



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

“ANÁLISIS DE LA PRESENCIA DE HIDRATOS DE METANO CON LOS HORIZONTES SÍSMICOS BSR AL SUROESTE DE LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA, MÉXICO”

Comité de Tutorial:

Dr. Carlos A. Mortera Gutiérrez

Instituto de Geofísica, UNAM

Dr. Francisco Javier Rocha Legorreta

Instituto Mexicano del Petróleo

Dr. François Michaud

Géosciences Azur, Université Pierre et Marie Curie

Dr. Rodolfo Gabriel Camacho Velázquez

Pemex Exploración y Producción

Dr. William Lee Bandy

Instituto de Geofísica, UNAM

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:

**MAESTRO EN CIENCIAS
(EXPLORACIÓN)**

P R E S E N T A :

CARLOS ELEAZAR CRUZ MELO

DIRECTOR DE TESIS: DR. CARLOS MORTERA GUTIERREZ

Ciudad Universitaria D. F., Septiembre de 2008.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

RESUMEN

Estudios sobre la presencia de hidratos de metano en sedimentos del lecho marino de los márgenes del Pacífico mexicano son muy limitados. Cinco perfiles de reflexión sísmica que cruzan la margen Occidental de la Península de Baja California, hacia la porción oceánica del suroeste, obtenidos durante la expedición de geofísica marina conjunta Francia-México (FAMEX) son analizados para identificar la respuesta sísmica ocasionada por la presencia de hidratos de metano (BSR). La característica típica de ésta respuesta, es un horizonte de polaridad inversa a la reflexión del piso oceánico y su forma es paralela al horizonte del lecho marino. La presencia de hidrato de metano en los sedimentos altera las propiedades elásticas de la formación haciéndola más rígida. La reflexión del horizonte BSR se ha asociado con la base de la formación con hidratos y marca el contraste de las propiedades acústicas entre los sedimentos con hidratos y sedimentos con gas libre. Dos métodos son utilizados para estimar las temperaturas a lo largo de los horizontes BSR identificados. La primera se realizó extrapolando temperaturas calculadas para el piso oceánico, en tanto que la segunda calcula las temperaturas a partir de una temperatura propuesta para el piso oceánico. Las temperaturas obtenidas están entre los 3.5 °C y 17.4°C. Las temperaturas resultantes son comparadas en un diagrama de fase de estabilidad generalizado para hidratos de metano con temperaturas medidas y coeficientes de conductividad térmica de otros sitios en los que se ha reportado la existencia de gas hidratado, encontrando diferencias menores a 1.5°C con las temperaturas estimadas para el área FAMEX.

ABSTRACT

Studies about the presence of methane hydrates in the seafloor sediments from the margins of the Mexican Pacific are very limited. Five seismic reflection profiles crossing the western margin of the Baja California Peninsula, into the southwest oceanic portion, obtained during the expedition of marine geophysics joint France-Mexico (FAMEX) are examined to identify the seismic response caused by the presence of methane hydrates (BSR). The typical characteristic of this response is a horizon with reverse polarity reflection compared to the ocean floor reflectivity and its shape is parallel to the seabed horizon. The presence of methane hydrate in the sediments alters the elastic properties of the formation making it more rigid. The BSR reflection horizon has been associated with the basis of the formation with hydrates and marks the contrast between the acoustic properties of the sediments with gas hydrate and free gas. Two methods are used to estimate temperatures over all the large of the horizons BSR identified. The first was made by extrapolating temperatures calculated for the ocean floor, while the second temperatures were calculated from a temperature proposal for the ocean floor. The temperatures obtained are between 3.5°C and 17.4°C. Those temperatures are compared in an generalised phase diagram stability for methane hydrates with measured temperatures and thermal conductivity coefficients from other sites where it has been reported the existence of gas hydrate, finding differences lesser than 1.5°C compared with temperatures estimated for the FAMEX area.

DEDICATORIAS

Con todo mi amor y cariño dedico este trabajo de manera muy especial a la mujer que ha sido mi compañera y mi vida, que siempre ha estado a mi lado, apoyándome con amor, fuerza y cariño

Lorena

A mi hijo, que ha sido la luz de mi vida y mi razón de luchar

Carlos Irving

A la memoria de mi Padre, profesor incansable, gracias por todo tu amor, vives por siempre en mis recuerdos

Santiago Cruz Martínez

(1925-2007)

A la memoria de mi amado sobrino, soñador e impetuoso, siento mucho no haberte dicho cuanto significabas para nuestras vidas

Gerardo Cruz Melo

(1983-2006)

AGRADECIMIENTOS

Todo mi agradecimiento y respeto a mi asesor y tutor el Dr. Carlos Mortera Gutiérrez, por su apoyo y generosidad, un gran amigo.

Mi sincero agradecimiento al Dr. William Lee Bandy, por sus sabios consejos y contribución a esta tesis.

Agradezco también a mis sinodales por haber aceptado criticar y evaluar este trabajo: Dr. Francisco J. Rocha L., Dr. Rodolfo G. Camacho V. y Dr. François Michaud, gracias por su valiosa aportación.

Por supuesto a esta gran institución, orgullo académico mexicano: La UNAM y al Instituto de Geofísica por darme la oportunidad de ser y sentirme universitario.

A mis hermanos, que siempre han estado pendientes, gracias por su apoyo y entusiasmo: Santiago, Mireya, Eloína, Arturo, Ma. Elena, Elvia, Rogelio, René.

A mi mamita Emelia de orgullo inquebrantable...

A mis amigos y compañeros del Instituto de Geofísica y fuera de él, que enriquecieron este trabajo con sus pláticas y críticas, gracias por su amistad, en especial a mi gran amigo David Emir, Juan Ramón, Olimpia,...

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN.....	ii
ABSTRACT.....	iii
DEDICATORIAS	iv
AGRADECIMIENTOS.....	v
LISTA DE FIGURAS.....	viii
LISTA DE TABLAS.....	xiv
INTRODUCCIÓN.....	1
1. HIDRATOS DE METANO	4
1.1. ANTECEDENTES.....	4
1.2. PROPIEDADES GENERALES	6
1.3. LOCALIZACIÓN Y MODOS DE OCURRENCIA.....	7
1.4. GÉNESIS	10
1.5. MÉTODOS DE EXPLORACIÓN.....	12
2. PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS HIDRATOS.....	16
2.1. DATOS GEOFÍSICOS	16
2.2. MODELO TERMODINÁMICO.....	22
3. METODOLOGÍA Y DATOS	24
3.1. FLUJO DE PROCESO	24
3.2. DATOS SÍSMICOS	24
3.3. PROCESAMIENTO SÍSMICO	27
3.4. HORIZONTES EN TIEMPO Y CONVERSIÓN A PROFUNDIDAD	30
3.5. DIAGRAMA DE FASE ESTABILIDAD PARA LOS HIDRATOS DE METANO	33
4. RESULTADOS	39

4.1. LÍNEA SÍSMICA FA-107	40
4.2. LÍNEA SÍSMICA FA-113	43
4.3. LÍNEA SÍSMICA FA-23	46
4.4. LÍNEA SÍSMICA FA-77	48
4.5. LÍNEA SÍSMICA FA-79	52
5. DISCUSIÓN.....	58
6. CONCLUSIONES	66
REFERENCIAS	68
ANEXOS.....	74
ANEXO A. PROCESAMIENTO SÍSMICO.....	74
A.1. PROCESAMIENTO EN EL DOMINIO DEL TIRO (SHOT)	74
A.2. PROCESAMIENTO EN EL DOMINIO DEL CDP (POS PROCESO).....	79
ANEXO B. EXPLORACIÓN DE HIDRATOS EN MÉXICO	85
ANEXO C. IMPORTANCIA GLOBAL DE LOS HIDRATOS	101
ANEXO D. SECCIONES SÍSMICA PROCESADAS.....	104
D.1. APILADO PRELIMINAR DEL PERFIL SÍSMICO FA-23.....	104
D.2. APILADO FINAL Y BSR DEL PERFIL SÍSMICO FA-107.....	105
D.3. APILADO FINAL Y BSR DEL PERFIL SÍSMICO FA-113.....	106
D.4. APILADO FINAL Y BSR DEL PERFIL SÍSMICO FA-23.....	107
D.5. APILADO FINAL Y BSR DEL PERFIL SÍSMICO FA-77.....	108
D.6. APILADO FINAL DEL PERFIL SÍSMICO FA-79	109
D.7. BSR-1 Y BSR-2 DEL PERFIL SÍSMICO FA-79	110

INTRODUCCIÓN¹

Los depósitos de hidratos de metano se han considerado como una posible fuente alternativa de energía para el futuro. El hidrato de metano es una subdivisión de un compuesto llamado clatrato, los cuales son estructuras moleculares de agua congelada en cuyo interior se encuentra encerrada una molécula de gas. Este compuesto generalmente se encuentra en forma de cementante en los espacios porosos de los sedimentos en los fondos oceánicos, márgenes continentales y regiones árticas. La estimación del volumen global de metano hasta hoy se ha llevado en forma especulativa desde Cherskiy and Makogon, [1970] quienes estimaron en su momento de consideraciones enormes, en nuestros días las cantidades que se encuentran atrapadas como clatrato se contabilizan desde los 1700 a 4100 Teratoneladas (10^{15} kg) sólo en sedimentos marinos y de 0.0075 a 18 Teratoneladas en regiones polares (Cantidades resumidas de: *The Potential Gas Comittee*, 1981). A partir de esto, diferentes reportes de estimaciones globales se han presentado, como la de Kvenvolden and Lorenson [2001], los cuales estiman un volumen global de 11 y 12 Teratoneladas, para las regiones respectivamente.

A finales de 1990, el estudio de los hidratos de gas natural ha comenzado a tomar mayor importancia en la comunidad científica, para entender su relevancia con el cambio climático global, las inestabilidades del piso oceánico, el mecanismo de formación de gas metano, su potencial como una fuente de energía alterna [Matsumoto, 2001; Haq, 2001; Sloan, 2003]. El

¹ Esta tesis se realizó siguiendo el estilo del *Journal of Geophysical Research*.

decaimiento de la producción en yacimientos petrolíferos y las crecientes demandas de energía en todas las naciones, son unas de las principales causas del porque debemos estudiar su formación y depósitos, tanto para su explotación como para el riesgo que representa en la alteración climática global [Matsumoto, 2001; Kvenvolden and Lorenson, 2001].

Estudios de los hidratos de metano en los sedimentos del piso oceánico han documentado un efecto significativo sobre la relación de esfuerzo-deformación entre los sedimentos y los cambios del nivel del mar, los cuales podrían provocar deslizamientos y hundimientos en las zonas donde se encuentran, como consecuencia de la disociación del gas atrapado como hidrato y siendo liberado a la atmósfera [Dillon and Collett, 1998; Brewer *et al.* 2002]. Bajo este marco hay dos implicaciones importantes: la primera nos permite considerar los riesgos geológicos que representa las alteraciones de las propiedades en los sedimentos contenedores de hidrato y su posible inestabilidad. La segunda, la liberación del metano de estos yacimientos modificaría significativamente el clima, induciendo al llamado efecto de invernadero a nivel global; esto es porque el metano contenido como hidrato de gas se estima en 3000 veces mayor a la cantidad de metano existente en la atmósfera [Matsumoto, 2001].

Por otra parte, los yacimientos de gas natural como una fuente de energía explotable, debido a la creciente demanda de energéticos y a la disminución de reservas de hidrocarburos, es un motivo más para ser objeto de estudio. Cuando los hidratos llenan los espacios porosos de los estratos sedimentarios, reducen la permeabilidad, lo que da como origen una trampa estructural para acumulación de gas [Dillon, 2001]. Ésta capa de sedimentos y gas hidratado incrementa constantemente su espesor debido a la inclusión gradual de gas natural proveniente de zonas más profundas y que va rellenando los espacios porosos, disminuyendo su permeabilidad y en consecuencia una acumulación uniforme de gas libre por debajo de la capa de

los hidratos [Dillon, 2001]. Se especula que este tipo de depósitos contiene cantidades enormes de gas natural, tanto en forma de hidrato como gas libre, que podría ser explotada y podría convertirse en la mayor fuente de energía globalmente.

En la detección e identificación indirecta de éstas zonas de gas hidratado, los métodos de reflexión sísmica se han distinguido como la herramienta más efectiva para documentar su posible existencia [Pecher and Holbrook, 2000]. Históricamente, la ocurrencia de hidratos de metano ha sido inferida en base a la presencia distintiva de un reflector sísmico, referido como BSR (*Bottom Simulating Reflector*), el cual se presenta a mayor profundidad paralelamente al perfil del piso oceánico y su ondícula es de polaridad inversa a la del piso oceánico [Jin *et al.*, 2003; Ecker *et al.*, 1997]. Este reflector marca el límite de fase entre el hidrato y la zona subyacente con gas libre, debido a que sus propiedades elásticas son contrastantes [Jin *et al.*, 2003; Pecher and Holbrook, 2000; Ecker *et al.*, 1997].

La investigación de este recurso en México está en sus comienzos con fines exploratorios de uso energético y su campo de estudio en la geociencia, es de grandes expectativas si tomamos en cuenta que el área de los mares mexicanos conforma dos terceras partes del área territorial de México y la disminución de los hidrocarburos en el Golfo de México. Por esto, el objetivo de ésta tesis es el proveer evidencias geofísicas de la posible ocurrencia de hidratos de metano en la zona oceánica adyacente al margen continental occidental, del sector sur de la Península de Baja California. Cinco perfiles de reflexión sísmica de la campaña oceanográfica FAMEX en 2002 [Michaud, 2002] son analizados para encontrar evidencias de la presencia de hidratos de metano y sus posibles condiciones termodinámicas son estimadas.

1. HIDRATOS DE METANO

1.1. ANTECEDENTES²

A principios de 1820, John Faraday, trabajando en Inglaterra, estuvo investigando, un gas de reciente descubrimiento, el Cloro. Faraday descubrió que el Cloro en estado gaseoso con agua formaba un sólido por medio de enfriamiento, el hidrato de cloro que se conformaba de una molécula del agua como receptáculo y la molécula de cloro como huésped. Pero no solamente el cloro puede formar hidratos, existe una variedad bastante extensa de otras moléculas que pueden formar hidratos en forma particular o clatratos en general [Pellenbarg and Max, 2000].

Un Clatrato, es un compuesto molecular formado por la inclusión de moléculas de algún tipo, dentro de las cavidades de una estructura sólida formada por moléculas de otro tipo [Barrer and Stuart, 1957; Brown, 1962; Webster, 1994]. Una condición característica de los Clatratos, es que no existe un enlace químico entre la molécula huésped y la receptora. Los Clatratos se forman o se asocian de manera espontánea bajo ciertas condiciones de presión y temperatura [Pellenbarg and Max, 2000].

Típicamente, el gas natural está compuesto por metano, acompañado por gases de peso molecular más elevado y por algunos otros de base distinta al carbono [Kvenvolden, 2000], por ésta razón, en adelante haré referencia a los hidratos de gas natural, como hidratos de metano. Los hidratos de gas natural, son un subgrupo de los clatratos. El término “hidrato” se aplica a los clatratos cuyas moléculas receptoras son agua (H₂O) y moléculas huésped, gas natural que ocupan los espacios vacíos de la estructura cristalina. En mayor proporción, el metano (CH₄) es el principal huésped en las cavidades de la estructura cristalina que forman las moléculas de agua congeladas, sin

² En adelante las figuras que no especifique una fuente son de edición personal.

embargo también podemos encontrar moléculas de gas natural de cadenas más largas, como etano, propano, así como otros gases sin base de Carbono tales como: CO_2 , N, H_2S [Matsumoto, 2000; Kvenvolden, 2000], (Figura 1).

Hasta ahora, en los hidratos de metano, se han identificado tres estructuras cristalinas de mayor ocurrencia. Los hidratos de estructuras I y II, se cristalizan en forma de un sistema cúbico, la tercera estructura, referida como "H", cristaliza en forma de un sistema hexagonal (Figura 1). Las estructuras de los hidratos de metano pueden ser vistas como un paquete poliédrico formado por rejillas, las cuales forman cinco tipos principales de estructuras. La forma poliédrica más simple está conformada por 12 polígonos de 5 lados (5^{12} dodecaedro pentagonal); ésta es la más pequeña de las tres estructuras de ocurrencia de los clatratos. Las rejillas de diámetro mas grande, incluyen 2, 4 u 8 caras hexagonales y se identifican como $5^{12}6^2$ en una estructura tipo I, $5^{12}6^4$ para una estructura tipo II y $5^{12}6^8$ para una estructura tipo H.

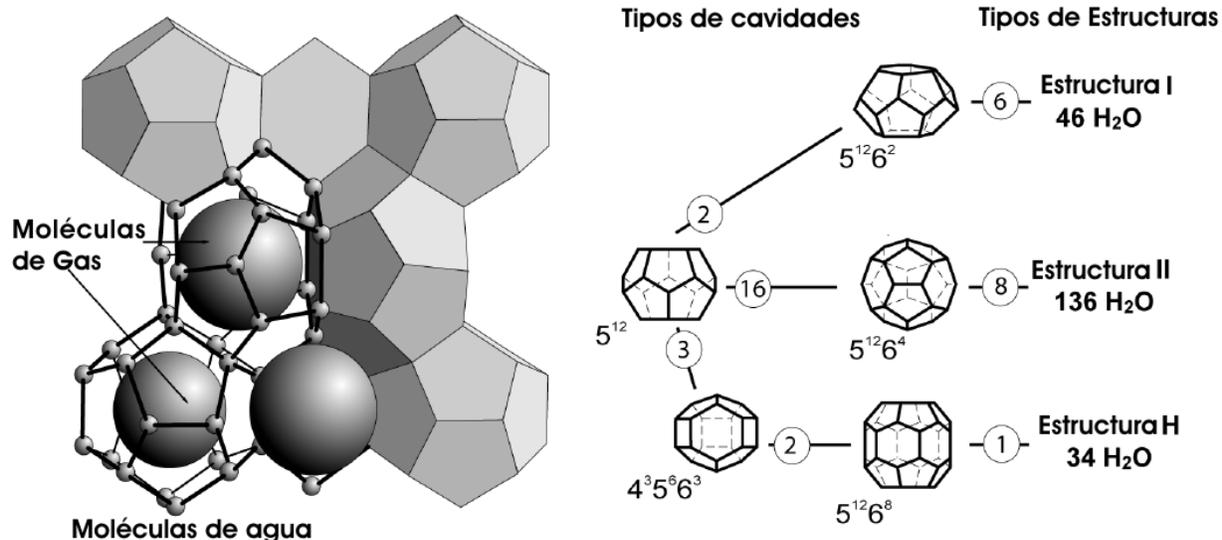


Figura 1. Estructura molecular de los hidratos de metano. Izquierda las moléculas de agua congeladas forman una estructura cristalina, rígida abierta que sirve como contenedor de moléculas de gas natural, principalmente metano. Derecha, las principales estructuras moleculares encontradas en los modos de ocurrencia de hidratos. Modificada de: Bohorman and Torres, [2005].

1.2. PROPIEDADES GENERALES

La densidad del hidrato de metano es de $0.9 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$; ésta densidad podría tener variaciones muy pequeñas que serían de acuerdo al grado de saturación en la estructura del hidrato y a la incorporación local y gradual de otras moléculas [Pellemberg and Max, 2000]. La presión molecular en la estructura del hidrato puede alcanzar varios kilopascales (KPa), si la saturación se incrementa. El calor de formación del hidrato y el calor de disociación del mismo, son iguales en magnitud absoluta, pero de signo contrario. De ésta manera, cuando se libera calor en la formación del hidrato hay una reacción exotérmica y cuando el hidrato se disocia, el calor ingresa al sistema y entonces hay una reacción endotérmica.

Otra propiedad de considerable importancia para el presente trabajo, es la conductividad térmica de los sedimentos marinos con hidrato de metano (k). La respuesta a la conducción térmica depende de las características físicas del material (coeficiente de conductividad térmica k) y al gradiente de temperatura (*Ley de transferencia de calor de Fourier*) [Levi, 1971; Sears *et al.*, 2004; Martin, 2004], ésta ley se define por la Ecuación 1.

$$Q = k \frac{T_2 - T_1}{L} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 1)}$$

Donde Q es el flujo de calor en $mW \cdot m^{-2}$, k es el coeficiente de conductividad térmica del material en $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ K^{-1}$, T_1 y T_2 son las temperaturas de los extremos del material en $^\circ C$ o $^\circ K$ y L la distancia entre las temperaturas T_1 y T_2 . El gradiente de temperatura está definido por $\frac{T_2 - T_1}{L}$.

La conductividad térmica (k) de los sedimentos puede estar entre un rango de 2.2 a $2.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ K^{-1}$ según Sloan (1997). Mientras la conductividad térmica (k) de una mezcla de sedimento y hielo común, está en un rango de los 4.7 a $5.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ K^{-1}$ [Davidson, 1983; Prenskey, 1995; Sloan, 1997].

Por otra parte, la conductividad térmica que se ha encontrado en una mezcla de sedimento-gas, tal como se presentan los depósitos de gas natural, está en un rango de los 0.75 a $1.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{°K}^{-1}$ [Pellemborg and Max, 2000; Ruppel, 2000]. Una alta conductividad térmica en sedimentos con hidratos de metano, difícilmente se alcanza, debido a que estos raramente se desarrollan de manera uniforme en masas sólidas en la naturaleza. Tomando en cuenta el transporte físico de calor debido a la circulación de células geotérmicas dentro de las capas sedimentarias, la presencia de pequeñas cantidades de gas libre y la rápida variación de porosidad y permeabilidad, se ha dado un valor de $1.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{°K}^{-1}$ [Pellemborg and Max, 2000], como estimación razonable para el modelado de la conductividad térmica, para los casos en que el hidrato está ampliamente desarrollado en los espacios porosos de una matriz sedimentaria. En la Tabla 1 podemos observar valores de las propiedades físicas más importantes de los hidratos de metano.

PROPIEDAD FÍSICA	HIELO	HIDRATO
Constante dieléctrica a 273 °K	94	58 aprox.
Módulo isotérmico de <i>Young</i> a 268°K (109 Pa)	9.5	8.4 aprox.
Velocidad $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ a 273 °K	3800	3300
Radio de Velocidad V_p/V_s a 272 °K	1.88	1.95
Relación de <i>Poisson</i>	0.33	0.33 aprox.
Módulo Volumétrico (272 °K)	8.8	5.6
Módulo de Corte (272 °K)	0.926	0.912
Módulo de Densidad ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	0.916	0.912
Conductividad Térmica a 263 °K ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{°K}^{-1}$)	2.25	0.49 ± 0.02

Tabla 1. Algunas constantes de las propiedades físicas del hielo e hidratos de metano. Modificada de: Pellenbarg and Max, [2000].

1.3. LOCALIZACIÓN Y MODOS DE OCURRENCIA

La presencia de los hidratos de metano, se restringe a las zonas árticas, las márgenes continentales y a los fondos marinos cubiertos de grandes cantidades de sedimentos, debido a las condiciones de alta presión y bajas temperaturas (Figura 2), y donde existen suficientes cantidades de metano que migren hacia sedimentos someros. El enfoque del estudio sobre la posible existencia de hidratos de metano en un ambiente sedimentario profundo, que

abarca la región *NE* del Océano Pacífico, de la zona exclusiva económica de México, cercano a la Margen Occidental de la Península de Baja California.

Es probable que el metano se acumule en los sedimentos de éstas cuencas, como consecuencia de que hay un gran flujo de carbono orgánico, proveniente de los sedimentos terrígenos y la abundante producción biológica marina. Además la alta tasa de sedimentación en las márgenes continentales cubre y sella el material orgánico antes de que sea oxidado, permitiendo que las bacterias lo transformen en gas metano [Dillon and Max, 2000].



Figura 2. Mapa de ubicación de sitios donde se ha reportado la presencia de hidratos de metano a nivel mundial. Fuente: *USGS Open-File Report 96-272*.

Las condiciones de estabilidad para la formación y contención de los hidratos de metano en las cuencas oceánicas, requiere de elevados valores de presión hidrostática, mayores a 5 y temperaturas congelantes menores a 280.15 (7) en el piso oceánico [Haq, 2001]. Estos requerimientos determinan que los hidratos se presentan mayormente en pendientes continentales y elevaciones, por debajo de los 530 de profundidad de agua, en latitudes bajas y por encima de los 250 de profundidad en regiones con latitudes altas. Los hidratos dentro de los sedimentos bajo éstas profundidades, podrían extenderse a los 1100 por debajo del piso oceánico [Kvenvolden, 2000; Haq, 2001; Matsumoto, 2001]. Sin embargo, el límite inferior que permite

la presencia de los hidratos de metano es determinado por el Gradiente Geotérmico, con lo cual, se ha estimado que el máximo límite inferior podría ser de alrededor de 2000 *m* por debajo de la interfase agua-sedimento [Haq, 2001; Matsumoto, 2001] (Figura 3).

La curva azul en la Figura 3, es el límite de fase sólido-gas (*phase boundary*), y la curva del gradiente termal (línea blanca), marcan la zona donde los hidratos de metano se encuentran en condiciones estables, a la izquierda de la curva, mientras que del lado derecho no. El gradiente termal en blanco, indica el comportamiento de la temperatura con la profundidad en el tirante de agua (gradiente hidrotermal) y debajo de la interfase agua-sedimento (gradiente geotérmico). Las condiciones propicias para la estabilidad de los hidratos, llegan hasta donde se cruzan éstas dos curvas, que es aproximadamente a los 500 *m* de profundidad del nivel del mar. A partir de este cruce y hasta la superficie del piso oceánico, se conforma una zona de estabilidad en la que el gas natural permanece constituido como hidrato, fuera de esta el gas natural comienza a disociarse [Kvenvolden, 2000; Dillon and Max, 2000; Matsumoto, 2001; Osegovic *et al*, 2006].

El punto inferior donde éstas se cruzan nuevamente, indica la base de los hidratos y por debajo de ésta generalmente se encuentra gas libre. La localización precisa de la base de la zona de estabilidad de los hidratos varia, ya que depende de diferentes factores, la más importante es la química del gas. En lugares donde el gas no es metano puro, por ejemplo en el Golfo de México, a una presión equivalente a 2.5 *Km*, y con la presencia de metano puro, la base de la zona de estabilidad de los hidratos se da a los 21°C, mientras que una mezcla con un 93% de metano, 4% de etano, 1% de propano y algunas pequeñas cantidades mas de gases con moléculas más pesadas encontramos que las base cruza por los 23°C, ambos con la misma presión [Dillon and Max, 2000; Ruppel, 2000].

1.4. GÉNESIS

El metano es en su mayoría derivado de una metanogénesis bacterial, predominantemente a través de procesos de reducción de dióxido de carbono. El metano que tiene una composición de carbono isotópico, más ligera que un 60%, indica, que es de origen microbial. El metano de origen microbial presente en el hidrato, pudo haber sido generado en un lugar cercano a su ubicación actual, implicando, que sólo pudo haber migrado distancias cortas o haber sido reciclado durante procesos simultáneos de formación y disociación durante la sedimentación [Kvenvolden and Lorenson, 2001].

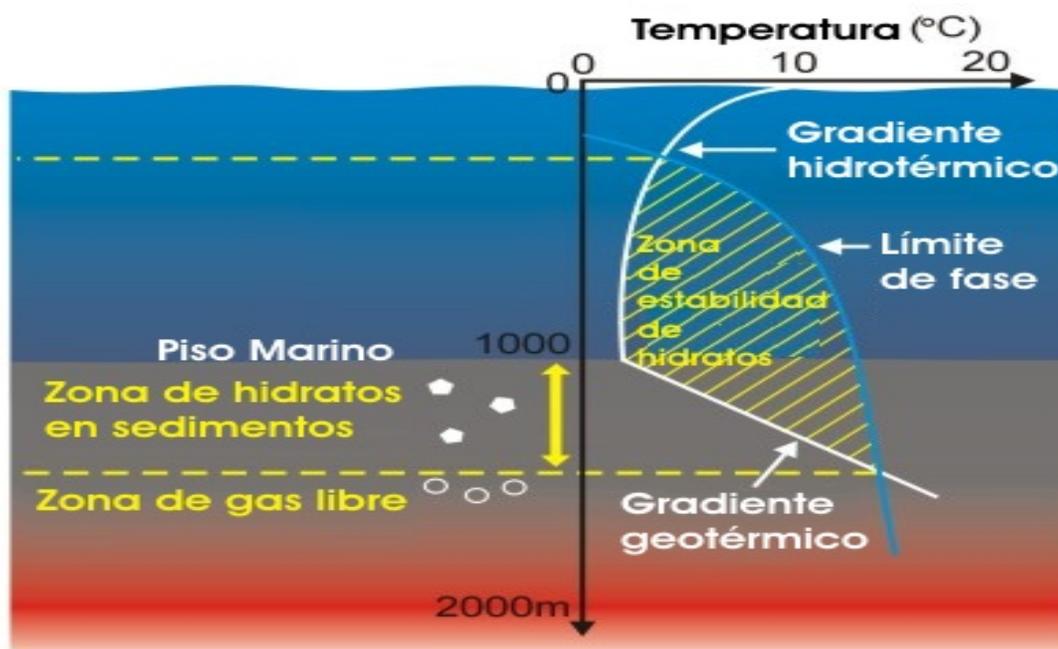


Figura 3. Diagrama de fase de estabilidad para los hidratos de metano en sedimentos marinos, éste resume gráficamente las fronteras de las condiciones de presión y temperatura necesarias para la formación e integración de los hidratos. El límite de fase superior o "Phase Boundary" (línea azul), delimita las condiciones máximas P-T, el gradiente hidrotérmico y geotérmico (curva en blanco), delimita las condiciones mínimas P-T. Modificada de: <http://www.ruf.rice.edu/~hydrates/about.html>.

En contraste, el metano con composiciones de carbón isotópico mayor a un 60%, acompañado por cantidades significativas de hidrocarburos de peso molecular más alto (tales como etano, propano y algunos otros gases de cadenas más largas), es de origen térmico. Ésta mezcla de gas resulta de la descomposición térmica de materia orgánica contenida en sedimentos que se encuentran en profundidades mayores a los 1000 m por debajo del piso

oceánico. Esto implica que la mezcla de gas en el hidrato, ha migrado grandes distancias desde sedimentos más profundos [Kvenvolden and Lorenson, 2001].

1.4.1. IMPORTANCIA POTENCIAL

Desde que los hidratos de metano fueron descubiertos en sedimentos marinos en 1970 [Kvenvolden and Lorenson, 2001], su uso potencial como fuente alterna de energía a los hidrocarburos ha incrementado sustancialmente. Debido a que las cantidades de gas metano atrapadas como hidratos en la geósfera somera son enormes [Kvenvolden and Lorenson, 2001; Gupta, 2004].

Por otra parte, de acuerdo a las observaciones hechas por el Departamento de Energía de los Estados Unidos, la producción de petróleo anual tiende a disminuir en los próximos 20 años [Allison and Boswell, 2007], bajo éstas perspectivas, los hidratos de metano se han considerado como fuente de energía que podría reemplazar al petróleo en las próximas décadas (Tabla 2).

AMBIENTE	CANTIDAD (m^3)	REFERENCIA
Continental	1.4×10^{13}	Meyer (1981)
	3.1×10^{13}	Mclver (1981)
	5.7×10^{13}	Trofimuk <i>et al.</i> (1977)
	3.4×10^{13}	Dobrynin <i>et al.</i> (1981)
Marino	3.1×10^{15}	Mclver (1981)
	$5-25 \times 10^{15}$	Trofimuk <i>et al.</i> (1979)
	7.6×10^{18}	Dobrynin <i>et al.</i> (1981)
En todo el Mundo	1.9×10^{16}	Kvenvolden (1988)
	$2.0-2.1 \times 10^{16}$	MacDonald (1990)

Tabla 2. Estimaciones de cantidades de metano contenidos como hidrato a nivel mundial. Tomada de Methane Hydrates, Matsumoto, [2001], University of Tokio, Tokio Japan.

Una de las ventajas que trae consigo el uso de gas natural (metano) es que el tipo de combustión es más limpia comparada con combustibles fósiles o carbón. La relación H:C es muy alta, esto significa que la cantidad de hidrogeno (H) contenido en el metano (CH_4) con respecto al carbono (C) es al menos cuatro veces mayor. Además que en un metro cúbico de hidrato de metano (Figura 4) en condiciones estables de presión y temperatura contiene $163 m^3$ de metano y

un 0.8 m^3 de agua, una vez dissociado [Paull *et al.*, 2001]. Otra ventaja en la ocurrencia de los depósitos de hidratos de metano, es la reducción de la permeabilidad en los sedimentos, creando una trampa de gas; está a su vez, provoca que el gas que está migrando desde sedimentos más profundos continúe incorporándose a la capa de hidratos y quede atrapado como gas libre en altas concentraciones por debajo de la base de la zona de estabilidad de los hidratos [Dillon and Max, 2000; Max *et al.*, 2006].

La expectación de los hidratos de metano como una fuente de energía del futuro, han estimulado retos en la estrategia para la exploración de los depósitos de hidratos de gas natural, así como las tecnologías a desarrollar para la producción de metano.

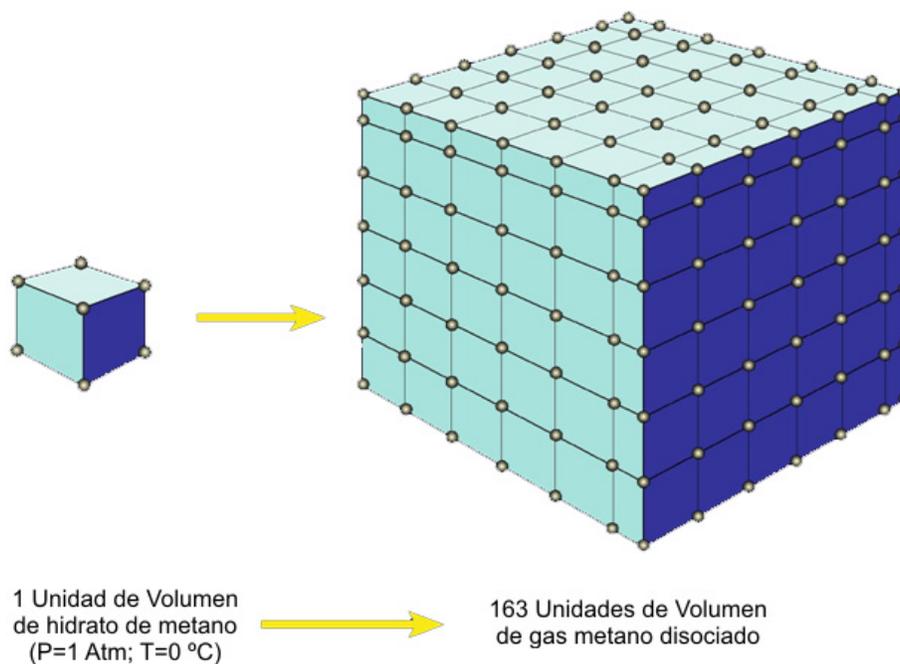


Figura 4. Esquema de la cantidad de metano acumulado en 1 m^3 de hidrato. La cantidad de agua que resulta es de 0.8 m^3 una vez dissociada la mezcla. Tomada de “1. Hydrate structure”, Bob A. Hardage, *talk conference*, [2007].

1.5. MÉTODOS DE EXPLORACIÓN

El objetivo inmediato que permita considerar a los hidratos de metano como una fuente de energía en el futuro, es desarrollar la capacidad para predecir, ubicar e identificar, donde existen esas concentraciones.

La exploración de los hidratos de metano se puede llevar a cabo desde diferentes disciplinas propias de las ciencias de la tierra. Éstas son principalmente: la Geológica, la Geoquímica y la Geofísica. Ésta última, es la del enfoque principal de la presente tesis. La integración de la información que aportan las tres disciplinas anteriores, permiten establecer un modelo más completo.

La aportación geológica incluye el estudio y análisis de de las propiedades de los sedimentos, relaciones estratigráficas, rutas de migración del gas y análisis *in situ* de los hidratos de metano. La presencia de gas hidratado altera las propiedades físicas del sedimento reduciendo la porosidad efectiva y la permeabilidad; esto a su vez incrementa la velocidad acústica de la unidad litológica contenedora de gas hidratado [Dillon and Max, 2000; Max *et al.*, 2006]. Los conceptos de geología también permiten evaluar otras propiedades como la temperatura, así como estudiar las formas de ocurrencia de los hidratos, ya sea como nódulos, capas entre planos de sedimentación, rellenando planos de falla, fracturas y juntas y en forma masiva en el piso oceánico (Figura 5).



Figura 5. A la izquierda herramienta para toma de muestra del lecho marino, a la derecha, muestra de hidrato de metano obtenida del piso oceánico. Fuente: IFM-Geomar, pagina web: http://www.ifm-geomar.de/index.php?id=gh_proben&L=1

Por su parte, la geoquímica ayuda en el entendimiento de la composición y relación hidrato-sedimento. Los análisis geoquímicos permiten identificar los sedimentos que son potencialmente contenedores de los hidratos,

así como a dilucidar el origen del metano y que procesos se han llevado a cabo durante la formación y descomposición del hidrato. Específicamente la composición Isotópica y molecular del gas provee información acerca de su origen [Kvenvolden and Lorenson, 2001].

En la mayoría de las zonas en las que se ha inferido la presencia de hidratos, se ha llevado a cabo principalmente en base a estudios de reflexión sísmica. Cuyos perfiles presentan un reflector que se genera en la presencia de un estrato con hidrato, conocido como BSR (*Bottom Simulating Reflector*, Figura 6). Este reflector coincide en profundidad con la gráfica de la fase de estabilidad de los hidratos de metano [Ecker, 1997; Kvenvolden, 2000; Deng *et al.*, 2006]. Adicionalmente a los datos sísmicos, los estudios se complementan con información geofísica proveniente de registros de pozo, los cuales resultan de gran utilidad para evaluar y detectar los intervalos que contienen hidratos de gas natural. Los registros de pozo proporcionan las bases para estimar la cantidad de gas en la formación y en combinación con la información sísmica son la clave en la exploración global para los hidratos de metano [Ecker, 1999; Dai *et al.*, 2004].

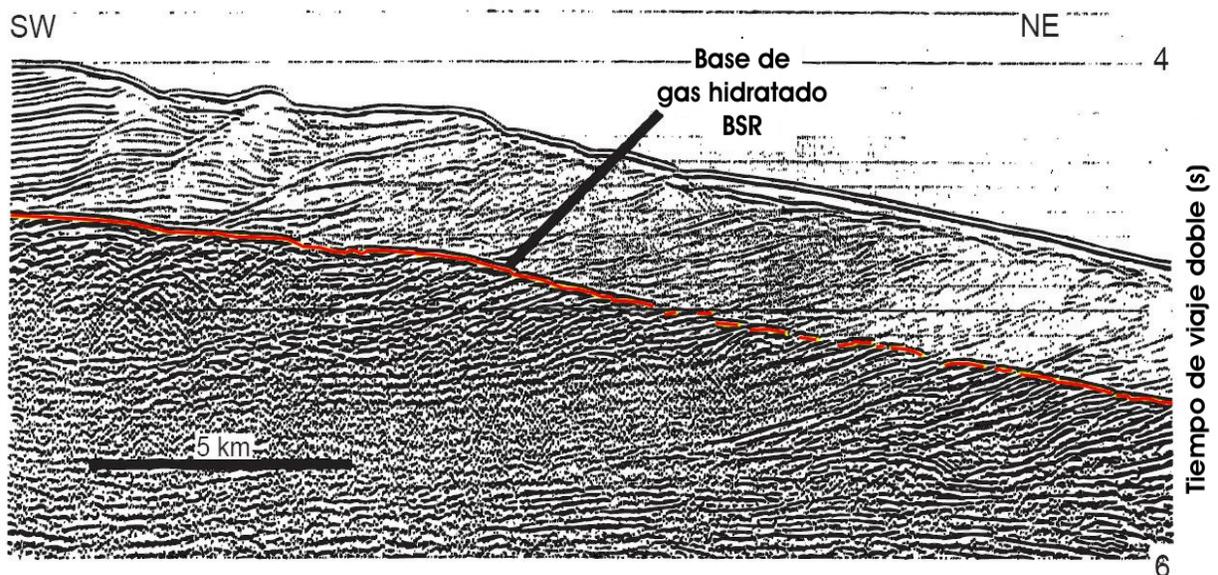


Figura 6. La reflexión sísmica del horizonte BSR en la exploración sísmica marina, es la técnica más eficiente en la identificación de los hidratos de metano. Modificada de *Methane Hydrates*, Matsumoto, [2001].

Otras técnicas en las que la geofísica se apoya para la exploración de los hidratos son los ecosondeos *multihaz* y *side scan* entre otras (Figura 7). Éstas nos permiten explorar a gran detalle las características del piso oceánico a grandes profundidades, obteniendo imágenes de la morfología del piso oceánico, que nos ayudan identificar estructuras, huellas o trazas que indiquen la presencia de hidratos, como cráteres de colapso, diapiros de lodo y volcanes de lodo, que comúnmente están relacionados con la presencia del metano (Figura 8).

