadas ingresaron a la ventana de gas y ya generaron petróleo y en ese proceso agotaron todo el hidrogeno necesario para la generación adicional de petróleo o gas (Peters K., 1994).

Establecer el nivel de maduración del kerógeno en las rocas fuente de un área sujeta a la exploración de petróleo es vital. Cuando el kerógeno es inmaduro, no se ha generado petróleo, pero si se incrementa la presión y la temperatura ocurre la madurez, por lo que se inicia la expulsión del aceite y el gas, cuando el kerógeno se sobremadura, no queda ni petróleo ni gas (Hunt, 1995), lo anterior se puede observar en la figura 7.6. La generación de hidrocarburos es controlada principalmente por la temperatura, el gas es liberado en la etapa de la diagénesis temprana, principalmente por la acción biológica. La catagénesis tiene lugar al aumentar la profundidad de sepultamiento, durante la cual se libera petróleo y gas. En la metagénesis con el incremento de la profundidad y la temperatura, el petróleo se divide en gas húmedo y posteriormente en gas seco. (El proceso varia levemente entre un tipo de kerógeno y otro) (Tissot, 1974).

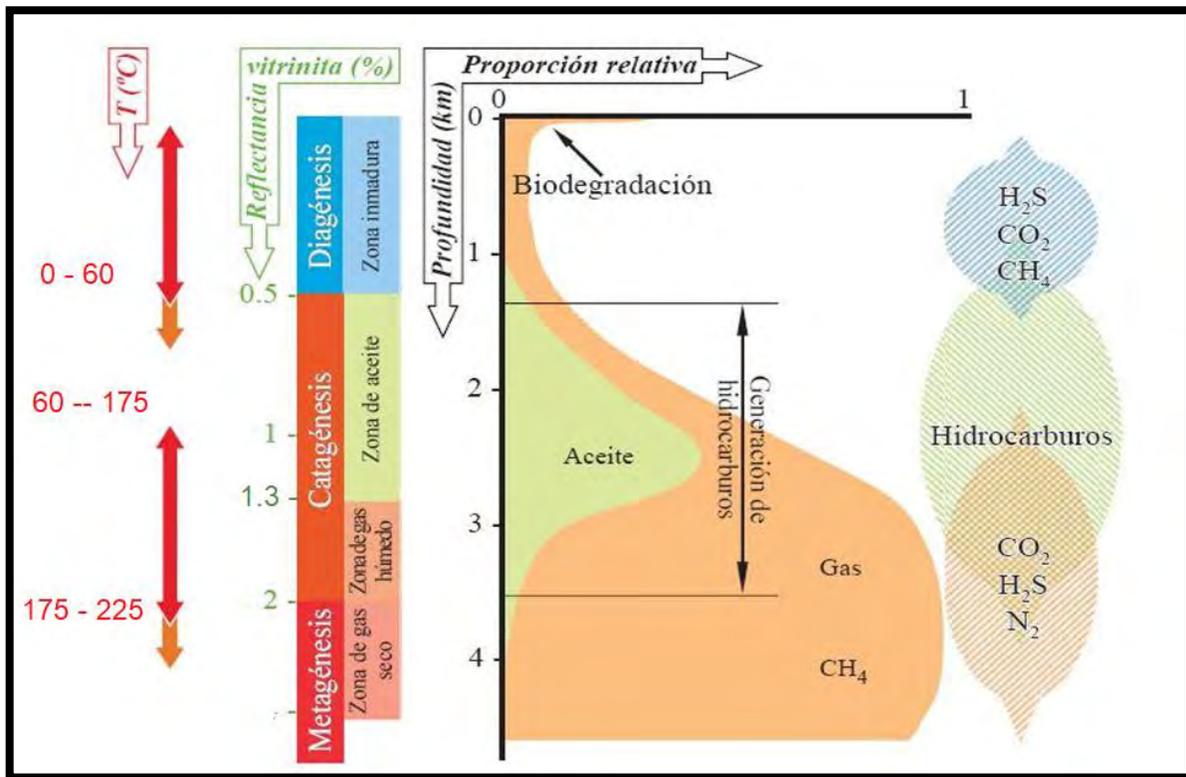


Figura 7.6 Condiciones de formación de hidrocarburos, líquidos y gaseosos, en función de la profundidad, en relación a la reflectancia de la vitrinita (Tomado de y modificado con Tissot, 1974)

Capítulo VIII

FACTORES GEOLÓGICOS QUE INFLUYEN EN LA GENERACIÓN

Además de las características físicas, químicas y biológicas de las rocas, se necesitan ciertas condiciones de temperatura y de presión; esto es, los factores geológicos que intervienen y que van a ser determinantes para la generación de hidrocarburos de forma natural.

Todos los sedimentos con materia orgánica experimentan las tres etapas de evolución de la materia orgánica que son: la diagénesis, catagénesis y la metagénesis, pero la cantidad y el tipo de hidrocarburos que se forma así como la profundidad a la que se generan el aceite y el gas pueden cambiar. Todo depende de los procesos geológicos que están en concordancia con los elementos esenciales para generar hidrocarburos, lo que nos da como resultado un sistema petrolero en el cual dichos elementos bajo ciertas condiciones generan hidrocarburos.

8.1 Factores Geológicos.

Consideramos a los factores geológicos como las características o elementos naturales que conforman un entorno, responsable de modificar de forma natural dicho espacio, como, por ejemplo: erosión, sepultamiento, deformación, tiempo, temperatura, presión, etc., esto es, son las condiciones naturales que ocurren en un segmento de la corteza terrestre.

Los afloramientos rocosos que se observan en la superficie de la Tierra o debajo de los suelos, pueden haberse formado en ambientes diferentes a aquellas en las que se encuentran en la actualidad.

8.1.1. Importancia de las rocas sedimentarias

Se necesitan cuatro fases para que se forme una roca sedimentaria las cuales son:

- **Intemperismo:** Es la acción combinada de procesos (climáticos, biológicos, químicos, etc.) mediante los cuales la roca es descompuesta y desintegrada por la exposición continua a los agentes atmosféricos, transformando a las rocas masivas y duras en un manto residual finamente fragmentado. Preparando a los materiales rocosos para ser transportados por

los agentes de la erosión terrestre (agua corriente, hielo glacial, olas y viento), y también son acarreados por la influencia de la gravedad para acumularse en otros lugares (Tarbuck & Lutgens, 2005).

- **Erosión:** Implica transporte de sedimentos, esto es, las formas resultantes del relieve terrestre son consecuencia de la acción combinada de procesos de desgaste por los agentes dinámicos de la atmósfera y la acción de fuerzas internas de la Tierra (Tarbuck & Lutgens, 2005).
- **Transporte:** Es el mecanismo por el cual el material intemperizado es trasladado de un lugar a otro, hasta las depresiones y cuencas en las que se depositan. Las causas del transporte son debidas a una necesidad física del sedimento, debido a que se origina en lugares que se encuentran por encima del nivel base; en otras palabras, el sedimento presenta una alta energía potencial, y se halla en desequilibrio frente al campo gravitatorio terrestre, por consiguiente, requiere transportarse a lugares en los que su energía potencial disminuya; sin embargo, los clastos no sufrirán transporte si no son auxiliado por fluidos que faciliten el proceso. Los principales agentes de transporte son: viento, agua (sólida ó líquida) y gravedad.
- **Sedimentación:** Es la disposición geométrica de los elementos que constituyen un sedimento (Selley, 1998). Esta disposición es una consecuencia de los agentes geológicos y de los procesos físicos, químicos y biológicos.

Estos son procesos de tipo exógeno que terminan con la transformación química y física de los materiales de la corteza terrestre a través del tiempo geológico, esto es, un tipo de sedimento que posteriormente formará una roca sedimentaria química o clástica (figura 8.1.1).

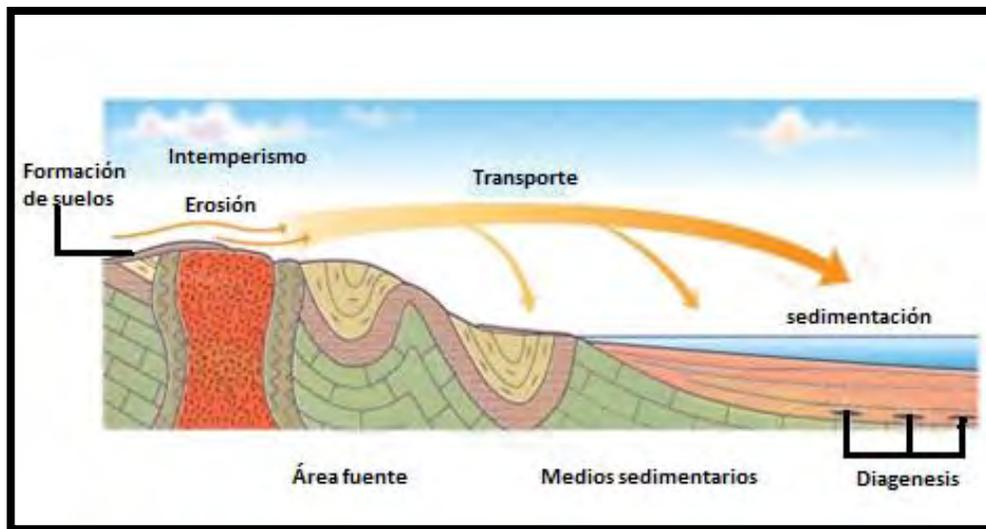


Figura 8.1.1. Fases para generar una roca sedimentaria.

Tomada de:

<https://www.slideshare.net/saragalanbiogeo/tema-2-la-diagenesis-y-las-rocas-sedimentaria>

Una roca generadora es una roca sedimentaria, normalmente lutitas, lutitas calcáreas, calizas arcillosas entre otras, que contienen una alta concentración de materia orgánica, que corresponden a restos de diversos organismos vivos (algas, fragmentos de plantas terrestres, etc.) que se incorporan durante el depósito de los sedimentos los cuales llegaran a formar la roca sedimentaria. La presencia de la roca generadora es fundamental para que se puedan generar los hidrocarburos, ya que, aunque existan los otros factores y elementos si no existe una roca madre no podrían generarse los hidrocarburos.

8.1.2 Importancia de los ambientes sedimentarios

Los ambientes sedimentarios son áreas geomorfológicas definidas, en donde ocurre una serie de procesos físicos, químicos, y biológicos característicos.

Los ambientes de depósito son los siguientes:

- | | | |
|-------------------------|---|--|
| Ambientes sedimentarios | } | <ul style="list-style-type: none"> • Continentales • Transicionales • Marinos |
|-------------------------|---|--|

La interpretación de los paleo ambientes sedimentarios se realiza a través del análisis de facies utilizando principalmente los principios del actualismo-uniformismo y la ley de Walther (Selley, 1998). Es un análisis progresivo y jerárquico de facies, asociación de facies y hasta sucesiones de facies que finaliza en un modelo de facies. Los criterios para la interpretación paleoambiental son los siguientes:

- Litofacies
- Biofacies
- Palinofacies
- Paleoecología
- Etc.

Los hidrocarburos se originan principalmente en ambientes donde las condiciones de acumulación y preservación de la materia orgánica son favorables, con relación a la acumulación son: ambientes acuáticos reductores (condiciones anóxicas y donde exista una constante sedimentación), donde se produce y preserva la mayor cantidad de materia orgánica, la cual consta de los organismos propios del ambiente y de microorganismos degradadores.

Los medios de depósito son: lagos, pantanos, lagunas, plataforma, bahía, lagunas costeras. La materia orgánica que es atrapada en los sedimentos es sepultada por los procesos de subsidencia que dan origen a las cuencas sedimentarias.

Los ambientes sedimentarios que son importantes para que se pueda formar la roca almacenadora de hidrocarburos son los de alta energía, como ocurre donde se tienen:

- Playas
- Islas barrera
- Planicies aluviales
- Planicies abisales
- Dunas
- Arrecifes
- Canales
- Etc.

8.1.3. Importancia de las cuencas sedimentarias

Las cuencas sedimentarias son depresiones en la parte externa de la corteza terrestre, que se encuentran llenas de sedimentos, las cuales presentan una profunda subsidencia y requieren una significativa deformación de la corteza. Las cuencas se limitan, además, a depresiones que tienen márgenes definidos, relacionadas en algunos casos con amplias plataformas que acumulan de entre uno a más de tres kilómetros de sedimentos sobre una amplitud de cientos de kilómetros (Helwig, 1985) (Citado en Arche, 2010).

Se considera que las cuencas sedimentarias se desarrollan en diversos marcos tectónicos, como son:

- Divergente
- Intraplaca
- Convergente
- Transforme
- Híbrido
- Mixto

Cada marco tectónico tiene variantes, dependiendo del tipo de corteza que la subyace, su posición estructural, al aporte sedimentario, su herencia y la tasa de subsidencia (Centeno, 2012)

La subsidencia de las cuencas sedimentarias condiciona las dimensiones de la cuenca, el acomodo de los sedimentos y su distribución; dicha subsidencia se debe a una combinación de los siguientes factores (Dickinson, 1976).

1. Adelgazamiento de la corteza debido a la erosión y a procesos externos
2. Engrosamiento del manto litosférico
3. Carga volcánica o carga sedimentaria
4. Carga tectónica
5. Carga subcortical
6. Flujo astenosférico
7. Densificación cortical

El tamaño y el tiempo de vida y el potencial de preservación son diferentes en cada tipo de cuenca sedimentaria (Ingersoll, 2012), por ejemplo:

- Las cuencas de vida corta son formadas en marcos tectónicos activos, especialmente en corteza oceánica, su potencial de preservación también es bajo.
- Las cuencas de vida larga se forman en marcos de intraplaca, y por lo tanto tienen un alto potencial de preservación.

Las cuencas se pueden dividir de acuerdo a varios criterios y dependiendo de los mismos se dará su clasificación, Dickinson, 1974 clasifica a las cuencas utilizando los siguientes parámetros:

- a) Tipo de corteza sobre la que se asienta
- b) La posición con respecto a los límites de placas
- c) Tipo de interacción entre placas más cercanas durante la sedimentación.

Dickinson, 1974 reconoce 5 tipos de cuencas:

- 1.- Cuencas oceánicas
- 2.- Márgenes continentales de rift
- 3.- Sistemas de arco fosas.
- 4.- Fajas de sutura
- 5.- Intercontinentales

Una segunda clasificación de cuencas es la que se observa en la tabla 8.1.3.1.

CLASIFICACIÓN DE CUENCAS		
Forma	<ul style="list-style-type: none"> • Circular • Elongada • Irregular 	
Geometría de la sedimentación	<ul style="list-style-type: none"> • Simétrica • Asimétrica 	
Tipo de límites	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Deposicional ➤ Tectónico (limitadas por fallas activas) 	<ul style="list-style-type: none"> • Controlada por la topografía • Limitada por fallas activas • Limitada por una falla en una de sus márgenes • Limitada por dos fallas en márgenes • Limitada por fallas en todas sus márgenes
Mecanismo que da lugar a la cuenca	<ul style="list-style-type: none"> • Anorogénica en cratones y plataformas continentales, las cuales se encuentran dominadas por el clima y los cambios eustáticos. • Orogénica: son controlados por procesos tectónicos. 	
Estados de esfuerzo	<ul style="list-style-type: none"> • Contraccional • Extensional • Transensiva (Pull-apart) • Transprensiva 	
Tipo de corteza	<ul style="list-style-type: none"> • Oceánica • Continental • Intermedia 	
Límite tectónico al que se asocia y la cercanía a dicho límite	<ul style="list-style-type: none"> • Divergente • Intraplaca • Convergente • Transformante • Sistemas híbridos 	

Tabla 8.1.3.1 Clasificación de cuencas sedimentarias, (Centeno, 2012) modificada

La clasificación de cuencas que más se utiliza es la que considera los aspectos tectónicos y su evolución que fue propuesta por Ingersoll, 2012 y se observa en la tabla 8.1.3.2

CLASIFICACION DE CUENCAS DE ACUERDO AL LIMITE TECTONICO AL QUE SE ASOCIA.				
Marco tectónico	Tipo de cuenca	Definición	Ejemplo actual	Ejemplo antiguo
<i>Divergente</i>				
	Rift continental	Rift dentro de la corteza continental, usualmente asociados con magmatismo bimodal	Rift de rio grande	Proterozoico, Rift Keweenawano
	Cuenca oceánica naciente y márgenes continentales	Cuencas oceánicas incipientes con piso de nueva corteza oceánica y flanqueadas por márgenes continentales de rift jóvenes	Mar rojo	Jurásico del este de Groenlandia
<i>Intraplaca</i>				
	Configuración plataforma-talud-cuenca	Márgenes maduros de apertura continental de Intraplaca con bordes de plataforma cerca de los límites entre la corteza continental y oceánica.	Costa este de EU	Paleozoico temprano de EUA y la cordillera canadiense
	Configuración Transforme	Márgenes continentales Intraplaca que se originan a lo largo de fallas transformantes entre dos placas	Costa sur del Oeste de África	Precámbrico-Paleozoico temprano de Alabama Oklahoma
	Configuración de zonas marginales progradantes	Márgenes continentales Intraplaca progradacionales con borde de plataforma sobre la corteza oceánica	Costa del golfo del rio Misisipí	Paleozoico temprano del terreno Meguma en los Apalaches Canadienses.
	Cuencas Intracratónicas	Cuencas cratónicas amplias subyacidas por Rifts fósiles.	Cuenca de Chad	Cuenca Paleozoica de Michigan
	Plataformas continentales	Cratones estables con una delgada y extensa capa sedimentaria	Mar Barents	Paleozoico medio del continente norteamericano,
	Cuencas oceánicas activas	Cuencas en las que su piso está constituido por corteza oceánica formada en límites activos de placas divergentes, no están relacionados con los sistemas de arco-trinchera	Océano Pacifico	Varios complejos ofiolíticos.
	islas oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas y mesetas	Abanicos sedimentarios y plataformas formadas en marcos interoceánicos con la excepción de sistemas arco-trinchera	Montañas submarinas de Emperador-Hawái	Complejo volcánico Mesozoico de Snow Mountain
	Cuencas oceánicas pasivas o estables	Cuencas que su piso está compuesto por corteza oceánica que no sufre extensión ni subducción	Golfo de México	Cuenca paleozoica Tarim (China)
<i>Convergente</i>				
	Trinchera	Depresiones profundas formadas en zonas de subducción oceánica	Trinchera de Chile	Isla Shumagin
	Cuenca por trinchera y taludes	Depresiones estructurales locales complejos de subducción	Trinchera Centroamericana	Placa Cámbrica, Cretácica (centro de California)

CAPÍTULO VIII FACTORES GEOLÓGICOS QUE INFLUYEN EN LA GENERACIÓN

Cuenca de Antearco	Cuencas dentro de una brecha arco-trinchera	Costa afuera de Sumatra	Gran Valle Cretácico (California)
<i>Cuenca de intraarco</i>			
Cuencas de intraarco oceánico	Cuencas a lo largo de plataformas de arco interoceánico, que incluyen actividad volcánica	Arco Izu Bonin	Copper Hill Complejo Gopher Ridge (Jurásico California)
Cuencas de intraarco continental	Cuencas a lo largo de plataformas con margen de arco continental, que incluyen actividad volcánica.	Lago de Nicaragua	Sierra Nevada Jurásico temprano (Este de California)
<i>Cuencas de trasarco</i>			
Cuencas de Trasarco oceánico	Cuencas oceánicas detrás de arcos magmáticos interoceánicos	Trasarco Marianas	Ofiolita Josephine (Norte de California)
Cuencas de trasarco continental	Cuencas continentales detrás de arcos de margen continental sin cinturones de pliegues y cabalgaduras	Plataforma Sunda	Triásico Tardío Jurásico temprano de la Cordillera de EUA
<i>Cuencas foreland</i>			
Cuencas de retroarco en márgenes continentales	Cuencas de antepais en las partes continentales de los sistemas de margen continental arco-trinchera	Pie de monte Andino	Antepais Sevier Cretácico de la cordillera de EUA
Cuencas colisionales retroforeland	Cuenca de antepais formadas en placas que cabalgan en la subducción durante colisiones continentales	Cuenca oeste de Tarim	Cuenca de Ordos Triásico - Jurásico
Cuencas rotas retroforeland	Cuencas formadas junto con levantamientos con núcleo de basamento en marcos retroforeland	Cuencas de la Sierras Pampeanas (Argentina)	Cuenca Laramide de la cordillera de EUA Cretácico Tardío-Paleógeno
Cuencas proforeland	Cuencas de antepais situada en el arco externo del orogeno, formadas en corteza continental que es parte de la placa subducida durante la colisión continental y/o de arco	Golfo Pérsico	Cuenca Suiza Molasse, Cenozoico medio.
Cuencas oceánicas remanentes	Cuencas oceánicas en contracción entre márgenes continentales colisionales y/o sistemas de arco-trinchera y finalmente subducida o deformada con cinturones de sutura	Bahía de Bengal	Cuenca Ouachita, Pensilvánico-Pérmico
Cuencas Wedgetop	Cuencas formadas y desplazadas en zonas de empuje	Cuenca Peshawar (Pakistán)	Apeninos, Neógeno (Italia)
Cuencas Hinterland	Cuencas formadas en corteza continental gruesa detrás de cinturones de pliegues y cabalgaduras foreland	Meseta de Altiplano (Bolivia)	Cuenca de Zhada Neógeno (Tíbet)
<i>Transformante</i>			

Cuencas Transensiva Pull-apart	Cuencas formadas por extensión a lo largo de las curvas de las fallas con saltos hacia la dirección del echado	Mar muerto	Cuenca de Magdalena, Carbonífero (Golfo de Saint Lawrence)
Cuencas Transpresiva	Cuencas formadas por acortamientos a lo largo de curvas donde cambia el rumbo de las fallas	Cuenca de Santa Bárbara, California	Cuenca Dorsal Mioceno, California
Cuencas Transrotacional	Cuencas formadas por rotación de los bloques de la corteza alrededor de ejes verticales con sistemas de fallas laterales	Antearco del Oeste Aleutiano (?)	Cuenca Miocena de los Ángeles (Cuenca Topanga, California)
Sistemas Híbridos			
Aulacógenos	Rifts fósiles activados con ángulos altos respecto a cinturones orogénicos	Ensenada Mississippi	Aulacógeno Anadarko, Paleozoico, Oklahoma
Impactógenos	Rifts continentales recién formados con ángulos altos respecto a los cinturones orogénicos, sin una historia pre orogénica (en contraste con los Aulacógenos)	Rift Baikal (distal), Siberia	Graben Rhine (proximal), Europa
Foreland roto por colisión	Cuencas mixtas formadas en una corteza continental deformada debido a colisiones	Cuenca Qaidam, China	Cuencas de las Rocallosas Ancestrales de la cordillera de EUA, Pensilvánico - Pérmico
Cuencas Halocinéticas	Cuencas formadas debido a la deformación de cuerpos salinos, más comúnmente en zonas marginales continentales progradantes y proforeland	Mini cuencas del Golfo de México profundo	Cuenca la Popa, Cretácico – Paleógeno México
Cuencas de Impacto por meteorito	Depresiones en la superficie de la Tierra, resultado de impactos extraterrestres	Cráter por Meteorito, Arizona	Cuenca Chicxulub, Cretácico – Paleógeno, México.
Cuencas consecuentes	Cuencas formadas en marcos intermontanos tras el cese de la actividad tectónica orogénica	Cuenca Sur Arizona	Cuenca Sustut (?), Paleógeno, Columbia Británica

Tabla 8.1.3.2 Clasificación de las cuencas según los aspectos tectónicos y su evolución, Ingersoll, 2012 modificada

La historia de la formación del petróleo se resume como una función del sepultamiento creciente de la roca generadora. En la figura 8.1.3.3 se puede observar como a mayor profundidad la materia orgánica que se encuentra en la roca generadora se va transformando en aceite y gas, hasta cierto

límite porque pasando este límite la zona entra en una fase de sobre maduración y el aceite se va transformando en gas, ya que se incrementa la temperatura (Selley, 1998).

