

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTUDIO GEOFÍSICO SOBRE LA FACTIBILIDAD
DE LA PRESENCIA DE HIDRATOS DE METANO
EN LA PLATAFORMA CONTINENTAL DE LA
REPÚBLICA BOLIVARIANA DE VENEZUELA**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Röömer Araujo, Juan Carlos
Para optar al Título de Ingeniero Geofísico

Caracas, noviembre de 2004

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTUDIO GEOFÍSICO SOBRE LA FACTIBILIDAD
DE LA PRESENCIA DE HIDRATOS DE METANO
EN LA PLATAFORMA CONTINENTAL DE LA
REPÚBLICA BOLIVARIANA DE VENEZUELA**

Tutor Académico: Dr. Gustavo Malavé
Tutor Industrial: Dr. Omar Uzcátegui

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Röömer Araujo, Juan Carlos
Para optar al Título de Ingeniero Geofísico

Caracas, noviembre de 2004

Caracas, noviembre de 2004

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Juan Carlos Röömer Araujo, titulado:

**“ESTUDIO GEOFÍSICO SOBRE LA FACTIBILIDAD
DE LA PRESENCIA DE HIDRATOS DE METANO EN LA
PLATAFORMA CONTINENTAL DE LA
REPÚBLICA BOLIVARIANA DE VENEZUELA”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Profesor Manuel Martínez
Jurado

Profesor José Cavada
Jurado

Profesor Gustavo Malavé
Tutor Académico

Dr. Omar Uzcátegui
Tutor Industrial

Röömer A. Juan C.

**ESTUDIO GEOFÍSICO SOBRE LA FACTIBILIDAD
DE LA PRESENCIA DE HIDRATOS DE METANO
EN LA PLATAFORMA CONTINENTAL DE LA
REPÚBLICA BOLIVARIANA DE VENEZUELA**

**Tutor Académico: Dr. Gustavo Malavé. Tutor Industrial: Dr. Omar Uzcátegui.
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología Minas y
Geofísica. Año, 2004 Pág. 79**

Palabras Claves: Hidratos de metano, clatratos, Plataforma Continental, BSR.

Resumen

Se realizaron los cálculos de espesores de la zona de estabilidad de los hidratos de metano, considerando las presiones hidrostáticas, las temperaturas del fondo marino el gradiente geotérmico y la curva de fase para los hidratos. Además, se generaron mapas de contornos para determinar las áreas donde el espesor de la zona de estabilidad de los hidratos de metano fuese máximo. También se realizó la revisión de treinta y cuatro líneas sísmicas 2D regionales (mayores que 10 Km) en busca de reflectores característicos de los hidratos de metano, aquellos que tienen un comportamiento mimético del fondo marino, presentan polaridad inversa a la de éste y son denominados *BSR*, (*Bottom Simulating Reflector*). Finalmente, se generó un mapa de contornos en base a la interpretación sísmica de los *BSR's* en cuatro líneas de las treinta y cuatro revisadas, indicándose la ubicación y extensión aproximada de una posible zona de acumulación de hidratos de metano. Con base en los resultados obtenidos, se puede afirmar que es factible la presencia de hidratos de metano en la Plataforma Continental de Venezuela y en consecuencia, se propone realizar una estimación de los volúmenes presentes en las localizaciones dadas, por medio del análisis de las variaciones en las amplitudes con respecto a la distancia fuente receptor (*AVO*). El adquirir líneas sísmicas cuyos parámetros y diseño se hagan en función de la exploración de los hidratos de metano y tomar muestras del fondo marino son opciones a considerar.

AGRADECIMIENTOS

A la Ilustre Universidad Central de Venezuela y su distinguido cuerpo de profesores.

A PDVSA Intevep, por el apoyo prestado al desarrollo del presente trabajo.

Al Dr. Gustavo Malavé, Tutor Académico y al Dr. Omar Uzcátegui, Tutor Industrial.

