



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**



FACULTAD DE INGENIERÍA

**“ESTUDIO GEOQUÍMICO Y MINERALÓGICO DE LOS CARBONATOS
AUTIGÉNICOS RELACIONADOS CON EMANACIONES DE
HIDROCARBUROS EN EL GOLFO DE MÉXICO”**

TESIS

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA:

IVÁN VLADIMIR VILLAGRANA MACIAS

**DIRECTOR DE TESIS:
DR. CARLES CANET MIQUEL**

CIUDAD UNIVERSITARIA, 2006



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

Agradezco a Dios por concluir esta etapa de mi vida y por ponerme en el camino a gente maravillosa.

A mis padres Roberto y Guillermina por enseñarme que todo se consigue con trabajo, esmero y fe.

A mi hermana Erika por apoyarme, tenerme paciencia y ser cómplice en algunas travesuras.

A mis familiares por creer en mi.

A mis amigos con los que compartí las canchas de volleyball y basketball.

A mis amigos de la facultad que nos hacemos llamar *“la familia”*.

A mis amigos de la carrera.

A mis compañeros de la Facultad de Ingeniería y otras Facultades.

Agradezco eternamente a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), que me abrigó desde el nivel preparatoria (Preparatoria 8).

Agradezco a la Facultad de Ingeniería, en la cual aprendí que se puede salir adelante sin importar el tiempo que esto lleve.

Agradezco al Instituto de Geofísica, Departamento de Recursos Naturales por el apoyo brindado durante la realización del presente trabajo, de igual manera a los doctores Elva Escobar Briones (Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM) y Carlos Montera Gutiérrez (Instituto de Geofísica, UNAM) los cuales proporcionaron las muestras e información necesaria para la realización del presente trabajo, el cual fue realizado bajo el marco del proyecto PAPIIT 107003.

Un muy sentido agradecimiento a M. Reyes Salas y S Ángeles García (Instituto de Geología, UNAM), quienes ayudaron en los estudios mediante SEM-EDS de las muestras, a C. Linare López (Instituto de Geofísica, UNAM) que ayudó en los análisis de microsonda electrónica y proporcionó fotografías del equipo, a E. Cienfuegos (Instituto de Geología, UNAM) quien realizó los análisis isotópicos y proporcionó información acerca de esta técnica, a R. Lozano Santacruz (Instituto de Geología, UNAM) que realizó los análisis de FRX y DRX, y prestó asesoría sobre dicha técnica, a la M.C. L. Omayá (Instituto de Geología, UNAM) que brindó información e identificó los microorganismos presentes en las muestras, a el M.C. E. González Torres (Instituto de Geología, UNAM) que prestó información sobre el Golfo de México (GdM) y de igual manera al Dr. J. Aguayo Camargo (Facultad de Ingeniería, UNAM) por facilitar artículos e información en general sobre el GdM.

A mis profesores Dr. Gutiérrez Estrada (+), Dr. Aguayo Camargo, Ing. Macías Gonzáles, Dr. Díaz.

Un agradecimiento muy especial al Dr. Carles Canet Miquel por tenerme la eterna paciencia, darme buenos consejos para mi vida personal como profesional pero sobre todo por ayudarme con sus conocimientos para la realización del presente.

A todos Gracias.....

ÍNDICE

CAPÍTULO 1. Introducción

1.1 Los hidratos de metano.....	1
1.2 Los yacimientos petrolíferos del Golfo de México.....	14
1.3 Generalidades sobre los <i>cold seeps</i>	20

CAPÍTULO 2. Marco geotectónico del Golfo de México (GdM)

2.1 Generalidades.....	24
2.2 Marco Geológico del GdM.....	27
2.3 Hidrodinámica y Sedimentación actual del GdM.....	31

CAPÍTULO 3. Metodología y muestreo

3.1 Descripción de la campaña Oceanográfica.....	34
3.2 Técnicas Analíticas.....	35

CAPÍTULO 4. Caracterización de los carbonatos autigénicos del GdM

4.1 Caracterización Petrográfica de los carbonatos autigénicos del GdM...42	
4.2 Difracción.....	50
4.3 Geoquímica.....	51
4.4 Geoquímica isotópica.....	54
4.5 Micropaleontología.....	61

CAPÍTULO 5. Discusión y Conclusiones

5.1 Discusión.....	64
5.2 Conclusiones.....	66

Bibliografía	68
---------------------------	----

Anexo 1. Tablas de Consulta.....	72
---	----

Anexo 2. información general de la zona exclusiva de México.....	81
---	----

RESUMEN

El Golfo de México (GdM) es un laboratorio natural ideal para el estudio de ambientes de infiltraciones frías *cold seeps* de hidrocarburos (petróleo crudo y gas). Las condiciones tectónicas y deposicionales en el Golfo de México favorecen la formación de petróleo crudo y gas (Sassen *et al.*, 1999).

El GdM es un mar intercontinental ubicado en la parte sureste de América del Norte, cubre un área de 1.5 millones de km², en su parte central se encuentra la llanura abisal de Sigsbee con una profundidad de más de 3,000 m, además de ser extremadamente plana, con algunos montículos (largos domos diapíricos), conocidos como montículos de Sigsbee (Swing and Antoine, 1966) y tiene una profundidad de 3,700 m.

En nuestro país, dentro de la zona exclusiva, en la parte del golfo, la cual está subdividida en Suroeste del Golfo de México y Banco de Campeche es urgente la incorporación de nuevas reservas petroleras, esta necesidad de incorporar nuevas reservas de crudo y gas obliga a seguir explorando no sólo las partes terrestres y marina somera sino también a explorar y explotar yacimientos en aguas profundas. Además de localizar y delimitar nuevos yacimientos de gas y explorar los depósitos de hidratos de metano considerados como nueva fuente de energía.

El hidrato de metano es una asociación de agua y metano a muy alta presión y baja temperatura. Cuando se dan estas condiciones se forma una estructura cristalina, en la que varias moléculas de agua rodean a una molécula de metano. Los fragmentos de hidratos se funden con rapidez, en respuesta al cambio de presión y temperatura, transformándose en agua y gas metano. Los trozos de hielo recogidos de los fondos marinos tiene la particularidad de que se prenden (inflaman) cuando se le acerca una llama, de ahí el sobrenombre de "*Hielo Inflamable*".

Los hidratos de metano están relacionados con los *cold seeps* o emanaciones frías. Éstos se definen como infiltraciones frías de fluidos ricos en metano y/o otros hidrocarburos, los cuales surgen en el piso oceánico o fondo marino a través de fisuras, formado a veces volcanes de lodo (Díaz del Río *et al.*, 2001).

Para fines de saber más acerca de los hidratos de metano, su origen y su relación con los *cold seeps*, nos apoyamos de herramientas analíticas que nos sirven para identificar la química de los minerales, elementos mayores y elementos traza (Fluorescencia Rayos de X, **FRX**), la identificación de minerales (microscopía óptica y Difracción de Rayos X, **DRX**) y su estudio isotópico ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en carbonatos).

CAPÍTULO 1

“INTRODUCCION”

1.1. HIDRATOS DE METANO

1.1.a. Definición y propiedades del metano

El metano es el hidrocarburo alcano más sencillo, con fórmula química CH₄. Cada uno de los átomos de hidrógeno está unido al carbono por medio de un enlace covalente. Es una sustancia no polar que se presenta en forma de gas a temperaturas y presiones ambientales. Puede constituir hasta el 97% del gas natural (Wong, 1994). En las minas de carbón se le denomina grisú y es muy peligroso por su facilidad para inflamarse. Sus características químicas y físicas se resumen en la tabla 1.

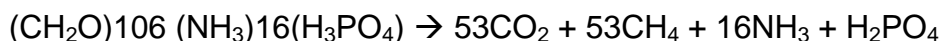
Tabla 1. Propiedades del metano (Wong, 1994).

Estructura de Lewis:	
<pre> H H-C-H H </pre>	
Fórmula química	CH ₄
Peso atómico	16.04 uma
CAS number	74-82-8
<i>Cambios de fase y propiedades termodinámicas</i>	
Punto de fusión	90.6 K (-182.5°C)
Punto de ebullición	111.55 K (-161.6°C)
Punto triple	90.67 K (-182.48°C) 0.117 bar
Punto crítico	190.6 K (-82.6°C) 46 bar
$\Delta_{fus}H$	1.1 kJ/mol
$\Delta_{vap}H$	8.17 kJ/mol

$\Delta_f H^0_{\text{gas}}$	-74.87 kJ/mol
$\Delta_f G^0_{\text{gas}}$	-50.828 kJ/mol
S^0_{gas}	188 J/mol·K
C_m	35.69 J/mol·K
Calorías por gramo	12 Kcal
Temperatura de autocombustión	600°C

Según su origen el metano puede ser: (1) metano biogénico, que es el subproducto de la ingestión bacteriana de la materia orgánica, y. (2) metano termogénico, que es producido por la acción combinada del calor, la presión y el tiempo del material orgánico enterrado (<http://www.netl.doe.gov>, 2005). Los procesos biogénicos son capaces de producir grandes cantidades de metano, y se considera como fuente importante primaria del metano atrapado en las capas del hidrato en los sedimentos batiales del fondo marino.

El metano biogénico es el derivado común de la ingestión bacteriana de materia orgánica como se describe en la ecuación siguiente (Sloan, 1990)



La ecuación resume las fases sucesivas de oxidación por combinación con oxígeno o por reducción acoplada de nitratos, sulfatos y carbonatos, con la porción original de carbono: nitrógeno: fósforo: de 106 16 1 (Sloan 1990).

El metano termogénico se produce por la acción combinada de calor, presión y tiempo, sobre la materia orgánica enterrada. Junto con el petróleo, el gas (principalmente el metano, pero también el etano, propano y otras moléculas mas grandes) emigra despacio hacia arriba debido a su baja densidad.

1.1.b. Los hidratos de metano: generalidades

Los hidratos de metano o clatratos son compuestos sólidos de agua y metano estables a alta presión y baja temperatura. En su estructura cristalina varias moléculas de agua rodean a una molécula de metano. Macroscópicamente tienen apariencia de hielo de color blanquecino. Los fragmentos de hidratos se "derriten" con rapidez, en respuesta al cambio de presión y temperatura, transformándose en agua y gas metano, y se prenden (inflaman) cuando se le acerca una llama, de ahí el sobrenombre de "*Hielo Inflamable*". Aunque muchos de los gases conocidos tienen la capacidad para formar hidratos, entre ellos el dióxido de carbono y el anhídrido sulfúrico, solo el hidrato de metano forma depósitos en los fondos marinos (<http://www.geocities.com>, 2005).

Las propiedades físicas y químicas de los hidratos del metano se han estimado principalmente a partir de observaciones de laboratorio (Sloan, 1990).

Los hidratos de gas son abundantes en los sedimentos suboceánicos de las regiones polares (aguas poco profundas) y en los sedimentos del talud continental (aguas profundas) en mares situados a cualquier latitud, donde existan las condiciones adecuadas de presión y temperatura y en cuencas oceánicas profundas, como el Blake Plateau, en la costa este de Estados Unidos (Baltazar-Montes, 2002). Los hidratos solo son estables en un rango de temperaturas cercanas a los 0°C. Por eso, los hidratos se encuentran también en zonas de bajas temperaturas como el permafrost de Siberia y Alaska.

Si cantidades suficientes de metano alcanzan la zona de estabilidad del hidrato, el gas se combina con el agua para formar el hidrato (Baltazar-Montes, 2002). En condiciones de temperatura y presión adecuadas, el agua que inunda los poros de los sedimentos saturados en metano se solidifica y atrapa al metano, generando un compuesto altamente concentrado (Sloan, 1990).

La mayoría de los hidratos de gas naturales se forman a partir de metano biogénico en el océano. Cuando las bacterias digieren los residuos de plantas y animales del sedimento marino liberan moléculas de metano que se incorporan en la red cristalina de los clatratos (Baltazar-Montes, 2002). Por ello, los hidratos de metano se encuentran principalmente asociados a zonas de intensa actividad microbiana, en sedimentos de grano fino ricos en materia orgánica. Este tipo de hidrato se concentra donde hay una acumulación rápida del detritus y también donde hay una acumulación rápida de sedimentos (que protege al detritus contra la oxidación). Los hidratos producidos por procesos orgánicos son generalmente muy puros; tienden a contener solamente agua y metano (Sloan, 1990).

Las condiciones fundamentales en la formación del hidrato y su estabilidad son (Baltazar-Montes, 2002):

- Suministro adecuado de agua y metano,
- Temperaturas y presiones convenientes,
- Condiciones geoquímicas, y
- Tipos del sedimento y texturas.

Bajo condiciones adecuadas de presión y temperatura, los hidratos formaran acumulaciones importantes si hay agua y metano disponibles, de modo que un porcentaje (alrededor de 70% o más) de las cavidades estructurales dentro del hidrato este lleno (Baltazar-Montes, 2002). En los fondos marinos el agua está en exceso, sin embargo, el suministro de metano es irregular y, por tanto, es el principal condicionante en la formación de los depósitos de clatratos (Baltazar-Montes, 2002).

En la figura 1 se muestra el campo de estabilidad del hidrato de metano. En la superficie de la Tierra, a 1 atm de presión y 20°C, los clatratos no son estables (<http://www.netl.doe.gov>, 2005).

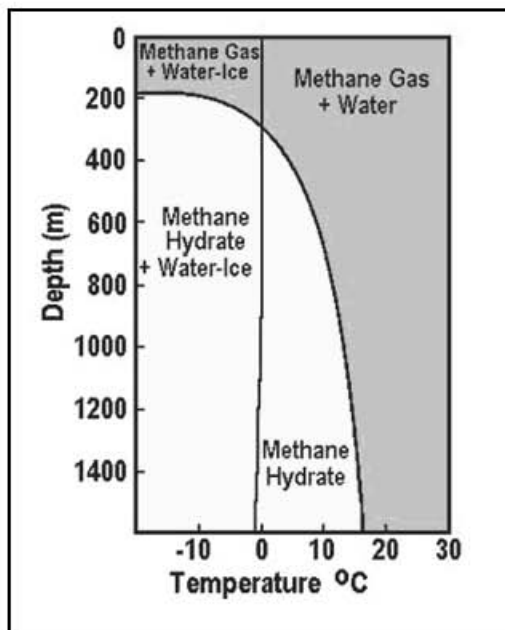


Fig. 1. Campo de estabilidad del hidrato de metano (<http://www.netl.doe.gov>, 2005).

Además de la temperatura y presión, la composición del agua y del gas condicionan la estabilidad de los hidratos de gas. Los datos colectados experimentalmente se han obtenido tanto para sistemas de agua dulce como para agua de mar. Sin embargo, los ambientes por debajo de la interfase agua sedimento presenta variaciones significantes en la química de agua de poro (Baltazar-Montes, 2002). Los valores de salinidad elevados restringen la formación de hidratos de metano. Además, la presencia de cantidades pequeñas de otros gases, como dióxido de carbono (CO_2), ácido sulfhídrico (H_2S) e hidrocarburos mas pesados como el etano (C_2H_6), aumenta el campo de estabilidad de los hidratos (<http://www.netl.doe.gov>, 2005).

La temperatura disminuye gradualmente con la profundidad, y alcanza un valor mínimo cerca del 0°C en la base del océano. Bajo el piso oceánico la temperatura se incrementa gradualmente. En estas condiciones, la cima de la GHSZ (*Gas Hydrate Stability Zone*, por sus siglas en ingles) (<http://www.netl.doe.gov>, 2005), se encuentra aproximadamente a 300 m (la base de la GHSZ esta a 1,500 m bajo el nivel del mar o, lo que es lo mismo, a 300 m bajo la interfase agua-sedimento) (fig. 2).

En cuencas sedimentarias muy profundas (en la llanura abisal) generalmente no forman grandes cantidades de hidratos de metano, debido a la falta de metano. En dichas profundidades, tanto la falta de productividad biológica alta (necesaria para producir la materia orgánica que es convertida en metano) como la falta de una tasa rápida de sedimentación (necesaria para enterrar la materia orgánica) que sostiene la formación de hidratos en la plataforma continental, impiden la acumulación de depósitos de hidratos de metano (Baltazar-Montes, 2002).

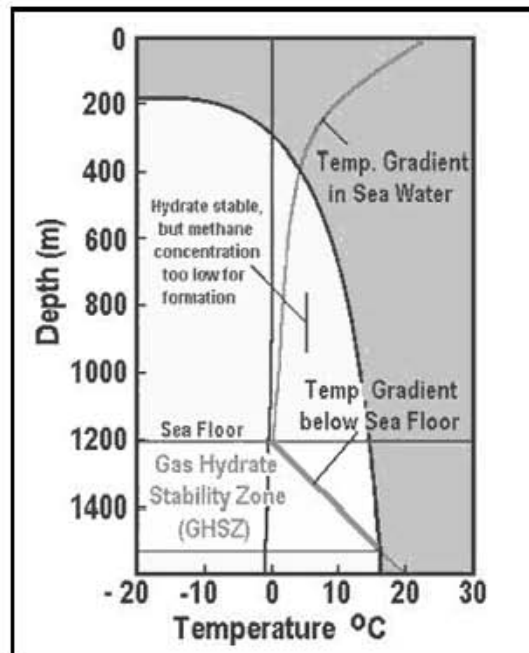


Fig. 2. Estabilidad de los hidratos de metano en sedimentos de plataforma y talud continental (<http://www.netl.doe.gov>, 2005).

Normalmente, para el caso de los depósitos marinos de clatratos, la presión se presenta convertida a profundidad debajo del nivel del mar. Además, se muestra la curva que indicara la variación de temperatura respecto al incremento de la profundidad. El rango de profundidades en el que la curva de temperatura queda a la izquierda del límite del campo de los hidratos se conoce como Zona de Estabilidad de los Hidratos de Gas. Esta zona únicamente delimita a que profundidades serán estables los hidratos si se dan las condiciones químicas propicias, en particular relacionadas con la disponibilidad y proporción de metano.

Como se ha mencionado anteriormente, los hidratos de metano también forman depósitos en el permafrost.

En la figura 3 se muestran las condiciones típicas en una región de permafrost ártico (se asumió una profundidad de permafrost de 600 m). Análogamente a lo observado para los depósitos marinos, la intersección del límite del campo de estabilidad del clatrato con el gradiente geotérmico indica que el GHSZ se extiende a una profundidad de entre 200 m y 1,050 m. Hay que considerar, sin embargo, que tanto el espesor del permafrost como el gradiente geotérmico experimentan variaciones significativas.

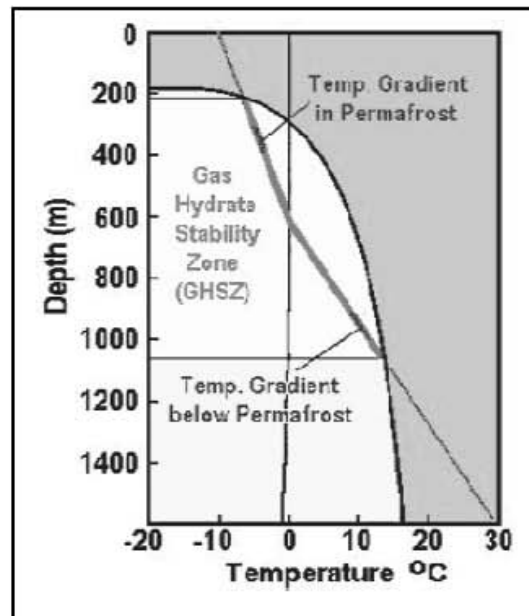


Fig. 3. Estabilidad del hidrato de metano en el permafrost ártico (<http://www.netl.doe.gov> 2005).

El hidrato del metano fue considerado una sustancia rara y antinatural, sin embargo, una serie de descubrimientos, primero en las regiones polares y después a lo largo de los taludes en aguas profundas adyacentes a los continentes, han revelado que el hidrato de metano se presenta verdaderamente en cantidades asombrosas.

Hay un número creciente de sitios donde la formación está siendo reunida detalladamente y existe la certeza de su acumulación. Cada uno de estos sitios está aportando conocimientos y datos que fortalecen las teorías iniciales de formación del hidrato.

1.1.c. Los depósitos de hidratos de metano

Los hidratos de metano se encuentran principalmente en los poros de los sedimentos arenosos en el *permafrost* de las regiones polares, y secuencias sedimentarias marinas, de borde de plataforma continental y del talud (fig. 4). En ambos casos los clatratos cementan los granos de los sedimentos detríticos.

En las regiones de *permafrost* los clatratos son estables a temperaturas de -12°C , que corresponden con profundidades que varían entre los 200m. y los 1,050m. En cambio en los sedimentos marinos las condiciones adecuadas para que se formen los hidratos de metano corresponden con temperaturas que están en el rango de 0°C a 16°C , que corresponden con profundidades de 1200 m a 1,400 m (Sloan, 1990).

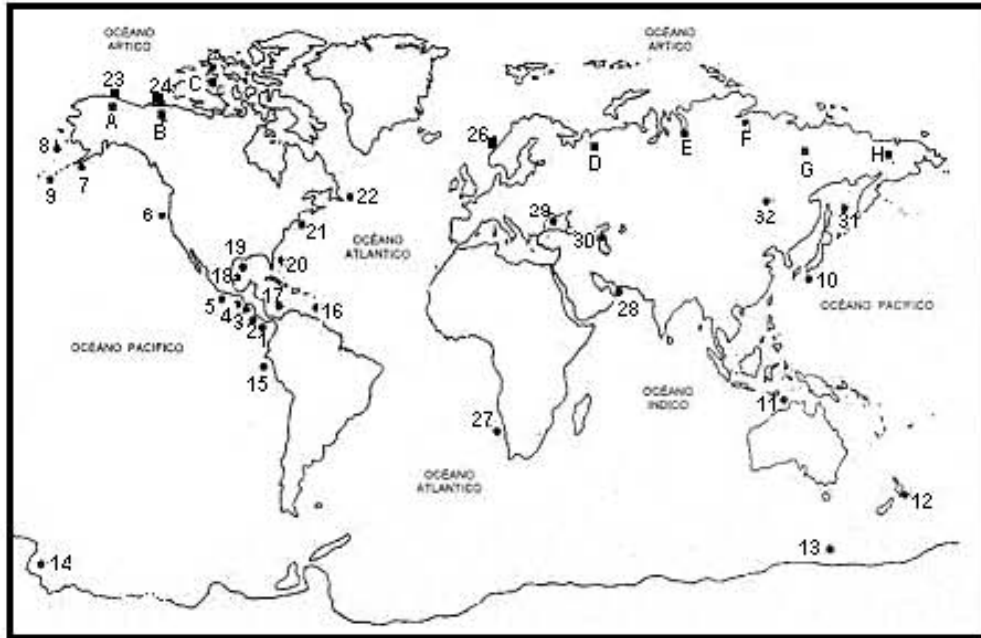


Fig. 4. Lugares conocidos e inferidos de los hidratos. (●) Depósitos marinos, y (■) depósitos de permafrost (Sloan, 1990).

En general el hidrato de metano ocurre en granos diseminados, como cemento intergranular, nódulos, y vetillas que rellenan fracturas pequeñas, en capas delgadas a lo largo de laminas planas de cemento junto a los granos de sedimentos, y en capas masivas de hidratos puros de mas de cuatro metros de espesor (fig. 5).

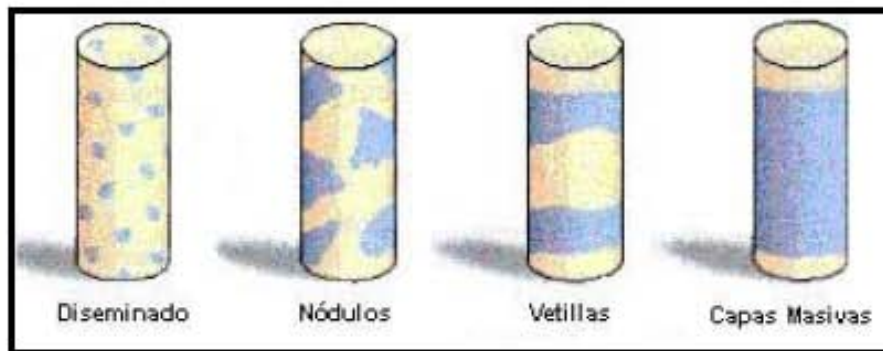


Fig. 5. Disposición de los hidratos en los sedimentos (Collet *et al.*, 2000).

Tanto en los depósitos de hidratos de metano continentales como marinos, las secciones que los contienen normalmente varían en espesor, de unos cuantos centímetros a 30m. El hidrato se encuentra con distribución uniforme, mostrando tendencias verticales claras. Los factores que controlan la distribución y cantidad, de los clatratos en los sedimentos son (1) a porosidad y permeabilidad, y el grado de litificación del sedimento (2) (Sloan, 1990). Si una roca o sedimento tiene buena porosidad y buena permeabilidad se considera como una roca con potencial almacenador de hidratos de metano.

1.1.d. Las trampas de hidratos de metano

Existe una gran variedad de trampas de hidratos de metano, relacionadas con estructuras de origen tectónico, estratigráfico o litológico. Su forma y geometría están controladas principalmente por la estructura geológica, el tipo de sedimento, la pendiente y la morfología del piso oceánico. Como ejemplos de configuraciones de trampas se pueden mencionar (a) una secuencia plegada con una capa de hidratos de metano en los sedimentos superiores, (b) una secuencia inclinada de estratos que estén cubiertos discordantemente por una capa de hidratos de metano inclinados en otra dirección, y (c) una secuencia deformada por la acción de una intrusión salina, en la que los sedimentos superiores estén cementados por los hielos de metano (McCain, 1990).

Cuando los hidratos de gas se forman en los espacios intersticiales del sedimento consolidado, el hidrato sólido, en lugar del agua líquida, ocupa los espacios intersticiales y los procesos diagenéticos de consolidación y cementación mineral se inhiben en gran medida. Cualquier capa de hidrato de metano puede formar un sello a través del cual el gas no puede emigrar. En la figura 6 se muestra de manera esquemática como los hidratos atrapan al metano libre, al sellar los yacimientos de gas, generando importantes depósitos (McCain, 1990).

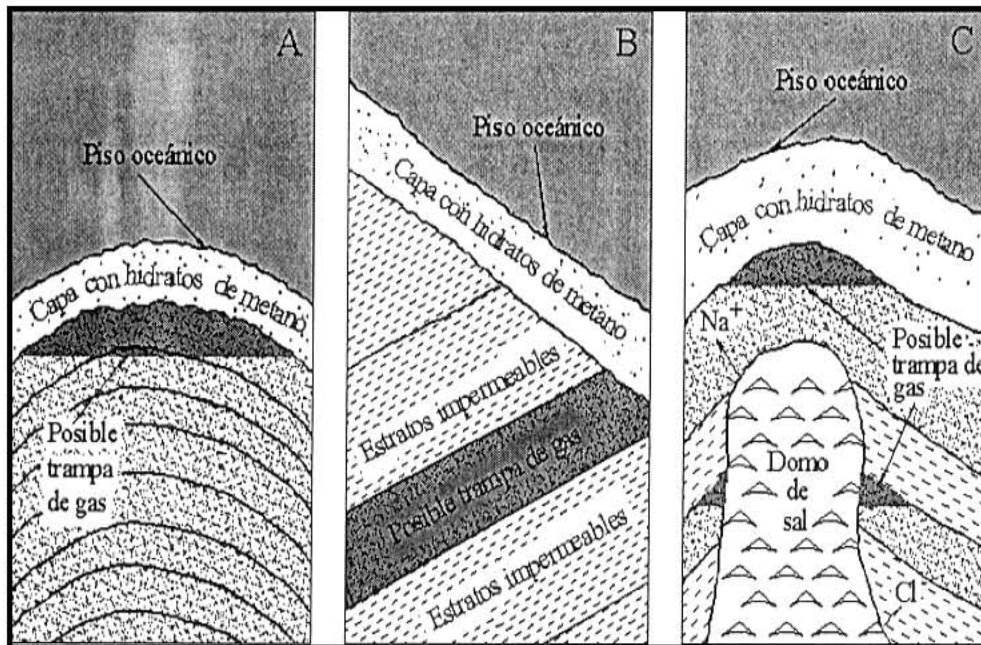


Fig. 6. Trampas de hielo de metano. **A** es una secuencia plegada, **B** es una secuencia discordante y **C** es una secuencia deformada por una intrusión salina, (McCain, 1990).

1.1.e. Composición química de los hidratos de metano

Los cristales de hidrato de metano tienen una estructura abierta similar a la del hielo, con moléculas de metano rodeadas por una malla de moléculas de agua (<http://woodshole.er.usgs.gov>, 2005).