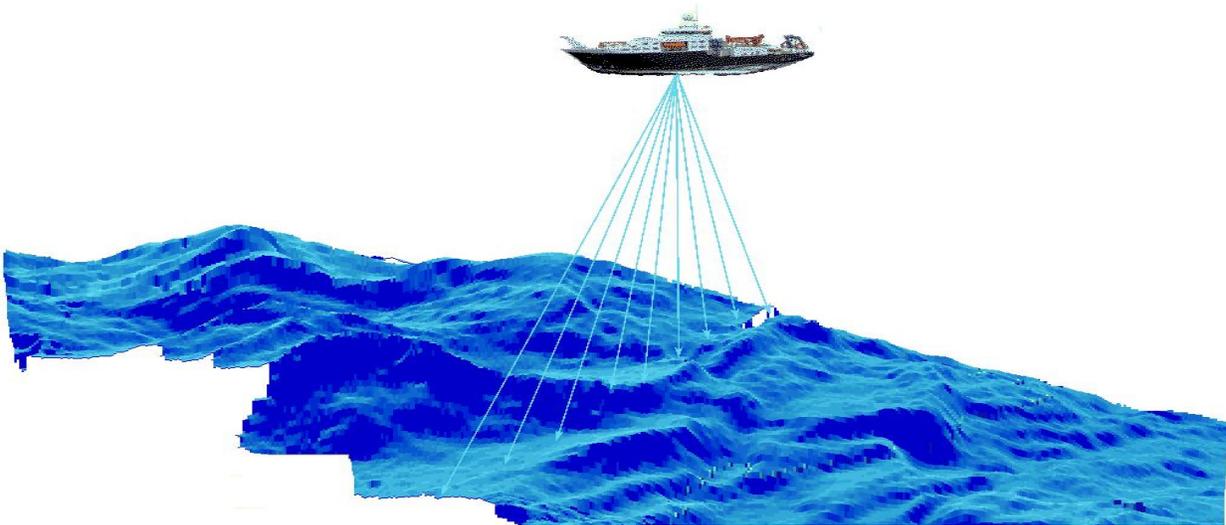


Figura 7. Técnica de reconocimiento de la superficie del fondo marino, otra herramienta eficiente que ayuda a identificar zonas potencialmente contenedoras de hidratos de metano. Tomada de: <http://www.oceanlab.abdn.ac.uk>.

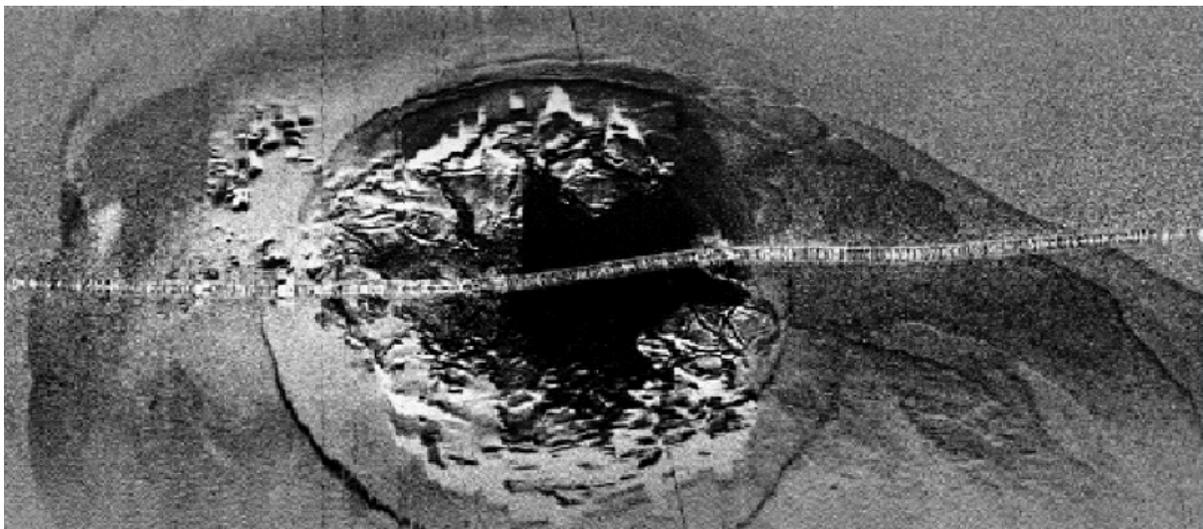


Figura 8. Imagen de *side-scan* usando una frecuencia de la fuente de 30 KHz, identifica un volcán de lodo, probablemente asociados a chimeneas de liberación de hidratos de metano. Tomada de: <http://www7430.nrlssc.navy.mil/7432/hydrates/mosby.htm>.

2. PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS HIDRATOS

2.1. DATOS GEOFÍSICOS

La exploración de los hidratos de metano, dio inicio con el Proyecto de Perforación de Mar Profundo (DSDP), en 1968. Este programa integró estudios de prospección marina geofísica. La perforación para hidratos de metano ha sido una de las mayores iniciativas para el Programa de Perforación Oceánica (ODP) desde 1985 hasta 2003 [Kvenvolden, 2000; R. Matsumoto, 2001].

Actualmente, la prospección sísmica marina es la técnica más eficiente en la exploración de los hidratos de gas natural presentes en los sedimentos del fondo oceánico. La formación de hidratos genera un aumento de la rigidez de los sedimentos e impacta en la impedancia acústica resultante del contraste entre la capa sedimentaria que contiene los hidratos y la capa inferior. Este contraste produce una anomalía de polaridad negativa en la ondícula sísmica, que se conoce como el reflector BSR, reflexión simulada del fondo oceánico y es utilizada como indicador de la posible presencia de hidratos de metano en los sedimentos marinos [Ecker, 1998; Pecher and Holbrook, 2000; Xu *et al.*, 2004; Dai *et al.*, 2004] (Figura 9).

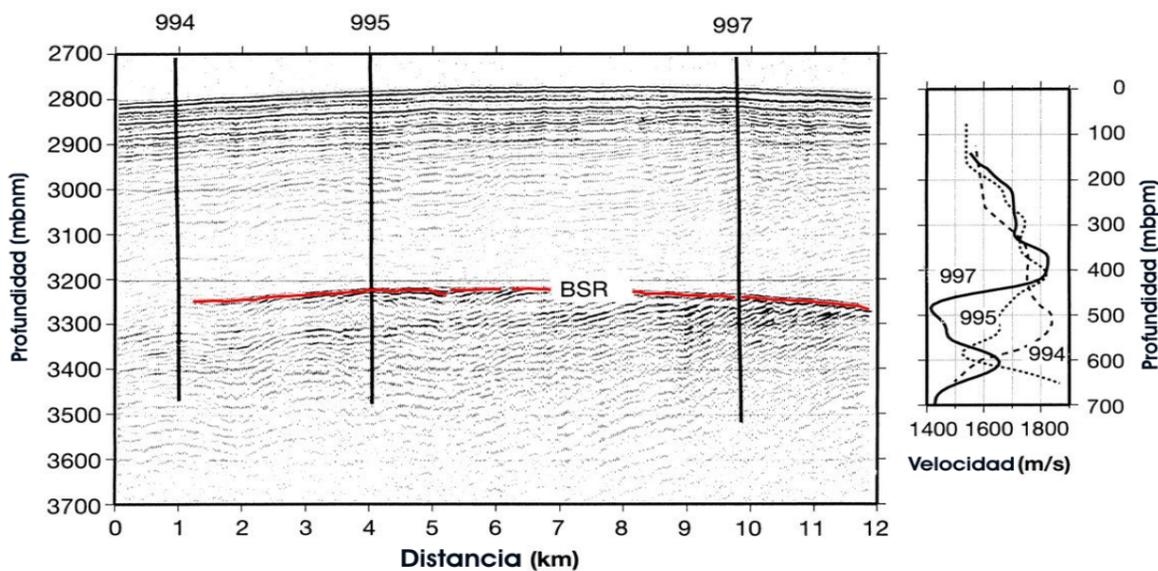


Figura 9. Perfil de reflexión sísmica con BSR (en rojo), indicador mayormente utilizado asociado con la línea base hidratos. A la derecha, perfiles de velocidad en los puntos 994, 995 y 997, la anomalía de velocidad producida por la presencia de hidratos es evidente. Modificada de ODP Leg-164, línea sísmica 95-18-01y puntos de perforación 994, 995 y 997.

2.1.1. LA VELOCIDAD SÍSMICA

Cuando los hidratos se forman en los espacios porosos de los sedimentos producen alteraciones en las propiedades elásticas de los sedimentos, variando su rigidez y densidad. Si esto ocurre previo a la consolidación de los sedimentos, en una etapa de disociación, la rigidez es disminuida y la estabilidad del sedimento se ve afectada. La variación de la rigidez en el medio, afecta tanto la velocidad (V_p) de onda compresional “P” (Ecuación 2), como la velocidad V_s de onda transversal o de corte “S” (Ecuación 3), [Yilmaz, 1987; Telford *et al.*, 1990; Sherif and Geldart, 1991; Pecher and Holbrook, 2000].

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 2)}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 3)}$$

Donde:

k Es el módulo volumétrico del sedimento, también conocido como la incompresibilidad del medio. El módulo volumétrico k describe la relación de cambio entre una presión aplicada al medio y la cantidad de cambio de volumen que sufre este medio (Figura 10). Si k es grande, entonces el material es muy rígido, lo que significa que tiene muy poca respuesta a la compresibilidad, aun cuando la presión aplicada sea muy grande. Por otra parte, si k es pequeña, entonces una presión baja puede comprimir el medio en grandes proporciones. Los gases responden a compresibilidades muy grandes, en contraste los sólidos y líquidos tienen muy poca respuesta a la compresibilidad [Smith and Gidlow, 1987; Rutherford and Williams, 1989; Ecker, 1997; Ecker, 1998; Scot Pickford, 2001; Russell, 2002; André *et al.*, 2006].

μ Es el módulo de corte o cizalla, describe la resistencia al cambio de forma de un medio, cuando una fuerza tangencial es aplicada (Figura 11), si un material sólido tiene un módulo de corte pequeño, este se deformará con facilidad en la misma dirección de la fuerza aplicada. Por el contrario si el material tiene un módulo de corte grande, entonces es necesario una cantidad de fuerza mayor para poder deformar el cubo. Los gases y fluidos no pueden soportar las fuerzas de corte, esto significa que el valor en su módulo de corte es de cero [Smith and Gidlow, 1987; Rutherford and Williams, 1989; Ecker, 1997; Ecker, 1998; Scot Pickford, 2001; Russell, 2002; André *et al.*, 2006].

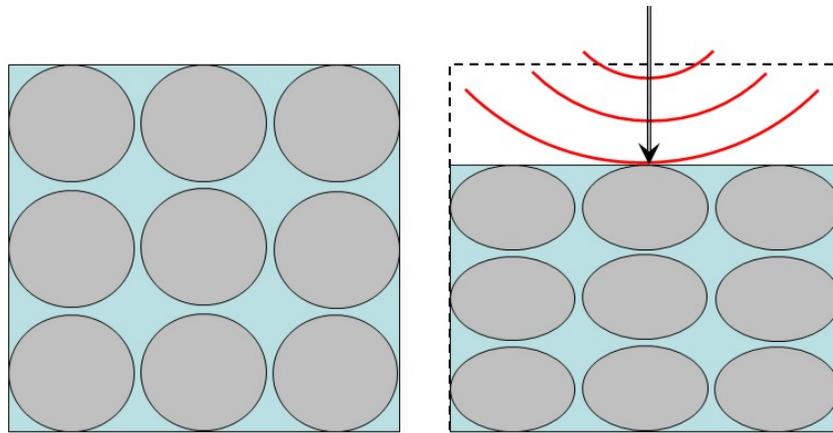


Figura 10. Representación de la respuesta a la deformación producida por un esfuerzo normal originado por una onda P. El efecto se observa claramente en el módulo volumétrico (k).

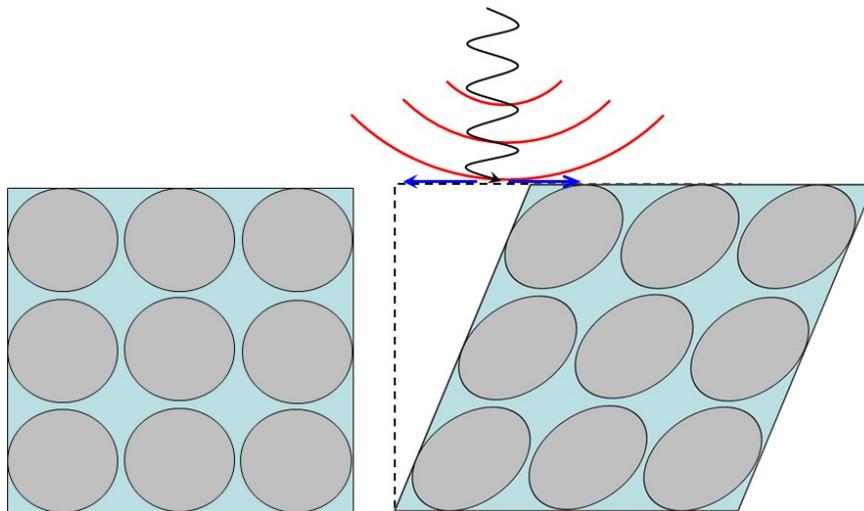


Figura 11. Representación de la respuesta a la deformación producida por un esfuerzo tangencial, originado por una onda S. El efecto se observa claramente en el módulo de rigidez (μ).

ρ Es la densidad del medio donde se propagan las ondas de cuerpo, la cual está conformada tanto por la matriz sedimentaria, como por el fluido o por los hidratos de gas natural, que rellenan los poros de la matriz [Smith and Gidlow, 1987; Rutherford and Williams, 1989; Ecker, 1997; Ecker, 1998; Scot Pickford; 2001; Russell, 2002; André *et al.*, 2006].

2.1.2. POLARIDAD DE LA ONDÍCULA

Las ecuaciones de Zoeppritz nos permiten conocer los efectos de reflectividad en una interfase litológica; definiendo los coeficientes de reflexión de onda P con sus ángulos de incidencia, en función de las velocidades V_P , V_S y densidad (ρ) de las unidades litológicas en contacto. Para calcular los coeficientes de reflexión en la interfase que está conformada por una capa de sedimentos con hidratos sobre sedimentos con gas libre, es necesario conocer la densidad y velocidad de cada medio [Yilmaz, 1987; Telford *et al.*, 1990; Sherif and Geldart, 1991], (Tabla 3), para calcular las impedancias acústicas en un modelo sintético (Figura 12), se utilizan las Ecuaciones 4 y 5:

$$z_{MH} = \rho_{MH}V_{P-MH} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 4)}$$

$$z_{FG} = \rho_{FG}V_{P-FG} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 5)}$$

Donde z_{MH} y z_{FG} son las impedancias acústicas de la capa de hidratos y de la capa de gas libre, respectivamente.

	Hidratos en forma masiva	Sedimentos con contenido de hidratos	Sedimentos saturados de agua	Sedimentos con contenido de gas
$V_P (m \cdot s^{-1})$	3200-3600	1700-3500	1500-2000	1400-1600
$V_S (m \cdot s^{-1})$	1600-1700	400-1600	750-1000	400-700
$\rho (kg \cdot m^{-3})$	1040-1060	1700-2000	1700-2000	1100-1500

Tabla 3. Valores típicos de propiedades de sedimentos contenedores de hidratos, útiles para calcular los coeficientes de reflexión y transmisión. Modificada de Goldberg *et al.*, [2000].

Las ecuaciones de Zoeppritz se reducen a una forma muy simple para incidencias normales, el cambio en las curvas es prácticamente imperceptible

para ángulos menores a 20° . Para una incidencia normal de onda P, los desplazamientos y los esfuerzos tangenciales son iguales a cero [Yilmaz, 1987; Telford *et al.*, 1990; Sherif and Geldart, 1991], por lo tanto el coeficiente de reflexión (C_R) y transmisión (C_T), es calculado por las Ecuaciones 6 y 7:

$$C_R = \frac{Z_{MH} - Z_{FG}}{Z_{MH} + Z_{FG}} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 6)}$$

$$C_T = \frac{2Z_{MH}}{Z_{MH} + Z_{FG}} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 7)}$$

De ésta manera, las Ecuaciones 6 y 7 pueden ser aplicadas utilizando valores de la Tabla 3 y comprobar el comportamiento de la polaridad de la ondícula en una interfase hipotética entre dos unidades litológicas, una con sedimentos con hidratos y la subyacente con gas libre, como lo ilustra la Figura 12. La amplitud que produce la reflexión en la interfase hidrato-sedimento con gas es de polaridad negativa a la amplitud generada en la interfase agua-sedimento del fondo oceánico. Ésta inversión en la polaridad de la amplitud y el blanqueo en un perfil sísmico ha servido como indicador de la posible presencia de hidratos [Ecker, 1997; Ecker, 1998; Vohat, 2003; Xu *et al.*, 2004].

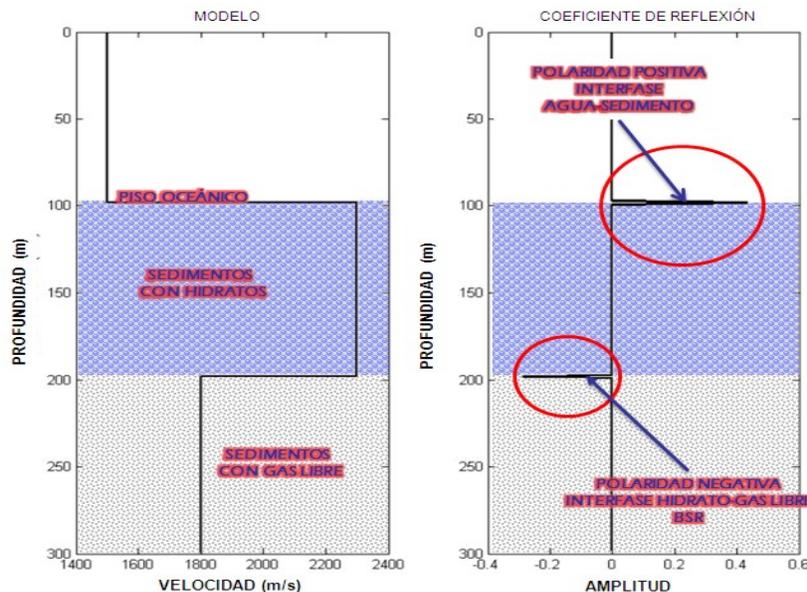


Figura 12. Representación gráfica de la inversión de la ondícula producida por el contraste de impedancias acústicas en un modelo sintético con sedimentos con hidratos y sedimentos de baja velocidad con gas libre.

2.1.3. RESOLUCIÓN SÍSMICA

La resolución se refiere a la separación mínima que puede resolver dos características sin que se confundan en una sola, comprende una resolución vertical y una lateral [Yilmaz, 1987; Telford *et al.*, 1990; Sherif and Geldart, 1991].

La resolución sísmica vertical depende de la longitud de onda λ (Ecuación 8) en los datos adquiridos. Comúnmente, se considera que la resolución máxima que se puede observar en una sección sísmica es de $\frac{1}{4}$ de la longitud de onda [Yilmaz, 1987].

$$\lambda = \frac{v}{f} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 8)}$$

Donde v es la velocidad de onda P presente en la unidad litológica, f es la frecuencia central dominante presente en los datos.

Considerando una V_p aproximada de $1900 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ típica para sedimentos con gas y una frecuencia dominante de 50 Hz , la longitud de onda sería de 38 m , implicando una resolución vertical de 9.5 m . Esto significa que unidades de espesor menor a 9.5 m no podrán ser resueltos [Telford *et al.*, 1990].

La resolución lateral se refiere a que tan cercanos pueden estar situados dos puntos reflectantes horizontalmente y ser considerados como dos rasgos distintos y no sean interpretados como uno solo [Yilmaz, 1987]. Considerando un frente de onda esférico que colisiona en una superficie plana horizontal de dimensiones AA' (Figura 13). El reflector puede ser visto como una serie de puntos difractares continuos (zona de Fresnel), que depende de la longitud de onda y de la frecuencia. Entre más pequeña sea la zona de Fresnel, mas fácil será diferenciar entre dos puntos reflectantes [Yilmaz, 1987].

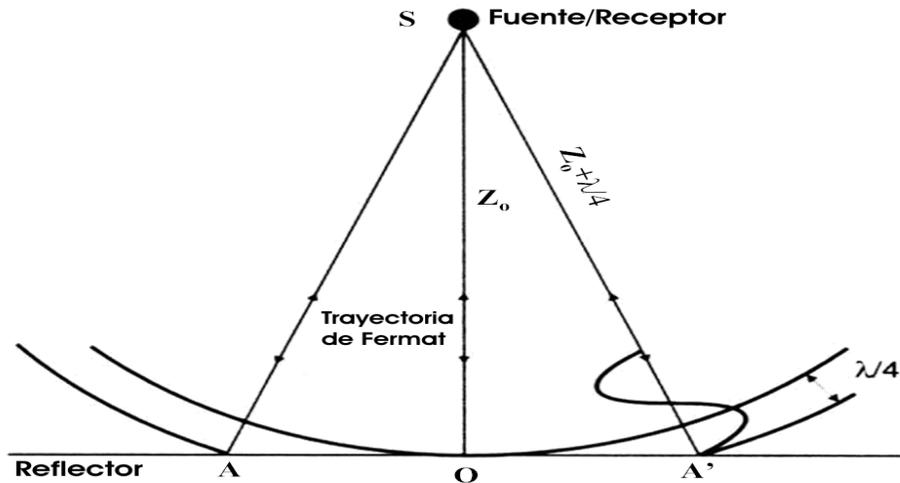


Figura 13. Esquema de la zona Fresnel. El disco reflectante AA' es conocido como la zona de Fresnel. Dos puntos reflectantes que estén dentro de ésta zona no podrán ser distinguidos como rasgos distintos desde la superficie. Modificada de: *Seismic data processing*, Yilmaz, [1987].

2.2. MODELO TERMODINÁMICO

Para considerar la formación de los hidratos, se requiere del conocimiento exacto de los límites de las fases del metano bajo las condiciones de presión y temperatura [Kvenvolden, 2001]. Sin duda alguna, las mediciones de temperatura *in situ* restringe las condiciones iniciales para formar hidratos. En el presente trabajo se ha extrapolado un registro de temperatura con la finalidad de predecir la temperatura en el BSR. Existe una gran variedad de relaciones empíricas de presión y temperatura en la literatura [Peltzer and Brewer, 2000; Sloan, 1990; Sloan 1998]. Tres criterios han sido considerados para el análisis de las condiciones P-T para los hidratos, derivados de resultados de estudios químicos, geológicos y oceanográficos. También es importante considerar que los valores de gravedad varían con la latitud, por lo tanto los diagramas de fase de estabilidad para hidrato calculados en función de la profundidad presentaran diferencias de un sitio a otro [Sloan 1998; Sloan, 1990; Peltzer and Brewer, 2000]. Otra de las propiedades físicas a considerar en los diagramas de fase es tomar en cuenta la compresibilidad del agua de mar con la profundidad [Peltzer and Brewer, 2000].

Las relaciones que sirven para convertir una presión por el tamaño del espesor de una capa sedimentaria en base a mediciones hidrostáticas *in situ* a presión absoluta para experimentos de laboratorio (Ecuación 9), exploración oceanográfica (Ecuación 10) y presión en sedimentos de mar profundo (Ecuación 11) [Peltzer and Brewer, 2000]:

$$P_{ABS} = P_{ESPESOR} + P_{ATM} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 9)}$$

$$P_{ABS} = P_{COLUMNA DE AGUA} + P_{ATM} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 10)}$$

$$P_{ABS} = P_{PORO-AGUA} + P_{COLUMNA DE AGUA} + P_{ATM} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 11)}$$

Donde: P_{ABS} es la presión absoluta, $P_{COLUMNA DE AGUA}$ es la presión calculada en el tirante de agua oceánico, P_{ATM} es la presión atmosférica medida a nivel del mar (101.325 KPa), $P_{PORO-AGUA}$ es la presión del agua en los poros de la matriz sedimentaria.

Para convertir la presión de una profundidad dada, típicamente se utiliza una aproximación por densidad constante (Ecuación 12) [Yamano *et al.*, 1982; Duchkov, 1995; Peltzer and Brewer, 2000; Minshull, *et al.*, 2005].

$$P_{PROFUNDIDAD} = h\rho g + P_{ATM} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 12)}$$

Donde $P_{PROFUNDIDAD}$ es la presión calculada en función de la profundidad (h) en m , la densidad (ρ) en $kg \cdot m^{-3}$ y la aceleración de la gravedad (g) en $m \cdot s^{-2}$.

Para lo cual, el valor de la densidad de agua de mar (ρ) se toma como $1,035 kg \cdot m^{-3}$ y la constante de aceleración de la gravedad g es $9.81 m \cdot s^{-2}$. Como el agua es ligeramente compresible hay un pequeño incremento de la densidad (ρ) con la profundidad (h) y que la g varía con la latitud, por lo que cada cálculo deberá hacerse para un sitio específico [Duchkov, 1995; Peltzer and Brewer, 2000].

3. METODOLOGÍA Y DATOS

3.1. FLUJO DE PROCESO

La secuencia asociada a la metodología que se aplicó en el presente trabajo de investigación se resume mediante el siguiente flujo de procesos (Figura 14):



Figura 14. Secuencia de procesos del presente trabajo. Los cuadros y flechas resumen la metodología aplicada a la presente investigación.

3.2. DATOS SÍSMICOS

Actualmente, los métodos sísmicos de exploración marina, son la herramienta de interpretación y caracterización más efectiva en la identificación de la posible presencia de los hidratos de metano [Matsumoto, 2001; Milles, 2000]. Este método involucra un arreglo de fuentes sísmicas, comúnmente pistolas de aire que se disparan en modo alterno y un arreglo de receptores conocido como caña o *streamer* (Hidrófonos).

En el presente trabajo, se procesaron 5 perfiles de reflexión sísmica (Figura 15), obtenidas durante la campaña oceanográfica FAMEX (Francia-

México), en Marzo-Abril del 2002 a bordo del buque oceanográfico Átalante, en la cual se obtuvieron más de 7,413 Km (4000 millas náuticas) de información sísmica en el margen occidental de la Península de Baja California [22°N-29°N], con una velocidad de adquisición aproximada de $5.14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (10 nudos).

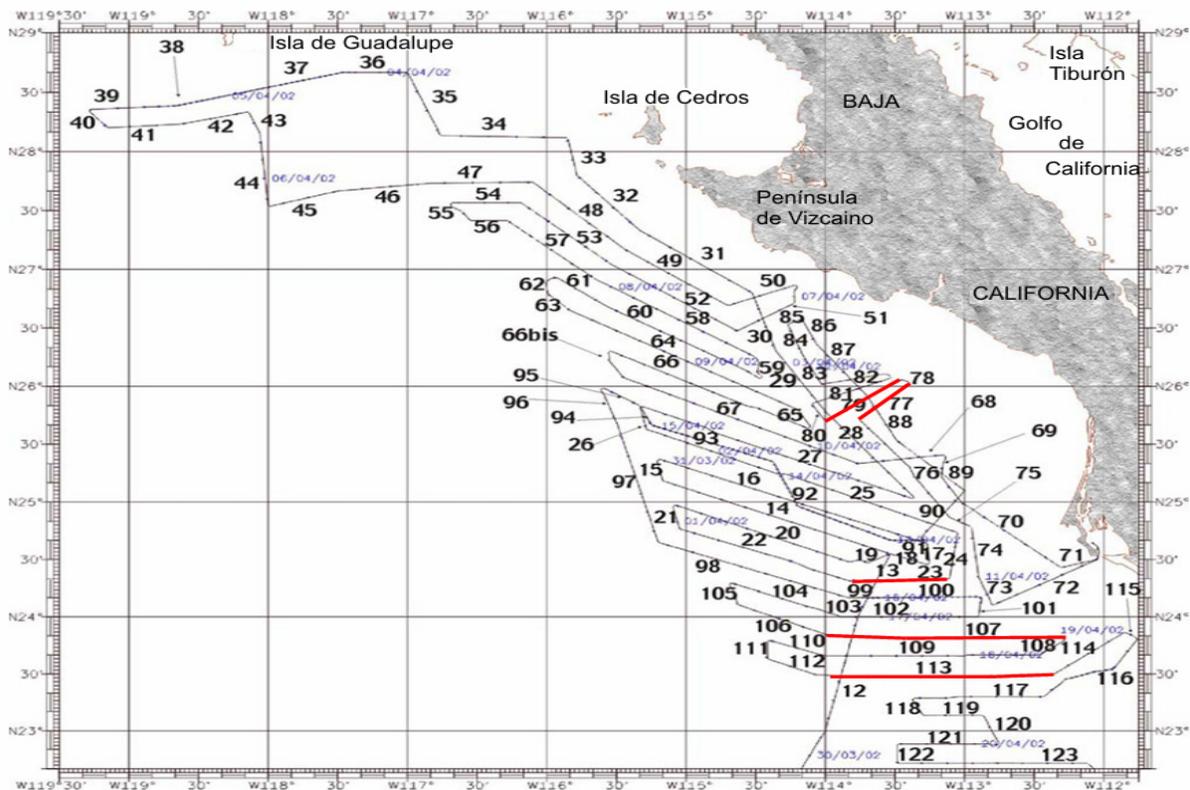


Figura 15. Mapa de la zona de adquisición sísmica de la campaña oceanográfica FAMEX. En el margen occidental de la Península de Baja California; se registraron 123 líneas en negro. Las líneas marcadas en rojo son los perfiles de reflexión sísmica procesadas para la identificación de los BSR. Modificada de Michaud, [2002].

El sistema que se utilizó en la adquisición de la campaña FAMEX, consistió de dos pistolas de aire como fuentes sísmicas, tipo GI (*Generador-Inyector*) de Soderá-SSI. El modo de funcionamiento fue de tipo armónico con $4,916 \text{ cm}^3$ (300 in^3) de volumen total por los dos cañones (el volumen del generador es igual al del inyector). La alimentación de aire de los cañones fue de $14,000 \text{ KPa}$ (140 Bars), esto es suficiente para cargar los dos compresores “Hamworthy” tipo *TH190W70 MkII*, que funcionaron en forma alterna.

La caña (*streamer*) consta de 6 canales activos, separados 50 m entre cada canal y a 220 m de distancia desde el primer canal activo a la popa del

barco. El *streamer* es arrastrado a una profundidad de 7 m. Las pistolas de aire están colocadas a una distancia de 15 m de la popa y arrastradas a 5 m de profundidad (Figura 16). La secuencia de tiro se realizó en intervalos de 10 s, a una velocidad de 5.14 m/s (10 nudos), lo cual genera una separación entre tiros de 51.4 m. El tiempo de grabación fue de 8 s. La cobertura es de un 300 %, esto significa que en la formación de CMP's o cobertura, tendremos 3 trazas (Figura 17), [Michaud, 2002].

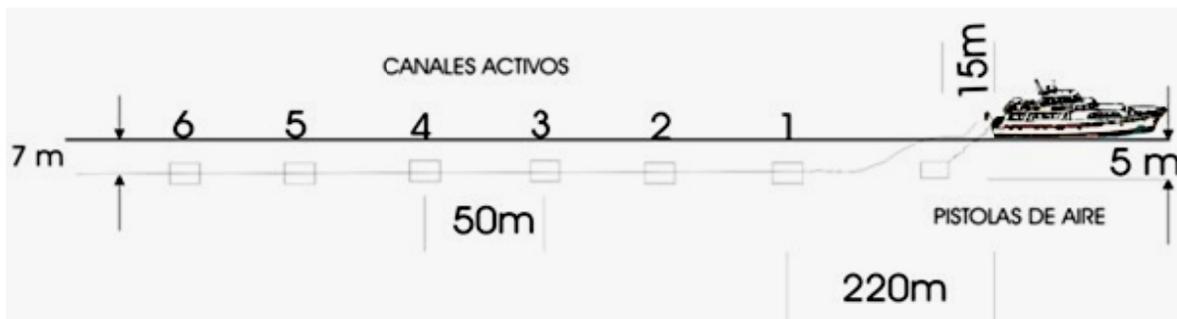


Figura 16. Esquemización del sistema de adquisición sísmica de la Campaña FAMEX, 2002. 6 canales activos y un sistema de pistolas de aire de funcionamiento alterno, fueron utilizados mientras una se recarga la otra se dispara. Fuente: W. L. Bandy.

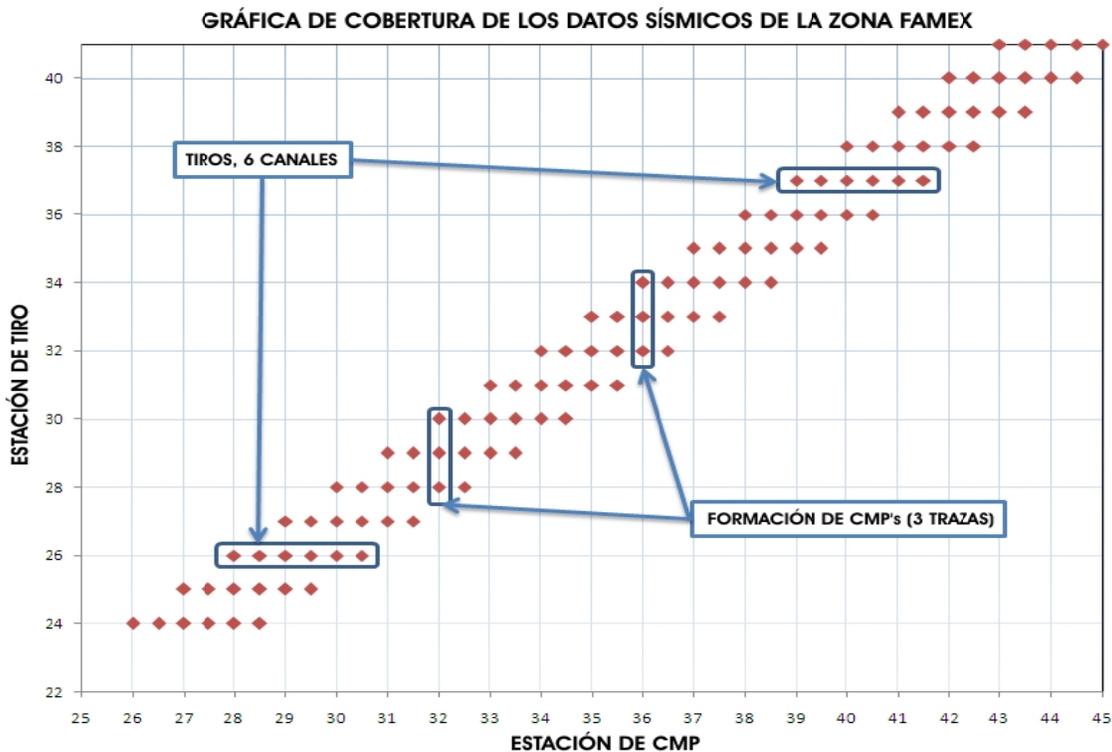


Figura 17. Esquema de configuración de la geometría y cobertura de la adquisición sísmica en la campaña oceanográfica FAMEX. La formación de CMP consta de 3 trazas.

3.3. PROCESAMIENTO SÍSMICO

Aprovechando la ventaja de la respuesta sísmica que genera un horizonte reflector ocasionado por la presencia de hidratos de metano, referido como BSR (*Bottom Simulating Reflector*); el procesamiento de datos sísmicos multi-canal y su evaluación, es de gran ayuda para la identificación de las capas con hidratos. Por medio de los datos sísmicos multi-canal es posible llevar a cabo un análisis y modelado de velocidades para secuencias sedimentarias profundas, lo cual nos permite estimar sus espesores [Miles, 2000]. Sin embargo, los datos de velocidad más aproximados son los que se obtienen por medio de registros sísmicos en sono-boyas, las cuales permiten ángulos de lectura sísmica con longitudes mayores a 15 km, esto tiene una gran ventaja sobre las velocidades estimadas por NMO, por tener ángulos limitados, cuya distancia fuente-receptor es corta.

El procesamiento sísmico aplicado se llevó a cabo mediante la utilización del software SPW (*Seismic Processing Workshop*) de *Parallel Geosciences*, el cual se resume en el flujo de procesamiento sísmico de la Figura 18.

El procesamiento sísmico puede clasificarse en dos etapas, la primera de ellas se lleva a cabo en el dominio espacial del tiro (*shot*) y la segunda comprende los procesos que se llevan a cabo en el dominio espacial de CMP's (también conocido como CDP's) (Figura 18). El procesamiento sísmico aplicado a los datos de la zona FAMEX, se presenta con mayor detalle en el Anexo A.

3.3.1. LOS DATOS SÍSMICOS FAMEX

El registro sísmico de la campaña es basto, más de 7,408 km (4000 millas náuticas) con un tiempo de grabación de 8 s y cada registro (tiro o *shot*) de 6 canales (Figuras 19 y 20). Sin embargo, sólo analizamos algunas de las líneas cuya ubicación de adquisición haya sido en dirección perpendicular a la línea de costa o aproximadas, ya que éstas presentan mayor calidad en la imagen sísmica, debido a la morfología del fondo oceánico en ésta zona. La

adquisición de estos datos se llevó a cabo inicialmente con la finalidad de realizar una investigación tectónica de las estructuras que enmarcan el relieve marino de la Placa del Pacífico adyacente a la Península de Baja California [Michaud *et al.*, 2004; Bandy *et al.*, 2005; Michaud *et al.*, 2005]. Para el presente estudio la información se utiliza con el objeto analizar la sísmica somera, con especial interés en la respuesta sísmica ocasionada por aquellos estratos con hidratos de metano, marcados por el contraste de impedancia acústica negativa [Ecker, 1997; Ecker, 1998; Vohat, 2003; Xu *et al.*, 2004].

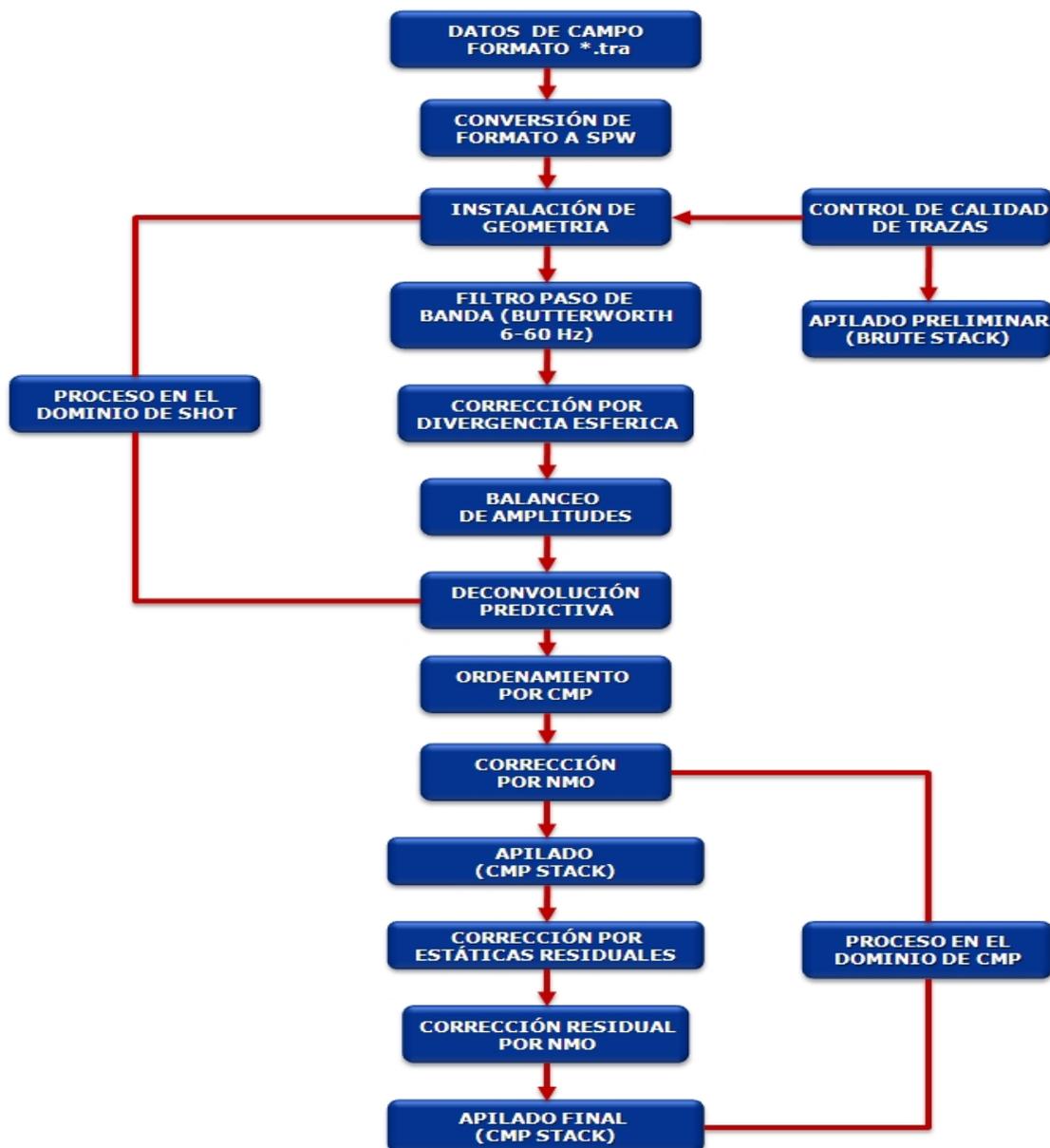


Figura 18. Flujo de procesamiento sísmico aplicado a los datos de la campaña FAMEX.