DEDICATORIA

A mi familia.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
Resumen	i
Agradecimientos	ii
Dedicatoria	iii
Capítulo 1: Introducción	1
1.1 Introducción	1
1.2 Planteamiento del Problema	2
1.3 Objetivos	3
1.3.1 Objetivo General	3
1.3.2 Objetivos Específicos	3
1.4 Ubicación del Área de Estudio	4
1.5 Metodología	5
Capítulo 2: Marco Teórico	7
2.1 Cristalografía de los Hidratos	7
2.2 Curva de Estabilidad de los Hidratos de Metano	10
2.3 Funciones de Temperatura y Gradientes Térmicos	14
2.3.1 Temperatura en el agua de los océanos	14
2.3.2 Temperatura en los fondos oceánicos y gradientes geotérmicos	16
2.3.3 Relación de la profundidad de los océanos con la presión hidrostática	18
2.4 Zona de Estabilidad de los Hidratos de Metano	20
2.5 Propiedades Físicas de los Hidratos de Metano	23

2.6 Geoquímica de los Hidratos de Metano	26
2.6.1 Isótopos estables	26
2.6.2 Anomalías de cloro Cl^- en el agua del espacio poroso	28
2.7 Modelos Teóricos sobre la formación de los hidratos de metano en los fondos marinos	30
2.7.1 Modelo de Kvenvolden y Barnard 1.983 (Ecker, 2001)	30
2.7.2 Modelo de Hyndman y Davis 1.992 (Hyndman et al, 1992)	31
2.8 Métodos Sísmicos y los Hidratos de Metano	32
2.8.1 Respuesta sísmica de los hidratos de metano	32
2.9 Localización Mundial y Reservas de los Hidratos Naturales de Metano	37
2.9.1 Localización	37
2.9.2 Reservas	39
2.10 Efectos sobre el Clima	42
2.11 Producción de los Hidratos de Metano	43
Capítulo 3: Resultados	44
3.1 Zonas Potenciales para los Hidratos de Metano	44
3.2 Evidencias Sísmicas de Hidratos de Metano en Venezuela	49
Conclusiones y Recomendaciones	58
Conclusiones	58
Recomendaciones	59
Bibliografía y Referencias Citadas	60

Anexos	69
A.1 Fotografías de muestras de mano de los hidratos de metano	69
A.2 Tabla de Valores de Modelo geológico de hidratos de metano con datos de densidades, espesores y velocidades de ondas P y ondas S (Ecker, 2000)	71
A.3 Mapa de la Temperatura Superficial de los Océanos (Stewart, 2003)	72
A.4 Mapa Mundial de las Localización de Yacimientos de Hidratos de Metano (Kvenvolden y Lorenson, 2000)	73
A.5 Programa en lenguaje C para el calculo de espesores potenciales de la zona de estabilidad de los hidratos de metano. Modificado (Hanumantha,1999)	74

LISTA DE FIGURAS

Fig.	Pág.
Fig. 2.1 Estructuras cristalinas de clatratos tipo I y tipo II. (Centre for Gas Hydrate Research, Heriot Watt University, http://www.pet.hw.ac.uk/research/hydrate/)	7
Fig. 2.2 Estructura cristalina de clatratos: tipo H. (Centre for Gas Hydrate Research, Heriot Watt University, http://www.pet.hw.ac.uk/research/hydrate/)	8
Fig. 2.3. Estructura tipo I hidratos de metano. (Southwest Research Institute, http://www.netl.doe.gov/scng/hydrate/)	8
Fig. 2.4 Capacidad de almacenar gas en clatrato (Kvenvolden, 1993)	9
Fig. 2.5 Diagrama de fase hidratos de gas. Modificado (Sloan, 1991)	10