Compuestos similares se forman cuando el agua se congela después de haber sido saturada con un gas compuesto de moléculas pequeñas, tales como Cl_2 , Br_2 , CHCl_3 , H_2S y aun gases nobles como Ar, Kr y Xe. En estas sustancias la molécula pequeña es atrapada en una cavidad o jaula de moléculas de agua. El término general que designa a este tipo de estructuras es *clatratos* (del latín que significa enjaulado o prisionero entre barras), y se caracterizan porque no hay un enlace entre el agua y la molécula atrapada.

La cavidad en la cual la molécula es atrapada varía de un *clatrato* a otro, pero siempre se aproxima a un poliedro natural. Muchos de estos poliedros se unen por medio de los puentes de hidrógeno para formar una estructura tridimensional con una molécula atrapada dentro del poliedro.

Las moléculas de agua forman un marco que contiene cavidades relativamente grandes que pueden ser ocupados por ciertas moléculas de gas que consiguen enlazar a la estructura por las fuerzas de Van der Waals (fig. 7). Los hidratos formados de gases incluye alcanos ligeros (metano a isobutano), bióxido de carbono, sulfuro de hidrógeno, nitrógeno y oxígeno (<http://woodshole.er.usgs.gov>, 2005).

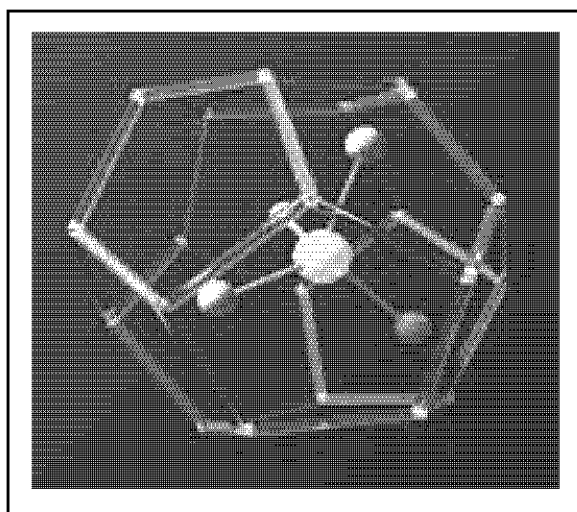


Fig. 7. Estructura cristalina del hidrato de metano (<http://woodshole.er.usgs.gov>, 2005).

Existen tres estructuras cristalinas de hidratos: **I**, **II** y **H**; cada una con una diferente relación entre las moléculas de agua y de gas (fig. 8). La proporción de moléculas de agua es llamada número de hidratos. La suma de gas contenido en el hidrato es llamada grado de relleno. Las estructuras **I** y **II** consisten de dos tipos de cavidades y la estructura **H** consiste de tres tipos de cavidades.

Las estructuras **I** y **II**, corresponden con dos tipos de estructuras primarias de los hidratos que son conocidas por existir en la naturaleza y representan arreglos distintos de moléculas de agua que producen formas, tamaños y variedad de cavidades diferentes. La forma de la estructura depende de varios aspectos del gas huésped disponible, si este gas es metano se forman estructuras como las que se muestran (<http://www.netl.doe.gov>, 2005):

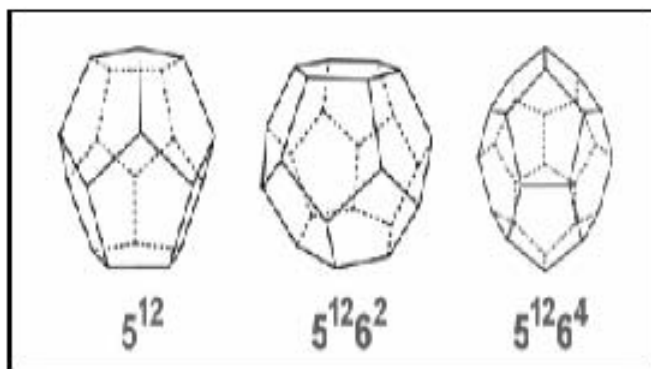


Fig. 8. Cavidades en la estructura cristalina de los hidratos de metano.
(<http://www.netl.doe.gov>, 2005).

Una celda elemental de hidratos de estructura **I** consiste de 46 moléculas de agua que rodean 2 cavidades pequeñas y/o medianas. La celda elemental de la estructura **II** consiste en 136 moléculas de agua que crean 16 cavidades pequeñas y 8 cavidades grandes. Ambas estructuras **I** y **II** pueden ser estabilizadas llenando 70 % de las cavidades por un solo gas huésped; estos son conocidos como hidratos simples.

Estructura **H**, Ripmeester y otros en 1987, descubrieron una tercera estructura del hidrato; para que se forme requiere la cooperación de dos gases invitados (uno grande y uno pequeño) para ser estable. Una célula de la unidad de este nuevo hidrato doble, consiste en 34 moléculas de agua que producen 3 cavidades pequeñas, 12 cavidades ligeramente más largas y 1 cavidad relativamente grande, (fig. 9) (<http://www.netl.doe.gov>, 2005).

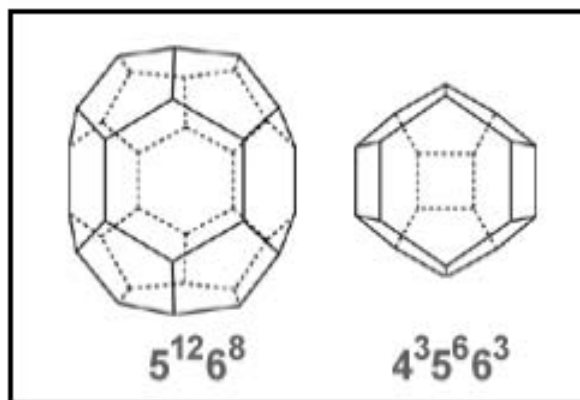


Fig. 9 Diferentes tipos de cavidades en la estructura **H**
(<http://wwwnetl.doe.gov>, 2005).

La estructura del hidrato comprime las moléculas del metano en un arreglo muy denso y compacto. Cuando se disocia el hidrato de metano por encontrarse a temperatura y presión de superficie (presión y temperatura atmosférica), un m^3 de hidrato de metano sólido con 100 por ciento de ocupación por metano, soltará 164 m^3 de metano, (fig. 10), (Kvenvolden, 1993).

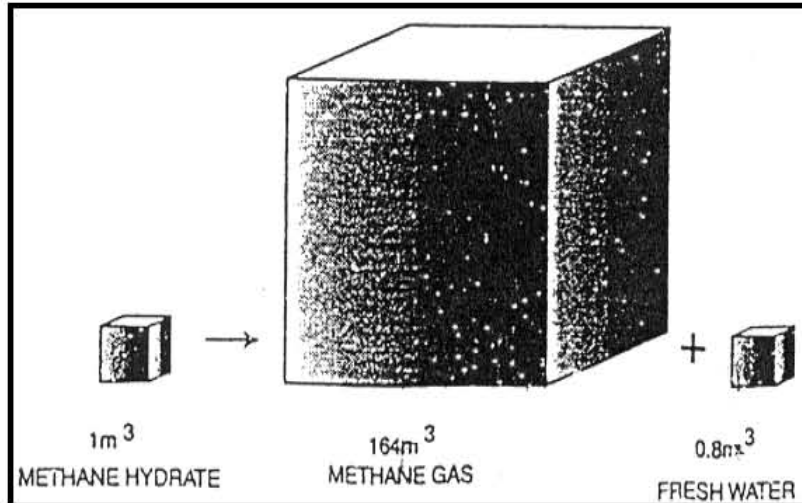


Fig. 10 Representación grafica de la estructura sólida del hidrato de metano, (Kvenvolden, 1993).

Esto da una energía extraordinaria al hidrato de metano, de 184,000 btu/ft³. Esta familia de valores está entre los valores de gas de metano (1,150 btu/ft³) y gas natural licuado (GNL: 430,000 btu/ft³). Recordemos que un BTU (unidad térmica inglesa) es la cantidad de calor necesaria para elevar la temperatura de una libra de agua en un grado fahrenheit (generalmente de 60°F a 61°F), (Kvenvolden, 1993).

En la tabla 2, se muestra la composición de diversos hidratos de gas o clatratos. Los valores de X representan el contenido de agua obtenido por los diferentes investigadores que han publicado sobre el tema (Kvenvolden, 1993).

Tabla 2. Composición de los diferentes gases (Hammererschmidt *et al.*, 1966).

Investigador	Metano CH ₄ XH ₂ O	Etano C ₂ H ₆ XH ₂ O	Propano C ₃ H ₈ XH ₂ O	Bióxido de Carbono CO ₂ XH ₂ O
De Forcrand	6	7		6
Villard				6
Hammerschmidt	6	6	7	
Roberts, Brownscombe y Howe	7	7		
Miller y Strong			6	
Deaton y Frost	7	8	18	7

1.1.f. Características físicas de los hidratos de metano.

La determinación de las propiedades físicas de los hidratos de metano se realiza a partir de registros eléctricos, de secciones sísmicas, y de estudios

magnéticos, así como de ensayos de laboratorio. Así, la mayor parte de la información procede de evidencias indirectas: los parámetros físicos y acústicos son detectados con instrumentos de registros y estudios geofísicos.

La velocidad del sonido a través del hidrato de metano es muy alta, por consiguiente, la velocidad del sonido en los sedimentos con hidratos de metano también es alta. Los hidratos de metano tienen la propiedad de ser buenos refractores y reflectores de las ondas sísmicas.

Su explotación presenta muchas dificultades técnicas ya que al disminuir la presión, las moléculas cambian de la fase sólida a la fase gaseosa, liberando el metano a una presión elevada.

En cuanto a su coloración, los hidratos pueden presentar diferentes colores debido a impurezas; los hidratos encontrados en el Golfo de México son de color amarillo, naranja y verdoso, mientras que los de las Bahamas son de color azul. Estos colores son debido a la presencia de bacterias, minerales y otros gases que también son incorporados a los hidratos (<http://www.netl.doe.gov>, 2005).

1.1.2 RESERVAS ESTIMADAS DE HIDRATOS DE METANO

Las reservas que se estiman de C asociado a los hidratos son de 10^4 gigatonnes, lo que significa el doble del que hay en todos los combustibles fósiles que se conocen. Muestra de la creciente importancia de estos hidratos como fuente energética es el informe publicada por el Departamento de Energía de Estados Unidos, en agosto de 1998, mostrando las estrategias a seguir para los próximos años (hasta el 2015) en cuanto a prospección y potencial de estos sólidos. La estimación precisa de las reservas mundiales de gas contenido en hidratos está todavía por investigar. Como ejemplo, están las estimaciones del Servicio Geológico de Estados Unidos que varían desde 100,000 trillones de pies cúbicos (Trillions Cubic Feet, TCF) a las más optimistas de 270,000,000 TCF. Las previsiones más pesimistas estiman que pueden ser el doble de las reservas conocidas actualmente (Henriet *et al.*, 1998).

1.1.3 IMPACTO AMBIENTAL DE LOS HIDRATOS DE METANO

Las concentraciones actuales de estos gases, dióxido de carbono (CO_2), el metano (CH_4), el óxido nitroso (NO_2) y el ozono (O_3), indican que la cantidad de dióxido de carbono ha aumentado en un 30% en relación a la época preindustrial (1750-1800) (Collet *et al.*, 2000). A pesar de la escasa disponibilidad de datos precisos sobre el ozono troposférico realizado bajo los 8 Km. de altura, ha sido posible determinar su abundancia actual cerca de tres veces superior a la del período preindustrial (Collet *et al.*, 2000).

El aumento de estos gases produjo en la atmósfera inferior un aumento en su temperatura, como resultado del mantenimiento del balance energético entre el sistema Tierra-atmósfera y el espacio exterior, proceso del cual se comenzó a hablar hace ya más de medio siglo, conocido como *Calentamiento Global*, causado principalmente por el aumento de los gases de efecto invernadero como

son: Dióxido de Carbono, Metano, Oxido Nitroso, Ozono Troposférico y Ozono Estratosférico.

Como "*gas invernadero*", el metano es 10 veces mas efectivo que el dióxido de carbono. Teniendo en cuenta que el metano contenido en los fondos oceánicos en forma de "hidratos" es aproximadamente 3,000 veces el contenido en la atmósfera, la capacidad de los hidratos submarinos como potencial agente provocador del "efecto invernadero" es enorme. Un gran deslizamiento submarino puede provocar la salida de cerca de 5 gigatonnes de metano desde los fondos submarinos hasta la atmósfera (Sloan, 1990).

Se produce continuamente a través en los pantanos, basureros y los tractos digestivos de animales. La actividad industrial, así como la producción, exploración y transporte del petróleo y gas, también produce descarga de metano en la atmósfera. Sin embargo, no se cree que estas actividades industriales produzcan el metano en la cantidad suficiente para impactar significativamente el clima global.

Los depósitos de hidratos de gas natural mantienen inmensos volúmenes de metano en la proximidad a la superficie de la Tierra. Si este metano entra en la atmósfera de algún modo, residirá allí durante 10 a 20 años, durante ese tiempo actuará como un gas invernadero muy eficaz.

El nivel de metano en la atmósfera es pequeño en comparación con el CO₂ (1.72 partes por millón contra 354 ppm); sin embargo, su concentración actual está aumentando al doble de la velocidad que el CO₂ (Collett, *et al.*, 2000).

Las reacciones fotoquímicas en la estratósfera y los microbios contribuyen con otros 45 millones de toneladas. Pese a que la descomposición del metano produce CO₂, el saldo a favor es positivo: por 20 moléculas que se descomponen se libera sólo una molécula de CO₂, además el metano dura menos que el CO₂ en la troposfera (12 años contra 100 años). Por lo mismo, se estima que el metano es fuente energética ecológica, al menos mucho más que el petróleo o el carbón, los cuales son los mas grandes contaminantes.

El 50% de las emisiones de metano están asociadas a la producción de alimentos para la población (cultivo de arroz y ganadería). Bangladesh, China, India, Mongolia, Filipinas, Corea, Tailandia y Vietnam aportan el 84% de las emisiones totales de metano de Asia. La mitad de la población del mundo vive en Asia y en este continente se cultiva el 90% del total del arroz del Planeta. En los arrozales y pantanos el proceso de descomposición se realiza bajo el agua, o sea con poco oxígeno, por lo tanto el desprendimiento de metano es mayor que el de CO₂ (Collett, *et al.*, 2000)

1.2. YACIMIENTOS PETROLÍFEROS EN MEXICO

INTRODUCCIÓN

México tiene grandes áreas por explorar y explotar dentro de su Zona Económica Exclusiva; en aguas con diferente batimetría se han reconocido sitios con gran potencial de reservas minerales y petroleras. En el Golfo de México, se encuentran importantes volúmenes de sedimentos que tienen potencial generador y almacenador de hidrocarburos por lo que se considera que existen volúmenes considerables (reservas posibles) de gas y/o aceite.

Casi todas las áreas que actualmente producen hidrocarburos se hallan en la Planicie Costera y en la Plataforma Continental del Golfo de México, sobre una franja que se extiende desde la frontera con Estados Unidos hasta la margen occidental de la Península de Yucatán, y del frente de la Sierra Madre Oriental hasta la Plataforma Continental del Golfo de México.

Adicionalmente se considera la existencia de gran cantidad de hidratos de metano, cuya explotación actual aun no es posible. En la Zona Exclusiva de México se tienen sitios de interés por evaluar tanto en la parte norte del Golfo de México (frente al Estado de Tamaulipas), como en el océano Pacífico (frente a los estados de Oaxaca, Guerrero y Chiapas) y en el Golfo de California (Arellano Gil, Nieto Obregón, 2002).

1.2. a Generalidades

El génesis del petróleo se debe al depósito y descomposición de restos de organismos de origen vegetal y animal que quedaron atrapados en rocas sedimentarias en ambientes marinos, y que durante la diagénesis fueron sometidos a condiciones de presión y temperatura elevadas.

Se ha encontrado petróleo en todos los continentes excepto en el Antártico, sin embargo, el petróleo no se encuentra distribuido uniformemente en el subsuelo del planeta.

Para que se puedan formar depósitos de hidrocarburos (petróleo y gas natural) se deben cumplir algunas condiciones básicas como la existencia de una roca generadora, una roca almacenadora, una roca sello que origine una trampa y condiciones apropiadas de presión y temperatura. A este conjunto de elementos y procesos geológicos que ocurren en relación a los yacimientos se le llama "*Sistema Petrolero*" (Tissot, 1982).

La composición básica del petróleo puede contener como impurezas compuestos de oxígeno, azufre y nitrógeno. También se han encontrado trazas de hierro, níquel, vanadio y otros metales. El petróleo se encuentra en el subsuelo, impregnando ciertas formaciones de tipo arenoso y calcáreo. Se dispone, por lo general, por encima de una capa de agua, y por debajo de una capa saturada de gas. Dependiendo del número de átomos de carbono y de la estructura de los hidrocarburos que lo integran, el petróleo puede presentar diferentes propiedades que determinan su comportamiento como combustible, lubricante, cera o solvente (Tissot, 1982).

Los yacimientos de petróleo crudo están constituidos por hidrocarburos líquidos a las condiciones de presión y temperatura del yacimiento, con una viscosidad menor o igual a 10,000 centipoises. Esta viscosidad se mide a la temperatura original del yacimiento y a presión atmosférica, a partir del líquido estabilizado libre de gas.

Es práctica común hablar de clases de petróleo crudo de acuerdo a su peso específico, y expresado en una escala normalizada por el *American Petroleum Institute*. A esta escala se le llama densidad API, o grados **API** (Hunt, 1996).

En la siguiente tabla se muestra una clasificación del petróleo crudo en términos de su densidad (Hunt, 1996).

Tabla 4 Clasificación del petróleo de acuerdo a su densidad (Hunt, 1996).

PETRÓLEO CRUDO	DENSIDAD (gr/cm ³)	DENSIDAD (grados API)
Extrapesado	> 1.0	< 10.0
Pesado	1.01 – 0.92	10.1 – 22.3
Mediano	0.91 – 0.87	22.4 – 31.1
Ligero	0.86 – 0.83	31.2 – 39
Superligero	< 0.83	> 39

Para propósitos comerciales los petróleos crudos vendidos nacional e internacionalmente son en general mezclas de petróleos de diferentes densidades, como se muestra en la tabla 5 (Arellano-Gil, 2002).

Tabla 5 Clasificación de mezclas de petróleos mexicanos, (Arellano-Gil, 2002).

TIPOS DE PETRÓLEO	CLASIFICACION	DENSIDAD (grados API)
Maya	Pesado	22
Istmo	Ligero	32
Olmeca	Superligero	39

1.2 b Los hidrocarburos en la Republica Mexicana

Petróleos mexicanos (**PEMEX**), ha dividido a la Republica Mexicana en 4 grandes regiones: (1) Región Norte, (2) Región Sur, (3) Región Marina Noreste [Golfo Somero] y (4) Región Marina Suroeste [Golfo Profundo].

En México se han identificado diferentes cuencas petroleras, las cuales se catalogan en productoras y no productoras. Entre las cuencas no productoras, y desde el punto de vista de exploración, se distinguen las que presentan un potencial medio-alto de las que únicamente tienen un potencial bajo (fig. 11).



Fig. 11 Se muestran las cuencas petrolíferas de México. La línea roja es el frente de deformación (<http://www.pemex.com>, 2005).

Al 1 de enero de 2005 las reservas totales de aceite en México ascendieron a 33,312.2 millones de barriles, cifra que representa el 71 % de las reservas remanentes totales, de hidrocarburos.

De las reservas totales de aceite 12,882.2 millones de barriles se consideran como reservas probadas, 11,621.2 mmb son reservas probables y 8,808.9 mmb son reservas posibles.

Tal situación ha hecho que México ocupe el lugar número 14 entre los países con mayores reservas probadas de petróleo crudo aceite (fig. 12).

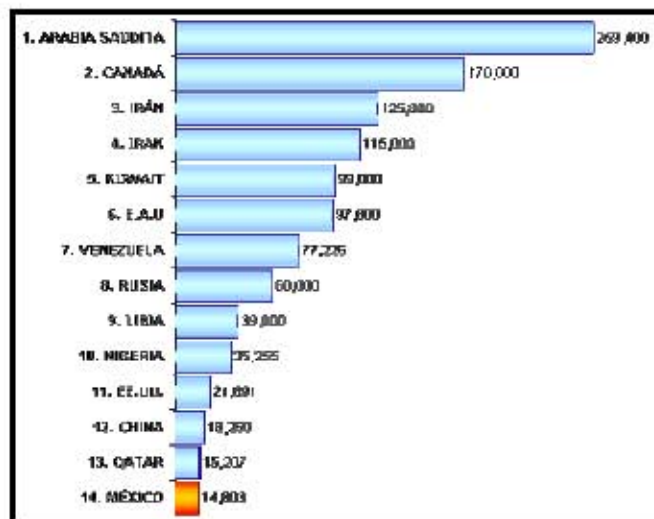


Fig.12 Posición de países según sus reservas probadas de petróleo crudo aceite en el 2005, en Millones de barriles, (<http://www.pemex.com>, 2005).

Las reservas totales de crudo aceite se distribuyen en las cuatro regiones en las que se compone PEMEX Pemex Exploración y Producción (PEP) de la siguiente manera: 14,781.6 mmb (39.63%) en la Marina Noreste; 4,488.6 (8.89%) en la Marina Suroeste; 20,806.1 (39.41%) en la región Norte; y 6,837.9 (12.08%) en la región Sur, (fig 13).

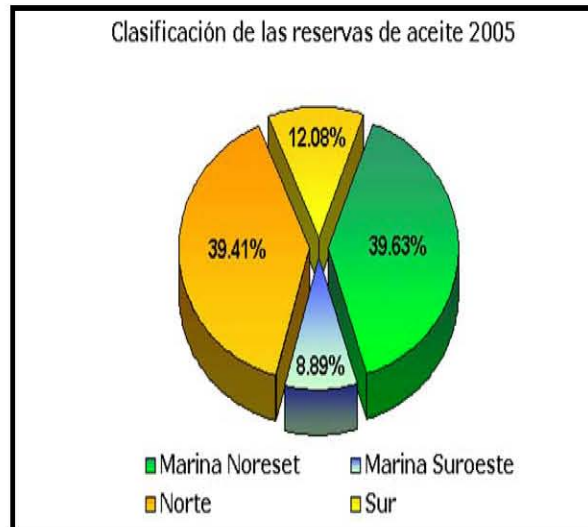


Fig.13 Clasificación de las reservas de aceite en el 2005, (<http://www.pemex.com>, 2005)

1.2 c Provincias de la Cuenca del Golfo de México Profundo

La Cuenca del Golfo de México Profundo se define, desde el punto de vista petrolero, como una cuenca no productora con potencial medio-alto; su explotación es dependiente del desarrollo tecnológico a mediano o a largo plazo.

Cubre un área de 530,000 km² bajo tirantes de agua mayores a los 200 m. En esta cuenca se han definido nueve provincias, (fig. 14), con potencial de acuerdo a sus características sísmicas y estructurales, (estudios realizados en 28,000 Km. usando sísmica 2D). Dichas provincias se enlistan a continuación, (Sánchez-Montes de Oca, 1999):

1. Delta del Río Bravo
2. Franja de Sal Alóctona
3. Cinturón Plegado de Perdido
4. Franja Distensiva
5. Cordilleras Mexicanas
6. Salina del Golfo Profundo
7. Escarpe de Campeche
8. Cañón Veracruz
9. Planicie Abisal

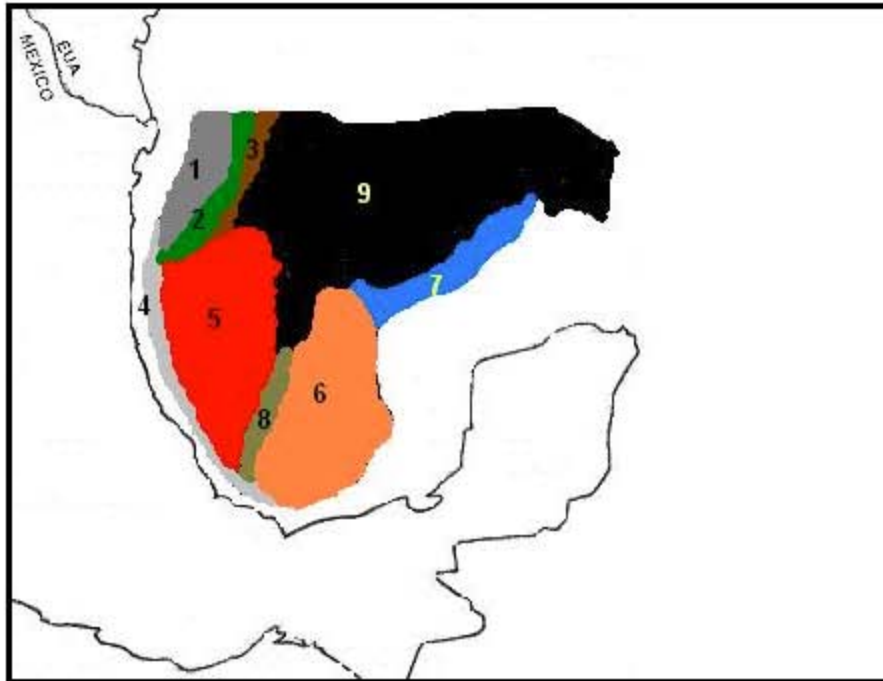


Fig. 14 Diagrama donde se muestran las provincias del Golfo Profundo, (Sánchez-Montes de Oca, 1999)

1-. Delta del Río Bravo

El tipo de hidrocarburos esperados por extrapolación de parte terrestre de Burgos y del área de la Isla del Padre es esencialmente gas, con rocas almacén que consisten en areniscas deltaicas y de plataforma aportadas por el antiguo Río Bravo del Norte.

2-. Franja de Sal Alóctona

Esta provincia se localiza en el sector nororiental del área mexicana del Golfo de México, con profundidad de agua de entre 1,000 y 3,000 m. Se postula que el área sea principalmente gasífera y las rocas almacenadoras sean areniscas depositadas en aguas profundas como turbiditas.

3-. Cinturón Plegado de Perdido.

Originado por emplazamiento de sal y deslizamiento gravitacional, se trata de estructuras alargadas, grandes (> 40 km) y apretadas, nucleadas por sal. Se encuentra a profundidades de entre 2,000 y 3,500 m. Los tipos de hidrocarburos esperados son principalmente aceites y las rocas almacenadoras serían, calizas fracturadas de aguas profundas y turbiditas siliciclásticas.

4.- Franja Distensiva

Esta provincia se localiza bordeando costa afuera a la parte sur de la Cuenca de Burgos, a la Cuenca de Tampico-Misantla y a la Cuenca de Veracruz. Las estructuras identificadas tienden a ser de gran tamaño y a partir de evidencias sísmicas, modelado geoquímica y muestreo de pozos y de sedimentos del fondo marino, los hidrocarburos esperados serían gas y/o aceites muy ligeros. Las rocas almacenadoras están constituidas por areniscas siliciclásticas de origen deltaico, plataforma, talud o cuenca (turbiditas).

5.- Cordilleras Mexicanas.

Se localiza echado abajo de la Franja Distensiva, frente a la Cuenca de Burgos (parte sur), de Tampico Misantla y de Veracruz. Se define como un amplio cinturón plegado compresionalmente que se extiende a lo largo de 500 km, y cubre cerca de 70,000 km², en tirantes de agua de entre 1,000 y 3,000 m. Los hidrocarburos esperados son aceites medios a ligeros. Las rocas almacenadoras se postula que son areniscas depositadas en aguas profundas como turbiditas.

6.- Salina del Golfo Profundo.

Se extiende por debajo de la provincia anterior. El tipo de hidrocarburos esperados serían principalmente aceites ligeros a pesados, en función del régimen termal.

7.- Escarpe de Campeche.

Esta provincia esta compuesta principalmente por rocas carbonatadas de talud, producto de la fuerte erosión del borde del banco calcáreo de Yucatán; en algunas partes están cubiertas por siliciclastos de poco espesor. El área se considera de muy alto riesgo geológico por no presentar condiciones de trampa y sello.

8.- Cañón de Veracruz.

El Cañón de Veracruz es un rasgo fisiográfico, un cañón submarino formado por la terminación de las Cordilleras Mexicanas del oeste y la provincia Salina del Golfo Profundo al este. En la actualidad no parece tener potencial petrolero.

9.- Planicie Abisal.

Es la parte central de la cuenca, con profundidades de más de 3,000 m, cubriendo un área de 100,000 km². El área tiene muy poco relieve estructural, por lo que su potencial petrolero parecería ser limitado, a menos que se probara la existencia de trampas estratigráficas y estructurales (Zona de Sigsbee).

1.3. EMANACIONES FRÍAS “COLD SEEP”

INTRODUCCION

Los carbonatos autigénicos están asociados con el término moderno “*cold seep*”. Los cold seep son infiltraciones frías de fluidos ricos en metano y / o otros hidrocarburos, los cuales surgen en el piso oceánico o fondo marino a través de montes submarinos, formado probablemente como un volcán de lodo (Díaz del Río V. *et al*, 2001).