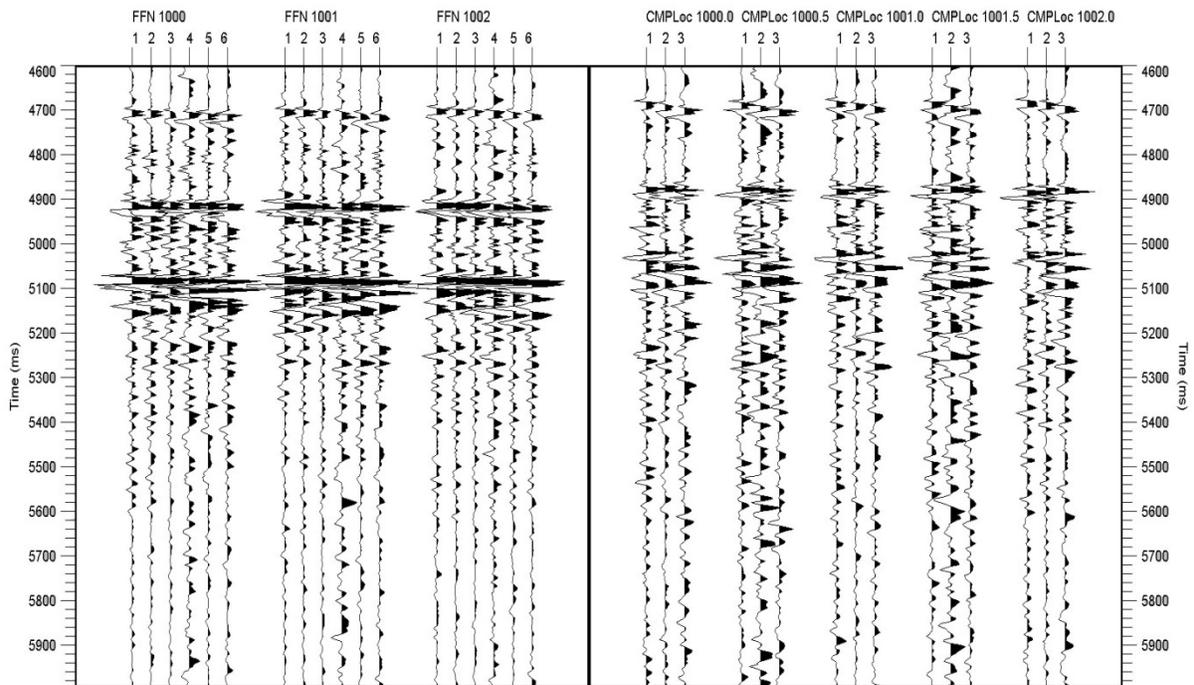


Figura 19. Registros sísmicos de la campaña FAMEX. A la izquierda, tres registros con geometría instalada, de la línea sísmica FA-23. A la derecha el reordenamiento a CMP's de los registros de la izquierda, la cobertura es de 300 % (3 Trazas sísmicas).

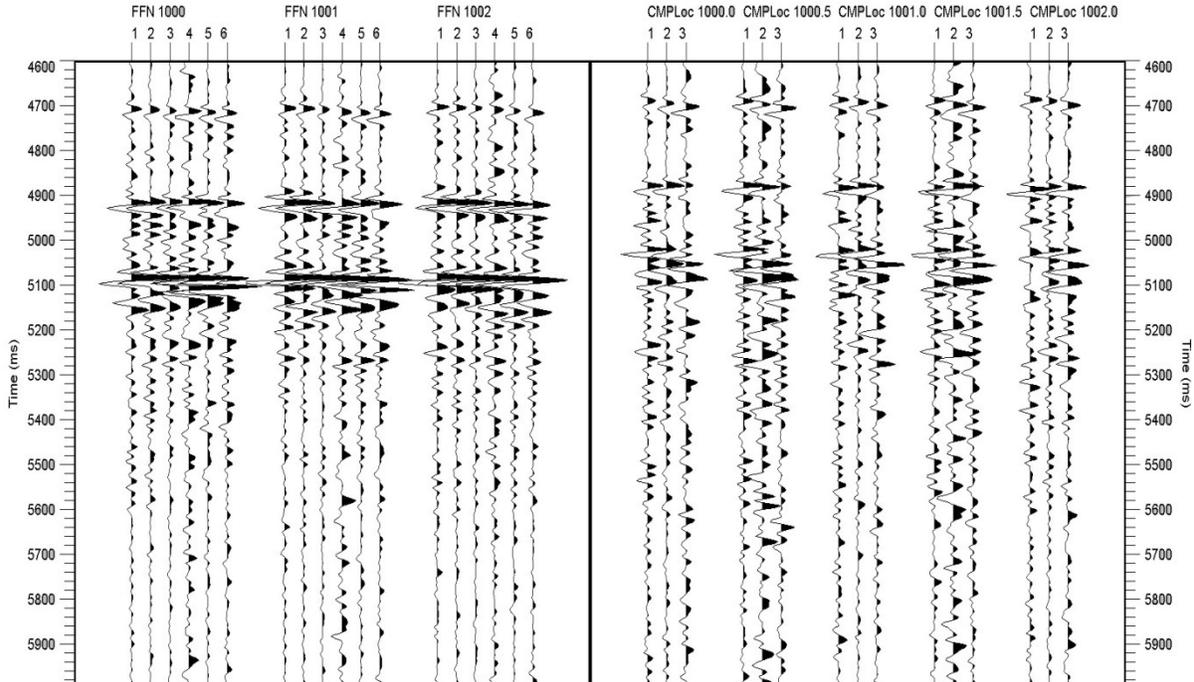


Figura 20. Registros sísmicos de la campaña FAMEX, de la línea FA-23. Un proceso de filtrado es aplicado con una ventana en el filtro de 6-60 Hz (paso de banda) tipo *Butterwort*.

3.4. HORIZONTES EN TIEMPO Y CONVERSIÓN A PROFUNDIDAD

Una vez lista la sección sísmica se extrae los tiempos de viaje de los horizontes de interés (la reflexión del piso oceánico y la del BSR). Esto se realizó considerando criterios tales como la polaridad negativa de la ondícula, el paralelismo de la forma del reflector del BSR con la del piso oceánico y la presencia de una anomalía de velocidad, como se observó en el desarrollo del modelo geofísico. Una evidencia mas que logra observarse con mucha claridad es la discordancia que se presenta entre el horizonte BSR y la tendencia de la secuencia sedimentaria, esto se debe a que el reflector BSR es la frontera de la formación con hidratos, gobernada por condiciones de presión-temperatura, [Shankar *et al*, 2003], (Figura 21). La anomalía de velocidad es ocasionada por el contraste negativo de las impedancias acústicas entre el horizonte con contenido de hidratos (velocidad alta) y el horizonte subyacente de velocidad menor es una de las evidencias más notables y útil. (Figura 22).

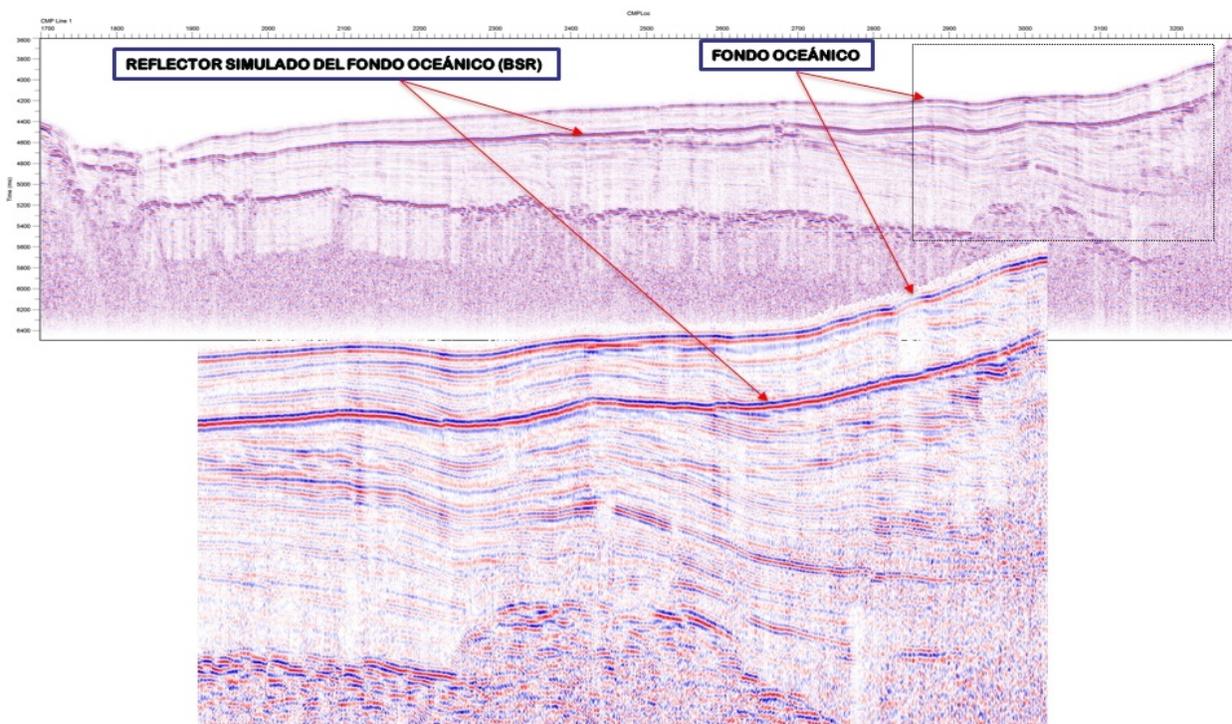


Figura 21. Reflector BSR identificado. El reflector del piso oceánico y BSR en la sección apilada de la línea FA-107. Se observa claramente un paralelismo entre horizonte BSR y el piso oceánico. Otra característica presente es como el BSR cruza la secuencia de sedimentación.

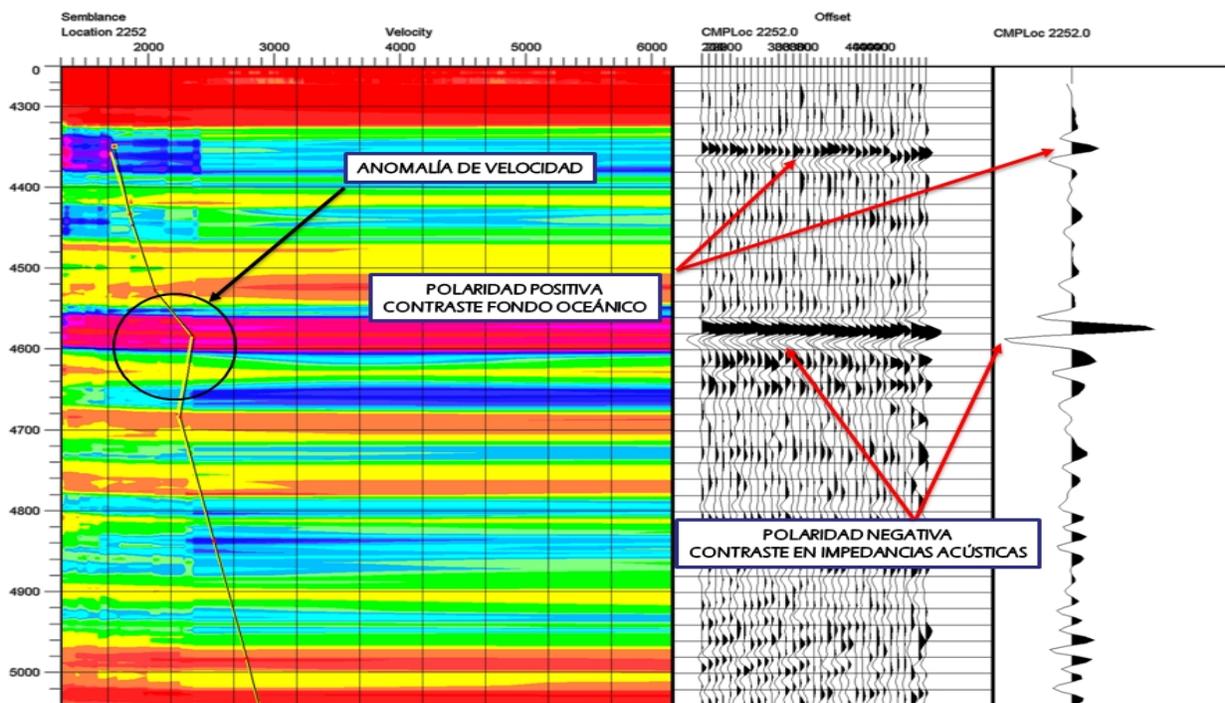


Figura 22. Ventana de semblanza para corrección de NMO en SPW. A la izquierda se observa un pico de velocidad asociado al contraste de impedancias acústicas entre un horizonte con contenido de hidratos y otro con probable contenido de gas. Al centro, grupo de CMP's (*Gather*) corregidos por NMO y a la derecha, una traza control, donde se observa la polaridad de las ondiculas; del piso oceánico (positiva) y del BSR (negativa).

Con éstas características identificadas se capturan los tiempos tanto del horizonte reflector del piso oceánico, como del horizonte BSR presente en las secciones sísmicas apiladas (Figura 23).

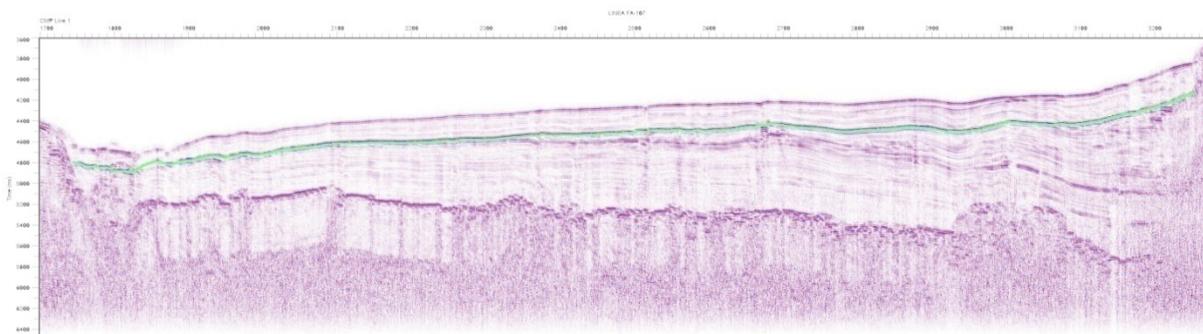


Figura 23. Apilado final de la línea FA-107. El horizonte BSR (en verde) se puede identificar.

Las secciones están en tiempos de viaje doble, por lo que se toma el tiempo de viaje sencillo y considerando una velocidad promedio para el tirante de agua de $1520 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. La profundidad se puede calcular mediante la Ecuación 13:

$$h_{PISO\ OCEANICO} = V_{AGUA} \frac{t_{PISO\ OCEANICO}}{2} \dots\dots\dots (Ecuación\ 13)$$

Donde $h_{PISO\ OCEANICO}$ es la profundidad en m hasta el piso oceánico, V_{AGUA} es la velocidad promedio del agua dada en $m \cdot s^{-1}$ y $t_{PISO\ OCEANICO}$ es el tiempo de viaje doble hasta el fondo oceánico, en s [Shankar *et al*, 2004]. La figura 24 muestra los perfiles en tiempos de viaje doble para el piso oceánico y el horizonte BSR.

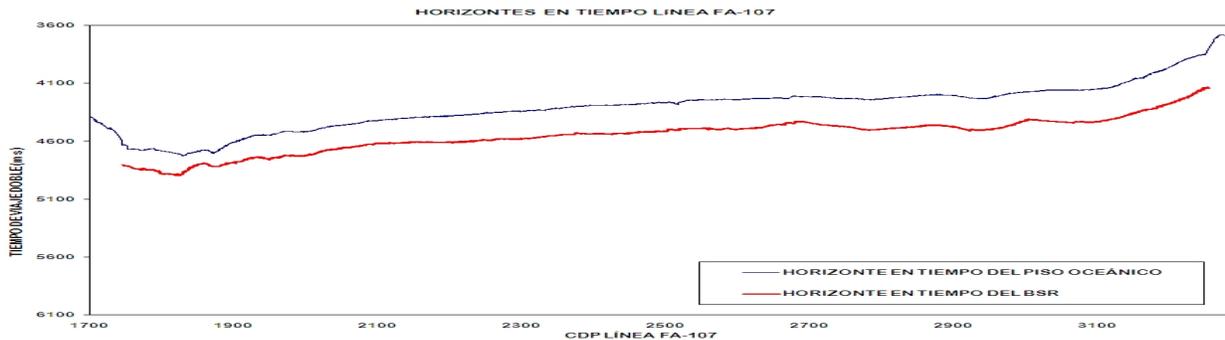


Figura 24. Perfil de los reflectores en tiempo de viaje doble de la línea FA-107. En azul, el horizonte del fondo oceánico, en rojo el horizonte identificado como BSR.

De la misma forma, la conversión de tiempo a profundidad en el horizonte BSR, se calcula tomando la diferencia en tiempo entre los horizontes BSR y fondo oceánico, multiplicado por una velocidad promedio de los sedimentos entre el BSR y el fondo oceánico. La velocidad puede oscilar entre los $1700\ m \cdot s^{-1}$ y los $3500\ m \cdot s^{-1}$; mismo que se suma a la profundidad calculada en el fondo oceánico (Ecuación 14).

$$h_{BSR} = h_{PISO\ OCEANICO} + V_{SEDIMENTOS} \cdot \frac{t_{BSR} - t_{PISO\ OCEANICO}}{2} \dots\dots\dots (Ecuación\ 14)$$

Donde h_{BSR} es la profundidad en el horizonte BSR dada en m , $V_{SEDIMENTOS}$ es la velocidad promedio de la capa de sedimentos entre el horizonte BSR y el fondo oceánico, en $m \cdot s^{-1}$. El valor de la velocidad de la capa sedimentaria se aproxima al observado en los análisis de velocidades durante el procesamiento sísmico y puede variar entre $1700-3500\ m \cdot s^{-1}$ (Tabla 3). Además este valor se puede modelar de manera interactiva y t_{BSR} es el tiempo de viaje doble en s del horizonte BSR. La figura 25 muestra los perfiles de profundidad para el piso oceánico y el horizonte BSR.



Figura 25. Conversión de los reflectores de tiempo a profundidad de la línea FA-107. En azul, el perfil del piso oceánico, en rojo, el horizonte BSR.

3.5. DIAGRAMA DE FASE ESTABILIDAD PARA LOS HIDRATOS DE METANO

Para establecer los límites exactos de las condiciones de presión y temperatura en la estabilidad de los hidratos de metano requiere de datos y mediciones exactas, las mediciones de temperatura *in situ* serían un dato muy valioso, la delimitación de las propiedades geofísicas depende de estos [Kvenvolden, 2001]. El diagrama para la zona de estabilidad de los hidratos se define por las condiciones mínimas de presión y temperatura que permiten su formación [Matsumoto, 2001].

3.5.1. CALCULO DE PRESIÓN

Una vez que se ha realizado la conversión de tiempo a profundidad, podemos llevar a cabo una aproximación de presión en el piso oceánico, utilizando una densidad constante para el agua de mar de la columna oceánica (Ecuación 15):

$$P_{PISO\ OCEANICO} = h_{PISO\ OCEANICO} \cdot \rho_{AGUA\ DE\ MAR} \cdot g + P_{ATM} \dots\dots \text{(Ecuación 15)}$$

Donde $P_{PISO\ OCEANICO}$ es la presión calculada en el piso oceánico, en Pa ($N \cdot m^{-2}$), $h_{PISO\ OCEANICO}$ la profundidad en m hasta el piso oceánico, $\rho_{AGUA\ DE\ MAR}$ la densidad promedio del agua de mar en $kg \cdot m^{-3}$, en el presente trabajo se toma como: $1035\ kg \cdot m^{-3}$, g el valor constante de la aceleración de

gravedad en $m \cdot s^{-2}$, tomado como: $9.81 m \cdot s^{-2}$ y P_{ATM} la presión atmosférica a nivel del mar como: $101.325 KPa$.

La presión en el horizonte BSR se calculo mediante la Ecuación 16:

$$P_{BSR} = P_{PISO OCEANICO} + [(h_{BSR} - h_{PISO OCEANICO}) \cdot \rho_{SEDIMENTOS} \cdot g] \dots \text{(Ecuación 16)}$$

Donde P_{BSR} es la presión calculada en el horizonte BSR en $Pa (N \cdot m^{-2})$, $\rho_{SEDIMENTOS}$ es la densidad promedio de la capa sedimentaria entre el horizonte BSR y el piso oceánico. Este valor puede variar entre $1700-2000 kg \cdot m^{-3}$ ($1.7-2.0 gm \cdot cm^{-3}$, Tabla 3), en el presente trabajo este valor se puede modelar de manera interactiva, h_{BSR} es la profundidad en el horizonte BSR en m (Ecuación 14), [Yamano *et al*, 1982; Peltzer and Brewer, 2000; Vohat *et al*, 2003]. La Figura 26 muestra los perfiles de presión calculados para el piso oceánico y el horizonte BSR.



Figura 26. Calculo de presión en los horizontes del piso oceánico (en azul) y BSR (en rojo) de la línea FA-107.

3.5.2. PREDICCIÓN DE TEMPERATURA

Debido a que el horizonte BSR coincide con la base de la zona de estabilidad de los hidratos (HSZ), la profundidad indicada sísmicamente de dicho horizonte, puede ser usada en combinación con la curva de estabilidad y la profundidad del tirante de agua para estimar la primera temperatura en el piso oceánico y a partir de ésta, estimar posteriormente el gradiente geotérmico e incluso el flujo de calor en la columna de sedimentos por encima del horizonte BSR [Kvenvolden, 1993; Vohat *et al*, 2003; Shankar *et al*, 2003].

La temperatura del piso oceánico es estimada de manera indirecta, utilizando un registro de temperatura de un perfil CTD, obtenido durante la campaña oceanográfica MARTIC04 en Noviembre del 2004, al sur de la región FAMEX (Figura 27). El registro de temperatura medido por el CTD se le practicó un ajuste por aproximación numérica a la curva de los datos, cuya tendencia conserva el comportamiento de las temperaturas a través de la columna de agua en el registro. Llevado a cabo el ajuste, se obtiene la relación numérica que define la curva exponencial ajustada (Ecuación 17).

$$h = a \cdot T_{PISO\ OCEANICO}^{-\frac{1}{b}} \dots\dots\dots (Ecuación\ 17)$$

Donde h es la profundidad calculada al piso oceánico en m en a partir de la Ecuación 13. De la Ecuación 17, despejamos $T_{PISO\ OCEANICO}$, que es la forma en que calcularemos la temperatura del piso oceánico en $^{\circ}C$ en cualquier punto del mismo (Ecuación 18); a y b son constantes de aproximación resultado del ajuste numérico, donde $a = 7331.35$ y $b = 1.4236$.

$$T_{PISO\ OCEANICO} = \left(\frac{h}{a}\right)^{-\frac{1}{b}} \dots\dots\dots (Ecuación\ 18)$$

De ésta manera observamos un comportamiento generalizado en el gradiente hidrotérmico (Figura 27). La Ecuación 18 también define en términos generales el límite inferior de la zona de estabilidad para los hidratos de metano, sustituyendo el valor de la profundidad del piso oceánico $h_{PISO\ OCEANICO}$ por intervalos constantes de profundidad, desde la superficie del mar hasta cualquier punto del piso oceánico, lo cual genera el gradiente hidrotérmico (Figura 27).

La temperatura en el horizonte BSR, es calculada basándose en el gradiente geotérmico (G) que en sedimentos es de $0.035\ ^{\circ}C \cdot m^{-1}$ por Peltzer and Brewer, [2000], cuyo comportamiento se puede observar en la Figura 27 (Línea en verde) a partir del punto de inflexión, coincidente con el piso oceánico. A partir de este punto la temperatura incrementa hasta el centro de la tierra.

Observando que el incremento de temperatura a partir del piso oceánico es de $0.035 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$; es posible estimar la temperatura en el horizonte BSR, en base al gradiente geotérmico y a la diferencia entre las profundidades del horizonte BSR y el piso oceánico (Ecuación 19), sin embargo el valor del gradiente geotérmico también puede variar, encontrándose valores desde de $0.025 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$ hasta mayores a $0.05 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$, dependiendo del marco tectónico de la región [Booth *et al.*, 2004].

$$T_{BSR} = T_{PISO\ OCEANICO} + G \cdot (h_{BSR} - h_{PISO\ OCEANICO}) \dots\dots\dots \text{(Ecuación 19)}$$

Donde T_{BSR} es la temperatura calculada en el horizonte BSR en $^\circ\text{C}$, G es el valor del gradiente geotérmico en $^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$, que incluso puede ser modelado, $T_{PISO\ OCEANICO}$, h_{BSR} y $h_{PISO\ OCEANICO}$ son la temperatura calculada en el piso oceánico en $^\circ\text{C}$, la profundidad calculada en el horizonte BSR y en el piso oceánico en m , valores calculados de las Ecuaciones 17, 16 y 13 respectivamente.

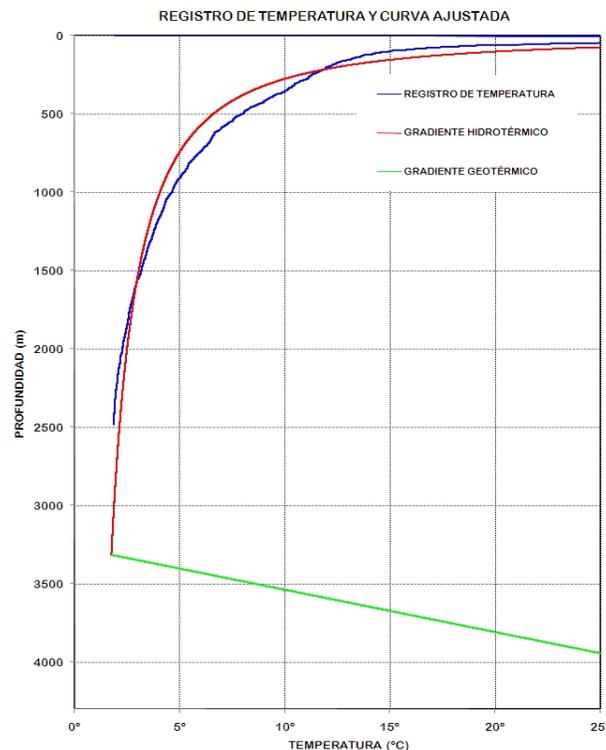


Figura 27. Perfil de temperatura medido por CTD en el Pacífico Este, cercano a México (en azul), obtenido durante la campaña oceanográfica MARTICO4, en noviembre de 2004. La curva ajustada numéricamente (rojo), en adelante se usará como límite inferior que acota la zona de estabilidad para los hidratos de metano. En verde el gradiente geotérmico.

Para el cálculo de temperaturas, se puede considerar dos opciones: una de ellas consiste en proponer un valor de temperatura constante para el piso oceánico, este puede ser modelado observando el comportamiento inmediato de la variación en la posición de las temperaturas calculadas sobre el diagrama de la fase de estabilidad.

La curva que limita las condiciones de presión-temperatura de disociación para los hidratos de metano se define como el límite de fase. La curva que se utilizó para definir este límite fue calculada a partir de la Ecuación 20, de Brown *et al.*, [1996], [Peltzer and Brewer, 2000].

$$T = 11.726 + 20.5 \cdot \log_{10} h - 2.2 \cdot (\log_{10} h)^2 \dots\dots\dots \text{(Ecuación 20)}$$

Donde T es la temperatura en °C y h la profundidad en m . La curva generada por la Ecuación 20 se presenta en la Figura 28.

Las curvas (límites de fase) en las Figuras 27 y 28 definen la zona de estabilidad para los hidratos de metano en la zona de estudio. Fuera de ésta zona de estabilidad, los hidratos de metano se disocian.

Una vez definidas las fronteras (límites de fase), el diagrama de fase de estabilidad para hidratos de metano, es formado (Figura 29), en este calibraremos las temperaturas inferidas de los horizontes BSR identificados en las líneas procesadas de la FAMEX.

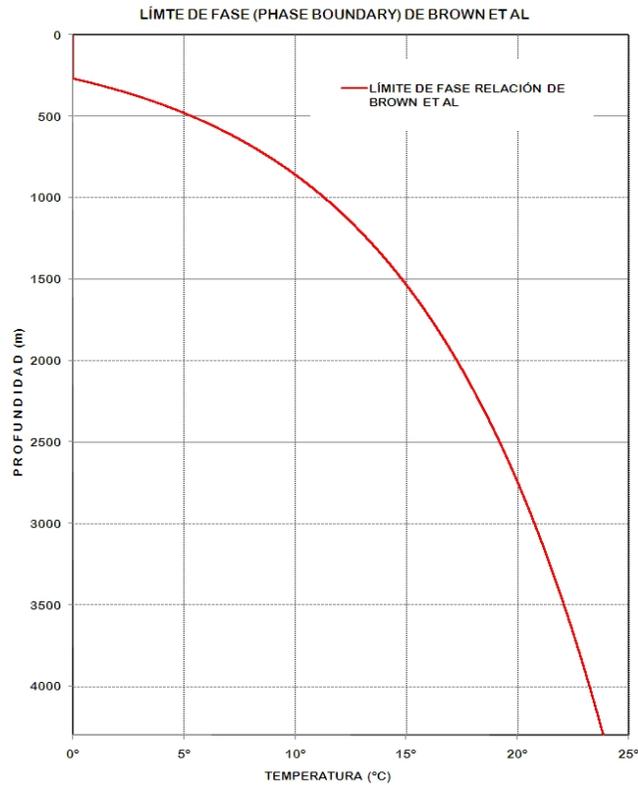


Figura 28. Límite de fase superior de los hidratos (*Phase boundary*), obtenido de la relación de Brown *et al.*, [1996].

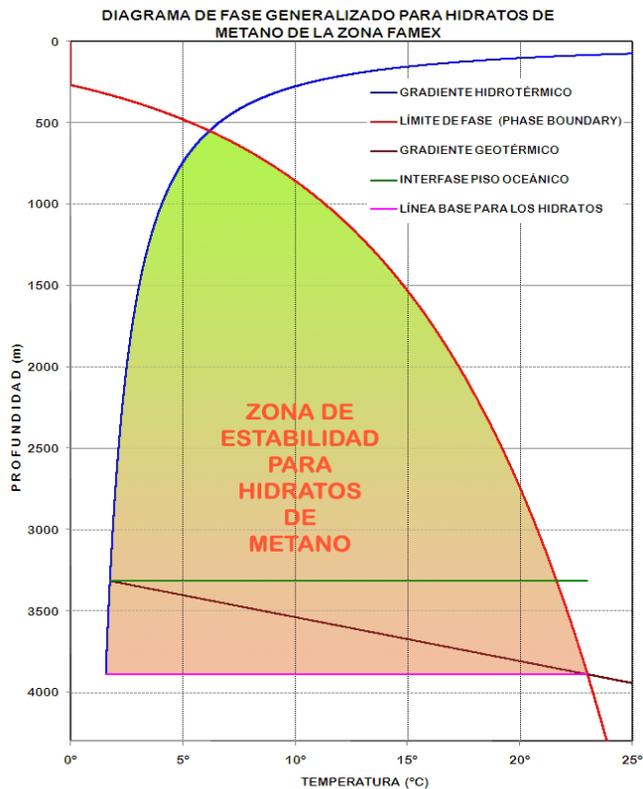


Figura 29. Diagrama de la fase de estabilidad generalizado para hidratos de metano de la zona FAMEX.

4. RESULTADOS

El análisis de cinco perfiles sísmicos de la zona FAMEX en la margen occidental de la Península de Baja California, proporcionan evidencias que infieren la existencia de capas sedimentarias con hidratos de metano.

Éstas evidencias, son inferidas a partir de la anomalía a la respuesta sísmica conocida como BSR en las cinco líneas procesadas de la zona FAMEX (Figura 30). Ésta anomalía presenta características muy bien definidas que se han logrado identificar en las cinco líneas procesadas de la zona FAMEX. Las características que se observaron a lo largo de éstas secciones son que la polaridad de la ondícula en el horizonte BSR es negativa, en comparación con la polaridad del reflector del piso oceánico, se observa también, un pico de velocidad alta en las zonas donde se identificó el reflector BSR, el efecto discordante que se observa entre el reflector BSR y la tendencia de sedimentación también se puede apreciar en las líneas procesadas FAMEX.

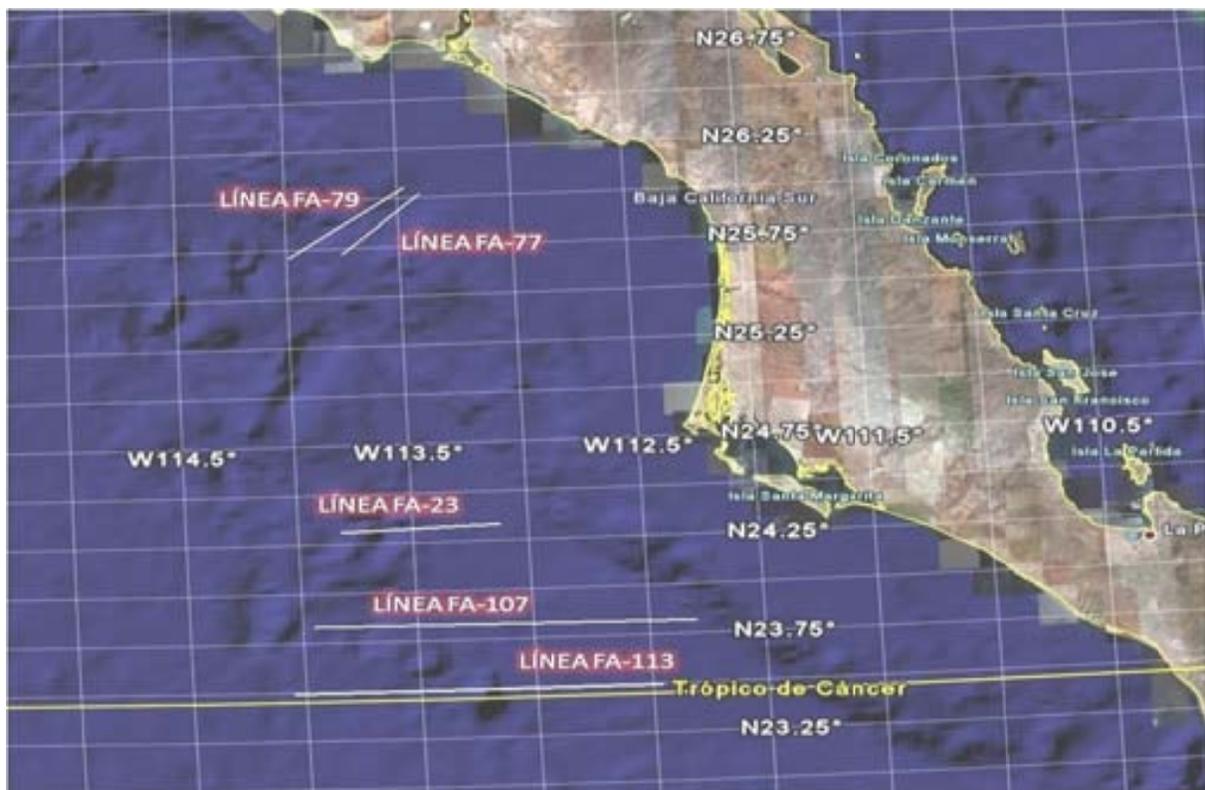


Figura 30. Ubicación de las cinco líneas sísmicas procesadas de la campaña oceanográfica FAMEX.

4.1. LÍNEA SÍSMICA FA-107

La sección sísmica final de la línea FA-107 (Figura 31) tiene una longitud total de 159 Km, de la cual sólo se evalúa la parte que presenta el reflector BSR de mayor extensión y continuidad. Ésta parte de la línea tiene una longitud de 76 Km. El reflector BSR observado sólo se extiende en 75 Km de longitud. La diferencia en profundidad entre el reflector del fondo oceánico y el del horizonte BSR, oscila entre los 129 y 377 m.

Una de las principales características que presenta el reflector sísmico BSR es la similitud con la forma de la interfase del piso oceánico, pero con una amplitud de polaridad invertida, que se puede observar claramente en las Figuras 31, 32 y 33.

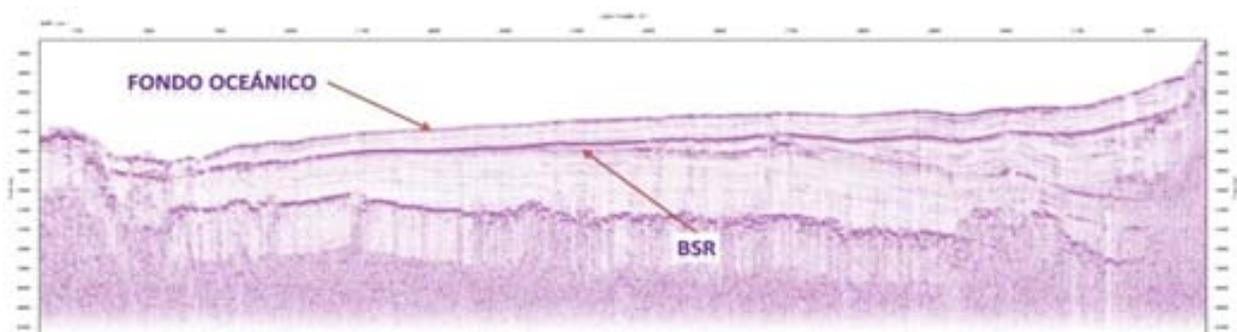


Figura 31. Apilado final de la línea FA-107. El paralelismo del horizonte BSR con respecto a la reflexión del fondo oceánico es claramente expuesto (Anexo D2).

Además la sección en la Figura 32 muestra que el reflector del horizonte BSR cruza la secuencia sedimentaria, siendo discordante a la tendencia de sedimentación.

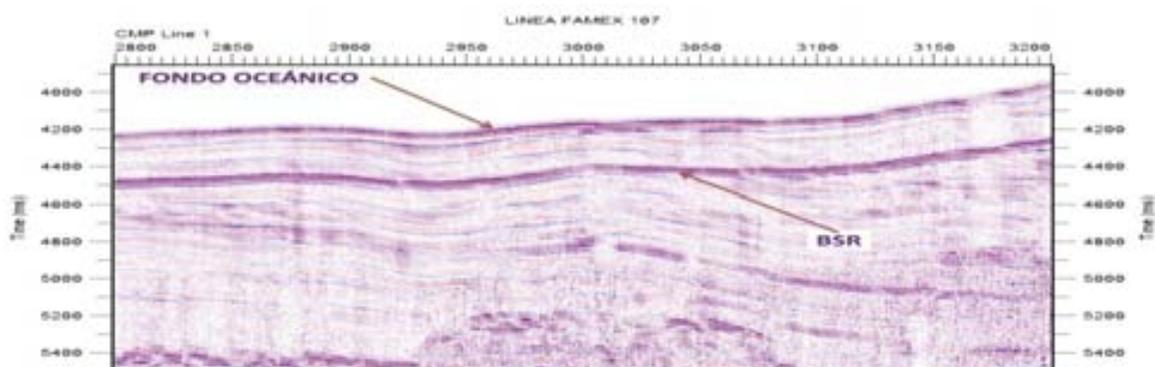


Figura 32. Un acercamiento de la Línea FA-107. El horizonte BSR cruza la secuencia sedimentaria (Anexo D2).

Por otra parte durante el proceso de corrección por NMO muestra que la amplitud de la ondícula del BSR es de polaridad inversa. Ésta inversión en la amplitud debido al contraste de impedancias elásticas de las unidades litológicas entre sedimentos con hidratos y sedimentos con posible contenido de gas libre. El resultado de una velocidad alta en la zona del horizonte BSR lo origina el incremento de la rigidez de la unidad litológica supra yacente que forman los sedimentos con gas hidratado (Figura 33).



Figura 33. Panel de semblanza para corrección por NMO en SPW para la línea FA-107. A la izquierda, el pico de velocidad. Al centro y derecha un CMP's corregidos por NMO y traza control para identificar la polaridad del piso oceánico y BSR.

La inferencia de la temperatura en el piso oceánico se realizó mediante la Ecuación 18. A partir de ésta inferencia de temperatura se estima la del horizonte BSR por medio de la extrapolación de primer orden definida por la Ecuación 19, mismas que se utilizan en el diagrama de fase generalizado para hidratos de metano de la zona FAMEX (Figura 34).

Las temperaturas calculadas en el piso oceánico, oscilan entre 1.6°C y 1.9°C. Las temperaturas inferidas en el BSR se muestran en la gráfica de la Figura 34 (círculos verdes). Las temperaturas del BSR están entre 6.5°C y 17.4°C. Mientras que, las temperaturas del BSR en círculos rojos en la Figura

49, se estiman asumiendo una temperatura constante en el piso oceánico de 5°C. Las temperaturas calculadas con un valor constante en el piso oceánico tienen un rango de 9.8°C y los 20.4°C. En ambos casos otras variables que se muestran en la Tabla 4 pueden inferir en la estimación de la temperatura en el BSR, como la velocidad de los sedimentos con gas hidratado, la densidad de la misma unidad litológica y el comportamiento del gradiente geotérmico (Tabla 4).

La base para los hidratos de metano para la línea FA-107, se localiza en la intersección de la curva límite de disociación y el gradiente geotérmico. Ésta intersección se ubica en los 3,831 m de profundidad, a una temperatura límite de estabilidad de 22.9°C, bajo condiciones de presión aproximadas a 42 MPa.