Fig. 2.6 Gráfico comparativo de cuatro curvas que representan diagramas P-T de estabilidad para los hidratos de metano	13
Fig. 2.7 Gráfica típica de la función temperatura profundidad en los océanos. Trincheras Kermadec Océano Pacífico (Stewart, 2003)	14
Fig. 2.8 Representación del comportamiento de la temperatura con la profundidad en el mar y 500m por debajo del fondo	17
Fig. 2.9. Gráfico del error absoluto cometido en la conversión de la profundidad a presión hidrostática según la latitud (Peltzer, 2000)	19
Fig. 2.10 Representación de la zona de estabilidad de los hidratos de metano Modificado (Miles, 1995)	20
Fig. 2.11 Perfil esquemático de margen continental del espesor potencial de la zona de estabilidad de los hidratos de metano. Modificado (Hesse, 2003)	22
Fig. 2.12. Modelos físicos de los hidratos en rocas. Modificado (Ecker, 2001)	24
Fig. 2.13 Perfil de cloro (Cl^-) y registro sísmico (V_P) típicos de los hidratos de metano, adquiridos en el <i>ODP Site 859</i> . Modificado (Brown, 1996)	29
Fig. 2.14 Bottom Simulating Reflector (BSR) Blake Ridge, EEUU (Ecker, 2001)	32
Fig. 2.15 Sismograma sintético simplificado de un <i>BSR</i> . (Hyndman et al, 1992)	33
Fig. 2.16 Registro sísmico de pozo mostrando la disminución típica de la velocidad de las ondas P debida al gas libre producto de la disociación de los hidratos de metano (Brown, 1996)	34
Fig. 2.17 Línea sísmica donde se muestra un <i>BSR</i> cortando la reflexiones estratigráficas (Matsushima, 2004)	35

Fig. 2.18 Diagramas de las zonas de estabilidad de los hidratos de metano para ambiente marino, continente y permafrost. Modificado (Department of Energy, http://netl.doe.gov/scnghydrate/about-hydrates/)	38
Fig. 2.19 Mapa de zonas inferidas de hidratos de metano. Modificado (Kvenvolden y Lorenson, 2000)	39
Fig. 2.20 Gráfico de la abundancia de carbono en forma de hidratos de metano. Modificado (Kvenvolden, 1993)	41
Fig. 2.21 Riesgo climático asociado a los hidratos de metano (Kvenvolden, 1993)	42
Fig. 2.22 Posibles formas de producción de metano a partir de los hidratos (Kvenvolden, 1993)	43
Fig. 3.1 Mapa batimétrico del área de estudio	44
Fig. 3.2 Mapa de distribución de perfiles de temperatura en el área de estudio	45
Fig. 3.3 Mapa de temperatura en el fondo marino del área de estudio	46
Fig. 3.4 Mapa de espesores (en metros) de la zona de estabilidad de los hidratos de metano en el área de estudio, calculado con un gradiente geotérmico de 36°C/Km. Curvas de batimetría cada 250m. Levantamiento sísmico: líneas de color negro	47
Fig. 3.5 Mapa del área de espesor máximo de la zona de estabilidad de los hidratos en el área de estudio, tomado de la fig. 3.4.	48
Fig. 3.6 Mapa del levantamiento sísmico 2D utilizado	50
Fig. 3.7 Línea sísmica 2D-01, no interpretada	51

Fig. 3.8 Línea sísmica 2D-01. Interpretación de un posible <i>BSR</i> y una zona de <i>blanking</i> . Visualización de la ampliación de la sísmica tipo ondícula (<i>Wiggle</i>), nótese la inversión de la polaridad del <i>BSR</i> con respecto al fondo marino	52
Fig. 3.9 Línea sísmica 2D-02. Interpretación de un posible <i>BSR</i> que presenta continuidad en otras líneas del levantamiento	53
Fig. 3.10 Línea sísmica 2D-03 Interpretación de posible <i>BSR</i>	54
Fig. 3.11 Mapa del levantamiento sísmico utilizado y el horizonte interpretado como <i>BSR</i> y las curvas de interpolación	55
Fig. 3.12 Mapa ampliado y sectorizado de la de vista en planta de las líneas sísmicas interpretadas y contornos de interpolación del reflector <i>BSR</i>	56
Fig. 3.13 Línea sísmica 2D-04 adquirida dentro de la zona de estabilidad de los hidratos de metano, sin embargo no se observan <i>BSR</i> 's	57