Un volcán de lodo es un cono volcánico formado por material fino constituido por una mezcla de líquidos (generalmente agua) y sedimentos finos (limo y arcilla), (fig. 14). Los volcanes de lodo se asocian a menudo a las infiltraciones de gas (esencialmente metano) que están escapando en constante burbujeo (<http://www.geo.vu.nl>, 2005). Los volcanes de lodo tienen diversos tamaños, como puede ser de cm. ó tan grande como una montaña. Se forman a menudo como los volcanes normales, pero en vez de expulsar lava, expulsan una mezcla de materia fina (lodo), rocas y de gases.



Fig. 14 volcanes de lodo de 40 cm de alto.
(<http://volcanoes.usgs.gov>, 2005)

Durante el tiempo que están activos apenas expelen burbujas, pero pueden ser peligrosos. Cuando un volcán de lodo expulsa abruptamente grandes cantidades de gas, existe el riesgo de la asfixia para los seres humanos y los animales en la vecindad inmediata. La mayoría de los volcanes de lodo se localizan en el piso de mar.

Los volcanes de lodo son vistos como válvulas de presión en la corteza de tierra. Las placas tectónicas en las que se apoya la superficie de terrestre al subducirse una en la otra producen una gran cantidad de sedimentos. Estos sedimentos se acumulan en grietas entre las placas tectónicas aumentando gradualmente la presión. En un cierto punto la presión llega a ser tan grande que el gas, el agua y los sedimentos se combinan; provocando la aparición de un volcán de lodo (<http://www.rnw.nl>, 2005).

La mayoría de los volcanes de lodo son subacuáticos, ya que la mayoría de los contactos entre las placas tectónicas se sitúan por debajo de los océanos en el piso marino.

Los volcanes de lodo proporcionan un ecosistema único para las bacterias en el piso de mar, ya que liberan gas metano en grandes cantidades; ocasionando con esto la precipitación de minerales autigénicos por la acción bacteriana.

1.3 a *Minerales Autigénicos asociados a Cold Seep.*

Los minerales autigénicos se encuentran principalmente en las rocas sedimentarias y son los minerales que son formados en el sitio de la deposición, por la precipitación química directa o por procesos diagénéticos.

(<http://www.tulane.edu>, 2005)

Los minerales autigénicos son clasificados en estables o inestables, esta clasificación se basa en la resistencia de los minerales durante la diagénesis y el transporte, como se muestra en la siguiente tabla.

Tabla 6 Listado de minerales autigénicos estables e inestables
(<http://www.tulane.edu>, 2005)

<i>Minerales Autigénicos Inestables</i>	<i>Minerales Autigénicos Estables</i>
Yeso	Clorita
Carbonatos	Albita
Apatito	Ortoclasa
Glauconita	Mica
Pirita	Cuarzo
Zeolitas	Arcillas

Los minerales autigénicos asociados a cold seep son (<http://www.tulane.edu>, 2005):

- Carbonatos:
 - ❖ Aragonita
 - ❖ Dolomita
 - ❖ Calcita rica en Mg (HCM)
- Pirita
- Barita

1.3 b *Otras zonas donde existen evidencias de emanaciones frías.*

En otras regiones del planeta se han descrito situaciones semejantes a las que ocurren en el Golfo de México, por ejemplo, el noroeste del Mar Negro, en el Mar de Okhotsk, en la Bahía de Monterey en California, en el Mar Mediterráneo y al sur de la Isla Lihir (Nueva Irlanda) por mencionar algunos.

Al noroeste del Mar Negro existen acumulaciones de carbonato hasta 4 m de altura las cuales prosperan debido a la infiltración de metano en aguas

anóxicas. Dichas acumulaciones de carbonato están cubiertas por esteras o colonias bacterianas masivas (Michaelis *et al.*, 2002).

En las infiltraciones de metano en el noroeste del Mar Negro se ha descrito la precipitación de carbonato y pirita.

Las rocas carbonatas derivadas del metano en las afueras de Montferraro (Italia) representan uno de los primeros ejemplos descritos de las rocas producidas por cold seeps fósiles (Cavagna *et al.*, 1999).

El piso de la Bahía de Monterey es un sitio de infiltraciones frías (cold seeps), en donde, mediante la acción bacteriana y la desgasificación del metano ocurre la precipitación calcita rica en Mg (HMC) y dolomita (Stakes *et al.*, 1999).

En el Mar de Okhotsk en la cuenca de Derugin existen ventilas de fluidos ricos en metano y barita, las cuales inducen a la precipitación de barita en forma de pilares o en bloques. Las acumulaciones de barita tienen varios metros de altura y los carbonatos son depositados en los sedimentos. La paragénesis de los carbonatos es generada por la oxidación microbiana del metano y la reducción “*in situ*” del sulfato dentro de la fabrica de la barita (Greinert *et al.*, 2002).

En el Mar Mediterráneo durante el crucero Medinaut en noviembre de 1998 fueron descubiertas extensas áreas de costras de carbonatos autigénicos asociados con la emisión de metano. Las costras de carbonatos forman pavimentos, lozas redondas y montones circulares. El largo agotamiento de 13C de la calcita autigénica, de la aragonita y de la dolomita, indican que el metano es la mejor fuente de carbón para el carbonato (Aloisi *et al.*, 2000).

En Nueva Irlanda frente al arco de cuenca de la Isla de Lihir existen grandes concreciones de calcita autigénica. Análisis realizados a los isótopos de carbón de los carbonatos, indican que hay una mezcla de dos fuentes de CO₂: carbón inorgánico marino fijado en cáscaras biogénicas y CO₂ de procesos de oxidación bacteriana anaerobia del metano (Schmidt *et al.*, 2002).

1.3 c Formación de carbonatos autigénicos

En el Golfo de México los procesos microbianos dominantes son la reducción del sulfato (**RS**) y la oxidación anaerobia del metano (**OAM**). Estos procesos ocurren en los sedimentos de profundidades batiales, donde el petróleo crudo y el metano arriban a través de fallas en el piso oceánico. Las zonas con infiltración de gas y aceite son típicamente colonizadas por comunidades quimiosintéticas que consisten en bacterianas (microbial mats) diotróficas (*Beggiatoa sp.*) y mejillones metanotróficos (*Bathymodiolus sp.*) (Aharon *et al.*, 2000).

Los procesos biogeoquímicos de los sedimentos en el fondo marino tienen como resultado la mineralización autigénica, en los procesos microbianos que consumen metano, se le ha puesto mucha atención, ya que esta actividad microbiana reduce el flujo de metano y así juegan un papel importante en el ciclo global del carbón. En las partes frías la mayor parte del metano es consumido anaerobiamente por un consorcio de microorganismos que utilizan sulfato como un oxidante en un proceso conocido como **AOM** (Alosi, *et al.*, 2003).

AOM es el proceso biogeoquímico con la tasa más alta del movimiento en el frío, que produce las cantidades considerables de la alcalinidad del carbonato.

Como resultado, la sobresaturación con respecto a minerales de carbonato se alcanza rápidamente en sedimentos de superficie, llevando a la precipitación carbonatos autigénicos (Alosi, *et al.*, 2003).

Los carbonatos formados por **AOM** ocurren como corteza superficial que son expuestos en el fondo del mar por la erosión o debido a procesos de gravitación y por aumentos masivos que se extienden hasta decenas de metros encima del fondo del mar. Estas características cubren grandes porciones del fondo marino (Alosi, *et al.*, 2003).

1.3 d Vida Submarina

Los organismos que están presentes en zonas de emisión de metano, están representados por ejemplares como los mejillones, estrellas de mar y gusanos tubícolas alargados. Estos organismos viven en este medio hostil gracias a su simbiosis con bacterias "quimiosintéticas". Son grupos de bacterias que se adaptan a vivir en medios ricos en metano y en otros componentes químicos, adoptando la "quimiosimbiosis" (transformación energética a través de sulfuros o carbono del metano, como principal fuente de derivación de energía y nutrición). Estas bacterias, son los productores primarios de la cadena alimenticia, los encargados de "manufacturar" químicamente el alimento, viviendo en el interior de mejillones y gusanos tubícolas, que a vez sirven de comida a cangrejos, estrellas de mar, etc. Esta simbiosis permite el crecimiento de grandes colonias denominadas "quimiosintéticas", con condiciones químicas extremas, a grandes profundidades y con muy baja luminosidad. La emisiones de gas metano y sulfhídrico, al contrario de perjudicar, son el sustento alimenticio de estas grandes colonias de vida submarina, (Aharon *et al.*, 2000).

En el Golfo de México, se ha encontrado grandes colonias de mejillones por debajo de los 500 m de profundidad, con un tamaño mucho mayor que los que se encuentran en las zonas costeras, y que forman especies de mejilloneras redondeadas alrededor de puntos de escape de gases, y cerca de salmueras sobresaturadas gas metano. Asimismo, uno de los organismos denominado "gusano de hielo" se ha descubierto recientemente, (Aharon *et al.*, 2000).

CAPÍTULO 2

“MARCO GEOTECTÓNICO DEL GOLFO DE MÉXICO (GDM)”

INTRODUCCIÓN

El Golfo de México es un laboratorio natural ideal para el estudio de ambientes de infiltraciones frías “*cold seeps*”, de hidrocarburos (petróleo crudo y gas). Las condiciones tectónicas y deposicionales en el Golfo de México favorecen la formación de petróleo crudo y gas (Sassen *et al.*, 1993).

Estas infiltraciones de hidrocarburos y los afloramientos de metano ocurren a profundidades que oscilan entre los 500 y 1,000 m de profundidad (Kennicutt *et al.*, 1985).

2.1 GENERALIDADES

El Golfo de México (GdM) es un mar profundo que está situado en el sureste de Norte América, cuyos límites son las islas del Caribe y las masas continentales de los Estados Unidos, México, América Central y la costa norte de Sudamérica (fig. 2.1) (Gallegos *et al.*, 1993).

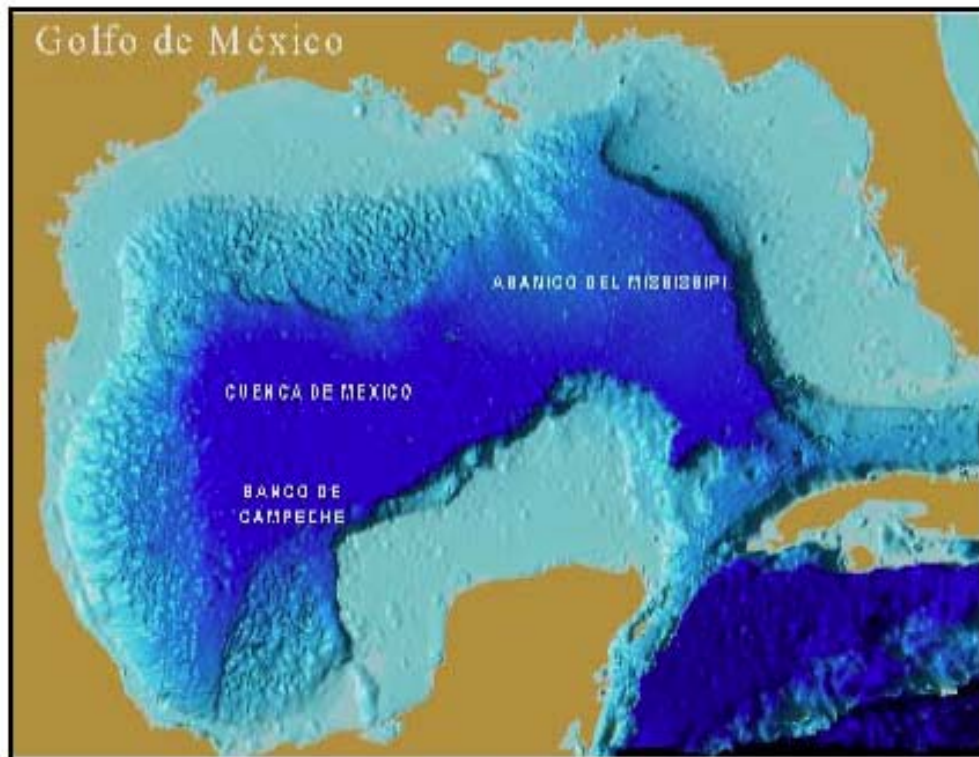


Fig. 2.1. Mapa Geográfico del GdM (<http://www.mapasofmexico.com> 2005).

La zona norte del GdM corresponde con una margen continental pasiva. Comparado con otras márgenes pasivas, existen dos rasgos del GdM que hacen importante este área para la formación de hidratos: 1) el del delta del Río Mississippi y 2) la tectónica salina (Gallegos *et al.*, 1993).

La porción oriental del GdM, que incluye la plataforma y el talud de Florida, recibe sedimentos clásticos finos y se caracteriza por tasas bajas de depósito de carbonatos. La parte occidental del GdM tiene un estrecho de por lo menos de 50 Km. de ancho, que alcanza únicamente de 100 a 200 m profundidad (Bergantino, 1971).

El sedimento es de origen mixto pelágico y de terrígeno, y el aporte estacional va desde los ríos Soto la Marina, Panuco y Tuxpan en el Oeste, y Alvarado, Coatzacoalcos, Grijalva, Usumacinta y Champoton en el Suroeste (Aguayo-Camargo, 2004). La parte Nororiental del Golfo se caracteriza por la deposición de materiales siliciclásticos, principalmente procedentes del delta del Mississippi. Dicho sector contiene gruesas secuencias de rápida acumulación de areniscas, limos, y lutitas ricas en material orgánico.

La cuenca del GdM es casi circular, con un diámetro del orden de 2,200 Km. y una superficie de unos 2.7×10^6 de Km^2 de los cuales, 1.2×10^6 comprenden a la superficie continental expuesta y 1.5×10^6 a la zona actualmente sumergida. Tiene un volumen del agua de 2.3×10^6 Km^3 . La parte más profunda del golfo es la planicie abisal de Sigsbee, situada a 3,750 m bajo el nivel del mar (fig. 2.2) (Aguayo-Camargo, 2004).



Fig.2.2. Limite antiguo y actual del GdM (<http://www.mapasofmexico.com> 2005).

Es una compleja cuenca sedimentaria que contiene acumulaciones de sedimentos detríticos así como carbonatos masivos afectados por un evento tectónico salino. Los sedimentos de edades mesozoicas y cretácicas en el GdM tienen un espesor de aproximadamente 15,000 m (Roberts *et al.*, 1999).

El GdM es considerado como una de las más importantes cuencas petrolíferas en el mundo y a su vez se puede dividir en 7 provincias geológicas de acuerdo con Antoine (1972) (fig. 2.3), las cuales son: 1) Cuenca del Golfo de México, 2) Noreste del Golfo de México, 3) Plataforma y Talud continental del Sur de Florida, 4) Banco de Campeche, 5) Bahía de Campeche, 6) Plataforma y Talud continental del Este de México, 7) Norte del Golfo de México. Aunque Byrant (1984), menciona 12 provincias geológicas submarinas las cuales son: i) Plataforma de Florida, ii) Escarpe de Florida, iii) Abanico del Mississippi, iv) Cañón del Mississippi, v) Plataforma de Louisiana-Texas, vi) Cinturón plegado mexicano, vii) Cañón de Veracruz, viii) Banco de Campeche, ix) Escarpe de Campeche, x) Plataforma de Yucatán, xi) Planicie abisal de Sigsbee y xii) Estrecho de Florida.

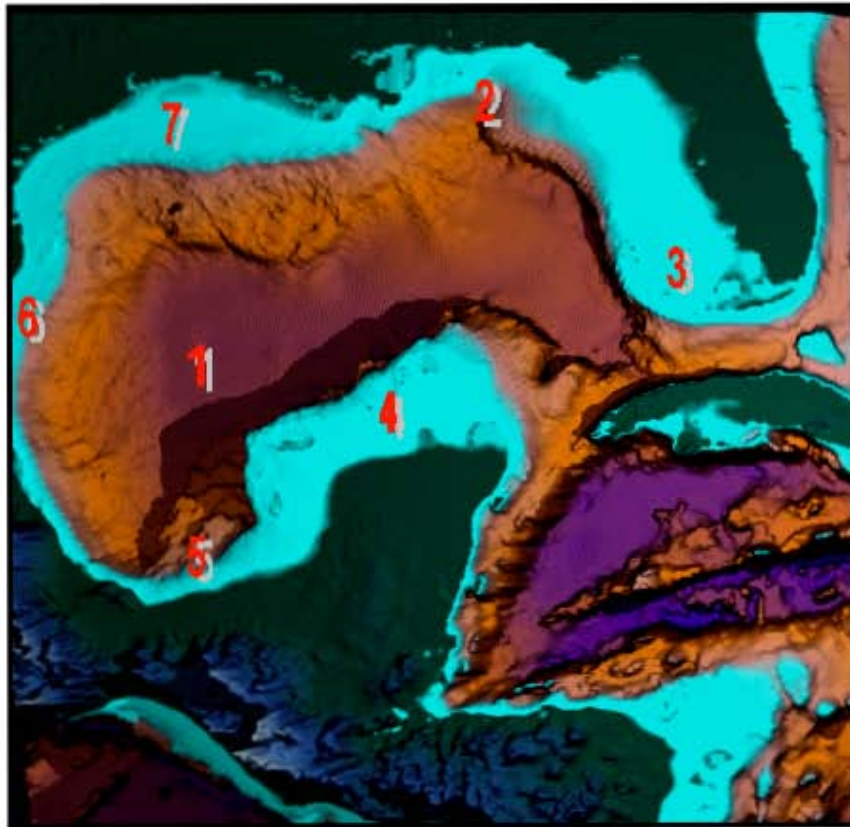


Fig. 2.3 Provincias Geológicas en el GdM modificado de (<http://www.cicese.com>, 2005)

En la parte central de la cuenca del GdM se encuentra la llanura abisal de Sigsbee con una profundidad de más de 3,000 mbnm, además de ser extremadamente plana, con algunos montículos (largos domos diapíricos), conocidos como montículos de Sigsbee (Antoine, 1972)

En general las plataformas muestran superficies suaves y los taludes son caracterizados por escarpes, montículos, cuencas intrataludes y cañones submarinos, el banco de Campeche es catalogado como un banco carbonatado, que a su vez es casi plano y que en su límite occidental presenta un cambio gradual a sedimentos detríticos (Antoine, 1972).

2.2 MARCO GEOLÓGICO DEL GdM.

2.2 a Apertura del GdM.

Se conoce que la apertura del GdM empezó a partir del Triásico Tardío con la fragmentación del supercontinente Pangea. Esto fue producto de un evento de rifting continental en la margen sur de la placa de América del Norte, que pudo haber sido causado por la instauración de una gran pluma del manto que disparó la inestabilidad cortical. Este evento, condujo a la ruptura total y separación de las placas de América del Sur y África. El rifting contribuyó a la creación de una corteza continental transicional, producto de adelgazamiento e intrusión de magmas máficos hasta el Jurásico Temprano y Medio, que se ubicaría en la parte central de la cuenca (Pindell 1985).

A esta etapa inicial del rompimiento de Pangea, que duró aproximadamente 50 Ma (Triásico Tardío-Jurásico Temprano a Tardío), se le conoce como “*La etapa de Rift*”. Se estima que la deformación durante la etapa de rift se caracterizó por ser puramente extensional en el área del Golfo y es considerada como la que inicia la traslación del bloque de Yucatán hacia el sur-sureste (Pindell, 1985; Marton and Buffler, 1994 y Salvador, 1991).

Después del evento extensional, las zonas continentales de bajo relieve producto del rifting experimentaron una trasgresión marina proveniente del este (Mar del Tethys) en el Jurásico Medio (Calloviano), controlando el depósito de secuencias evaporíticas gruesas y extensas conocidas hoy en los márgenes de la cuenca del GdM, sur de Texas y noreste de México incluyendo la Cuenca de Sabinas (Salvador 1991). El espesor de las evaporitas oscila entre 1,000 y 1,500 m en la parte central de la cuenca del GdM, pero alcanza hasta 2,000 y 3,000 m en los taludes continentales de Texas-Louisiana, EUA, y en la Bahía de Campeche, México (Salvador, 1991). Estos depósitos de sal han sido utilizados para definir la edad y dirección de dispersión del piso oceánico en el GdM, concluyéndose que el período de deriva principal, el cual también controló la traslación del Bloque de Yucatán hacia el sur, ocurrió durante el Jurásico Temprano-Tardío o después de la deposición de las secuencias evaporíticas (Pindell, 1985; Marton and Buffler, 1994).

Al parecer, la corteza oceánica en el centro del Golfo se creó a partir de que la corteza continental alcanzó un adelgazamiento crítico. El tiempo en el cual ocurrió la instauración de la dorsal oceánica en la parte central del Golfo, fue definido considerando las siguientes premisas sobre las secuencias evaporíticas presentes en el norte y sur del GdM (Salvador, 1991): a) Las secuencias evaporíticas fueron depositadas durante el Calloviano y el Oxfordiano Temprano, b) las secuencias se acumularon sobre la corteza continental adelgazada en cuencas cercanas a la zona donde se emplazó la dorsal oceánica, y c) las secuencias fueron cortadas y separadas debido al emplazamiento de la dorsal oceánica y el inicio de la dispersión del piso oceánico, respectivamente, en el centro del GdM.

Con base en lo anterior, el tiempo de operación de la dorsal oceánica en el Golfo fue entre el Jurásico Medio-Tardío o Jurásico Temprano-Tardío. Esta etapa

es conocida como “*La etapa de deriva*”, la cual fue el segundo mecanismo por el cual el bloque de Yucatán, limitado por una falla transformante derecha (Tamaulipas-Chiapas) en el este del Golfo y otra transformante izquierda (Escarpe de Florida) en el oeste, fue trasladado hacia el sur experimentando una rotación siniextral; (Pindell, 1985; y Marton and Bufler, 1994).

Los elementos desarrollados durante el Mesozoico producto de la apertura del Golfo de México son: El Alto Sabine, Cuenca Salina del este de Texas, Arco de San Marcos, la Cuenca del sur de Texas, Cuenca de Sabinas, Cuenca de Burgos, Arco Burro-Salado, Arco de Tamaulipas, Cuenca Magiscatzin, Cuenca Tampico-Mizantla, Bloque Coahuila, el Canal de Monterrey, y las plataformas de carbonatos Valles-San Luís Potosí y Tuxpan. Es muy importante mencionar que la mayoría de las cuencas, altos estructurales y plataformas, están limitadas por fallas regionales corticales como: Falla Mojave-Sonora y Falla La Bavia (FSM y FLB).

2.2 b Evolución del GdM

Para la evolución del GdM es importante la descripción del inicio (166 Ma, Calloviano) y terminación (140 Ma, Berriasiano) de expansión del Golfo (Salvador, 1991).

Paleozoico Tardío

Durante este periodo, con la colisión continental en el área del Golfo, un complejo mosaico de terrenos continentales del Paleozoico y precámbricos fueron "ensamblados" entre el núcleo continental PreCámbrico de Gondwana y Laurasia. La colisión entre Laurasia y Gondwana generó extensas planicies (de 800 km. de ancho) en el área del futuro GdM, lo que se traduce en una ausencia de rocas marinas en la región desde el Pérmico Tardío hasta el Jurásico Medio (Pindell, 1985). Una corteza relativamente delgada y un elevado flujo de calor produjeron condiciones favorables para generar amplias zonas de rift (Pindell, 1985 y Marton and Bufler, 1994).

Triásico Superior-Jurásico

Durante este periodo, el oeste de Pangea comenzó a separarse definiendo zonas de rift caracterizadas por fallamiento en bloques y emplazamiento de diques (Pindell, 1985).

Asumiendo que durante el Triásico al Jurásico Inferior el rifting ocurrió con dirección aproximada de NW-SE con la resultante formación de corteza oceánica en el Atlántico Central, el sistema de rift continental en el GdM tuvo que haber ocurrido al mismo tiempo (Marton and Bufler, 1994).

Esto se apoya en el hecho de que en el SE de EUA se produjo una extensión de dirección N-S que produjo un sistema de graven rellenado por los lechos rojos de la Formación *Eagle Mills* (Pindell, 1985). Dicho sistema se atribuye generalmente a la extensión entre África y Norteamérica atribuido posiblemente a un modelo de cizalla lateral derecha en la zona del pre-Atlántico a lo largo de los

márgenes del este de Norteamérica y oeste de África. Asimismo existen cuencas triásicas al norte del margen del Golfo (Marton and Bufler, 1994).

Jurásico Medio

Durante el Jurásico Medio la divergencia entre África y Norteamérica generó corteza oceánica en el norte del Atlántico Central, hace. 170 Ma (Batoniano). Durante el desarrollo del GdM el bloque de Yucatán sostuvo un movimiento de divergencia progresiva hacia el sur respecto a la margen Texas-Louisiana, con el consiguiente adelgazamiento cortical, cuando la expansión de la corteza oceánica comenzó (Pindell, 1985). Durante este estado temprano de rift en el Golfo, la extensión intracontinental estuvo acompañada por el depósito de los lechos rojos.

Aproximadamente hace 166 Ma (Calloviano), el Atlántico Central comenzó a abrirse a lo largo de la zona de fractura de las Bahamas. Hacia el sur de esta zona el rifting entre el Bloque de las Bahamas y el suroeste de la Altiplanicie de Guinea, la apertura todavía no se había completado. Asimismo, los movimientos de cizalla al NE de México se habían completado y el este de nuestro país había alcanzado su posición actual (Marton and Bufler, 1994).

Calloviano (164-Ma)

Durante el Calloviano el adelgazamiento de la corteza continental siguió, permitiendo la inundación tanto del Pacífico como del Atlántico joven en el área del GdM. Posteriormente, se formaron extensos depósitos evaporíticos de las provincias salinas de Louann y Campeche (Pindell, 1985).

Diversos estudios sísmicos y estratigráficos han permitido establecer una correlación entre los depósitos de ambas provincias salinas. El ambiente sedimentario tiene características de agua somera, clara y limpia, lo que implica una rápida sedimentación. De esta manera se puede concluir que el ambiente asociado a los depósitos salinos en el GdM consiste en áreas de subsidencia cuenca-plataforma, durante el adelgazamiento litosférico (Pindell, 1985).

La invasión e inundación por agua marina produjo tirantes de agua de decenas de metros, permitiendo tasas de evaporación consistentes con los índices de subsidencia de la cuenca (Pindell, 1985).

Jurásico Tardío

A partir del Jurásico Tardío, por mecanismos aún desconocidos, la dispersión en la parte central del Golfo cesó y migró hacia el este para dar origen al océano Atlántico (Pindell, 1985). A partir de este tiempo la cuenca del GdM fue estable caracterizándose por subsidencia en su parte central producto de enfriamiento termal y relleno parcial posterior.

Hacia el Oxfordiano (159 Ma), el bloque de Yucatán había rotado al SE del GdM y el depósito de sal en esta cuenca se había completado (Marton and Bufler, 1994).

La correlación entre la provincia salina del norte (Louann) y del sur (Campeche) indica la naturaleza alóctona actual de ambas provincias salinas, las cuales fueron separadas en este tiempo (Pindell, 1985).

Entre Yucatán y Sudamérica el rift continuó propagándose hacia el Oeste, y el Caribe se ensancho más (Pindell, 1985 y Marton and Buffler, 1994).

A excepción de algunas localidades puntuales, la sedimentación salina en el GdM cesó en el Oxfordiano, al tiempo que inició una mayor circulación de aguas a mar abierto (Pindell, 1985).

Dicha circulación fue probablemente controlada por el establecimiento de una dorsal oceánica en el GdM.

Durante el Tithoniano (150 Ma), el bloque de Yucatán ya había rotado en sentido siniextral (Marton and Buffler, 1994).

Cretácico Temprano-Medio

En el este de la cuenca del GdM, la plataforma estable de Florida fue cubierta por el mar hasta finales del Jurásico Tardío o principios del Cretácico, (Salvador, 1991). Además, la plataforma de Yucatán estuvo emergida hasta mediados del Cretácico. Después, las plataformas fueron sumergidas y la acumulación de carbonatos y evaporitas caracterizó la historia geológica de estas áreas estables. Gran parte de la cuenca del GdM estuvo rodeada durante el Cretácico Temprano y Medio por plataformas carbonatadas.

Pindell (1985) propone que la expansión en el GdM se completó hace 140 Ma, durante el Berriasiano. Simultáneamente a la formación de corteza oceánica, el bloque de Yucatán había rotado alrededor del polo localizado al SE del GdM. Dicho movimiento resultó en un rift activo entre Yucatán y Florida (Marton and Buffler 1994). Por lo tanto, no es sino hasta este tiempo que Sudamérica hubo migrado suficientemente lejos de Norteamérica para acomodar Yucatán en su posición actual, acoplado a la placa Norteamericana (Marton and Buffler, 1994).