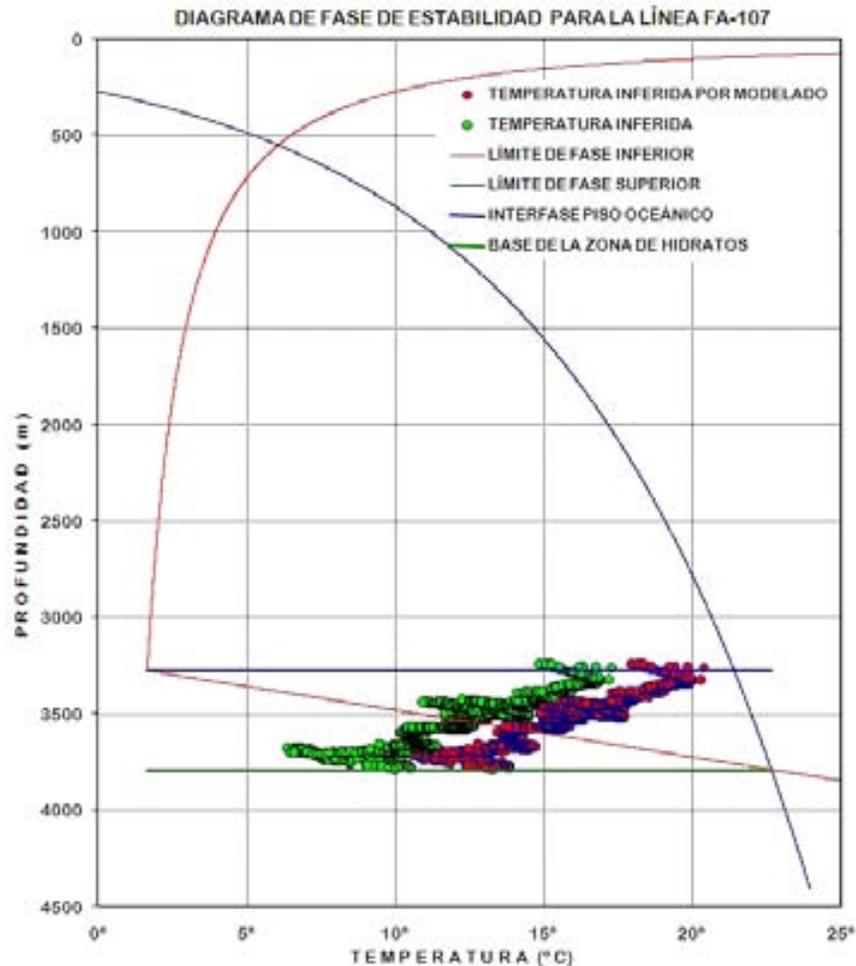


Figura 34. Diagrama de fase de estabilidad para las temperaturas inferidas en el BSR de la línea sísmica FA-107. En verde las temperaturas calculadas por extrapolación, en rojo las calculadas con temperatura del piso oceánico modelada.

Densidad Agua ($kg \cdot m^{-3}$)	1035
Velocidad Agua ($m \cdot s^{-1}$)	1520
Densidad Sedimentos ($kg \cdot m^{-3}$)	2000
Velocidad Sedimentos ($m \cdot s^{-1}$)	2000
Temperatura sugerida para el fondo oceánico ($^{\circ}C$)	5
Gradiente geotérmico ($^{\circ}C \cdot m^{-1}$)	0.031

Tabla 4. Valores utilizados en el modelado para la inferencia de temperaturas de la línea FA-107.

4.2. LÍNEA SÍSMICA FA-113

La línea sísmica FA-113 tiene una longitud total de 148 Km. De modo similar, sólo es considerado 67.4 Km de la línea en donde el horizonte BSR es evidente y continuo (Figura 35). La longitud del horizonte BSR es de aproximadamente 64.3 Km, mismo que se encuentra entre 66 y 265 m por debajo del piso oceánico. También se aprecia que el reflector BSR la secuencia de sedimentación (Figura 36)

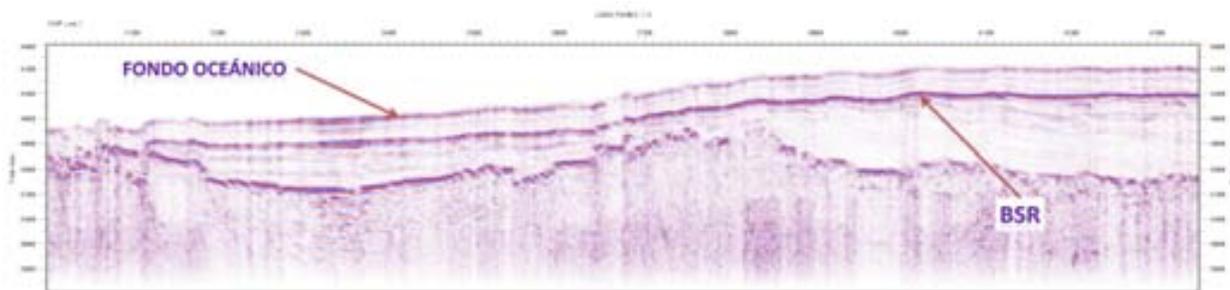


Figura 35. Sección apilada FA-113. La reflexión del horizonte BSR presenta gran similitud con la reflexión del piso oceánico (Anexo D3).

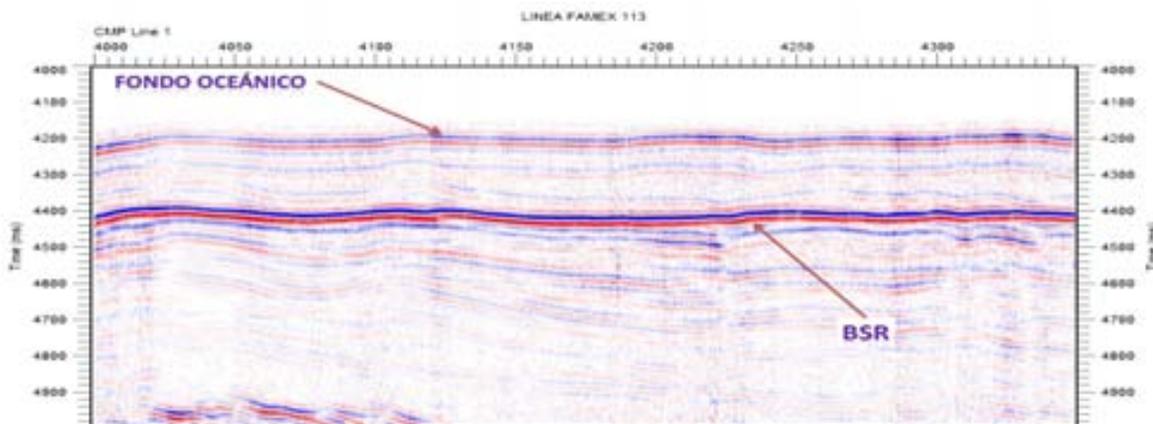


Figura 36. Un acercamiento a la línea FA-113. Los reflectores BSR y piso oceánico presentan paralelismo. El BSR cruza la secuencia sedimentaria (Anexo D3).

Durante la etapa del procesamiento sísmico también se observa el cambio en la polaridad de la ondícula del reflector BSR, así como la anomalía de velocidad provocada por el contraste de impedancias acústicas por la presencia de hidratos. Las velocidades de apilamiento observadas están entre $2000 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ y $2300 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Figura 37).

Al realizar la conversión de tiempo a profundidad en la sección, las temperaturas inferidas en el reflector BSR están entre 3.3°C y 10.8°C que fueron extrapoladas de las temperaturas obtenidas en el piso oceánico entre 1.2°C y 1.6°C , (círculos verdes en la Figura 38). Las temperaturas inferidas mediante modelado (círculos en rojo de la gráfica de la Figura 38), se calcularon asumiendo una temperatura constante en el piso oceánico de 5°C (Tabla 5) y un comportamiento del gradiente geotérmico de $0.034^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$, resultando temperaturas entre los 6.7°C y 14°C .

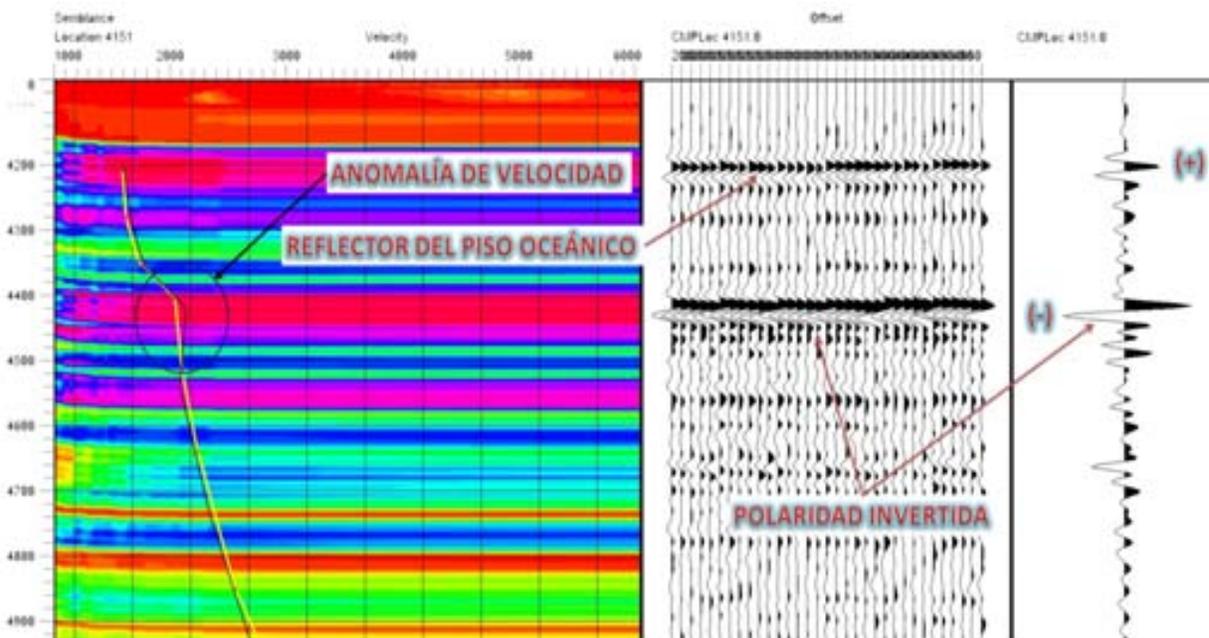


Figura 37. Panel de semblanza para corrección por NMO en SPW para la línea FA-113. A la izquierda, el pico de velocidad. Al centro y derecha un CMP's corregidos por NMO y traza control para identificar la polaridad del piso oceánico y BSR.

Por otra parte, la línea base para los hidratos de metano se encuentra a una profundidad de $3,803 \text{ m}$. La temperatura límite de formación a ésta profundidad es de 22.8°C , bajo condiciones aproximadas de presión de 45 MPa .

Densidad Agua ($kg \cdot m^{-3}$)	1035
Velocidad Agua ($m \cdot s^{-1}$)	1520
Densidad Sedimentos ($kg \cdot m^{-3}$)	2150
Velocidad Sedimentos ($m \cdot s^{-1}$)	2200
Temperatura sugerida para el fondo oceánico ($^{\circ}C$)	5
Gradiente geotérmico ($^{\circ}C \cdot m^{-1}$)	0.034

Tabla 5. Valores utilizados en el modelado para la inferencia de temperaturas de la línea FA-113.

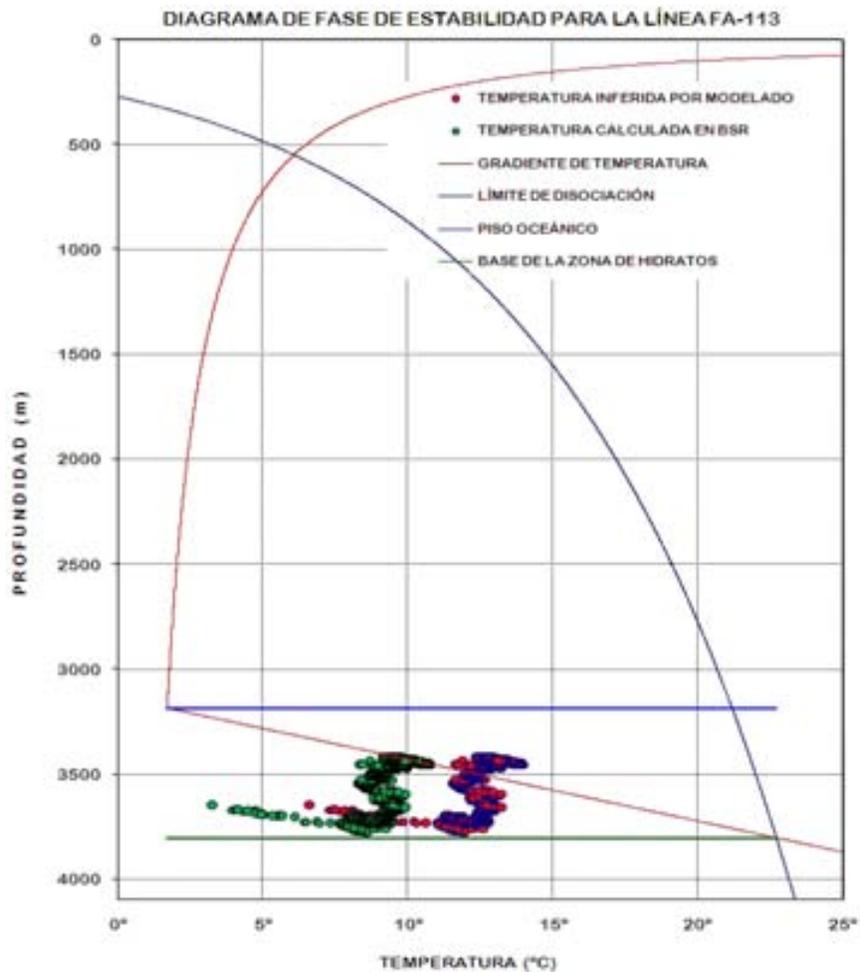


Figura 38. Diagrama de fase de estabilidad para las temperaturas inferidas en el BSR de la línea sísmica FA-113. En verde las temperaturas calculadas por extrapolación, en rojo las calculadas con temperatura del piso oceánico modelada.

4.3. LÍNEA SÍSMICA FA-23

La línea sísmica FA-23 tiene una longitud total de 67.4 Km, de los cuales sólo 31.2 Km son analizados, en donde el reflector BSR es más evidente y continuo. El BSR se encuentra en un rango de profundidades por debajo del piso oceánico entre 137 m y 371 m. En ésta sección también el BSR presenta una gran similitud a la forma del reflector del piso oceánico (Figura 39). En la Figura 40, es posible apreciar con mayor detalle la tendencia discordante del horizonte BSR con respecto a la secuencia sedimentaria. Durante el procesamiento sísmico, también fue posible observar la polaridad invertida de la ondícula del BSR y la anomalía de velocidad en la base de los hidratos (Figura 41).

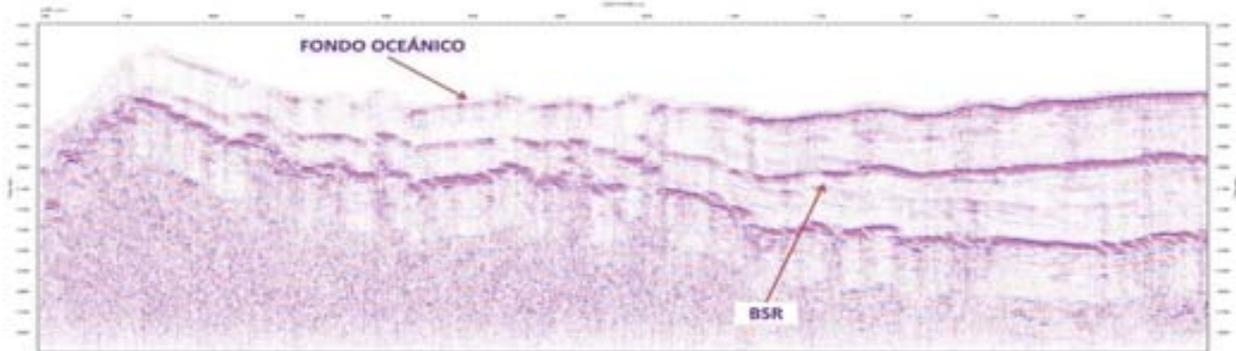


Figura 39. Sección sísmica FA-23. La reflexión del horizonte BSR tiene una gran similitud con la reflexión del piso oceánico (Anexo D4).

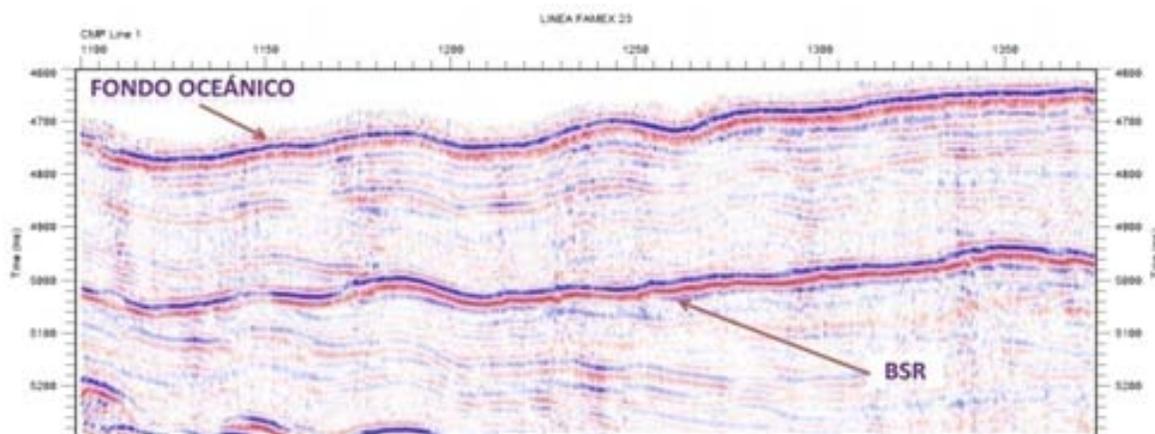


Figura 40. Un acercamiento a la sección sísmica FA-23. El horizonte BSR cruza la secuencia sedimentaria y presenta una gran similitud a la forma del piso oceánico (Anexo D4).

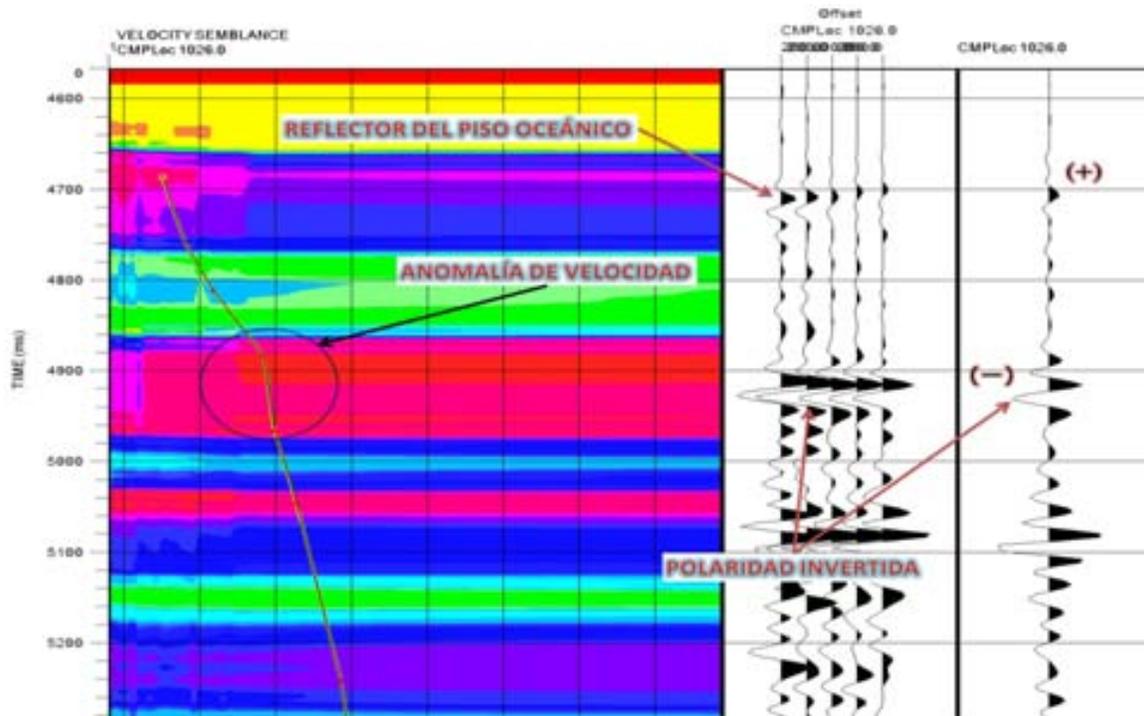


Figura 41. Panel de semblanza para corrección por NMO en SPW para la línea FA-23. A la izquierda, el pico de velocidad. Al centro y derecha un CMP's corregidos por NMO y traza control para identificar la polaridad del piso oceánico y BSR.

Las temperaturas inferidas en el piso oceánico para la línea FA-23 están entre 1.6°C y 1.7°C, utilizando éstas se extrapola para obtener el rango de temperaturas en el horizonte BSR entre 6.6°C 15°C que se muestran en círculos verdes en la Figura 42. Pero si se considera una temperatura constante 5°C para el piso oceánico (Tabla 6) las temperaturas del BSR calculadas están entre los 9.9°C y 18.3°C. Para ambas estimaciones la Tabla 6 muestra las variables que influyen en las temperaturas inferidas.

Densidad Agua ($kg \cdot m^{-3}$)	1035
Velocidad Agua ($m \cdot s^{-1}$)	1520
Densidad Sedimentos ($kg \cdot m^{-3}$)	2050
Velocidad Sedimentos ($m \cdot s^{-1}$)	2250
Temperatura sugerida para el fondo oceánico (°C)	5
Gradiente geotérmico ($^{\circ}C \cdot m^{-1}$)	0.036

Tabla 6. Valores utilizados en el modelado para la inferencia de temperaturas de la línea FA-23.

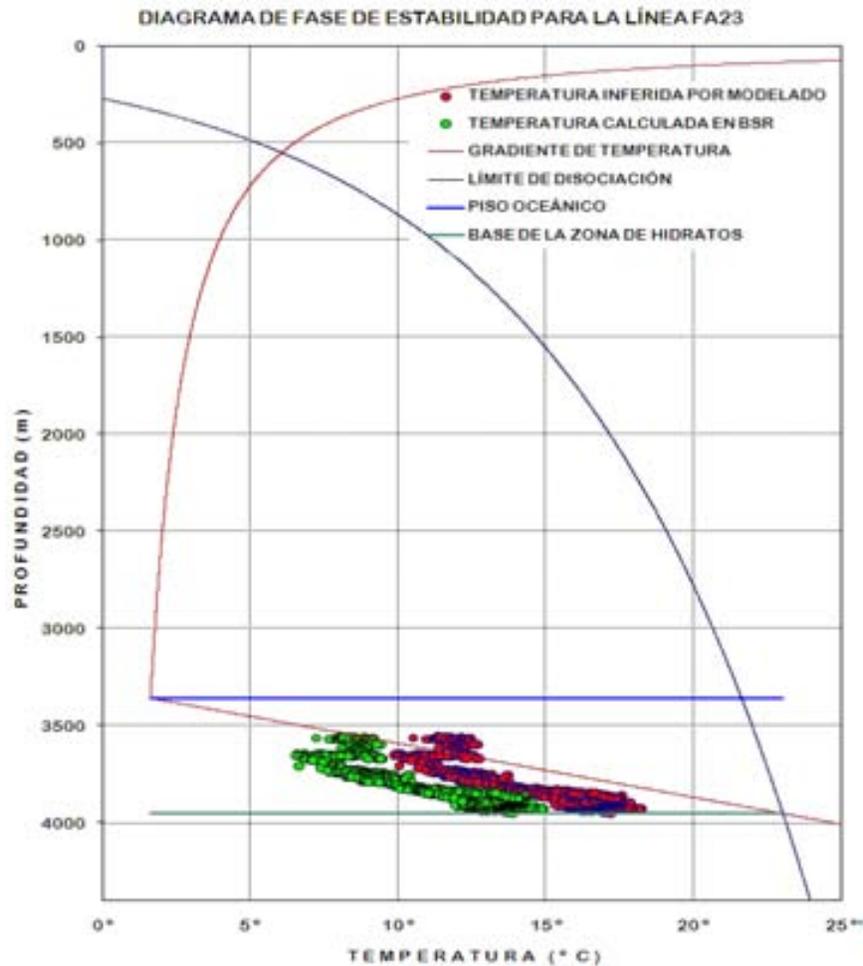


Figura 42. Diagrama de fase de estabilidad para las temperaturas inferidas en el BSR de la línea sísmica FA-23. En verde las temperaturas calculadas por extrapolación, en rojo las calculadas con temperatura del piso oceánico modelada.

La línea base para los hidratos de metano en ésta sección sísmica, está a los 3,954 m, con una temperatura límite de disociación de 23.1°C bajo condiciones de presión aproximadamente de 45 MPa.

4.4. LÍNEA SÍSMICA FA-77

La sección sísmica FA-77 tiene una longitud de 45.3 Km, el reflector BSR que se identifica tiene una longitud aproximada de 6 Km (Figura 43). Ésta línea se encuentra al norte de los perfiles sísmicos FA-23, FA-107 y FA-113, a unos 172.5 Km de la línea FA-23 y a más de 265 Km de la línea FA-113. Ésta línea, junto con la FA-79, son las más cercanas a la costa occidental de la Península de Baja California, aproximadamente a 71.5 Km desde sus

coordenadas más cercanas. La característica más evidente del horizonte BSR en ésta línea, es la similitud de la forma del reflector del piso oceánico y la discordancia que presenta con respecto a la tendencia sedimentaria (Figura 44).

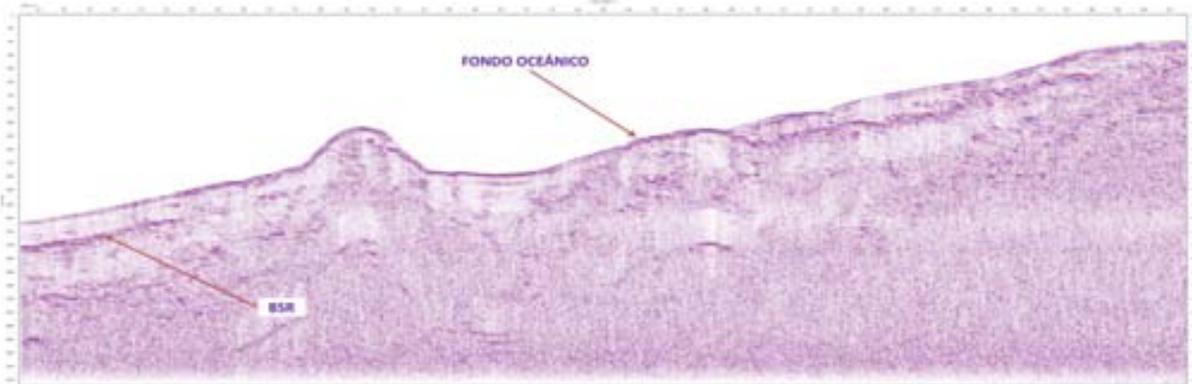


Figura 43. Sección sísmica de la línea FA-77. La línea es transversal a la margen occidental de la Península (Anexo D5).

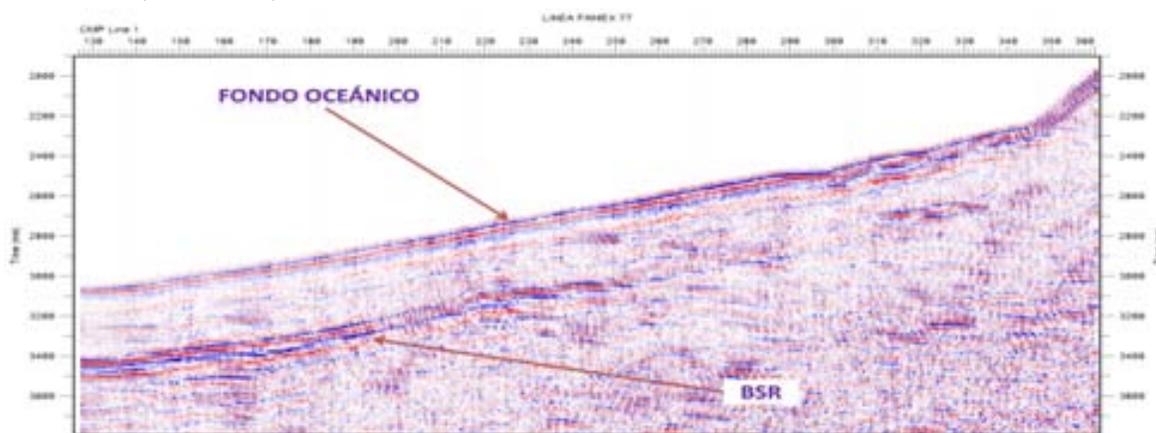


Figura 44. Un acercamiento de la sección FA-77 con el reflector BSR (Anexo D5).

El reflector BSR en ésta línea está entre los 360.9 m y 428.9 m por debajo del piso oceánico. En comparación con las líneas anteriores, el horizonte BSR tiene una profundidad menor a las líneas FA-107, FA-23 y FA-113. Los horizontes BSR identificados en éstas líneas aparecen a más de 3,000 m de profundidad, mientras que en la línea FA-77 está entre 2,428 m en su parte más somera y 2,725 m en su parte más profunda. También la polaridad negativa de la ondícula en la zona de la base para los hidratos es identificada durante el análisis de velocidad (Figura 45).

Las temperaturas estimadas para el horizonte BSR en la sección FA-77, se colocan en el diagrama de fase de estabilidad (Figura 46). En el modelado de

las temperaturas para este BSR se utilizaron los valores de variables que se presentan en la Tabla 7.

Las temperaturas calculadas con las temperaturas estimadas en el piso oceánico de ésta línea están entre 15°C y 17.3°C en círculos verdes en la Figura 46. Las temperaturas del piso oceánico estimadas, están entre 2.2°C y 2.4°C con un gradiente geotérmico de $0.032^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$ (Tabla 7).

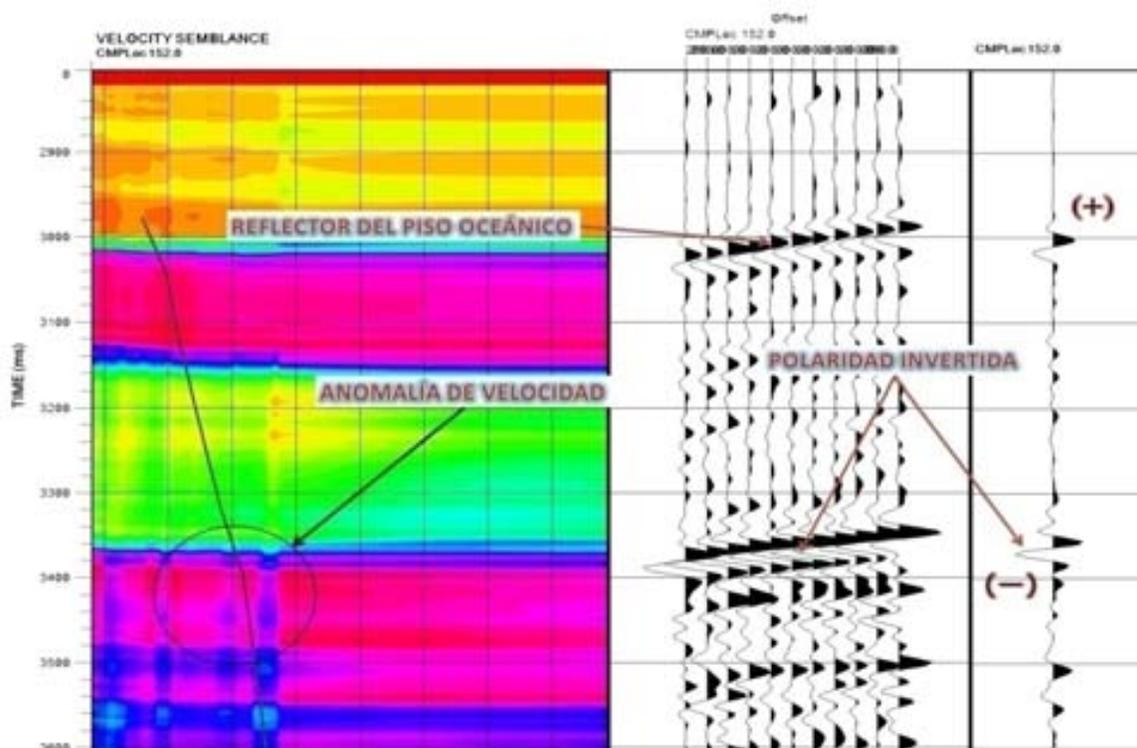


Figura 45. Panel de semblanza para corrección por NMO en SPW para la línea FA-77. A la izquierda, el pico de velocidad. Al centro y derecha un CMP's corregidos por NMO y traza control para identificar la polaridad del piso oceánico y BSR.

Considerando una temperatura constante en el piso oceánico de 4°C (Tabla 7), las temperaturas calculadas en el BSR están entre 16.6°C y 19°C . La línea base de los hidratos de metano está a los $2,738 \text{ m}$ aproximadamente, en cuyo cruce de la curva de fase de estabilidad y el gradiente geotérmico hay una temperatura de 19.9°C bajo condiciones de presión aproximadas a 33 MPa .

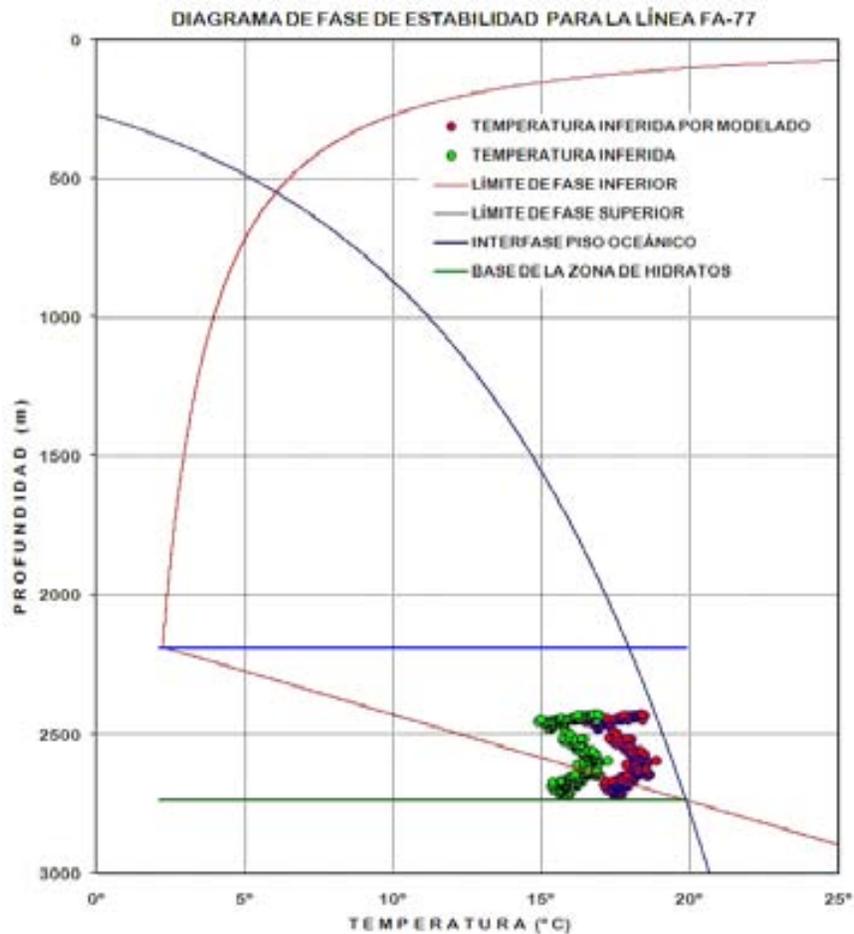


Figura 46. Diagrama de fase de estabilidad para las temperaturas inferidas en el BSR de la línea sísmica FA-77. En verde las temperaturas calculadas por extrapolación, en rojo las calculadas con temperatura del piso oceánico modelada.

Densidad Agua ($kg \cdot m^{-3}$)	1035
Velocidad Agua ($m \cdot s^{-1}$)	1520
Densidad Sedimentos ($kg \cdot m^{-3}$)	2050
Velocidad Sedimentos ($m \cdot s^{-1}$)	2100
Temperatura sugerida para el fondo oceánico (°C)	4
Gradiente geotérmico ($^{\circ}C \cdot m^{-1}$)	0.032

Tabla 7. Valores utilizados en el modelado para la inferencia de temperaturas de la línea FA-77.

4.5. LÍNEA SÍSMICA FA-79

Ésta línea tiene una longitud total de 62.9 Km, se encuentra ubicada en la parte norte de la región FAMEX y alejada de las líneas procesadas previamente. La línea más cercana a ésta sección es la FA-77, a unos 13.5 Km en distancia promedio. En ésta línea (Figura 47) se identifican dos reflectores con las características propias de los BSR. El más somero (BSR-1) está a una profundidad promedio de 2,600 m. El reflector más profundo (BSR-2) es identificado a una profundidad promedio de 4,250 m aproximadamente (Figura 47).

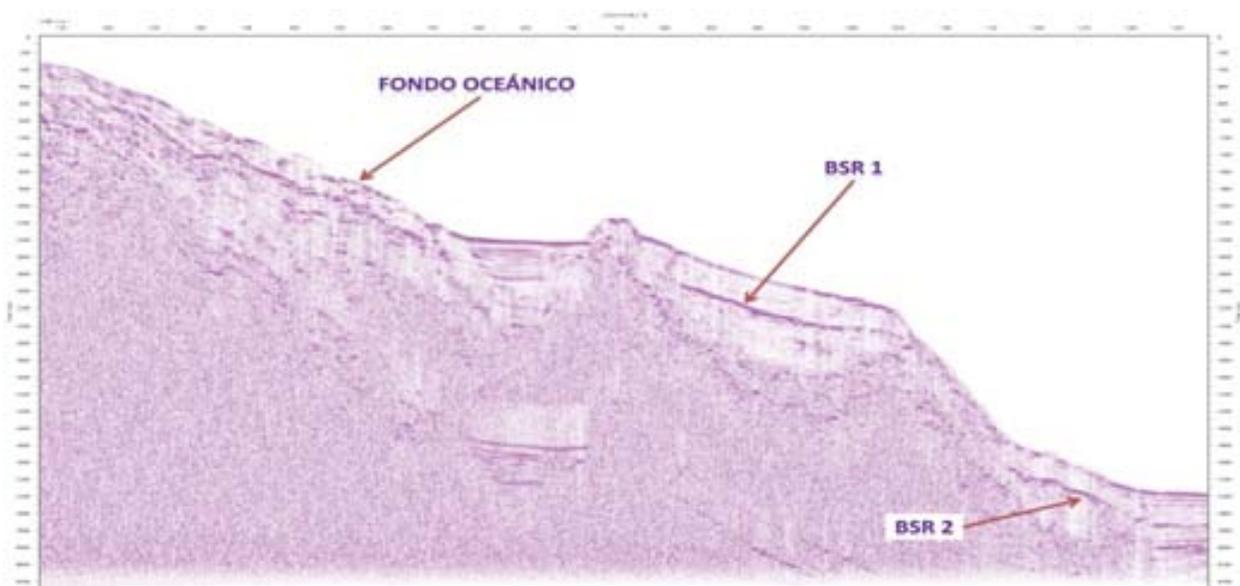


Figura 47. Línea sísmica FA-79. En la sección es posible observar la presencia de dos reflectores BSR, marcados como BSR1 y BSR2, a diferentes profundidades (Anexo D6).

En ésta sección también se observan características tales como la polaridad inversa de la ondícula, la anomalía de velocidad en el procesamiento sísmico y la similitud de la forma del reflector BSR con la del piso oceánico (Figuras 48 y 50). La identificación de la polaridad de la ondícula y la anomalía en la función de velocidad en las zonas donde aparece el horizonte reflector BSR también se observa en las Figuras 49 y 51.

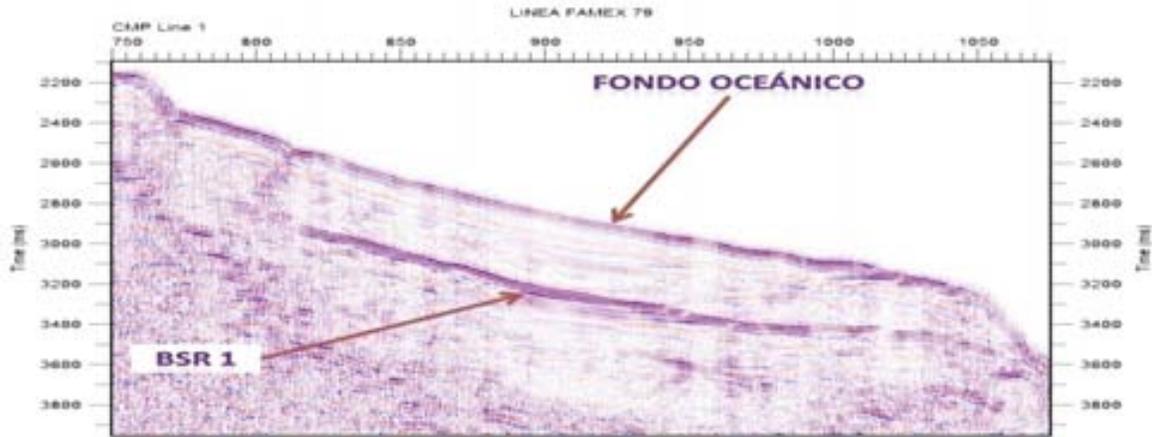


Figura 48. Acercamiento del BSR-1 de la línea FA-79 (Anexo C7).