LISTA DE TABLAS

Tabla N°	Pág.
2.1 Gradientes geotérmicos mínimos, máximos y promedios en el Océano Pacífico de Centro América y Golfo de México (Yamano, 1982)	17
2.2 Comparación de las propiedades físicas de los hidratos de metano con otros materiales. (Ecker, 2001)	23
2.3 Comparación de las propiedades físicas del hidrato de metano con el hielo (Clennell, 2000)	24
2.4. Composición isotópica y concentración de metano en hidratos de gas y sedimentos con hidratos de metano. Modificado (Kvenvolden, 1993)	27
2.5 Estimaciones de volúmenes de gas metano en forma de hidratos	40
2.6 Estimaciones mundiales de hidratos de metano en gramos de carbón equivalente	40

LISTA DE ECUACIONES

Ec.	Pág.
Ec. 2.1 Curva de Estabilidad de los Hidratos de Metano (Dickens, 1994)	11
Ec. 2.2 Termodinámica Clásica: Ecuación de Clausius–Clapeyron	11
Ec. 2.3 Curva de Estabilidad de los Hidratos de Metano (Sloan, 1998)	11
Ec. 2.4 Curva de Estabilidad de los Hidratos de Metano (Brown, 1996)	12
Ec. 2.5 Curva de Estabilidad de los Hidratos de Metano (Miles, 1995)	12
Ec. 2.6 Función lineal del gradiente geotérmico	16
Ec. 2.7 Presión hidrostática–Profundidad (clásica)	18
Ec. 2.8 Presión hidrostática–Profundidad (Miles,1995)	18
Ec. 2.12 Presión hidrostática–Profundidad para determinar la zona de estabilidad de los hidratos de metano(Miles,1995)	21
Ec. 2.14 Relación estándar de Carbono 13–Carbono 12 ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) en la roca Pee Dee Belemnita (Schoell, 1984)	26
Ec. 2.15 Cálculo de la Delta Pee Dee Belemnita $[\delta^{13}\text{C}]$ para el carbono (Schoell, 1984)	26

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción

Los hidratos de gas o clatratos son sólidos cristalinos semejantes al hielo y se forman sometiendo una mezcla de agua y gas con bajo peso molecular a condiciones de alta presión y baja temperatura (Kvenvolden, 1993). Los primeros hidratos se lograron formar en laboratorio utilizando gas cloro hace aproximadamente doscientos años. En zonas glaciares, como Alaska y Siberia, se forman hidratos de gas metano en el interior de los oleoductos, causando su taponamiento. Resolver este problema de ingeniería fue la principal motivación para el desarrollo de estudios sobre el comportamiento de los hidratos. Es en las últimas décadas del siglo XX cuando la humanidad descubre que los hidratos de gas no están de forma exclusiva en laboratorios o en oleoductos. Los hidratos de metano son de localización mundial y ocurrencia natural en dos ambientes distintos: el primero, en los sedimentos de los fondos oceánicos de los márgenes continentales y el segundo, en los suelos tipo *permafrost* de las zonas polares. Venezuela está ubicada en un margen continental y en definitiva, sus mares son un posible ambiente para la formación de los hidratos de metano. En tal sentido, es menester determinar zonas probables de acumulaciones de hidratos de metano en Venezuela, basado en las condiciones de presión y temperatura y en los métodos de prospección geofísica. Específicamente, en la revisión e interpretación de líneas sísmicas 2D regionales, para la identificación de reflectores característicos (*BSR*'s) asociados a los hidratos de metano.