Cretácico Tardío-Terciario Temprano

La margen occidental estuvo involucrada en el episodio de deformación contraccional conocido como orogenia *Laramide*, la cual creó la Sierra Madre Oriental al este de México, generando cabalgamientos de los sedimentos de cuenca sobre los de las plataformas y transporte tectónico hacia el oriente (Salvador, 1991).

2.3 HIDRODINÁMICA Y SEDIMENTACIÓN ACTUAL EN EL GOLFO DE MÉXICO

2.3.a Hidrodinámica y climatología

La morfología del GdM restringe la comunicación e intercambio con el resto de masas oceánicas. (<http://www.oceanografia.cicese.mx>, 2005).

El GdM es un mar semicerrado que, a similitud del mar Mediterráneo, se caracteriza por tener una circulación marina vigorosa sobre su plataforma continental, que aproximadamente se localiza de la costa hasta la isobata de los 200 m de profundidad. Las componentes de la circulación marina más energéticas son representadas por fluctuaciones con escalas mayores a un día.

Las expresiones más espectaculares de la dinámica en este sistema son la corriente del Lazo y los grandes remolinos anticiclónicos. La corriente del Lazo transporta aguas superficiales a través del canal de Yucatán desde el mar Caribe hacia el GdM con caudales del orden de $20 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, y se mantiene relativamente formando un “meandro” angosto (~30 Km.) hacia el interior del GdM, antes de salir por el estrecho de Florida. En el canal de Yucatán esta corriente tiende a estar adyacente a la península y coexiste con una contracorriente que circula por debajo de ella y hacia las costas cubanas.

Los grandes remolinos en el GdM están generados por el crecimiento del mencionado meandro al punto que la corriente se encierra en si misma, separándose de la corriente que los sustenta (Vidal *et al.*, 1992). Los grandes remolinos del Caribe están asociados a los flujos de entrada a través de las islas que lo limitan al sureste (<http://www.oceanografia.cicese.mx>, 2005).

La hidrodinámica del GdM está dominada por la corriente de Lazo al Este y por un gran anillo anticiclónico al Oeste. El gran anillo anticiclónico originado por la corriente de Lazo es impulsado por los vientos que van hacia el Oeste (Salas de León y Monreal-Gómez 1997). Los remolinos transportan el agua a una velocidad del ~6 Km. por día y tienen una vida de 9 a 12 meses.

Tanto las rotaciones anticiclónicas como las ciclónicas se originan en la corriente de Lazo, se extienden hacia el Oeste y chocan en la parte Oriental del continente (Elliot 1982), generando un intenso flujo con velocidades de 32 a 85 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Las rotaciones anticiclónicas constituyen el mecanismo principal a través de el cual las masas del agua del GdM entran, se dispersan y se diluyen. La traslación de tales rotaciones, su tiempo de residencia y su colisión contra la parte continental del GdM son factores decisivos en la distribución de las características físicas y químicas del agua desde la superficie hasta el fondo (<http://www.oceanografia.cicese.mx>, 2005).

2.2 b Corrientes marinas

En la actualidad se considera que el sistema de la corriente del Golfo está formado por dos corrientes: (1) la corriente de Florida, y (2) la corriente central del Golfo (Cifuentes-Lemus, 1995).

La Corriente de la Florida reúne todos los movimientos superficiales del mar que se presentan desde el estrecho de la Florida hasta el cabo Hatteras (Carolina del Norte), donde ya no sigue al litoral. En el curso de esta corriente, por el Oeste,

se desarrolla un enorme torbellino, que agrupa una ancha superficie formando en el área del Mar de los Sargazos donde, por existir pocos movimientos de surgencia, debido a que la temperatura y la salinidad del agua son estables, existe poca diversidad de organismos (fig. 2.4).

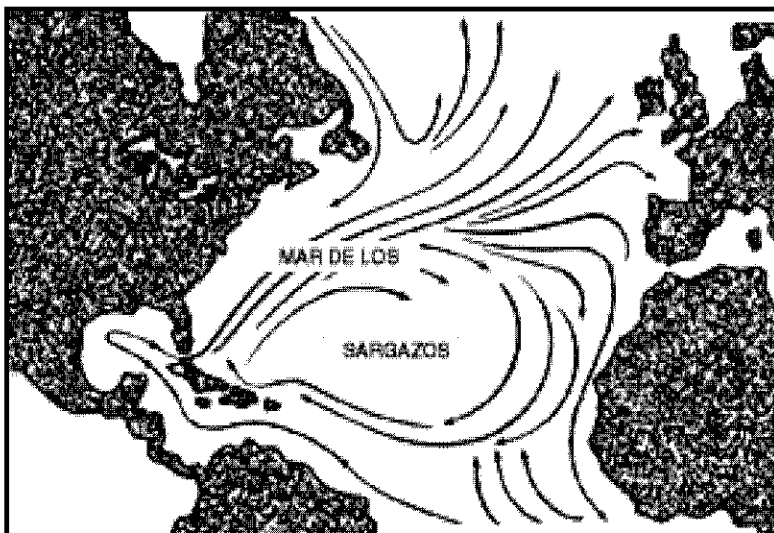


Fig. 2.4 Sistemas de corrientes marinas del sistema de la corriente del Golfo (Cifuentes-Lemus, 1995)

La Corriente Central del Golfo o corriente del Golfo propiamente dicha corresponde a la porción media del sistema y tiene 50 Km. de ancho en su zona más caudalosa. Comienza en el Cabo Hatteras (Carolina del Norte) y termina en el Gran Banco de Terranova (Canadá), y comprende los movimientos de agua que llegan a Europa mediante las diversas ramas que rodean Gran Bretaña, Noruega y otros países (Cifuentes-Lemus, 1995).

La corriente del Golfo lleva un caudal de 70 a 90 millones de m³ de agua por seg., con una anchura de 75 a 200 Km., a una profundidad de entre 450 y 1,500 m y a velocidades promedio de 4.5 Km. por hora, aunque en algunos puntos de recorrido puede alcanzar hasta 10 Km. por hora (Cifuentes-Lemus, 1995).

En la actualidad no solo se interpreta como un largo “río” de agua tibia que nace en el GdM y atraviesa todo el Atlántico, sino que está considerada como un sistema que engloba a todos los movimientos de agua del Atlántico Norte (Cifuentes-Lemus, 1995).

A lo largo del continente americano se localizan el mar Caribe y el GdM; más al norte se encuentra el mar del Labrador y la bahía de Baffin que separan Canadá de Groenlandia; y entre los continentes Americano y Euroasiático se extiende el Mar de Noruega y el Océano Glacial Ártico, mientras que entre Europa y África se forma el Mediterráneo. Cada uno de estos mares tiene una circulación propia, aunque dependiente de la circulación general atlántica, en buena parte condicionada por la corriente del Golfo (<http://www.science-frontiers.com> 2005).

2.2.c Estructura de la columna de agua

La composición del agua y las condiciones biológicas del GdM son determinados por la hidrodinámica de la cuenca (Welsh and Inoue, 2000). La columna del agua se divide en tres zonas predominantes, en un intervalo de la temperatura de 23 a 4°C: (1) capa mezclada, (2) termoclina, y (3) capa profunda (Welsh and Inoue, 2000). La definición de estas capas está basada en su temperatura. La capa de mezcla se localiza cerca de la superficie, donde la temperatura se aproxima a la temperatura superficial. En la termoclina, la temperatura de la capa de mezcla baja bruscamente y alcanza la temperatura mucho más fría de la capa profunda. En otras palabras, tanto la capa de mezcla como la capa profunda son relativamente uniformes en temperatura; la termoclina representa la zona de transición entre ambas capas (Tomczak, 2003). Sin embargo, la condición estratificada de la columna de agua prevalece desde abril (la temperatura máxima de superficie es de 23.7 °C) hasta septiembre, cuando las aguas superficiales alcanzan las temperaturas máximas de 29 °C y la capa mezclada está a una profundidad de 50 mbnm en el exterior de la cuenca. La mezcla de la columna de agua se inicia en octubre, coincidiendo con el principio de la temporada de tormentas, y termina en marzo. Esta mezcla está provocada por el viento y su efecto alcanza una profundidad de 150 mbnm en el exterior de la cuenca.

2.3.2. Sedimentación actual

En el GdM el principio del mar profundo se sitúa a lo largo de la zona de transición entre la plataforma y el talud continental (Pequegnat, 1983). Hacia el Este y en el Sur del talud continental se extiende una amplia llanura abisal. Entre el talud continental y la llanura abisal se localiza una rampa continental estrecha (Pequegnat, 1983).

La llanura Abisal de Sigsbee se extiende de 90°W a 95°W y de 22°N a 25°N. Tiene 450 km. de longitud por 290 km. de ancho, abarcando un área de 103,600 km². La llanura está cubierta por una potente secuencia sedimentaria, de más de 9 km. de espesor. Las fuentes principales de estos sedimentos son los ríos Grande y Mississippi (Pequegnat, 1983). La descarga del río de Mississippi contribuye con sedimentos con un contenido bajo en carbonatos.

La llanura abisal forma parte de la provincia detrítica del Golfo (Pequegnat, 1983). La uniformidad de los depósitos detríticos es interrumpida por una serie de diapiros salinos como, por ejemplo, los domos localizados en la parte meridional de la llanura de Sigsbee (Pequegnat, 1983). Los sedimentos que cubren la cima de los montículos de Sigsbee consisten en lodo pelágico rico en foraminíferos, con algunas capas delgadas de turbiditas (Pequegnat, 1983).

El contenido en carbonatos aumenta hacia el Sur y el Sudeste del GdM (05). En la llanura abisal de Sigsbee la fuente primaria del carbonato son los organismos pelágicos, principalmente foraminíferos y cocolitoforidos (Pequegnat, 1983). Así, la mayor parte de las regiones profundas del Golfo son ocupadas por margas pelágicas y hacia el Oeste por arcillas calcáreas.

CAPÍTULO 3

“METODOLOGÍA Y MUESTREO”

3.1 DESCRIPCIÓN DE LA CAMPAÑA OCEANOGRÁFICA

El crucero de investigación “SO-174 (OTEGA II)”, realizado a bordo del buque oceanográfico alemán SONNE, comenzó sus actividades el 6 de octubre de 2003, zarpando del puerto de Balboa, Panamá, y concluyendo sus actividades el 11 de noviembre en el puerto de Miami, EUA (fig. 3.1). El trabajo se realizó con un grupo internacional de científicos de diferentes instituciones (EUA, México, Alemania, Rusia y China). Durante la primera etapa de la investigación, el equipo trabajó en la parte septentrional del Golfo de México (GdM), a lo largo del talud continental de Texas cerca del área de Green Cañón. Del 24 al 26 de octubre permanecieron en el puerto de Corpus Christi (Texas, EUA) para la recopilación de datos. Posteriormente se trabajó en la parte meridional del GdM, en aguas mexicanas, en las áreas de la llanura abisal de Sigsbee, al norte de Campeche, en sedimentos clásticos de origen turbidíticos del Pleistoceno y Holoceno, que es donde se realizó el muestreo que se analizó en el presente trabajo, y cerca de la plataforma de Yucatán.

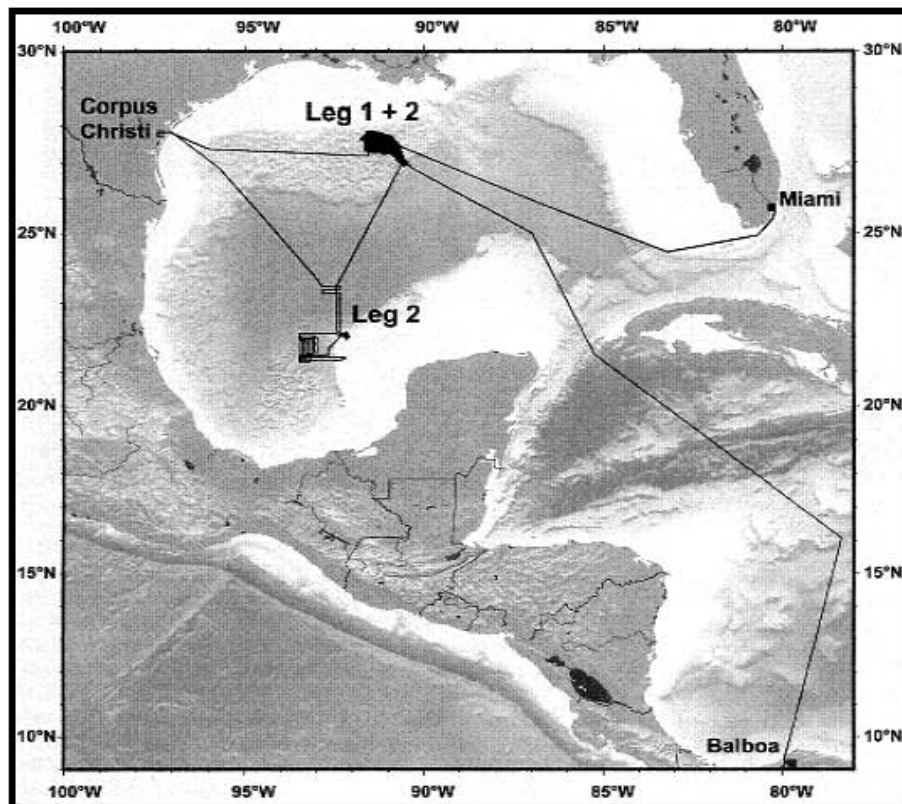


Fig. 3.1. Ruta que siguió el crucero interdisciplinario

El crucero de investigación (OTEGA II) fue enfocado al estudio de diferentes estructuras con depósitos de hidrato de metano cerca del fondo marino, así como las condiciones ambientales requeridas para ello. Otros objetivos fueron un estudio microbiológico, y la observación y examen de los mecanismos de fusión de los hidratos de gas. El programa estaba principalmente basado en el uso técnicas avanzadas, como por ejemplo el muestreo por dragado y utilizando una cámara submarina de alta resolución.

El crucero y el programa de investigación fueron planeados, coordinados y realizados por el Centro de Investigación de Geociencias del Mar "GEOMAR" de la Universidad de Christian-Albrechts en Kiel, Alemania.

El programa principal había sido establecido por los tres proyectos de investigación de colaboración MUMM, LOTO Y OMEGA, establecidos y financiados por el Ministerio Federal Alemán de la Educación y la Ciencia (*Bundesministerium für Bildung und Forschung*, BMBF) dentro del alcance de su programa especial "Gashydrate im Geosystem" (geosistema en los hidratos de gas).

Cada uno de los tres proyectos concurrentes tiene un objetivo determinado; a continuación se mencionan las diferentes funciones de cada uno y su respectiva dirección electrónica:

OMEGA: Depósitos submarinos de hidratos de gas: Dinámica del depósito de metano.

(<http://www.gashydrate.de/projekte/omega/index.html>)

LOTO: Observatorio a largo plazo para el estudio del control de la formación y de la desestabilización de los hidratos de gas.

(http://www.geornar.de/~jgreiner/web_LOTUS/index.html)

MUMM: Hidratos de metano en sedimentos marinos, dinámica y microorganismos asociados.

(<http://www.mpi-bremen.de/deutsch/biogeo/mumm2.html>)

El trabajo fue enfocado a los diferentes tipos y estructuras de depósitos de hidratos de metano cerca de la interfase agua-sedimento en el fondo marino, así como sus condiciones ambientales. Otros objetivos fueron la evaluación del volumen microbiológico, así como la observación y examen de los mecanismos de fusión de los hidratos.

3.2 TÉCNICAS ANALÍTICAS

Para este trabajo se analizaron 8 muestras pétreas "clásticas-carbonatadas" del proyecto "SO-174 (OTEGA II)", 7 ejemplares obtenidas por recuperación de núcleo y 1 por dragado, apoyándose de una cámara para identificar los lugares más óptimos de muestreo.

En las muestras se aplicaron diversas técnicas petrográficas y geoquímicas analíticas con la finalidad de caracterizar "e interpretar" el arreglo textural, las asociaciones mineralógicas, tipo de roca y componentes geoquímicos.

Las técnicas que se utilizaron para la caracterización de las muestras son las siguientes:

3.1 a Descripción Petrográfica

La descripción se hizo primeramente en muestras de mano, identificando las principales características de cada una de ellas: Color, textura, consistencia, porosidad, presencia de hidrocarburos, observaciones particulares y clasificación. Los datos obtenidos fueron plasmados a través de una base de datos en forma de tabla.

El siguiente paso fue la caracterización de los ejemplares a través del microscopio petrográfico de polarización, para ello previamente se elaboraron 8 láminas delgadas con pulido a diamante y azul de metileno “tinta de color de azul que sirve para denotar contraste en colores, distinguir mejor la porosidad”. Para la identificación y caracterización de las texturas, fases minerales e identificación de aloquímicos, porosidad, presencia de hidrocarburos, identificación de microfósiles y clasificación de roca, se realizaron las observaciones en un microscopio Zeiss modelo Axiolab en el Instituto de Geofísica de la UNAM.

Además, se realizaron fotomicrografías de las asociaciones minerales, el procesamiento de las imágenes se realizó empleando un analizador de imágenes Carl Zeiss acoplado al microscopio Axiolab y un software AxioVision 3.1 con Carl Zeiss AxioCam Emulation, en el Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica de la UNAM, figura (3.2).



Fig. 3.2 Equipo con el que se hizo la descripción petrográfica.

Debido a la presencia de rasgos específicos y de importancia para este estudio, que superaban la capacidad de resolución del microscopio petrográfico se requirió de apoyo de la microsonda electrónica.

3.1 b Imágenes SEM

Las observaciones de las láminas delgadas con pulido a diamante se han complementado con un estudio realizado mediante una microsonda electrónica marca Jeol, modelo JXA, series 8800/8900, (fig. 3.3) del Instituto de Geofísica de la UNAM. Con este equipo se han obtenido imágenes SEM de electrones secundarios (SE).



Fig. 3.3 Equipo con el que se obtienen las imágenes “SEM”

En dichas observaciones se realizaron croquis con tinta china indeleble en la lámina delgada, a través de líneas que finalizaban donde se indicaron los campos a analizar, por medio de círculos, los cuales no pudieron distinguirse con claridad en el microscopio, el mapa se hizo con la ayuda del microscopio petrográfico y/o a través de fotografías tomadas de una cámara instalada al mismo (Fig. 3.4).

Estas fotos se tomaron con la finalidad de denotar los rasgos más característicos como tipos de aloquímicos, porosidad, manchas de hidrocarburos, etc.

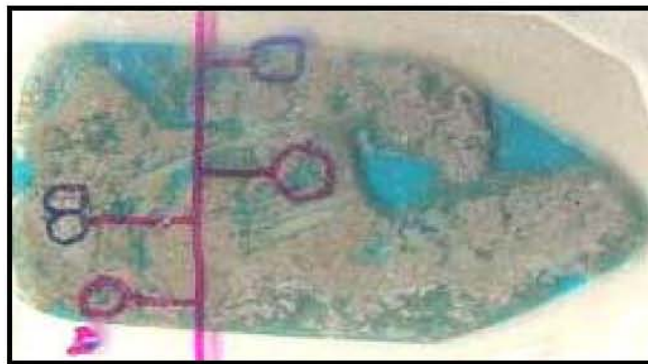


Fig. 3.4 Mapa de referencia sobre una lámina delgada para análisis en microsonda electrónica.

3.1 c Geoquímica

Una fracción de las muestras fue preparada para realizar estudios de elementos mayores y trazas por Fluorescencia de Rayos X (FRX). Otra parte fue para el análisis de fases minerales en las muestras mediante Difracción de Rayos X (DRX) y finalmente del resto de la muestra destinada para análisis geoquímicos se hizo el tratamiento para el análisis de relaciones isotópicas, todas ellas mediante “el espectrómetro de masas”.

Previamente las rocas fueron preparadas utilizando una trituradora de quijada y un pulverizador en el taller de molienda del “Departamento de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geofísica y en la Facultad de Ingeniería de la UNAM.

Fluorescencia de Rayos X

La fluorescencia de rayos X (**FRX**) es la técnica analítica de mayor aplicación para el análisis de elementos mayores y algunos elementos traza en materiales geológicos (Rollinson, 1993).

Elementos Mayores

Se consideran elementos mayores aquéllos con concentraciones mayores al 1% en cualquier tipo de roca. Generalmente, estos son Si, Ti, Al, Mn, Mg, Ca, Na, K y P y sus concentraciones se expresan en porcentaje en peso (%p) del óxido. El análisis de los elementos mayores se realiza solo para cationes y se asume que los elementos vienen acompañados por una apropiada cantidad de oxígeno. Así, la suma de los óxidos de los elementos mayores da un total de 100%. El Fe es reportado como FeO y Fe₂O₃, pero a veces se expresa como Fe total ya sea FeO_(to) o Fe₂O_{3 (to)} (Rollinson, 1993).

Elementos Traza

Estos se definen como aquéllos elementos cuyas concentraciones son menores al 0.1% y se expresan en ppm (partes por millón) o más raramente en ppb (partes por billón; 1 billón= 10⁹). Sin embargo, esta convención no siempre se sigue, permitiendo así que la concentración de los elementos traza excedan el 0.1% y sean aceptados. Algunos de los elementos traza de importancia en la geoquímica son: Ni, Cr, V, Y, Zr, Rb, Sr, Ba, Nd y Sm (Rollinson, 1993).

En comparación con los elementos mayores, se tiene mayor diversidad y frecuentemente una mayor variación en las abundancias. Aproximadamente 90 de los elementos químicos conocidos se presentan en rocas y minerales en niveles traza (límite arbitrario: < 0.1%; <1,000 ppm). Mientras que sólo se tienen 11 elementos mayores (Rollinson, 1993).

Los elementos mayores sólo pueden variar en un factor menor a 100 (generalmente es mucho menor que este valor), mientras que las concentraciones de elementos traza pueden variar hasta en un factor de 1,000.

Los elementos traza presentan ciertas preferencias para alguna de las dos fases del magma, sólida o líquida. Cuando los elementos se concentran en la fase sólida se les llaman elementos compatibles, mientras que aquéllos que se presentan en la fase líquida son llamados elementos incompatibles o Hidromagmatófilos. Sin embargo, al hablar de grados de compatibilidad o incompatibilidad no existen reglas estipuladas, ya que cada elemento se comporta de manera diferente según la composición del líquido (Rollinson, 1993).

Clasificación de los elementos traza.

Los elementos traza pueden dividirse de acuerdo a la proporción existente entre la carga y el radio, de esta relación se tiene prácticamente dos grupos de elementos:

Elementos de bajo potencial iónico (Elementos litófilos de radio iónico grande = LILE large-ion lithophile elements): Son elementos de carga pequeña y radio grande como los elementos alcalinos y alcalinos térreos. Ejemplos de estos elementos son K, Rb, Cs, Sr, Ba, los cuales son altamente incompatibles y el Be y Li, que son moderadamente incompatibles. (Rollinson, 1993).

Elementos de alto potencial iónico (HFSE: high field strength elements). Elementos de carga grande y radio pequeño, típicamente Zr, Hf, Nb y Ta donde los dos primeros son moderadamente incompatibles y los dos últimos son altamente incompatibles. En ocasiones el Th y el U se incluyen en este grupo debido a las características de su carga y radio, los cuales son altos. Estos elementos son casi insolubles en fases fluidas (elementos compatibles), y por lo mismo son relativamente inmóviles durante la alteración. Una característica típica de los magmas relacionados a la subducción es la concentración anómalamente baja de Ta y Nb (Rollinson, 1993). En este grupo es común encontrar también a los elementos de las Tierras Raras (Rollinson, 1993).

Elementos de las Tierras Raras (REE: Rare Earth Elements).

Los Elementos de las Tierras Raras comprenden a la serie de los metales con número atómico del 57 al 71 (La al Lu). Algunas ocasiones el Y, el cual tiene un radio iónico similar al Ho, se llega a incluir en esta serie. Estos elementos se han clasificado en tres grupos de acuerdo al número atómico, así los elementos que tienen un número atómico bajo son llamados Tierras Raras Ligeras (TRL); los que tienen números atómicos altos son las Tierras Raras Pesadas (TRP) y el tercer grupo serían las Tierras Raras Intermedias (TRI) (Rollinson, 1993).

Las muestras se prepararon para el análisis de elementos mayores y traza, se generaron un total de 7 muestras analizadas cuyas claves son: C1, C2, C3, C4, C5, C7 S1 y S2 ejemplares para dicho estudio.

El análisis químico en la roca (elementos mayores y menores) fue realizado con un espectrómetro de masas secuencial de Fluorescencia de Rayos X marca Siemens SRS 3000, (fig. 3.5), en el Laboratorio Universitario de Geoquímica

Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM". Los detalles sobre la preparación de la muestra y los materiales de referencia que construyen las curvas de calibración se pueden consultar en Lozano *et al.*, (1995).



Fig. 3.5 Espectrómetro de masas secuencial de Fluorescencia

Los óxidos analizados fueron SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , F_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 dado en porcentajes, y los elementos traza analizados fueron: Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb, expresados en partes por millón (ppm).

Difracción de Rayos X

La Difracción de Rayos X (**DRX**) es una técnica que se basa en la identificación cualitativa de la composición de una muestra. La difracción está basada en las interferencias ópticas que se producen cuando rayos X inciden en la estructura de una muestra (Rollinson, 1993).

Existen dos técnicas de DRX por monocristal y en polvo, la última fue utilizada en el análisis de las muestras del presente trabajo.

La difracción de rayos X de monocristal puede proporcionar información detallada de la estructura tridimensional en estado sólido de muestras cristalinas de compuestos orgánicos, inorgánicos y organometálicos, consistiendo en la descripción geométrica en términos de distancias y ángulos de enlace.

La difracción de rayos X por polvo está basada en la identificación de una fase cristalina, cada fase cristalina le corresponde un diagrama de rayos X que le es característico. Estos diagramas están coleccionados en libros y bases de datos agrupados en categorías tales como: compuestos orgánicos, inorgánicos y minerales. Se trata, por lo tanto, de encontrar el mejor ajuste del diagrama con uno de los coleccionados. Las áreas de mayor aplicación de esta técnica son: Investigación de materiales, control de calidad de cementos, mineralogía y geología, farmacéutica, química y catálisis, polímeros, arqueología, nuevos nanomateriales y semiconductores.

Para el análisis de las fases minerales presentes en las muestras se prepararon 8 ejemplares, cuyas claves son: C1, C2, C3, C4, C5, C7, S1 y S2, para el análisis mediante la técnica de difracción de rayos X a través de muestras en polvo se utilizó un espectrómetro de masas (difractómetro) marca Philips modelo 1400 (fig. 3.6), en el Instituto de Geología de la UNAM.



Fig. 3.6 Difractómetro de polvo

Esta técnica fue empleada para identificar los minerales de tipo “carbonatos” o “carbonatos-orgánicos” asociados a las rocas carbonatadas y/o a los hielos de metano.

Con base en los espectro obtenidos por la DRX se determinaron las fases minerales correspondientes, que aparecen en una tabla en subsecuentes capítulos.

Se utilizó está técnica para saber las asociaciones minerales de carbonatos y otros como silicatos y arcillas que se ligan a ambientes carbonatados de plataforma.

Relaciones Isotópicas

Los 92 elementos que ocurren naturalmente se pueden dividir alrededor de 300 isótopos estables y 1200 radioactivos. El núcleo de un elemento contiene un número fijo de protones, los isótopos de un elemento tienen diferente número de neutrones. Los isótopos del mismo elemento tienen diferencias en la masa y en la energía que causan diferencias en las propiedades físicas y químicas. En una molécula con dos isótopos, el isótopo de masa mas ligera posee lazos débiles y es mas reactivo que los isótopos pesados (Hoefs, 1997).

En consecuencia, los isótopos del mismo elemento tienen el mismo comportamiento químico; forman el mismo tipo de compuestos y presentan reactividad similar. Los isótopos estables no decaen naturalmente y son

empleados en estudios geotérmicos para conocer procesos o el origen de aguas y gases. Los isótopos estables más empleados son, (Hoefs, 1997):

- ❖ Hidrógeno (^1H , ^2H),
- ❖ Carbón (^{12}C , ^{13}C),
- ❖ Oxígeno (^{16}O , ^{18}O)
- ❖ y Azufre (^{32}S , ^{34}S).

Para identificar las relaciones isotópicas estables del carbono “C” y del oxígeno “O” ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y $^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$) se utilizó el espectrómetro de masas marca Finnigan MAT modelo 253 (fig. 3.7), estos análisis se realizaron en el laboratorio universitario de geoquímica isotópica (LUGIS), del Instituto de Geología (UNAM).