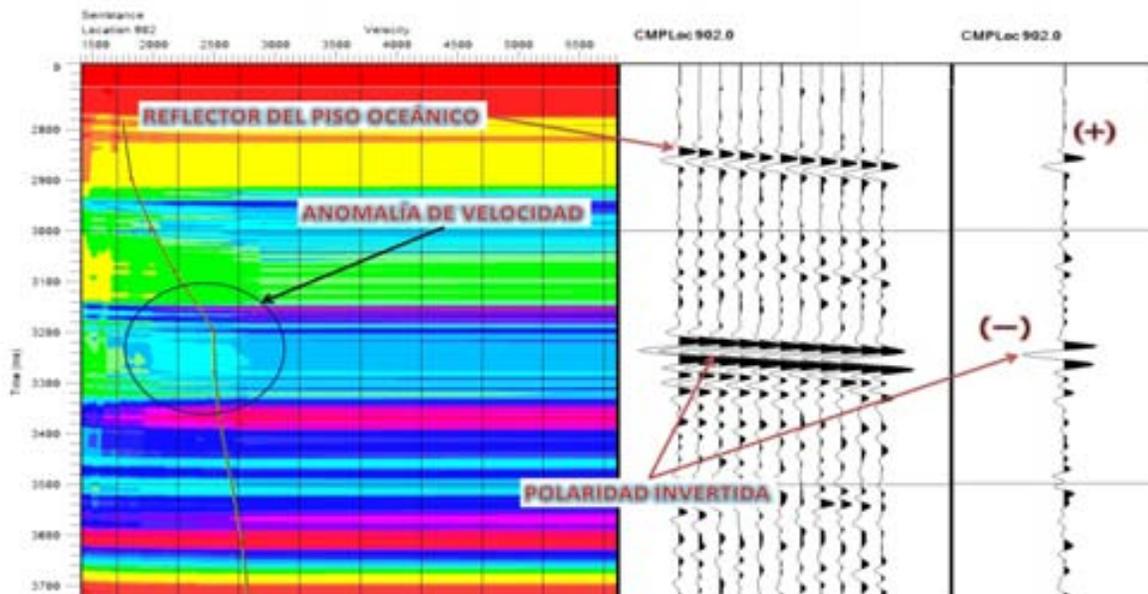


Figura 49. Panel de semblanza para corrección por NMO en SPW para la línea FA-79 en la zona del BSR-1. A la izquierda, el pico de velocidad. Al centro y derecha un CMP's corregidos por NMO y traza control para identificar la polaridad del piso oceánico y BSR-1.

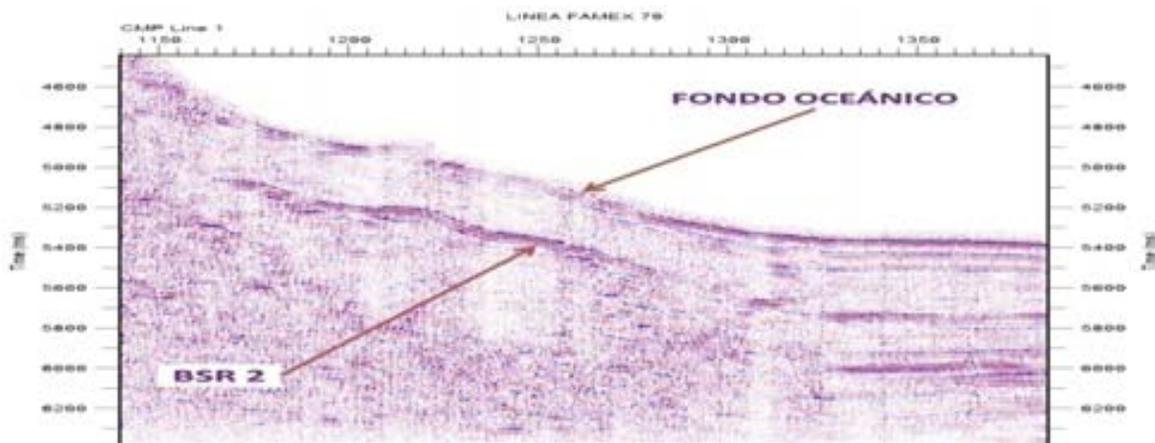


Figura 50. Acercamiento del reflector BSR-2 de la línea sísmica FA-79 (Anexo C7).

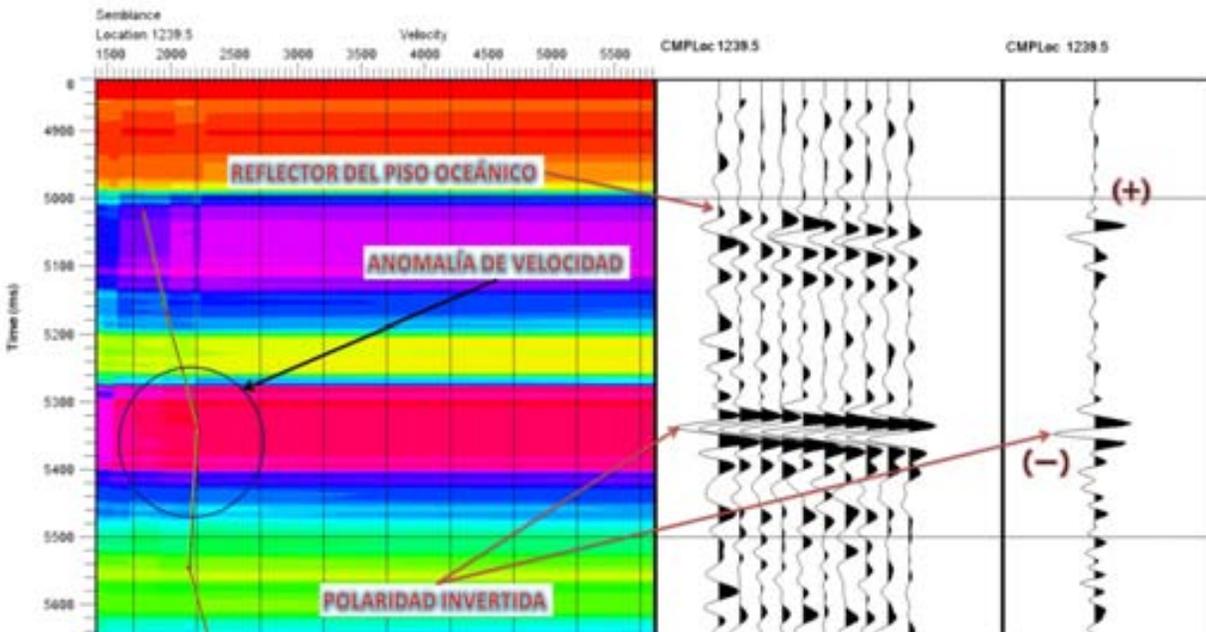


Figura 51. Panel de semblanza para corrección por NMO en SPW para la línea FA-79 en la zona del BSR-2. A la izquierda, el pico de velocidad. Al centro y derecha un CMP's corregidos por NMO y traza control para identificar la polaridad del piso oceánico y BSR-2.

Una vez identificados estos horizontes, las temperaturas computadas en cada uno de los segmentos en ambos BSR son correlacionados en el diagrama de fase de estabilidad para los hidratos (Figuras 52 y 53).

Las temperaturas estimadas en el piso oceánico para la zona donde se presenta el horizonte BSR-1 están entre 2.1°C y 2.5°C , con un gradiente geotérmico de $0.0265^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$ (Tabla 8). Entonces las temperaturas computadas en el BSR están entre 8.3°C y 13.1°C las cuales son mostradas en círculos en verde en la Figura 52. Al considerar una temperatura constante para el piso oceánico de 5°C , (Tabla 8), las temperaturas inferidas en el horizonte BSR resultan que están entre los 11.2°C y 15.6°C que son mostrados en círculos en rojo en la Figura 52. Si consideramos que la capa de sedimentos por encima del reflector BSR tiene una densidad de $2000 \text{ Kg} \cdot \text{m}^{-3}$ y una velocidad promedio de $2000 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, la profundidad de la base de los hidratos de metano se estima a los $2,757 \text{ m}$, intersectando el límite de disociación del hidrato, a una temperatura aproximada de 20°C , bajo condiciones de presión aproximadas a 34 MPa .

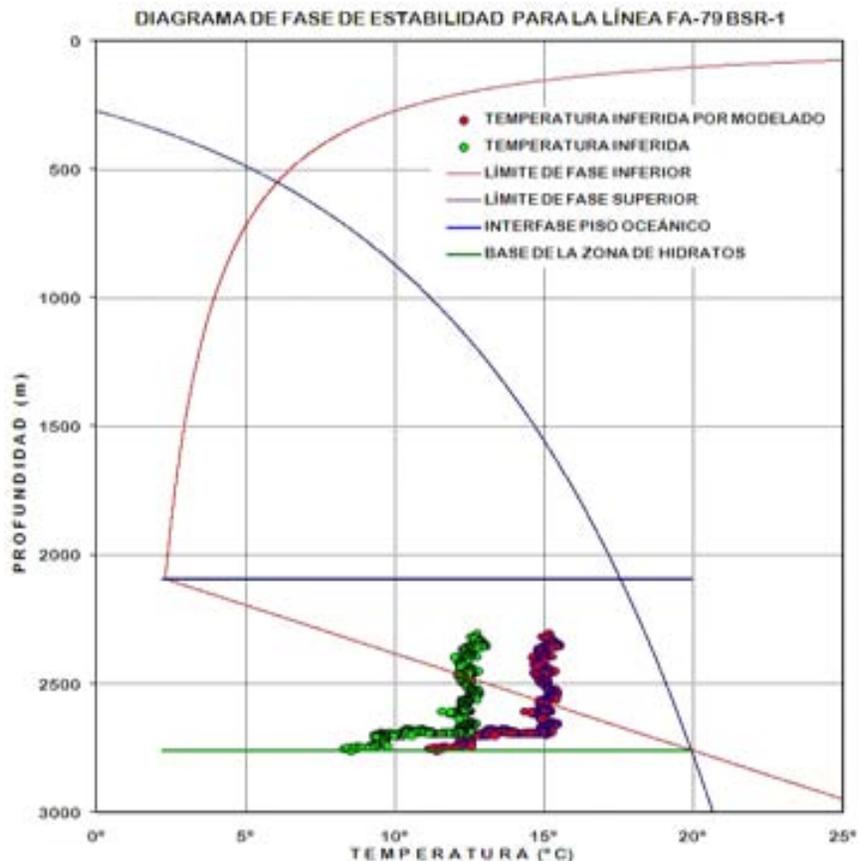


Figura 52. Diagrama de fase de estabilidad para las temperaturas inferidas en el BSR-1 de la línea sísmica FA-79. En verde las temperaturas calculadas por extrapolación, en rojo las calculadas con temperatura del piso oceánico modelada.

Densidad Agua ($kg \cdot m^{-3}$)	1033
Velocidad Agua ($m \cdot s^{-1}$)	1520
Densidad Sedimentos ($kg \cdot m^{-3}$)	2000
Velocidad Sedimentos ($m \cdot s^{-1}$)	2000
Temperatura sugerida para el fondo oceánico ($^{\circ}C$)	5
Gradiente geotérmico ($^{\circ}C \cdot m^{-1}$)	0.0265

Tabla 8. Valores utilizados en el modelado para la inferencia de temperaturas de la línea FA-79 en la zona del BSR-1.

Por otra parte, las temperaturas inferidas para el reflector BSR-2 (Figura 53), también están en el diagrama de fase de estabilidad para los hidratos de metano. Para las temperaturas calculadas en el piso oceánico que están entre $1.5^{\circ}C$ y $1.6^{\circ}C$, y que se extrapolan hasta el reflector BSR-2 resultando temperaturas entre $8^{\circ}C$ y $11.1^{\circ}C$ con un gradiente geotérmico de $0.026^{\circ}C \cdot m^{-1}$,

una densidad de $2000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ para la capa de los sedimentos encima del horizonte BSR-2 y una velocidad sísmica de $1900 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Tabla 9). Las temperaturas del BSR-2 son mostradas en círculos verdes en la Figura 68.

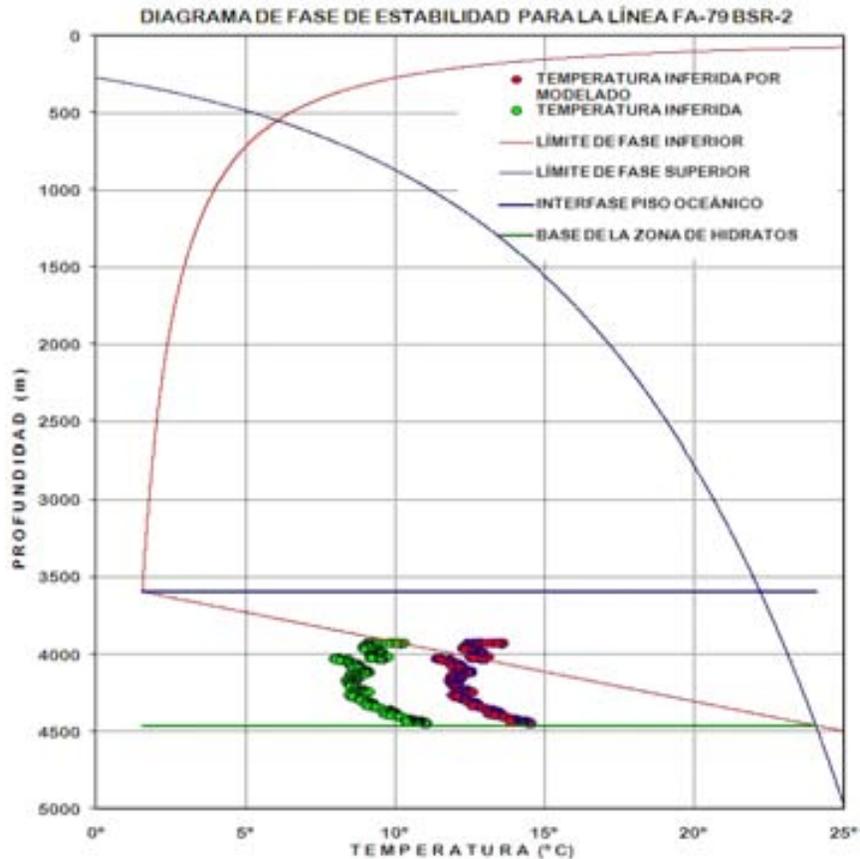


Figura 53. Diagrama de fase de estabilidad para las temperaturas inferidas en el BSR-2 de la línea sísmica FA-79. En verde las temperaturas calculadas por extrapolación, en rojo las calculadas con temperatura del piso oceánico modelada.

Densidad Agua ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	1033
Velocidad Agua ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	1520
Densidad Sedimentos ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	2000
Velocidad Sedimentos ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	1900
Temperatura sugerida para el fondo oceánico ($^{\circ}\text{C}$)	5
Gradiente geotérmico ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$)	0.026

Tabla 9. Valores utilizados en el modelado para la inferencia de temperaturas de la línea FA-79 en la zona del BSR-2.

Pero si consideramos una temperatura constante de 5°C en el piso oceánico (Tabla 9), las temperaturas en el BSR-2, son calculadas entre 11.4°C y 14.6°C que son mostradas en círculos rojos en la Figura 53. La base de los hidratos de metano para ésta sección, está aproximadamente a los 4,460 *m* de profundidad e intersecta el límite de disociación de los hidratos a una temperatura de 24.1°C, en condiciones de presión de alrededor de 53 *MPa*.

5. DISCUSIÓN

La presencia de la polaridad invertida está sujeta a la existencia de gas libre por debajo de la zona de hidratos, contenido en una unidad litológica con características de porosidad y permeabilidad adecuadas, [Zühlsdorff *et al.*, 2000] cuyo caso da origen a otra discusión que plantea el origen del gas natural, Zühlsdorff, (2000) menciona que las concentraciones comunes de materia orgánica en sedimentos marinos probablemente son insuficientes para generar localmente grandes volúmenes de metano necesarias para la formación de cantidades significativas de hidrato, Dillon and Paull, (1983), Kastner, (1985) y otros piensan que el metano es el producto de una disociación de hidrato preexistente a profundidades mayores y que la línea base se está moviendo hacia arriba. Incluso Minshull, (1994), en publicación con Westbrook, menciona que la naturaleza precisa de los BSR y el mecanismo de la acumulación del hidrato no han sido completamente bien entendidos, resaltando además que los reflectores en la cima de la capa de hidratos no han podido ser identificados, lo que probablemente significa que se debe a una transición gradual, en cuyo caso la reflexión esperada como BSR, podría no ser bien observada y la ocurrencia de gas hidratado podría presentarse sin la observación de un reflector BSR [Haacke, *et al.*, 2007]

Los diagramas de estabilidad generados para evaluar las temperaturas calculadas en los horizontes BSR de las líneas de la zona FAMEX, se hicieron generalizando características para formar el marco de referencia más adecuado para los datos de la zona FAMEX. La estabilidad de los hidratos de gas en sedimentos marinos tiene muchas variantes y puede ser estudiada en forma más amplia a partir de publicaciones acerca de fase de equilibrio de gas hidratado de Sloan, [1998]. Los trabajos de Dickens and Quinby-Hunt [1994,1997] demostraron que hay una diferencia menor de 1.2°C en las predicciones para la presencia de hidratos de metano en agua pura y agua de mar con un índice de salinidad de 33.5 *ppm* en condiciones de presión

equivalentes. La curva que define el límite de disociación utilizada en el análisis del presente trabajo fue la propuesta por Brown *et al.* (Ecuación 20), misma que se obtuvo de un ajuste a partir de los datos de Quinby-Hunt [1994].

Debido a que la presencia de hidratos de metano está controlada por las condiciones de presión y temperatura, se ha sugerido que la presencia de los horizontes BSR marca una isoterma. Ésta puede ser utilizada posteriormente para estimar flujos de calor en los márgenes continentales, cuyos parámetros cruciales son la temperatura en la profundidad del BSR y el piso oceánico, además de la conductividad térmica de la estructura entre el BSR y fondo oceánico como lo proponen Grevemeyer and Villinger [2000]. Uno de los métodos más propios para determinar la temperatura en el piso del fondo marino es llevar a cabo las mediciones *in situ* o en su defecto tomar un valor promedio a partir de cartas hidrotérmicas del área de estudio. Otro método para estimar la temperatura en el horizonte BSR es a partir de un diagrama de fase de estabilidad, conociendo el espesor de la zona de estabilidad [Shankar, *et al.*, 2004]. En este estudio no había ésta información, así que se hizo una comparación de resultados, al considerar los valores de flujo de calor (Q) y coeficiente de conductividad térmica (k) reportados por Yamano [1982], para la zona de la Trinchera de América Central en las costas del Pacífico Mexicano. Las estimaciones son: Velocidad de sedimentos $2100 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, gradiente geotérmico estimado entre $0.0222^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$ y $0.0313^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$, con lo cual estima un flujo de calor (Q) entre los $30.66 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ y $43.26 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (0.73 HFU y 1.03 HFU ; $1 \text{ HFU} = 42 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$) en tanto que Vohat *et al.*, [2003], reporta flujo de calor (Q) de $42.8 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ y un valor para el coeficiente de conductividad térmica (k) de $1.27 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$, para la región del Golfo de Oman Makran, India; por otra parte, Shankar *et al.*, [2003], reporta valor de flujo de calor (Q) de $69.76 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ y un valor de $2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$, para el coeficiente de conductividad térmica (k), en la región del margen occidental de la India. Utilizando estos valores, se calculan tres cúmulos de temperaturas más para el horizonte BSR-1 de la línea FA-79 despejando (T_2) de la Ecuación 1, que

equivale a T_{BSR} . Las diferencias observadas usando los parámetros anteriores, son comparadas con las temperaturas calculadas por extrapolación (Ecuación 19) (Figura 54, Tabla 10).

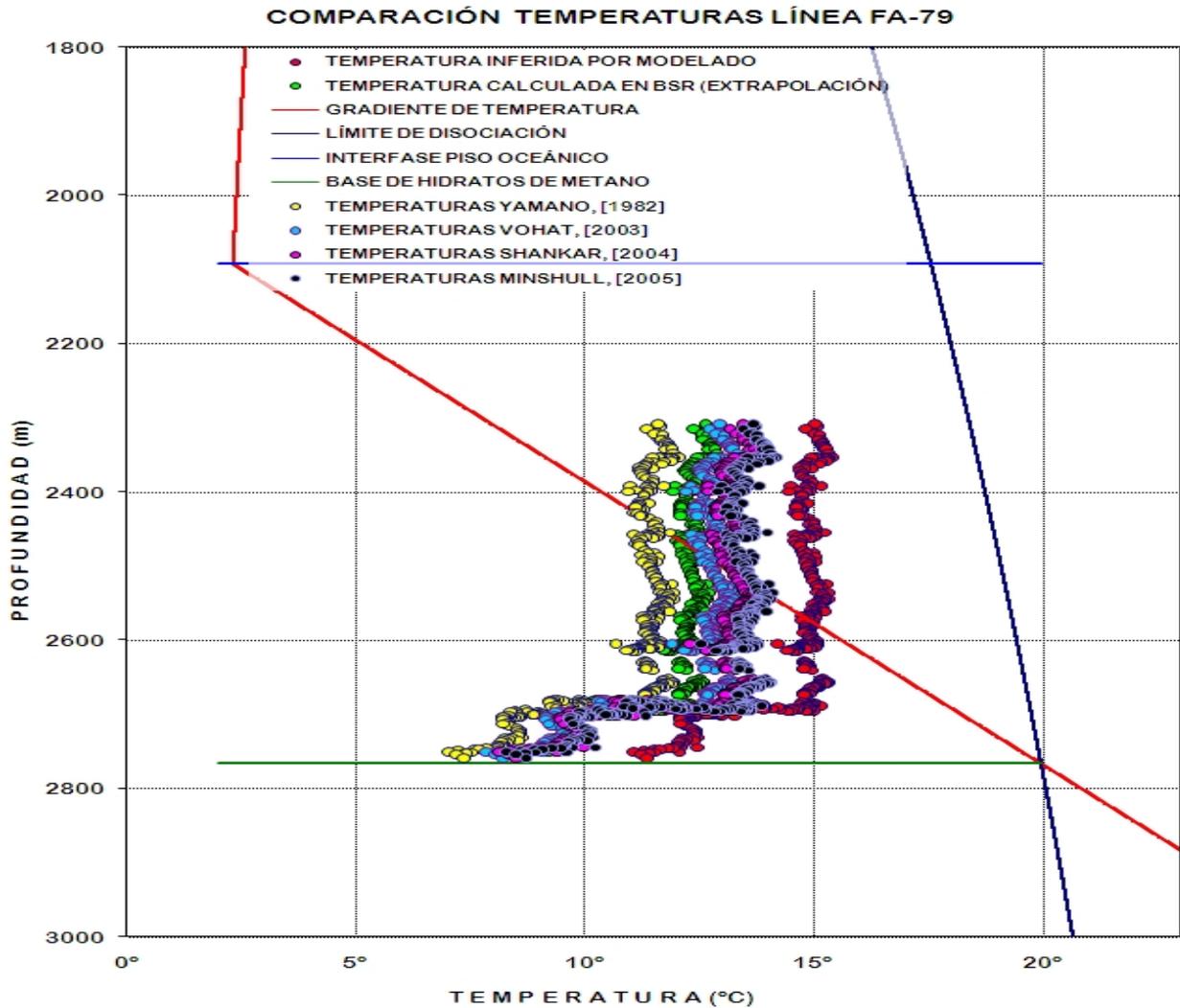


Figura 54. Comparación de temperaturas calculadas en el BSR de la línea FA-79. Los cúmulos de temperaturas calculadas con datos de Yamano [1982], Vohat [2003], Sankar [2004] y Minshull [2005], son comparadas con temperaturas obtenidas por modelado y extrapolación de la zona FAMEX.

Si se aproxima el valor del coeficiente de conductividad térmica (k) en el cálculo de temperaturas para la línea FA-79, considerando el valor para el flujo de calor (Q) que reporta Yamano [1982], resulta que la diferencia entre los valores obtenidos por extrapolación (Ecuación 19) y los calculados mediante la variable $T_2(T_{BSR})$ despejada de la Ecuación de flujo de calor (Q), (Ecuación 1), se minimizan. El valor para el coeficiente de conductividad térmica (k) propuesto

es de $1.29 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, cuando la diferencia en las temperaturas calculadas es menor a 0.59°C (Figura 55).

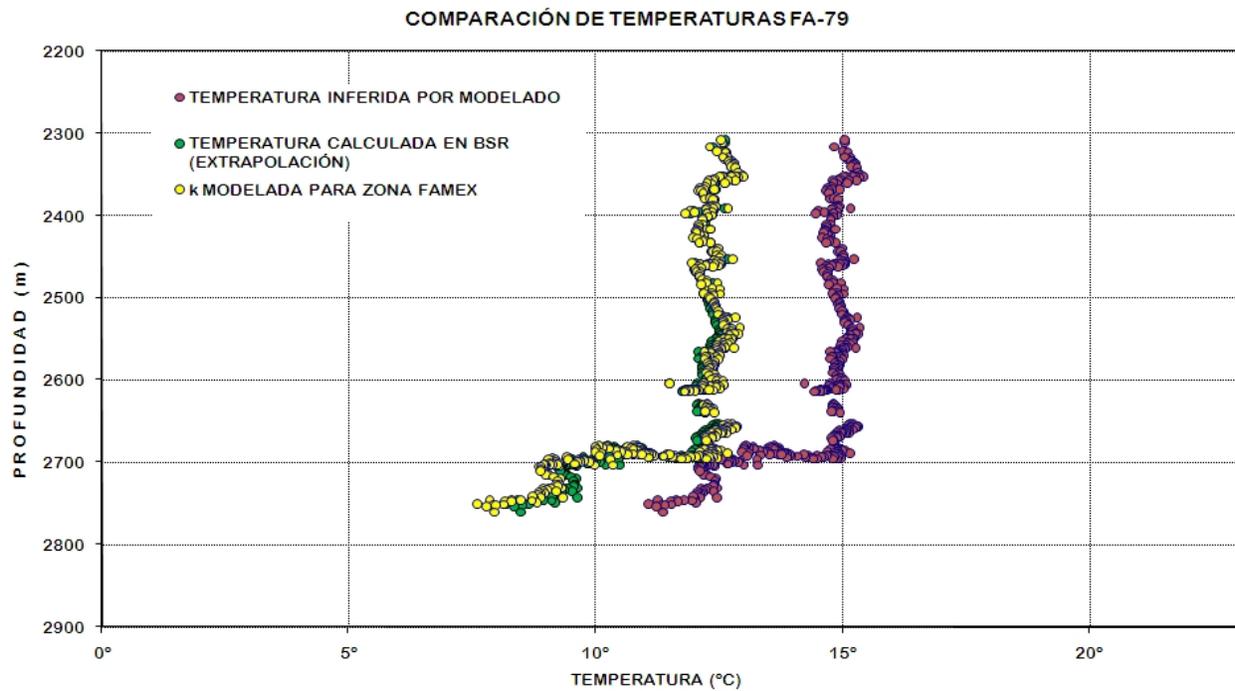


Figura 55. Comparación de temperaturas calculadas usando el valor de flujo de calor (Q) reportado por Yamano [1982] y proponiendo un valor para el coeficiente de conductividad térmica (k) de $1.29 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (en círculos amarillos); con las inferidas por extrapolación (círculos en verde) y modelando (círculos en rojo) resultado del presente trabajo. La diferencia observada entre las dos primeras es menor a 0.59°C .

	Flujo de Calor (Q) [$W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$]	Coefficiente de Conductividad Térmica (k) [$mW \cdot m^{-2}$]	T Mínima observada ($^\circ C$)	T Máxima Observada ($^\circ C$)	Diferencia con Temperatura k Modelada ($^\circ C$)	Gradiente Geotérmico ($^\circ C \cdot m^{-1}$)	Velocidad en sedimentos ($m \cdot s^{-1}$)
Temperatura calculada por extrapolación (Línea FA-79)	N/A	N/A	8.31	13.05	Menor a 0.59	0.0262	2000
Temperatura calculada por modelado (Línea FA-79)	N/A	N/A	11.19	15.52	Menor a 3.47	0.0262	2000
Trinchera de América Central, Yamano [1982]	31-43	Sin datos	7.26	13.33	Menor a 0.96	0.022-0.031	2100
Golfo de Oman Makran, Vohat [2003]	42.8	1.27	7.96	13.53	Menor a 0.42	0.0337	2100
Kerela-Konkan Western Continental Margin of India, Shankar [2003]	69.76	2	8.24	14.01	Menor a 0.9	0.0348	2000
Middle América Trench of Mexico, Minshull [2005]	52-105 (73 Promedio)	2.05 (Modelada)	8.41	14.30	Menor a 1.19	Sin datos	Sin datos
k Modelada para la línea FA-79	42.1	1.29	7.71	13.11	N/A	0.0262	2000

Tabla 10. Resumen de las diferencias observadas en las temperaturas calculadas utilizando valores del coeficiente de conductividad térmica (k) y flujo de calor (Q), de los autores mencionados en la misma tabla, comparándose con las temperaturas calculadas en las que se propone un valor para el coeficiente de conductividad térmica (k) para la zona FAMEX.

Los horizontes BSR observados en las secciones de reflexión sísmica son elementos confiables en la identificación de la línea base de los hidratos [Kvenvolden, 1993; Vohat *et al*, 2003], cuya línea coincide con el punto de intersección entre la línea que define el gradiente geotérmico y el límite de fase exterior [Shankar *et al*, 2003]. Sin embargo el equilibrio de fase de los hidratos de gas está gobernada por las variaciones de la temperatura, presión, salinidad y composición química de las moléculas del gas formando el hidrato y dependiendo del sitio en el que este analizando la presencia de los hidratos de gas [Max *et al*, 2003]. En este estudio, se carece de los datos de la composición del gas, salinidad del agua contenida en los espacios porosos de la formación. Tampoco se tienen registros de conductividad térmica de los sedimentos de la zona; por lo que se asume que el gas es predominantemente metano y posiblemente con concentraciones de otros gases en cantidades demasiado pequeñas para que representen cambios significativos dentro de los límites de fase del diagrama de estabilidad.

La estimación del gradiente de temperatura obtenido a partir de la identificación de horizontes BSR en una sección sísmica depende en gran parte de las temperaturas observadas en el piso del fondo marino y de las inferidas en el BSR. La aproximación a partir de éstas dos lecturas es muy simple y sólo es apropiada en determinados casos en los que se considera una conductividad térmica constante debido a la homogeneidad de los sedimentos [Grevemeyer and Villinger, 2001]. En el procedimiento usado aquí, el gradiente geotérmico indica la ubicación posible de la línea base de hidratos en el diagrama de estabilidad, sin embargo, este valor no necesariamente es constante, sino que también estará sujeto a las condiciones del marco tectónico y conductividad térmica de los sedimentos [Minshull *et al.*, 2005; Lüdman *et al.*, 2004]. Usando como marco de comparación entre las observaciones de Dillon and Max [2006], Matsumoto [2001], Kvenvolden [2001] y otros, el punto de intersección entre el gradiente hidrotérmico y el límite de fase, se encuentra entre los 500m y 600 m por debajo del nivel del mar; a temperaturas inferiores a los 7°C y en

condiciones de presión superiores a los 5 MPa. Los resultados de este trabajo indican que este punto de intersección está en los 550.22 m, a una temperatura de 6.16°C y en condiciones de presión de 5.67 MPa.

Estudios acerca de la presencia de hidratos en el Golfo de México [Dillon and Max, 2000], indican que la línea base se encuentra en aproximadamente 2500 m y coincide con el punto de intersección entre el límite de fase y la línea del gradiente geotérmico, a una temperatura de 21°C, asumiendo que el gas formando hidrato tiene una composición química de metano puro. Pero si estuviera a una temperatura de 23°C, la composición del hidrato sería una mezcla típica compuesta por 93% de metano, 4% etano, 1% de propano y cantidades pequeñas de algún otro compuesto con cadenas de hidrocarburo más largas. A la misma profundidad, pero ahora considerando una mezcla que contiene 62% de metano, 9% de etano, 23% de propano mas algunas moléculas de hidrocarburos más largas, el límite de fase pudiera estar en los 28°C. En las estimaciones del presente trabajo, la línea base de los hidratos varía dependiendo de la profundidad del piso oceánico y del gradiente geotérmico, directamente influido por la conductividad térmica de la unidad litológica entre el piso oceánico y el reflector BSR; particularmente en la línea FA-79, la línea base de hidratos se localiza a los 2757 m de profundidad, a una temperatura de 20.06°C y un gradiente geotérmico de $0.0265^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$, resultados dentro de la fase de estabilidad para los hidratos en el Golfo de México.

En base a los resultados obtenidos en el presente trabajo, las temperaturas inferidas para las cinco líneas procesadas de la zona FAMEX se colocan en la Figura 56, al mismo tiempo que se comparan con otros reportes de la presencia de hidratos de metano a nivel mundial, bajo un marco de comparación de profundidad, presión y temperatura, es posible observar que las temperaturas resultantes de la presente tesis se ubican claramente dentro de la zona de estabilidad generalizada de la Figura 56; acotada por los límites de fase de Claypool and Kaplan [1974], Englezos and Bishnoi [1993] y Sloan [1990].

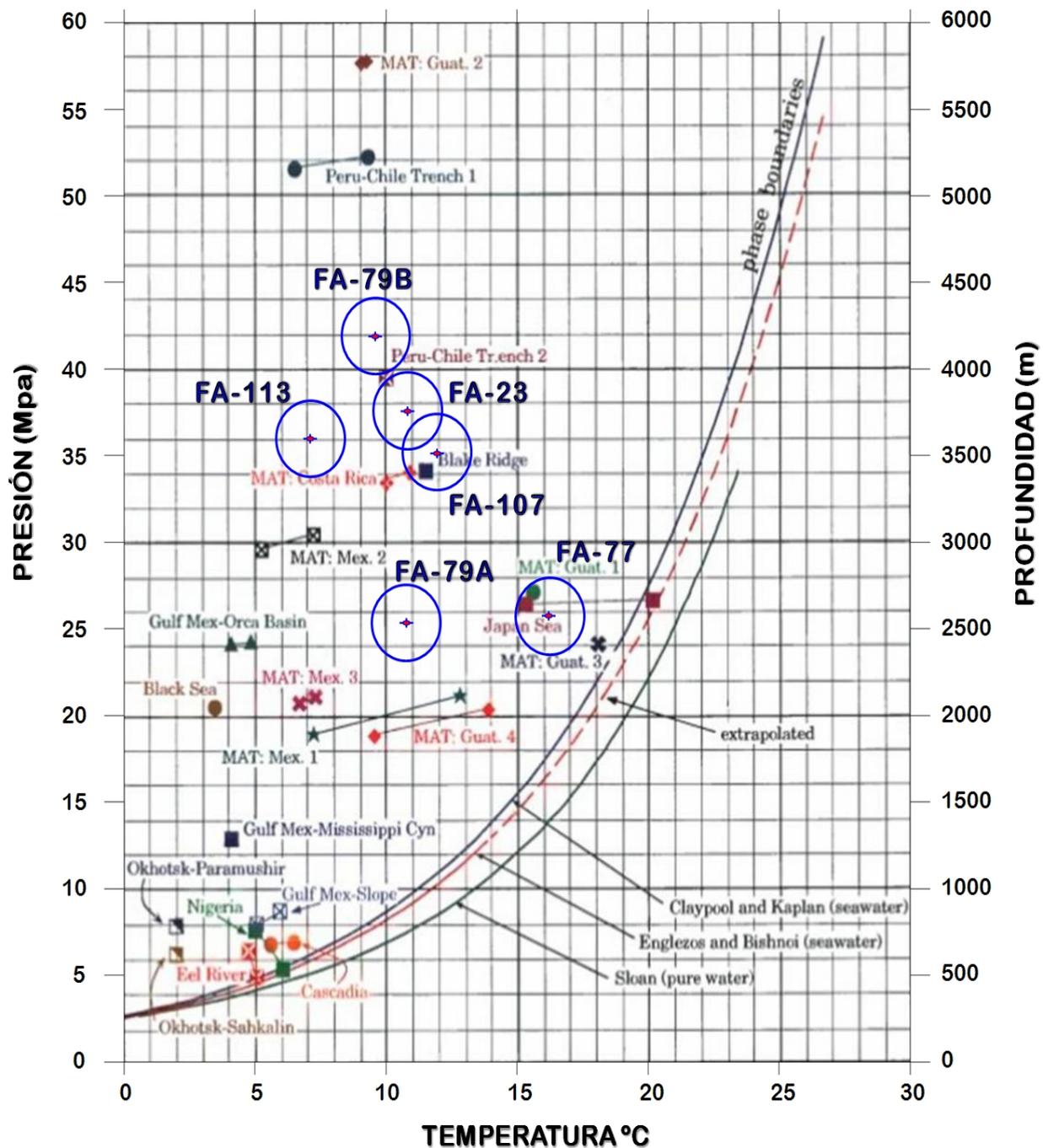


Figura 56. Diagrama de estabilidad generalizado donde se reportan diferentes sitios en los que se ha encontrado hidratos de metano a nivel mundial. En un esquema de comparación en función de la presión, profundidad y temperatura se superponen las temperaturas observadas para la zona FAMEX. Modificada de: Report 96-272, USGS Woods Hole Science Center, pg. 29.

6. CONCLUSIONES

La investigación de los hidratos de metano como recurso energético en México está en sus comienzos, por lo que su campo de estudio en los mares mexicanos (siendo que conforma dos terceras partes de su territorio) es de grandes expectativas por la disminución de los hidrocarburos en el sector sur del Golfo de México. Ésta tesis provee evidencias geofísicas de la presencia de hidratos de metano en la zona oceánica adyacente al margen continental occidental, del sector sur de la Península de Baja California. Cinco perfiles de reflexión sísmica de la campaña oceanográfica FAMEX en 2002 son procesados y analizados, dando evidencias de la presencia de hidratos de metano y de sus condiciones de estabilidad bajo el lecho marino.

Los datos de reflexión sísmica se han distinguido como la herramienta más efectiva para documentar la existencia de gas hidratado en las cuencas marinas. La ocurrencia de hidratos de metano en los sedimentos marinos es acompañada de un reflector sísmico simulado del piso oceánico, BSR, el cual se presenta a mayor profundidad paralelamente al perfil del piso oceánico y su ondícula es de polaridad inversa a la del piso oceánico. Este reflector marca el límite de fase entre el hidrato y la zona subyacente con gas libre. En el área de estudio, los BSR identificados se encontraron entre profundidades de 2310 *m* y 4400 *m* y con temperaturas entre 3.3°C y 17.3°C.

La calidad en la adquisición y el procesamiento de los datos sísmicos son factores que influyen directamente en la identificación e interpretación de los horizontes BSR. Los datos de reflexión sísmica que se utilizaron en ésta tesis, presentan una cobertura muy corta, tan sólo 450 *m* en el *offset* mayor con un ángulo de incidencia de 4 *grados* mientras que el *offset* corto de 200 *m* hay un ángulo de incidencia de 1.5 *grados*. Aunque la presencia del BSR es somera en el lecho marino en ésta región, para posibles estudios posteriores en los que se pretendiera analizar el comportamiento y variación de la amplitud con respecto al *offset*, serian necesarias distancias de cobertura mayor a las que presentan los datos de la zona FAMEX.

Las temperaturas estimadas a lo largo de los horizontes BSR de las líneas FAMEX se ubican dentro de la zona de estabilidad para los hidratos de metano, que fueron calculadas con un modelado interactivo y extrapolación de primer orden. Las temperaturas resultantes difieren en un rango menor a 1.5°C en la comparación con las temperaturas medidas en 4 sitios publicados, en los que se han identificado la presencia de gas hidratado en los sedimentos del lecho marino.

Para incrementar la exactitud en el cálculo de las temperaturas utilizando la metodología del presente trabajo, es necesario contar con mediciones de presión y temperatura en la columna de agua y piso oceánico, así como de la salinidad del agua que se encuentra en los poros de la formación, composición molecular del gas formando hidratos, la conductividad térmica de los sedimentos sobre el BSR, su densidad, y su velocidad sísmica.

REFERENCIAS

- Allison, E., and B. Ray (**2007**), Methane Hydrate: Future Energy within Our Grasp, a Review, 20 pp., U.S. Department of Energy, Washington, DC 20585.
- Avilés, K., (**2005**), Encuentran hidratos de metano y petróleo en las zonas más hondas del Golfo de México. Red iberoamericana de Universidades. Viernes 10 de Junio 2005.
- Bandy, W. L., F. Michaud, J. Bourgois, T. Calmus, J. Dymant, C. A. Mortera-Gutierrez, J. Ortega-Ramirez, B. Pontoise, J-Y. Royer, B. Sichler, M. Sosson, M. Rebolledo-Vieyra, F. Bigot-Cormier, O. Diaz-Molina, A. D. Hurtado-Artunduaga, G. Pardo-Castro, C. Trouillard-Perrot (**2005**), Subsidence and strike-slip tectonism of the upper continental slope off Manzanillo, Mexico, *Tectonophysics* 398, pp., 115-140, doi:10.1016/j.tecto.2005.01.004.
- Barrer, R.M., and W. I., Stuart (**1957**), Non-stoichiometric clathrate compounds of water. *Proc. R. Soc. London*, 243:172-189.
- Bohrmann, G., and M. E. Torres (**2006**), Gas hydrates in marine sediments. *Marine Geochemistry*, Springer Editions, Schulz, H. D., and Zabel, M., pp., 481-511.
- Booth, J.S., M. M. Rowe, and K. M. Fischer (**1996**), Offshore gas hydrate sample database with an overview and preliminary analysis, U.S. Geological Survey Open-File Report 96-272.
- Chen, M-A. P., S. E. Dosso, G. D. Spence, M. Riedel, and R.D. Hyndman (**2006**), AVO Inversion in Marine Gas Hydrate Studies, *American Geophysical Union, Fall Meeting 2005, abstract #OS42A-02. CWLS Convention*, May 2006.
- Claypool, G. E., and I.R. Kaplan (**1974**), The origin and distribution of methane in marine sediments, *Natural Gases in Marine Sediments*, Plenum Press, I. R. Kaplan, New York, pp., 94-139.
- Collet T. S., R. Lewis, and T. Uchida (**1993**), Natural gas hydrates of the Prudhoe Bay and Kuparuk River area, North Slope, Alaska. *AAPG Bulletin*, Vol., 77, pp., 113-812.