1.2 Planteamiento del Problema

La demanda energética mundial de los últimos cincuenta años, muestra una clara tendencia al aumento. Las proyecciones realizadas a veinte años señalan que este comportamiento se mantendrá aún en escenarios de bajo crecimiento poblacional y económico (IEA, 2002). El petróleo es la principal fuente de energía de nuestra sociedad, es un recurso escaso y no renovable, lo cual hace necesario evaluar fuentes de energía alternativas que si bien no lo relevarán por completo, harían disminuir su requerimiento. Esta idealizada fuente de energía alternativa al petróleo debe ser económica, abundante y ecológica. El metano que es el principal componente del gas natural, se presenta como un combustible ecológico, por tener la más alta relación hidrógeno-carbono, produce un 34% menos de emisiones de CO₂ que el *fuel oil* y 43% menos que el carbón (Dillon, 2000). Apreciaciones teóricas indican que el metano almacenado en los hidratos naturales es alrededor de $40 \times 10^{15} \text{ m}^3$ en condiciones de presión y temperatura estándar (Kvenvolden, 1993). Por lo anterior, los hidratos de metano se plantean en la actualidad como una fuente de energía abundante y ecológica, pero no de igual modo como una alternativa al petróleo en el corto plazo. La producción de metano a partir de hidratos representa un reto tecnológico, principalmente por las profundidades a las cuales ocurren en los océanos. Sin embargo, conocer su localización y magnitud es de suma importancia, aun en países con importantes reservas de petróleo y gas convencional como Venezuela, porque además de ser una fuente de energía, los hidratos de metano engranan de manera aún no clara en el sistema del clima global. El exceso de CO₂ en la atmósfera produce un calentamiento, llamado efecto invernadero y el metano es capaz de producir este efecto, pero cincuenta y seis veces más potente del que se produciría con igual masa de CO₂ en veinte años (Dillon, 2000). Los hidratos de metano, por su condición de potencial fuente de energía, se convierten en un recurso estratégico y por lo tanto, los posibles reservorios deben identificarse.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Determinar zonas potenciales para la formación de hidratos de metano en la Plataforma Continental de la República Bolivariana de Venezuela.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Revisión bibliográfica y publicaciones técnicas existentes sobre hidratos de metano.
- Recabar datos de batimetría de la zona de estudio.
- Recopilar perfiles de variación de la temperatura en función de la profundidad para el agua de mar en la zona en estudio.
- Realizar la conversión de la batimetría a presión hidrostática.
- Estimar espesores de la zona de estabilidad de los hidratos de gas considerando presiones hidrostáticas, temperatura del fondo marino, gradiente geotérmico y condiciones de presión y temperatura para la estabilidad de los hidratos de gas.
- Elaborar mapas de zonas potenciales para los hidratos de gas metano.
- Revisar los sondeos sísmicos adquiridos en la zona de estudio para determinar si se observan evidencias que indiquen la presencia de hidratos de gas.

1.4 Ubicación del Área de Estudio

El área de estudio se muestra en la figura 1.1 y está determinada por los mares donde Venezuela ejerce su soberanía. Sin embargo, los hidratos de metano se ubican en el piso marino o también denominado Plataforma Continental, cuya extensión está definida en la legislación nacional, específicamente en la Ley Orgánica de Espacios Acuáticos e Insulares, en su Título XI, Artículo 61, promulgada en gaceta oficial N° 37.330 del 22 de noviembre de 2001.

“Artículo 61. La plataforma continental de la República comprende el lecho y el subsuelo de las áreas submarinas que se extienden más allá de su mar territorial y a todo lo largo de la prolongación natural de su territorio hasta el borde exterior del margen continental, o bien hasta una distancia de doscientas millas náuticas¹ (200 MN), contadas desde la línea de más baja marea o desde las líneas de base, a partir de las cuales se mide la extensión del mar territorial...”