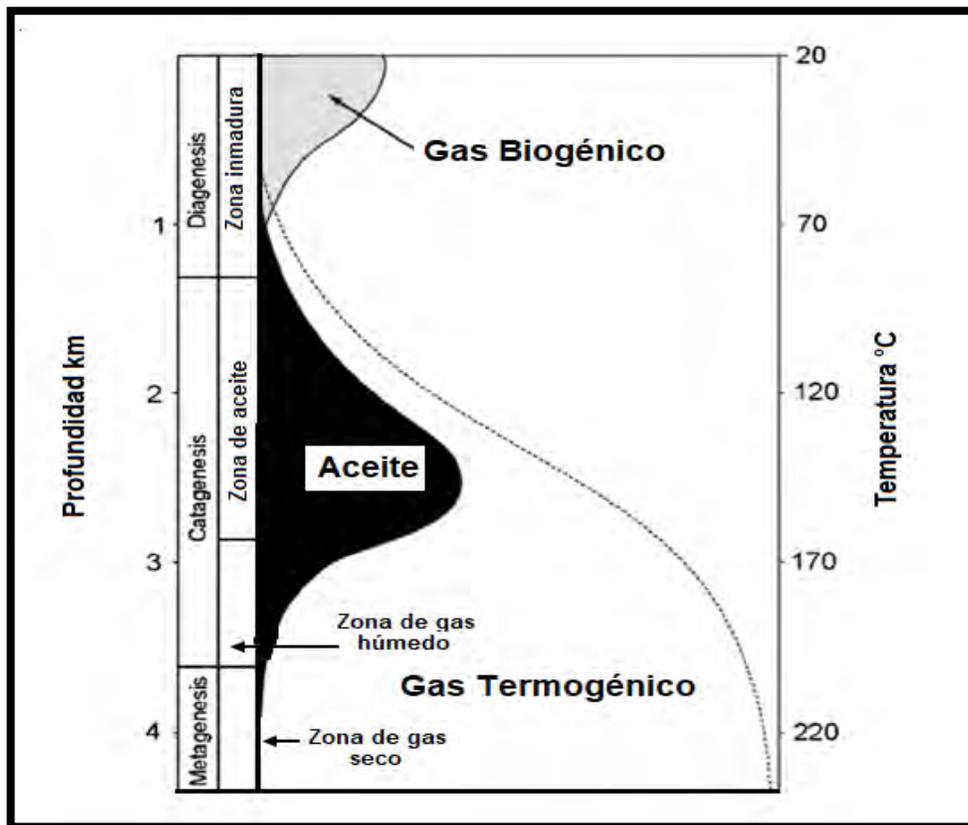
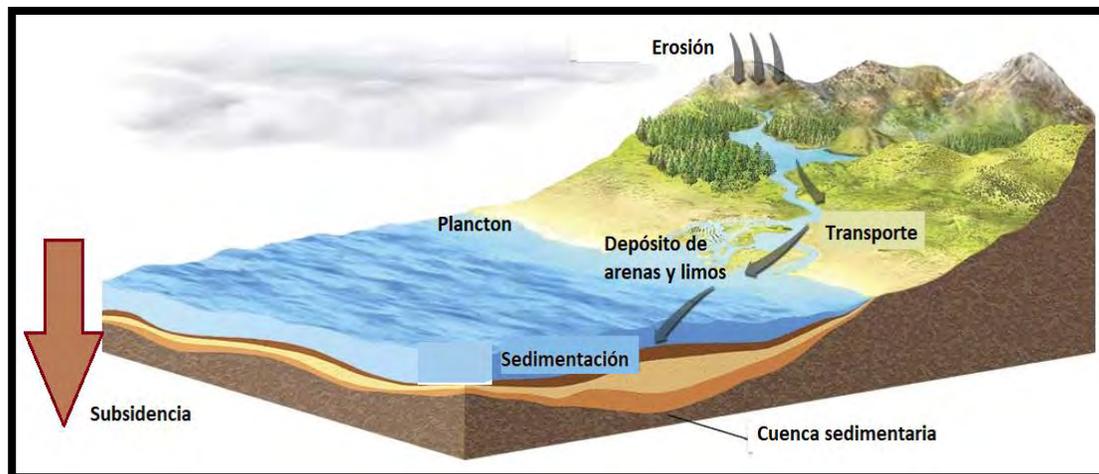


Figura 8.1.3.3 Esquema general de la formación de hidrocarburos en función del sepultamiento de la roca generadora y de la temperatura. Tomado de: https://www.researchgate.net/figure/Scheme-of-thermal-evolution-of-organic-matter-during-burial-Adapted-from-Tissot-and_fig2_250924004

Las cuencas sedimentarias son importantes para la generación de petróleo, ya que en ellas ocurren las condiciones ideales para la formación de los hidrocarburos, esto es, hay una constante subsidencia lo cual nos implica un incremento de la temperatura en los sedimentos y con ello la transformación de la materia orgánica que se encuentra atrapada en las rocas generadoras (figura 8.1.3.4).



8.1.3.4 La materia orgánica atrapada en los sedimentos es sepultada por los procesos de subsidencia que dan origen a las cuencas sedimentarias Tomado de: <http://elsitiodelainfomageo.blogspot.com/2016/> modificada

En una cuenca sedimentaria la temperatura varía como una función de la profundidad (en promedio, a razón de 30°C/km, pero en un intervalo de 10° a 50°C/km, dependiendo del tipo de cuenca, el ambiente tectónico relacionado y de los períodos históricos de cada cuenca), la cual varía por sí misma como una función de tiempo, y cada una de las capas sedimentarias tiene una historia termal diferente. Sin embargo, éstas casi nunca exceden los 200°C, indicando que el petróleo se forma a menores temperaturas (Allen, P. A. & Allen J.R., 1990).

8.1.4 Importancia de la temperatura.

A medida que los sedimentos se depositan y entierran en una cuenca, éstos comienzan a calentarse por el flujo de calor natural de la Tierra. Ésto es lo que promueve la descomposición de la materia orgánica en hidrocarburos. Específicamente la ley de conducción de Fourier establece que el flujo de calor, q , es proporcional al gradiente de temperatura, ∇T . como lo muestra la siguiente ecuación.

$$q = -\lambda \nabla T$$

En la ecuación

λ = conductividad térmica.

∇T = gradiente de temperatura

Este es un parámetro material que controla la capacidad que tiene una roca para transferir el calor y depende de su estructura interna y de su composición química.

Los primeros modelos numéricos de generación de hidrocarburos ya consideraban que, conforme se incrementaba la temperatura, el kerógeno generaba bitumen y éste generaba aceite y gas. Con el incremento de la temperatura se craqueaban los compuestos complejos de petróleo y ocurría una serie de reacciones paralelas de primer orden a distintas constantes de velocidad. Más tarde, se descubrió que no solamente se generaban hidrocarburos líquidos y gaseosos, sino también pre-coque y coque. La temperatura afectaba fisicoquímicamente al petróleo, y los parámetros cinéticos se obtenían a través de la distribución de las energías de activación con un sólo factor de frecuencia. Las variaciones en la composición de los productos derivados del kerógeno se deben a su composición original y a los procesos de poli-condensación y aromatización.

A medida que la temperatura y la presión aumentan con la profundidad, el craqueo térmico del kerógeno genera petróleo o gas en una zona denominada “ventana de petróleo” (Tissot, B. P. & Welte, D. H., 1978). Se puede mencionar que la actividad microbiana aún puede estar presente en la parte superior de la ventana de petróleo y puede participar en la maduración de la materia orgánica (Parkes et. al., 2007).

El gas termogénico se genera durante la catagénesis y metagénesis tardía cuando la temperatura excede a 150° C y 2500 m de profundidad, una zona denominada “ventana de gas” (Tissot, B. P. & Welte, D. H., 1978). El craqueo térmico genera principalmente metano junto con una cantidad significativa de pequeños alcanos como etano y propano y se conoce como gas húmedo y de origen biológico tenemos el gas seco constituido por metano.

El metano biogénico secundario puede producirse a partir de la posterior biodegradación del petróleo o el carbón, cuando el petróleo migra hacia arriba a través de rocas permeables en el subsuelo o cuando los sedimentos de petróleo y carbón se elevan debido a procesos tectónicos (Tissot y Welte, 1984). La historia geotérmica de las cuencas sedimentarias ejerce un amplio control sobre la aparición de poblaciones microbianas.

Para Tissot (1982), la cantidad de petróleo generada depende de la naturaleza de la materia orgánica esto es el potencial genético y también de la historia de la temperatura, es decir la relación temperatura-tiempo, la influencia de la presión es menos evidente.

➤ Temperatura Máxima (Tmax)

En el laboratorio se puede realizar con una prueba que demuestra la existencia de suficiente contenido orgánico, posteriormente la roca se somete a pruebas adicionales para establecer la calidad y madurez de la materia orgánica, utilizando el método de pirólisis, que consiste en el calentamiento de la materia orgánica en ausencia de oxígeno, permitiendo que los hidrocarburos se separen en compuestos más simples y más ligeros (Espitalié, 1977), obteniéndose mediciones en un analizador de pirólisis Rock-Eval. Para la evaluación de rocas generadoras, estos se someten a altas temperaturas, se utiliza de 50 a 100 mg de roca pulverizada, en hornos de pirólisis y de oxidación, con calentamientos programados por etapas de 100°C a 850°C (McCarthy et al., 2011).

Los resultados ayudan a los geoquímicos a caracterizar el tipo de materia orgánica presente en una roca generadora y a determinar la evolución térmica de una muestra, y su potencial para la generación de hidrocarburos residuales (Espitalié, J & Bordenave, M.L., 1993).

Durante la primera etapa, cualquier volumen de petróleo y gas libre generado previamente por el bitumen es destilado y liberado de la roca. En la siguiente etapa, se generan los compuestos de hidrocarburos a través del craqueo térmico del kerógeno insoluble. A medida que las temperaturas aumentan, el kerógeno libera CO₂ además de hidrocarburos (Peters K. , 1986).

Estas mediciones, junto con la temperatura, se registran tres picos resultantes en un pirograma. Estos picos permiten interpretar la abundancia relativa del hidrógeno, carbono y oxígeno presentes en el kerógeno, que se definen a continuación (McCarthy et al., 2011) (figura 8.1.4.1).

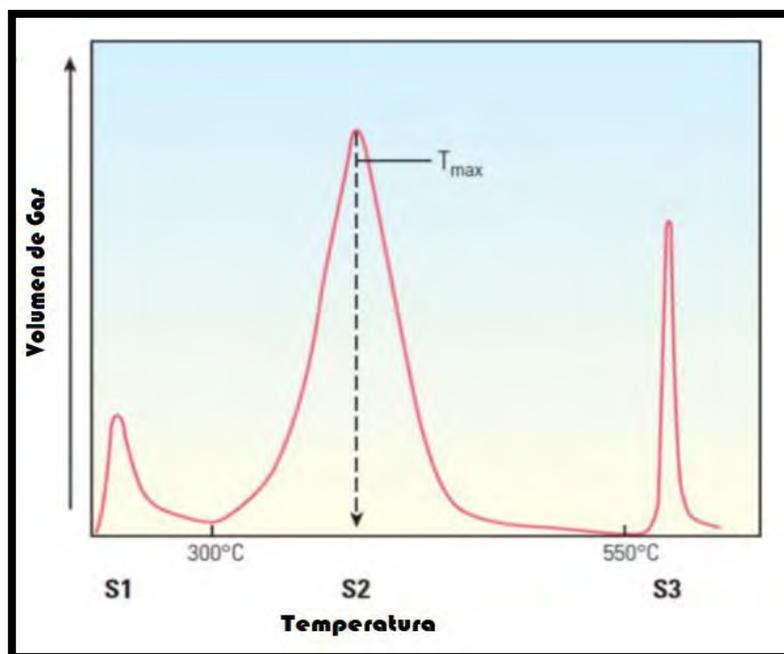


Figura 8.1.4.1 Pirograma resultante del proceso de pirólisis programado. En la gráfica se presentan los picos de gas de la relación gas contra temperatura (Boyer, 2007).

8.2. Materia orgánica

La naturaleza de la materia orgánica es un factor importante en el tipo y calidad del hidrocarburo generado. Larskaya y Zhabrev, (1964) (Citado en Tissot, 1982), establecieron que los diferentes tipos de materia orgánica, reaccionan de manera diferente al sepultamiento, concluyeron en sus estudios que; la materia marina o limnica incluyendo la biomasa microbial que se encuentra en el sedimento (tipo I o II rica en grupos alifáticos) genera betumen abundante, mientras que el kerógeno formado por plantas (tipo II rica en grupos aromáticos y funciones oxigenadas) genera una cantidad menor de betumen.

La materia orgánica en las rocas sedimentarias está compuesta de kerógeno, una fracción insoluble que representa entre el 80 y el 99% del carbono orgánico total y el betún, una fracción soluble que está atrapada dentro de la matriz de kerógeno (Behar, F. & Vandenbroucke, M., 1988). La estructura química de la materia orgánica en las rocas sedimentarias depende de los ambientes deposicionales y puede agruparse en tres tipos principales (Tissot, B. P. & Welte, D. H., 1984 y Vandenbroucke, M. & Largeau, C., 2007).

- Tipo I es de origen lacustre y contiene restos de algas y bacterias que consisten principalmente en largas cadenas de hidrocarburos lineales.
- Tipo II es de origen marino, derivado del fitoplancton, zooplancton y bacterias, contiene hidrocarburos de cadena más corta y moléculas cíclicas.

- Tipo III tiene un origen continental y es rico en anillos aromáticos y grupos funcionales oxigenados con pocas cadenas alifáticas, se deriva de la celulosa y la lignina contenida en las plantas superiores.

La relación entre el aceite y el gas está vinculada a las características genéticas de la materia orgánica. En la figura 8.2.1 se puede apreciar un diagrama de la formación del gas, a partir del sepultamiento.

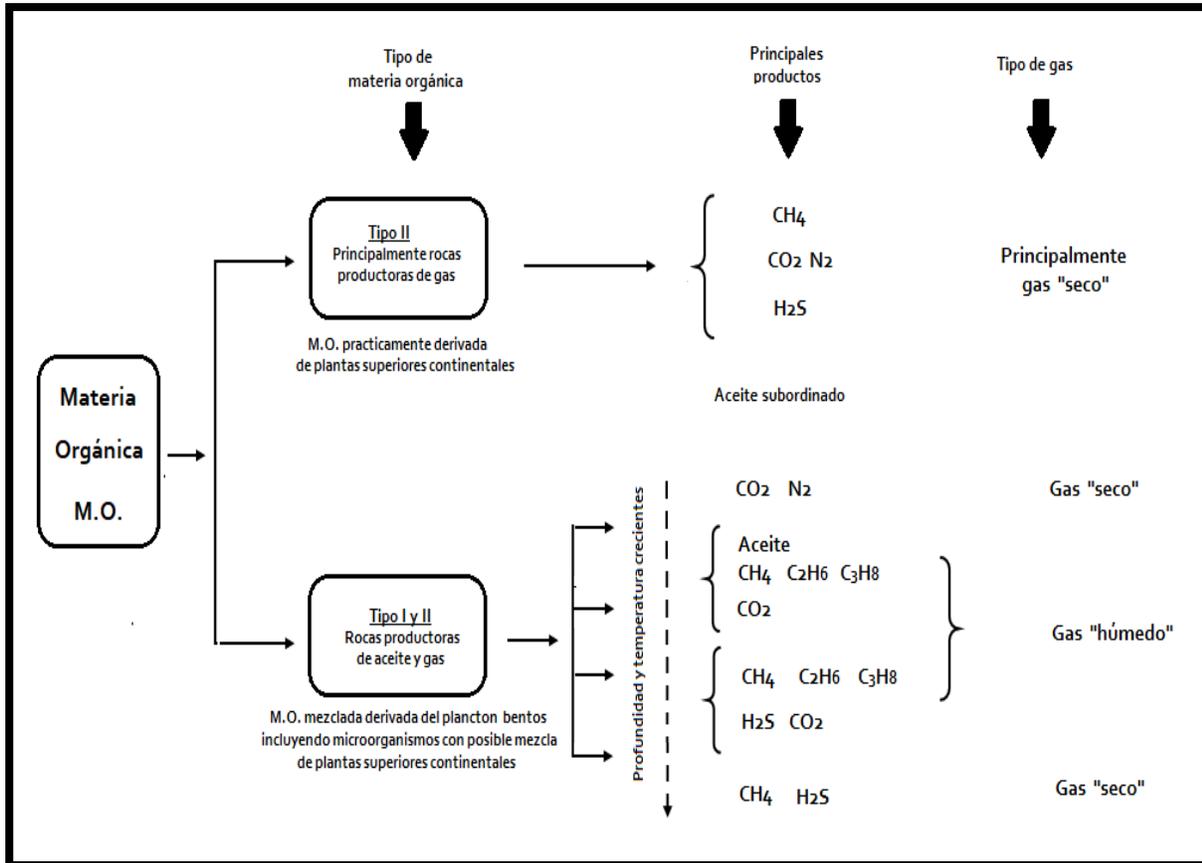


Figura 8.2.1. Rocas productoras de gas considerando el incremento de temperatura por sepultamiento, Tissot, (1982)

➤ Carbono Orgánico Total (COT).

El COT es carbón orgánico que una roca generadora debe contener y que gobierna el recurso potencial de la misma (Alexander et al., 2011) (citado en Selley R. C., 2015). El carbono total en una muestra incluye tanto carbón orgánico (procede del material biogénico) como inorgánico (procede de los minerales) (Jarvie, 1991). Para obtener el COT, una pequeña porción de la muestra de roca (un gramo), es tratada con ácido fosfórico para remover el carbón inorgánico. Los sedimentos se secan y entonces se combustonan de 1,350 °C a 1,200 °C en un horno de inducción de alta frecuencia.

El carbono contenido en el kerógeno se convierte en hidrocarburos y CO₂. Las fracciones de carbono liberado se miden en un detector infrarrojo. Los volúmenes de gas son convertidos a mediciones de COT y se registran como un porcentaje en peso de la roca (McCarthy et al., 2011). Si esta prueba de clasificación inicial detecta muestras de suficiente riqueza orgánica, las mismas se someten a pruebas adicionales (Boyer C., 2007).

No es fácil adquirir datos de núcleos en grandes intervalos, comúnmente los petrofísicos usan datos de pozo obtenidos de los registros geoquímicos y convencionales para cuantificar el volumen del kerógeno en la roca y entonces calcular los valores de COT de estos datos. La validación de los modelos, se calibran con datos petrofísicos y de núcleos.

En la Tabla 8.2.1, se observa la relación entre carbono orgánico total (% en peso) versus el potencial de recursos:

CARBONO ORGANICO TOTAL, % EN PESO	POTENCIAL DE RECURSOS
>4	Excelente
2 a 4	Muy bueno
1 a 2	Bueno
0.5 a 1	Regular
<0.5	Pobre

Tabla 8.2.1 Relación de carbono orgánico total y el potencial de los recursos. Modificado de Alexander et al., 2011 (citado en Selley R. C., 2015).

Los valores altos de COT son orgánicamente más ricos con un rango de 2% a mayores de 4%.

La medición del COT es la primera clasificación para la cuantificación de la riqueza orgánica. Estos valores indican una escala semi-cuantitativa del potencial de generación de petróleo. El valor del COT indica la cantidad, pero no la calidad de la materia orgánica (McCarthy et al., 2011). Se evalúan los siguientes tres componentes:

- El carbón de la materia orgánica extraíble, que proviene del craqueo térmico del kerógeno.
- El carbono residual, que es la porción del kerógeno que no posee potencial para la generación de petróleo y gas porque su estructura química condensada contiene muy poco hidrógeno.

- El carbono convertible, contenido en el kerógeno, representa el potencial de generación del petróleo remanente de una roca.

8.3. Potencial Genético

Representa la cantidad de petróleo-aceite-gas, que el kerógeno es capaz de generar si se somete a una temperatura adecuada durante un suficiente intervalo de tiempo, con lo cual el potencial depende de la naturaleza del kerógeno y de su abundancia en la roca generadora, por lo que se puede afirmar que el potencial está relacionado con la cantidad de materia orgánica inicial y con las condiciones micro bacterianas y el rearreglo de la materia orgánica en sedimentos jóvenes (Tissot, 1982).

El potencial generador de las rocas es determinado básicamente a través del análisis geoquímico de las muestras. El objetivo principal en las pruebas es determinar si las muestras son ricas en materia orgánica y si son capaces de generar hidrocarburos. En general, cuanto mayor es la concentración de materia orgánica en una roca, mejor es su potencial de generación (Boyer C., 2007).

Passey Q. R, (2010)), señala que numerosas técnicas geoquímicas se han desarrollado para caracterizar la riqueza de la materia orgánica en los yacimientos no convencionales. Los parámetros de importancia relacionados a la calificación de una buena calidad en la roca generadora, son:

- Porcentaje en peso (%wt), de Carbono Orgánico Total (COT).
- Nivel de maduración actual y pasado de la formación, expresado por la Reflectancia de Vitritina (Ro).
- Tipo de materia orgánica (si el producto termogénico primario será aceite, gas o una mezcla de ambos).

8.4 Relación Temperatura- Tiempo- Presión

La relación de transformación es la que existe entre la cantidad y calidad de petróleo que se genera contra la cantidad y tipo de materia orgánica; depende de la naturaleza del material orgánico y de la historia geológica de los sedimentos.

Esta relación depende principalmente de factores internos como la energía geotérmica, sepultamiento y la tectónica, sin olvidar el tiempo involucrado.

La principal importancia para la generación de hidrocarburos es la relación que existe entre el sepultamiento el cual conlleva a un aumento de temperatura, sin embargo, también interviene la presión y el tiempo (Tissot, 1982), además estos parámetros son interdependientes.

El aceite y gas se producen del kerógeno de las rocas generadoras a través de una sucesión de reacciones químicas, estas reacciones están gobernadas por la cinética usual de las reacciones químicas y procesos termodinámicos (Tissot, 1982).

En conclusión, la relación de transformación de la materia orgánica a hidrocarburos, depende de la temperatura y el tiempo.

Las leyes químicas de la cinética como se expresa en la ecuación de Arrhenius

$$k(T) = A \cdot e^{-\frac{Ea}{RT}}$$

Donde:

$k(T)$: constante cinética (dependiente de la temperatura)

A : factor pre-exponencial (min^{-1})

Ea : energía de activación (cal/mol)

R : constante universal de los gases (cal/ K mol)

T : temperatura absoluta (K)

A puede estar multiplicada por M : Potencial de hidrocarburos asignados a cada reacción (mg/g) y dividida por r tasa de calentamiento (K/min).

Esta ecuación indica que la velocidad de una reacción química está relacionada con la temperatura y el tiempo; se calibran numéricamente los experimentos de laboratorio con una extrapolación hacia la cuenca sedimentaria (Ungerer, P. & Pelet, R., 1987).

La velocidad de reacción generalmente se duplica por cada aumento de 10°C . Por lo tanto muchos geólogos han considerado que la madurez del kerógeno es una función de la temperatura y el tiempo, lo anterior se puede apreciar en la figura 8.4.1

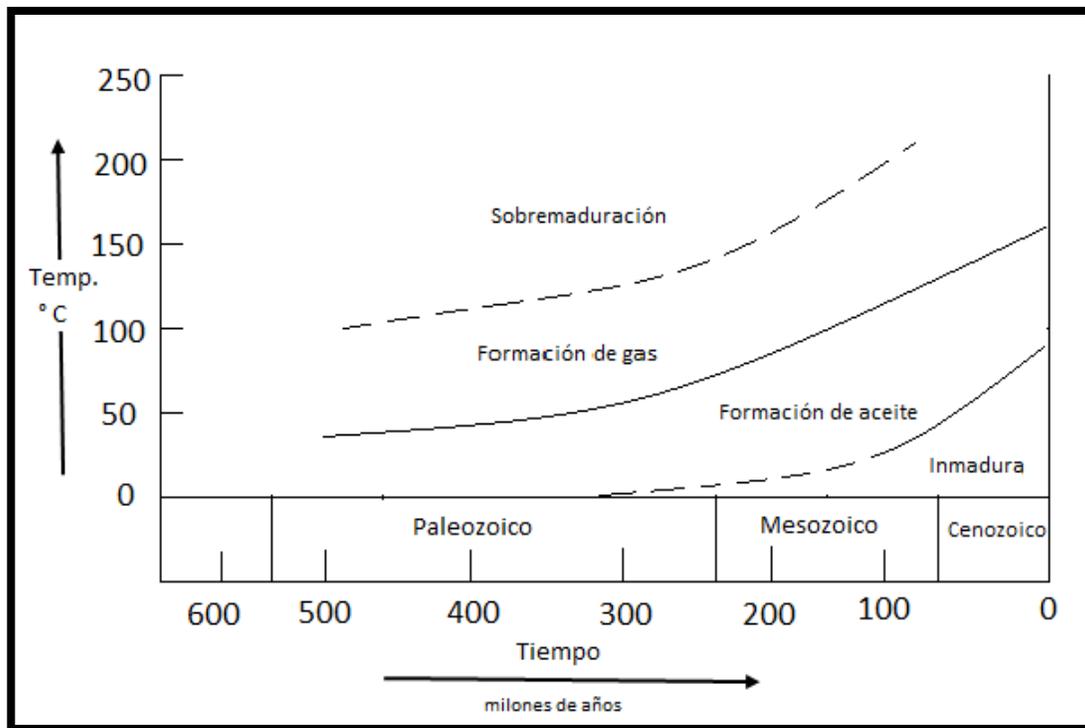


Figura 8.4.1 Gráfica de temperatura contra tiempo con respecto a la formación de gas y aceite. Connan, 1974, Erdman, 1975 y Cornelius, 1975), tomada y modificada de Tissot (1982).

Por lo tanto, el petróleo puede haberse generado a partir de rocas viejas y frías, así como de rocas jóvenes y calientes (Connan, 1974, Erdman, 1975 y Cornelius, 1975) (citado en Tissot 1982).

Se han desarrollado varias técnicas que intentan cuantificar la relación de temperaturas y tiempo con la madurez del kerógeno. Estas técnicas se basan generalmente en una curva de historia de sepultamiento (Van Hinte, 1978), que es un gráfico en el que se traza la profundidad del entierro frente a la geología para una región en particular.

Dos índices de maduración son utilizados comúnmente el primero es Tiempo-Temperatura (TTI) y el Nivel de Maduración Orgánica (LOM). La TTI fue propuesta por primera vez por Lopatin (1971) y desarrollada por Waples (1980, 1981). El índice de Tiempo- Temperatura se calcula a partir de una fórmula que integra la temperatura con el tiempo que pasa en cada temperatura (en incrementos de 10° C) a medida que se sepulta una roca fuente.

El tiempo transcurrido en cada incremento de temperatura se establece a partir de la curva de sepultamiento.

La LOM fue propuesta por primera vez por Hood et al, (1975) y desarrollado por Royden et al, (1980) y Cohen (1981) (citados por Tissot 1982). El LOM se basa en el supuesto de que la velocidad de reacción se duplica por cada incremento de 10° C de temperatura. La generación de petróleo ocurre entre los valores de LOM de 7 y 13, y la generación de gas ocurre entre los valores de 13 y 18. Tanto el TTI como el LOM deben usarse con precaución, ya que puede haber variaciones.

Es importante considerar que el gradiente geotérmico no ha sido constante a lo largo del tiempo, lo cual rara vez es cierto, Las curvas de sepultamiento por lo que también han cambiado deben de usarse con cuidado, no solo teniendo en cuenta la profundidad actual de las formaciones, sino también permitiendo la compactación, la elevación y el hecho de que en pocas cuencas el hundimiento y la sedimentación se equilibran entre sí.

De acuerdo a Tissot (1982) solo la temperatura es importante en la generación de hidrocarburos y señala que el tiempo no es importante.

➤ Tasa de sedimentación

La Tasa de sedimentación es un factor importante que impacta en la forma del depósito de las cuencas sedimentarias. Está en función de la disponibilidad de sedimentos, magnitud del área de aporte y subsidencia, ambiente de depósito (lacustre, talud, plataforma, litoral etc.), entre otros factores (Vázquez, 2010).