- Cooper, A., D. Twinchell, and P. Hart (**1999**), A seismic-reflection investigation of gas hydrates and sea-floor features of the upper continental slope of the Garden Banks and Green Canyon regions, northern Gulf of Mexico. *Report for cruise G1-99GM (99002)*. Menlo Park, California, USGS.
- Core Laboratories Company (**2001**), AVO-Rock Properties Course. Scott Pickford Notes Course, February 12-14th 2001. Houston TX.
- Dai, J., H. Xu, F. Snyder, and N. Dutta (**2004**), Detection and estimation of gas hydrates using rock physics and seismic inversion: Examples from the northern deepwater Gulf of Mexico. *The Leading Edge, January 2004*, pp., 60-66.
- Deng, H., P. Yan, H. Liu, and W. Luo (**2006**), Seismic Data Processing and the Characterization of a Gas Hydrate Bearing Zone Offshore of Southwestern Taiwan.. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, Vol. 17, (No. 4)*, pp., 781-797.
- Dickens, G. R., and M. S. Quinby-Hunt (**1994**), Methane Hydrate Stability in Sea Water, *Geophysical Research Letters, Vol. 21, (19)*, pp., 2115-2118.
- Dillon, W. P., and Michael D. M. (**2000**), Oceanic Gas Hydrate, *Natural Gas Hydrate in Oceanic and Permafrost Environments*, Kluwer Academic Publishers, Michael D. M. pp., 61-76.
- Duchkov, A. D. (**1995**), Geological and Geophysical Evidences of Gas Hydrates Existence in the Sediments of Lake Baikal. *Institute of Geophysics SA RAS, prosp Koptyug, Novosibirsk, 630090, Russia*.
- Ecker, C., J. Dvorkin, and A. Nur (**1999**), Estimating the amount of hydrate and free gas from surface seismic., Stanford University.
- Ecker, C., J. Dvorkin, and A. Nur (**1997**), Sediments with gas hydrates: Internal structure from seismic AVO. *Stanford Exploration Project, Report 89*, Stanford University, November, 1997, pp., 1-24.
- Englezos, P., and P. R. Bishnoi (**1988**), Prediction of gas hydrate formation conditions in aqueous electrolyte solutions, *AIChEJ., (No. 34)*, pp., 1718-1721.
- Figueroa, R. A., Rodolfo C. V., Enrique R. B. R., Antonio Z. G., (**2003**), Depósitos de hidratos de metano naturales y sus retos, Jornadas técnicas de la AIPM, Pemex Exploración y Producción.
- García, T. L. (**2004**), Hidratos de metano, la fuente de gas más importante del futuro. *Gaceta electrónica IMP*. Julio 2004.

- Geonoticias, **(2004)**, Primer Foro de hidratos de metano en México, *Instituto de Geofísica UNAM. Año 11, No. 91*, Julio 2004.
- Gray D., and E. Anderson **(1999)**, The application of AVO and inversion to estimation of rock properties, *Society Exploration of Geophysics, Veritas Expanded Abstracts*, pp., 36-40.
- Grevemeyer, I., and H. Villinger **(2001)**, Gas Hydrate stability and the assessment of heat flow through continental margins. *Geophysical Journal International, Vol.,145*, pp., 647-660.
- Gupta, A. K., **(2004)**, Marine gas hydrates: their economic and environmental importance, *Current Science, Vol., 86*, (No. 9), pp., 1198-1199.
- Haacke, R. R., G. K. Westbrook, and M. S. Riley **(2008)**, Controls on the formation and stability of gas hydrate-related bottom-simulating reflectors (BSRs): A case study from the west Svalbard continental slope. *Journal of Geophysical Research, Vol. 113*, (No. B05104), p., 17, doi: 10.1029/2007JB005200.
- Haacke, R. R., G. K. Westbrook, and R. D. Hyndman **(2007)**, Gas hydrate, fluid and free gas: Formation of the bottom-simulating reflector, *Earth and Planetary Science Letters*, (No. 261), pp., 407-420, Doi: 10.1016/j.epsl.2007.07.008.
- Haase, A. B. (2003), Approximation Errors in AVO-Analysis and Inversion. *Geo-X Systems LTD*. Calgary, AB.
- Haq, B. U., V. C. Bethesda **(2001)**, Methane hydrates and climatic effects. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Academic Press, Steele, J., Thorpe, S., Turekian, K., pp., 1757-1763. Doi:10.1006/rwos.2001.0247
- Instituto Federal de Acceso a la Información Pública **(2007)**, Documento resolutivo, No. De Folio: 185700052307, Expediente: 3406/07. Septiembre de 2007.
- Krivchikov, A. I., B. Ya. Gorodilov, O. A. Korolyuk, V. G. Manzhelii, H. Conrad, and W. Press **(2005)**, Thermal Conductivity of Methane-Hydrate. *Journal of Low Temperature Physics, Vol. 139*, (Nos. 5-6), Doi: 10.1007/s10909-005-5481-z.
- Kvenvolden, K. A., and T. D. Lorenson **(2001)**, The Global Occurrence of Natural Gas Hydrate., *American Geophysical Union, Monograph 124*, Paull Ch. K., and Dillon W. P., pp., 3-18.
- Lüdmann, T., H. K. Wong, P. Konerding, M. Zillmer, J. Petersen, and E. Flüh **(2004)**, Heat flow and quantity of methane deduced from a gas hydrate field

in the vicinity of the Dnieper Canyon, northwestern Black Sea, *Geo-Mar Letters Vol.*, 24, pp., 182-193., Doi: 10.1007/s00367-004-0169-y.

- Martin A. I. (2004), Hydrate Bearing Sediments- Thermal Conductivity. Thesis of Master of Science in Civil and Environmental Engineering. Georgia Institute of Technology. pp., 151.
- Matsumoto, R. (2001), Methane Hydrates, *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Academic Press, J. Steele, S. Thorpe, K. Turekian, pp., 1745-1757, Doi:10.1006/rows.2001.0042.
- Max, M. D., A. H. Johnson, and W. P. Dillon (2006), Oceanic Gas Hydrate Character, Distribution and Potential for Concentration. *Economic Geology of Natural Gas Hydrate*, Springer Edition, M. D. Max, A. H. Johnson, and W. P. Dillon, pp., 105-130.
- Michaud, F., M. Sosson, J. Y. Royer, A. Chabert, J. Bourgois, T. Calmus, C. Mortera-Gutierrez, F. Bigot-Cormier, W. L. Bandy, J. Dymant, B. Pontoise, and B. Sichler (2004), Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate: The Tosco-Abreojos fault revisited. *Geophysical Research Letters*, (31)., pp., 4, Doi:10.1029/2004GL019665.
- Miles, P. R. (1995), Potential distribution of methane hydrates beneath the European continental margins. *Geophysical Research Letters*, Vol. 22, (No. 23), pp., 3179-3182.
- Miles, P. R. (2000), Geophysical Sensing and Hydrate, *Natural Gas Hydrate in Oceanic and Permafrost Environments*, Kluwer Academic Publishers, M. D. Max, pp., 261-274.
- Minshul, T. A., S. C. Singh, and G. K. Westbrook (1994), Seismic velocity structure at a gas hydrate reflector, offshore western Colombia, from full waveform inversion. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, (No. B3), pp., 4715-4734.
- Minshull, T. A., R. Bartolomé, S. Byrne, and J. Dañobeitia (2005), Low heat flow from young oceanic lithosphere at the Middle America Trench off Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol., 239, pp., 33-41, doi:10.1016/j.epsl.2005.05.045.
- Osegovic, J. P., S. R. Tantro, and S. A. Holman (2006), Physical Chemical Characteristics of Natural Gas Hydrate. *Economic Geology of Natural Gas Hydrate*, Springer Edition, Michael D. M., pp., 45-104.
- Özdoğan, Y. (1987), *Seismic Data Processing*. Society of Exploration Geophysicists, Vol. 2 Post Office Box 702740/ Tulsa, OK.

- Pecher, I., N. Bangs, T. Shipsey, and M. Sen (**2001**) Seismic Characterization of natural Gas Hydrates. *The University of Texas Institute for Geophysics*. August 26, 2001.
- Pellenbarg, R. E., and M. D. Max (**2000**), Introduction, Physical Properties, and Natural Occurrences of Hydrate. *Natural Gas Hydrate in Oceanic and Permafrost Environments*, Kluwer Academic Publishers, Michael D. M., pp., 1-8.
- Peltzer, T., E., and P. G. Brewer (**2000**), Practical Physical Chemistry and Empirical Predictions of Methane Hydrate Stability, *Natural Gas Hydrate in Oceanic and Permafrost Environments*, Kluwer Academic Publishers, pp., 17-28.
- Ruppel, C. (**2000**), Thermal state of the gas hydrate reservoir, *Natural Gas Hydrate in Oceanic and Permafrost Environments*, Kluwer Academic Publishers, Michael D. M. M. pp., 29-42.
- Russell, B. (**2002**), An AVO Primer. *Hampson –Russel Software Services Ltd.*, Calgary Canada. Search and discovery article #40051.
- Rutherford, S. R., and R. H. Williams (**1989**), Amplitude-versus-offset variations in gas sands. *Geophysics*, Vol. 54, (No. 6), pp., 680-688.
- Shankar, U., N. K. Thakur, and S. I. Renddi (**2004**), Estimation of geothermal gradients and flow from Bottom Simulating Reflector along the Kerala-Konkan basin of Western Continental Margin of India. *Current Science*, Vol. 87, (No. 2), pp., 250-253.
- Sheriff, R. E. and L. P. Geldart (**1991**), *Exploración Sismológica, Vol. II, Procesamiento e Interpretación de Datos*, Cambridge University Press, Noriega-Limusa Editores, pp., 60-82.
- Sloan, D., E. Jr. (**2003**), Fundamental principles and applications of natural gas hydrates, *Nature*, Vol.426, pp., 353-359.
- Smith, G. C., and P. M. Gidlow (**1987**), Weighted Stacking for Rock Property Estimation and Detection of Gas. *Geophysical Prospecting*, (35), pp., 993-1014.
- Spiess, V., and G. Bohrmann (**2006**), Short cruise report Meteor cruise M67/2. RCOM: Research Center Ocean Margins, University Bremen, German, March-April, 2006.
- Telford, W. M., L. P. Geldart and R. E. Sherif (**1990**), *Applied Geophysics, 2nd Edition*, Cambridge University Press.

- Townend, J. (1997), Estimates of conductive heat flow through bottom-simulating reflectors on the Hikurangi and southwest Fiordland continental margins, New Zealand., *Marine Geology V.141*, pp., 209-220.
- Vohat, P., K. Sain, and N. K. Thakur (2003), Heat flow and geothermal gradient from a bottom simulating reflector: A case study, *CURRENT SCIENCE, VOL. 85, (NO. 9)*, pp., 1263-1265.
- Xu, H., J. Dai, F. Snyder., and N. Dutta (2004), Seismic Detection and Quantification of Gas Hydrates using Rock Physics and Inversion, *Advances in the Study of Gas Hydrates*, Kluwer Academic/Plenum Publishers, Charles E. T., and Jonathan T. K., pp., 117-139.
- Xu, W. (2004), Gas hydrate dissociation and excess pore pressure in marine sediment. AAPG Conference, Vancouver, BC, Canada , September, 2004
- Yamano, M., S. Uyeda, Y. Aoki, and T.H. Shipley (1982), Estimates of heat flow derived from gas hydrates., *Geology, Vol. 10*, pp., 339-343.
- Yoon, J. H., M-K. Chun, and H. Lee (2002), Generalized Model for predicting Phase Behavior of Clathrate Hydrate. *AIChE Journal, Vol. 48, (No. 6)*, pp., 1317-1330.
- Zühlsdorff, L., V. Spieß, C. Hübscher, H. Villinger, and A. Rosmberg (2000), Implications for focused fluid transport at the northern Cascadia accretionary prism from a correlation between BSR occurrence and near-sea-floor reflectivity anomalies imaged in multi-frequency seismic data set. *Int Journ Earth Sciences*, Springer-Verlag, (No. 88), pp., 655-667.

ANEXOS

ANEXO A. PROCESAMIENTO SÍSMICO

A.1. PROCESAMIENTO EN EL DOMINIO DEL TIRO (SHOT)

Ésta etapa también es conocida como preproceso en el ámbito de la industria de exploración de hidrocarburos; la cual comprende las siguientes etapas: instalación de geometría, edición de trazas (control de calidad), filtrado de frecuencias, corrección por divergencia esférica, balanceo de amplitudes y deconvolución.

La finalidad de ésta serie de procesos es realizar un acondicionamiento de los datos (recuperación y normalización de amplitudes) para su análisis y posterior presentación como sección sísmica final. En la etapa de instalación de geometría se incluye información geográfica con la que fueron adquiridos los datos; que consiste en agregar las coordenadas y parámetros de adquisición para ubicarlos en la posición geográfica exacta; lo cual es indispensable para la formación de los CMP's. Posterior a la instalación de geometría, se lleva a cabo un control de calidad de las trazas sísmicas, de tal manera que aquellas trazas con ruido excesivo (*spikes*) o muertas (sin información) son suprimidos. Otro control de calidad que se realiza a este nivel de procesamiento es generar un apilado preliminar (*Brute Stack*), el cual permitirá observar y revisar de manera cualitativa la secuencia de los CMP's apilados (Figura 57).

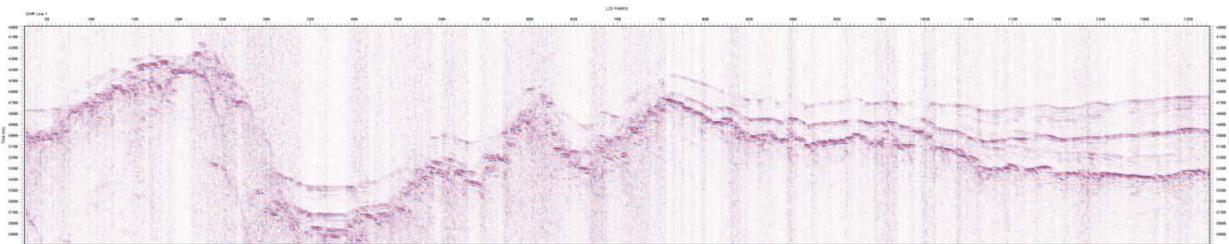


Figura 57. Sección apilada preliminar. Proceso utilizado para identificar posibles errores en el ordenamiento o inconsistencia de la información (Anexo C1).

En seguida, se aplica un filtro con la finalidad de limitar y aprovechar el mayor contenido de frecuencias útiles y a su vez, evitar ruidos de alta frecuencia, para tal caso aplicamos un filtro paso de banda de tipo *Butterworth*

6-60 Hz. Posterior a esto se aplica un algoritmo con la finalidad de realizar una recuperación de amplitudes, debido a que existe una pérdida de energía por el efecto de la dispersión esférica de energía, cuyo efecto decrece con el cuadrado de la distancia de propagación (Figura 58).

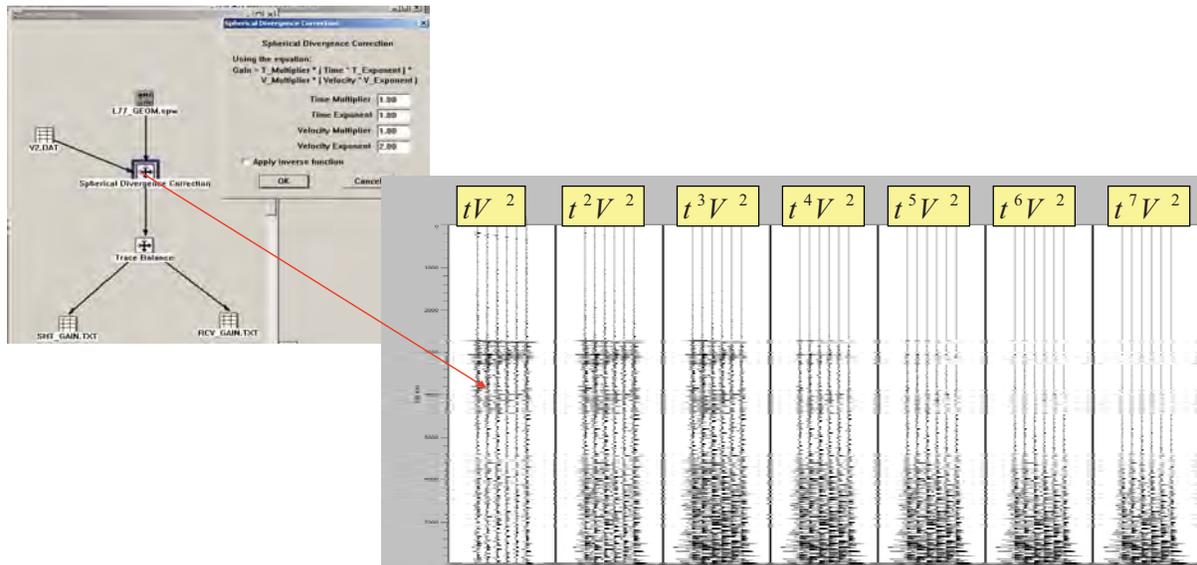


Figura 58. Ventana de trabajo con despliegue de registros en los que se prueban parámetros para la recuperación por divergencia esférica. Se seleccionaron los parámetros que dieron origen al registro cuya ganancia de recuperación está definida por $G(t) = tV^2$.

La siguiente etapa, consiste en el balanceo de amplitudes de la traza sísmica, esto se lleva a cabo con la finalidad de normalizar las amplitudes (Figuras 59 y 60).

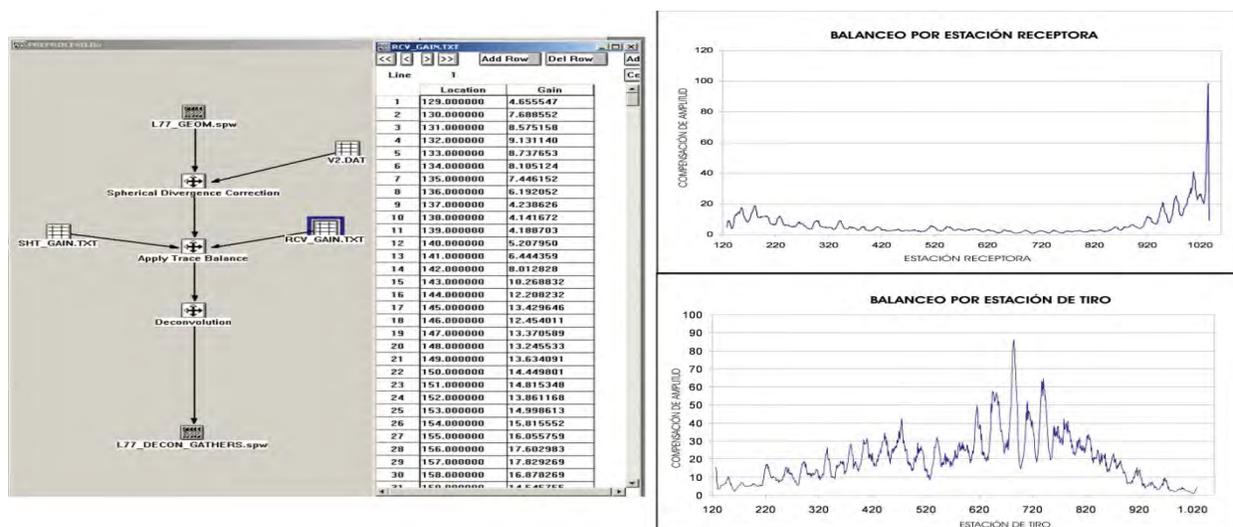


Figura 59. Balanceo de amplitudes. Ventana de trabajo en el programa de procesamiento SPW (Izquierda); Gráficas de compensación de amplitud por estación receptora (Superior derecha) y por estación de tiro (Inferior derecha).

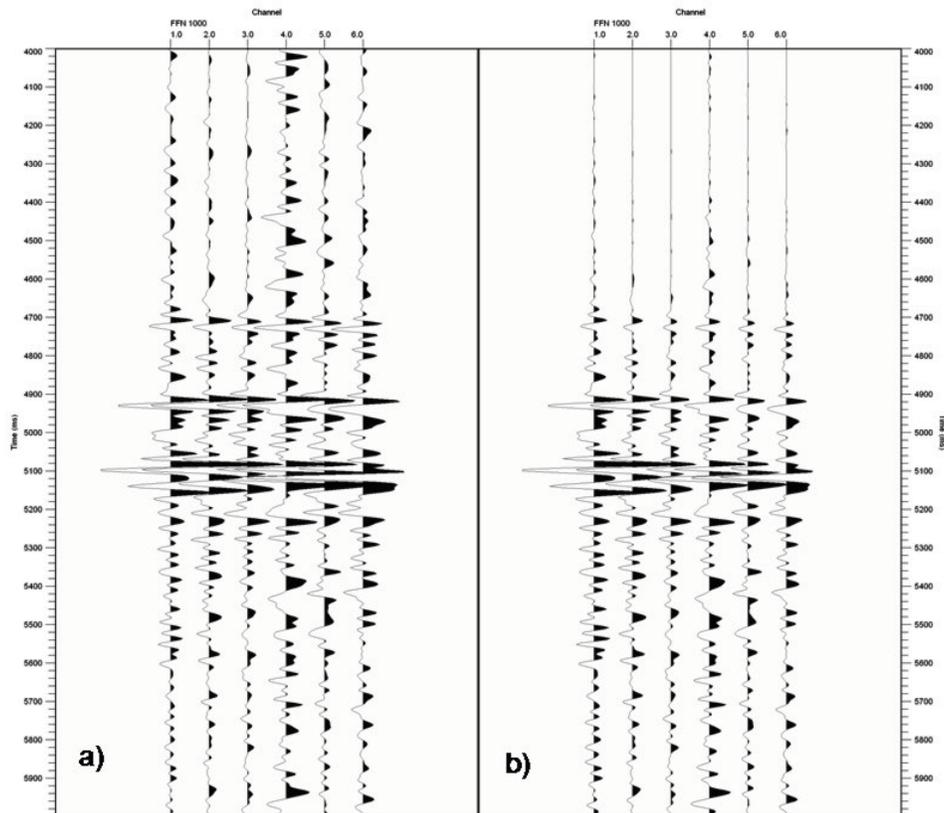


Figura 60. Diferencias entre registro sin balanceo de amplitudes (a) y otro con balanceo aplicado (b).

La etapa final del pre-proceso o procesamiento en el dominio del tiro es la deconvolución. Este proceso tiene la intención de incrementar la resolución sísmica, ya que mejora la apariencia de una sección apilada lo que permite mayor facilidad en la interpretación estructural, además de que ayuda en la atenuación de múltiples de periodo corto [Yilmaz, 1987; Telford *et al.*, 1990; Sherif and Geldart, 1991].

Por medio del modelo convolucional (Ecuación 21), sabemos que la traza sísmica es el resultado de la convolución entre la señal de la fuente (la cual teóricamente es muy similar a una función pulso) y los coeficientes de reflexión propios de la respuesta que se produce por el contraste entre las unidades litológicas debido a las diferencias entre sus propiedades acústicas. Ésta respuesta acústica de la tierra, incluye algunos efectos indeseables tales como la reverberación, atenuación y fantasmas, que son múltiples de periodo corto.

$$x(t) = w(t) * f(t) \dots\dots\dots \text{(Ecuación 21)}$$

Donde $x(t)$ es la función de salida (traza sísmica), $w(t)$ es la función de entrada (La ondícula de la fuente) y $f(t)$ la función de reflectividad (ésta incluye los coeficientes de reflexión), el asterisco indica la operación de convolución.

En el estudio se tiene que la señal de salida (la traza sísmica) es el producto de la convolución entre una señal de entrada y la respuesta de la tierra, la cual incluye ruido y múltiples de periodo corto. La deconvolución (Ecuación 22) es el proceso inverso de la convolución y para llevarla a cabo necesitamos conocer la señal de entrada o señal de la fuente (la ondícula de la entrada).

$$f(t) = x(t) * w^{-1}(t) \dots\dots\dots \text{(Ecuación 22)}$$

Una aproximación muy acertada se logra mediante el algoritmo de la autocorrelación de la traza sísmica (Figura 61).

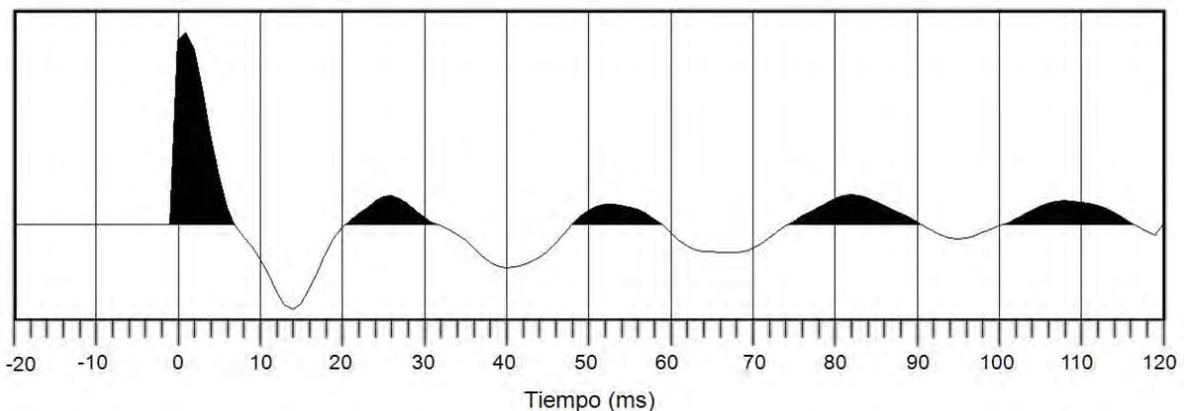


Figura 61. Autocorrelación de la traza sísmica en FAMEX. Es de observarse que la distancia de predicción óptima es de 25 ms aproximadamente, este parámetro es utilizado en el procesamiento.

El algoritmo de autocorrelación nos permite determinar un parámetro muy importante para el proceso de la deconvolución, que es: la distancia de predicción. En datos de la campaña FAMEX es de aproximadamente 25 ms, mismo parámetro se utiliza en el flujo de proceso de la deconvolución en SPW (Figura 62).

Teóricamente, la deconvolución nos ayuda a reconstruir la función de reflectividad. En términos prácticos, este algoritmo es muy útil en la supresión de ruido y de múltiples de periodo corto (Figura 63), por lo cual también se identifica como filtro inverso o filtro *Wiener* [Yilmaz, 1987; Telford, 1990].

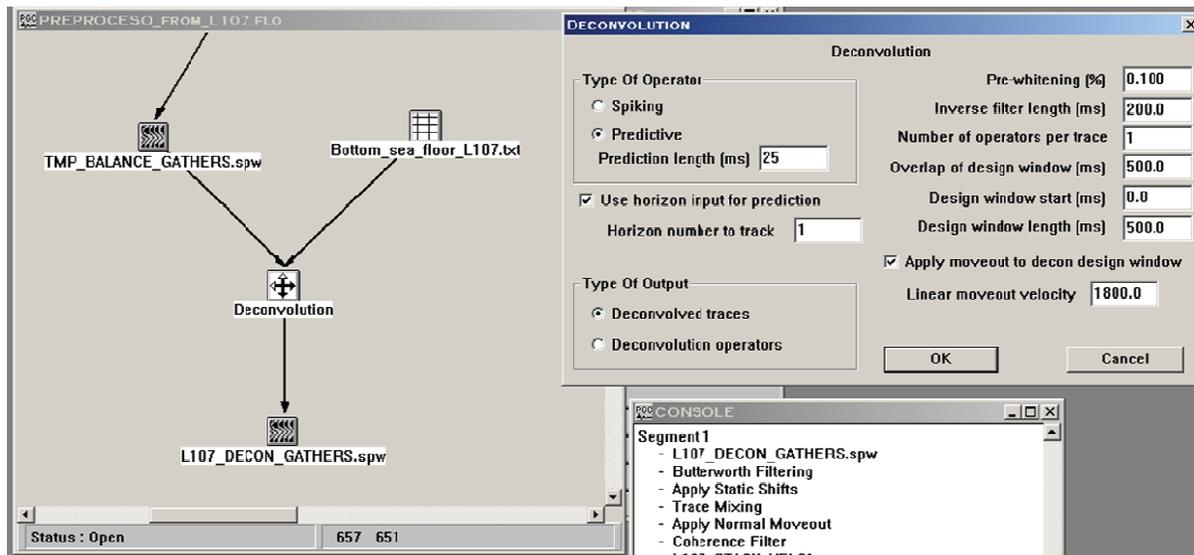


Figura 62. Ventana de proceso para la deconvolución aplicada a los datos sísmicos de la campaña FAMEX. La distancia de predicción utilizada es la obtenida de la autocorrelación de un registro sísmico.

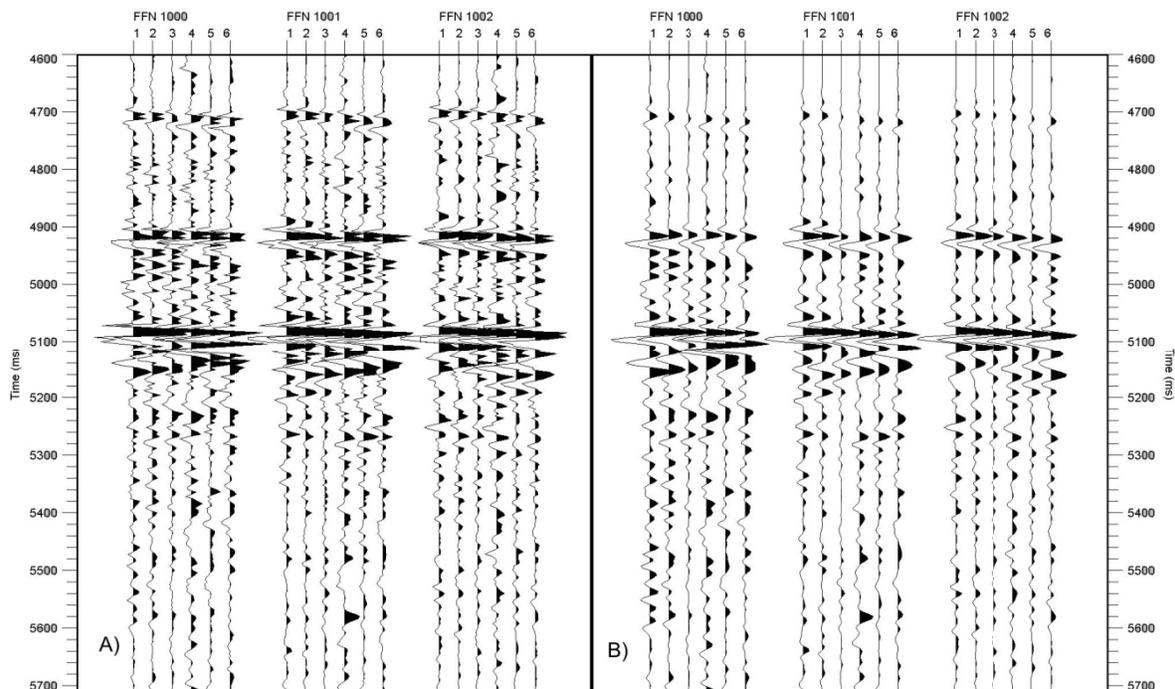


Figura 63. Comparación de registros con deconvolución. A la izquierda (A) registros de la línea FA-23 sin deconvolución, a la derecha (B) los registros del panel A con deconvolución aplicada, la diferencia clara es en la resolución y atenuación de efectos de reverberación y ruido.

A.2. PROCESAMIENTO EN EL DOMINIO DEL CDP (POS PROCESO)

En ésta etapa todos los procesos subsecuentes se llevan a cabo en el dominio espacial del CMP, esto es, la información sísmica en el dominio espacial del tiro (*shot*) se reordena y reagrupa las trazas sísmicas en torno a sus puntos de reflejo común en el subsuelo (CMP).

A.2.1. ANÁLISIS DE VELOCIDAD (NMO)

Para una capa horizontal de velocidad constante la trayectoria en tiempo es una curva (hipérbola) que está en función de la distancia fuente-receptor (offset). La diferencia que se presenta entre el tiempo de viaje a una distancia x y el tiempo de viaje a una distancia $x = 0$ es llamado NMO (Ecuación 23). La velocidad requerida para corregir por NMO, es llamada precisamente velocidad NMO. La velocidad del primer reflector horizontal es igual a la velocidad del medio por encima del reflector. La velocidad NMO de un reflector con echado, es igual a la velocidad del medio dividida por el coseno del ángulo del echado [Yilmaz, 1987; Telford, 1990].

$$t_x^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 23)}$$

Donde x es la distancia (*offset*) entre la fuente y el receptor, v es la velocidad del medio por encima de la interfase reflectante, y t_0 es el tiempo doble de viaje MD (Figura 64).

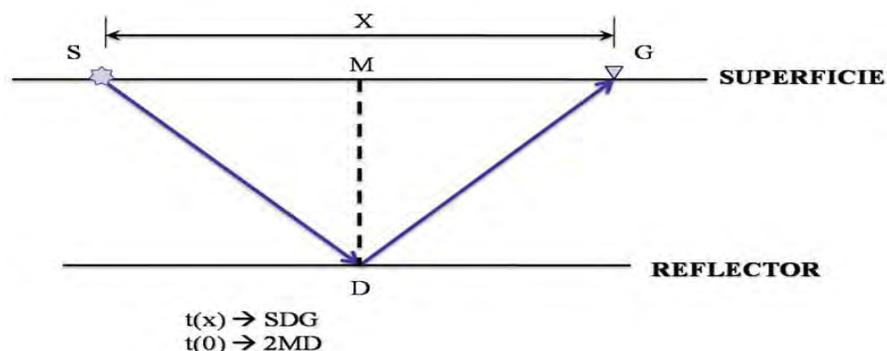


Figura 64. Representación geométrica de los elementos para la corrección NMO para un reflector horizontal. Modificada de Yilmaz, [1987].

Existe una diferencia entre las velocidades de NMO y apilamiento. La velocidad NMO está basada en tiempos de viaje de dispersión hiperbólica cortos, en tanto que la velocidad de apilamiento se basa en la hipérbola que ajusta mejor en los datos considerando una longitud de dispersión completa. Sin embargo en la práctica, ambas velocidades son generalmente consideradas como equivalentes [Yilmaz, 1987; Telford, 1990]. Una vez que la velocidad NMO ha sido estimada, los tiempos de viaje pueden ser corregidos para remover la influencia del offset (Figura 65). Las trazas corregidas por NMO, son sumadas para obtener una traza apilada en una ubicación del CMP particular.

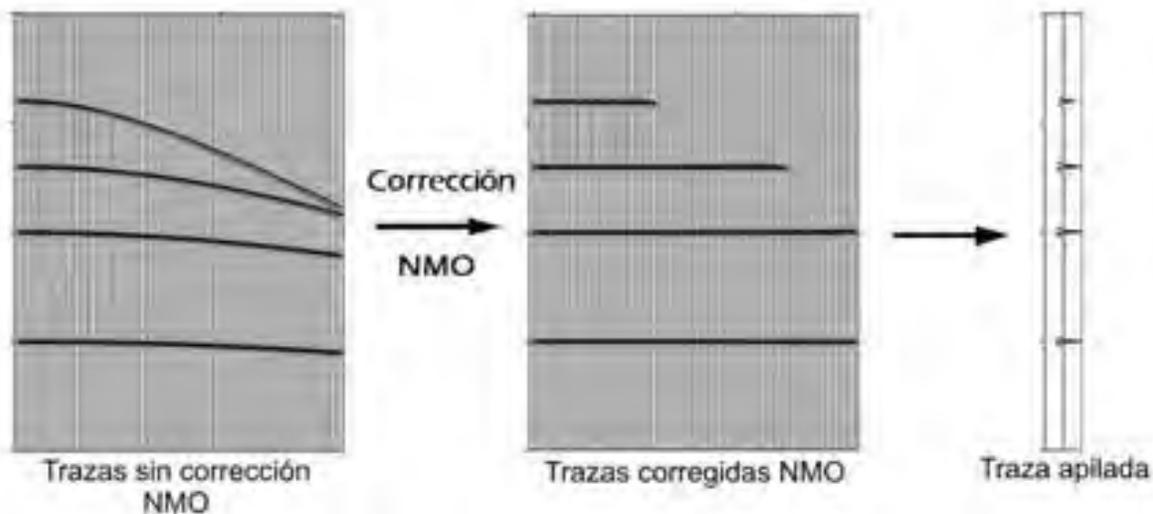


Figura 65. Representación gráfica para la corrección NMO. A la izquierda, CMP's sin corrección NMO, al centro, el efecto de corrección NMO en las trazas y a la derecha la traza apilada resultante después de la corrección NMO. Fuente: Jan van der Kruk, 2004; pagina web: http://www.aug.geophys.ethz.ch/teach/seismik1/14_velocity_files/v3_document.htm.

Teóricamente, el efecto de corrección NMO se aprecia mejor en datos donde la cobertura (*fold*) es extensamente mayor, (superior a 1000 *m* entre la distancia fuente receptor), por ejemplo en la Figura 66. Este efecto es difícil de observar en datos reales cuando influyen factores como la distancia fuente receptor corta (*offset*), cobertura (*fold*), relación señal a ruido, entre otros; lo cual definirá finalmente la calidad de la información sísmica.

La corrección por NMO es la base para determinar velocidades de datos sísmicos. El método utilizado para determinar la función de velocidad en los

datos sísmicos FAMEX fue mediante semblanza. La cual se estima de manera interactiva en el módulo *seisviewer* del SPW (Figura 67). Ésta etapa de procesamiento permite observar la presencia de anomalías de velocidad.

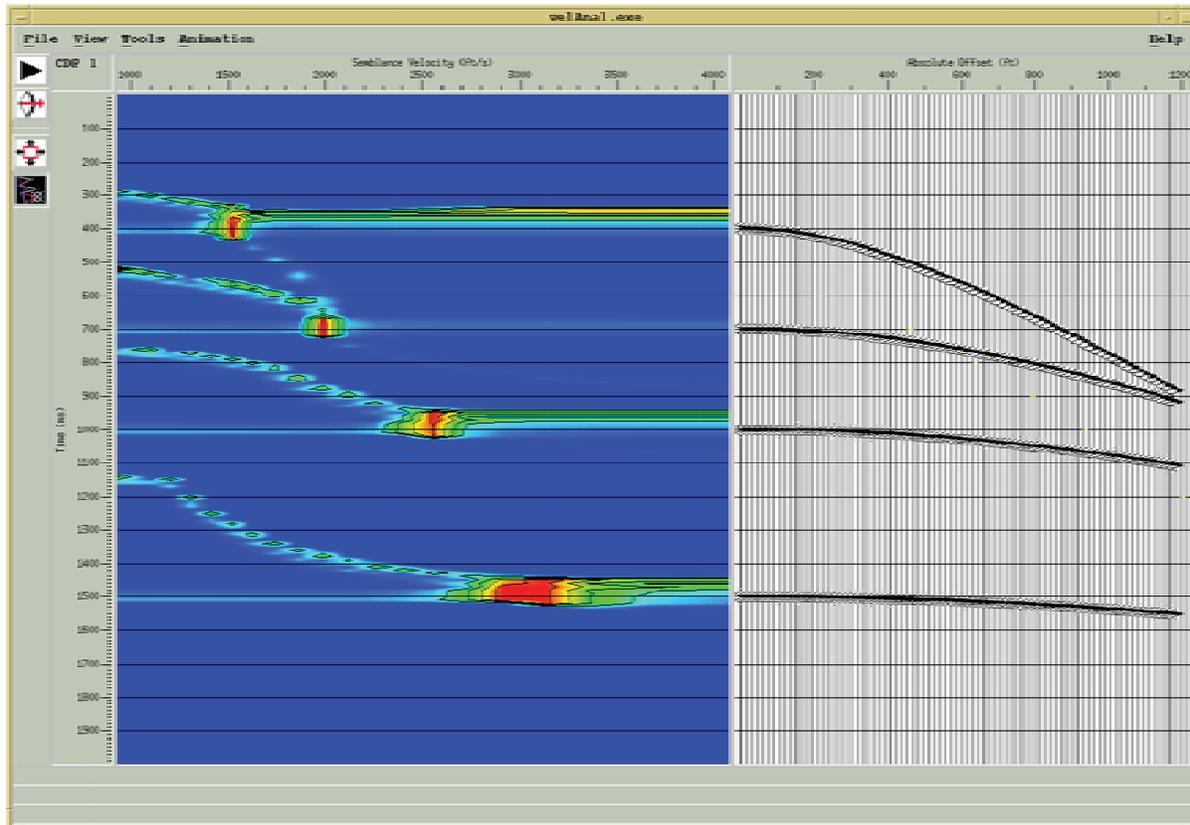


Figura 66. Panel de semblanza para la corrección por NMO interactiva. La identificación de la función de velocidad es clara, esto se debe a que la relación señal a ruido es buena (datos sintéticos) en consecuencia, las dificultades son mínimas para identificar la velocidad de corrección NMO. Fuente: Jan van der Kruk, 2004; pagina web: http://www.aug.geophys.ethz.ch/teach/seismik1/14_velocity_files/v3_document.htm.

Una anomalía de velocidad es un cambio en el comportamiento de las tendencias de la velocidad, este puede ser abrupto o imprevisto, generalmente la velocidad incrementa en forma proporcional a la presión de confinamiento, por lo que la tendencia de la velocidad es creciente [Yilmaz, 1987; Sherif and Geldart, 1991]. Una característica en los datos sísmicos común debido a cambios imprevistos en la velocidad, ya sea lateralmente o verticalmente. Un ejemplo de estos son las anomalías identificadas como *pull-up* u *push-down*, ambas ocasionadas por un contraste de velocidades en las unidades litológicas en contacto, [Ireson and Oristaglio, 2008], *Glossary Oilfield SLB*.