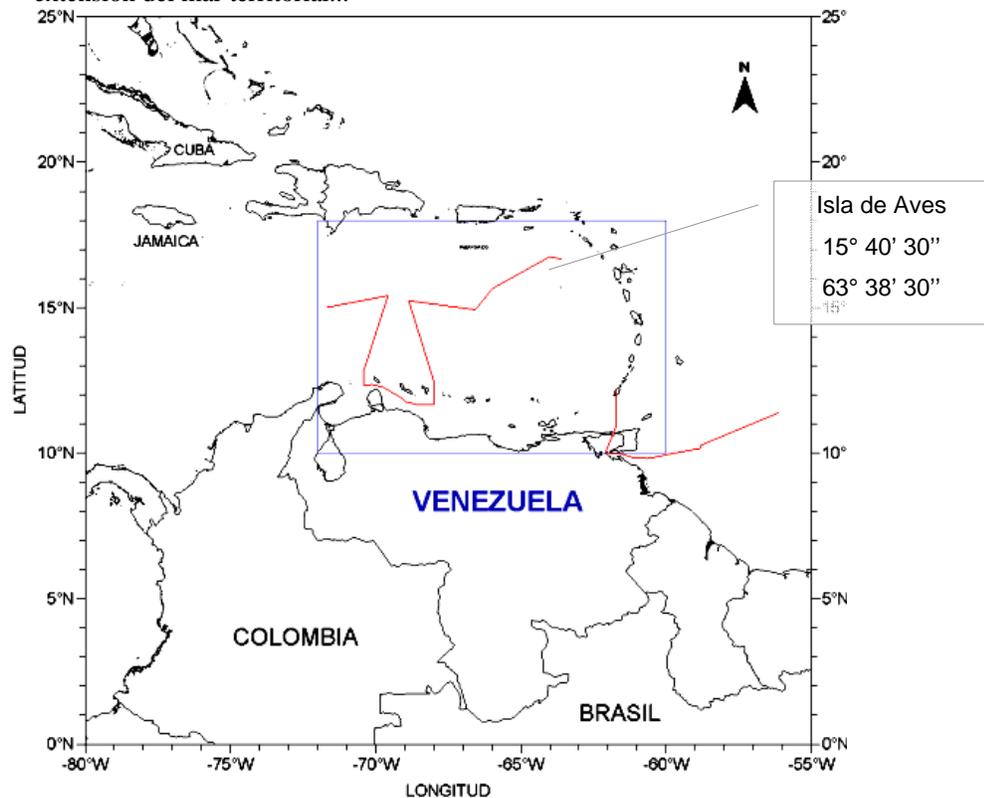


Fig. 1.1 Mapa de ubicación del área de estudio, las líneas en color rojo representan los límites de aguas marinas y submarinas

¹Una milla náutica es equivalente a un minuto de arco en coordenadas geográficas y a 1,8520 Km.

1.5 Metodología

Para formarse y mantenerse los hidratos de metano requieren de altas presiones y bajas temperaturas, por lo tanto interesa conocer las áreas donde la presión ejercida por la columna de agua y la temperatura del fondo marino sean favorables para su formación y estabilidad. En tal sentido, la investigación se basó en la elaboración de mapas de la zonas de estabilidad de los hidratos de metano, considerando las variables presión y temperatura y en la revisión de líneas sísmicas 2D regionales, para la interpretación de reflectores con comportamiento característico asociados a los hidratos de metano.

La estimación de la presión ejercida por una columna de agua se hace conociendo su altura, que corresponde para este caso a la profundidad del fondo marino (datos de batimetría). Los datos batimétricos utilizados provienen de las siguientes fuentes:

- Datos medidos por sonar durante la adquisición de la sísmica en el área de estudio, perteneciente a PDVSA Intevep.
- Datos provenientes de la Oficina Oceanográfica Naval de los Estados Unidos de Norte América (*US Naval Oceanographic Office*) en un mallado con distancia entre nodos de 3,6 Km.

Los datos de variación de la temperatura en función de la profundidad en el agua de mar de la zona de estudio provienen de la Oficina Oceanográfica Naval de los Estados Unidos de Norte América en un mallado con distancia entre nodos aproximado de 9 Km.