La regularidad y la cantidad de sedimento que llega a la cuenca, depende en gran medida de las tasas a las que se produce el sedimento disponible para ser aportado a la cuenca y del funcionamiento de los mecanismos de transporte, es decir, del régimen de erosión e hidrológico de la cuenca de drenaje, por ejemplo, los lagos de latitudes templadas suelen recibir aportes durante la primavera tras el deshielo, mientras que durante el invierno el agua que llega hasta el lago suele estar desprovista de sedimento. En regímenes climáticos tropicales y monzónicos la llegada de sedimentos está ligada a la estación de lluvias. Las cuencas de zonas áridas desprovistas de vegetación, que protege el suelo de la erosión y lamina o modula la escorrentía y las inundaciones, reciben sedimentos de forma masiva en los episodios ocasionales de precipitaciones (Arche, 2010).

En la figura 8.4.2, se observa un comparativo de depósito secuencial de una cuenca con alta (arriba) y baja (abajo) tasa de sedimentación.

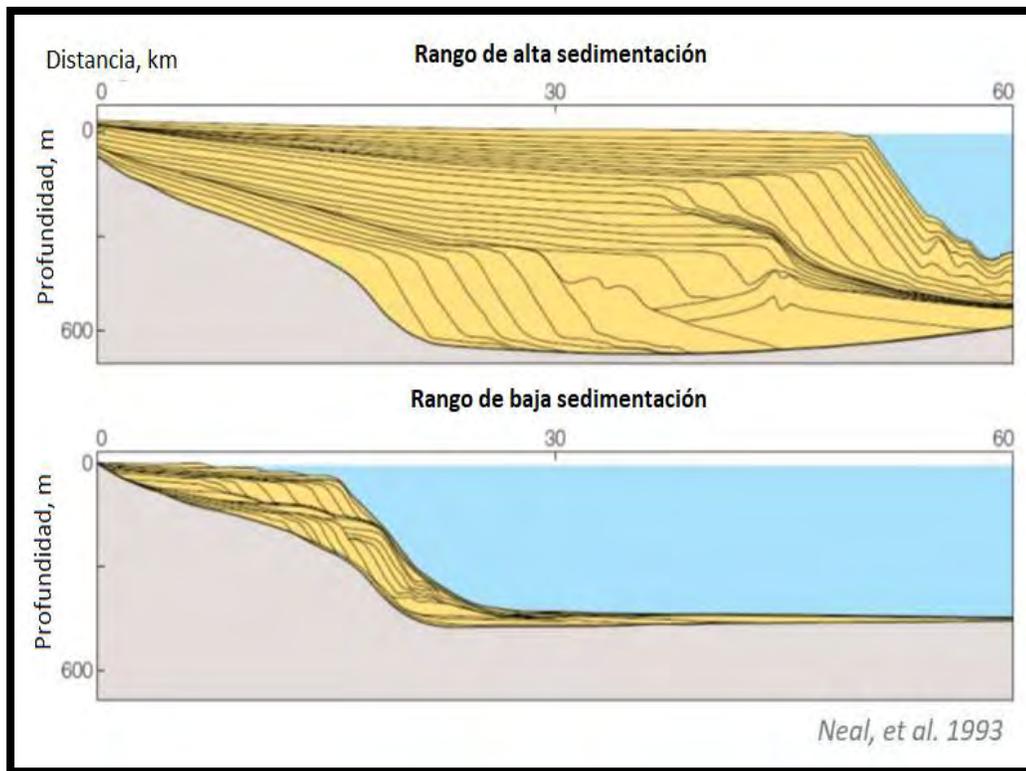


Figura 8.4.2 Se observa un rango comparativo de cuencas con alta y baja sedimentación, (Modificado de Neal, et al 1993).

Con la tasa de sedimentación comparamos si el aporte de sedimentos en la cuenca en un periodo de tiempo fue alta o baja, y esto se refleja en el espesor de las columnas estratigráficas (figura 8.4.3).

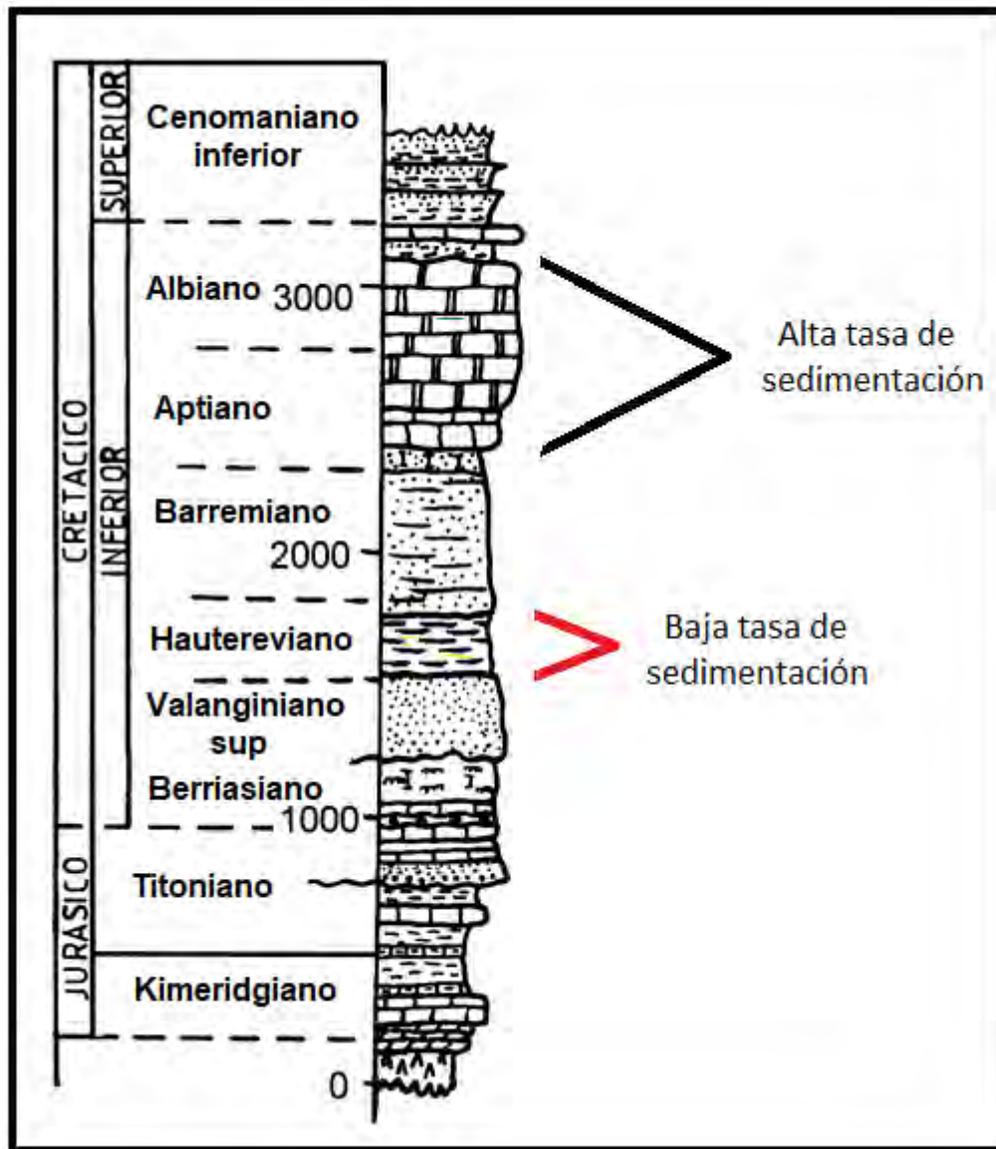


Figura 8.4.3 Columna estratigráfica, en donde se observa los espesores que nos indican altas y bajas tasas de sedimentación, esto refleja los cambios importantes en la zona de estudio

Es necesario que la roca generadora se encuentre dentro de una cuenca sedimentaria que sufra procesos de subsidencia y enterramiento, con un aporte suficiente de sedimentos que le permitan tener las condiciones necesarias (temperatura) para la transformación de la materia orgánica, en hidrocarburos.

Capítulo IX

CLASIFICACIÓN DE LOS ACEITES CRUDOS Y EL GAS NATURAL

El petróleo de los yacimientos convencionales y no convencionales es un compuesto químico de origen orgánico cuya estructura molecular contiene átomos de carbono (C) e hidrógeno (H) y se le denomina con el nombre de hidrocarburos. La cual la podemos encontrar de manera sólida, líquida o gaseosa.

Se define al aceite como la mezcla de hidrocarburos, las cuales existen en estado líquido en condiciones de yacimientos, y así permanece a presión atmosférica. El aceite o crudo es un líquido con olor desagradable, cuyo color va desde amarillo, pasando por verde hasta el negro (figura 9.1); su textura es aceitosa y su viscosidad es variable, puede ser tan fluido como el agua o tan espeso como la brea (Selley, 1998).



Figura 9.1. Se puede observar diferentes colores del aceite crudo. Tomado de:

https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/d4/Colour_of_crude_oils.jpg

9.1 Clasificación de los aceites crudos

El aceite crudo se puede clasificar de acuerdo a diferentes parámetros

9.1.1 Densidad.

La densidad del petróleo puede medirse como la diferencia entre su peso específico y la del agua, a menudo es un valor expresado en unidades de densidad definidas por el API de acuerdo con la siguiente fórmula:

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

La mayoría de los aceites son más ligeros que el agua.

La tabla 9.1 muestra la clasificación del aceite crudo según se densidad en °API

Crudo	Densidad (gr/cm^3)	Densidad (°API)
Extrapesado	> 1	10
Pesado	1.0 – 0.92	10.0 -22-3
Mediano	0.92 – 0.87	22.3 -31.1
Ligero	0.87 – 0.83	31.1 – 39.0
Superligero	< 0.83	39

Tabla 9.1 clasificación de los aceites crudos según su densidad ° API.
(Modificada de Grajales Nishimura, 1998).

Los grados API son inversamente proporcionales a la densidad. Por lo tanto los aceites ligeros tienen una densidad API de más de 30° (0.83 peso específico) mientras que los aceites pesados tienen una densidad API de menos de 20° (1.0 peso específico).

9.1.2 Contenido de azufre

La clasificación de los aceites de acuerdo a su contenido de azufre, es:

- Amargo: los crudos amargos tiene una cantidad mayor al 1.5 por ciento de azufre dentro de su composición.
- Semiamargo: se encuentra entre 0.5 a 1.5 por ciento.
- Dulce: los crudos dulces debe de tener menos del 0.5 por ciento de azufre dentro de su composición química.

9.1.3 Viscosidad

Los aceites tienen una textura naturalmente aceitosa y tienen viscosidades muy variables. Los aceites en la superficie tienden a ser más viscosos que los aceites en los yacimientos del subsuelo,

los valores de la viscosidad de la superficie varían de 1.4 a 19,400 centistokes y varían no solo con la temperatura sino también con la edad y la profundidad a la que se encuentran.

Los aceites pesados se definen así como aquellos aceites que son más densos que el agua. La viscosidad del aceite y la densidad API son generalmente inversamente proporcionales entre sí.

9.1.4 Composición química y propiedades de los aceites

Para Tissot (1982), la clasificación de los aceites crudos se puede dividir en dos categorías, la primera es propuesta por refinadores de petróleo y la segunda es propuesta por geólogos y geoquímicos.

1.- La propuesta por ingenieros químicos (interesados en refinar petróleo crudo)

Por lo general los químicos están interesados en la cantidad de las fracciones sucesivas de destilación (por ejemplo, gasolina, nafta, kerosina, gasóleo, aceite lubricante); esto se refiere a las cantidades de los diversos hidrocarburos presentes en un crudo y en la composición química y propiedades físicas de estas fracciones como: viscosidad, punto de enturbiamiento, punto de ebullición, etc. Un ejemplo es el esquema basado en el índice de refracción, la densidad y el peso molecular.

2.- Propuesta por geólogos y geoquímicos.

Toman como referencia la identificación y caracterización de los aceites crudos para relacionarlos con las rocas generadoras y medir su grado evolución; se basan en la información química y estructural de los constituyentes del aceite crudo así como de las moléculas que llevan la información genética, esto ayuda para comprender la fuente, la maduración, la historia u otros parámetros geológicos de ocurrencia del petróleo crudo (Selley, 1998).

Los esquemas clasificatorios de interés para los geólogos están relacionados con la estructura molecular de los aceites, ya que pueden ser claves para determinar su origen e historia geológica; uno de los primeros esquemas es el de Smith (1927) y el de Lane y Garton (1935) (citados por

Tissot, B. P. & Welte, D. H., 1978); el cual clasifica a los aceites en tipos parafínicos, nafténicos e intermedio según sus fracciones de destilado a diferentes temperaturas y presiones, como se puede observar en la tabla 9.2.

Peso específico		Base	Base
Fracción clave I	Fracción clave II	Fracción clave I	Fracción clave II
250-275 °C (Presión atmosférica)	275 - 300 °C (40 mmHg)	250-275 °C (Presión atmosférica)	275 - 300 °C (40 mmHg)
≤0.8521	≤0.8762	parafínico	parafínico
≤0.8521	0.8767 – 0.9334	parafínico	intermedio
≤0.8521	≥0.9340	parafínico	nafténico
0.8526 – 0.8597	≤0.8762	intermedio	parafínico
0.8526 – 0.8597	0.8767 – 0.9334	intermedio	intermedio
0.8526 – 0.8597	≥0.9340	intermedio	nafténico
≥0.8602	≤0.8762	nafténico	parafínico
≥0.8602	0.8767 – 0.9334	nafténico	intermedio
≥0.8602	≥0.9340	nafténico	nafténico

Tabla 9.2 Clasificación de los aceites crudos (Modificada de Lane y Garton, 1935).

Sachenen en 1945 propuso un esquema que incluye tipos de crudos asfálticos y aromáticos. El esquema más utilizado fue el propuesto por Tissot y Welte (1978) el cual se basa en la relación entre parafinas, naftenos y aromáticos incluidos los compuestos asfálticos; la gran ventaja de esta clasificación se basa en una profundidad y edad definida arbitrariamente, como:

- Aceite mesozoico y cenozoico menos de 600 m
- Aceite mesozoico y cenozoico a más de 3000 m
- Aceite paleozoico a menos de 600 m
- Aceite paleozoico a más de 3000 m

Esencialmente este esquema reconoció cuatro clases de petróleo:

- Superficial joven
- Joven profundo
- Viejo poco profundo.
- Viejo profundo

La gran ventaja de esta clasificación es que también se puede utilizar para demostrar las rutas de maduración y degradación del petróleo en el subsuelo (Selley, 1998).

Esta clasificación se basa en el contenido de los diversos tipos estructurales de hidrocarburos: alcanos, cicloalcanos, naftenos, y aromáticos, más compuestos de N, S y O (Tissot, 1982):

- *Aceites parafínicos*: constituido en su mayor parte por alcanos normales e iso, y con menos de 1% de azufre, la viscosidad de estos aceites a la temperatura ambiente es alta, debido al gran contenido de alcanos normales C_{20} ; pero a temperaturas ligeramente mayores aproximadamente de 35-50°C, la viscosidad se vuelve normal. El peso específico es menor a 0.85. La cantidad de resinas más asfaltenos es menor del 10%, el contenido de aromáticos es pequeño y está formado principalmente por mono y diaromáticos, los benzotiofenos son escasos y el contenido de azufre también es muy bajo.
- *Aceites parafínico-nafténicos*: conteniendo tanto alcanos normales como cicloalcanos y menos del 1% de S, tienen un contenido moderado de resinas más asfaltenos de 5 a 15 %, los aromáticos equivalen de 25 -40 % de hidrocarburos; los benzo y dibenzotiofenos son moderadamente abundantes. La densidad y viscosidad son normalmente más altas que en la clase parafínica.
- *Aceites aromáticos intermedios*: conteniendo menos de 50% de hidrocarburos saturados y, por lo general, más de 1% de S, las resinas y asfaltenos equivalen cerca de 10 a 30 % y algunas veces más, los aromáticos equivalen de 40 a 70 % de los hidrocarburos, la gravedad específica normalmente es alta más de 0.85.
- *Aceites nafténicos*: incluye principalmente los aceites degradados que contienen menos del 20% de alcanos normales e iso; se originan de la alteración bioquímica de los aceites parafínicos o parafínicos-nafténicos y tienen bajo contenido de azufre.
- *Aceites aromáticos-nafténicos*: se derivan de los aceites parafínicos o parafínicos-nafténicos, contienen una alta proporción de resinas y es bajo el contenido de azufre.

- *Aceites aromáticos-asfálticos*: está formada esencialmente por los aceites pesados, viscosos y aun sólidos, que resultan de la alteración de los aceites crudos aromáticos-intermedios, es alto el contenido de azufre, así como el contenido de resinas y asfáltenos.

En la tabla 9.3 se presenta la clasificación propuesta por Tissot y Welte (1978)

Concentración en aceite crudo (> 210°C)			Contenido de azufre en aceite crudo (aproximadamente)
S= saturados AA=aromáticos + resinas + asfáltenos	P= parafinas N=naftenos	Tipo de aceite crudo	
S > 50 % AA < 50 %	P > N y P > 40%	Parafínico	
	P ≤ 40% y N ≤ 40%	Parafínico- Nafténico	< 1 %
	N > P y N > 40%	Nafténico	
S ≤ 50 % AA ≥ 50 %	P > 10%	Aromático intermedio	> 1 %
	P ≤ 10%	N ≥ 25%	Aromático Asfáltico
		N ≥ 25%	Aromático Nafténico

Tabla 9.3 Clasificación de los aceites crudos, (Modificada Tissot y Welte, 1978).

Otro esquema de clasificación de aceites la propuso Biederman (1965). Corresponde con una clasificación empírica que se basa en la profundidad y en la edad. Sachanen 1950 Grewanga 1961 y Radchenko 1965 (citados en Tissot, B. P. & Welte, D. H., 1978) propusieron otras clasificaciones, basadas en el índice de refracción, densidad y peso molecular.

Otro método para clasificar al petróleo, y uno de los más utilizados es el análisis S.A.R.A., este clasifica a los aceites crudos mediante una técnica de fraccionamiento que divide a los hidrocarburos en cuatro fases principales de acuerdo con su solubilidad y polaridad (Arellano, Soto y Pérez 2019).

- Saturados.
- Aromáticos.
- Resinas.
- Asfáltenos.

➤ **SATURADOS**

Los compuestos saturados se encuentran formados únicamente por carbono e hidrogeno; son aceites blancos no polares, constituidos por hidrocarburos, alifáticos lineales o con cadenas laterales alifáticas y aromáticas.

Los hidrocarburos saturados son la fracción menos polar y consisten, principalmente, en parafinas y ciclo parafinas. Su masa molar oscila entre 300 y 600 g/mol, con densidades entre 800 y 900 kg/m³ y para metros de solubilidad entre 15 y 16 MPa^{0.5}

En los petróleos crudos, la parte cíclica consiste, comúnmente, en anillos de 5 o 6 átomos de C, cada átomo de H puede ser sustituido por grupos alquilo (Arellano, Soto y Pérez 2019).

➤ **AROMÁTICOS**

Los aromáticos consisten en cadenas no polares de carbono en las que predominan sistemas de anillos insaturados. Tienen gran capacidad para disolver otros hidrocarburos de alta masa molecular. Algunos pueden tener anillos nafténicos unidos al anillo aromático, son líquidos viscosos con una coloración marrón a anaranjado y su masa molecular se encuentra entre los 300 y 800 gramos- mol con densidades de entre 950 y 1059 kg/cm³ y parámetros de solubilidad entre 19 y 20 MPa^{0.5}.

Debido a las propiedades que los enlaces le confieren, los hidrocarburos aromáticos como el benceno, tolueno y sileno (BTX), son materia prima fundamental en la petroquímica. Contribuyen además a aumentar el octanaje en las gasolinas; empero, los aromáticos homólogos superiores representan grandes problemas para la salud y el medio ambiente (Arellano, Soto y Pérez 2019).

➤ **RESINAS**

Las resinas son compuestas con gran cantidad de anillos aromáticos y cadenas laterales nafténicos y parafínicos. Por tanto, poseen una elevada cantidad de hidrógeno y carbono con pequeñas cantidades de oxígeno, azufre y nitrógeno. Son sólidos negros, quebradizos y brillantes, y constituyen el componente polar no volátil del petróleo; son solubles en N- alcanos e insolubles en propano líquido, la masa molar de las resinas oscila entre 700 y 1300

g-mol, con densidades aproximadas de 1050 kg/m³ y parámetros de solubilidad de 20 +- 0.5 MPa^{0.5} (Arellano, Soto y Pérez 2019).

➤ **ASFALTENOS**

Los asfáltenos son hidrocarburos aromáticos altamente polares de elevada masa molar, que abarcan un amplio rango de composiciones, por ejemplo el alquitrán. Son sólidos amorfos de color marrón oscuro o negro, insolubles en N-alcanos, como el n-pentano o n-heptano, y solubles en tolueno.

Propician gran cantidad de problemas en un campo petrolero. A pesar de que son los componentes más significativos de los petróleos pesados, la precipitación de asfáltenos es más común en petróleos más ligeros, generando obstrucción en los pozos, líneas de flujo, instalaciones superficiales y formaciones del subsuelo (Arellano, Soto y Pérez 2019).

La composición geoquímica del petróleo crudo, que resulta del craqueo térmico de kerógeno, es similar a la del betún y varía según su origen y nivel de biodegradación (Head, 2006); (Peters, K.E. and Moldowan, J.M., 1993).

Las fracciones de SARA también están presentes en el carbón, pero los hidrocarburos saturados y aromáticos insaturados están en proporciones más bajas que las resinas y los asfáltenos, mientras que la composición del aceite exhibe el perfil opuesto.

Las fracciones SARA muestran una recalcitración de biodegradación creciente, desde los hidrocarburos saturados hasta los asfáltenos (Head et. al., 2003; Peters y Moldowan, 1993).

Se sabe que el betún tiene una estructura coloidal con un núcleo asfáltico recubierto por resinas y agregado en un medio de dispersión oleoso constituido por hidrocarburos saturados y aromáticos insaturados (Behar y Vandenbroucke, 1988).

En la tabla 9.4 se Muestran algunos ejemplos de los aceites que en México se producen.

Clasificación de la mezcla de aceites			
Tipo de aceite	Clasificación	Densidad °API	Azufre (% en peso)
<i>Maya</i>	Pesado	22	3.4 a 3.8
<i>Istmo</i>	Ligero	32	1.8
<i>Olmecca</i>	Superligero	39	0.73 a 0.95

Tabla 9.4 Ejemplos de aceites mexicanos.

9.2 Clasificación de los gases.

El gas natural es una mezcla de hidrocarburos parafínicos ligeros, con el metano (CH_4) como su principal constituyente y algunas moléculas pesadas de parafinas ($\text{C}_n\text{H}_{2n+2}$) (Speight, 2007). Contiene pequeñas cantidades de etano y propano, con proporciones variables de gases no orgánicos, nitrógeno, dióxido de carbono y ácido sulfhídrico.

El gas natural es un fluido homogéneo de baja densidad y de baja viscosidad, no tiene olor (El olor característico del gas se añade a través de un aditivo) y además es uno de los gases inflamables más estable (Curry, 1981).

Los componentes de los gases naturales asociados al petróleo son:

- Metano.
- Etano.
- Propano.
- Butano.
- Pentano.
- Hexanos, heptanos en menores cantidades
- Gases no hidrocarburos (son los gases de origen diferente a los hidrocarburos)

En la Tabla 9.4 se muestran los componentes más comunes del gas natural y sus fracciones.

Componente	Hidrocarburos	Composición (vol. %)		
		Húmedo	Rango	Seco
Metano	CH₄	84.07		96.0
Etano	C₂H₆	6.4		2.0
Propano	C ₃ H ₈	5.3		0.6
i-Butano	C ₄ H ₁₀	1.2		0.18
n-Butano	C ₄ H ₁₀	1.4		0.12
i-Pentano	C ₅ H ₁₂	0.4		0.14
n-Pentano	C ₅ H ₁₂	0.2		0.06
Hexano	C ₆ H ₁₄	0.4		0.10
Heptano	C ₇ H ₁₆	0.1		0.80
No				
Hidrocarburos				
Dióxido de carbono	CO ₂		0-5	
Ácido sulfhídrico	H ₂ S		0-5	
Nitrógeno	N		0-10	
Helio	He		0-0.5	
Argón	Ar		0-0.05	
Otros			trazas	
(Neón, xenón)				

Tabla 9.4 Componentes del gas natural (tomado de Guo, B. & Ghalambor, A., 2005) modificada

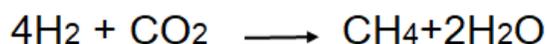
El gas natural como el petróleo se origina por la descomposición de materia orgánica de organismos planctónicos que se acumularon en el fondo del mar bajo capas de sedimentos durante millones de años, este proceso se dio a temperatura y presión semejante a las que dieron origen al petróleo.

Los gases naturales tanto los hidrocarburos como los no hidrocarburos provienen de diferentes fuentes como son:

- Bacterias metanogénicas
- Todos los tipos de kerógeno
- Carbón
- Petróleo tanto de las rocas generadoras como en las rocas almacenadoras.

-
- Los principales gases No hidrocarburos como CO₂, H₂S y N₂ están formados por procesos orgánicos e inorgánicos (Hunt, 1995).

El metano biogénico son los formados por bacterias metanogénicas en los sedimentos de la superficie, este se forma por la fermentación microbiana y la reducción de CO₂, (aunque la mayoría de los gases depositados se forman por reducción del CO₂) lo cual se observa en la siguiente reacción.



Esta reacción en condiciones anóxicas, las bacterias que fermentan la materia orgánica pueden prosperar para producir hidrógeno H y dióxido de carbono CO₂, el H se consume mediante la reducción del sulfato hasta que se haya eliminado gran parte del sulfato después de lo cual se genera el metano. Esto puede ocurrir en la columna de agua o en los sedimentos superficiales o con reducido sepultamiento (Hunt, 1995).

Los isótopos estables tanto del hidrogeno como del carbono del metano se fraccionan mediante estos procesos biológicos, por lo que es posible distinguir el metano formado biológicamente del formado térmicamente durante la catagénesis.