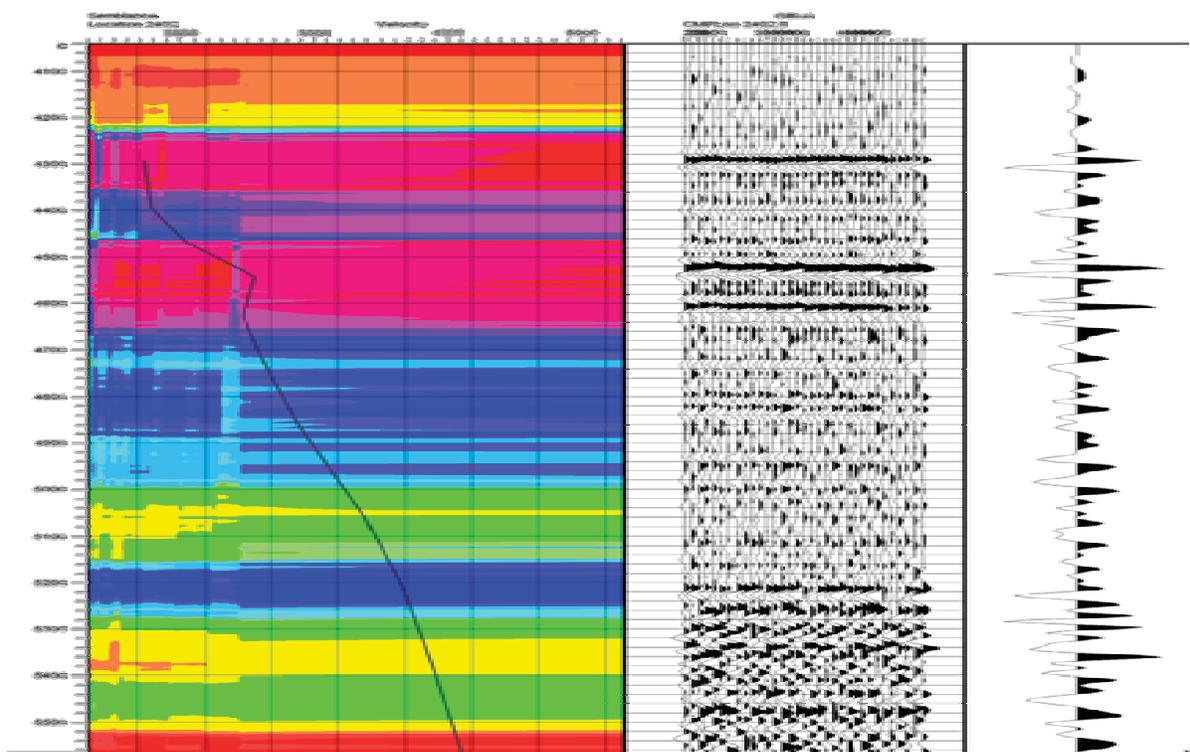


Figura 67. Ventana de semblanza para corrección interactiva de NMO en SPW. La definición de la función de velocidad se dificulta debido a la calidad de los datos, la relación señal-ruido es pobre.

Una forma de llevar a un control de calidad del modelado de velocidades es revisar la configuración de todas las funciones de velocidad, en lo que se conoce como campo de velocidad. En ésta presentación (Figura 68), el campo deberá conservar características congruentes con la información sísmica apilada.

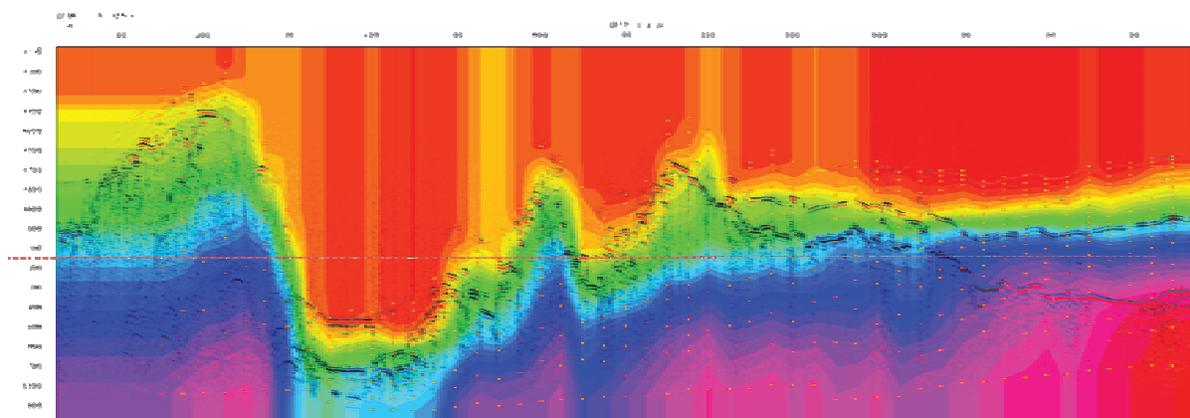


Figura 68. Conformación del campo de velocidades de la línea sísmica FA-23. Se traslapa la sección apilada en el campo de velocidades para identificar incongruencias y anomalías (Anexo D1).

A.2.2. APILAMIENTO

Comúnmente ésta etapa de proceso se aplica en una secuencia que incluye una corrección de tipo estática. Para los datos de la campaña FAMEX es una corrección pequeña, por lo cual es denominada residual (Figura 69). Ésta corrección se aplica debido a que en ocasiones los tiempos de reflexión son afectados por irregularidades cercanas a la superficie. Posterior a este proceso se aplica la corrección por NMO, utilizando el campo de velocidades modelado previamente en el panel de semblanza, después de esto, los datos están listos para ser apilados, con lo cual se forma la sección sísmica completa (Figura 70).

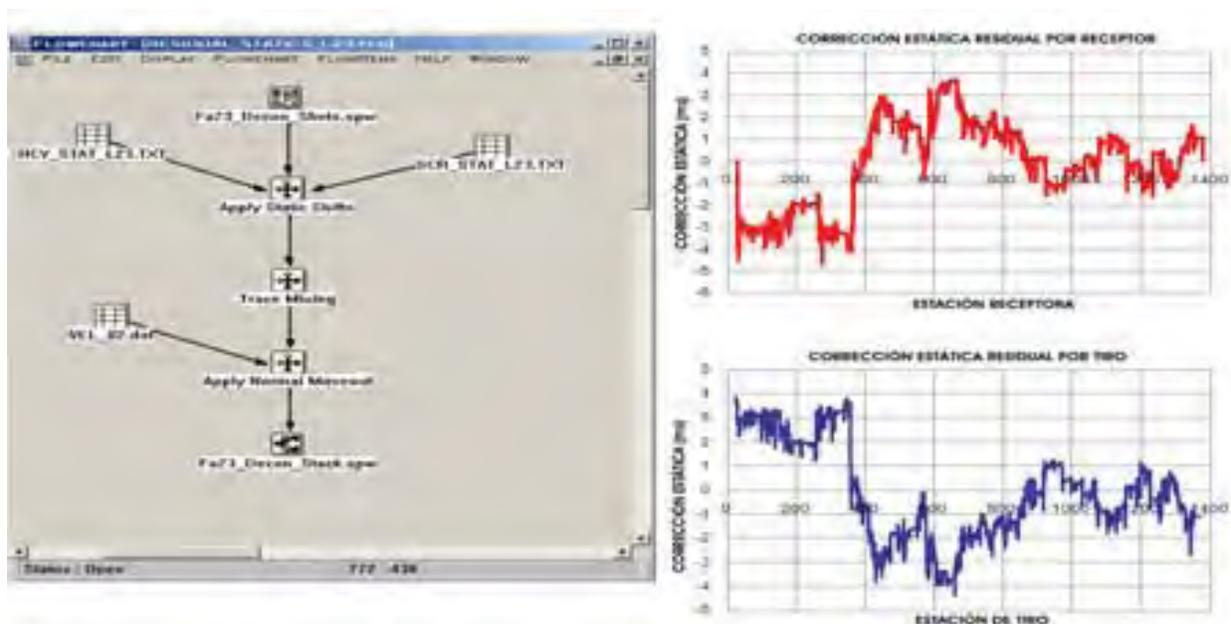


Figura 69. Ventana de trabajo para el apilamiento en SPW. Los datos ordenados por CMP son ingresados, luego se aplica una corrección por estáticas residuales, después la corrección por NMO y finalmente se apilan los CMP generando la sección sísmica. A la derecha, los tiempos de corrección para estáticas residuales; por estación receptora y por estación de tiro. La magnitud de corrección es menor a 8 ms.

El apilamiento es la suma de las trazas contenidas en cada CMP (Figura 70), este podría considerarse como el producto final en la secuencia de procesamiento. Una vez sumadas las trazas, se presentan de manera subsecuente en una sección sísmica final (Figura 71).

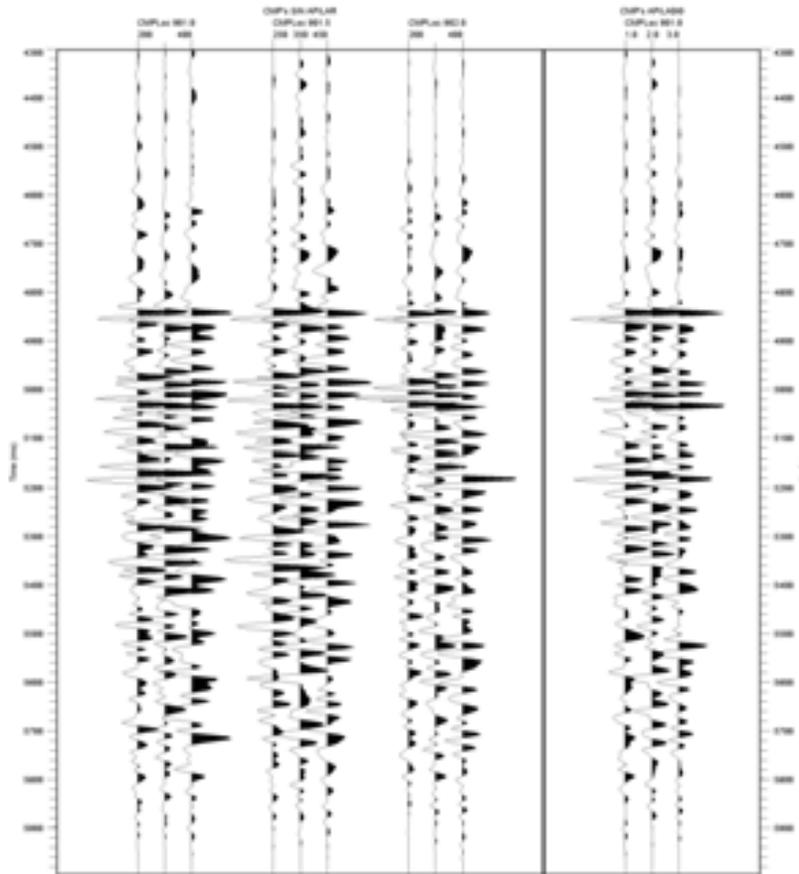


Figura 70. Apilamiento de CMP's de la línea FA-23. A la izquierda CMP's sin apilar, a la derecha las trazas apiladas.

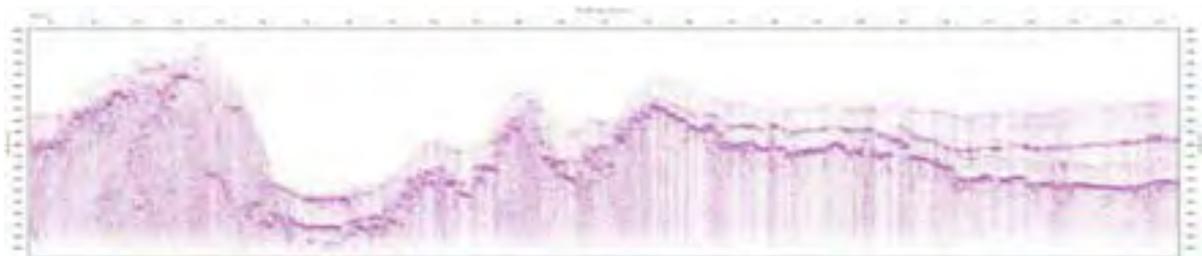


Figura 71. Sección apilada final FA-23. Ésta sección consta de 2696 CMP's y tiene una longitud de 67.4 km (Anexo D4).

ANEXO B. EXPLORACIÓN DE HIDRATOS EN MÉXICO

B.1. HIDRATOS DE METANO EN MÉXICO

Las plataformas continentales de los litorales mexicanos presentan un número considerable de recursos naturales, tanto renovables como no renovables (bióticos y abióticos). En la planeación para la exploración y explotación de estos recursos, es necesario determinar indicadores útiles para su correcta evaluación, tales como aspectos topográficos, corrientes que las afectan, estructuras sedimentarias importantes, además de; por supuesto; naturaleza, composición y distribución de los sedimentos. Estimaciones globales [Emery, 1970] determinan que el área aproximada que ocupan las plataformas continentales a nivel mundial se aproxima a los 27 millones de Km^2 . Para el estudio e investigación de taludes y estructuras geológicas en el fondo oceánico, deberemos disponer de datos y estudios integrados por la geociencia.

La creciente necesidad de abastecimiento de energéticos a nivel mundial está marcando la pauta en la investigación de nuevas formas de energía o energías alternas, cuyo objetivo específicamente en el presente trabajo es: el gas natural atrapado en sedimentos del fondo marino en forma de hidrato, que también puede presentarse en regiones árticas. En México, la exploración de este recurso con miras a utilizarse como fuente de energía, aun esta es sus inicios. Existen reportes en los que se menciona la presencia de hidratos de metano, particularmente Kvenvolden and Lorenson [2001], *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, (Leg-64 Mazatlán, VOLUME LXIV, PART 1, México, to Long Beach, California December, 1978-January, 1979), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (VOLUME LXVI, covering Leg-66 of the cruises of the Drilling Vessel Glomar Challenger Mazatlán, México to Manzanillo, México March-May, 1979)*, la cual publica un informe mundial de las zonas en las que se han encontrado evidencias de la presencia de este recurso (Figura 72), particularmente podemos observar que en litorales mexicanos se reportan

zonas en las que se han inferido hidratos de metano, en el Pacífico Mexicano y en el Golfo de México.

Gran parte de las exploraciones marinas realizadas en litorales mexicanos, han sido llevadas a cabo por instituciones extranjeras, particularmente de Estados Unidos, cuyo programa de exploración marina y particularmente en el ámbito de hidratos de metano, es de los más avanzados del mundo (*AN INTERAGENCY FIVE-YEAR PLAN FOR METHANE HYDRATE RESEARCH AND DEVELOPMENT FY2007-FY2011, Prepared By: The Technical Coordination Team of the National Methane Hydrate R&D Program, April 2007, Interagency Coordination on Methane Hydrates R&D, "National Energy Technology Laboratory, NETL, U.S. Department of Energy, U.S. DOE", 2002*). Parte de éstas campañas han permitido conocer con mayor detalle el fondo marino en nuestros litorales y la consecuente inferencia, ubicación e identificación de los hidratos de metano, tanto en el Golfo de México, como en el Pacífico, particularmente en el Golfo de California y en las costas de Manzanillo.

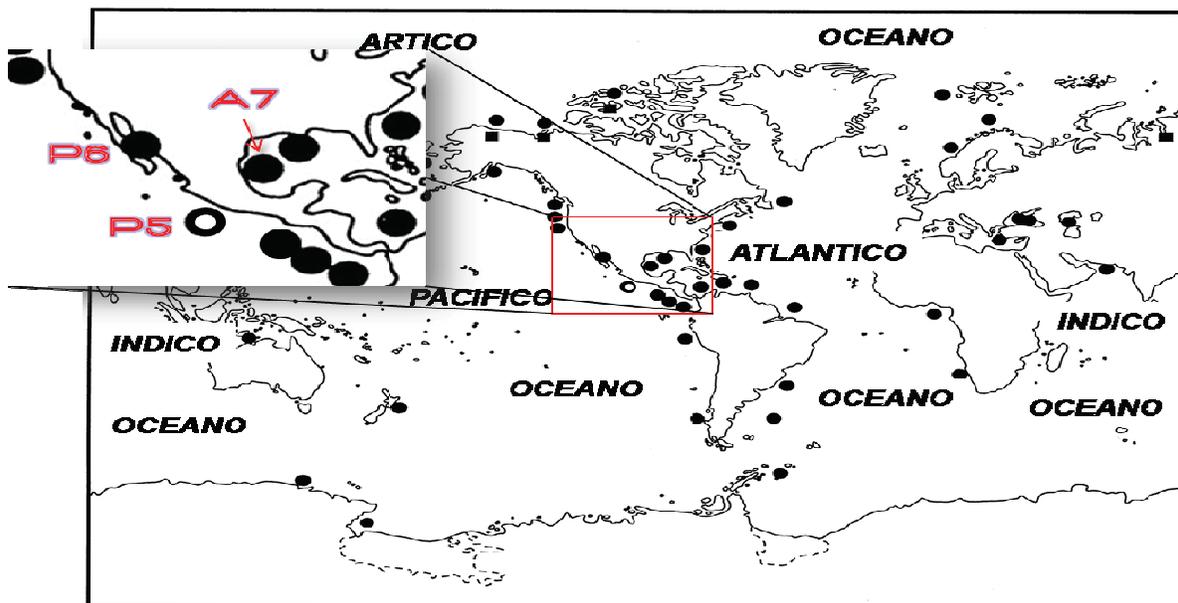


Figura 72. Distribución mundial de los sitios donde se ha reportado o recuperado muestras de hidratos de metano. En el recuadro, se observan los sitios identificados en litorales mexicanos, tanto en el Golfo de México (A7), como en el Pacífico (P5 y P6), Modificada de Kvenvolden, [1999], *Copyright by the National Academy of Sciences*.

De las exploraciones realizadas en el Pacífico Mexicano por la *Deep Sea Drilling Project*, identificadas como *Leg-64* y *Leg-66*, en ambas se identificó la presencia de hidratos de metano. La campaña denominada *Leg-64*, asociada a la zona P6 ubicada en el Golfo de California (Figura 72), en cuya exploración se logro identificar la presencia de hidratos por medio de BSR, proveniente de datos sísmicos de reflexión (*American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69, 1160-1180, Lonsdale P., 1985). Por su parte, la campaña denominada *Leg-66* que refiere la zona P5 (Figura 72), realizada en las costas de Jalisco, Guerrero y Oaxaca, no sólo se identificaron hidratos por medio de BSR, sino también se obtuvieron muestras [Shipley *et al.* 1979; Shipley and DIdyk, 1982].

B.2. EXPLORACIONES EN EL GOLFO DE MÉXICO

Las exploraciones que han contribuido en la investigación y posteriores reportes de la presencia de hidratos de metano en litorales mexicanos, dan inicio en los años 50`s; específicamente desde 1953 el Golfo de México ha sido objeto de diversos estudios llevados a cabo por la ODP (*Ocean Drilling Project*) de los Estados Unidos de Norteamérica, en cuyas exploraciones se logró la adquisición de información sísmica, recuperación de muestras del fondo marino, superficial y de regiones someras, recuperación de núcleos y la posterior identificación de la geomorfología del fondo (Figuras 73-79). Para 1971, los trabajos realizados permitieron la toma de información en las costas de Veracruz y Tamaulipas, en las cuales se ubicaron zonas con la presencia de hidratos. El objetivo principal de la campaña oceanográfica más reciente, llevada a cabo en 2002, fue con fines tectónicos y de ubicación y estudio de hidratos de metano. La Tabla 10 resume los proyectos llevados a cabo en el Golfo de México, con actividad y datos registrados, desde 1969 a la fecha.

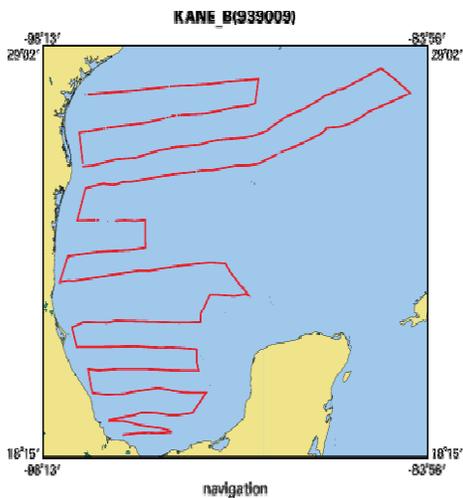


Figura 73. Proyecto K-1-69-GM, en el Golfo de México.

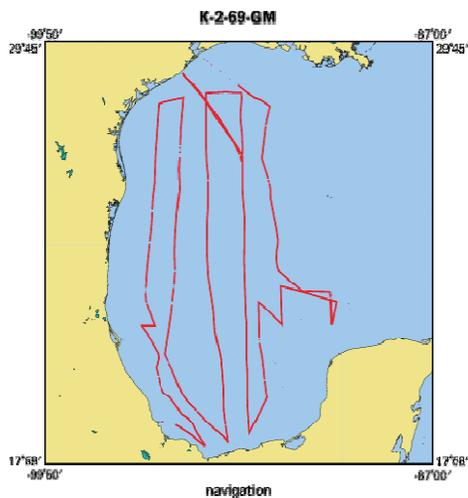


Figura 74. Proyecto K-2-69-GM, en el Golfo de México.

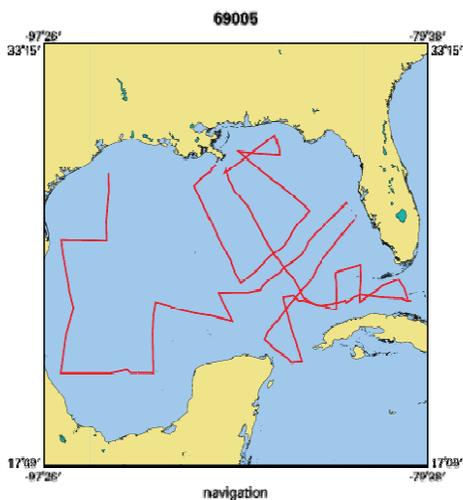


Figura 75. Proyecto K-3-69-GM, en el Golfo de México.

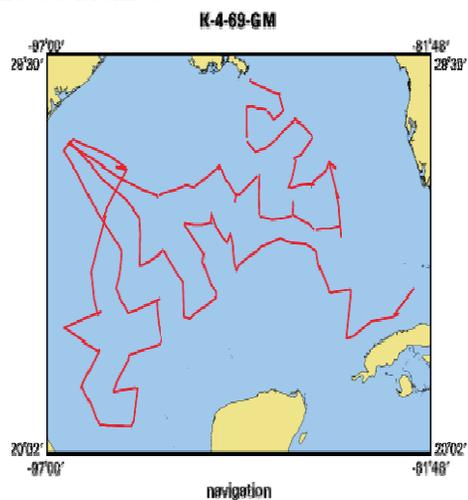


Figura 76. Proyecto K-4-69-GM, en el Golfo de México.

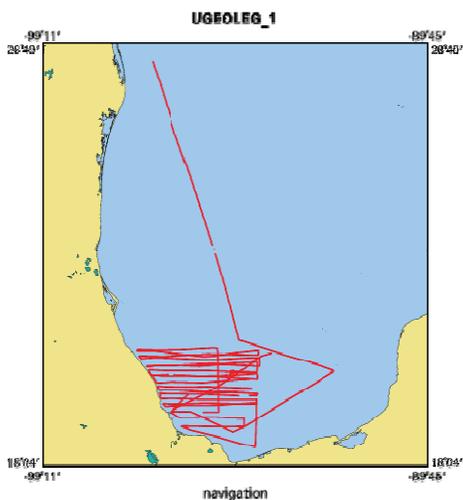


Figura 77. Proyecto U-1-71-GM, en la Bahía de Campeche, Golfo de México.

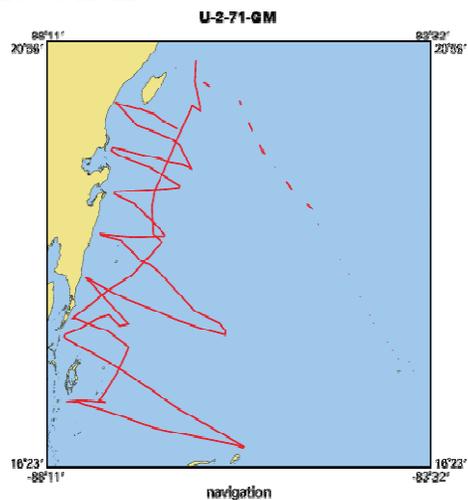


Figura 78. Proyecto U-2-71-GM, en el Margen Oriental de la Península de Yucatán.

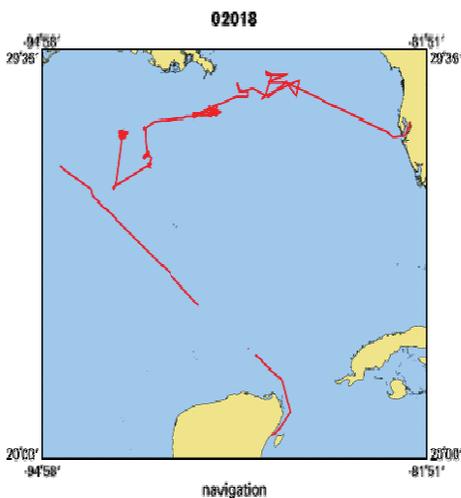


Figura 79. Proyecto D-1-02-GM, en el Golfo de México.

Fuente de las Figuras 73-79: <http://walrus.wr.usgs.gov>

B.3. EXPLORACIONES EN EL PACIFICO MEXICANO

Las exploraciones en el Pacífico mexicano dieron inicios en el año 1965, fue cuando se llevó a cabo el primer viaje para la toma de información, cuyo principal objetivo fue el Golfo de California, con lo que posteriormente se logró determinar la presencia de hidratos de metano. A continuación se llevó a cabo la campaña oceanográfica denominada “*LEG-64*” por la ODP (*Ocean Drilling Project*), frente a las costas de Jalisco, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas, de cuya exploración se lograron rescatar núcleos con muestras de hidratos de metano incluidas (Figuras 80-91, Fuente: <http://walrus.wr.usgs.gov>), en la Tabla 11 se resumen las campañas oceanográficas realizadas en las costas del Pacífico Mexicano.

AÑO	CODIGO DEL PROYECTO	INSTITUCIÓN	PROYECTO	PROPOSITO DEL PROYECTO
1969 (4-26 de Febrero)	KANE B(939009), K-1-69-GM, 69003, LEG_B. (Figura 73).	United States Navy United States Geological Survey, Menlo Park, California	Estructuras geológicas un la cuenca del Golfo de México	Estudios de la geofísica de los sedimentos del fondo marino e hidrografía del Golfo de México.
1969 (4—24 de Marzo)	K-2-69-GM, LEG_C. (Figura 74).	United States Geological Survey (USGS), Coastal and Marine Geology (CMG)	Geología y Geofísica Marina del Golfo de México: K-2-69-GM (batimetría)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.
1969 (29 de Marzo al 22 de Abril)	69005, K-3-69-GM, 69003LEG D. (Figura 75).	United States Geological Survey, Woods Hole, Massachusetts	Geología y Geofísica Marina del Golfo de México: 69005 (K-3-69-GM) (batimetría)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.
1969 (23 de Septiembre al 15 de Noviembre)	K-4-69-GM. (Figura 76).	United States Geological Survey (USGS), Coastal and Marine Geology (CMG)	Geología y Geofísica Marina del Golfo de México: K-4-69-GM (batimetría)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.
1971 (27 de Mayo al 21 de Junio)	UGEOLEG 1, U-1-71-GM, 71001, UGEOLEG_1. (Figura 77).	United States Geological Survey, Corpus Christi, Texas United States Geological Survey, Menlo Park, California	Década Internacional de la Exploración Oceánica (International Decade of Ocean Exploration, IDOE)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.
Continúa Tabla 11 ...				

1971 (23 de Junio al 8 de Julio)	U-2-71-GM, 71002, UGEOLEG_2. (Figura 78).	United States Geological Survey, Corpus Christi, Texas	Década Internacional de la Exploración Oceánica (International Decade of Ocean Exploration, IDOE)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.
2002 (1 al 18 de Julio)	02018, D-1-02-GM. (Figura 79).	United States Geological Survey, Woods Hole, Massachusetts United States Geological Survey, Menlo Park, California The International Marine Past Global Change Study (Images) Monterey Bay Aquarium Research Institute	Proyecto de exploración tectónica e hidratos de gas.	Adquisición de núcleos por pistón (superior a los 50 m de largo), para determinar la distribución lateral de hidratos de gas en sedimentos con indicadores ambiguos de hidratos a profundidades en acumulaciones cercanas conocidas. Las imágenes adquiridas permitirán entender los mecanismos y consecuencias de los mecanismos y consecuencias de cambios climáticos.

Tabla 11. Resumen de las campañas oceanográficas efectuadas en el Golfo de México a partir de 1969, la más reciente llevada a cabo en 2002, por medio de éstas, hemos podido conocer con mejor detalle las características del fondo oceánico en esa zona, además de permitir la inferencia de los hidratos de metano.

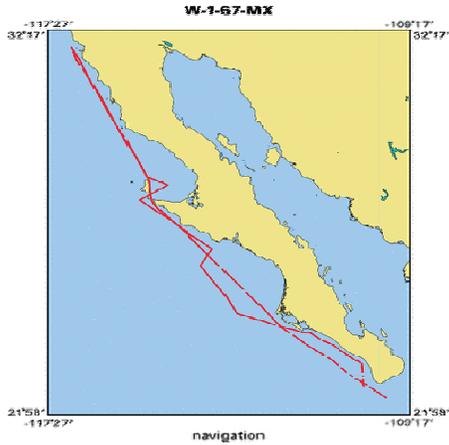


Figura 80. Campaña oceanográfica W-1-67-MX llevada a cabo con fines de exploración geofísica en 1967.

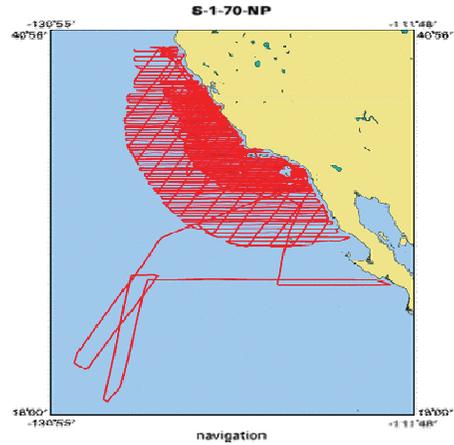


Figura 81. Campaña oceanográfica S-1-70-NP, realizada en 1970, incluyó parte de las costas de litoral del Golfo de la Península de Baja California.

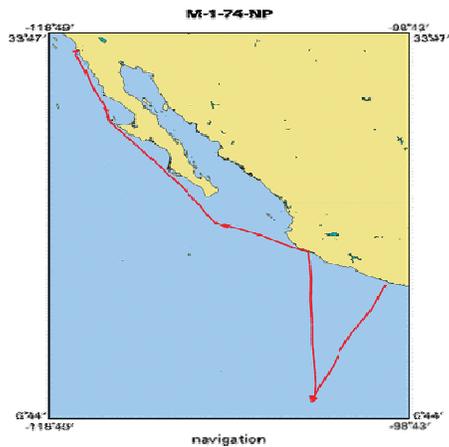


Figura 82. Campaña oceanográfica con actividad Geofísica, M-1-74-NP, realizada en las costas del litoral del Pacifico Mexicano.

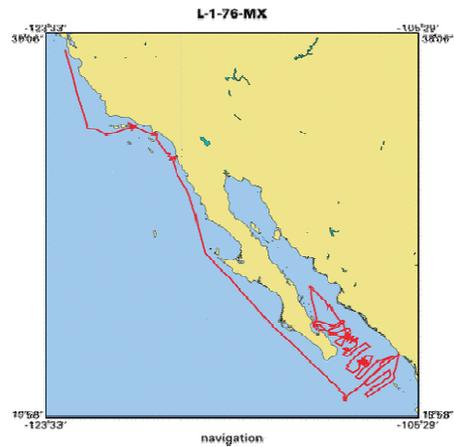


Figura 83. Campaña oceanográfica L-1-76-MX, con actividad Geofísica y Geológica en las costas de la Península de Baja California

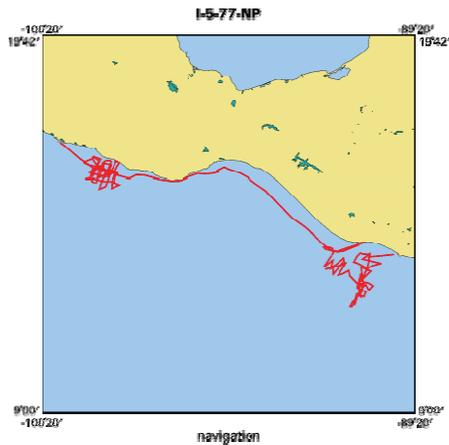


Figura 84. Campaña oceanográfica con actividad Geofísica, I-5-77-NP, realizada en parte de las costas del Pacifico Mexicano

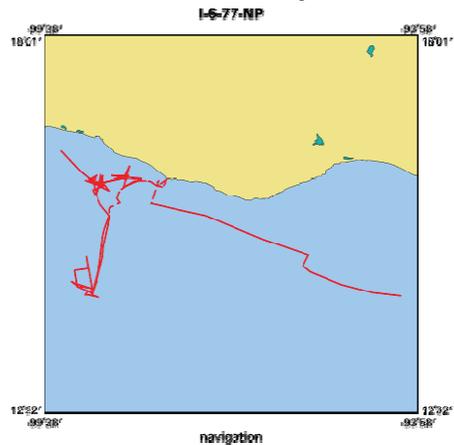


Figura 85. Campaña Oceanográfica que llevó a cabo actividades Geofísicas, I-6-77-NP, en las costas del Pacifico Mexicano.

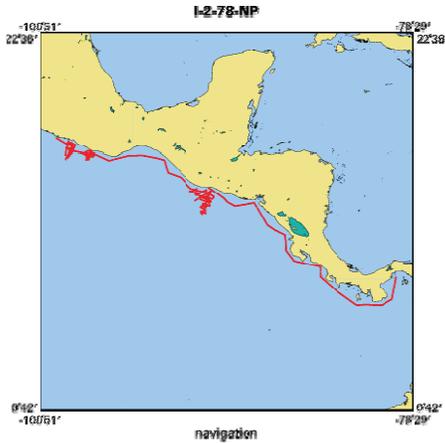


Figura 86. Campaña oceanográfica I-2-78-NP, llevada a cabo en parte de las costas del Pacifico Mexicano, con actividad Geofísica.

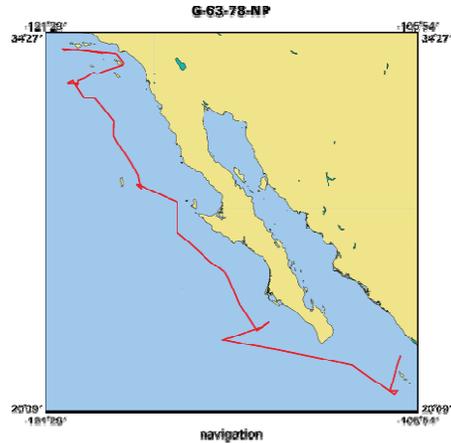


Figura 87. Campaña oceanográfica G-63-78-NP realizada por la DSDP, en costas de la Península de Baja California, 1978, con actividad de exploración Geofísica principalmente.

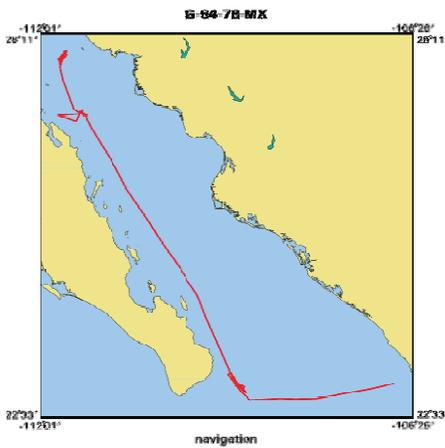


Figura 88. Campaña G-64-78-MX, llevada a cabo por la DSDP en 1978, en el Golfo de California. El tipo de exploración fue de tipo Geofísica.

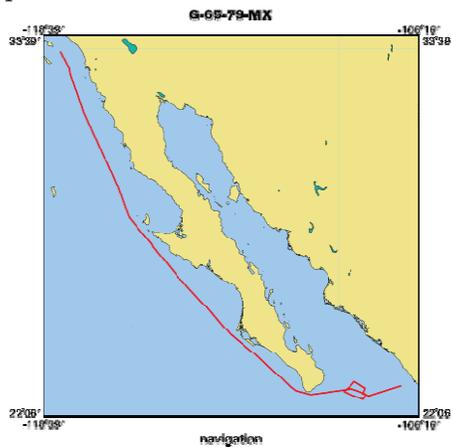


Figura 89. Campaña G-65-79-MX, llevada a cabo por DSDP en 1979, con actividad Geofísica, en las costas occidentales de la Península de Baja California.

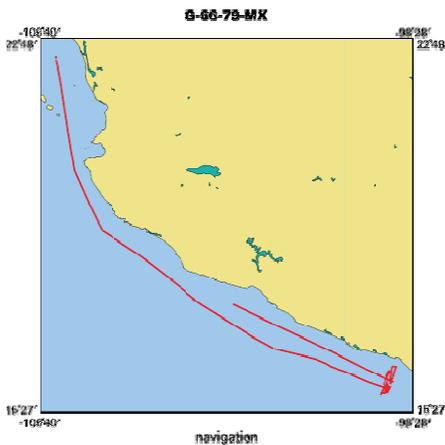


Figura 90. Campaña G-66-79-MX, 1979, realizada por DSDP, en costas del Pacifico Mexicano (Jalisco, Michoacán y Guerrero).

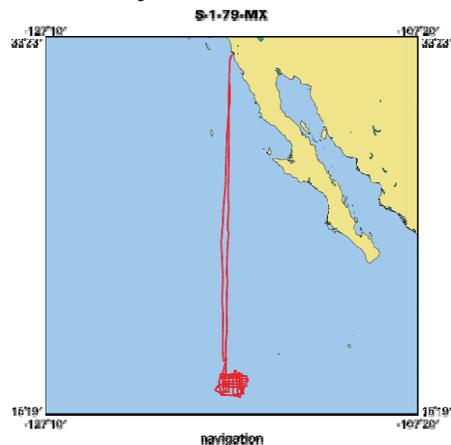


Figura 91. Campaña S-1-79-MX realizada en 1979, con actividad Geofísica principalmente.

AÑO	CÓDIGO DEL PROYECTO	INSTITUCIÓN	PROYECTO	PROPÓSITO DEL PROYECTO
1967 (7 de Noviembre al 12 de Diciembre)	W-1-67-MX, TOWM-1WT, Towmas_Leg_1. (Figura 80).	Scripps Institution of Oceanography	Geología y Geofísica marina: W-1-67-MX (magnéticos)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.
1970 (18 de Marzo al 15 de Septiembre)	S-1-70-NP (Figura 81).	Sin datos	Geología y Geofísica Marina de campo de la zona del Océano Pacífico Norte S-1-70-NP (batimetría, gravimetría, magnéticos)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.
1974 (26 de Agosto al 20 de Septiembre)	M-1-74-NP, CCTWO1MV, COCOTOW_1A, (Figura 82).	United States Geological Survey (USGS), Coastal and Marine Geology (CMG)	Sistema Hidrotérmico de los montes submarinos del este del Pacífico	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.
1976 (6 de Enero al 17 de Febrero)	L-1-76-MX, LEE176MX, (Figura 83)	Sin datos	Geología y Geofísica marina de México a partir de datos de campo de: L-1-76-MX (batimetría, magnetometría, muestras y sísmica)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.
1977 (26 de Mayo al 16 de Junio)	I-5-77-NP, IG-24-5, (Figura 84)	Sin datos	Geología y Geofísica marina del Pacífico Norte, México a partir de datos de campo: I-5-77-NP (batimetría, magnéticos)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.
Continúa Tabla 12 ...				

1977 (19 al 27 de Junio)	I-6-77-NP, (Figura 85)	Sin Datos	Geología y Geofísica marina del Pacífico Norte, México a partir de datos de campo: I-6-77-NP (batimetría, magnéticos)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.
1978 (10 al 29 de Junio)	I-2-78-NP, (Figura 86)	Sin datos	Geología y Geofísica marina del Pacífico Norte, México a partir de datos de campo: I-2-78-NP (batimetría, magnéticos)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.
1978 (9 de octubre al 27 de noviembre)	G-63-78-NP, DSDP63GC. (Figura 87).	Deep Sea Drilling Project	Geología y Geofísica marina del Pacífico Norte, México a partir de datos de campo: G-63-78-NP (batimetría, magnéticos)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.
Diciembre 01 de 1978 al 14 de Enero de 1979	G-64-78-MX, DSDP64GC. (Figura 88).	Deep Sea Drilling Project	Geología y Geofísica marina del Pacífico Norte, México a partir de datos de campo: G-64-78-MX (batimetría, magnéticos)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.
1979 (20 de Enero al 13 de Marzo)	G-65-79-MX, DSDP65GC, (Figura 89)	Deep Sea Drilling Project	Geología y Geofísica marina del Pacífico Norte, México a partir de datos de campo: G-65-79-MX (batimetría, magnéticos)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.

Continúa Tabla 12 ...

1979 (18 de Marzo al 3 de Mayo)	G-66-79-MX, DSDP66GC, (Figura 90)	Deep Sea Drilling Project	Geología y Geofísica marina del Pacífico Norte, México a partir de datos de campo: G-66-79-MX (batimetría, magnéticos)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.
1979 (10 de Marzo al 3 de Abril)	S-1-79-MX (Figura 91)	Sin datos	Geología y Geofísica marina del Pacífico Norte, México a partir de datos de campo: S-1-79-MX (batimetría, gravimetría, magnéticos, toma de muestras, sísmicos)	Datos e información destinados a la investigación científica, instituciones académicas y público en general.

Tabla 12. Resumen de las campañas oceanográficas realizadas en las costas del Pacífico Mexicano, desde 1967 a 1979. Se realizó: obtención de datos batimétricos, magnéticos, gravimétricos, obtención de muestras y sísmica marina.