La conversión de los datos de batimetría a presión hidrostática se hizo considerando la densidad del agua y la gravedad terrestre. El fundamento matemático de la conversión se discute en el marco teórico.

Considerando las presiones hidrostática, la temperatura de los fondos oceánicos, el gradiente geotérmico y la curva de estabilidad de los hidratos de metano, se realizaron los cálculos de espesores de la zona de estabilidad de los hidratos, utilizando un programa para

computadora cuyo código fuente se anexa. Con los espesores calculados se elaboraron mapas de contornos, delimitándose las zonas potenciales para los hidratos de metano.

La revisión de treinta y cuatro líneas sísmicas regionales (mayores que 10 Km) en busca de reflectores característicos de los hidratos de metano, aquellos que tienen un comportamiento mimético del fondo marino y son de polaridad inversa a la de éste, denominados *BSR*, por su abreviación en inglés: *Bottom Simulating Reflector*. La prospección sísmica conforma una herramienta determinante en la ubicación de los hidratos de metano, por lo tanto, una vez identificados los reflectores típicos (*BSR's*) se realizó una interpretación semejante a la que se sigue cuando se interpreta un horizonte estratigráfico. Finalmente, se generó un mapa de contornos en tiempo por medio de métodos de interpolación, el cual indica una extensión aproximada de un posible yacimiento de hidratos de metano.

CAPÍTULO 2

MARCO TEÓRICO

2.1 Cristalografía de los Hidratos

Los hidratos de gas o clatratos son sólidos cristalinos semejantes al hielo y se forman sometiendo a condiciones de alta presión y baja temperatura, una mezcla de agua y gas de bajo peso molecular, como por ejemplo el anhídrido carbónico (CO_2), el metano (CH_4) o el ácido sulfhídrico (H_2S). Los clatratos son compuestos no estequiométricos, en la mezcla agua-gas no se produce una reacción química estricta, se dan fenómenos termodinámicos para generar un cambio de fase, o también llamado cambio de estado (Kvenvolden, 1993).

En el cambio de fase de los clatratos, las moléculas de agua forman estructuras cristalinas, las cuales pueden ser del tipo I, tipo II o tipo H. La estructura más común en los hidratos naturales de metano es la tipo I. Esta consiste en celdas de geometría dodecaédrica, doce caras y cinco lados por cara (5^{12}). En la figura 2.1 se muestra la geometría de las estructuras tipo I y tipo II, esta última presenta un reacomodo de la geometría, la cual viene dada por 12 pentágonos y 2 hexágonos ($5^{12}6^2$) (Sloan, 1998).

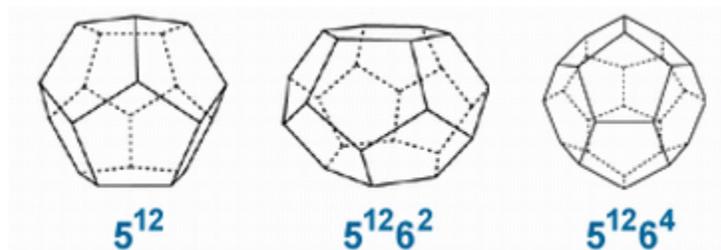


Fig. 2.1 Estructuras cristalinas de clatratos tipo I y tipo II. (Centre for Gas Hydrate Research, Heriot Watt University, <http://www.pet.hw.ac.uk/research/hydrate/>)

La estructura tipo H, que se muestra en la figura 2.2, presenta una geometría de 12 pentágonos y 8 hexágonos ($5^{12}6^8$). Estas estructuras pueden albergar gases de mayor tamaño molecular que la estructura tipo I, como el propano (C_3H_8) y el butano (C_4H_{10}) (Sloan, 1998). También existe la variante de la estructura tipo H con 12 caras, conformadas por 3 cuadrados, 6 pentágonos y 3 hexágonos ($4^35^66^3$), mostrada en la figura 2.2.