Todas las acumulaciones de hidrocarburos conocidos son de origen biogénico, ya que provienen de la descomposición de la materia orgánica en la corteza terrestre. No existen acumulaciones de metano abiogénico conocidos basadas en mediciones de isotopos estables, aunque ocasionalmente se presentan pequeñas filtraciones de posibles gases abiogénicos (Schoell, 1988).

La figura 9.2. Es una ilustración esquemática de los rangos de temperatura en los que se forman los diversos gases, las curvas muestran de manera general los volúmenes relativos de los gases de la materia orgánica sapropélica y de la materia orgánica húmica, cuando ambos se depositan en un ambiente acuático, marino y no marino.

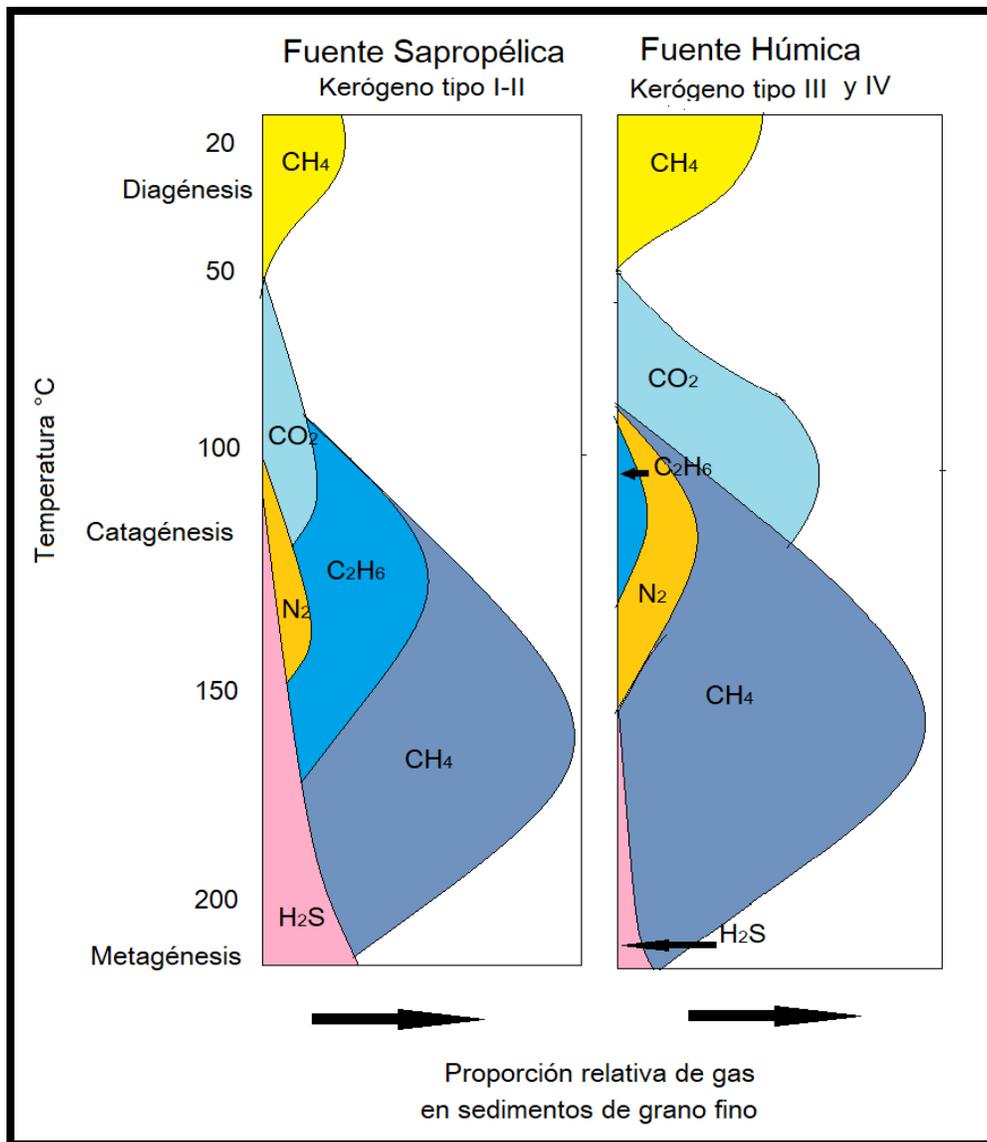


Figura 9.2. Muestra la generación de gases a partir de materia orgánica con la relación a la temperatura. El N₂ es generado inicialmente como NH₃, No se muestran las fuentes inorgánicas del NH₃, deH₂S y N₂, (Modificado de Hunt, 1995).

(Beggs, 1984), señala que las principales impurezas que se encuentran en el gas natural son:

- Ácido sulfhídrico (H₂S)
 - Dióxido de Carbono (CO₂)
 - Nitrógeno (N₂)
- Otras impurezas son:
- Monóxido de Carbono (CO)
 - Sulfuro de Carbonilo (COS)

- Disulfuro de Carbono (CS₂)
- Mercaptanos (RSH)
- Agua (H₂O)
- Oxígeno (O₂)
- Mercurio (Hg)

Los contaminantes del gas natural, pueden tener una alta incidencia en el tratamiento del gas, si estas impurezas están en cantidades altas, estas impurezas deben ser removidas antes de que el gas sea usado como combustible lo que nos lleva a que el gas tenga que ser tratado en procesos especiales y adecuados, con el principal objetivo de disminuir la concentración de las sustancias contaminantes y que el gas se encuentre dentro de la norma.

Tomando en cuenta diferentes parámetros se consideran varias clasificaciones para los gases.

9.2.1 Clasificación de acuerdo a su origen.

9.2.1.1 *El gas disuelto o asociado:*

Se puede encontrar como gas libre en yacimientos convencionales de aceite o como gas en solución en el aceite, es el que se extrae junto con el petróleo. El gas que se encuentra en solución con el aceite es el gas disuelto, mientras que el gas que se encuentra en contacto con el aceite (capa de gas) es el gas asociado (Speight, 2007). Todos los yacimientos de aceite contienen gas disuelto pero pueden o no contener gas asociado. Por lo general, el gas asociado es pobre en metano, pero rico en etano, propano, butano y naftas (figura 9.3)

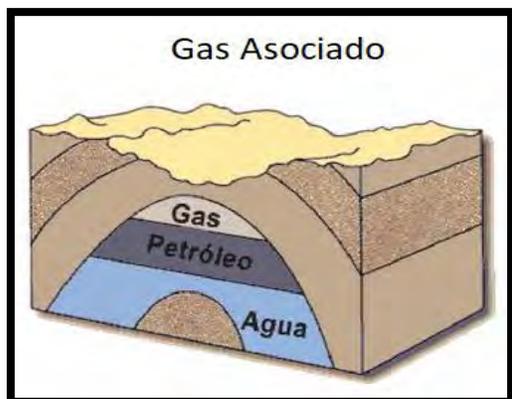


Figura 9.3 Gas asociado, en este tipo de gas el contenido de metano es pobre mientras que es rico etano y también en butano y propano, tomada de <https://slideplayer.es/slide/13888277/>

9.2.1.2 El gas no asociado.

Se encuentra en yacimientos no convencionales con cantidades mínimas de aceite. Algunos gases son llamados gases condensados o simplemente condensados, aunque estos contienen una gran cantidad de hidrocarburos líquidos. El gas no asociado es comúnmente rico en metano y pobre de componentes pesados (Guo & Ghalambor, 2005). Sin embargo el gas no asociado puede contener gases no hidrocarburos, tales como: dióxido de carbono y ácido sulfhídrico (figura 9.4)

En algunas estructuras solo existe el gas no asociado y el origen de éste, se puede asociar a:

- Degradación bioquímica de la materia prima orgánica en rocas sedimentarias con poca profundidad.
- Degradación química en residuos en rocas profundas y antiguas.

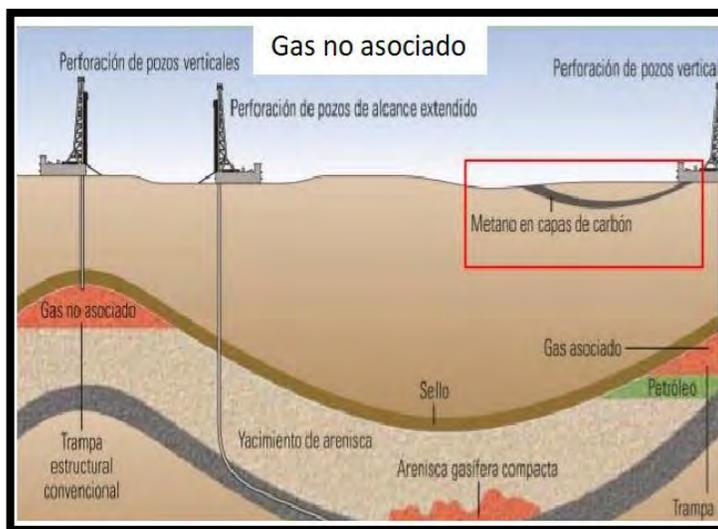


Figura 9.4 Gas no asociado o gas seco, en este tipo de gas el contenido de metano es alto mientras que el contenido de etano, butano y propano es bajo. (Modificada de McCarthy, 2011).

9.2.2 Clasificación de acuerdo a su composición.

9.2.2.1 *Gas amargo*

Es un gas natural con contenido de ácido sulfhídrico (H_2S) en concentraciones de 34% y 42%, además de otros componentes de derivados del azufre como mercaptanos, sulfuros y disulfuros. El gas amargo se trata usualmente con trietanolamina para remover los elementos indeseables.

El gas ácido: este término también, se aplica a un gas amargo que ha pasado por un proceso de endulzamiento, este gas cuando se mezcla con agua forma soluciones ácidas, los gases ácidos más comunes son el H_2S y el CO_2 , ambos gases producen corrosión, el H_2S es muy venenoso. Los gases de ácido sulfhídrico y dióxido de carbono se obtienen después de un proceso de dulcificación.

9.2.2.2 *Gas dulce*

Es el gas natural que contiene hidrocarburos y bajas cantidades de ácido sulfhídrico y dióxido de carbono, no contiene azufre, se obtiene endulzando el gas amargo utilizando solventes químicos o físicos o adsorbentes, este gas contiene cantidades muy pequeñas de ácido sulfhídrico y bióxido de carbono. El gas dulce reduce las emisiones de bióxido de azufre a la atmósfera

9.2.2.3 *Gas seco*

Gas constituido principalmente por metano y etano (máximo 12 ppm de C_3 (es el gas no asociado). Este es un gas natural del cual se han separado el GLP (gases licuados del petróleo) y la gasolina natural. El gas seco, está constituido fundamentalmente de metano y etano. Por lo general se inyecta a los yacimientos, o se usa en la generación de hidrógeno (H_2). La composición fundamental alcanza valores de un 85-90% en metano, debido a su composición se puede utilizar directamente como combustible. Para producirlo de los yacimientos es necesario que no disminuya la presión del yacimiento, parámetro que varía de acuerdo a la localización del gas en el subsuelo. En los yacimientos de gas seco, la mezcla de hidrocarburos permanece en fase gaseosa a

condiciones de yacimientos y de superficie, y la producción de líquidos solo se alcanza a temperaturas criogénicas.

9.2.2.4 Gas húmedo

Gas con alto contenido de propanos o cadenas superiores; es el gas asociado. Este es un gas del cual se pueden obtener una riqueza líquida de hasta 3 GPM (galones por mil pies cúbicos normales de gas). No existe ninguna relación con el contenido de vapor de agua que pueda contener el gas. En los yacimientos de gas húmedo existe mayor porcentaje de componentes intermedios y pesados que en los yacimientos de gas seco. La mezcla de hidrocarburos permanece en estado gaseoso en el yacimiento, pero al salir a la superficie cae en la región de dos fases formándose una cantidad de hidrocarburos líquido del orden de 10 a 20 BN / MM PCN. Este parámetro llamado riqueza líquida es de gran importancia, para la comercialización del gas natural, ya que los líquidos producidos son de poder de comercialización.

En la figura 9.5 se muestra algunos ejemplos de gases que se encuentran en yacimientos mexicanos y el porcentaje que presentan de gas húmedo y gas seco.

	Gas "húmedo"	Gas "seco"
Metano	84.6	96.0
Etano	6.4	2.0
Propano	5.3	0.6
Iso – butano	1.2	0.18
n – butano	1.4	0.12
Iso – pentano	0.4	0.14
n – pentano	0.2	0.06
Hexanos	0.4	0.10
Heptanos	0.1	0.80

Nota: porcentajes por volumen

Figura 9.5 Tipos de gas en yacimientos Mexicanos

Capítulo X
CASOS DE LAS CUENCAS PETROLERAS DEL NORESTE DE MÉXICO

El territorio mexicano está cubierto por variadas secuencias sedimentarias en un 75 % de su superficie; sin embargo, la producción mayoritaria de petróleo y gas se restringe a las cuencas del Golfo de México y su extensión hacia la Planicie Costera. (González, Raúl & Holguin, Noel, 1992) (figura 10.1).

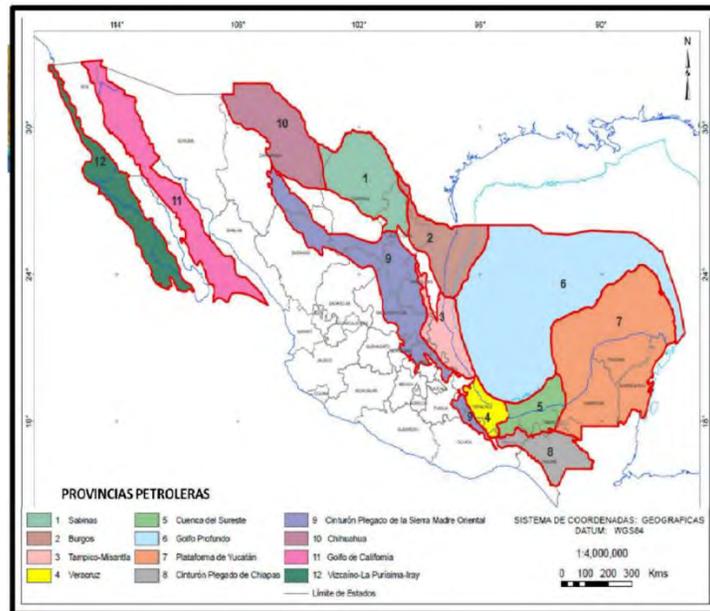


Figura 10.1 Provincias Petroleras en México (PEMEX, 2010)

PEMEX en las últimas décadas ha desarrollado un programa de muestreo de pozos y afloramientos con base en fundamentos geoquímicos por lo que ha generado una gran cantidad de datos sobre rocas generadoras tanto de la parte marina como de la continental.

Los estudios geoquímicos indican que el petróleo que se produce en México fue generado, principalmente, por lutitas calcáreas y calizas arcillosas del Jurásico Superior, y en menor proporción por las rocas generadoras del Cenozoico y Cretácico.

En este trabajo se describirán las principales características de las rocas generadoras de las regiones petroleras del Noreste de México que son:

- Provincia de Tampico - Misantla

- Cuenca de Burgos.
- Cuenca de Sabinas
- Provincia del Golfo de México Profundo.

10.1 Provincia de Tampico – Misantla

La provincia petrolera de Tampico – Misantla, se ubica en la margen centro-oriental de México y comprende desde la zona sur de Tamaulipas y al sur con el centro de Veracruz, las zonas orientales de los Estados de San Luis Potosí e Hidalgo, norte de Puebla, occidente del Golfo de México; limita al norte con las provincias geológicas de Burgos, y Alto de Tamaulipas, al sur con la Faja Volcánica Transmexicana y el Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental y al oriente con el Cinturón Extensional Quetzalcóatl (figura 10.1.1).



Figura 10.1.1 Localización de la Provincia Tampico-Misantla.

Tomado de:

<http://petroleumag.com/>

En la provincia Tampico-Misantla, se diferencian tres zonas productoras de aceite (Holguín y González, 1992) (Figura 10.1.2).

- La Cuenca de Tampico (su producción proviene de las facies calcareníticas y terrígenas del Jurásico Superior y de las calizas fracturadas del Cretácico Inferior)
- La Faja de Oro (Su producción proviene de las calizas arrecifales y periarrecifales del Cretácico)

- Cuenca de Chicontepec (La producción proviene de terrígenos arenosos del Paleógeno).

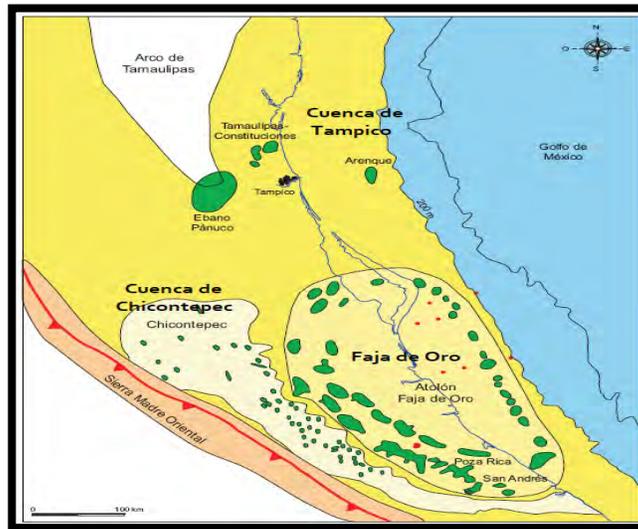


Figura 10.1.2 Regiones productoras de aceite en la provincia Tampico-Misantla (Pemex, 2013)

10.1.1 Rocas generadoras

Las rocas generadoras de la provincia Tampico-Misantla se encuentran representadas por lutitas carbonosas que se presentan alternadas con areniscas, limolitas y calizas arcillosas que se depositaron en un ambiente transicional marino-lacustre. La edad de estas rocas abarca desde el Sinemuriano hasta el Turoniano. Su distribución regional está en la parte occidental de la cuenca, con espesor promedio es de 400 m, pero puede variar desde 50 hasta 1150 m.

De acuerdo con los estudios geoquímicos en el área, son consideradas como rocas generadoras las lutitas y lutitas calcáreas de las formaciones Huayacocotla (Sinemuriano-Pliensbachiano), Santiago (Oxfordiano); los cuerpos arcillosos y calcáreo-arcillosos de la Formación Tamán y las rocas arcillosas, las secuencias calcáreo-arcillosos de la Formación Pimienta (Kimeridgiano-Tithoniano) (PEMEX, 1999). Estas formaciones se describen a continuación.

- ***Sinemuriano-Pliensbachiano (Formación Huayacocotla)***

Propuesta por primera vez por Imlay en 1948, fue referido al Jurásico Temprano, basado en la estratigrafía de amonitas de la región. El contenido de la fauna fue detallada por Erben, 1956, quien registro más de 100 taxa incluidas, 52 especies nuevas. La litología principal se compone de lutitas con variante de limos – arenosas. La localidad tipo se

localiza a lo largo del río Vinazco, al sur de la población Huayacocotla, Veracruz. Es descrita como una secuencia de 300 m de rocas arcillosas y areno-arcillosas de color oscuro. Se tienen afloramientos en la parte frontal este de la Sierra Madre Oriental y en las inmediaciones de la Provincia Tampico-Misantla, al norte de Puebla y al Oriente de Hidalgo.

Consiste de un conglomerado en la base, seguidos de areniscas, sobre el que descansa una sección de calizas arenosas con pelecípodos, los que a su vez subyacen a una potente sección de lutitas y areniscas de color gris claro, verdosas oscuras y negras, en partes carbonosas y micacíferas, con restos de plantas, amonitas y pelecípodos. El espesor de esta Formación varía entre 400 a 500 m y llega a tener hasta 1000 m. Sus contactos inferior es concordante con la Formación Huizachal y el superior es discordante con la Formación Cahuascal (Nava y Alegria 2001), (figura 10.1.1.1).



Figura 10.1.1.1 Afloramiento de la Formación Huayacocotla del Sinemuriano-Pliensbachiano, constituido de lutitas laminadas.

El contenido de Carbono Orgánico Total (COT) varía entre 0.1 y 4.6%, con potencial generador de gas y aceite de pobre a excelente. El índice de hidrógeno varía desde 53 en el frente de la Sierra Madre Oriental, hasta 542 mg HC/g COT hacia el oriente, predominando

los valores menores a 300, lo que corresponde a una mezcla de kerógenos II/III precursor de gas y aceite. Por otro lado, la temperatura máxima de pirólisis (Tmax) del kerógeno registra valores entre 432°C (madurez baja) correspondiente a la entrada a la ventana de generación de aceite en el oriente, hasta 450-544°C (madurez alta-sobre madurez) ligada a la ventana de generación de gas y condensado al occidente en el frente de la Sierra Madre Oriental. Los estudios ópticos de la materia orgánica muestran un predominio de materia orgánica leñosa sobre la amorfa lo que indica un mayor potencial de gas.

Existen otros indicadores geoquímicos de su carácter autóctono como son la abundancia del Bisorhopano 28,30 en los aceites de la porción terrestre de la cuenca y los extractos de roca (bitúmenes) de la Formación Huayacocotla y su pérdida en los extractos de roca del Jurásico Superior. No obstante, la presencia de este biomarcador está controlada fácilmente como lo indica su ausencia en el extracto de rocas de la misma edad en algunos pozos. Otra característica de los extractos de roca de la Formación Huayacocotla es la pérdida de los propilcolestanos (Esteranos C₃₀), lo cual sugiere un ambiente deposicional lacustre, aunque por otro lado están presentes los Dinosteranos que indican un ambiente marino somero (Román Ramos et al., 2013).

- ***Oxfordiano (Formación Santiago)***

La describió por primera vez Reyes E, (1964). Está constituido por lutitas carbonatadas negras microlaminadas, limolitas arcillosas, calizas arcillosas-piritizadas y horizontes con nódulos calcáreos (figura 10.1.1.2). La fauna es pobre y está representada por algunos bivalvos y cefalópodos de edad Oxfordiano. Sus espesores varían entre 10 y 755 m, concentrándose preferentemente en la porción sur de la cuenca. El contenido de Carbono Orgánico Total (COT) varia de 0.5 - 6.3 % y de hidrocarburos potenciales (S₂) varía entre regular y excelente esto es de 0.2 – 39.1 mg/g (PEMEX, 2010).



10.1.1.2 Afloramiento de lutitas calcáreas de la Formación Santiago del oxfordiano (Tlacuilopez, Puebla).

El kerógeno muestra índices de hidrogeno (IH) entre 21 y 1079, así como temperaturas máximas de pirólisis (Tmax) que varían entre 425 y 525 °C. Estos valores son propios de un kerógeno original predominantemente tipo II, que se encuentra desde incipientemente maduro hasta maduro. Los biomarcadores indican un ambiente marino salobre subóxico, arcilloso (Hopanos: C29<C30, C34>C35, alta relación Diasteranos/ Esteranos).

Reyes (1964) y Cantú, & Chapa, (1984) midieron un espesor de 160 m; mientras que López-Palomino (2002) reporta un espesor de 186 m; sin embargo, menciona la presencia de pliegues asimétricos que podrían implicar repeticiones en algunos puntos de la sección, lo que repercutiría en el espesor real.

Para Cantú, & Chapa, A., (1969), el límite inferior es transicional y concordante con la Formación Tepexic y el límite superior es transicional y concordante con la Formación Tamán.

- ***Oxfordiano-Kimeridgiano (Formación Tamán)***

Propuesta por Heim, (1926), la localidad tipo se encuentra, de acuerdo a Erben en 1956, en los afloramientos cercanos a la población de Tamán en las cercanías de Tamazunchale, San Luis Potosí (Nava y Alegría, 2001). Se reporta en pozos petroleros de la Cuenca de Chicontepec y en los pozos perforados en las márgenes de Plataforma Valles-San Luis Potosí; se compone de una secuencia de calizas bien estratificadas, de color negro, de grano fino y microcristalinas, con intercalaciones de lutita negra. Incluyen una alternancia de lutitas calcáreas color negro, carbonosas, con calizas arcillosas de color gris oscuro, en estratos con espesores de 40 a 50 cm; las lutitas tienen estratos con espesores de 10 a 15 cm, con tonos rojizos por intemperismo (Nava y Alegría, 2001). Se considera una unidad con un gran espesor (alrededor de 700 m) en las paleodepresiones; sin embargo, sus espesores disminuyen notablemente hacia las partes altas del paleorelieve, e incluso hasta desaparecer. Presenta estratos de biomicrita con organismos pelágicos, como radiolarios, equinodermos y Rhaxella. Su macrofauna ha permitido establecer su edad, la que corresponde al Oxfordiano-Kimeridgiano. Los análisis geoquímicos realizados en muestras de superficie y del subsuelo por Petróleos Mexicanos (PEMEX, 2010), muestran la presencia de estratos bituminosos con abundante materia carbonosa; el COT se encuentra entre 0.1 y 5.4 % mientras que los valores de S₂ fluctúan entre 15 y 925 mg/g y los de Tmax de 421 a 527°C basándose en ésta, se interpreta que se acumuló en un ambiente de depósito correspondiente a las márgenes de una plataforma, los biomarcadores indican un ambiente marino, salino anóxico carbonatado (PEMEX; 2010). Se correlaciona con la Formación San Andrés al sur de la Cuenca y se le considera una importante roca generadora por sus horizontes arcillosos (Nava y Alegría, 2001).