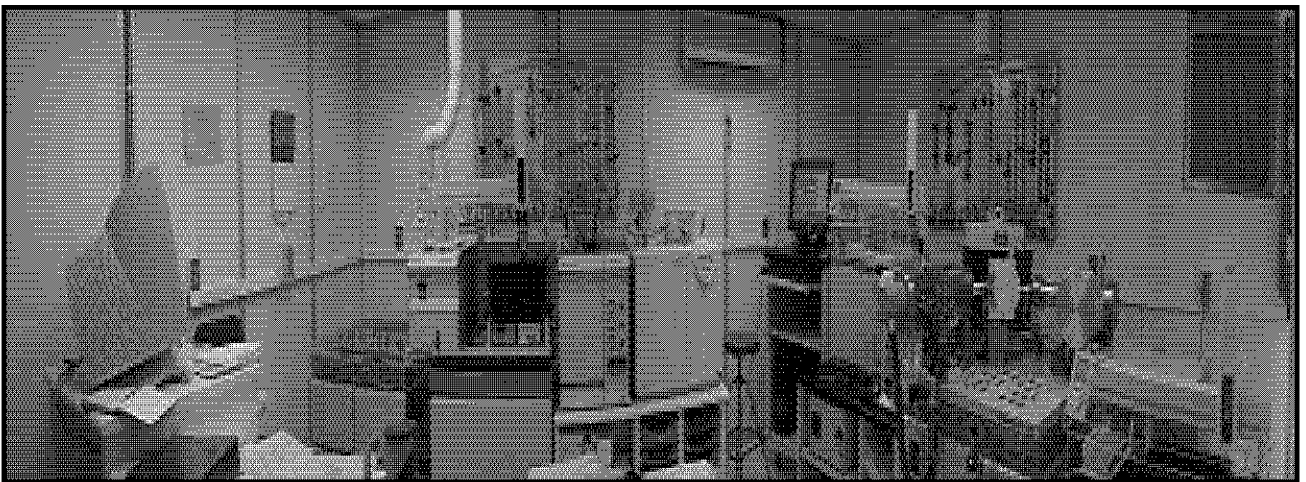


Fig. 3.7 Apartado donde se realizó la isotropía

Todos los análisis fueron realizados a 25°C, utilizando 99.998% de CO_2 de un tanque Praxair como gas de referencia ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = -7.16$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -11.29$), el cuál fue calibrado con un tanque de Oztech del CO_2 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = -9.78$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -10.99$). Los resultados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ y de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ fueron normalizados con NBS19 para la escala VPDB, según Coplen (1988).

El cociente del isótopo fue determinado simultáneamente para el carbón y el oxígeno utilizando Gas Bench II.

La presión y la exactitud fueron comprobadas usando una muestra de calcita, la cual era analizada cada siete muestras. Para esta técnica, la desviación estándar es 0.2 ‰ para el oxígeno y 0.2 ‰ para el carbón.

Para obtener los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{vpdb}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{vpdb}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{xsmow}}$, se mandaron al laboratorio 12 muestras con claves C1a, C1b, C1c, C5a, C5b, C2a, C2b, C2c, C2d, C2e, S2a y S2b, de las cuales C1a, C1b y C1c son de “Capopote Knoll” y el resto de las muestras se recolectaron en el área de “Green Canyon”.

CAPÍTULO 4

“CARACTERIZACIÓN DE LOS CARBONATOS AUTIGÉNICOS DEL GOLFO DE MÉXICO”

INTRODUCCION

Los carbonatos son compuesto químico que contiene los elementos carbono (C) y oxígeno (O), que representan una clase de minerales, algunos de los cuales son de extraordinaria difusión y notable importancia, no sólo en el terreno mineral, sino también en el científico y económico. De los carbonatos el más importante, en abundancia y uso es el CaCO_3 (carbonato de calcio). Los carbonatos pueden dividirse en dos grupos: anhidros e hidratados. Los carbonatos anhidros se dividen en dos grandes grupos, el grupo de la calcita y el grupo del aragonito. Las especies de este grupo son: calcita, dolomita, anquerita, magnesita, siderita, rodocrosita, smithsonita y esferocobalita. Las especies que forman parte del grupo del aragonito son: aragonita, bromlita, witherita, estroncianita y cerusita (Dana 1975). Los carbonatos hidratados son: malaquita, gaylusita, trona, nesquehonita, lansfordita, termonatrina, natron, lantanita, calkinsita, tenerita, hidromagnesita, (Dana, 1975).

Los carbonatos pueden dividirse en: autóctonos y alóctonos. Los carbonatos autóctonos proceden del material original o por la alteración de los minerales primarios. Los carbonatos alóctonos no tienen relación genética alguna con el material original. Su origen se debe a una contribución externa, han sido transportados por el agua o por el viento, entre otros eventos.

Existen dos tipos de depósitos para los carbonatos: terrígeno y marino, mientras que los terrígenos son producto del intemperismo químico y físico de las rocas preexistentes que han sido transportados a la cuenca de depósito, los sedimentos carbonatados marinos se generan y precipitación “*in situ*” dentro de la misma cuenca.

Un ambiente de depósito es un lugar geográfico, (continente, mar y zona litoral), caracterizado por: (1) una combinación particular de procesos geológicos como: (a) intemperismo y/o erosión, (b) agentes de transporte y (c) medio de depósito. (2) condiciones ambientales particulares. (3) marco tectónico. Cada ambiente produce depósitos y eventualmente secuencias de rocas, con características particulares como: (a) determinado tipo de roca (clástica o química), (b) ausencia o presencia de determinado tipo de estructuras y determinado tipo de fósiles.

4.1 CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA DE LOS CARBONATOS AUTIGÉNICOS DEL GOLFO DE MÉXICO

Las muestras que se colectaron en la campaña oceanográfica (SONNE 174/2), fueron obtenidas por: recuperación por dragado (al suroeste del Banco de Campeche ó de la plataforma de Yucatán cerca del escarpe de Campeche “Chapopote Knoll”), a una profundidad mayor de 2,900 mbnmm y por recuperación de núcleos (en el talud continental de Texas y Louisiana “Green Canyon”), a una profundidad que va de los 950 a los 1,045 mbnmm (fig. 4.1), en el Golfo de México.

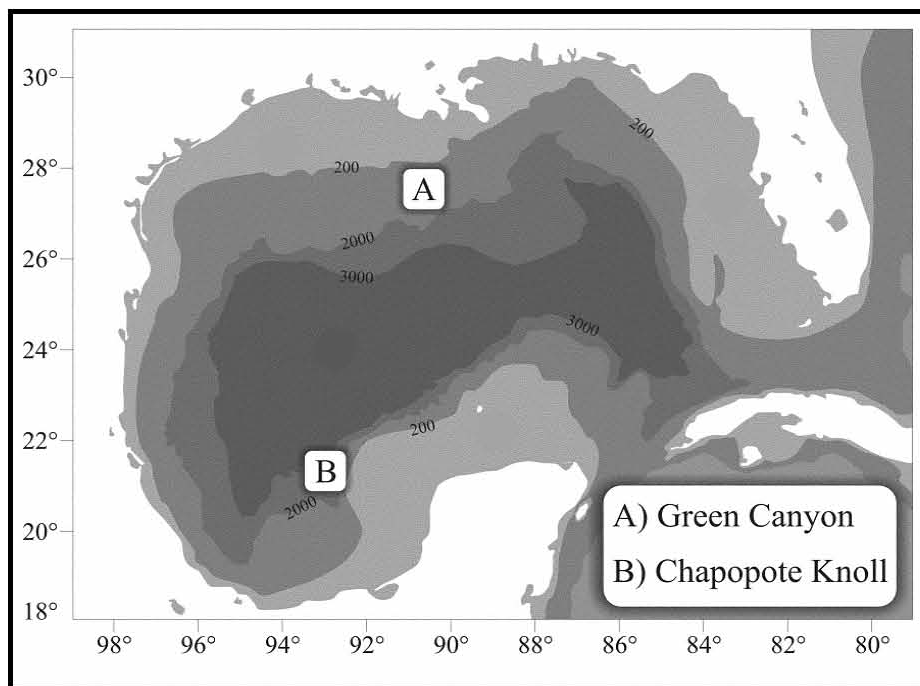


Fig. 4.1 Localización de las áreas de muestreo.

4.1.a Características generales de las zonas “Green Canyon” y “Chapopote Knoll”

Green Canyon

Es el área más estudiada con respecto a los “cold seeps” en el Golfo de México (Aharon and Fu, 2003, Sassen *et al.*, 2004), la topografía del piso oceánico muestra una cantidad considerable de montículos producto del diapirismo salino de la zona (Bryant *et al.*, 1991).

Según Bohrman and Schenck (2004) existen domos salinos de pocos kilómetros de diámetro. Dicha zona está limitada por fallas y escarpes.

Las fallas están relacionadas con las estructuras diapiricas que a su vez sirven como guía para la migración de los hidrocarburos.

En el área de donde se obtuvieron las muestras se localiza a los 27°32.61'N/90°59.54'W a una profundidad de 1,045 mbnmm (línea TGC-1) y

27°33.48'N/90°58.86'W a 950 mbnmm de profundidad (línea TVG-11), (fig. 4.2) (Bohrman and Schenck 2004).

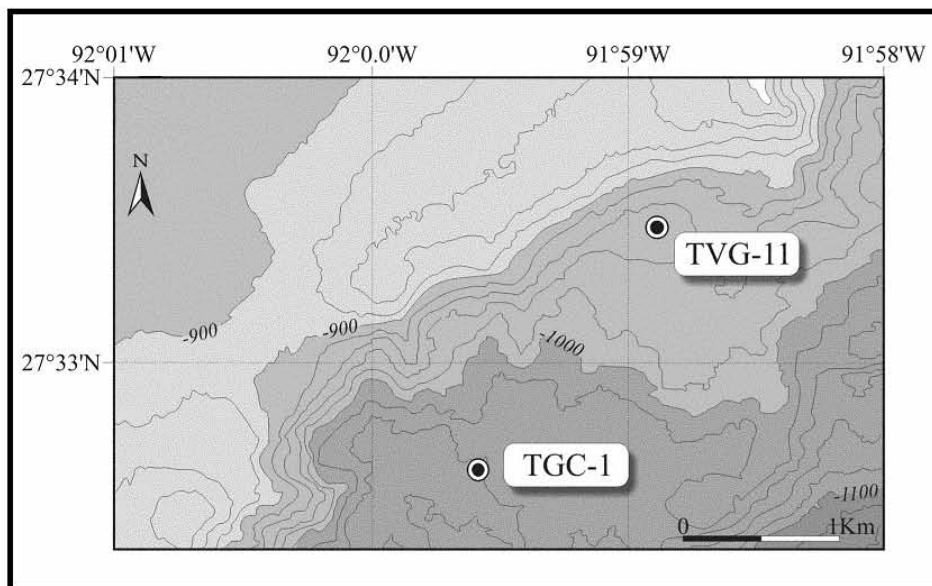


Fig. 4.2 Imagen que muestra las áreas donde se obtuvieron las muestras en “Green Canyon”

De acuerdo con Bohrman y Schenck (2004) en el área existen montículos de hidratos de gas, depósitos de carbonatos autigénicos, abundante comunidad bentónica con mejillones, estrellas de mar y bacterias (*Beggiatoa*).

Los carbonatos aparecen de 2 maneras: 1) como concreciones a pocos metros por debajo del piso oceánico y 2) como losas de suelo duro tipo pavimento cerca del lecho marino “*hardground*”.

Chapopote Knoll

El área de Chapopote Knoll es un agrupamiento de domos salinos localizados en la cuenca abisal del GdM cerca del escarpe de Campeche. Estos domos salinos se elevan de 450 a 800 m sobre la cuenca abisal, con una profundidad que oscila entre los 3,000 a 3,500 m.

Estos domos salinos alcanzan una longitud de 24 Km. además de tener una alineación noroeste-sur-este (Bohrman and Schenck 2004, MacDonald *et al.*, 2004).

En algunos casos las fallas de los diapiros así como el declive de los escarpes marcan la alineación de los flancos y crestas de los domos (MacDonald *et al.*, 2004)

El área donde se extrajo la muestra se ubica en las coordenadas 21°54'N / 93°26'W a una profundidad mayor a los 2,900 mbnm (fig. 4.3) (MacDonald *et al.*, 2004).

MacDonald *et al.*, (2004) reportó campos de asfalto solidificado, depósitos sólidos de chapopote a menudo colonizados por fauna quimiosintéticas además de un intenso vulcanismo de asfalto produciendo flujos como de lava.

Los carbonatos surgen en relación a los flujos de chapopote que forman depósitos solidificados (Bohrman and Schenck 2004, MacDonald *et al.*, 2004).

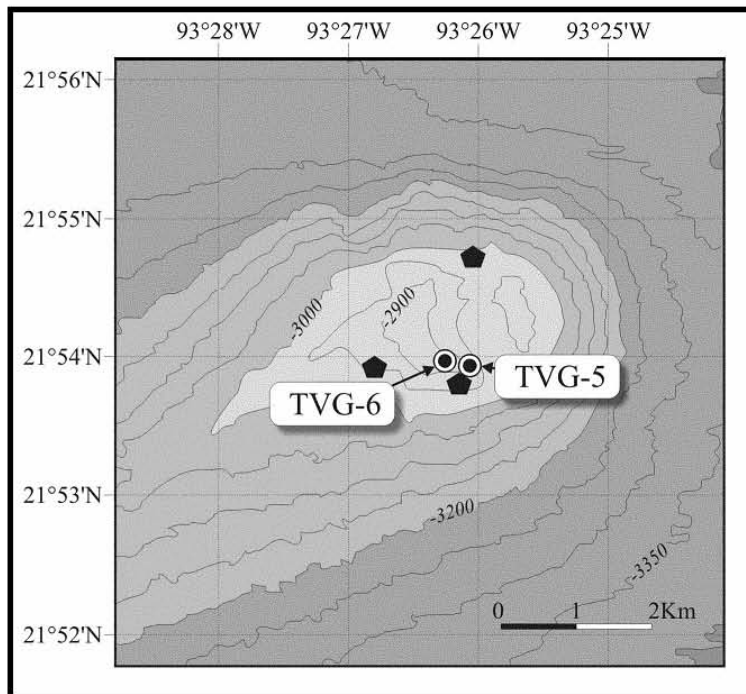


Fig. 4.3 Imagen que muestra la zona donde se recolectó la muestra en “Chapopote Knoll”

4.1.b Características Generales de las muestras recolectadas en el crucero oceanográfico (SONNE 174/2)

Green Canyon

Las muestras recolectadas del área de “Green Canyon”, con clave C2, C3, C4, C5, C6, S1 y S2, presentan características petrográficas similares, las cuales son: 1) son de color gris en diferentes tonalidades (Fig. 4.4.A, 2) el tamaño de grano es variado, va desde muy fino a medio (Fig. 4.4.A, 3) la porosidad en su mayoría es vesicular y en algunos casos tiene forma de amígdalas o de cavidades (Fig. 4.4.B, 4) en el rubro de la compactación es estimada entre los rangos de moderada a muy buena, en tanto que la dureza varía de moderada a muy dura (Fig. 4.4.C).

La relación que existe entre el hidrocarburo o chapopote almacenado en los poros, se concluye que existe un único rango el cual es: buena cantidad de hidrocarburo o de chapopote alojado en los poros (Fig. 4.4.D).

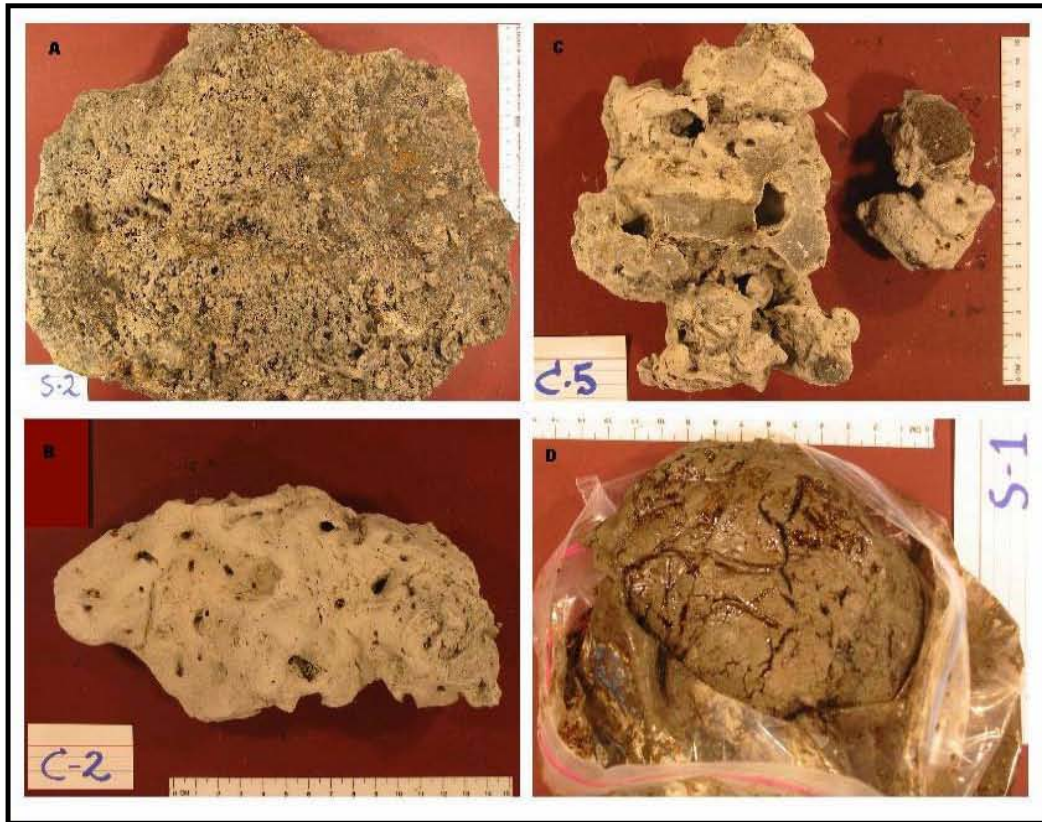


Fig. 4.4 Características petrográficas similares, en muestras recolectadas en el área de “Green Canyon”

En cuanto a sus características microscópicas se concluye: 1) un rango variado en la porosidad de 25% al 45%, que en su mayoría es porosidad por disolución y un bajo porcentaje por fracturamiento (Fig. 4.5.A; 2) en relación a la presencia de fósiles presentes hay un rango considerablemente amplio el cual varía de menos del 15% a más del 15%, siendo los fósiles del orden foraminífera los que predominan (Fig. 4.5.B), 3) en relación a la presencia de alquímicos, el rango también es bastante amplio, el cual va de menos del 15% a más del 15%; 4) existencia de micrita, pseudo-espátita y micro espátita (Fig. 4.5.C); 5) los minerales no carbonatados se presentan en una escala que va de menos del 5% a menos del 10% con minerales predominantes tales como el cuarzo, pirita y minerales arcillosos y 6) la matriz es lodosa y de carbonato de calcio.

La relación existente de hidrocarburos y su magnitud en dichas muestras oscila entre menos del 15% hasta un 40%, siendo la porosidad por disolución la que alberga la mayor cantidad de hidrocarburos (Fig. 4.5.D).

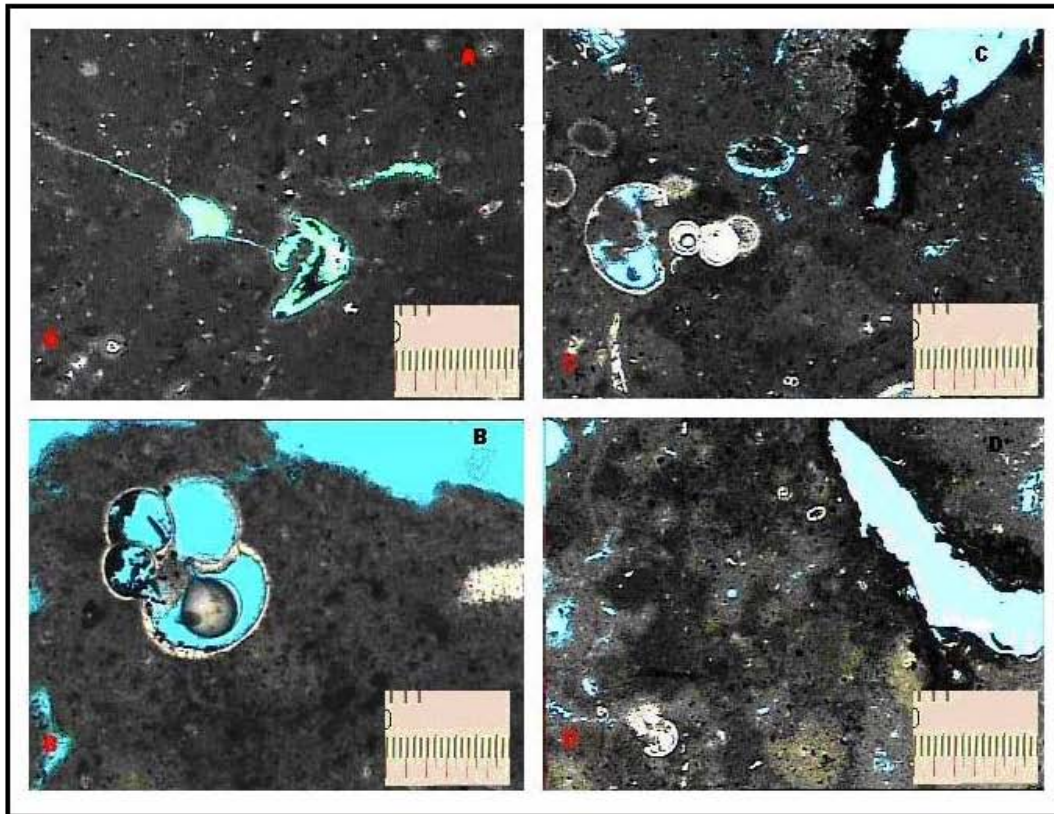


Fig. 4.5 Características microscópicas de las en muestras recolectadas en el área de “Green Canyon”, las fotos fueron tomadas con el lente de 10X.

Chapopote Knoll

Para la muestra recolectada del área de “Chapopote Knoll”; con clave C1; dicha muestra fue recolectada utilizando una cámara submarina y equipo de alta tecnología para dirigir el dragado, método por el cual se obtuvo la muestra.

A continuación se describen las características petrográficas de dicha muestra, las cuales son (Fig. 4.6): 1) presenta un color gris amarilloso, 2) su textura es arenosa y el tamaño de grano va de moderado a grueso, 3) en cuanto a la porosidad se presenta de diferentes tamaños y 4) hay presencia de conchas de color blanco y estructuras en forma de tubos.

En cuanto a la presencia de hidrocarburos en la muestra se concluye que los poros se encuentran rellenos de hidrocarburos, chapopote ó de aceite de alta viscosidad.



Fig. 4.6 Características generales de la muestra recolectada en el área “Chapopote Knoll”

Para las características microscópicas se tiene (Fig. 4.7): 1) una porosidad menor al 40%, preferente a la porosidad por disolución, 2) existencia de fósiles mayor al 30%, con amplia distribución de conchas de bivalvos y micro foraminíferos, 3) con respecto a los elementos alquímicos existen mas del 15%, en forma de intraclastos, 4) existencia de pseudo-espátita (en cristales pequeños) y contornos de esparita, 5) la presencia de minerales no carbonatados se tiene menos del 5% los cuales son de cuarzo y pirita. Cabe mencionar que la aragonita aparece en forma radial y fibrosa y 6) la muestra está soportada por una matriz carbonatada lodosa y ciertas partes por aragonita cementada en oquedades.

Los hidrocarburos en esta muestra presentan mas del +10% alojándose principalmente en los poros (Fig. 4.7).

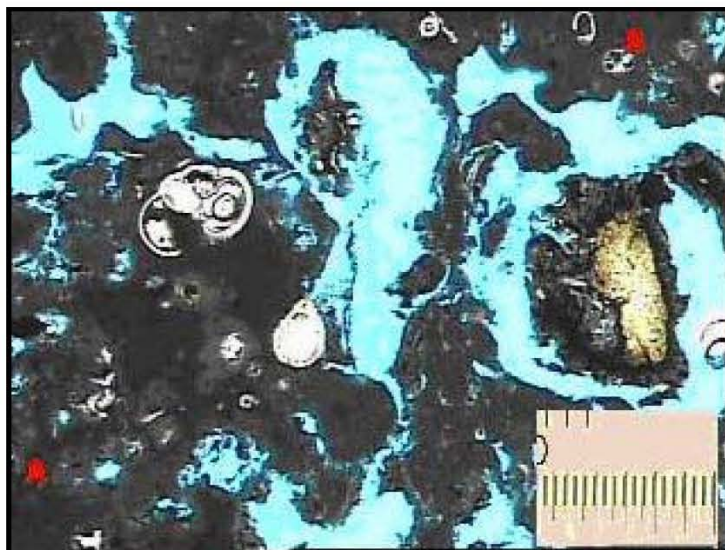


Fig. 4.7 Características microscópicas de la muestra recolectada en el área “Chapopote Knoll”, las fotos fueron tomadas con el lente de 10X.

Después de el estudio petrográfico se puede inferir que las muestras que se colectaron del área de “Green Canyon” (S2a y S2b), presenta una considerable similitud en características con la muestra que se extrajo de la zona de “Chapopote Knoll”. Aunque las muestras (S2a y S2b) son clasificadas como “*mudstone*”, el porcentaje de aloquímicos es superior a la de las demás muestras, pero inferior al de la muestra de “Chapopote Knoll”.

La pirita aparece en todas las muestras (cristales que forman estructuras framboidales) (Fig. 4.8.A) y la aragonita aparecen en las muestras (S2a y S2b), como en la muestra C1 (muestra colectada del sur del GdM), como cemento que rellena parcialmente oquedades y como agregados (Fig. 4.8.B), y la barita tiene una estructura radial fibrosa (Fig. 4.8.C).

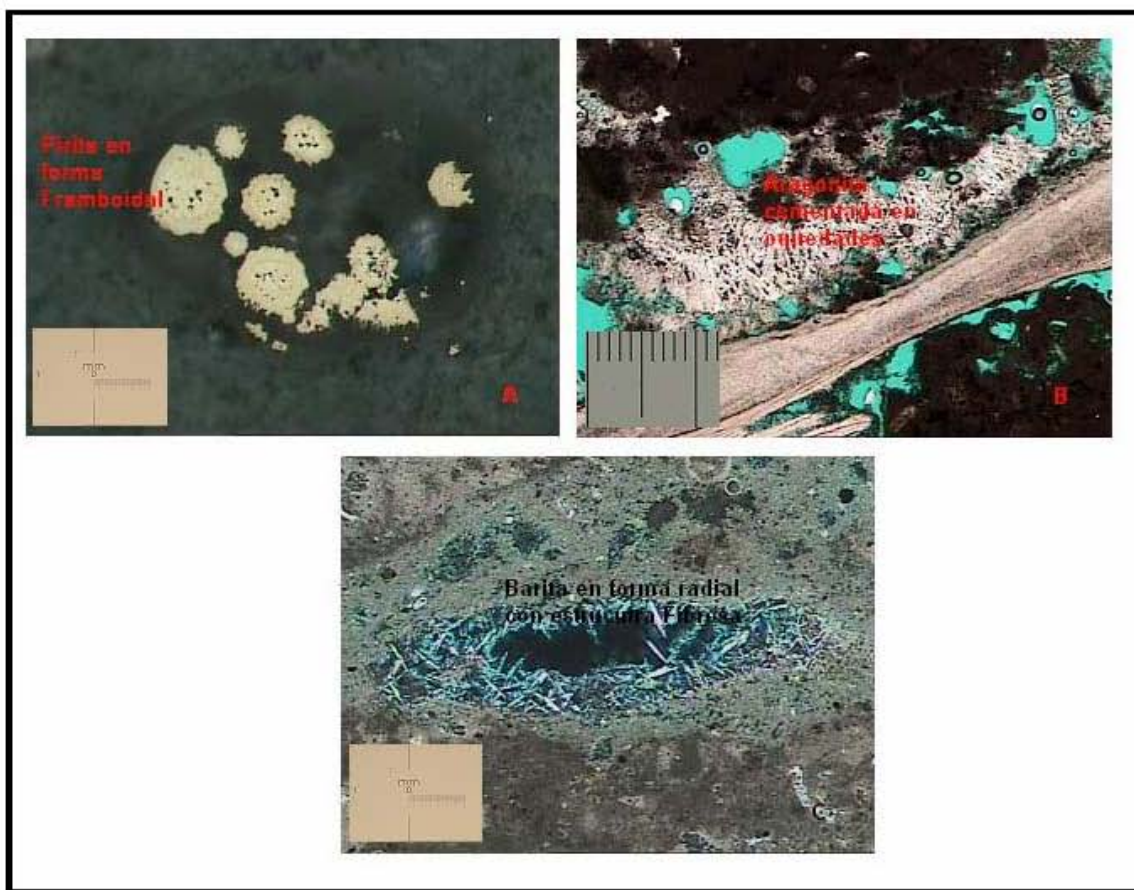


Fig. 4.8 Formas de la Pirita (25X), Aragonita (50X) y Barita (25X)

4.2 DIFRACCIÓN

Mediante la técnica de Difracción de Rayos X (**DRX**) se analizaron 7 muestras extraídas del área de Green Canyon y una muestra recolectada cerca del escarpe de Campeche (“Chapopote Knoll”) al sur del GdM, estas muestras se analizaron en el Instituto de Geología de la UNAM, bajo la supervisión del ingeniero químico Rufino Lozano Santacruz; los datos obtenidos por este análisis se muestran en la tabla (4.1).