Cada vez habrá mayor interés en los hidratos de metano en todo el mundo, con motivaciones diferentes respecto de cada país y su autosuficiencia energética (Japón, por ejemplo, es uno de los países más interesados en este rubro); sin embargo, aún serán necesarios 20 o 30 años de investigación y exploración antes de que veamos una producción significativa de hidratos de metano que desplace a otros recursos energéticos. Los hidratos de metano están localizados en el ártico y en aguas profundas, áreas que son muy difíciles de explotar, y esto implica serias restricciones tecnológicas y económicas [Max *et al.*, 2006], (Fuente: Inves.com.mx, Periodismo de Ciencia y Tecnología. Julio, 2001).

La mejor estrategia para México es formar un consorcio entre el gobierno, la empresa privada y la academia para poder participar en la investigación y producción de hidratos de metano. No hay duda de que México cuenta con los recursos: lo primero sería calcular de que tamaño son las reservas nacionales de hidratos de metano, de que tipo son (biogénicos o termogénicos) y donde están ubicadas. Todo esto en el marco de un esfuerzo innovador y abierto que pueda crear nuevas perspectivas de investigación, continuando y mejorando las ya existentes. Sin duda, el punto de partida en la investigación de hidratos de metano es la información disponible de la perforación en el mar, especialmente en aguas profundas (Fuente: Informe de rendición de cuentas de la administración 2000 – 2006, Secretaria de la Función Pública, México. Pg. 102-103).

B.4. EXPLORACION DE LOS HIDRATOS EN MÉXICO

A pesar de que los intentos por incrementar el interés por la investigación y la exploración de este recurso en México con fines energéticos, se ha establecido una primera etapa del inicio de un programa de investigación en este rubro, los esfuerzos aun no son suficientes por parte de PEMEX y la Secretaria de Energía como los principales precursores en la exploración de

este recurso, como lo demuestra el documento con *No. de folio 1857500052307*, *No. De expediente 3406/07*, emitido por el Instituto Federal de Acceso a la Información Pública y en el que se solicita a Pemex, Exploración y Producción: “Copia de los estudios sobre exploración, extracción y propiedades de los hidratos de metano en poder de PEP”. Dicha solicitud se hizo el 30 de Julio de 2007. La fecha de respuesta a dicha solicitud se expidió el 27 de Agosto del mismo año, manifestando lo siguiente:

“Con fundamento en el artículo 46 y 24 de la Ley Federal de Transparencia y Acceso a la información Publica Gubernamental, la información solicitada no existe en los archivos/sistemas de datos personales de ésta dependencia o entidad.

Debido a la prioridad en otras áreas de la exploración petrolera, aun no se ha concretado ningún estudio dedicado a este tipo de recursos, por lo que no se han extraído ni se cuenta con muestras de este tipo de substancias que pudieran ser sujetas de explotación.”

Sin embargo, en el presente documento, se reconoce que la SENER encabeza un esfuerzo en el cual participan especialistas de la UNAM, IMP y PEMEX Exploración y Producción, cuya estrategia es incrementar las habilidades y reducir las brechas de conocimiento y tecnologías con relación a los grupos líderes en el mundo y efectuar la valuación del potencial de hidratos de metano en el Golfo de México, para tal efecto se generó, promovió e implementó el proyecto denominado: *“Los Sistemas de hidratos de metano en la parte mexicana del Golfo de México; origen, distribución y potencial”*, el cual contará con fondos federales para la investigación de desarrollo tecnológico y que actualmente lo desarrolla el IMP (Fuente: Expediente 3406/07, Instituto Federal de Acceso a la Información Pública, Agosto 2007, pg. 2,16-17; Informe de rendición de cuentas de la administración 2000 – 2006, Secretaria de la Función Pública, México. Pg. 102-103).

B.5. INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS EN MÉXICO

Una de las instituciones que ha estado en estrecha relación con la investigación del lecho marino y particularmente interesada en los estudios de los hidratos de metano ha sido la UNAM, particularmente los Institutos de Geofísica y Geología. En Abril del 2002, investigadores del Instituto de Geofísica (Carlos Mortera Gutiérrez y William Lee Bandy), participaron en una campaña oceanográfica en colaboración con instituciones de Francia. Ésta campaña se denominó FAMEX y se llevó a cabo a bordo del buque Oceanográfico “El Àtalante”. El área de exploración fue en las costas occidentales de la Península de Baja California, de cuyos datos adquiridos en la presente campaña se sustenta el presente trabajo de tesis [Avilés, 2005].

De la misma manera, especialistas del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (Dra. Elva Escobar Briones) y de Geofísica (Dr. Carlos Mortera Gutiérrez), fueron participes de las campañas oceanográficas llamada: “*Meteor Cruise Expedition Leg-67/2a*” realizada en Abril de 2006 (Fotografía 1), desde el puerto de Balboa (Panamá) a Tampico (México), en colaboración con especialistas de diferentes instituciones tales como: *Research Center Ocean Margins, University of Bremen, Germany* (RCOM), Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), PEMEX Exploración y Producción Villahermosa, México, *IFM-GEOMAR Universität, Kiel, Germany and University of Georgia, Athens, USA*. Las actividades incluidas en dicha campaña, consistieron en prospección sísmica multicanal, adquisición batimétrica, *sidescan* sonar y toma de muestras de sedimento del fondo marino por medio de nucleadores por gravedad, además de muestreo en la columna de agua de mar. Reportes recientes originados por dicha campaña, afirman que se hallaron volcanes de asfalto con petróleo y emanaciones de hidratos de metano, en zonas donde la presencia de domos salinos es abundante. Por otra parte, también participaron en 2003; a bordo del buque Alemán *RF Sone* y en 2005 a bordo del buque Alemán *RF Meteor*, en los que han realizado estudios sobre la existencia de

hidratos de metano en la provincia salina de los *knolls* de Campeche, en la sonda de Campeche, en el sector sur del Golfo de México, en colaboración con instituciones Alemanas y Americanas (Fuentes: Inves.com.mx, Periodismo de Ciencia y Tecnología, Junio, 2004 y redesgeo.org, Abril, 2007).



Fotografía 1. Participantes de la Campaña Oceanográfica Interdisciplinaria: *Meteor Cruise Expedition Leg-67/2a* realizada en Abril de 2006, en el Golfo de México. Fuente: aportación propia.

ANEXO C. IMPORTANCIA GLOBAL DE LOS HIDRATOS

C.1. CAMBIO CLIMÁTICO GLOBAL

El metano es un gas que causa el llamado efecto de invernadero, con un potencial de calentamiento global 20 veces más grande que el dióxido de carbono. La cantidad de metano estimado, atrapado como hidrato en la geósfera somera, ha sido estimada en aproximadamente $2 \times 10^{16} \text{ m}^3$ (Tabla 2), Esto equivale a unas 3,000 veces la cantidad que se encuentra actualmente en la atmósfera. Posteriormente, una disociación masiva de hidratos de gas natural, podría tener un fuerte impacto ambiental, posiblemente acentuando el calentamiento global [Haq, 2000; Matsumoto, 2001; Haq, 2001].

Durante un calentamiento global, el deshielo de glaciares y capas de hielo causan la elevación del nivel oceánico, ésta elevación afecta de diferentes maneras a sedimentos marinos y a regiones árticas. En el ambiente oceánico, el nivel del mar podría incrementar la presión hidrostática en los sedimentos, en consecuencia alteraría la superficie de estabilización de los hidratos. Por otra parte, la elevación del nivel del mar, causaría una trasgresión de las aguas oceánicas, sobre las regiones árticas, consecuentemente, el hidrato existente en éstas regiones estaría expuesto a una desestabilización que provocaría la liberación de metano a la atmósfera (Figura 92).

C.2. RIESGOS POR DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS

Se considera hipotéticamente que la disociación de los hidratos de metano, es un factor de debilitamiento en los sedimentos en las pendientes de las márgenes continentales y ello podría explicar algunos de los patrones de inestabilidad observados en sedimentos presentes en ésta zona. El proceso asociado a la conformación y disociación de los hidratos, puede ser la causa de la consolidación de sedimentos, en la cual el hidrato funciona como cementante, a su vez, el debilitamiento de los mismos, se produce cuando el

hidrato se disocia. El debilitamiento ocasionado en los sedimentos conlleva a formar zonas de fracturamiento y planos de falla, las cuales, representan las zonas de mayor debilidad e inestabilidad. Sin embargo, la relación entre las fallas en las pendientes y disociación del hidrato, no ha sido confirmada aun, aunque existe un gran número de observaciones que podrían explicar su asociación [Paull and Ussler, 2000; Dillon, 2000].

En términos generales, los deslizamientos de suelo, se deben principalmente a que la tensión ejercida sobre el sedimento excede la resistencia del mismo. Algunos de los procesos de debilitamiento de los sedimentos, más importantes resultan de cambios en factores externos, los que finalmente provocan el desplazamiento de pendientes. Entre los factores externos que influyen en la ocurrencia de los deslizamientos, están: la sobrecarga de sedimentos en las pendientes por la depositación constante, cambios tectónicos, debilitamiento en planos de erosión preexistentes. Además de otros eventos externos, tales como, sismos funcionan como mecanismos detonantes de los derrumbes submarinos (Figura 93).

Está bien definido que los hidratos de metano se tornan inestables, en el momento en que se disocian en agua y gas. El efecto de transformación de materiales sólidos a un estado acuoso (con posible liberación de gas) disminuye el módulo de cizalla o tangencial de los sedimentos, haciéndolos más propensos a la caída o deslizamiento. Si la saturación de gas se excede, se producirán burbujas de gas como consecuencia de la disociación de los hidratos y su presencia disminuye aun más la resistencia de los sedimentos.

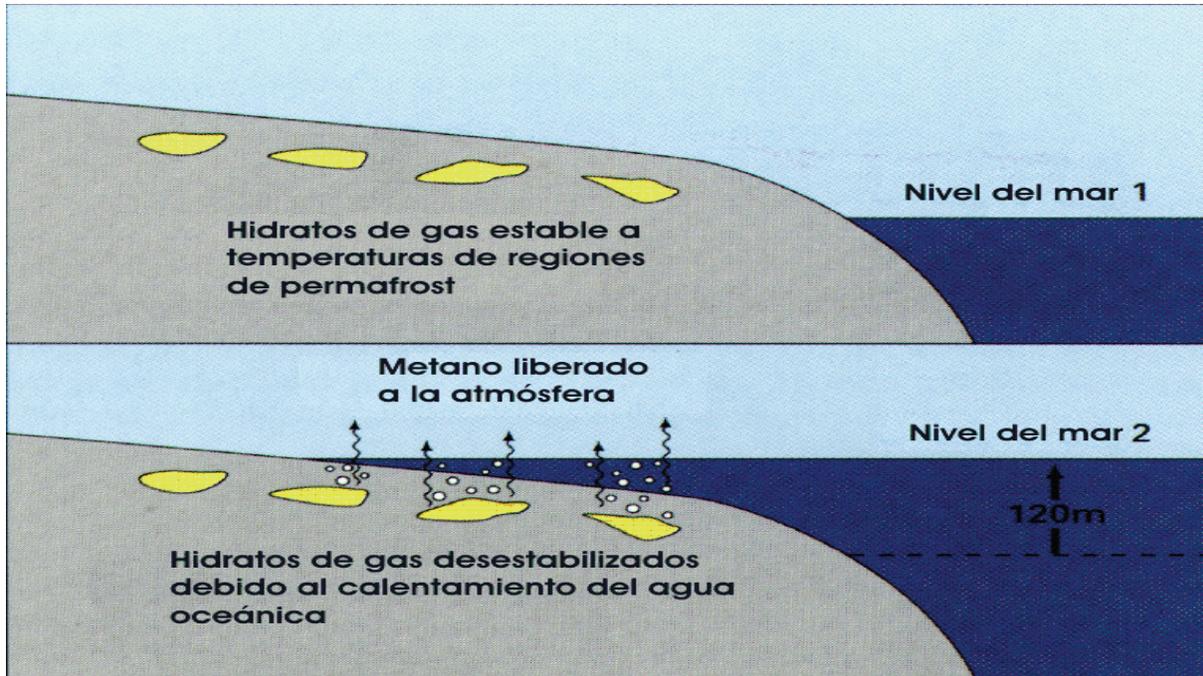


Figura 92. La elevación de los niveles del mar por un calentamiento global, provocaría una trasgresión sobre las regiones árticas, contenedoras de hidratos, lo que ocasionaría alteraciones en las condiciones de estabilidad para la presencia de hidratos de metano. Modificada de: <http://marine.usgs.gov/fact-sheets/gas-hydrates>.

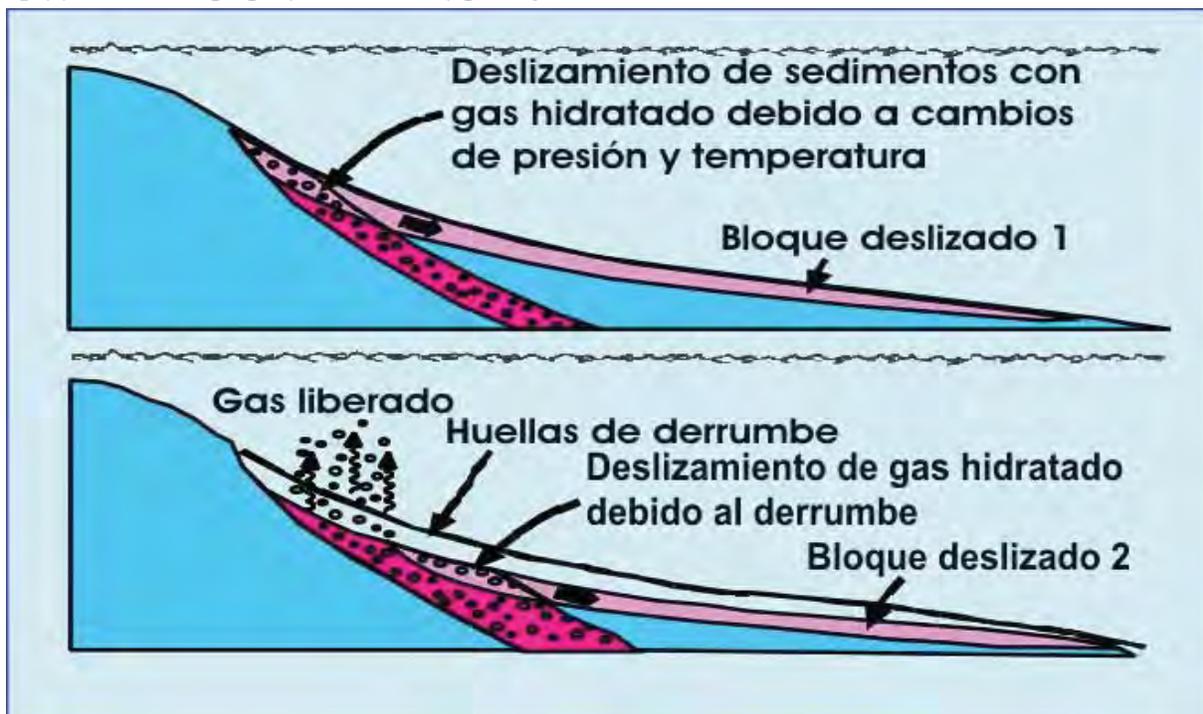
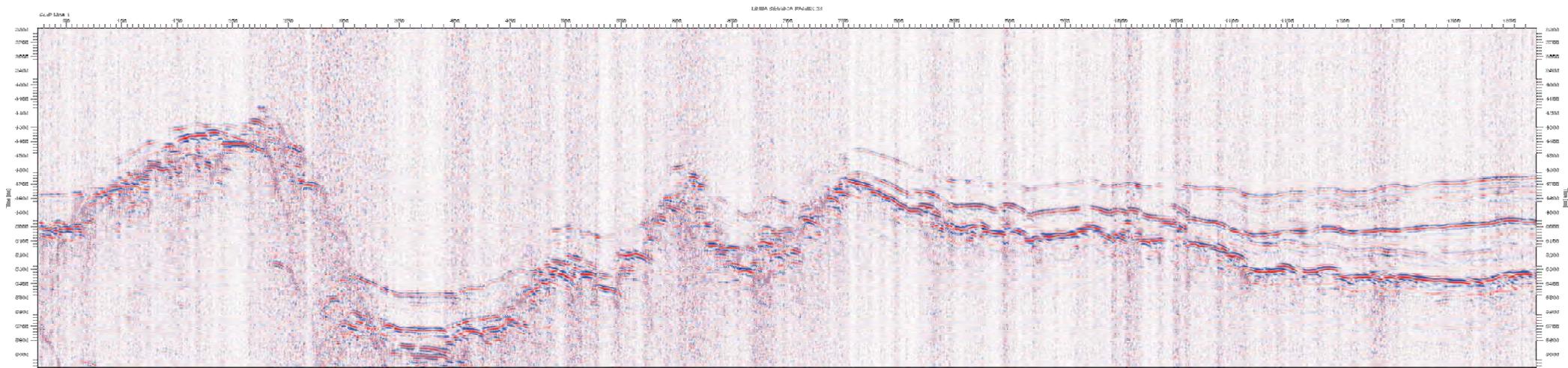
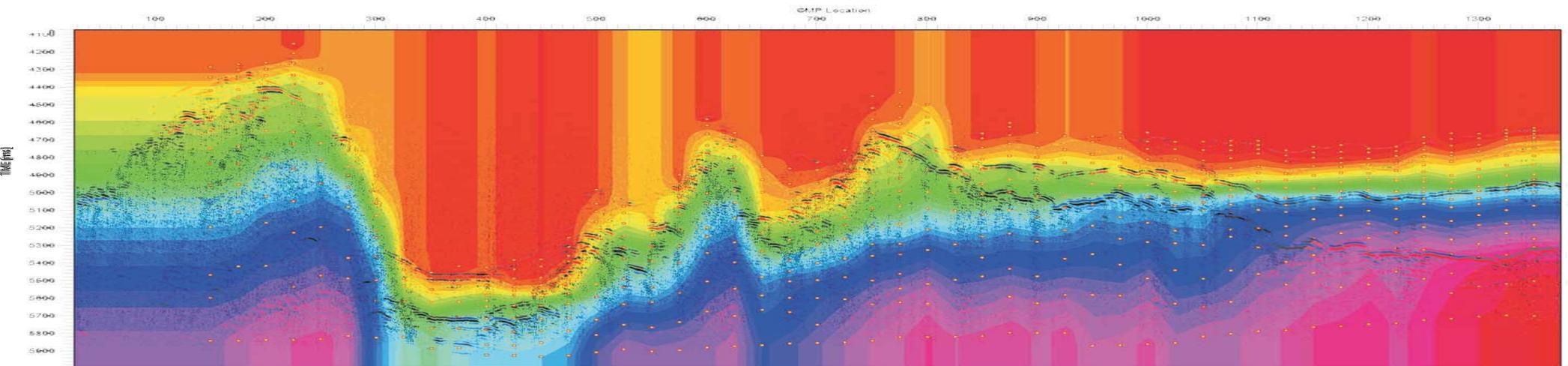


Figura 93. En el sistema de deslizamiento de pendientes en los márgenes continentales, la presencia de hidratos de metano, son un factor de debilitamiento en la resistencia de los sedimentos, haciéndolos más propensos a la respuesta de factores externos que podrían desencadenar el derrumbe submarino. Modificada de: <http://www.ruf.rice.edu/~hydrates/images>.

Anexo D.1.
Apilado Preliminar del Perfil Sísmico FA-23 (Imagen Superior)
Campo de Velocidades Sección Sísmica FA-23 (Imagen Inferior)
Campaña Oceanográfica FAMEX, 2002. Instituto de Geofísica, UNAM

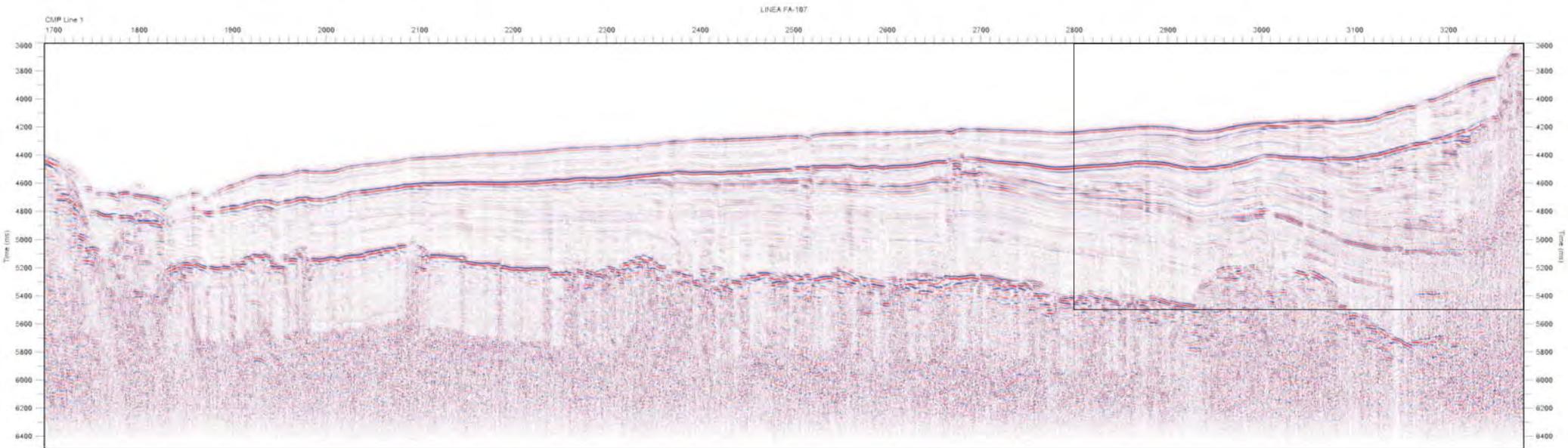
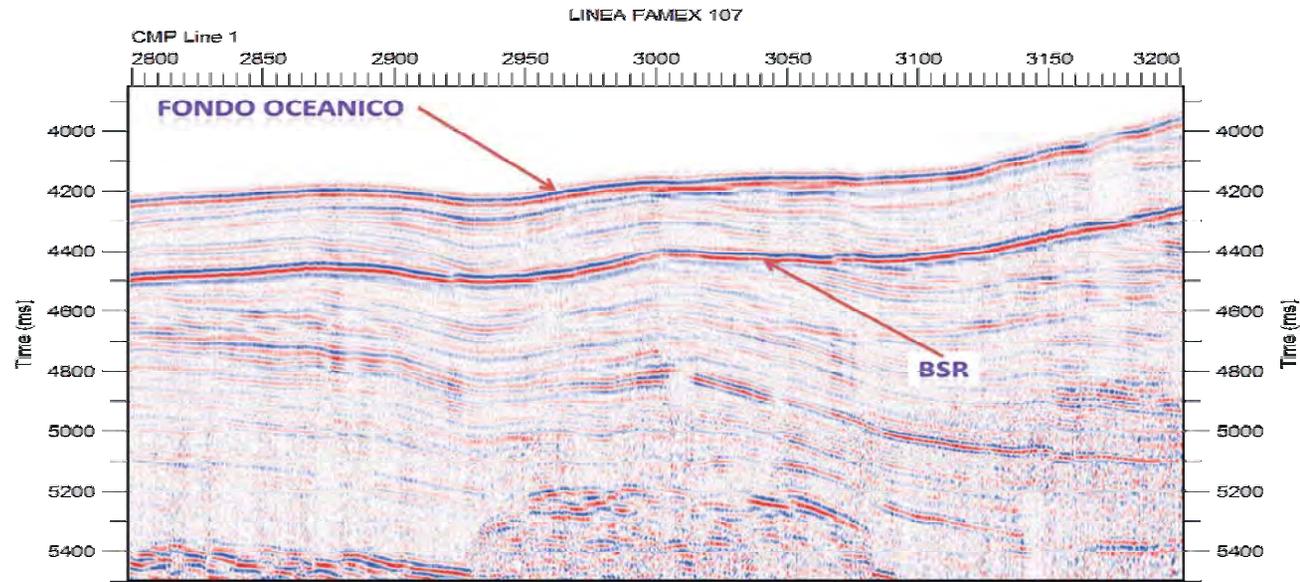


CAMPO DE VELOCIDADES LINEA FA-23



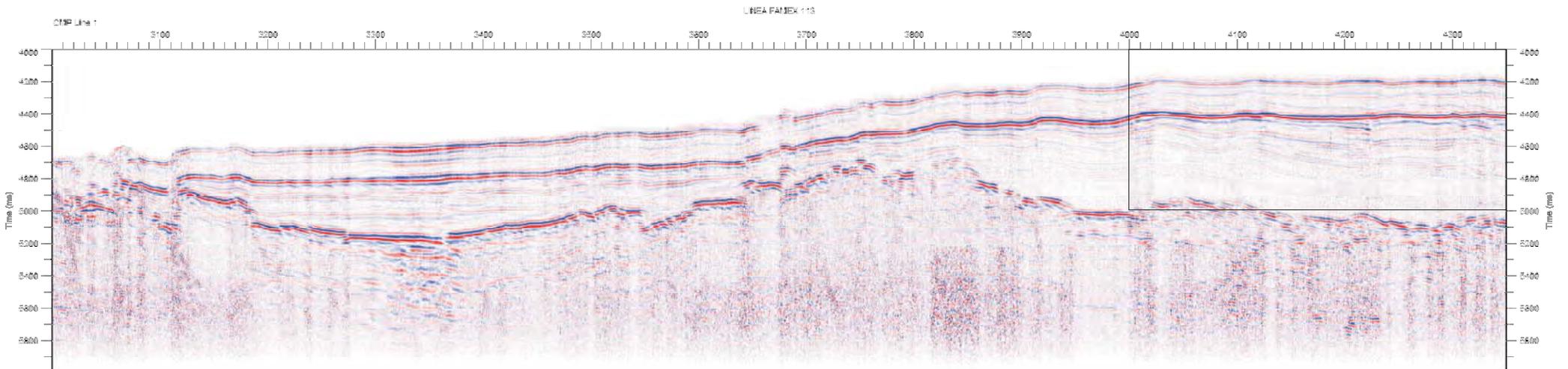
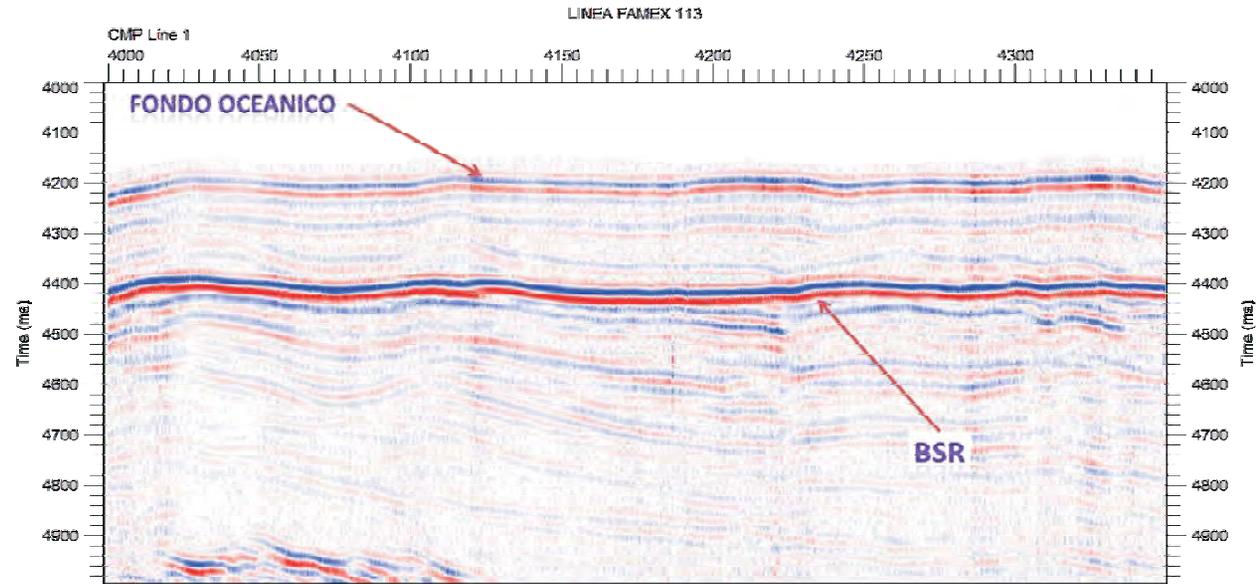


Anexo D.2.
Apilado Final del Perfil Sísmico FA-107
(Imagen Inferior)
BSR de la Sección Sísmica FA-107,
Zoom
(Imagen Superior)
Campaña Oceanográfica FAMEX 2002
Instituto de Geofísica, UNAM



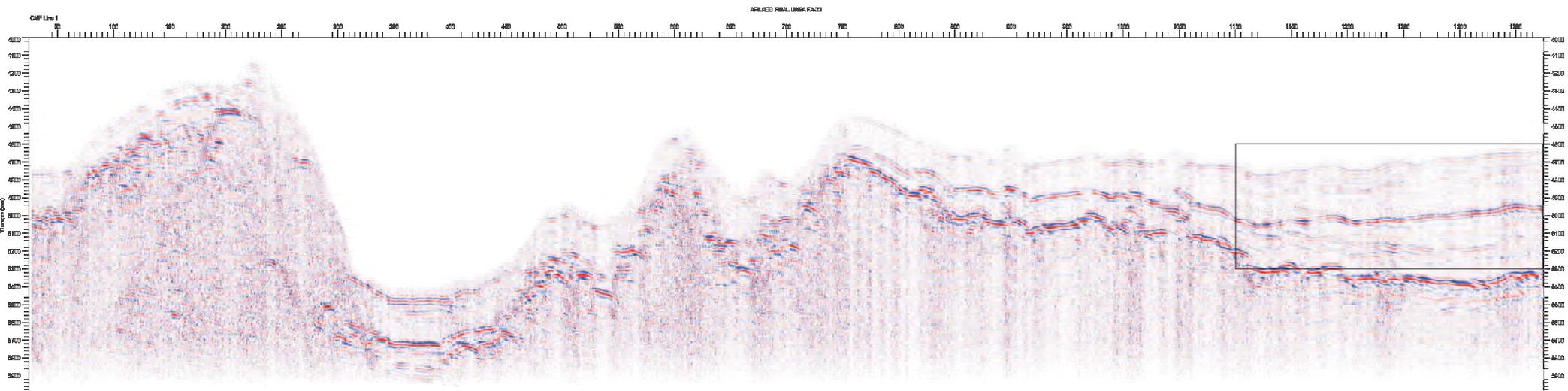
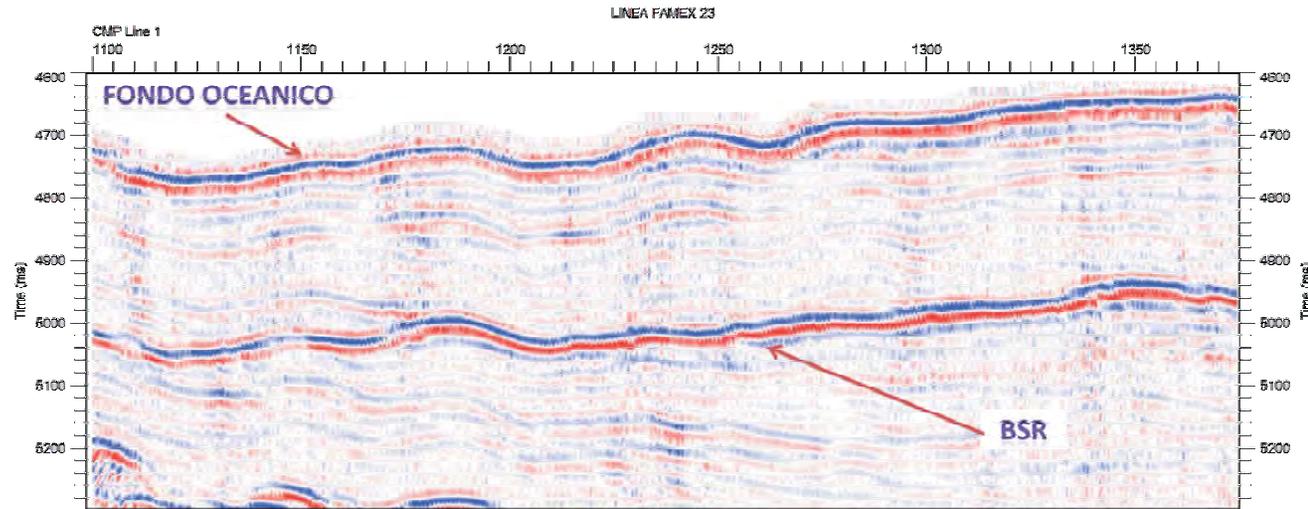


Anexo D.3.
Apilado Final del Perfil Sísmico FA-113
(Imagen Inferior)
BSR de la Sección Sísmica FA-113, Zoom
(Imagen Superior)
Campaña Oceanográfica FAMEX, 2002
Instituto de Geofísica, UNAM



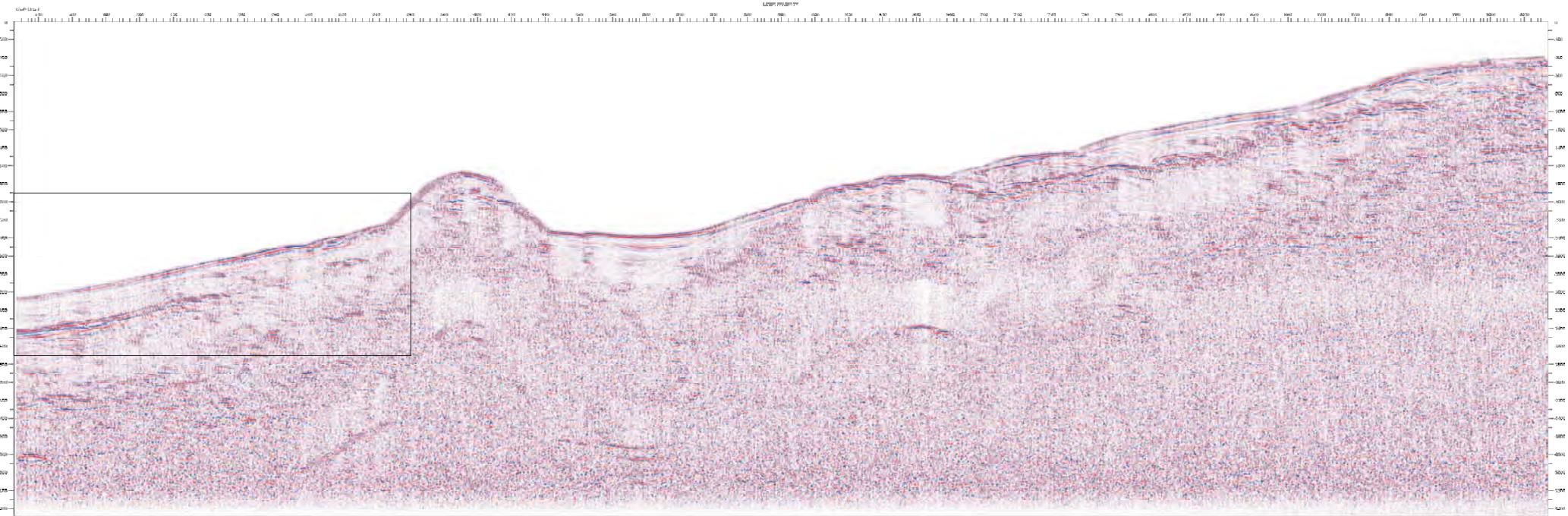
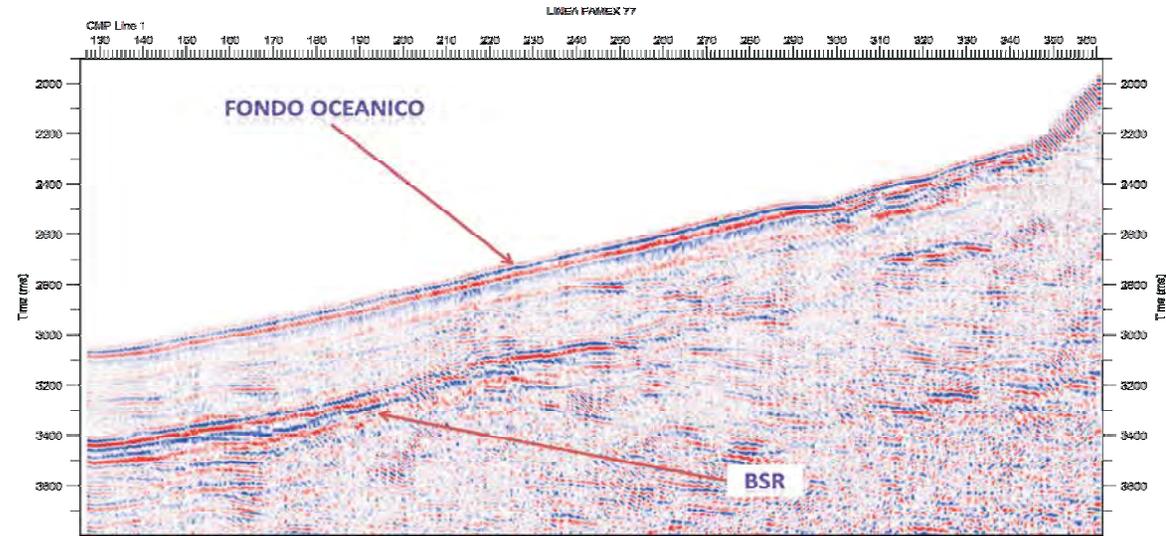


Anexo D.4.
Apilado Final del Perfil Sísmico FA-23
(Imagen Inferior)
BSR de la Sección Sísmica FA-23, Zoom
(Imagen Superior)
Campaña Oceanográfica FAMEX, 2002
Instituto de Geofísica, UNAM

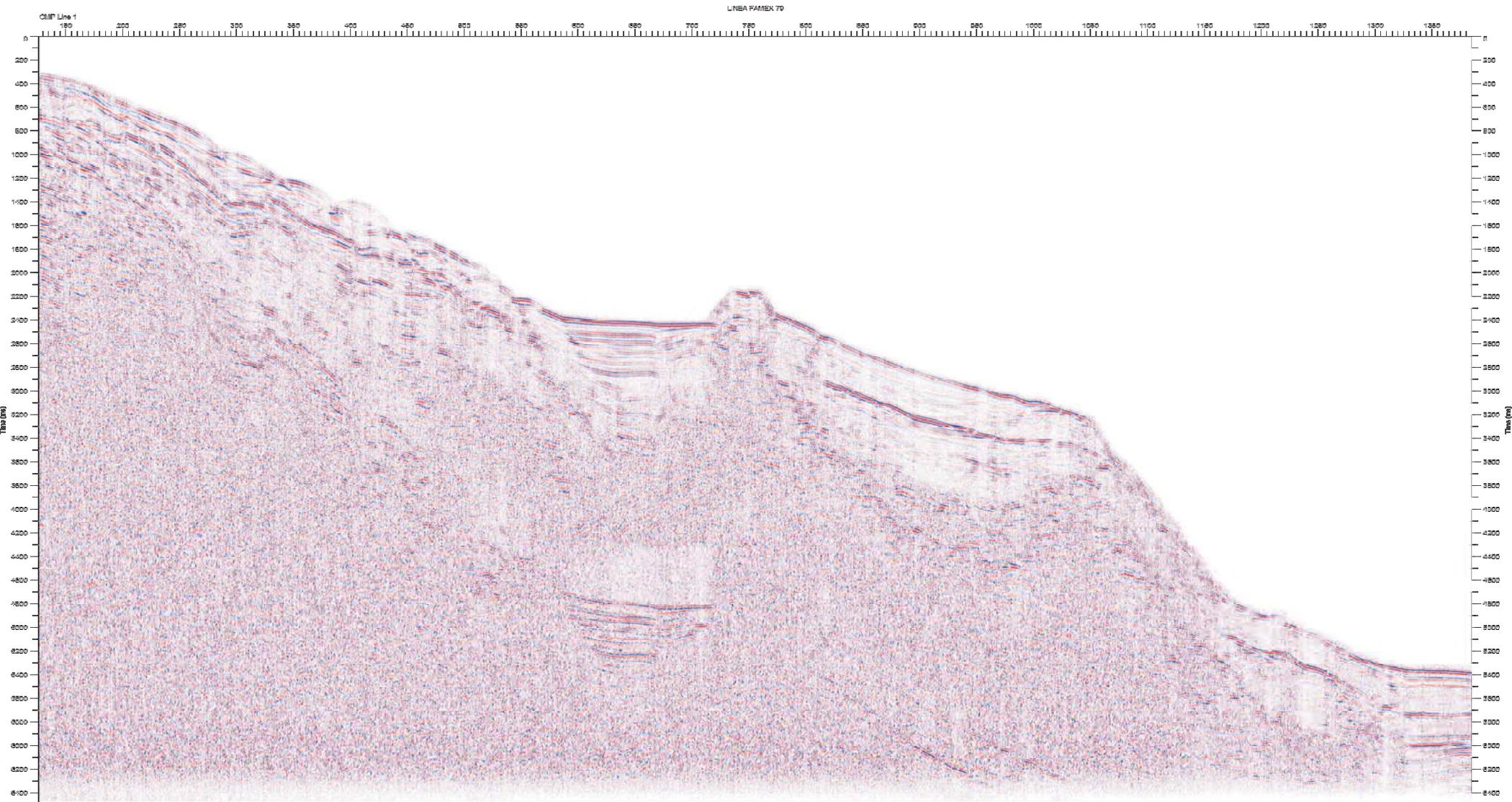




Anexo D.5.
Apilado Final del Perfil Sísmico FA-77
(Imagen Inferior)
BSR de la Sección Sísmica FA-77, Zoom
(Imagen Superior)
Campaña Oceanográfica FAMEX, 2002
Instituto de Geofísica, UNAM



Anexo D.6.
Línea Sísmica FA-79
Campaña Oceanográfica FAMEX, 2002
Instituto de Geofísica, UNAM





Anexo D.7.
Acercamiento de la Línea Sísmica FA-79
BSR 1 (Izquierda) y BSR 2 (Derecha)
Campaña Oceanográfica FAMEX, 2002
Instituto de Geofísica, UNAM