- ***Kimeridgiano-Tithoniano (Formación Pimienta)***

Fue definida por Heim (1926). La localidad tipo se encuentra en el Rancho Pimienta en el Valle del Río Moctezuma, en el Km. 337 de la carretera México Laredo. La litología de la localidad tipo se compone de una secuencia de calizas de color gris oscuro en capas delgadas con bandas de pedernal. Contiene también, calizas mudstone-wackestone y calizas arcillosas de color negro a gris oscuro, intercaladas con capas delgadas de lutitas

calcáreas y lutitas laminares negras, con abundante materia orgánica; presenta algunos lentes de pedernal negro (Figura 10.1.1.3). Los estratos de carbonatos se distinguen por contener gran cantidad de foraminíferos, además también se tiene un horizonte de 50 cm de espesor de coquinas con abundantes amonitas dentro de las calizas arcillosas de color negro, que afloran cerca de Tepatlán, Puebla (Nava y Alegría, 2001). Varios de los pozos perforados dentro de la Cuenca de Chicontepec atraviesan esta Formación, y también como ocurre en los alrededores del Rancho Pimienta, al sur-sureste de Tamazunchale, San Luis Potosí; también se tienen buenos afloramientos al sur de Poza Rica, Veracruz en la cañada del Río Zempoala, al suroeste y sureste de Jonotla, en las cercanías de Cuetzalan del Progreso y Mazatepec, Puebla. El espesor reportado para esta unidad es muy variable, desde 28 hasta los 600 m. La edad de esta Formación es Kimeridgiano-Tithoniano, marcando en su parte superior el límite, esta edad que fue obtenida por el contenido faunístico que incluye especies como: *Calpionella alpina*, restos de equinodermos y tintínidos. El COT se encuentra entre 0.4 y 6.5 %, con kerógeno tipo I y II y el S₂ entre 0.2 y 43.4 mg/g, el IH varía entre 18 y 959, mientras que la Tmax se encuentra entre 412 y 476°C. De acuerdo a su fauna y litología, se infiere que se depositó en condiciones de plataforma con comunicación al mar abierto y un importante aporte de terrígenos finos, con cambio litológico hacia la cima que se explica por una variación en las condiciones batimétricas que corresponden a mares someros de baja energía. Se le considera roca generadora de hidrocarburos de acuerdo a estudios geoquímicos que indican alto contenido de materia orgánica, debido a que tiene una predominancia de capas de calizas arcillosas y lutitas (Nava y Alegría, 2001).



Figura 10.1.1.3. Formación Pimienta, estratos de caliza intercalados con lutita (Tlalacruz de Libres, Puebla).

La mayor riqueza orgánica está relacionada con las Formaciones Santiago y Pimienta, teniendo Kerógenos tipo I y II, encontrándose predominantemente con buena maduración térmica dentro de la ventana del aceite. Los mayores espesores de las rocas generadoras se concentran en 12 grabens, los cuales al madurarse la materia orgánica se convirtieron en los principales focos oleogeneradores. El área promedio de estos focos es 907 km² y su espesor 550 m, el promedio del COT es 2.2% y del IH alrededor de 500 mg HC/g COT. A partir de estas rocas se generó aceite y gas asociado que está almacenado en las rocas carbonatadas del Cretácico Inferior entre 2500 y 3500 m, en las calizas arrecifales, prearrecifales y de talud del Albiano-Cenomaniano a profundidades de 600 a 4700 m con aceites de 15 a 36 °API; en los carbonatos fracturados del Cretácico Superior a una profundidad de 500 m con aceites de 11 a 18 °API que están afectados por severa biodegradación y en las areniscas del Paleoceno-Eoceno donde se tienen aceites de 19 a 40 °API, estos aceites se han caracterizado por biomarcadores con el extracto de la roca generadora que confirma su afinidad a un ambiente marino carbonatado con regular influencia de arcillas en condiciones reductoras (Garduño y Serrano, 2005).

- ***Cenomaniano-Turoniano (Formación Agua Nueva)***

Fue definida por Ice, R.G. & McNulty, C.L., (1980), con localidad tipo en el Cañón de la Borrega, próximo al rancho Agua Nueva, en la Sierra de Tamaulipas. Es una formación ampliamente distribuida sobre el flanco occidental de la Sierra de El Abra; aflora ampliamente en frente y a lo largo de la Sierra Madre Oriental, en la Sierra de Tlamacazapa, en la Provincia de la Mesa Central y en la Sierra de Catorce, S.L.P.

Se compone de dos unidades, la primera como wackestone de color gris que presenta interestratificaciones de lutita calcárea en colores negro a ocre oliva (figura 10.1.1.4); y la segunda como packestone laminado gris oscuro, en la cima la unidad se encuentra ligeramente bioturbada con interestratificaciones de lutita calcárea y lutita bituminosa, con delgados lentes de pedernal negro y estratos delgados de dolomía. Sobreyace a la Formación Tamaulipas Superior y subyace a la Formación San Felipe. Su edad corresponde al Cenomaniano Superior-Turoniano temprano. Debido al contenido litológico y faunístico, se interpreta que se acumuló en un ambiente marino anóxico en una plataforma externa a cuenca. El espesor reportado para esta unidad es muy variable dependiendo de la localidad, por ejemplo, Muir (1936) reporta espesores de 61 a 91.5 m en la localidad tipo (PEMEX, 2010).



Figura 10.1.1.4. Formación Agua Nueva, se compone de estratos de lutitas calcáreas, con una dirección preferencial NW-SE y una inclinación al NE (San Agustín, Puebla).

Los estudios geoquímicos realizados por PEMEX, reportan que contiene kerógeno tipo II y COT 1-3% y kerógeno tipo II y COT de 0.5-8% respectivamente. La profundidad a la que se encuentra

en la Cuenca de Burgos varía de los 1500-5000 m, mientras que en la Provincia de Tampico-Misantla la profundidad varía de los 1500-4100 m (PEMEX, 2012); con amplios afloramientos en el sector este de la Sierra Madre Oriental.

En la figura 10.1.1.5 se observa estratos de calizas arcillosas y lutitas calcáreas de la Formación Agua Nueva en San Agustín, Puebla.



Figura 10.1.1.5 se observa Estratos de calizas arcillosas y lutitas calcáreas de la Formación Agua Nueva del *Cenomaniano-Turoniano* en San Agustín, Puebla.

En la figura 10.1.1.6, corresponde con la columna estratigráfica completa de la Provincia Tampico Misantla, donde están señaladas las Formaciones que corresponden, a las rocas generadoras de esta provincia; también se indican cuáles son las rocas almacenadoras y las rocas sellos.

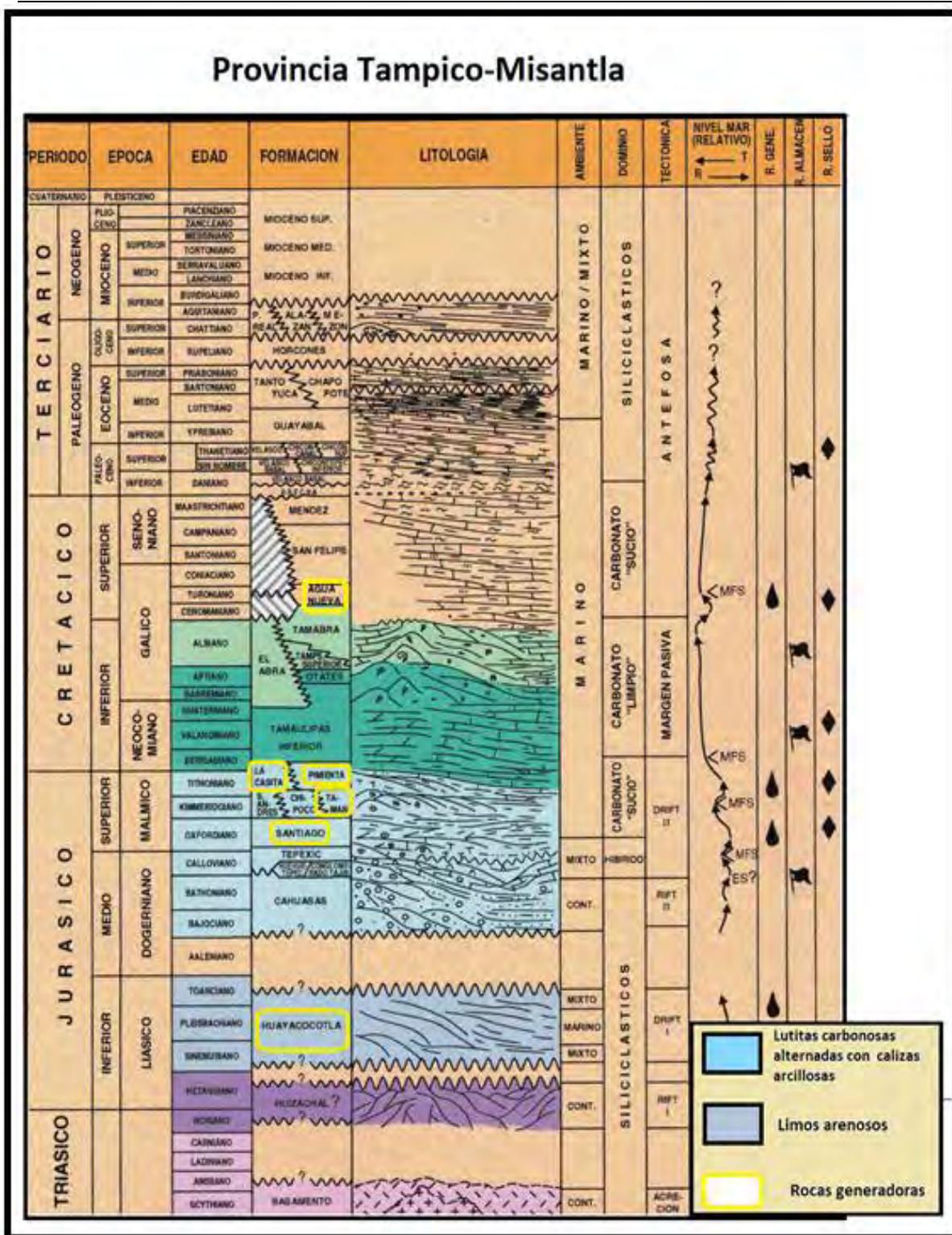


Figura 10.1.1.6 Columna estratigráfica de la Provincia Tampico-Misantla, donde se señalan las formaciones donde se encuentran las principales rocas generadoras de hidrocarburos, (Pemex, 2010), modificada.

10.2 Cuenca de Burgos

La Cuenca de Burgos es una región geológica ubicada en la Planicie Costera del Golfo en el noreste de México (figura 10.2.1.), tiene una extensión aproximada de 9,595 km², del lado mexicano, ya que se extiende al norte en Estados Unidos de América, presenta una secuencia sedimentaria, con más de 5000 m de rocas terrígenas del Cenozoico y más de 3000 m de carbonatos, evaporitas y rocas siliciclásticas del Mesozoico. Las sucesiones estratigráficas comprenden ciclos de depósitos transgresivos y regresivos, con discordancias que delimitan varias secuencias. Esta cuenca presenta diversos eventos tectónicos sobrepuestos.

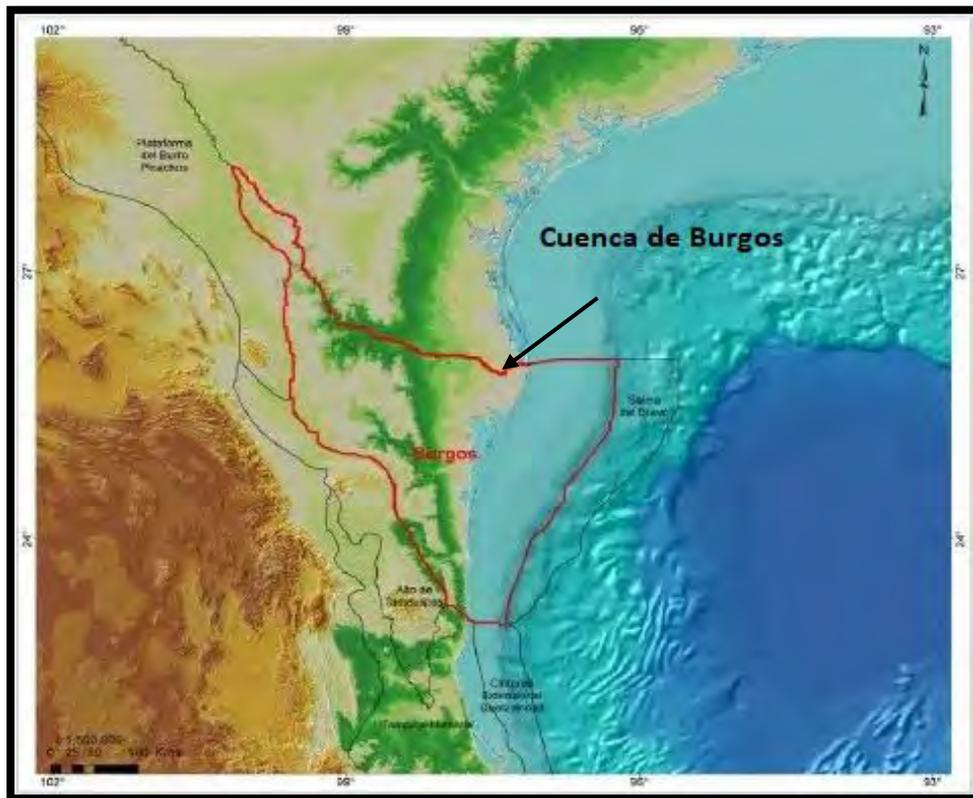


Figura 10.2.1 Localización de la Cuenca de Burgos (PEMEX, 2013)

En su etapa temprana, la Cuenca de Burgos formó parte de una antefosa o cuenca de antepaís ubicada delante del frente del cinturón plegado laramídico de la Sierra Madre Oriental que afectó del Paleoceno al Eoceno medio sobre todo la parte sur y occidental de esta cuenca. Sin embargo, la mayor parte del relleno sedimentario de la cuenca representa depósitos de la parte norte de la margen pasiva del Golfo de México.

El estilo estructural predominante de la cuenca corresponde a un sistema de fallas normales de crecimiento de orientación NW-SE con caída predominante al oriente, hacia donde las fallas se hacen más jóvenes y desplazamientos de algunos cientos de metros.

En la Cuenca de Burgos se han identificado tres componentes del sistema petrolero con rocas generadoras y almacenadoras conocidos como Pimienta-Midway (Jurásico - Cretácico), Wilcox (Paleoceno-Eoceno) y Vicksburg- Frío (Oligoceno) (figura 10.2.2).

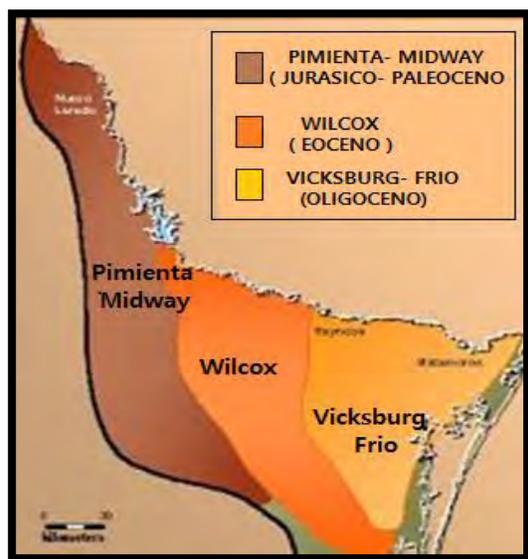


Figura 10.2.2 Componentes de la Cuenca de Burgos, Pimienta-Midway (Jurásico - Cretácico), Wilcox (Paleoceno-Eoceno) y Vicksburg- Frío (Oligoceno)

Las evidencias para la postulación de estos componentes, se basan en la existencia común de rocas generadoras que presentan buenas condiciones de cantidad, calidad y madurez de la materia orgánica para la generación de hidrocarburos, condición que está relacionada con rocas almacenadoras y sello, así como los procesos que incluyen la formación de la trampa, generación, migración, acumulación y preservación de los hidrocarburos, por lo que existe sincronía.

10.2.1 Rocas generadoras

Los hidrocarburos se explotan, principalmente, de arenas cenozoicas encajonadas por potentes paquetes de lutitas, ampliamente distribuidas e intercaladas en toda la columna sedimentaria y con un contenido moderado a alto de materia orgánica (kerógeno), que en la mayor parte es de origen continental (leñosa-carbonosa) y en menor proporción marina (algácea). Los índices de alteración

térmica de la materia orgánica son de “moderada a fuertemente madura”; correspondiente a la zona catagenética de generación predominante de gas seco, gas húmedo, condensado y ocasionalmente aceite ligero. Los yacimientos del Mesozoico ubicados en el occidente de la cuenca son poco significativos, aun cuando las rocas del Jurásico Superior y Cretácico Superior presentan características con buen potencial como generadoras. El depósito continuo durante el Kimmeridgiano y Tithoniano con secuencias de grano fino ricas en materia orgánica representadas por las formaciones La Casita y Pimienta, se consideran como la fuente más importante generadora de hidrocarburos de esta cuenca (González y Holguín, 1992).

Las rocas generadoras de la cuenca Burgos son: del Kimmeridgiano-Tithoniano (La Casita), Aptiano (La Peña), Turoniano (Eagle Ford), Paleoceno-Eoceno (Midway-Wilcox) y Oligoceno (Vicksburg).

- ***Kimmeridgiano-Tithoniano; (Formación La Casita y Formación Pimienta)***

La Formación La Casita fue definida por Imlay (1936), está constituida por lutitas de color gris oscuro a negro, intercaladas con estratos delgados de calizas arcillosas, areniscas calcáreas y horizontes fosfatados. Las variaciones del espesor de la Formación La Casita, está entre 60 y 800 m, están relacionadas con la distancia al área fuente, considerada que corresponde con el Bloque de Coahuila (Fortunato, K.S., & Ward, W.C., 1982).

Los estudios geoquímicos indican que en las calizas arcillosas y lutitas calcáreas del Jurásico Superior predominan cantidades de carbono orgánico superiores al 1%, a la vez que algunas muestras, pese a su madurez, alcanzan a generar más de 5 miligramos de hidrocarburos por gramo de roca (Michalzik, D. & Schumann, D., 1994). Los carbonatos y arcillas de esta edad fueron depositados sobre un mar abierto, extenso, con aguas tranquilas, que proporcionaron las condiciones anóxicas para la conservación de la materia orgánica marina, que corresponde con kerógeno tipo II.

La Formación La Casita, siendo una de las principales formaciones generadoras de gas en la Cuenca de Burgos, se puede extrapolar a partir de la unidad más joven de Eagle Ford, por lo que en el depocentro de la cuenca sedimentaria la profundidad media 12,000 m, y en la periferia de la cuenca se encuentra en un rango de 1 500 a 5000 m; con un espesor bruto de hasta 1,400 m, con un

contenido orgánico neto de 60 m. Tiene 3% de COT y una madurez térmica de 1.30% Ro (Michalzik, D. & Schumann, D., 1994).

El sistema petrolero Pimienta-Midway ubicado en la porción suroccidental de la cuenca y tiene como principal roca generadora a las lutitas de la Formación Pimienta del Jurásico Superior, cuyo potencial generador varía de pobre a bueno, con Carbono Orgánico Total (COT) < 0.5 a 2%, en tanto que su materia orgánica corresponde a Kerógeno del tipo I y II, cuyo grado de madurez es considerado alto, debido a que su Reflectancia de Vitrinita (Ro) equivalente varía de 2 a 3%, condiciones que dan origen a la generación únicamente de gas seco con alto contenido de metano termogénico; dentro de la secuencia del Cretácico, las Formaciones Eagle Ford y Agua Nueva (Turoniano), San Felipe (Coniaciano-Santoniano) y Méndez (Campaniano-Maestrichtiano) presentan un comportamiento geoquímico semejante en cuanto a su contenido de carbono orgánico, superior en todos los casos al 1% y con valores considerables de S₂ (hidrocarburos potenciales) en una buena proporción, lo que permite catalogarlas como rocas generadoras (Best Martínez & Monroy Alvarado, 2008).

- ***Aptiano; (Formación La Peña)***

Originalmente descrita por Imlay, R. W. (1936), como un afloramiento de estratos calcáreos – arcillosos, consiste en una alternancia de capas de caliza arcillosa, limolitas y bandas de pedernal, la cual se dividió en dos miembros, el inferior formado de calizas en capas medianas a gruesas resistentes a la erosión, el superior constituido por calizas, lutitas y limolitas de estratificación delgada poco resistente a la erosión su espesor es del orden de 50 a 300 m en su localidad tipo. Tanto sus contactos inferior y superior con las Formaciones Cupido y Cuesta del Cura son bruscos y concordantes.

Su ambiente de depositación es de facies de cuenca en ambiente pelágico somero con aporte de terrígenos (Goldhammer, 1999).

- ***Cenomaniano superior –Turoniano; (Formación Eagle Ford)***

Las características de la lutita de la Formación Eagle Ford de la Cuenca de Burgos, están basadas en la analogía con la Formación Eagle Ford de Texas, donde en el margen occidental tiene un rango de espesor de 100 - 300 m; se encuentra a una profundidad menor a 5 000 m prospectiva de 18 100

km², con un espesor neto de lutitas con materia orgánica de 400 ft. El Contenido Orgánico Total (COT) se estima en un promedio de 5% con una significativa reflectancia de 1.3% Ro. Dado que los datos de presión de los yacimientos son escasas, se estimó un gradiente de presión hidrostática de (0.43 psi/pie). La temperatura de superficie en esta región es aproximadamente de 20° C, mientras que el gradiente geotérmico es típicamente de 23°C/km.

Roemer (1852), describió por primera vez los sedimentos de lutitas negras como Eagle Ford, posteriormente Hill (1887) describió dichos estratos en la base de las Series del Golfo. La localidad tipo es en Eagle Ford, se encuentra en el Condado de Dallas. Está distribuida en la Sierra Minas Viejas y regionalmente se encuentra ampliamente distribuida en el noreste de México. Esta formación consiste de delgadas capas de calizas arcillosas de color gris claro que intemperizan a un color gris pardo amarillento interestratificadas con lutitas calcáreas de color gris oscuro que intemperizan a un color ocre. Contiene fósiles como el *Inoceramus Labiatus*; el espesor varía de 100 a 320 m. Su contacto inferior es concordante con el Grupo Washita y subyace concordantemente a la Formación Austin. Por su posición stratigráfica y contenido faunístico del fósil índice de *Inoceramus Labiatus*. Se correlaciona con: las formaciones Agua Nueva e Indidura de la Cuenca Mesozoica del Centro de México y de la Península de Coahuila respectivamente.

Por sus características litológicas y contenido faunístico se considera que esta formación se depositó en un ambiente marino relativamente somero, de circulación restringida, probablemente con influencias de plataforma externa (Golfo de Sabinas).

- ***Paleoceno-Eoceno (Formación Midway y Formación Wilcox)***

La secuencia arcillosa de la Formación Midway, que se formó en un ambiente reductor, constituye una fuente secundaria, para la generación de hidrocarburos presenta un potencial generador que fluctúa desde “pobre” en la porción occidental con valores de COT < 0.5 %, hasta “bueno” en la porción oriental con valores de COT > 2%.. La materia orgánica es del Tipo III y varía de inmadura hasta sobre madura con valores de Ro > 0.5 hasta 4.0 % en el sentido W–E, esto es el resultado de mayor sepultamiento de estas rocas como ocurre en el oriente de la cuenca (Figura 10.2.1.1). Es una facies de ambiente profundo, en su cima tiene depósito de arenisca fina (turbiditas) intercaladas entre pelitas (Eguiluz, 2011).

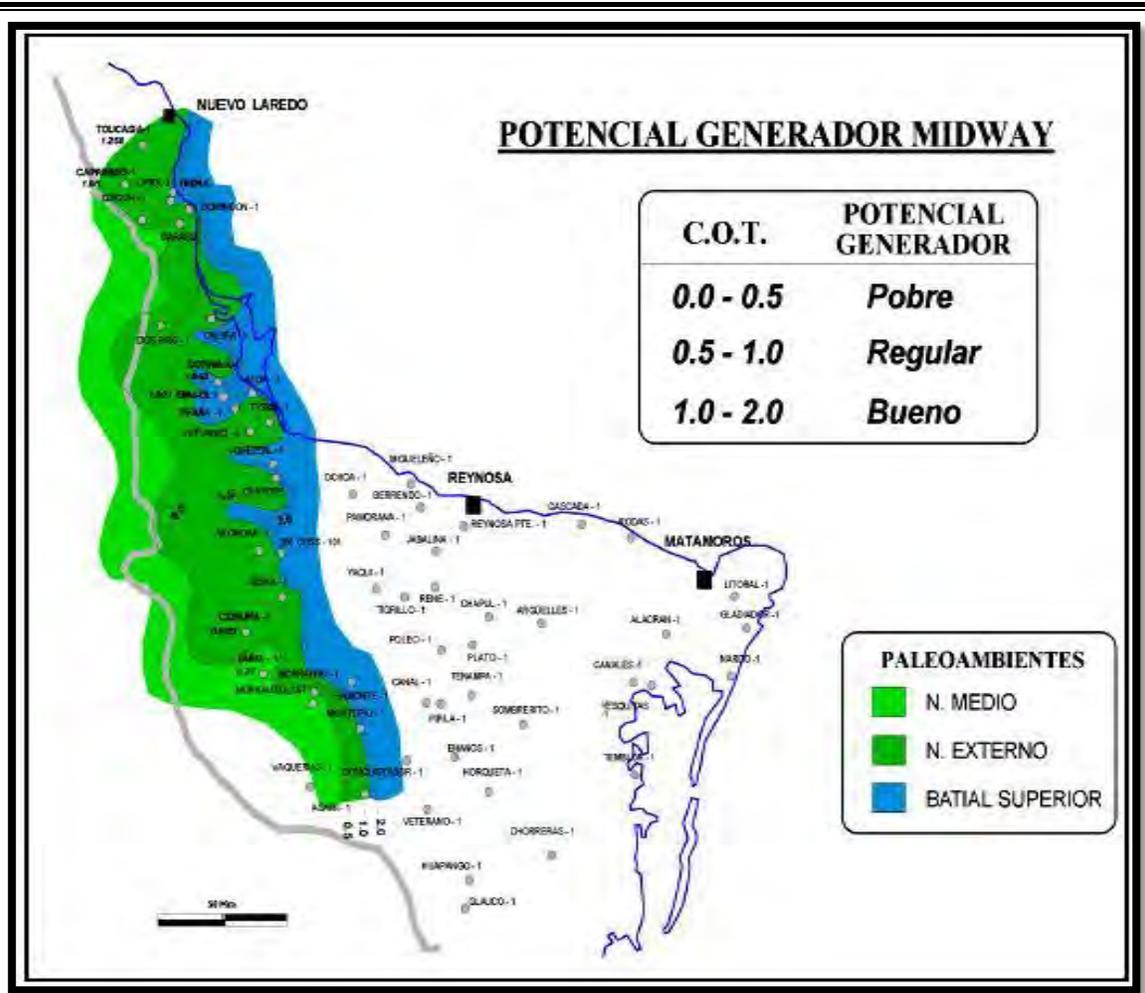


Figura 10.2.1.1. El Potencial generador de la formación Midway

La secuencia arcillosa de la Formación Wilcox, descansan discordantemente sobre Midway y se caracterizan por la presencia de capas delgadas de lutita gris obscura a negra, lignítica y con algo de mica, alternando con arenisca de grano fino a medio, angulosos; presenta diversos grados de cementación por carbonato de calcio; aflora esporádicamente al poniente - de la cuenca y en forma de una faja paralela a la Formación Midway del Paleoceno. Su mayor espesor es de cerca de 1000 m y se ha medido en el área de Vaquerías.