Tabla 4.1 Fases minerales identificadas por Difracción de Rayos X de las muestras recolectadas en el crucero oceanográfico (SONNE 174/2).

# de muestra	Minerales identificados por DRX
C1	Aragonita, calcita, cuarzo
C2	Calcita magnésica, cuarzo, dolomita
C3	Calcita magnésica, cuarzo, dolomita
C4	Calcita magnésica, cuarzo
C5	Calcita magnésica, cuarzo
C7	Calcita magnésica, cuarzo, dolomita
S1	Cuarzo, clorita, halita, ilita
S2	Calcita magnésica, cuarzo

Las muestras recolectadas en “Green Canyon” (C2, C3 C7 C4, C5 y S2) están compuestas por minerales como calcita magnésica y cuarzo. Las muestras con clave (C2, C3 y C7) presentan además en su composición dolomita. Por último la muestra (S1) del mismo lugar de procedencia que las anteriores muestras la mayor cantidad de minerales no carbonatados, dichos minerales son: cuarzo, clorita, halita e ilita.

Cabe señalar que estas muestras se recolectaron en el área del Talud continental de Texas-Lousiniana a una profundidad que varía de los 950 a los 1,045 m.

Como se observa en la tabla (4.1) la muestra C1 (obtenida en el área de Chapopote Knoll) a comparación de las muestras tomadas en el talud continental de Texas-Lousiana no presentan calcita como principal mineral, sino aragonita, la calcita y el cuarzo también son parte de la composición de esta. Dicha muestra se recolecto en la parte sur del Golfo de México cerca del escarpe de Campeche al suroeste de la plataforma de Yucatán a una profundidad de más de 2,900 m.

4.3 GEOQUÍMICA

4.3.a Fluorescencia

Por medio del método de fluorescencia de rayos X **FRX**, se analizaron muestras provenientes del Golfo de México, de las zonas “Green Canyon” al norte con clave (C2, C3, C4, C5, C7 y S2) y “Chapopote Knoll” al sur con clave (C1).

Los resultados de dicho del análisis, se muestran a continuación por medio de las tablas (4.2 y 4.3). Este análisis fue hecho para obtener la composición mediante las concertaciones de elementos mayores y de elementos traza de cada muestra.

Tabla 4.2 Se muestran los elementos mayores, de las muestras recolectadas en el crucero oceanográfico (SONNE 174/2).

# de muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PxC	Suma	SO ₃
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
C1 ⁽¹⁾	6.52	0.074	2.437	1.092	0.038	1.194	46.22	0.432	0.334	0.041	41.8	100.1	
C2 ⁽¹⁾	12.06	0.144	3.927	1.312	0.14	3.546	42.21	0.384	0.764	0.054	36.4	100.9	
C3 ⁽¹⁾	11.3	0.108	3.56	1.245	0.1	3.96	41.48	0.079	0.547	0.066	39.8	102.2	
C4 ⁽¹⁾	9.86	0.092	2.96	1.1	0.059	3.92	42.95	0.346	0.445	0.046	38.4	100.2	
C5 ⁽¹⁾	12.12	0.114	3.58	1.46	0.143	3.42	41.2	0.098	0.54	0.057	37.7	100.4	
C7 ⁽¹⁾	13.54	0.14	3.55	1.34	0.125	4.25	40.68	0.37	0.78	0.071	35.7	100.5	
S1 ⁽²⁾	51.53	0.599	14.94	5.36	0.097	2.6	3.37	2.28	2.57	0.024	16.9	100.27	
S2 ⁽¹⁾	13.64	0.143	4.36	3.36	0.167	3.41	36.61	0.416	0.689	0.13	32.7	95.62	3.28

P x C → Perdida por Calcinación

Fe₂O_{3t} → Oxido de Hierro Total esto es: FeO + F2O3 → Fe₂O_{3t}

(1) → Carbonatos autigénicos

(2) → Lodo

Los resultados realizados por fluorescencia de rayos X (**FRX**), de las muestras para elementos mayores son las siguientes:

La muestra recolectada en “Chapopote Knoll” (C1), se puede observar un bajo porcentaje en elementos mayores como: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MnO, MgO y K₂O, con valores de 6.52%, 0.074%, 2.437%, 1.092%, 0.038%, 1.194% y 0.334%, con respecto a las demás muestras.

Dentro de la misma muestra se presenta el mayor porcentaje de CaO con 46.22% de todas las muestras analizadas.

Por ultimo se dice que dicha muestra fue la que sufrió mas perdida por calcinación (**P x C**) con 41.8 % de todas las muestras analizadas.

Las muestras recolectadas en “Green Canyon” (C2, C3, C4, C5, C7, S1 y S2) presentan porcentajes similares en compuestos químicos con la pequeña observación de que C3 presenta el mínimo porcentaje del elemento mayor Na₂O con 0.079% de todas las muestras.

Además las muestra S2 presenta el mayor porcentaje en los compuestos químicos MnO con 0.167% y P2O5 con 0.13%.

La muestra S1 es la muestra que presenta el mayor contraste porcentual de compuestos químicos, dichos elementos traza son: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MnO, MgO y K₂O, con 51.53%, 14.94%, 5.36%, 2.28% y 2.57%, siendo éstos los mayores en toda las muestras.

La misma muestra presenta el menor porcentaje del compuesto químico P2O5 de todas las muestras con 0.024%, así como el segundo más bajo porcentaje del compuesto químico MgO con 2.6% y 0.097% para el compuesto químico MnO siendo el tercer porcentaje más pequeño de todas las muestras.

Dicha muestra es la que sufrió la menor pérdida por calcinación (**P x C**) de todas las muestras analizadas con 16.8%.

Tabla 4.3 Muestra los elementos traza, de las muestras recolectadas en el crucero oceanográfico (SONNE 174/2).

# de muestra	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
C1 ⁽¹⁾	11	4432	33	< 0.5	29	< 0.7	39	23	< 3	10	41	15	4	< 5
C2 ⁽¹⁾	27	813	246	4	26	1	37	17	5	6	19	19	< 3	5
C3 ⁽¹⁾	16	849	280	2	24	< 0.7	34	11	3	4	17	15	< 3	< 5
C4 ⁽¹⁾	20	1031	239	2	22	1	44	16	6	5	20	21	< 3	< 5
C5 ⁽¹⁾	21	900	268	4	28	1	49	15	5	4	22	22	< 3	< 5
C7 ⁽¹⁾	27	873	276	4	33	3	34	15	6	8	21	21	5	5
S1 ⁽²⁾	92	125	434	25	134	9	220	96	14	43	35	91	12	15
S2 ⁽¹⁾	25	1104	4091	4	29	1	50	20	8	15	14	26	< 3	< 5

ppm → partes por millón

(1) → Carbonatos autigénicos

(2) → Lodo

Los resultados proporcionados para los elementos traza, denota:

La muestra S1 contiene una mayor cantidad de ppm de Rb con 92 ppm, Y con 25 ppm, Zr con 134 ppm, Ni con 43 ppm, Zn con 91 ppm, Th con 12 ppm y Pb con 15 ppm.

Para el Sr se presenta la mínima cantidad de ppm de toda la tabla con 125.

Con respecto a las muestras C2, C3, C4, C5, C7 y S2, las lecturas en ppm son similares entre ellas, excepto el Ba en la muestra S2 que presenta la anomalía de 4091 ppm y para Cu existen 14 ppm siendo está la mínima cantidad de todas las muestras. Así como el V y el Ni que presentan la mínima cantidad de ppm con 34 y 4 en las muestras C7 y C3 y C5 y C3.

Para C1 los valores arrojaron que Rb y Ba presentan las cantidades mínimas en ppm con 11 y 33, en contra parte Sr y Cu muestran las mayores cantidades en ppm con 4432 y 41.

Para los elementos Y, Nb, Co y Pb, el análisis no reportó ningún valor.

4.4 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

4.4.a Generalidades

Los isótopos son átomos del mismo elemento cuyo núcleo contiene la misma cantidad de protones, pero diferente la cantidad de neutrones, es decir, que son aquellos que tienen el mismo número atómico pero distinto peso atómico con propiedades químicas prácticamente iguales, pero sus características físicas varían. A los átomos con el mismo número atómico pero diferente peso atómico se le denomina isótopos “*igual lugar*” Los isótopos se pueden clasificar en dos grupo, *estables* e *inestables* (Schidlowski, et al., 1994).

Los isótopos estables, tienen la característica de no cambiar con el paso del tiempo, en este tipo de isótopos las fuerzas nucleares de repulsión entre protones están compensadas por las fuerzas entre neutrones, y por lo tanto no decaen radiactivamente. Los isótopos estables más usados son: **C** (^{12}C y ^{13}C), **H** (**H** y **D**), **N** (^{14}N y ^{15}N), **O** (^{16}O y ^{18}O) y **S** (^{32}S y ^{34}S). Todos los elementos citados son abundantes en la naturaleza (≈ 300 isótopos) y constituyen una porción importante de los materiales terrestres más comunes.

Mientras que los inestables o radioactivos cambian con el transcurso del tiempo y pasan a formar otro isótopo, a este proceso se le llama decaimiento radiactivo. En la naturaleza existen 1,200 isótopos inestables o radiactivos (Hoefs, 1980).

Dentro de los isótopos existen dos grupos: 1) los isótopos de menor masa, a estos se les llama **isótopos ligeros** (por ejemplo $^{12}_6\text{C}$), los cuales poseen lazos débiles y 2) los isótopos de mayor masa o **isótopos pesados** (por ejemplo $^{13}_6\text{C}$). Estos isótopos son menos radiactivos que los mencionados anteriormente.

Convencionalmente los isótopos estables son utilizados como trazadores para determinar la fuente del elemento, como paleotermómetros y para el estudio de difusión y reacción en los procesos geológicos (Rollinson, 1993).

4.4.b Fraccionamiento Isotópico

El fraccionamiento isotópico es el cambio de abundancias relativas de los distintos isótopos de un mismo elemento en la naturaleza. Dicho de otra forma es el fenómeno por el cual los distintos isótopos de un elemento, al ser sometidos en la naturaleza a procesos biológicos, físicos o químicos (alimentación, condensación, congelación, cristalización, descomposición de la materia orgánica, difusión, dilución, evaporación, fotosíntesis, respiración y relaciones: agua-atmósfera, agua-roca y agua-materia orgánica, temperatura entre otros) se redistribuyen entre las sustancias o fases que intervienen en dichos procesos.

En elementos con una masa atómica menor a 40, es posible la fracción isotópica por medio de procesos físicos como una consecuencia de la diferencia de masas. Y para masas mayores a 40 la diferencia de masas es demasiado pequeña para permitir la separación física (Rollinson, 1993).

El factor de fraccionamiento para cualquier sistema dado es dependiente de la temperatura y generalmente se aproxima a la unidad conforme se incrementan las temperaturas. Esto significa que el fraccionamiento isotópico en la naturaleza

es interpretable en términos de temperaturas ambientales. Los principales elementos de interés para el fraccionamiento isotópico son el C, S, N, O e H. (Faure, 1986).

En general, el fraccionamiento isotópico ocurre durante diferentes reacciones las cuales son:

- 1 Reacciones de intercambio isotópico, que involucra la redistribución de los isótopos de un elemento que está presente en diferentes moléculas.
- 2 Reacciones unidireccionales, las razones de reacción depende de las composiciones isotópicas de los reactantes y productos.

Y por un proceso físico, este es:

- 1 La evaporación y condensación, derretimiento y la cristalización, absorción y la difusión de iones o moléculas debido a la concentración o gradiente de temperatura.

4.4.c Valor Delta

El valor delta δ significa la desviación entre la muestra estudiada y el estándar y el resultado expresa la diferencia de relación isotópica respecto a un patrón y se representa en tanto por mil (‰) (Hoefs, 1997).

Una muestra con valores positivos de δ quiere decir que esta enriquecida en el isótopo pesado respecto al estándar, es decir es isotópicamente pesada, por ejemplo si $\delta = +10$ quiere decir que esta enriquecida en el isótopo pesado en un 10‰ respecto al estándar (lo que equivale a un 1%) (Hoefs, 1997). Y en contra parte los valores negativos quieren decir que la muestra esta empobrecida en el isótopo pesado respecto al estándar. Si la muestra esta empobrecida se dice que es entonces isotópicamente ligera (Hoefs, 1997).

4.4.d Estándares

Los respectivos estándares son: para el C, el PDB (esta basado en el CO₂ producido por el Belemnites Cretácicos de la Formación PeeDee en Carolina del Sur y se utiliza para expresar la composición isotópica del oxígeno en carbonatos); para el S, el CDT (este estándar se obtuvo de la fase troilita del meteorito del Canyon Diablo en Arizona); para el N, el aire; para el O y el H, el SMOW (Standard Mean Ocean Water, esta norma fue definida por Craig (1961) con referencia a un gran volumen de agua destilada distribuida por la Nacional Bureau de los Estados Unidos NBS-1). Y la medición de la cantidad de los distintos isótopos se lleva a cabo mediante el espectrómetro de masas.

4.4.e Isótopos Estables del Carbono

El carbono tiene dos isótopos estables, el de masa 12 y el de masa 13 cuyas abundancias son: $^{12}\text{C} = 98.89\%$ y $^{13}\text{C} = 1.11\%$ (Hoefs, 1997).

El fraccionamiento entre el CO₂ atmosférico y la materia orgánica sintetizada a partir de la fotosíntesis y es de -25 ‰. Dando lugar a que la materia orgánica fije el ^{12}C y que sea isotópicamente ligera. El valor del $\delta^{13}\text{C}$ en la mayoría

de las plantas terrestres es de -24 a -34 ‰, mientras que en las acuáticas es de -6 a -19 ‰. Los aportes de materia orgánica a las cuencas explica que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos de agua dulce sean mas bajos que la de los carbonatos precipitados en agua marina (Hoefs, 1997).

El reservorio de C más importante es el agua de mar; los carbonatos de agua marina tienen valores constantes y reflejan el equilibrio entre el CO_2 atmosférico y el bicarbonato disuelto en el agua. Como el fraccionamiento entre CO_2 (atm) y los carbonatos marinos es de un 10 ‰ (equilibrio) a 25°C y la $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 atmosférico es de -7 ‰, la $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos marinos será de alrededor de +3 ‰ (Hoefs, 1997).

La firma isotópica original de $\delta^{13}\text{C}$ de un carbonato marino “normal” depende de varios factores fundamentales (Tucker y Wright, 1990):

1.- En periodos de nivel del mar alto la superficie continental se reduce, lo que conlleva una reducción de aportes nutritivos de procedencia continental a los océanos, que trae como consecuencia un aumento del $\delta^{13}\text{C}$. Por el contrario en los momentos de nivel del mar bajo, la biomasa continental aumenta y con ello igualmente aumenta los aportes nutritivos desde el continente al océano, con lo que se produce una disminución de $\delta^{13}\text{C}$.

2.- Otros factores que pueden reflejarse en los cambios del $\delta^{13}\text{C}$ son: fluctuaciones en la biomasa de los continentes inducidas no por cambios en el nivel del mar, sino por cambios climáticos y/o evolutivos, incendios forestales de grandes dimensiones (efectos negativos), cambios de la circulación oceánica que influyan en la distribución de masas más o menos ricas en materia orgánica.

4.4.f Isótopos Estables del Oxígeno

Existen en la naturaleza tres isótopos estables de oxígeno: $^{16}\text{O} = 99.763\%$, $^{17}\text{O} = 0.0375\%$ y $^{18}\text{O} = 0.1995\%$. La composición del agua marina tiene una media del 0 ‰ ya que es el estándar que se utiliza (Hoefs, 1997).

Los valores del $\delta^{18}\text{O}$ de un carbonato pueden ser los originarios del depósito o haber sufrido modificaciones en la diagénesis, esto ocurre con gran frecuencia en las calizas marinas pelágicas, mientras que en las calizas someras, los cambios diagenéticos pueden ser muy significativos, enmascarando la firma isotópica original (Tucker y Wright, 1990)

La firma isotópica original de $\delta^{18}\text{O}$ de un carbonato depende de varios factores fundamentales (Hoefs, 1997):

i) Salinidad.- Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ aumentan al hacerlo la salinidad y son mínimos en las aguas dulces. En los medios pelágicos la salinidad tiende a mantener constante, por lo que este factor solo presenta interés en medios cerrados o medios marinos someros en los que la salinidad puede cambiar considerablemente, por la entrada de aguas dulces y/o por la evaporación

ii) Efecto vital.- Se refleja en cambios pequeños de la composición isotópica de diferentes géneros o especies de organismos con caparazón calizo.

iii) Efecto glacial.- Es uno de los factores más importantes y esta relacionado con el desigual contenido en isótopos del agua de los océanos, del

vapor del agua de las nubes, del agua de lluvia y del hielo de los glaciales. Mientras que el agua de los océanos actuales tiene un valor medio del $\delta^{18}\text{O}$ de 0‰, con respecto al SMOW, estos valores son muy inferiores en el agua de lluvia (de -3 ‰ a -5 ‰), vapor de agua de las nubes (de -13 a -17 ‰), mientras que el hielo en los casquetes glaciales es de -30 ‰, alcanzando valores mínimos de -50 ‰ en la Antártida.

4.4.g Interpretación

Se utilizaron isótopos estables (C y O) como herramienta para discernir la temperatura de formación de los carbonatos autígenicos de las muestras tanto del área de “Green Canyon” como de “Chapopote Knoll”.

Las muestras que se analizaron, (3 provenientes de “Chapopote Knoll”, con clave: C1a, C1b y C1c, y las demás extraídas del área de “Green Canyon” con clave: C5a, C5b, C2a, C2b, C2c, C2d, C2e, S2a y S2b, en el laboratorio de geoquímica isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología (UNAM), las lecturas aportadas por el espectrómetro de masas se presentan a continuación en la tabla (4.4).

Tabla 4.4 Presenta los valores isotópicos de C y O de las muestras recolectadas en “Chapopote Knoll” y “Green Canyon”.

# de Muestra	$\delta^{13}\text{C}_{vpdb}$	$\delta^{18}\text{O}_{vpdb}$	$\delta^{18}\text{O}_{vsmow}$
C1a	-3.68	4.31	35.35
C1b	-22.96	4.12	35.16
C1c	-23.52	4.38	35.42
C5a	-30.85	4.31	35.36
C5b	-32.96	4.26	35.30
C2a	-31.57	3.42	34.43
C2b	-30.26	3.93	34.96
C2c	-28.71	4.18	35.22
C2d	.27.81	4.13	35.17
C2e	-28.03	3.97	35.00
S2a	-36.76	4.40	35.45
S2b	-28.83	4.05	35.08

Las muestras extraídas del área de “Green Canyon” presentan un rango en $\delta^{13}\text{C}$ que oscila entre -27.81 y -36.76 ‰. Mientras que para las muestras que se obtuvieron del área de “Chapopote Knoll” presentan un rango que va de -3.68 a -23.52 ‰.

En términos particulares tenemos: La muestra C1a (proveniente del escarpe de Campeche) respecto al $\delta^{13}\text{C}$ presenta el valor más bajo en promedio de todas las muestras analizadas con un valor (en partes por mil ‰) de -3.68.

Con respecto a la muestra C2a (cuya procedencia es el área “Green Canyon”), es la muestra que tiene los niveles más bajos de $\delta^{18}O$ de todas las muestras presentes en la tabla, dicho valor es 3.42 ‰.

Por el contrario la muestra S2a, (originaria del talud de Texas-Louisiana), es la muestra que tiene la máxima anomalía en $\delta^{13}C$ con -36.76 ‰ y $\delta^{18}O$ con 4.40 ‰ de todas las muestras.

Mientras que las demás muestras se le observa similares patrones en un parámetro promedio.

Para apreciar con mayor claridad el comportamiento del $\delta^{13}C$ y del $\delta^{18}O$, en las muestras extraídas del Golfo de México, se realizó una grafica $\delta^{13}C$ vs $\delta^{18}O$, (figura 4.8).

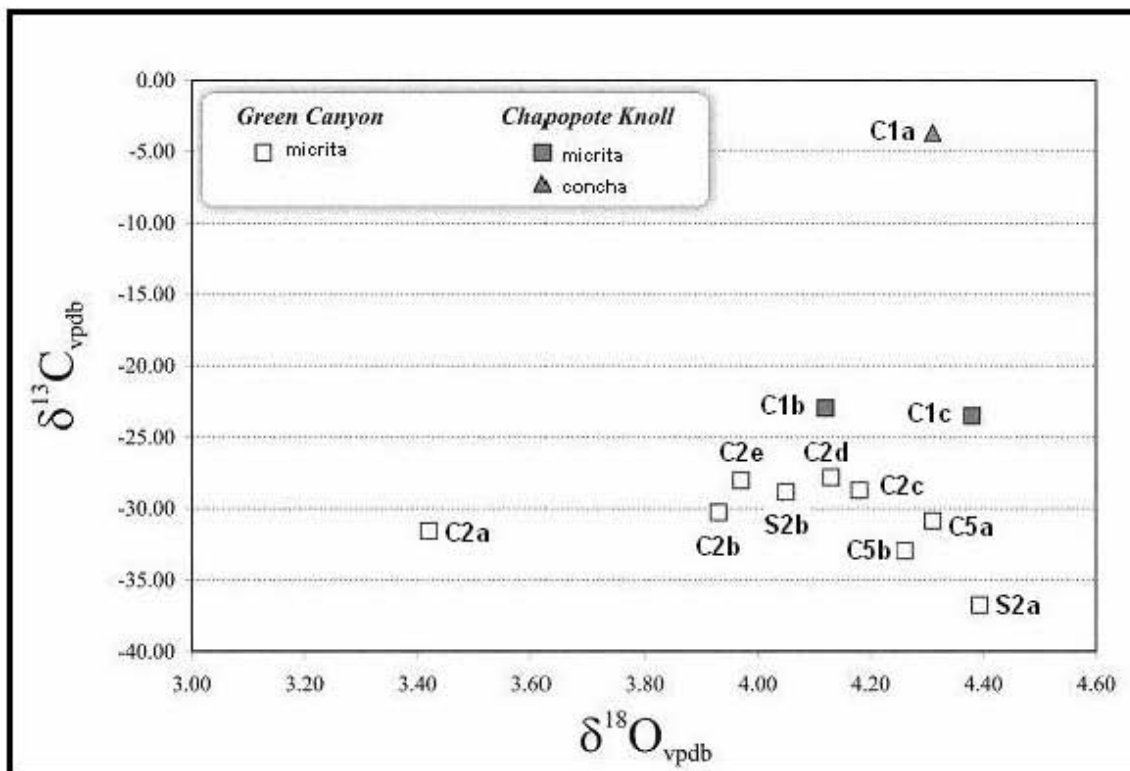


Fig. 4.8 Comportamiento isotópico de los carbonatos recolectados en la campaña oceanográfica

De las 12 muestras que se obtuvieron del GdM (tanto de la zona de “Green Canyon” como de la zona de “Chapopote Knoll”), y que se estudiaron por medio de este análisis, presentan un comportamiento muy semejante entre ellas, con excepción de las muestras: C1a (recolectada al sur del GdM, en el escarpe de Campeche), que presenta un comportamiento casi neutral, ya que es la única que tiene valores próximos al cero, la muestra S2a (recopilada del talud continental de Texas-Louisiana, al norte del GdM), es la muestra que presenta la mayor anomalía con respecto a $\delta^{13}C$ y a $\delta^{18}O$, y la muestra C2a (obtenida del mismo lugar geográfico que la muestra S2a) presenta la mayor anomalía con referencia a $\delta^{18}O$.

4.4.h Determinación de la Temperatura

Para determinar la temperatura de formación de los carbonatos en el GdM, se ha utilizado la fórmula:

$$\Delta_{A-B} = A + B (10^6 / T^2)$$

Donde (δ_A) es el valor del $\delta^{18}O$ de las muestras extraídas tanto de la zona de “Green Canyon” como de “Chapopote Knoll”. Y (δ_B) es el valor de la calcita en aguas marinas, que es de +2 (Aharon y Fu, 2003).

En 1969 O’Neil *et al.*, determino las constantes del fraccionamiento isotópico del oxígeno entre los minerales y el agua marina. Estas constantes son los valores de A y B. En otras palabras los valores de A y B son coeficientes determinados experimentalmente.

En este caso estos valores son del fraccionamiento isotópico del oxígeno entre la calcita y el agua marina.

“T” es la temperatura absoluta y se expresa en grados Kelvin.

De esta ecuación despejamos “T”, para obtener los valores de las temperaturas de los carbonatos, dicha ecuación queda de esta manera y los resultados se expresan en grados Centígrados:

$$T = \sqrt{(B \cdot 10^6) / (\Delta_{A-B} - A)}$$

En general esta ecuación es la simplificación del logaritmo neperiano:

$$1000 \ln \alpha_{A-B} \approx \delta_A - \delta_B = \Delta_{A-B} = f(T)$$

En donde $10^3 \ln \alpha$, (“ α ” es el fraccionamiento isotópico), es un valor correcto y tiene significado teórico, el valor Δ es una aproximación al mismo, válida cuando es inferior al 10‰ (Hoefs, 1997).

A continuación se presentan los resultados en la tabla (4.5) y la gráfica corresponde (fig. 4.9) a los resultados de la columna 4 de dicha tabla contra valores correspondientes al $\delta^{18}O$ de las muestras del Golfo de México (tabla 4.3).

Tabla 4.5 Valores de las temperaturas de formación de los carbonatos en el GdM

Temperaturas de Formación de los Carbonatos en el GdM				
Localidad	Clave Muestra	$\delta^{18}O_{(muestras)}$	T(°K)	T(°C)
“Chapopote Knoll”	C1a	35.35	275.0761	2.0761
“Chapopote Knoll”	C1b	35.16	275.7901	2.7901
“Chapopote Knoll”	C1c	35.42	274.8144	1.8144
“Talud Texas-Lousiana”	C5a	35.36	275.0386	2.0386
“Talud Texas-Lousiana”	C5b	35.3	275.2634	2.2634
“Talud Texas-Lousiana”	C2a	34.43	278.5862	5.5862
“Talud Texas-Lousiana”	C2b	34.96	276.5478	3.5478
“Talud Texas-Lousiana”	C2c	35.22	275.5640	2.5640
“Talud Texas-Lousiana”	C2d	35.17	275.7524	2.7524
“Talud Texas-Lousiana”	C2e	35	276.3958	3.3958
“Talud Texas-Lousiana”	S2a	35.45	274.7025	1.7025
“Talud Texas-Lousiana”	S2b	35.08	276.0924	3.0924

Valores Constantes del Fraccionamiento Isotópico del Oxígeno de la Calcita en agua marina
 A= -3.39
 B= 2.78

Valor $\delta^{18}O$ en Agua Marina
 b= 2

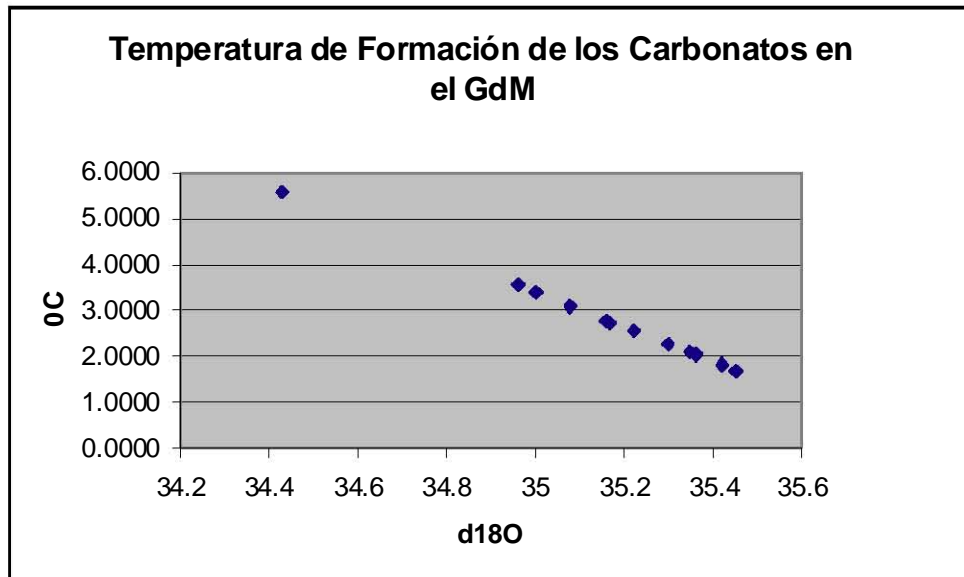


Fig. 4.9 Grafica donde se muestran $\delta^{18}O$ vs °C

Con base en los resultados expresados en la tabla (4.5), se elaboró la grafica “ $\delta^{18}O$ vs °C” (fig. 4.9), en dicha grafica se aprecia una cierta linealidad en las temperaturas, tanto del área de “Green Canyon” como del área de “Chapopote Knoll”.

Mientras que en la tabla de temperaturas de formación exhibe que la temperatura más baja (de 1.7 °C, muestra S2a) se encuentra en el área de Green

Canyon, y paradójicamente la temperatura más elevada (de 5.5°C) también se encuentra en esa misma área.

Teniendo como temperatura media un valor de 2.6582°C y un promedio en temperatura de 2.5896°C.

Para comprobar el comportamiento de las muestras se elaboro un histograma de frecuencias (fig. 4.10).

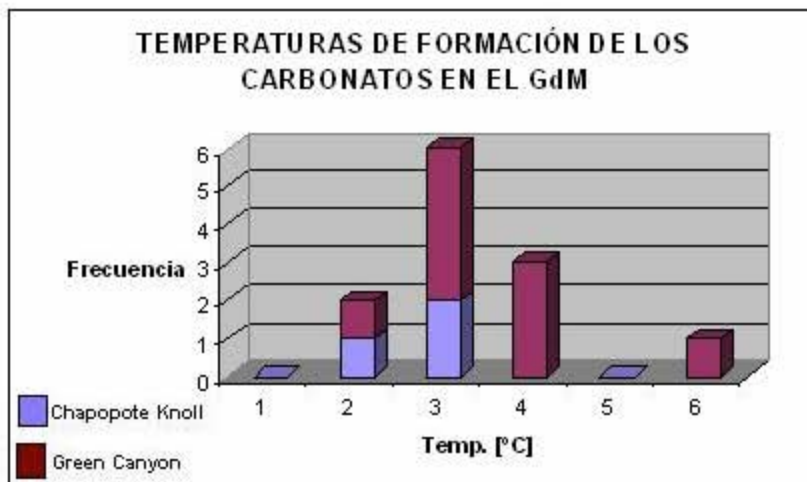


Fig. 4.10 Histograma de Frecuencias de las temperaturas de formación

Los resultados plasmados en el histograma Frecuencia vs. Temperatura ilustra que estadísticamente la temperatura que más se repite es 2°C con un total de 6 muestras (2 de “Chapopote Knoll” y 4 de “Green Canyon”), que a su vez es el pico máximo de temperatura de formación de los carbonatos en el Golfo de México, le sigue la temperatura de 3°C, con 3 muestras (todas son del área de “Green Canyon”), dos muestras con temperatura de 1°C (una de cada zona) y una con 6°C (del norte del GdM, Talud Texas-Louisiana).

4.5 MICROPALÉNTOLOGÍA

La micropaleontología es una disciplina que se aplica a varios campos como son los geológicos y los ambientales. Es especialmente útil en análisis de cuencas, en análisis bioestratigráficos y en análisis paleoecológicos, con una proyección futura hacia aspectos medioambientales o relacionados con el cambio climático, así como cronómetros del tiempo geológico.

Algunos tipos de microfósiles prosperaron en diferentes marcos depositacionales y sus restos proporcionan información importante de los ambientes sedimentarios. Las variedades más importantes de microorganismos o microfósiles empleados para los diversos análisis son los foraminíferos y los ostrácodos, siendo los primeros los más usados generalmente.

Los foraminíferos son protozoarios principalmente marinos, pero algunos existen en agua dulce. Otros viven tanto en agua marina como salobre. Muchos géneros son bentónicos presentándose desde la zona de marea a todas las

profundidades. Algunos géneros son planctónicos y viven a diferentes profundidades en la columna de agua. El alimento utilizado por ellos consiste de vegetales (algas filamentosas, diatomeas, esporas) y animales como crustáceos, flagelados y ciliados (Omaña, 2005).

Los foraminíferos aparecen en el Cretácico Superior y existen hasta el presente, es reconocido el valor bioestratigráfico, sobre todo las formas planctónicas que aparecen en el Jurásico Superior, ya que sus líneas evolucionaron muy rápido, lo cual permitiendo determinar edades relativas muy precisas (Omaña, 2005).

Los foraminíferos es un grupo muy diverso entre el grupo de los protistas. En cuanto al tamaño ellos alcanzan desde los microforaminíferos 0.02 mm en diámetro hasta las formas gigantes cuyos adultos alcanzan 110 mm (Omaña, 2005).

4.5.a Descripción

La micropaleontología de las muestras recolectadas del área de “Green Canyon” y de la zona “Chapopote Knoll” es fundamentalmente la misma y se muestra en la tabla 4.6.

Tabla 4.6 Descripción paleontológica de las muestras recolectadas del Golfo de México.

ZONA	MUESTRA	FAUNA
“Chapopote Knoll”	C1	<i>Sphaeroidinella dehiscens</i> <i>Pulleniatina obliquiloculata</i> <i>Hastigerina aequilateralis</i> <i>Globigerinoides ruber</i>
“Green Canyon”	C2	No se logro identificar ningún microorganismo
“Green Canyon”	C3	<i>Orbitulina universa</i> <i>Hastigerina aequilateralis</i> <i>Globigerinoides ruber</i> <i>Globorotalia crassaformis</i>
“Green Canyon”	C4	<i>Globigerinoides ruber</i>
“Green Canyon”	C5a	<i>Globorotalia crassaformis</i>
“Green Canyon”	C5b	<i>Globorotalia truncatulinoides</i> <i>Globigerinoides ruber</i> <i>Pulleniatina obliquiloculata</i>
“Green Canyon”	S2a	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>

		<i>Hastigerina aequilateralis</i> <i>Pyrgo sp.</i>
"Green Canyon"	S2b	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> <i>Hastigerina aequilateralis</i> <i>Globigerinoides ruber</i> <i>Orbitulina universa</i> <i>Globigerinoides trilobus</i> <i>Globorotalia menardii</i>

En la muestra C1 (muestra dragada en el sur del GdM, escarpe de Campeche), presenta, foraminíferos (en especial presenta el foraminífero que vive en la parte más baja del tirante de agua que todos los foraminíferos encontrados, este foraminífero es: *Sphaeroidinella dehiscens*) y conchas de bivalvos. Y en las muestras (C2, C3, C4, C5, C6, S2a y S2b) nucleadas del norte del Golfo de México (Talud continental Texas-Louisiana), presentan únicamente foraminíferos.

La fauna principalmente existente es: *Globigerinoides ruber*, *Pulleniatina obiquiloculata* y *Hastigerina aequilateralis*, la fauna se encuentra en su mayoría bien preservada, salvo algunos ejemplares piritizados; no se reconoció con facilidad algún microorganismo bentónico, salvo en la muestra S2A (del área de "Green Canyon") se identifico con facilidad el microorganismo "*Pyrgo sp*", la muestra C2 no se pudo identificar ningún microorganismo.

En las muestras C1, S2a y S2b, se repiten 2 especies de todas las especies mencionadas en la tabla 4.6, las cuales son *Pulleniatina obliquiloculata* y *Hastigerina aequilateralis*.

CAPÍTULO 5

“DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES”

5.1 DISCUSIÓN

Los *cold seeps* son de gran importancia no solo en el área de la ciencia (para identificar nuevos organismos y su forma de vida), también son buenos indicadores de posibles fuentes alternas de energía o combustible fósil (hidratos de metano). Además, potencialmente, son trampas que secuestran el carbono del metano, lo cual evitaría a que el metano marino alcanzara la superficie y se propagara en la atmósfera. Hay que considerar que el metano es uno de los principales gases invernadero.

Las muestras de carbonatos autigénicos de *cold seeps* que se extrajeron del GdM de las áreas, Green Canyon, a una profundidad que oscila entre los 950 a 1,045 m, y Chapopote Knoll, cuya profundidad supera los 2,950 m, presentan una gran variedad de características mineralógicas y petrológicas. La naturaleza y la abundancia de los componentes aloquímicos, de la porosidad y de la química mineral en los carbonatados muestran variaciones significativas de un lugar a otro.

Las diferencias en el tipo de depósito y porosidad reflejan los diferentes ambientes de formación de los carbonatos. En Green Canyon las concreciones muestran una porosidad que sirvió de conducto para las filtraciones de hidrocarburos, en tanto los carbonatos en forma de losas recubren las áreas con poca o escasa filtración de metano.

En el área de Chapopote Knoll la porosidad está rellena por chapopote (muy viscoso) y aceite. Además tiene una gran abundancia de aloquímicos, lo que representa un patrón importante de estos carbonatos, aunado a la gran abundancia de fauna bentónica que coloniza los afloramientos donde emana chapopote (MacDonald *et al.*, 2004). Este tipo de fauna bentónica coloniza los milímetros más superficiales del sedimento, el cual está litificado.

Los microorganismos que se identificaron son conchas de bivalvos y principalmente foraminíferos planctónicos, denotando que hay solo un microfósil bentónico (*Pyrgo sp.*).

Los foraminíferos se dividen en dos tipos: (1) Planctónicos, compuestos por calcita baja en magnesio, y (2) Bentónicos, compuestos por aragonita o por calcita alta en magnesio. Los organismos bentónicos constituyen solo una pequeña fracción del carbonato de calcio removido de las aguas profundas. La distribución de estos organismos es una función de la fertilidad y temperatura de las aguas superficiales, lo cual a su vez es una consecuencia de los procesos de circulación oceánica.

En todas las muestras estudiadas del GdM se identificó piritita FeS_2 en diferentes formas; como piritita diseminada (cristales) y como agregados

framboides. La textura de la pirita framboidal puede estar relacionada con depósitos biogénicos (Barriga, 1990).

Por otro lado la barita BaSO₄ se presenta en Green Canyon (muestras de mayor profundidad) y aparece relleno (parcialmente) oquedades y en grietas interconectadas.

La aragonita aparece en Chapopote Knoll como cristales aciculares (forma fibrosa) y como cemento relleno (parcialmente) oquedades.

Los demás minerales que fueron identificados por medio del (DRX) son materiales arcillosos: illita y clorita.

Para obtener la química en roca total e identificar los minerales se utilizó fluorescencia de rayos X (FRX) y difracción de rayos X (DRX), respectivamente. Con la primera se obtuvo el porcentaje de elementos mayores, además de las partes por millón de los elementos traza, y la segunda corroboró la presencia de los minerales identificados ópticamente y la composición química en roca total. Las muestras de Green Canyon presentan mayor porcentaje de elementos mayores formadores de terrígenos y el máximo valor de Ba, con 4091 ppm, de acuerdo con la abundancia de barita BaSO₄ autigénica.

En Chapopote Knoll el Sr alcanza los más elevados valores de todas las muestras analizadas, con 4432 ppm, de acuerdo con la abundancia de aragonita. La difracción de rayos X permitió identificar calcita magnesiana, y aragonita.

Los valores de δ¹⁸O analizados en las muestras, tanto de Green Canyon como de Chapopote Knoll, varían en un estrecho rango, de alrededor de +3.42 a +4.40‰. En resumen, los factores que controlan la composición isotópica del oxígeno en los carbonatos son: (1) la temperatura, y (2) el δ¹⁸O de los fluidos.

De acuerdo con la calibración de equilibrio establecida por O'Neil *et al.* (1969) para los valores medidos de δ¹⁸O en los carbonatos y usando un valor de δ¹⁸O para el agua marina de +2‰, valor correspondiente al Golfo de México (Aharon y Fu, 2003), la temperatura calculada oscila entre 1°C y 6°C, valores cercanos a los medidos en el fondo marino.

La δ¹³C en los carbonatos colectados en ambas zonas de estudio alcanza valores bajos como -36.76‰. De acuerdo con Cavagna *et al.* (1999) un fuerte empobrecimiento en ¹³C en los carbonatos (valores de δ¹³C que oscilan entre -25 y -50‰) es una prueba de que el origen del carbonato está relacionado con una oxidación de metano.

Para los depósitos de *cold seeps*, la reducción del sulfato del agua marina junto a la oxidación anaeróbica del metano provoca la formación de sulfuros (pirita, FeS₂) junto con la precipitación de los carbonatos (Kohn *et al.*, 1998). Este proceso está relacionado con la actividad de comunidades quimiosintéticas, y puede ser descrito por la reacción química simplificada (Valentine and Reeburgh, 2000):



La precipitación de los carbonatos de calcio CaCO₃ tiene lugar como resultado de un aumento en la alcalinidad del bicarbonato, mientras que el HS⁻ puede reaccionar con el hierro y formar pirita FeS₂.

Las muestras de Green Canyon son petrológicamente homogéneas, salvo las muestras en losas (S2a y S2b), las colectadas a mayor profundidad en esta zona, las cuales son más afines a las de Chapopote Knoll. Aunque S2a y S2 se clasifican, bajo la clasificación de Dunhan (1962), como *mudstone*, presentan una mayor proporción de alquímicos.

La disminución en el contenido de carbonato de calcio en los sedimentos fue atribuida a la disolución resultante del incremento de presión y disminución de temperatura. También en base a estas observaciones se desarrollaron posteriormente los conceptos de profundidad de compensación del carbonato de calcio (CCD), definida como la profundidad a la cual la tasa de disolución del carbonato de calcio está balanceada por la tasa de aporte y el contenido de carbonato de calcio en los sedimentos superficiales es cero. Otro nivel marcador semejante es la profundidad de compensación de aragonita (ACD).

5.2 CONCLUSIONES

Las conclusiones que se lograron alcanzar en el desarrollo de este trabajo, en ambas zonas del GdM (Green Canyon y Chapopote Knoll) son:

- ❖ En asociación con las emanaciones de hidrocarburos (gas y petróleo) del Golfo de México se forman depósitos de carbonatos (*wackstone* y *mudstone*), que desarrollan diversas estructuras sedimentarias (costras, cavidades tubulares, lodo no consolidado).
- ❖ Estos sedimentos están compuestos por aragonita (bioclastos), calcita magnesiana (micrita y/o cemento), cuarzo (detrítico) y pirita.
- ❖ En Green Canyon (norte del GdM), los depósitos de carbonatos antigénicos se formaron: (1) como concreciones a pocos metros abajo del fondo marino y (2) como losas parecidas al pavimento cerca de la interfase agua-sedimento.
- ❖ En Chapopote Knoll los depósitos de carbonatos antigénicos se relacionan con la emanación de asfalto en los afloramientos.
- ❖ En Green Canyon los carbonatos autigénicos recolectados son clasificados como *mudstone* (Folk, 1962), y sus características principales son: matriz compuesta por calcita alta en Mg (arriba del 9.99% de $MgCO_3$ molar), microfósiles del orden *foraminifera* como alquímicos, y porosidad que oscila entre el 25% y el 45%, cuya morfología en “canales” sugiere que la infiltración de hidrocarburos e hidratos de gas.
- ❖ En la zona de Chapopote Knoll (las muestras extraídas fueron clasificadas como carbonatos del tipo *wackstone* (Folk, 1962), y sus características fundamentales son: matriz compuesta por calcita baja en Mg (arriba del 0.60% de $MgCO_3$ molar), conchas de bivalvos y microorganismos

(foraminíferos), como alquímicos, porosidad > al 40%, algunos poros fueron rellanados por chapopote o aceite, y cemento de aragonita.

- ❖ Mediante fluorescencia de rayos X (FRX), se puede concluir que los carbonatos de Green Canyon son abundantes en MgO, en coherencia con la abundancia de calcita rica en Mg, mientras que la muestra obtenida en Chapopote Knoll presenta un gran porcentaje en Sr, uno de los elementos traza principales de la aragonita.
- ❖ En todas las muestras, se observa una anomalía negativa en ^{13}C con respecto a los carbonatos marinos “normales”. Los valores oscilan entre -36.76 y -22.96‰. Esto nos indica que los carbonatos autigénicos de ambas zonas debieron precipitar como consecuencia de un evento bacteriano, mediante el cual las bacterias anaeróbicas oxidaron al metano mientras que reducían al sulfato del agua marina. Este proceso está relacionado con la actividad de comunidades quimiosintéticas.
- ❖ Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras analizadas varían en un rango que va desde 3.42 a los 4.40‰. Así, la temperatura de formación de los carbonatos oscila en un rango que va de 1°C a 6°C, donde la temperatura máxima corresponde a Green Canyon.
- ❖ Geográficamente las muestras recolectadas del norte del Golfo de México (área Green Canyon) están más cerca del continente, lo que significa que el aporte de terrígenos es abundante y esto se reafirma con FRX, ya que tiene mayor porcentaje de elementos formadores de terrígenos (Al, K).
- ❖ En términos de micropaleontología, las muestras colectadas de ambos lugares es similar, con excepción de un foraminífero de la especie *Sphaeroidinella dehiscens* que se identificó en Chapopote Knoll y que corresponde mayores profundidades.
- ❖ La composición isotópica de los carbonatos (O/C) indica una precipitación relacionada con oxidación de metano. Esta reacción podría tener lugar en conjunto con una reducción de sulfato marino, de acuerdo con la presencia de pirita en agregados framboidales. Las reacciones estarían causadas por la actividad de bacterias quimiosintéticas.

BIBLIOGRAFIA

1. Aguayo-Camargo J. E., 2004. Neotectónica y facies sedimentarias cuaternarias en el Suroeste del Golfo de México, dentro del marco tectonoestratigráfico regional evolutivo del Sur de México. INGENIERIA Investigación y Tecnología VI. 1.
2. Aguayo-Camargo J. E., Trapaga R., 1996. Geodinámica de México y Minerales del Mar. Fondo de Cultura Económica.
3. Aharon, P. and Fu, B., 2000. Microbial sulfate reduction rates and sulfur and oxygen isotope fractionations at oil and gas sep in deepwater Gulf of México. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64.
4. Aharon, P. and Fu, B., 2003. Sulfur and oxygen isotopes of coeval sulfate-sulfide in pore fluids of cold seep sediments with sharp redox gradients. *Chemical Geology* 195.
5. Aloisi G., Wallmann K., Bollwerk M., Derkachev A., Bohrmann G. and Suess E., 2003. The effect of dissolved barium on biogeochemical processes at cold seeps. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 68, No. 8.
6. Aloisi, G., Pierre, C., Rouchy, J.M., Foucher, J.P., Woodside, J., MEDIANAUT S.P., 2000. Methane-related authigenic carbonates of eastern Mediterranean Sea mud volcanoes and their possible relation to gas hydrate destabilization. *Earth and Planetary Sciencia Letters* 184.
7. Amos Salvador, 1991. Origin and Development of the Gulf of México Basin.
8. Antoine, J. W., 1972. Structure of the Gulf of Mexico. Texas A&M University Oceanographic Studies 3.
9. Arellano Gil J., Nieto Obregón J., 2002. Los recursos minerales y petroleros del mar y su importancia. Consejo de Recursos Minerales, COREMI, Boletín Técnico VIII.
10. Baltazar-Montes M., 2002. Tesis "Apuntes del Tema *Hidratos de Metano* tema propuesto para la asignatura de Geología del Petróleo, de la carrera de Ingeniería Geológica.
11. Bergantino, RN, 1971. Submarine regional geomorphology of the Gulf of Mexico. *Geological Society American Bulletin* 82.

12. Bohrmann, G. And Shenck S., 2004. Cruise Report M 52-1 MARGASH. Report No. 108, GEOMAR, Kiel.
13. Brady James, 1999. Química Básica, principios y estructuras.
14. Cavagna, S., Clari, P., Martire, L., 1999. The role of bacteria in the formation of cold see carbonates: geological evidence from Monferrato (Tertiary, NW Italy). *Sedimentary Geology* 126.
15. Collet, T.S., Lewia R., Uchida T., 2000. "El creciente Interes en los Hidratos de Gas", *Schlumbergeer Oilfield Review*.
16. Cornelis, Klein and Cornelius Hurlbut, 1985. *Manual of mineralogy*.
17. Díaz-del-Río V., Somoza L., Martínez-Frías J., Hernández-Molina F.J., 2001. Carbonate chimneys in the Gulf of Cadiz: Initial report of their petrography and geochemistry.
18. Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1.
19. Elliot, B. A., 1982. Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *Phys Oceanogr* 12.
20. Gallegos A., Czitrom S., Zavala J., Fernández A., 1993. Scenario modeling of climate change on the ocean circulation of the Intra-America sea.
21. Greinert, J., Bollwerk, S.M., Derkachev, A., Bohrmann, G., Suess, E., 2002. Massive barite deposits and carbonate mineralization in the Derugin Basin, Sea of Okhotsk: precipitation processes at cold seep sites. *Earth and Planetary Science Letters* 203.
22. Henriot, J.P., and Mienert, J., 1998. Gas Hydrates: Relevance to world margin stability and climatic change. The Geological Society, Special publication No. 137
23. Hoefs, J., 1997. *Stable Isotope Geochemistry* Springer-Verlag.
24. Hunt J. M., 1996. *Petroleum Geochemistry and Geology*.
25. Kennicutt, II, Brooks, M.C., Bidigare, J.M., Fay, R., and McDonald, T.J., 1985. Vent-type taxa in a hydrocarbon seep region on the Louisiana slope. *Nature* 317.
26. Kvenvolden, K., 1993. "gas Hydrates-Geological Perspective and Global Change", *Reviews of Geophysics*.

27. MacDonald, I.R., Sanger W., 2004. Association of Gas Hydrate and Chemosynthetic Fauna in Mounded Bathymetry at Mid-Slope Hydrocarbon Seeps. *Marine Geology* 198.
28. Marton, György and Buffler, Ricard, 1994. Jurassic Reconstruction of the Gulf of Mexico Basin.
29. McCain, W., 1990. The properties of petroleum fluids.
30. Michaelis, W., Seifert, R., Nauhaus, K., Treude, T., Thiel, V., Blumenberg, M., Knittel, K., Gieseke, A., Peterknecht, K., Pape, T., Boetius, A., Amann, R., Jorgensen, B.B., Widdel, F., Peckmann, J., Pimenov, N.V., Gulin, M.B., 2002. *Science* Vol. 297
31. O'neil J.R., Clayton R.N. and Mayena T.K., 1969. Oxygen isotopic fractionation in divalent metal carbonates.
32. Pequengant W. E., 1972. the ecological communities of the continental slope and adjacent regimes of the northern Gulf of Mexico. Prepared by TerEco Corporation for Minerals Management Service.
33. Pindell, James, 1985. Alleghenian Reconstruction and Subsequent Evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean.
34. Roberts, H. H., McBride, R. A., Coleman, J. M., 1999. Outer shelf and slope geology of the Gulf of Mexico. Blackwell Science, USA, 704.
35. Rollinson Hugh, 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.
36. Salas De León, D. A. y Monreal Gómez, M. A., 1997. circulación y estructura termohalina del Golfo de México. *Geofísica Mexicana Monografía* No.3.
37. Sánchez-Montes de Oca, 1999. Boletín del 50 aniversario de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol.
38. Sassen, R., Roberts, H., Aharon, A., Larkin, J., Chinn, E.W. and Carney, R., 1993. Chemosynthetic bacterial mats at cold hydrocarbon seeps, Gulf of Mexico continental slope. *Org. Geochem.* 20.
39. Schmidt, M., Botz, R., Winn, K., Stoffers, P., Thiessen, O., Herzig P., 2002. Seeping hydrocarbons and related carbonate mineralisations in sediments south of Lihir Island (New Ireland fore arc basin, Papua New Guinea). *Chemical Geology* 186.
40. Sloan, E., 1990. Clathrate Hydrates of Natural Gases.

41. Stakes, D.S., Orage, D., Paduan, J.B., Salamy, K.A., Maher, N., 1999. Cold-seeps and authigenic carbonate formation in Monterey Bay, California. *Marine Geology* 159.
42. Tissot, B. T., 1982. El petróleo su formación y localización. Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología.
43. Tomczak, M., 1994. Regional Oceanography: an Introduction. Pergamon.
44. Tucker, M.E., and Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentary.
45. Welsh, S. E. and Inoue, M., 2000. Loop current rings and the deep circulation in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research Oceans* 105, C7.
46. Wong Raymond, 1994. Química.

Paginas consultadas del Internet:






- ❖ (<http://www.netl.doe.gov>, 2005)
- ❖ (<http://www.geocities.com>, 2005)
- ❖ (<http://woodshole.er.usgs.gov>, 2005)
- ❖ (<http://www.geo.vu.nl>, 2005)
- ❖ (<http://www.rnw.nl>, 2005)
- ❖ (<http://www.tulane.edu>, 2005)
- ❖ (<http://www.mapasofmexico.com>, 2005)
- ❖ (<http://www.cicese.com>, 2005)
- ❖ (<http://www.oceanografia.cicese.mx>, 2005)

ANEXO 1: TABLAS DE CONSULTA.

TABLA 1 DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS RECOLECTADAS DEL GOLFO DE MÉXICO.

Clave	Color	Textura y tamaño de grano	Porosidad	Observaciones	Hidrocarburos
C1	El color al intemperie es de gris claro-amarillo y en el centro es de color negro	Arena de tamaño de grano que va de gruesa a media	Presenta gran cantidad de vesículas y poros de diferentes tamaños.	Se aprecian conchas de color blanco y estructuras en forma de tubo de color café. Se encuentra unida por el asfalto lo que hace que su dureza se buena pero es deleznable.	Los poros están rellenos de asfalto y chapopote o aceite muy viscoso.
C2	Grisáceo claro	Arena de grano fino a arcilla	Existencia de abundantes vesículas de tamaños diferentes	Posee una buena compactación.	Las cavidades están rellenas de asfalto o chapopote
C3	Gris oscuro con manchas negras tal vez sea aceite	Arena de grano muy fino a limo	Presenta abundantes vesículas y cavidades	Se aprecian pequeños rastros de tubos de color blanco. Así como una buena compactación y dureza alta.	Las vesículas se encuentran rellenas de asfalto o chapopote
C4	Gris oscuro con manchas negras	Arena de tamaño moderado a fino	Existen formas del tipo amígdalas	Se observan rastros de tubos que presentan un color blanco. Su dureza es moderada.	Las cavidades están rellenas de asfalto y aceite de color negro
C5	Gris oscuro	El tamaño del grano varia de Limo a Arcilla	Presenta una gran cantidad de orificios colapsados	Se observan rastros de material calcáreo de color blanco. Presenta dureza moderada y buena compactación.	Los orificios están rellenos de asfalto o chapopote
C6	Gris claro	La textura varia de Limo a Arcilla	Contiene pequeñas vesículas colapsadas	Compactación muy buena y buena dureza. No existe indicio de conchas ni de tubos.	Las vesículas están rellenas de material aceitoso de color negro
S1	Gris verdoso	Arcilla de tamaño de grano fino	No se observan cavidades	No se observa evidencia alguna de rastros de conchas o tubos. Presenta una consistencia chiclosa.	Al separar la muestra, se puede observar que en el centro esta concentrado el material de asfalto, chapopote o aceite
S2	Gris oscuro con manchas negras y amarillas	Arena de tamaño de grano medio a fino	Presenta una inclinación preferencial	Se observan rastros de material calcáreo (conchas) de color blanco. Su dureza es muy buena pero deleznable	Las vesículas están rellenas de asfalto o chapopote.

Tabla. 2 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS MUESTRAS RECOLECTADAS.






CLAVE	LOCALIDAD	CARACTERÍSTICAS	FOTO
C1	Chapopote Knoll	De color gris amarilloso, con porosidad en tamaños varios, presencia de conchas y estructuras tubulares, de dureza buena, poros rellenos de hidrocarburos muy viscosos.	
C2	Green Canion	De color grisáceo claro, tamaño de grano de fino a arcilla, abundancia de vesículas en tamaños varios, buena compactación, cavidades rellenas de hidrocarburos.	
C3	Green Canion	De color gris oscuro, su tamaño de grano varía de muy fino a limo, abundantes vesículas y cavidades, de buena compactación y dureza alta, las vesículas están rellenas de hidrocarburos.	
C4	Green Canion	De color gris oscuro con manchas negras, tamaño de grano que va de moderado a fino, presenta formas del tipo de amígdalas, de dureza moderada, las cavidades están rellenas de hidrocarburos.	
C5	Green Canion	De color gris oscuro, su tamaño de grano varía de limo a arcilla, tiene gran cantidad de orificios colapsados, de dureza moderada y buena compactación, los orificios están rellenos de hidrocarburos.	