El potencial generador de la Formación Wilcox, varía desde pobre hasta bueno asociado a una cuenca cuyos ambientes varían desde fluviales hasta batiales (Figura 10.2.1.2) (Echanove, 1986)

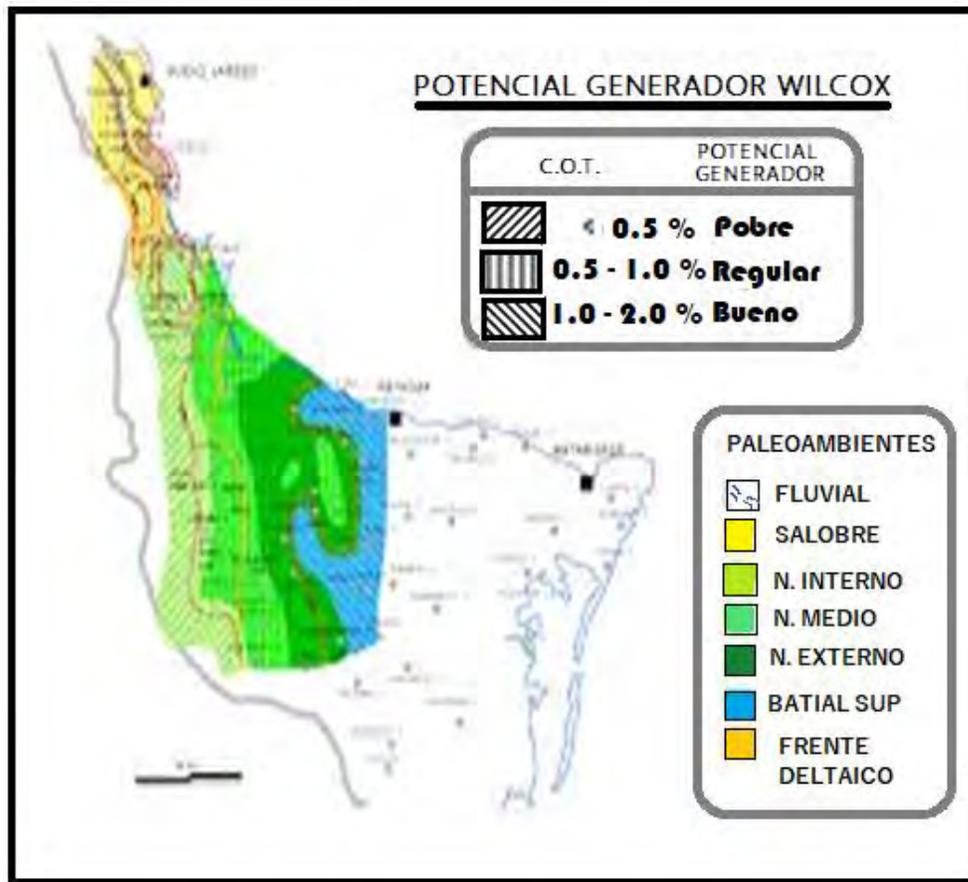


Figura 10.2.1.2. De acuerdo a la figura en el norte del área, se tienen ambientes salobres, con potencial generador bueno (COT de 1.0 a 2.0%), que podrían representar zonas paludales, asociados a un drenaje fluvial sin capacidad de generación comercial (COT<0.5%). Hacia el oriente la cuenca se profundiza, aumentando también su potencial generador, desde un potencial regular asociado a un ambiente nerítico medio, hasta un potencial muy bueno (COT>2.0%), asociado a un ambiente batial

- **Oligoceno; (Formación Vicksburg Y Formación Frio)**

A inicios del Oligoceno se depositó la secuencia arcillo-arenosa de la Formación Vicksburg, que se compone de tres miembros, inferior, medio y superior, siendo el primero una etapa progradante del sistema deltaico del Rio Bravo.

Contiene tobas intercaladas entre cuerpos de lutita y arenisca que denotan ciclos transgresivos y progradantes. Su cima está limitada por una discordancia, la cual corresponde con un límite de secuencia mayor que subyace a los depósitos del Sistema Sedimentario Frío continental y Frío marino.

Las facies arenosas de la Formación Vicksburg del Oligoceno inferior producen gas y condensado, la parte arcillosa presenta un bajo potencial generador (S_2) en algunas muestras, debido a la presencia de cantidades subordinadas de Kerógeno tipo II (Best – Martínez y Monroy, 2008). Las facies de lutitas marinas, presentan un contenido de materia orgánica (Kerógeno) de bajo a alto, en su mayor parte es continental, de tipo leñoso y carbonoso, con índices de alteración térmica de la materia orgánica de moderada a fuerte, con una generación primordial de gas y condensado (García Esparza, 1999).

El tipo de Kerógeno corresponde con una mezcla de Kerógeno tipo II y tipo III, el índice de Hidrógeno tiene valores de 300 hasta casi 600 mg de HC/g de COT, lo que indica la mejor calidad de materia orgánica detectada hasta el momento en la Cuenca de Burgos, con capacidad para generar gran cantidad de condensados y de gas seco (García Esparza, 1999).

El área del Play Frío se restringe a una franja norte – sur en la parte central de la cuenca y cubre aproximadamente 15 000 Km², presenta facies fluviales, fluvio – deltaicas, de frente deltaico y de prodelta, y se encuentra afectado por fallas normales con bloque con caída al este.

El sistema petrolero Vicksburg-Frío es el más importante de la cuenca y se ubica en la parte oriental, con un subsistema generador constituido por lutitas, que se formaron a partir de sedimentos depositados en ambientes batiales con un potencial generador, con valores de COT < 0.5 a 1 % producto de una mezcla de kerógenos del Tipo II y III y una madurez de 0.5 a 1.2 % de Ro (Best Martínez & Monroy Alvarado, 2008).

La columna estratigráfica de la Cuenca de Burgos está representada en la figura 10.2.3, en ella se observa la posición de las formaciones que contienen a las rocas generadoras, el tipo de hidrocarburo que se generan.

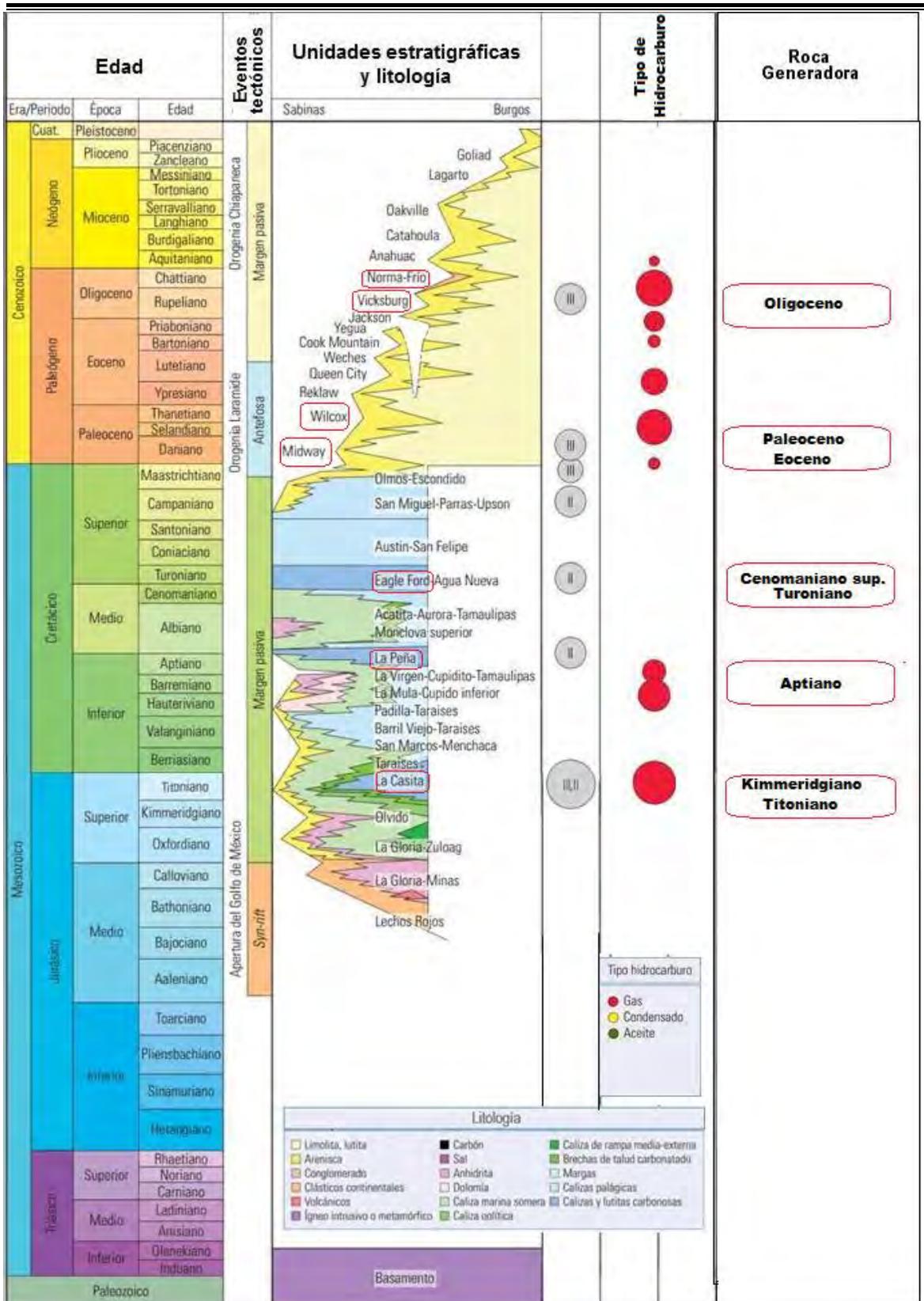


Figura 10.2.3 Columna estratigráfica de la Cuenca de Burgos donde se observan las formaciones que representan a las rocas generadoras (Modificada de CNH, 2017),

10.3. Cuenca de sabinas.

La Cuenca de Sabinas posee un área de 37 000 km², está situada en el noreste de México, en la parte central del Estado de Coahuila y occidental de Nuevo León (Figura 10.3.1).



Figura 10.3.1 Localización de la Cuenca de Sabinas, (Modificada de Eguiluz, 2007).

Es una cuenca sedimentaria mesozoica, con un espesor de más de 5 000 m de rocas depositadas en ambiente marino, su génesis está relacionada con la apertura del protogolfo de México, en el Jurásico Medio y su extinción y deformación principal se debió al levantamiento tectónico laramídico, en el Paleógeno (Eguiluz de Antuñano, 2000).

Los cambios eustáticos que han regido durante la formación del Golfo de México se han manifestado en el Noreste de México como etapas periódicas de transgresiones y regresiones. De esta manera, se propició la depositación de secuencias sedimentarias compuestas principalmente de depósitos clásticos de ambientes costeros, depósitos evaporíticos de sabkha, y depósitos de carbonatos tanto de ambientes de plataforma somera y profunda como en complejos arrecifales. Tales secuencias fueron depositadas ininterrumpidamente desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Superior, tiempo en el que la Orogenia Larámide detonó el cambio en el régimen de depósito sedimentario para esta zona (Eguiluz de Antuñano, 2000).

La secuencia estratigráfica del Golfo de Sabina comprende rocas del Jurásico Tardío y Cretácico cuyos ambientes estuvieron gobernados por elementos positivos como son: La Isla de Coahuila, Monclova, La Mula, Picachos, San Carlos y la Península de Tamaulipas. Particularmente en el Cretácico Inferior (Neocomiano) donde los cambios de facies son muy notables. El espesor de la columna geológica expuesta es de más de 5000 m y está representada en forma generalizada por rocas carbonatadas, evaporíticas, clásticas, dolomías y en ocasiones arrecifales. Dentro de estas rocas existen aquellas que por sus características litológicas podrían considerarse como generadora de hidrocarburos (Eguiluz, 2007)

Las cuencas y plataformas de edad Jurásico-Tardío y Cretácico se desarrollaron sobre un sistema de grabens y horst, como producto de la separación entre América del Norte y África; este fallamiento se produjo durante el Triásico Tardío y dio origen a depresiones en las que ocurrió el depósito de las capas continentales de las formaciones Huizachal y Todos Santos. Al incrementarse la separación de los continentes, ocurrieron en el Jurásico Medio las primeras transgresiones marinas en las fosas tectónicas preexistentes, que dieron lugar a los depósitos de secuencias evaporíticas, donde predominó el depósito de sal.

A partir de datos indirectos se infiere que en la Cuenca de Sabinas se depositaron capas rojas de grandes espesores del Jurásico Temprano (Grupo Huizachal) (Goldhammer, 1999; Rueda-Gaxiola et al., 1999; Fastovsky et al., 2005) (citados en Eguiluz 2007). La acumulación de estas secuencias clásicas de rift probablemente ocurrió en grabens y semigrabens. También se produjo un probable emplazamiento de rocas volcánicas calcoalcalinas en las etapas iniciales e intermedias del desarrollo del rift, intercaladas con los conglomerados continentales. Posteriormente, ocurrió el depósito de evaporitas que precipitaron durante la primera transgresión marina (Garrison, J.M., & McMillan, N.J., 1999).

10.3.1 Rocas generadoras

En la cuenca de Sabinas, se tienen tres subsistemas generadores de hidrocarburos:

- ***Kimmeridgiano – Tithoniano (Formación La Casita)***

Las rocas generadoras del Kimeridgiano-Tithoniano fueron depositadas en ambientes euxínicos, con materia orgánica de tipo algácea y maderácea, que indica ambientes marinos

y deltáicos de plataforma abierta. Su contenido de material orgánico es rico a muy rico, con valores de 2 a más de 4 HC mg/gr COT, pero con transformación de este material en grado alto a severamente alto. Los isótopos de gas indican una transformación de su paso por la ventana del aceite.

La Formación La Casita posee espesores hasta de 800 m de lutitas fosilíferas, de color gris oscuro a negro, interestratificadas con capas delgadas de caliza y arenisca, en otros puntos se observan lutitas de color rojizo y pardo amarillento, ligeramente yesífera, con capas delgadas de caliza nodular. En la parte media y superior de esta unidad, se presentan intervalos de 3 a 20 m de lutita, limonita, caliza y fragmentos de amonitas. Presenta excelente riqueza orgánica (COT = 2.6%), kerógeno tipo II y III (IH < 50) sobremaduro (Ro>2.0%)

- ***Aptiano (Formación La Peña)***

La Formación La Peña consiste de dos unidades, la parte inferior está formada por capas delgadas a medias de caliza color gris claro con nódulos de pedernal y escasas interestratificaciones de material arcilloso. En la parte superior son más abundantes las capas de caliza las cuales se adelgazan y toman un aspecto lajoso, presentando transiciones a limonita calcárea; esta unidad adopta tonos ligeramente rojizos por el intemperismo, la formación descansa concordantemente sobre la Formación Cupido y subyace también concordantemente con las calizas de la Formación Aurora. Se caracteriza por espesores variables desde 30 hasta 160 m con un COT=1.1 % de kerógeno II y III (IH=50-100) muy maduro-sobremaduro (T_{máx}> 456°C, Roe > 1.15%).

- ***Turoniano (Formación Eagle Ford)***

La Formación Eagle Ford se conforma localmente por lutitas calcáreas carbonosas, con estratificación laminar que alternan calizas arcillosas (mudstone- wackestone). En la base el contacto con la Formación Buda es concordante y tajante mientras que a la cima el contacto con la Formación Austin es concordante y transicional, el ambiente de depósito representa un sistema transgresivo depositado en un ambiente nerítico-medio. Se ha considerado anteriormente a esta formación como roca generadora con valores de carbono orgánico

total de 0.5 a 1% de un sistema de hidrocarburos no convencional (González, 2017); alcanza hasta 200 m de espesor, su COT varía entre 1.4 y 5%, de un kerógeno tipo II y III (IH=50-389), maduro ($T_{m\acute{a}x}=435-449^{\circ}C$, $Roe=0.7-1.1\%$).

Los hidrocarburos generados en rocas del Turoniano-Coniaciano, corresponden a gases termogénicos asociados a condensados, es decir, son gases que fueron formados en presencia de gas húmedo, en condiciones de madurez temprana ($Ro > 0.5$ a 1.2), por fraccionamiento termal de kerógeno tipo III y no por rompimiento termal de aceite, como ocurre en los gases de yacimientos de La Casita (Eguiluz, 2007)

La Cuenca de Sabinas tiene una madurez muy elevada, indicada por el contenido de isótopos de Carbono-13 en metano (Figura 10.3.2) y el contenido de isótopos de Carbono-13 y Deuterio (figura 10.3.3) (Eguiluz, 2007).

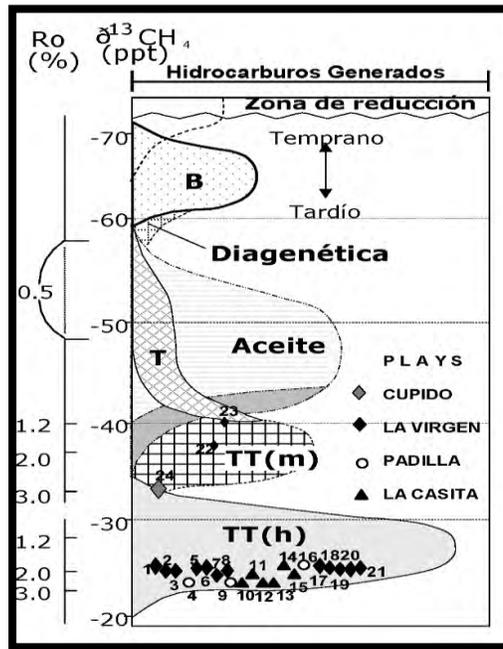


Figura 10.3.2 Características isotópicas del metano en los plays La Casita, Padilla y La Virgen (Eguiluz, 2007).

simbología	
B	Gas biogénico
T	Gas termogénico asociado
TT	Gas termogénico no asociado
m	Materia orgánica saproelítica lipnítica
h	Materia orgánica húmica
ppt	Partes por millar

Regionalmente el Mesozoico tiene una madurez alta (formaciones La Gloria y La Casita), las cuales poseen kerógenos húmicos y madurez que varía entre 2 %, 3% y >4 % de R_o , respectivamente (Figura, 10.3.3)

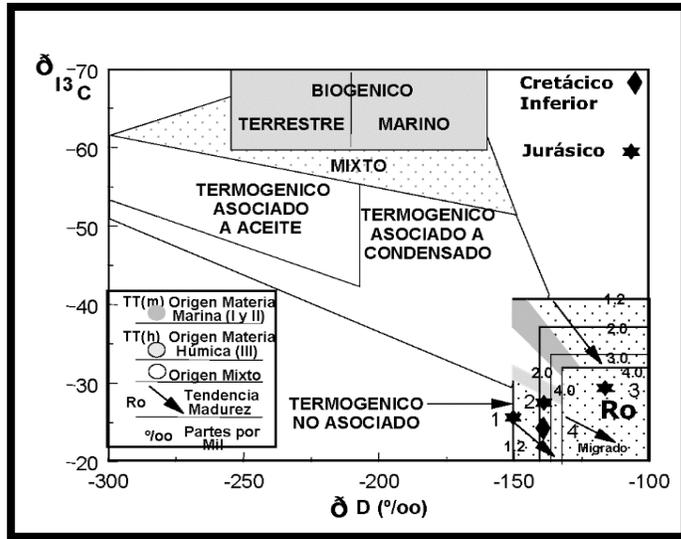


Figura 10.3.3 La relación de isótopos de Carbono 13 en metano y deuterio definen a los gases de la Cuenca de Sabinas como termogénicos no asociados, derivados de kerógenos tipo I y II, con alteración de R_o de 2 a 3%. (Eguiluz, 2007).

Estos componentes definen a los gases como termogénicos no asociados (TNA) o gas seco, generados por rocas con una madurez que varía entre 2 a 3% de reflectancia de vitrinita (R_o) y materia orgánica sapropélica (kerógeno I y II).

El gas seco de los yacimientos de la Cuenca de Sabinas fue generado durante el Cretácico Tardío-Paleoceno por las rocas del Jurásico Superior y probablemente por intervalos arcillosos de las evaporitas del Barremiano. Los gases acumulados emigraron nuevamente desde trampas estratigráficas preexistentes hacia trampas estructurales durante la Orogenia Laramide (Román, R., & Holguín, Q., 2001).

Junto con los hidrocarburos se pueden encontrar otros fluidos relacionados (Figura 10.3.4) como el ácido sulfhídrico (H_2S), que indican condiciones de destrucción de los hidrocarburos, por una madurez muy elevada y por tener buenas rutas de migración, el CO_2 es el resultado de la alteración de rocas evaporíticas.

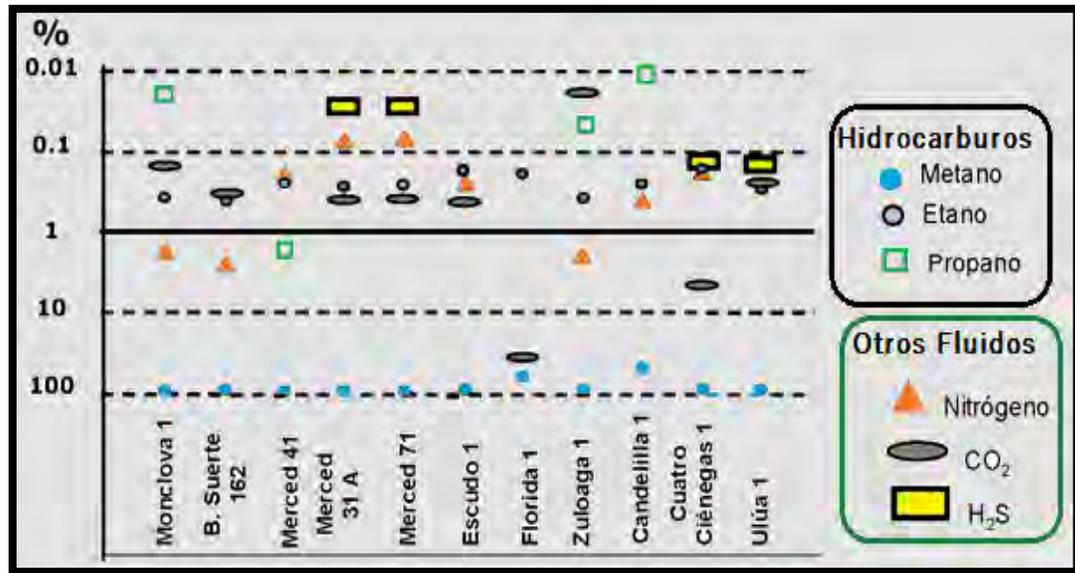


Figura 10.3.4 Composición química de los gases en campos productores de la Cuenca de Sabinas (Eguiluz, 2007) modificado

Los subsistemas generadores están identificados por la caracterización isotópica de gases, tipo de materia orgánica, contenido de carbono orgánico total (COT) y su grado de alteración por reflectancia de vitrinita (Ro), los datos los podemos observar en la Tabla 10.3.1

Subsistema generador	% mgHC/gr COT	% Ro	Tipo de materia org.	Isótopos $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2/\text{C}_2+\%$	Ambiente
La Casita	1>2	2 >4	II - III	-25-30/0	Plataforma abierta
La Virgen	.11-.28	2-3.5	II	-25-40/0	Sabkha

Tabla 10.3.1 Propiedades de los subsistemas generadores de gas, en la Cuenca de Sabinas. Se observa que las rocas de la Formación La Casita, poseen condiciones favorables para generar gas, mientras que el contenido bajo de COT en carbonatos de la Formación La Virgen, la coloca desfavorablemente para generar hidrocarburos. (Eguiluz, 2007)

La distribución de la roca generadora en la Cuenca de Sabinas corresponde a la Formación La Casita y sus espesores se indican en la figura 10.3.5.