C6	Green Canion	De color gris claro, su textura varía de limo a arcilla, tiene pequeñas vesículas colapsadas, su compactación es muy buena y su dureza buena, las vesículas están rellenas de material aceitoso.	
S1	Green Canion	De color gris verdoso, el tamaño de grano que presenta es fino, no existen cavidades visibles, de consistencia chiclosa, su interior tiene gran cantidad de hidrocarburos.	
S2	Green Canion	De color oscuro con manchas negras, el tamaño del grano varia de medio a fino, presenta conchas, su dureza es muy buena, vesículas rellenas de hidrocarburos.	

TABLA 3 DESCRIPCIÓN DE LÁMINAS DELGADAS DEL GOLFO DE MEXICO.

Clave	Porosidad	Tipos de Fósiles	Presencia de Hidrocarburos	Presencia de minerales no carbonatados	Presencia de alquímicos	Observaciones	Clasificación según Folk
C1	Mas del 40% (35% por Disolución y 5% por Fractura)	Mas del 30 %. Existen foraminíferos además de fragmentos de bivalvos	Mas del 10 %	Aragonita (en forma de pelos), calcita y cuarzo)	Mas del 15% de alquímicos en forma de intraclastos (<i>granos</i>).	Presenta cristales muy pequeños (<i>pseudos-espátita</i>) rellendo algunos poros. Escasa presencia de óxidos de hierro. Algunos bioclastos presentan contorno de espátita.	<u>Wackstone</u>
C2	Mas del 25% (20% por Disolución y 5% por Fractura)	Menos del 15 % Foraminíferos	Mas del 35 % se encuentra rellendo los poros de la roca	Menos del 5 % (Calcita, cuarzo y dolomita)	Menos del 15 % se presentan los aloquimicos en forma de intraclastos	Presenta bioturbación. Lodo micritico con algo de arcilla. Presenta rellenos en los poros y en algunas periferias de "pseudos-espátita".	<u>Mudstone</u>
C3	Mas del 40% (35% por Disolución y 5% por Fractura)	Mas del 15 %. Presencia de microfósiles del orden foraminíferos.	≈ 25 %	Menos del 5 % (Calcita, cuarzo y dolomita)	+ 15% de alquímicos intraformacionales	Poca bioturbación. Tiene micrita con poca arcilla. Escasa presencia de óxido de hierro. Presenta algunas cavidades en forma de tubos.	<u>Mudstone</u>
C4	Mas del 30% (20 % Disolución y 10% por Fractura)	Mas del 15%. Existen microfósiles del orden miliolidos y foraminíferos.	Menos del 15 %	Menos del 5 % (Calcita y cuarzo)	Mas del 15% de alquímicos.	Presenta micrita, arcilla y limo. Pocos bioclastos. Presenta fracturas rellenas de pseudos-espátita.	<u>Mudstone</u>
C5a	35% (30% Disolución y 5% Fractura)	Menos del 15 % de la especie foraminíferos	Menos del 15 % principalmente se aloja en los poros por disolución.	Menos del 5 % (Calcita y cuarzo)	Menos del 15 % de moderada a media proporción	Presenta espátita. Hay micro-espátita rellendo algunos poros. Tiene micrita, limo y gran cantidad de arcilla.	<u>Mudstone</u>
C5b	25% (15% por Disolución y 10% por Fractura)	Menos del 15 % de Foraminíferos	Menos del 25 % alojándose en fracturas y en poros diseminados	Menos del 5 % (Calcita y cuarzo)	Menos del 15 % de moderada a media proporción	Escasez en bioquímicos. Existen fracturas rellenas con pseudos-espátita.	<u>Mudstone</u>
S2a	Mas del 30% casi en su totalidad por Disolución	Mas del 25 % de fósiles del tipo Foraminíferos	≈ 25 % alojado en los poros disolucionados	Menos del 10 % (Calcita y cuarzo)	Mas del 25 % de media a moderada proporción	Tiene micrita con arcilla y limos. Existe gran cantidad de bioclastos. Escasa presencia de óxido de hierro. Hay relleno parcial de poro con pseudos-espátita.	<u>Mudstone enriquecida en aloquímicos</u>
S2b	Mas del 45 % (25% por Disolución y 20 por Fractura)	Mas del 15 % de Foraminíferos	≈ 40 % alojado en los poros disolucionados	Menos del 10 % (Calcita y cuarzo)	Mas del 15% de aloquímicos.	Hay espátita. Tiene relleno de bioclastos en algunas fracturas. Tiene chapopote. Mayor cantidad de bioclastos que están alojados en las fracturas. Fracturas rellenas de espátita.	<u>Mudstone enriquecida en aloquímicos</u>

Tabla 4 CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS LÁMINAS DELGADAS DEL GOLFO DE MEXICO.

CLAVE	LOCALIDAD	CARACTERISTICAS	FOTOS
C1	Chapopote Knoll	Porosidad mas del 40%, presencia de fósiles en mas del 30%, existencia de hidrocarburos mas del 10%, mas del 15% de alquímicos (intraclastos).	
C2	Green Canion	Porosidad mas del 25%, escasa presencia de fósiles menos del 15%, gran cantidad de hidrocarburos mas del 35%, menos del 15% de alquímicos (intraclastos)	
C3	Green Canion	Porosidad mas del 40%, moderada abundancia de fósiles mas del 15%, abundancia considerable de hidrocarburos ≈ 25%, mas del 15% de alquímicos (intraformacionales)	
C4	Green Canion	Porosidad mas del 30%, mas del 15% de existencia de fósiles, poca presencia de hidrocarburos menos del 15%, mas del 15% en alquímicos.	
C5a	Green Canion	Porosidad de ≈ 35%, poca presencia de fósiles menos del 15%, escasez en hidrocarburos menos del 15%, de media a moderada porción en alquímicos menos del 15%.	




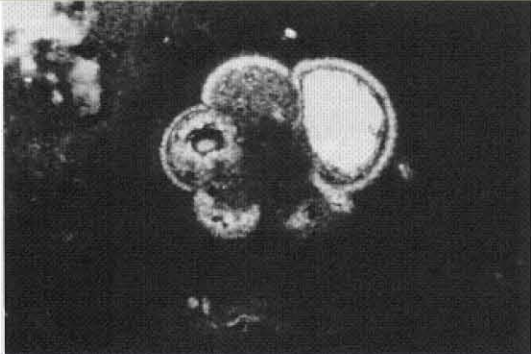

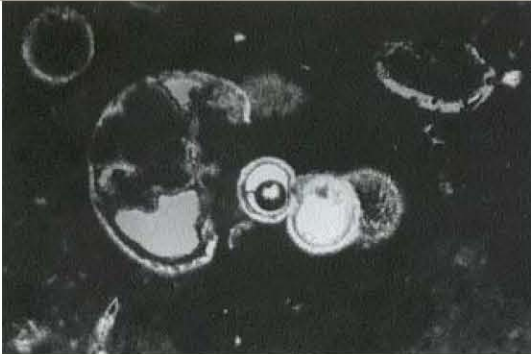
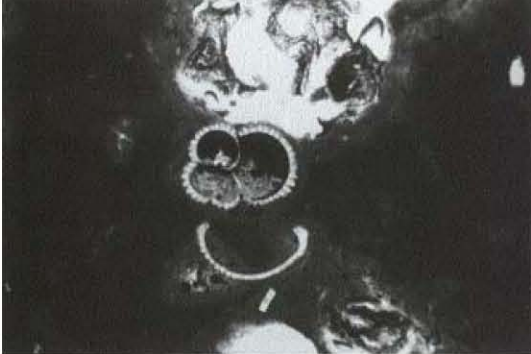
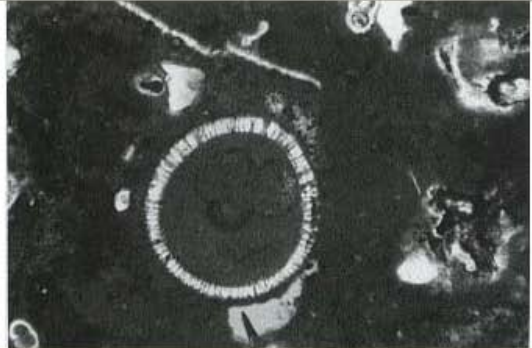





C5b	Green Canion	Porosidad de $\approx 25\%$, menos del 15% de fósiles en la muestra, menos del 25% de hidrocarburos en la muestra, en material alquímico presenta menos del 15%.	
S2a	Green Canion	Porosidad mas del 30%, moderada porción de fósiles en la muestra mas del 25%, presenta un 25% de hidrocarburos y mas del 25% de alquímicos en moderada a media cantidad.	
S2b	Green Canion	Porosidad mas del 45%, mas del 15% de material fosilífero, gran cantidad de hidrocarburos 40%, baja proporción de alquímicos mas del 15%.	

Tabla 5 IDENTIFICACION DE LOS MICROORGANISMOS DE LAS MUESTRAS COLECTADAS EN EL CRUCERO OCEANOGRAFICO.

NOMBRE	MUESTRAS EN QUE APARECE	FOTO
Sphaeroidinella dehiscens	C1	
Pulleniatina obliquiloculata	C1, C5b, S2a y S2b	
Hastigerina aequilateralis	C1, C3, S2a y S2b	
Globigerinoides ruber	C1, C3, C4, C5b y S2b	

<p>Orbitulina universa</p>	<p>C3 y S2b</p>	
<p>Globorotalia crassaformis</p>	<p>C3 y C5a</p>	
<p>Globigerinoides trilobus</p>	<p>S2b</p>	
<p>Globorotalia menardii</p>	<p>S2b</p>	

<p>Pyrgo sp</p>	<p>S2a</p>	
<p>Globorotalia truncatulinoides</p>	<p>C5b</p>	

ANEXO 2: INFORMACION GENERAL DE LA ZONA EXCLUSIVA DE MEXICO.

A.2.1 ZONA ECONOMICA EXCLUSIVA DE MÉXICO.

La zona económica exclusiva (ZEE) de México, al igual que otros países se extiende 200 millas náuticas (370.4 Km.) (Aguayo y Trápaga, 1996), hacia el océano, a partir de la línea de costa, que define el nivel medio del mar de la zona litoral (fig. A.1). Cuando esa extensión se traslapa con la de otros países, la delimitación de las respectivas zonas se hace de común acuerdo entre los afectados.



Fig. A.1 Mapa de la Republica Mexicana con su ZEE (www.ineqi.gob.mx, 2005)

México cuenta con 2,946,825 km² de superficie marina, de los cuales 2,715,012 pertenecen a la zona económica exclusiva, mientras que el mar territorial comprende un área de 231,813 km², en la que ejerce libre soberanía para explorar, explotar, conservar y administrar los recursos vivos y no vivos de los fondos marinos, incluidos los del subsuelo y del agua suprayacente (Aguayo y Trápaga, 1996). También se reserva el derecho exclusivo y de jurisdicción para utilizar islas arrecifales, establecer estructuras artificiales (plataformas petroleras) e implementar el desarrollo de actividades científicas, además de preservar el medio marino y eliminar los agentes contaminantes de esta zona.

Dentro de la zona exclusiva de México existen seis divisiones o subprovincias, tales subprovincias son enlistadas a continuación (Aguayo y Trápaga, 1996) (fig. A.2): 1) Baja California-Pacífico, 2) golfo de California, 3) Region Panámica del Océano Pacífico, 4) Suroeste del GdM, 5) Banco de Campeche y 6) Caribe mexicano.

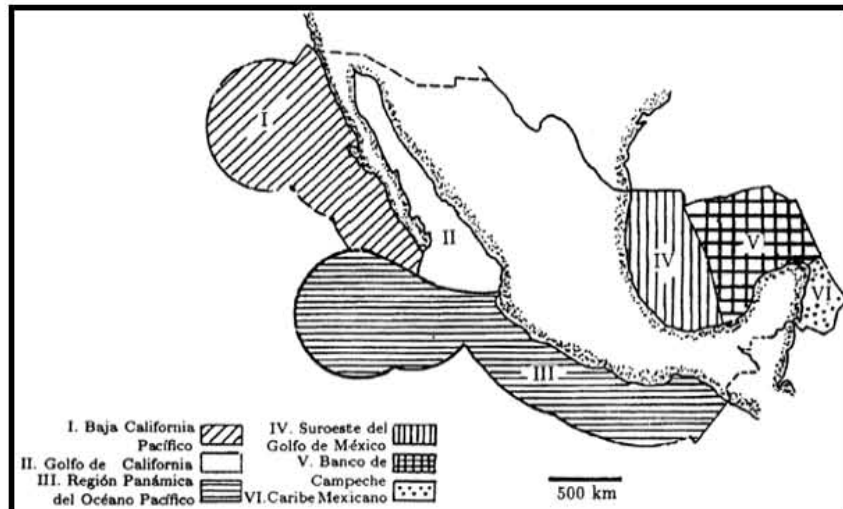


Fig. A.2 Subdivisión de la zona exclusiva de México (Aguayo y Trápaga, 1996)

México puede explorar, inventariar y explotar en forma racional los recursos vivos y no vivos del mar, a lo largo y ancho de una franja litoral de más de 10,000 Km. de extensión y 500,000 km² de superficie en la plataforma continental, lo que representa un poco más de 20% de su área de potencial económico que se extiende de la línea de costa hasta la profundidad de 200 m (Aguayo y Trápaga, 1996).

Este hecho se apoya en la Constitución Política de los Estados Unidos Mexicanos y es aceptado por todas las naciones del mundo, ya que según el derecho internacional público, los países que tienen costas ejercen jurisdicción sobre estos mares territoriales (Székely, Alberto, 1997).

La Ley Federal del Mar contiene una serie de reglas que contemplan un conjunto de ordenamientos tales como navegación en aguas territoriales e internacionales, límites jurisdiccionales del mar, conservación y manejo de los recursos vivos, control y manejo de las islas, protección y preservación del ambiente marino, investigación científica, disputas territoriales, explotación de los recursos minerales en aguas internacionales (Aguayo y Trápaga, 1996).

A.2.2 Un vistazo general por lo que ha pasado en PEMEX EN LOS ÚLTIMOS 2 AÑOS.

Dentro de este apartado del anexo-2 mencionare los tres principales proyectos que PEMEX tiene en plan; tales proyectos son: 1) la reconfiguración de la refinería “Lázaro Cárdenas del Río”, 2) Programa de Perforación en Aguas Profundas y 3) Proyecto Fénix.

A.2.2 a. La reconfiguración de la refinería “Lázaro Cárdenas del Río”.

El proceso de reconfiguración de la refinería “General Lázaro Cárdenas del Río”, de Minatitlán, Ver., consistirá en la construcción de once plantas nuevas, de las cuales nueve serán de proceso de crudo, una de servicios auxiliares y otra más de

integración de las mismas, las cuales se integraran con las ya existentes. Tendrá un costo total de mil 600 millones de dólares. Dentro de la misma reconfiguración será construida una planta de tratamiento de aguas negras de Minatitlán para ser utilizadas en el proceso industrial con lo que se dejará de tomar agua de los mantos acuíferos, contribuyendo a la mejora de los cuerpos de agua como por ejemplo el río Coatzacoalcos.

Esta reconfiguración será concluida en un periodo estimado de 48 meses, a través de recursos tipo Pidiregas y gasto programable, y aumentará la elaboración de productos petrolíferos de calidad ecológica internacional como PEMEX Magna, PEMEX, Premium, PEMEX Diesel y turbosina.

Asimismo, PEMEX Refinación incrementará la capacidad de proceso de crudo al pasar de 186 mil a 350 mil barriles por día, con un porcentaje de 60 por ciento de petróleo pesado Maya y 40 por ciento de ligero Istmo. Lo que ocasionará el aumento de la producción de gasolina, diesel y turbosina en más de 100 mil barriles diarios, ya que se importan 220 mil barriles diarios.

Dicha reconfiguración se hace a través de diversos paquetes para dar oportunidad a las empresas nacionales y asociarse con las extranjeras.

Las empresas que ganaron la licitación son: ICA Fluor Daniel, Dragados Proyectos Industriales de México y Dragados Industrial, Mina-Trico, Proyectos Ebramex y Samsung Ingeniería Minatitlán. El proyecto de reconfiguración terminara en el año 2007.

A.2.2.b. Programa de Perforación en Aguas Profunda.

PEMEX entre sus planes tiene hasta el 2008 la perforación en aguas profundas de nueve pozos exploratorios (algunos de ellos ya en proceso, como el Noxal-1, el Caxui-1 o el mismo Naab-1). Las profundidades que se pretenden perforar va ir creciendo de acuerdo a los éxitos y resultados alcanzados, por el otro lado, no se puede descartar que se fracase, tal como ocurrió con el pozo Caxui-1, que se perforó a 400 metros de profundidad -llegó hasta 700 con tecnología direccional- y donde no se descubrió ninguna reserva de hidrocarburos.

Es un hecho que no va a ir solo en la tarea de perforar en aguas profundas ya que carece de la tecnología; sin embargo PEMEX hará alianza con empresas transnacionales como: Petrobrás, Shell, Statoil y Chevron, está última localizó un nuevo yacimiento en aguas estadounidenses del Golfo de México.

Para este año se tiene contemplado la perforación de cuatro pozos: Noxal-1, de aceite superligero, y Lakach-1, aceite ligero, ambos de la Región Marina Suroeste; Leek-1, aceite ligero y Elipsipua-1, aceite ligero, los dos en la Región Norte. Para el próximo año se tiene programada la perforación de otros tres pozos, todos en la Región Norte: Talipua-1, Kalapau-1 y el Patini-1 y para el 2008 se perforaran dos pozos mas, Máximo-1 y Pep-1.

PEMEX invirtió entre 25 y 30 millones de dólares en el Naab-1 (el primer pozo de aguas profundas) de solo 670 metros de tirante de agua, solo sacó un muy modesto rendimiento de un petróleo malo de 9 grados **API** (*petroshit*), el grado de acierto en estas regiones es de 1 pozo productor por cada 5 que se construyen, el problema es que cada pozo cuesta 100 millones de dólares en tanto

que el de producción varía entre los 10 y 12 dólares por barril. En cambio el de producción en aguas someras, es de cinco dólares con 20 centavos.

Las zonas susceptibles de perforar son: Campeche profundo, Coatzacoalcos profundo, Lankahuasa profundo y Perdido.

A una distancia de 1.6 kilómetros de profundidad, el agua ejerce una presión de mas de una tonelada por pulgada cuadrada sobre todo el equipo y debajo de los 600 metros, en cualquier parte del mundo, la temperatura puede llegar a dos grados centígrados lo cual representa problemas toda vez que estas bajas temperaturas pueden generar *hidratos* que llegan a bloquear las tuberías.

En el mundo las zonas mas perforadas con resultados positivos en aguas profundas son Brasil, Indonesia, Reino Unido y la Costa Oeste de África. Aunque el Norte del Golfo de México es la región con mayor actividad de producción y éxito en la incorporación de reservas seguido por Brasil y la Costa Oeste de África.

En la siguiente tabla se presenta el programa de perforación en aguas profundas para los siguientes años.

Tabla A.1 Programa de Perforación en Aguas Profundas (PEMEX, PEP, 2006)

POZO	TIPO DE ACEITE	PROFUNDIDAD	TIRANTE DE AGUA	AÑO
<i>Noxal-1</i>	Aceite superligero	3,300 metros	950 metros	2006
<i>Lakach-1</i>	Aceite Ligero	5,400 metros	860 metros	2006
<i>Leek-1</i>	Aceite Ligero	5,000 metros	900 metros	2006
<i>Elsipua-1</i>	Aceite Ligero	6,100 metros	580 metros	2006
<i>Talípau-1</i>	Aceite Ligero	4,900 metros	975 metros	2007
<i>Kalapu-1</i>	Aceite Ligero	5,000 metros	1,380 metros	2007
<i>Patini-1</i>	Aceite Ligero	5,900 metros	1,380 metros	2007
<i>Máximo-1</i>	Aceite Ligero	6,862 metros	2,891 metros	2008
<i>Pep-1</i>	Aceite Ligero	7.200 metros	2,940 metros	2008

A.2.2 c. Proyecto Fénix.

Antecedentes:

En 1976 se había inaugurado las refinerías de Salinas Cruz y Tula, con las cuales iniciaba la producción de petróleo en Cantarell, en petroquímica pasábamos de una producción de 3 a 10 millones de toneladas y se estaban instalando 12 plantas que permitirían una producción de 20 millones de toneladas.

Cangrejera y Pajaritos eran los complejos petroquímicos mas grandes del mundo y con alta tecnología, al par se estaba terminando la central hidroeléctrica Chicoasen y las termoeléctricas de Tula y Salamanca.

En 1992 se crea PEMEX Petroquímica (PPQ) con la intención de: Producir, almacenar, comercializar y distribuir los derivados de la industria petroquímica (No básica); PPQ ha estado basada en el etano como materia prima.

Para 1997 el objetivo principal era el de atraer inversión privada, por lo cual se crearon siete empresas filiales con carácter S.A. de C.V. quedando únicamente el complejo petroquímico "Independencia" dentro de PPQ. El resto, (Cangrejera, Morelos, Tula, Pajaritos, Escolin, Cosoleacaque y Camargo), quedaron como filiales con carácter S.A. de C.V., esta división en filiales ha propiciado las caídas en la producción de PPQ y a esto se ha aunado: crisis en los precios del gas natural y del etano.

En mayo de 2003, PEMEX Petroquímica inició la promoción del Proyecto Fénix, durante la cual identificó a 20 empresas potencialmente interesadas y confirmándose más adelante el interés de tres compañías, a través de la firma de acuerdos de confidencialidad con dicho organismo subsidiario de PEMEX.

El 5 de abril de 2004, PEMEX Petroquímica recibió propuestas concretas de siete socios potenciales y a partir de esa fecha se realizaron negociaciones detalladas con cada uno de estos socios.

Este proceso culminó el día 21 de octubre 2004, con la selección de tres socios estratégicos que trabajarán con PEMEX Petroquímica en el proyecto Fénix y que son: Grupo Idesa, Indelpro y Nova Chemicals Corporation.

Dada la importancia de mantener transparencia y equidad respecto a la selección de los tres socios potenciales, se cuenta con el apoyo de un Testigo Social, que es representado por el ingeniero Manuel Viejo Zubicaray, distinguido maestro de la Universidad Nacional Autónoma de México, de gran prestigio y con experiencia en este tipo de procesos.

Una vez seleccionados los socios estratégicos, del 22 octubre 2004 al 15 abril 2005 se llevará a cabo el Estudio Técnico-Económico e Ingeniería, que consistían en la definición de la localización óptima, la configuración del proyecto, el estudio de ingeniería para precisar el monto de la inversión, la estructura de capital y el estudio de mercado.

En enero de 2005, se empezaron a hacer las gestiones de financiamiento correspondientes, a fin de que el 30 de junio 2005, se celebre la firma del Acuerdo de Accionistas y constitución de la nueva empresa.

Importancia del proyecto Fénix:

- Promover que los 2.7 millones de toneladas de gasolina que hoy se exportan sean transformadas y vendidas con un mayor valor agregado en el mercado.
- Las ventas generadas tan solo en la primera fase del proyecto (\$1,500 millones de dólares) resultan similares a la operación total de PPQ actualmente.
- Reactivación del sector petroquímico (en los últimos años ha disminuido drásticamente su participación en la economía).
- Aprovechar las ventajas del crecimiento del mercado nacional satisfecho actualmente con más del 58% por importaciones.

Beneficios del proyecto Fénix.

- Entre los principales beneficios del proyecto están la creación de empleos, el efecto multiplicador en la economía y la generación de impuestos; la reactivación de un proceso de inversión en petroquímica que ha estado inhibido en México por muchos años; la implantación de un nuevo modelo para PEMEX Petroquímica y otras empresas a fin de fomentar el crecimiento competitivo en el país y el mercado de Norteamérica.

Cabe hacer notar que el proyecto se ha promocionado en todo momento con una orientación de máxima rentabilidad y visión de negocio.

Un proyecto de la naturaleza del Fénix es sólo el primero de otros que deberán realizarse en el futuro, y abrir el camino a oportunidades de inversión para explotar el potencial de la industria petroquímica mexicana.

El proyecto Fénix colapsó por la política de precios para hidrocarburos establecida por Hacienda, la cual señalaba que el precio de venta de la materia prima se debía fijar según parámetros internacionales, a precio spot y en contratos anuales.

De esta forma, no se podrían dar descuentos por el volumen de compra, ni firmar contratos de suministro a 15 y 20 años como los requeridos por los socios privados. Y al no lograrse un acuerdo entre la Secretaría de Hacienda y Crédito Público (SHCP) y socios del Fénix I el proyecto se declaró suspendido.

Con el proyecto Fénix, la paraestatal en asociación con inversionistas privados, (mencionados anteriormente), preveían construir un gigantesco complejo petroquímico que habría de desarrollarse en Altamira, Tamaulipas, o Veracruz, con una inversión aproximada de dos mil 600 millones de dólares.

Dicho proyecto, indica, tenía estimado desarrollar dos complejos petroquímicos con "crackers" (líneas de producción) duales para la elaboración de petroquímicos a base de gasolinas naturales o ligeras (naftas) o etano (gas). El primero era un "cracker" de etileno para la producción de olefinas y derivados para elaborar productos como bolsas y empaques de poliéster, anticongelantes, tuberías, pinturas, entre otros) y la inversión requerida era de mil 800 millones de dólares.

El segundo era un tren de aromáticos para producción de hules sintéticos, resinas, solventes, explosivos y gasolinas, con una inversión de 800 millones de dólares. Con ambos complejos se pretendía sustituir el equivalente a tres mil millones de dólares de las importaciones actuales de sustancias químicas. El primer complejo se pondría en operación en 2006 y el tren de aromáticos arrancarían en 2008.

A pesar de que no se logró concretar dicho proyecto, bajo el argumento de que no había dinero público suficiente ahora con El Fénix II se dará un nuevo impulso a la industria petroquímica, y que aunque no se parece en nada al anterior, busca elevar la producción.

Datos actuales del proyecto Fénix.

El proyecto petroquímico El Fénix II, es un nuevo programa desarrollado por el gobierno federal que sustituye a El Fénix I, este nuevo programa contiene siete proyectos concluidos, seis en ejecución (2006-2008) y uno de integración por iniciar (2006-2009), por 406, 683 y 830 millones de dólares, de manera respectiva. Los primeros siete prevén la ampliación de la planta de etileno, coinversión de

planta de polipropileno a Tubo de Polietileno Alta Densidad (PEAD) en el Complejo Morelos; ampliación de la planta cloruro de vinilo III en Complejo Pajaritos. Además la expansión de la planta PEBD a MTA y crecimiento planta etileno a MTA en el complejo Cangrejera; la renovación de plantas de amoniaco en Cosoleacaque y la construcción de una planta Swing en Complejo Morelos.

En tanto que las otras seis estiman Servicios planta Swing; aumento planta etileno a MTA, ampliación planta de óxido de etileno y ampliación de paraxileno en Complejo Morelos; así como expansión planta de estireno en Complejo Cangrejera.

El Fénix II recibe un menor monto de inversión y su producción esperada es menor a la prevista para el Fénix I, logra sortear los problemas del sistema de precios establecidos por la SHCP y da un vuelco de fondo en la estrategia para la industria petroquímica.

A.2.3 Hidratos de metano y petróleo en las zonas más hondas del Golfo de México.

Estudios elaborados por investigadores de la UNAM en colaboración con colegas de Alemania y Estados Unidos confirmaron la existencia de estos recursos y explican que dichas afirmaciones son resultado del hallazgo de volcanes de lodo en el subsuelo de la región sur del propio golfo.

El descubrimiento del volcán de lodo fue de singular importancia, porque se logró conocer que no sólo hay superficies suaves compuestas de lodo a esas profundidades.

El hallazgo presenta estructuras rocosas tridimensionales con espacios y gran diversidad de fauna que la utiliza para asentarse; y el petróleo, lodo y metano para nutrirse con bacterias de vida libre o simbioses en el marco de la quimiosíntesis, no de fotosíntesis, como en las plantas.

Existen estudios sobre comunidades similares en otras partes del mundo, pero fueron reconocidas en aguas más someras. No había aparecido en el escenario el asfalto como una alternativa que es una fracción degradada de los hidrocarburos y es utilizada por bacterias y transferida a lo largo de la cadena alimenticia

En el 2003, durante la campaña oceanográfica a bordo del buque alemán RV Sonne, se realizó la exploración en un sitio llamado campo salino de Campeche, a 3 mil 400 metros del nivel del mar. En esta zona, los investigadores encontraron cerca de 20 montes que sobresalen a 400 metros.

Los hidratos de metano podrían llegar a ser un recurso energético en los próximos 20 o 30 años. Recordó que países como India y Japón, que carecen de hidrocarburos y gas, han previsto esa posibilidad y calculan que sería factible en una década.

Las repercusiones de extraer nuevos combustibles del fondo marino son todavía desconocidas

La industria petrolera nacional se ha limitado a extraer hidrocarburo y gas en yacimientos ubicados en la plataforma continental y llanuras costeras, ya que durante años se pensó que el petróleo sólo se podía encontrar en aguas marinas someras.