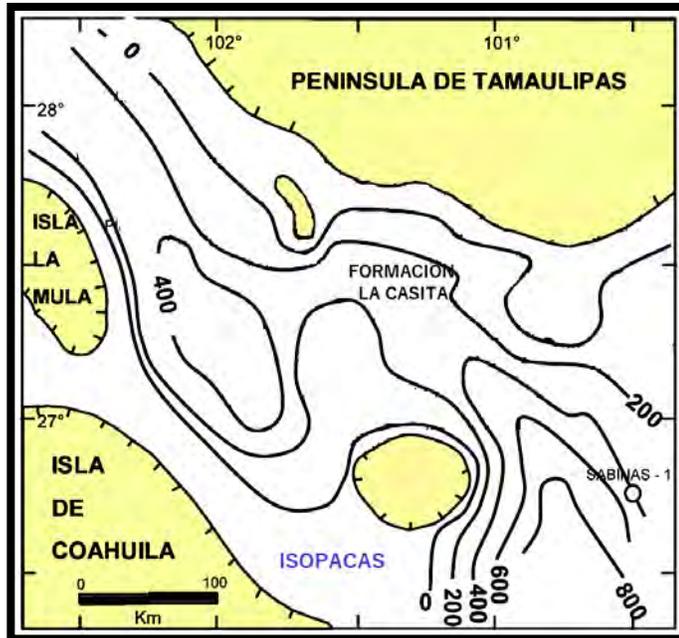


Figura 10.3.5 Distribución de isopacas de las facies pelíticas, arcillo carbonosas, de la roca generadora, en la Formación La Casita. (Eguiluz, 2007)

En la figura 10.3.6 se muestra la distribución de facies de la Formación La Casita y la maduración de la materia orgánica, por medio de reflectancia de vitrinita (Figura 10.3.6)

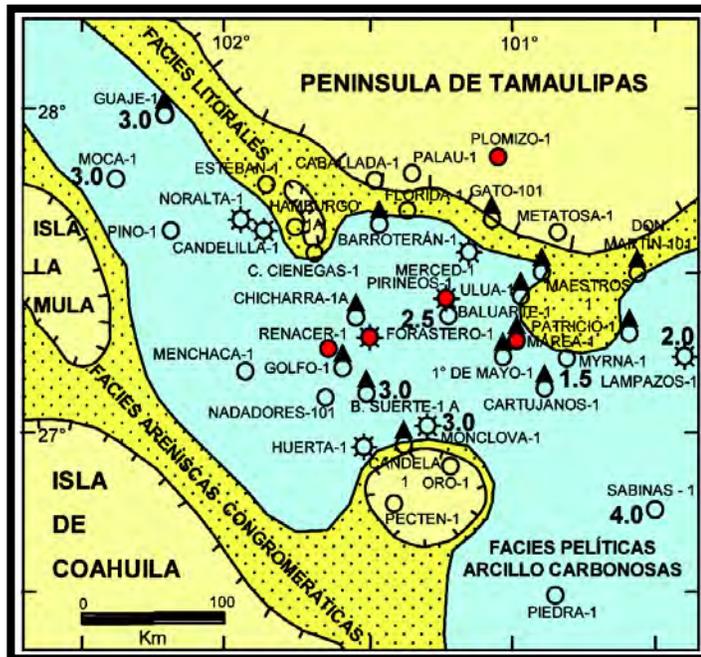


Figura 10.3.6 Distribución de facies de la roca generadora en la Formación La Casita, los elementos aliogeográficos de las islas de Coahuila, La Mula, Hamburgo, Monclova y Península de Tamaulipas, son fuente del aporte arenoso, mientras que hacia la parte central de la cuenca, las facies arcillosas, ricas en materia orgánica, tienen amplia distribución.
 -Los números grandes indican datos del valor de reflectancia de vitrinita,
 -Los círculos rojos indican pozos perforados, después de la evaluación y elaboración de los mapas de riesgo.
 (Eguiluz, 2007)

El contenido de la cantidad de materia orgánica (COT) de la Formación La Casita se muestra en la figura 10.3.7.

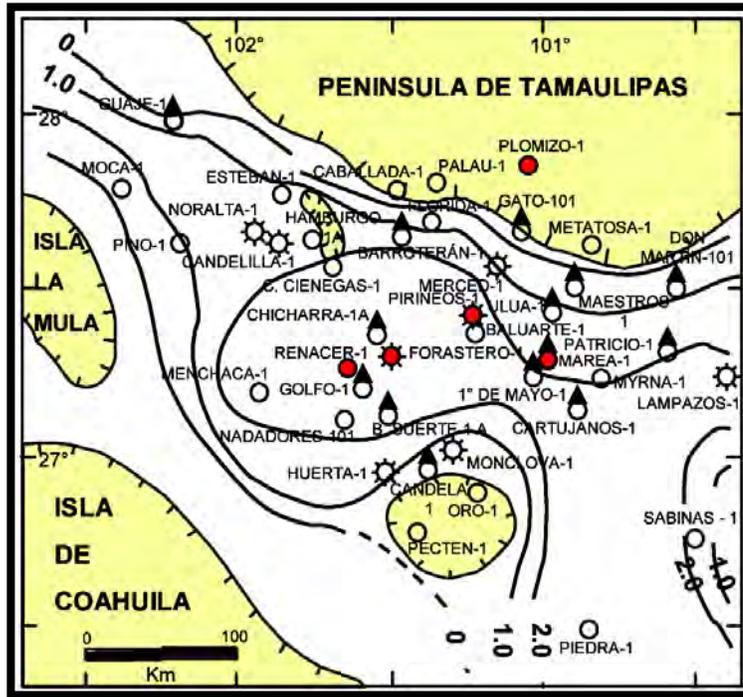


Figura 10.3.7 Distribución de COT en la roca generadora de la Formación La Casita (Eguiluz, 2007).

De acuerdo a Eguiluz, 2007 la integración de los datos de riesgo de la roca generadora se muestran en el mapa 10.3.8.

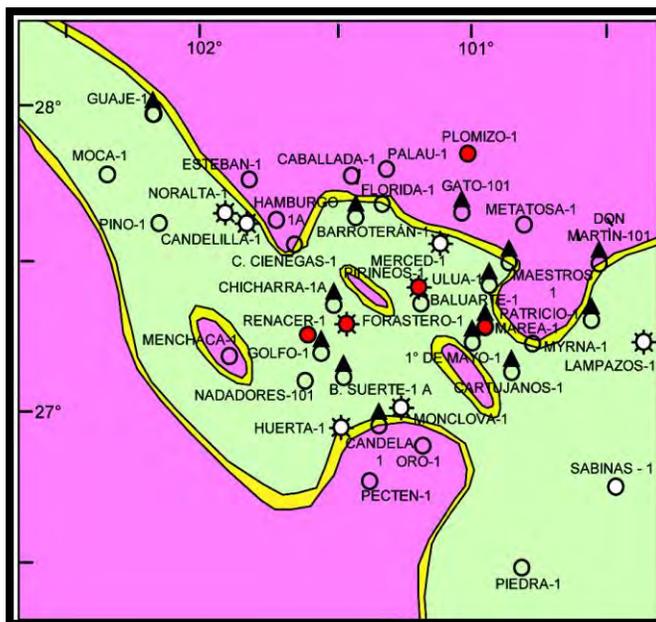


Figura 10.3.8 Mapa de riesgo de la distribución de la roca generadora en la Cuenca de Sabinas. El riesgo alto (color rojo), con probabilidades de éxito de 0.063 y 0.01, se encuentra en dónde las facies apropiadas están ausentes o erosionadas. El riesgo moderado (franja amarilla), con probabilidades de éxito entre 0.125 a 0.25, se localiza marginal a la zona de riesgo bajo (probabilidades de 0.5 a 0.25), caracterizada por el ambiente apropiado y espesor más grueso de la facies generadora (Eguiluz, 2007).

El mayor espesor de la roca generadora se ubica en la parte central de la cuenca y disminuye hacia la margen de los elementos insulares, al acuñarse y pasar a facies arenosas y rudíticas en su porción suroeste, y psamíticas en su porción noreste. La base de la sección estratigráfica del Kimeridgiano Inferior, corresponde a una zona de inundación, seguida de un ciclo de nivel alto (HST) que prograda hacia la parte central de la cuenca, seguido nuevamente por otro sistema de depósito transgresivo-regresivo durante el Tithoniano.

10.4 Provincia Petrolera del Golfo de México Profundo

La Cuenca Sedimentaria del Golfo de México Profundo corresponde a la porción central del Golfo de México, cubre una superficie de 570,000 km², de los cuales aproximadamente 300,000 km² se ubican en tirantes de agua entre 500 y 3000 m. La cuenca comprende parte de la zona Exclusiva de Cuba y de Estados Unidos de Norteamérica se encuentra limitada por la isobata de 500 m y el límite de la Zona Económica Exclusiva de México (figura 10.4.1).



Figura 10.4.1 Localización de la Cuenca del Golfo de México profundo. (modificado de PEMEX; 2013)

Las aguas profundas, corresponden a la explotación de hidrocarburos en regiones oceánicas ubicadas en tirantes de agua mayores a 500 metros, medidos desde la superficie del agua hasta el lecho marino, llegando hasta un máximo de profundidad de 1500 metros (Ramírez Da Silveira,

2014); superando los 1500 metros de profundidad se consideran aguas ultra profundas (Figura 10.4.2)

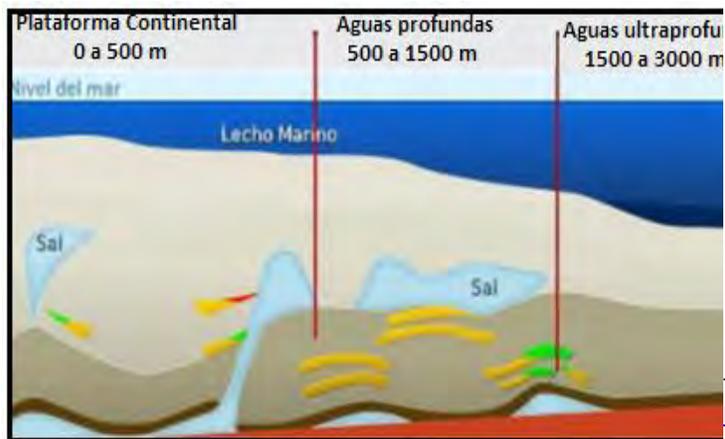


Figura 10.4.2. Niveles de profundidad.

Tomado de:

<http://www.ingenieriadepetroleo.com/petroleo-aguas-profundas-golfo-mexico/>

En los últimos años se han realizado varios trabajos exploratorios para evaluar el potencial petrolero del área, que comprende desde estudios regionales hasta la perforación de pozos exploratorios en áreas estratégicas PEMEX en el 2013, con base en esos estudios identificó en la región seis zonas con características geológicas distintivas (figura 10.4.3), las que corresponden a:

- Salina del Bravo.
- Cinturón Plegado Perdido.
- Planicie Abisal.
- Cordilleras Mexicanas.
- Pliegues de Catemaco.
- Salina del Istmo.



Figura 10.4.3. Zonas con características geológicas distintivas en la cuenca del Golfo de México Profundo

De acuerdo con el modelo de apertura del Golfo de México (Pindell, et al, 2002) (citado en PEMEX, 2013) la estratigrafía de la cuenca profunda del golfo cubre dos tipos de corteza (figura 10.4.4), la parte central de la cuenca, es corteza oceánica sobre ella se encuentran rocas de edad probable Jurásico Tardío y esta se encuentra rodeada por corteza continental; sobre ella se encuentran rocas evaporíticas y lechos rojos. En el Jurásico tardío se desarrollaron en la cuenca rampas carbonatadas y terrígenas hacia los bordes y hacia el centro prevalecieron ambientes de mar adentro donde se depositaron calizas arcillosas. A finales del Jurásico Tardío una transgresión marina establece ambientes de cuenca euxínica donde se depositaron calizas arcillosas y lutitas calcáreas ricas en materia orgánica. Para el Cretácico se generaron condiciones de cuenca abierta donde se depositaron carbonatos arcillosos de cuenca (PEMEX, 2013). Con el cambio del régimen sedimentario en el Cenozoico, la cuenca comenzó a recibir sedimentación terrígena que se depositó en facies de canales y abanicos de piso de cuenca, principalmente durante el Eoceno al Mioceno tardío y hasta el Plioceno en la provincias de Salina del Bravo, Cinturón Plegado Perdido, Cordilleras Mexicanas, Cinturón Plegado Catemaco y la parte suroeste de la Salina del Istmo (PEMEX, 2013).

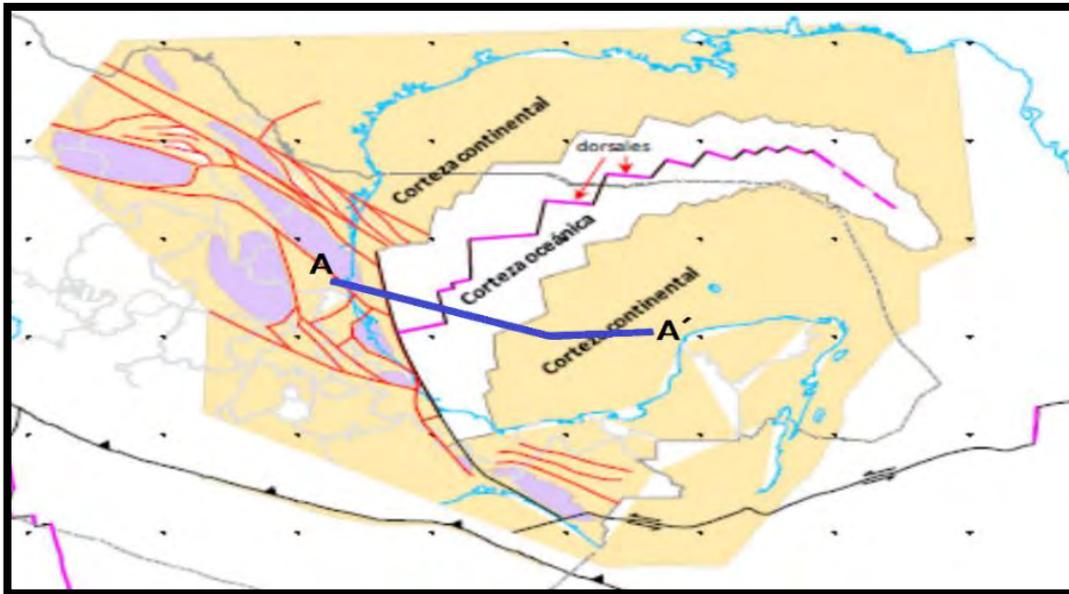


Figura 10.4.4 Mapa tectónico mostrando la distribución de las cortezas oceánica y continental en el Golfo de México así como las principales fallas y bloques relacionados con su formación (modificado de Miranda et al., 2005).

La corteza del Golfo de México se ha dividido en 4 tipos:

- Corteza continental
- Corteza continental transicional gruesa
- Corteza continental transicional delgada
- Corteza oceánica

En la figura 10.4.5 se muestra el corte de la sección A A' (sección que está ubicada en la figura 10.4.4.), donde se señalan la distribución y los tipos de corteza que se presentan en esta cuenca.

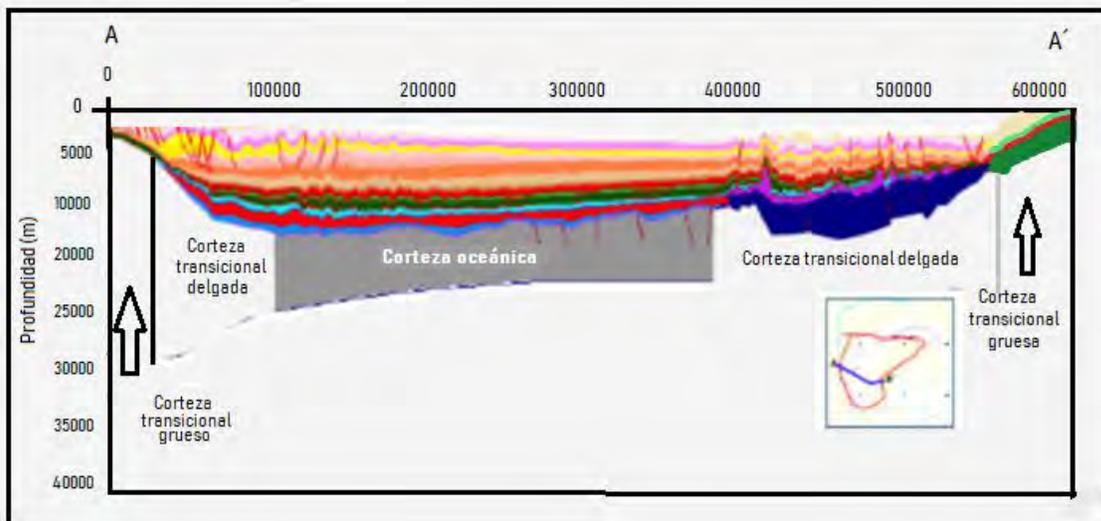


Figura 10.4.5. Sección geológica que muestra los tipos de corteza que se presentan en la cuenca del Golfo de México Profundo. (Miranda et. al, 2005) modificada.

10.4.1 Rocas generadoras

Conocer el tipo de corteza es importante, ya que, uno de los factores fundamentales para que se alcance la madurez de la materia orgánica que contienen las rocas generadoras en esta provincia, es precisamente el tipo de corteza, su evolución que junto con los sucesos de sedimentación controlan las tasas de subsidencia y el flujo de calor que reciben las secuencias terrígenas generadoras (PEMEX, 2013).

Otro factor fundamental en esta cuenca es la sal depositada durante el Calloviano, de acuerdo al modelo de evolución del Golfo de México la extensa zona con depósitos de sal fue segmentada durante la etapa de generación de corteza oceánica quedando dos grandes áreas salinas conocidas como Sal Louann y la sal del Istmo (PEMEX, 2013).

La evolución de la generación de los hidrocarburos hacia el Golfo de México Profundo se ha calculado únicamente con modelado de cuencas, donde se ha considerado a los parámetros geológicos y geoquímicos que se han obtenido de los pozos perforados, de esta forma, se ha calculado que hacia la plataforma, donde las rocas generadoras del Tithoniano son cubiertas por menores espesores de roca sedimentaria, la generación de hidrocarburos inició en etapas muy recientes, o incluso no ha iniciado todavía, y donde se han alcanzado condiciones de generación, esta ocurrió hace menos de 5 millones de años, iniciando su expulsión durante los últimos 3 o 2 millones de años y continúa hasta la época actual.

- ***Tithoniano-Kimmeridgiano***

En la Provincia Geológica del Cinturón Plegado Perdido y a través de los análisis realizados en muestras de hidrocarburos de algunos pozos, se identificaron aceites saturados ligeros a superligeros, con características indicativas de que la roca generadora de la cuál provienen, se depositó en un ambiente subóxico – arcilloso a partir de kerógeno rico en materia orgánica marina con aporte continental.

La figura 10.4.6 muestra la columna estratigráfica del Cinturón Plegado Perdido donde se indican las unidades potencialmente generadoras. También se indican los sistemas petroleros y las principales rocas almacenadoras.

Cinturón Plegado Perdido

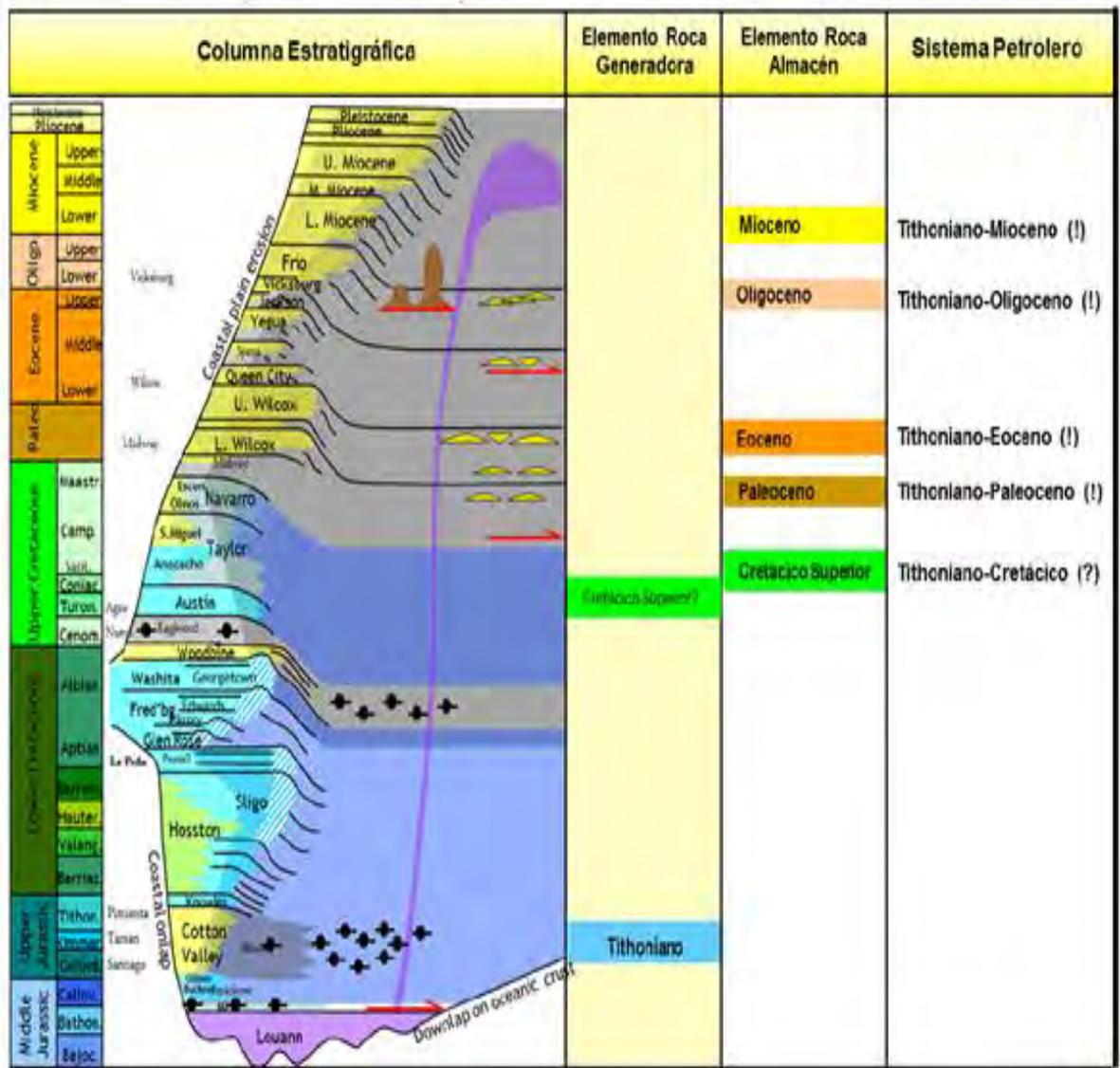


Figura 10.4.6 Columna estratigráfica del sistema petrolero Cinturón Plegado perdido, en la cual se observan que las rocas generadoras en esta zona son del Tithoniano y Cretácico.

El análisis geoquímico de los aceites recuperados en los pozos, así como la correlación de biomarcadores de los aceites y bitúmenes disponibles de pozos del sector norteamericano y de emanaciones en fondo marino, indican que proceden de una roca generadora arcillosa, rica en materia orgánica, depositada en ambientes subóxico. Los datos aportados por los pozos mencionados, coinciden con la información antecedente del área obtenida mediante análisis de

emanaciones de aceite del fondo marino y que se consideran tienen afinidad principal con rocas generadoras del Tithoniano (PEMEX, 2013).

Hacia las zonas no perforadas del Golfo de México Profundo y tomando como base las diferentes campañas de muestreo de emanaciones de petróleo en el fondo marino, se ha interpretado la presencia de los sistemas petroleros que involucran rocas del Jurásico, del Cretácico y del Cenozoico. Los análisis geoquímicos en estas muestras han permitido determinar también una principal afinidad con las rocas generadoras del Tithoniano, proporcionando evidencias geoquímicas de que ésta roca generadora está activa y es eficiente generando hidrocarburos termogénicamente. Todo lo anterior permite definir para estas áreas, la presencia del sistema petrolero Tithoniano-Kimmeridgiano y Cretácico-Paleógeno-Neógeno (PEMEX, 2013).

Cretácico-Paleógeno-Neógeno

En la figura 10.4.7 se muestra la columna estratigráfica del Cinturón Plegado Perdido y Cordilleras Mexicanas, Salinas del Golfo Sur y Catemaco. También se indican los demás componentes del sistema petrolero, particularmente la ubicación de las dos principales secuencias generadoras de hidrocarburos.

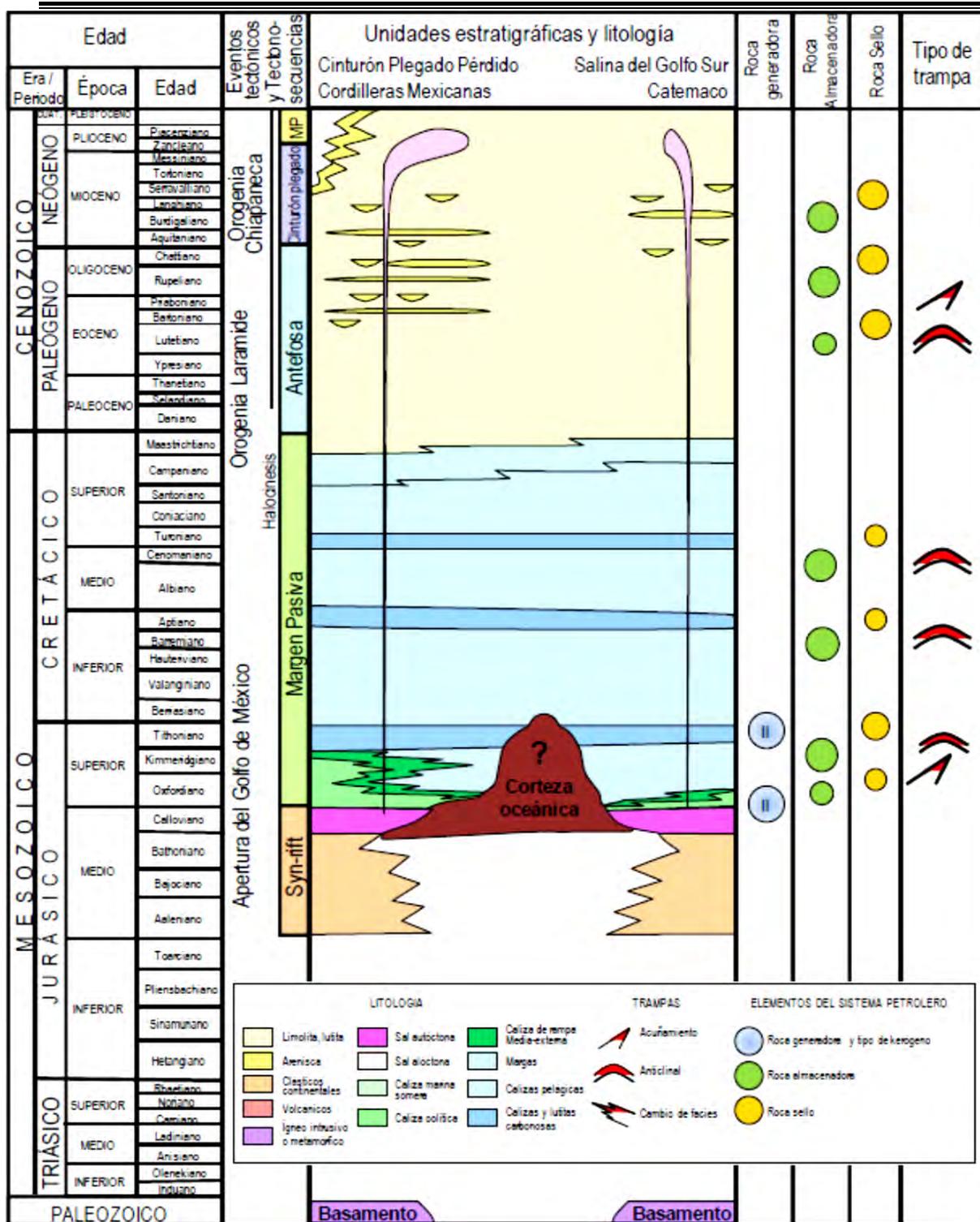


Figura 10.4.7 La columna estratigráfica de la Provincia del Golfo de México Profundo (PEMEX, 2010)

CONCLUSIONES

1.- Se le llama roca generadora a la roca sedimentaria de grano fino y rica en materia orgánica que ha generado de forma natural y en cantidad suficiente hidrocarburos convencionales y no convencionales que puedan ser explotados en forma comercial.

2.- Para determinar una roca generadora se considera, el contenido de materia orgánica (COT) que oscila entre 0.5% a 5% y en algunos casos alcanza el 10% y el tipo de materia orgánica, ya que esto determina el tipo de Kerógeno generado, esto es, algas y bacterias tipo I, Plancton y algas Tipo II, plantas superiores Tipo III y material reelaborado tipo IV.

3.- Las rocas generadoras de petróleo se forman principalmente en las cuencas sedimentarias, sobre todo en ambientes favorables para el depósito y la preservación de la materia orgánica y estos son los ambientes acuáticos reductores donde se produce y preserva la mayor cantidad de materia orgánica, la cual consta de los organismos propios del ambiente y microorganismos degradadores.

4.- El contenido de materia orgánica en las rocas generadoras se le atribuye a la fotosíntesis y al suministro de nutrientes.

5.- Para preservar la materia orgánica se requiere ambientes de baja energía, con sedimentación constante y condiciones anóxicas, los ambientes propicios para la formación de rocas generadoras son los paleoambientes lacustres, lagunas costeras, estuarios, deltas y pantanos.

6.- Los grupos que aportan la mayor cantidad de materia orgánica a los sedimentos son; el fitoplancton (algas, etc.), el zooplancton (foraminíferos, etc.), las bacterias, y plantas superiores (tallos, hojas etc.).

7.- Las principales rocas generadoras son: Lutitas, Lutitas calcáreas, Margas, Limolitas, Calizas arcillosas, Calizas Mudstone y Calizas Wackestone.

8.- Las características que debe tener una roca para considerarla roca generadora son, secuencias de grano fino y estas deben ser de gran volumen, contener un porcentaje adecuado de materia orgánica, (0.5% a 5% y en algunos casos 10%), además tener baja permeabilidad y porosidad.

9.- La mayor parte del carbono que se presenta en la Tierra se encuentra concentrado en las rocas sedimentarias de la Corteza Terrestre, una parte como carbono orgánico y otra mayor como carbonatos, las de mayor interés para la generación de hidrocarburos son las calizas y las lutitas.

10.- Todos los organismos vegetales y animales están compuestos por los mismos elementos químicos C, H y O pero con diferencias en cuanto a su estructura química y son: proteínas, carbohidratos, lípidos, lignina, celulosa y quitina.

11.- Los procesos bioquímicos y geoquímicos transforman la materia orgánica en kerógeno este madura generando petróleo y gas, estos cambios se presentan cuando la temperatura varía de 50°C hasta 225°C y la presión varía de 300 a 1500 bares, esto ocurre en periodos geológicos.

12.- El kerógeno es una macromolécula de cadena poli-metálica, constituida básicamente de H y C así como de N, O y S, es insoluble en solventes orgánicos; es el resultado de la concentración de la materia orgánica en ambientes sedimentarios que tuvieron excelentes condiciones de acumulación y preservación.

13.- El Kerógeno se clasifica en cuatro tipos: Tipo I Alginita (proviene de las algas o bacterias), Tipo II Exinita (procede del plancton), Tipo III Vitritina, (procede de las plantas superiores tallos y troncos) y Tipo IV Inertita (procede de material de reelaboración derivado de la lignina o celulosa)

14.- Se consideran tres fases en la evolución de la materia orgánica que son Diagénesis, Catagénesis y Metagénesis.

15.-En la Diagénesis, los biopolímeros como los carbohidratos y las proteínas contenidas en la materia orgánica son consumidos y transformados por la actividad microbiana, en esta etapa se genera el metano biogénico.

16.- En la Catagénesis la materia orgánica experimenta transformaciones mayores a través de la presión geostática (300 a 1500 bares) y el aumento de los valores de la temperatura los cuales oscilan para la generación de aceite de 60°C a 175°C y para el gas es de 50°C a 225°C

17.- En la Metagénesis el calor adicional (225° a 315°) y los cambios químicos en la evolución de los sedimentos, producen la transformación de la mayor parte del kerógeno en un residuo de carbono; libera metano o gas seco, además en esta etapa la presión geostática es mayor a 1500 bares.

18.- El aceite crudo es una mezcla de hidrocarburos que en condiciones de yacimiento y a presión atmosférica permanece en estado líquido, presenta un olor característico, su color varía desde amarillo hasta negro, su viscosidad es variable desde fluido como el agua, hasta espeso como la brea.

19.- El aceite crudo se puede clasificar de acuerdo a diferentes parámetros como la densidad, viscosidad, contenido de azufre, el análisis SARA (Saturados, Aromáticos, Resinas y Asfáltenos) es uno de los más utilizados.

20.- El gas natural es una mezcla de hidrocarburos parafínicos ligeros, es un fluido homogéneo de baja densidad y viscosidad, no tiene olor y es uno de los gases inflamables más estable; algunos ejemplos de gases asociados al petróleo son: el metano, etano, propano, butano etc.

21.- Las rocas generadoras de la cuenca Tampico-Misantla están representadas por lutitas carbonosas alternadas con areniscas, limolitas y calizas arcillosas, que se depositaron en un ambiente marino-lacustre, están representadas en las formaciones Huayacocotla, Santiago, Tamán, Pimienta del Jurásico y Agua nueva del Cretácico.

22.- Las rocas generadoras de la cuenca de Burgos están representadas por secuencias de lutitas con alto contenido de materia orgánica (0.5% a 5%), que en la mayor parte es de origen continental y en menor proporción marina; las formaciones representativas son del Jurásico superior La Casita, del Cretácico La Peña y Eagle Ford, del Cenozoico el componente Midway-Wilcox y Vicksburg.

23.- Las rocas generadoras de la cuenca de Sabinas son calizas y lutitas calcáreas y son representadas en tres subsistemas, del Jurásico superior por la Formación La Casita y del Cretácico las formaciones La Peña y Eagle Ford.

24.- En la Provincia Petrolera del Golfo de México Profundo se han identificado 6 zonas con características distintivas, en una de ellas es el Cinturón Plegado Perdido a través de muestreos se han identificado aceites saturados, las rocas generadoras de esta provincia son secuencias arcillosas y calizas arcillosas ricas en materia orgánica del Jurásico y Cretácico.

Bibliografía

- Alegria, M. (2015). Desarrollo de Campos Petroleros en la Cuenca de Tampico, Tamaulipas. (*Tesis de Licenciatura*). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Allen, P. A. & Allen J.R. (1990). *Basin Analysis: Principles and Applications* (1 ed.). Australia: Blackwell Publishing.
- Allen, P. y. (2005). *Basin Analysis. Principles and Application*. Oxford: Blackwell Publishing.
- Angenault, J. (1999). *Diccionario Enciclopédico de Química* (Segunda ed.). México: CECSA.
- Arche, A. (2010). *Sedimentología del Proceso Físico a la Cuenca*. Madrid, España: CSIC.
- Arellano, E. y. (2015). Guía de campo de secuencias sedimentarias con potencial almacenador-generador de aceite-gas en lutitas de la región de Pahuatlán-Xicotepc de Juárez, Puebla. (*Tesis de Licenciatura*). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Arellano, J. y. (2019). *Química para ciencias de la Tierra Fundamentos y aplicaciones*. Ciudad de México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Beggs, H. (1984). *Gas Production Operations*. Houston Texas: Gulf Publishing Company.
- Behar, F. & Vandenbroucke, M. (1988). haracterization and quantification of saturates trapped inside kerogen – implications for pyrolysate composition. *Organic Geochemistry*, 13, 927–938.
- Best Martínez, E. I., & Monroy Alvarado, J. A. (2008). Caracterización geológica de un yacimiento petrolero en la Cuenca de Burgos –Proyecto de inversión Delta del Bravo. *Tesis*. UNAM, Ciudad de México.
- Best, E. y. (2008). Caracterización geológica de un yacimiento petrolero en la Cuenca de Burgos-Proyecto de inversión Delta del Bravo. (*Tesis de Licenciatura*). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Black, R. (1976). *Elementos de Palentología*. México: Fondo de Cultura Económica.
- Blair, T.C., & McPherson, J.G. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages,. *Journal of Sedimentary Research*, 450–489.
- Blatt, M. (1980). *Origin of Sedimentary rocks*. New Jersey.: Prentice Hall.
- Boyer C., K. J. (2007). Producción de gas desde su origen. *Oilfield Review Winter. Schlumberger*, 1-14.

-
- Brebu, Mihai and Cornelia Vasile. (26 de Noviembre de 2009). *CELLULOSE CHEMISTRY AND TECHNOLOGY*. Obtenido de THERMAL DEGRADATION OF LIGNIN – A REVIEW : [http://www.cellulosechemtechnol.ro/pdf/CCT9\(2010\)/P.353-363.pdf](http://www.cellulosechemtechnol.ro/pdf/CCT9(2010)/P.353-363.pdf)
- Briones, N. (2011). Yacimientos Petroleros en secuencias Arenos- arcillosas. (*Tesis de Licenciatura*). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Calonge, A. (2 de 9 de 2001). *Enseñanzas de Ciencias de la Tierra*. Obtenido de Foraminíferos: presente y pasado: https://www.google.com/search?q=foraminiferos+presente+y+pasado+Colange&rlz=1C1CHBF_esMX845MX845&oq=foraminiferos&aqs=chrome.0.69i59l2j69i57j35i39j0l3j69i60.11100j0j7&sourceid=chrome&ie=UTF-8
- Cantú, & Chapa. (1984). El Jurásico Superior de Tamán, San Luís Potosí, Este de México, en: Perrilliat, M.C. (U. N. México, Ed.) *Memoria Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontología, Instituto de Geología*, 207-215.
- Cantú, & Chapa, A. (1969). Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del subsuelo de Poza Rica, Veracruz. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3-9.
- Centeno, G. E. (2012). Interior de la Tierra. *Apuntes de la asignatura de Tectónica, Facultad de Ingeniería*.
- Chapman, R. (1983). *Petroleum Geology*. Australia: ELSEVIER.
- Chivelet, M. J. (2010). *Ciclo del Carbono y Clima, La Perspectiva Geológica*. Obtenido de Universidad Complutense, Madrid: <https://eprints.ucm.es/33310/1/200083-267667-1-PB.pdf>
- Curry, R. N. (1981). *Fundamentals of natural gas conditioning*. Tulsa, Oklahoma: PennWell Pub. Company.
- Daners, G & Verde, M. (2008). *Fósiles microscópicos*. Uruguay: DIRAC, Facultad de Ciencias.
- Demaison, G.J. & Moore, G.T. (1980). Anoxic Environments and Oil Source Bed Genesis. *AAPG Bulletin*, 1179-1209.
- Dickinson, W. R. (1976). Plate tectonic evolution of sedimentary basin. *American Association of Petroleum Geologists*, 1-62.
- Echanove, E. (1986). Geología petrolera de la Cuenca de Burgos. Parte I. Consideraciones Geológico – Petroleras. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, XXXVIII(1), 3 – 39.
- Eguiluz de Antuñano. (2000). Secuencias estratigráficas del Berriasiano–Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano. *BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA*, 63(2), 285-311.
- Eguiluz, S. (2001). Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern México. *AAPG Memoir* 75, 241-270.
-

-
- Eguiluz, S. (2007). Exploración Petrolera Cuantitativa, ejemplos y resultados de los estudios de Plays en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. *Geo ciencia revista del Servicio Geológico Mexicano*(1), 9-18.
- Eguiluz, S. (2011). Sinopsis geológica de la Cuenca de Burgos, noreste de México: producción y recursos petroleros. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 323-332.
- Escalera, J. A. (2010). Estrategia, logros y desafíos de la exploración petrolera en México. *Trabajo de ingreso a la Academia de Ingeniería*.
- Espitalié, J & Bordenave, M.L. (1993). *Applied Geochemistry*. París: Editions Technip.
- Espitalié, J. M. (1977). *Source Rock Characterization*. Houston.
- Flint, C. R. (2002). *Geología Física*. México: Limusa.
- Fortunato, K.S., & Ward, W.C. (1982). Upper Jurassic-Lower Cretaceous fan delta complex, La Casita Formation of the Saltillo area, Coahuila, Mexico:. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 473-482.
- Freeze, R. A. (1979). *Groundwater*. Prentice-hall.
- Galindo, F. (2010). Evaluación Petrolera y Métodos de Explotación en la Cuenca de Sabinas, Coahuila. (*Tesis de Licenciatura*). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- García Esparza, J. (1999). Evaluación económica del la Formación Frío en la Cuenca de Burgos. *Tesis de maestría*. UNAM, Ciudad de México.
- Garrison, J.M., & McMillan, N.J. (1999). Evidence for Jurassic continental rift magmatism in northeast Mexico Allogenic metaigneous blocks in the El Papalote evaporite diapir, La Popa basin, Nuevo León, Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 323-326.
- Gold, T. (1999). *The Deep Hot Biosphere The myth of fossil fuels*. States United of America: Springer; Softcover reprint of edition.
- Goldhammer, R. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. *Geological Society of America*, 340, 1-58.
- Gómez, M. J. (Mayo-agosto de 2013). *Scielo*. Obtenido de Composición, abundancia del zooplancton y calidad del agua:
http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0188-88972013000200011
- González, Raúl & Holguin, Noel. (1992). Las Rocas Generadoras de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos*, 16-30.
- Guo, B. & Ghalambor, A. (2005). *Natural Gas Engineering Handbook*. Houston, Texas: Gulf Publishing,.
- Guzmán, I. (2012). Evaluación petrolera y método de explotación de la región Tampico-Misantla. (*Tesis de Licenciatura*). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
-

-
- Hackley, C. P. (Julio-Agosto de 2011). *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Obtenido de Standards Worldwide-Home: https://www.astm.org/SNEWS/SPANISH/SPJA11/d0528_spja11.html
- Head, I. &. (2006). Marine microorganisms make a meal of oil. *Nature Microbiology*, 4, 173-182.
- Heim, A. (1926). Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 20(1), 84-87.
- Holland, H. D. (1994). *Early Proterozoic atmospheric change*. In *Early life on Earth*. New York: Columbia University Press.
- Hunt, J. M. (2001). *Petroleum Geochemistry and Geology*. New York Copernicus Books: Copernicus Books.
- Hunt, M. J. (1995). *Petroleum Geochemistry and Geology* (2nd ed.). New York: W. H. Freeman.
- Ice, R.G. & McNulty, C.L. (1980). Foraminifers and calcispheres from the Cuesta del Cura and Lower Agua Nueva formations (Cretaceous) in east central Mexico. *Gulf Coast Association of Geologic Societies Transactions*, 403-425.
- Imlay, R. W. (1936). Evolution of the Coahuila Peninsula, México, part IV, Geology of the Western Part of the Sierra de Parras. *Geological Society of America Bulletin*, 1091-1152.
- Ingersoll, R. V. (30 de January de 2012). Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature. *Department of Earth and Space Sciences, University of California*, 2-43.
- Jaramillo, J. V. (11 de Noviembre de 2007). *El Ciclo del Carbono*. Obtenido de Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático: <http://www2.inecc.gob.mx/publicaciones2/libros/437/jaramillo.html>
- Jarvie, D. M. (1991). Total Organic Carbon (TOC) Analysis, Merrill RK: Source and Migration Processes and Evaluation Techniques. *AAPG*, 113-118.
- Kleme, H. &. (Diciembre de 1991). Effective Petroleum Source Rocks of the World: Stratigraphic Distribution and Controlling Depositional Factors. *AAPG Bulletin*, 75(12), 1809-1851.
- Kuuskraa, V. A. (17 de June de 2013). *EIA/ARI World Shale Gas and Shale Oil*. Obtenido de <https://www.eia.gov/conference/2013/pdf/presentations/kuuskraa.pdf>
- Levorsen, A. (1967). *Geology of Petroleum*. United States of America: W. H. Freeman and Company.
- Licea, D. S. (7 de Enero de 2019). EL FITOPLANCTON, BÁSICO PARA LA VIDA EN LA TIERRA. FUNDAMENTO DE LOS ECOSISTEMAS ACUÁTICOS. *Gaceta UNAM*(5017), pág. 22.
- Loza, R. (2014). Características e importancia económico-petrolera de las cuencas sedimentarias Foreland, con ejemplos representativos. (*Tesis Licenciatura*). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Magoo, L. y. (1994). The Petroleum System from Source to Trap. *AAPG Memoir v 60*, 655.
-

-
- McCarthy, K. (2011). La geoquímica básica del petróleo para la evaluación de las rocas generadoras. *Oilfield Review*, 23(2), 36-47.
- Michalzik, D. & Schumann, D. (1994). Lithofacies relations and paleoecology of a Late Jurassic to Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of northeast México. *Sedimentology*, 41, 463-477.
- Mohán, D. C. (2006.). Pyrolysis of wood/biomass for bio-oil: a critical review. . *Energy & Fuels*, 20 (3), 848–889.
- Nava, L. y. (2001). Los sistemas petroleros de la Región Tampico-Misantla. *Tesis*. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Navarrete, E. (2012). *Apuntes de Geología Histórica*. Guayaquil, Ecuador: Escuela Superior Politécnica del Litoral.
- Navarrete, E. (s.f.). *Apuntes de Estratigrafía y Sedimentación*. Guayaquil, Ecuador: Escuela Superior Politecnica del Litoral.
- Ortiz, L. (2016). Desarrollo en Campos Petroleros en Aguas Profundas del Norte del Golfo de México. (*Tesis de Licenciatura*). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Parasher, N. (2016). *Elements of Petroleum Geology*. New York: SCITUs Academics L.L.C. .
- Passey Q. R, B. K. (2010). From OilProne Source Rock to Gas-Producing Shale Reservoir-Geologic and Petrophysical Characterization of Unconventional Shale Gas Reservoirs. *Society of Petroleum Engineers*, 1-29.
- PEMEX. (2010). Provincia Petrolera Tampico-Misantla. *Pemex Exploración y Producción*, 48.
- PEMEX. (2013). Provincia Petrolera Golfo de México Profundo. *Exploración y producción*, 1-26.
- PEMEX. (2013). Provincias Petroleras de México. *Pemex Exploración y Producción*, 1-10.
- Peters, K. &. (1994). Applied Source Rock Geochemistry. *The American Association of Petroleum Geologists*, 60, 93-120.
- Peters, K. (1986). Guidelines for Evaluating Petroleum Source Rock Using Programmed Pyrolysis. *AAPG*, 70(3), 318-329.
- Peters, K. W. (2005). *The Biomarker Guide* (2da ed.). Inglaterra: Cambridge University Press.
- Peters, K.E. and Moldowan, J.M. (1993). *The Biomarker Guide. Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediments*. New Jersey.: Prentice Hall.
- Pettijon, F. (1975). *Sedimentary Rocks*. United states of America: Harper & Row, Publishers.
- Pineda, V. (2012). Determinación de la evolución térmica de las rocas generadoras de petróleo. (*Tesis de Licenciatura*). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Prescott, H. K. (1999). *Microbiología* (4 ed.). España: Mc Graw-Hill nteramericana.
-

-
- Ramírez Da Silveira. (2014). Retos tecnológicos en las operaciones de perforación en aguas profundas de México. *PEMEX*, 12-26.
- Reineck, H. E. (1975). *Depositional Sedimentary Environments. With Reference to Terrigenous Clastics* (1st Edition) ed.). New York: Springer Study Edition.
- Reyes, E. (1964). El Jurásico Superior del Área de Tamán, San Luís Potosí. *Petróleos Mexicanos, Informe Geológico (Inédito)*, 36.
- Reyes, E. (2013). Manual de Términos Geológicos Utilizados en la Industria Petrolera. (*Tesis de Licenciatura*). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Román, R., & Holguín, Q. (2001). Subsistemas generadores de la región norte de México. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.*, 68-84.
- Sacristán, M., & Fernández, J. (2005). *Nueva Enciclopedia "La Tierra"*. México: Emán S.A. de C.V.
- Sanders, L. (1998). *A manual of Field Hydrogeology*. Prentice-Hall.
- Santamaría Orozco, D. (2009). Generación de petróleo mediante experimentos de pirolisis, Revision sobre el conocimiento actual. *Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana*.
- Schlesinger, W. H. (1997). Biogeochemistry: An Analysis of Global Change. *New York National Academic Press*.
- Schoell. (1988). Multiple origins of methane in the Earth. *Chemical Geology*, 71, 1-10.
- Selley, R. C. (1970). *Ancient Sedimentary Environments*. London: Chapman & Hall Ltd.
- Selley, R. C. (1998). *Elements of Petroleum Geology* (Second ed.). United States of America: ACADEMIC Press.
- Selley, R. C. (2000). *Applied Sedimentology*. San Diego, California USA: Academic Press.
- Selley, R. C. (2015). *Elements of Petroleum Geology*. Reino Unido: Elsevier.
- Sonnenberg, R. C. (s.f.). *Elements of Petroleum Geology*.
- Speight, J. G. (2007). *Natural Gas: A Basic HandBook*. Huston, Texas: Gulf Publishing.
- Staplin, F. (Marzo de 1969). Sedimentary Organic Matter, Organic Metamorphism, and Oil and Gas Occurrence. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 17(1), 47-66.
- Tarbuck, E. J., & Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra*. Madrid: Pearson, Prentice-Hall.
- Téllez-Girón, C. (2012). Ostrácodos Fósiles de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros (AMGP)*, 407.
- Tissot, B. (1982). *El petróleo su formación y localización*. México: Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología.
- Tissot, B. P. & Welte, D. H. (1978). *Petroleum Formation and Occurren* (2a ed.). Berlin, Alemania: Springer-Verlag.
-

-
- Tissot, B. P. (1974). Influence of the nature and diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 499 - 506.
- Trápaga, M. R. (Enero-Marzo de 2004). *Revista Ciencia*. Obtenido de https://www.revistaciencia.amc.edu.mx/images/revista/55_1/energeticos_fosiles.pdf
- Tucker, E. Maurice & Wright V. Paul. (1992). *Sedimentología de carbonatos*. Londres: Publicaciones Blackwell Scientific.
- Tucker, M. E. (1983). *Sedimentary petrology*.
- Tucker, M. E. (2003). *Petrología Sedimentaria*. Valencia, España: Blackwell Science.
- Ungerer, P. & Pelet, R. (1987). Extrapolation of the kinetics of oil and gas formation from laboratory experiments to sedimentary basins". *Nature*, 327, 52-54.
- Van Hinte. (Febrero de 1978). Geohistory Analysis: Application of Micropaleontology in Exploration Geology. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62(2), 201-222.
- Vandenbroucke, M. & Largeau, C. (2007). Kerogen origin, evolution and structure. *Organic Geochemistry*, 38, 719-833.
- Vandenbroucke, M. (2003). Kerogen: From Typesto Models of Chemical Structure, Oil & Gas Science and Technology. *Revue de l'Institut Francais du Pétrole*, 58(2), 243-269.
- Vanholme, R. D. (julio de 2010). *Lignin biosynthesis and structure*. *Plant Physiology*. Obtenido de Plant Physiology: <http://www.plantphysiol.org/content/153/3/895>
- Vázquez, G. &. (2010). Registro sedimentario de los últimos ca. 17000 años del lago de Zirahuén, Michoacán, México. *Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana*, 62(3), 325-343.
- W., R. I. (1960). *Principles of petroleum Geolog*. New York, Toronto, LOn: McGraw-Hill, Toronto y London.
- Zaldivar Gil, A. J. (2008). Propiedades Petrofísicas de Rocas Clásticas Acumuladoras de Hidrocarburos. (*Tesis de Licenciatura*). Universidad Nacional autónoma de México, Ciudad de México.
- Zapata, J. &. (2005). Radiolarios (Protozoa, Actinopoda). *Scielo*, 69(1), 78-93. Obtenido de Radiolarios (Protozoa, Actinopoda).

REFERENCIAS DE INTERNET

<https://www.pemex.com/acerca/archivo-historico/Paginas/default.aspx>

https://www.academia.edu/25732152/AMBIENTES_SEDIMENTARIOS_TRANSICIONALES?auto=download

<http://usuarios.geofisica.unam.mx/gvazquez/geoquimpetrolFI/zonadesplegar/Clases/Clase%20%20Genesis%20de%20los%20hidrocarburos.pdf>

https://www.academia.edu/35191725/GEOLOG%C3%8DA_DE_EXPLORACI%C3%93N

<http://usuarios.geofisica.unam.mx/gvazquez/yacimientosELIA/zonadesplegar/Clases/Clase%20%20Rocas%20sedimentarias.pdf>

<https://www.academia.edu/15372592/169044492-Equipo-2-Caracteristicas-Fisicas-Quimicas-y-Biologicas-de-Las-Rocas-Generadoras>

https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Aplicaciones_geologicas/Petroleo-en-Mexico.html