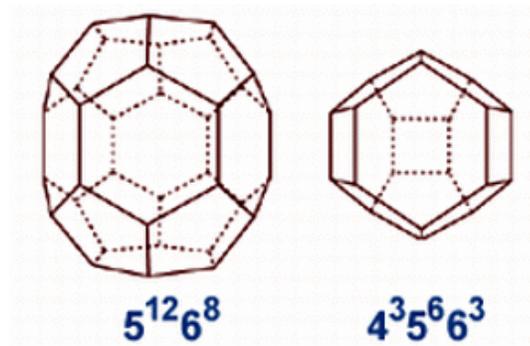


Fig. 2.2 Estructura cristalina de clatratos: tipo H. (Centre for Gas Hydrate Research, Heriot Watt University, <http://www.pet.hw.ac.uk/research/hydrate/>)

Las celdas, independientemente del tipo, siempre se arman por las moléculas de agua, con un radio aproximado de 6 Å para las estructuras tipo I y para el tipo II algo más que eso. En el interior de la celda se alberga la molécula del gas formador de hidratos: CH_4 , CO_2 , H_2S , etc. En la figura 2.3 se muestra un modelo de cavidad dodecaédrica donde las aristas corresponden a las moléculas de agua (H_2O) y encerrada se observa una molécula de metano (CH_4). Este tipo de estructura cristalina es la común en los hidratos de ocurrencia natural, debido a que el gas disponible en su mayoría es metano.

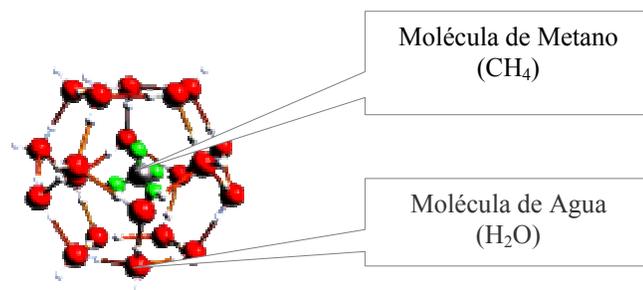


Fig. 2.3. Estructura tipo I hidratos de metano. (Southwest Research Institute, <http://www.netl.doe.gov/scng/hydrate/>)

El acomodo particular del agua en forma de celdas le da a los clatratos una gran capacidad de almacenaje de gas metano. En teoría, un 1 m³ de hidrato de gas metano puede contener 164 m³ de metano a presión y temperatura estándar (PTE) y 0.8 m³ de agua (Kvenvolden, 1993) esto se muestra en la figura 2.4.

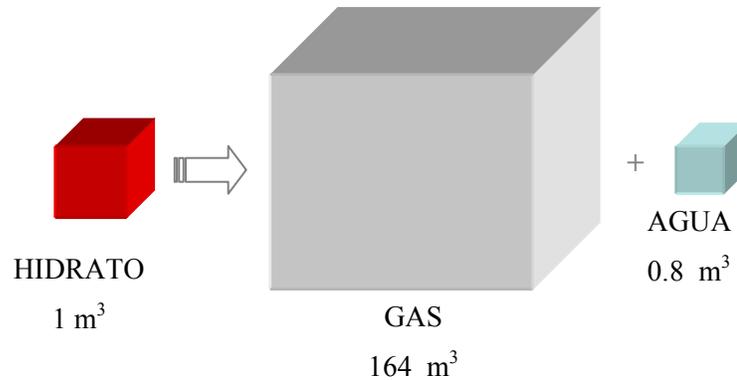


Fig. 2.4 Capacidad de almacenar gas en clatrato (Kvenvolden, 1993)

Para poder formar hidratos es necesario que el 90% de las celdas de la estructura tipo I estén ocupadas por moléculas de metano (Sloan, 1991). De lo anterior se deriva que se requieren como mínimo 150 m³ de metano (PTE) disponibles por cada 0.8 m³ de agua en el ambiente de formación del hidrato. Esta condición garantiza altos volúmenes de gas, si se localizan yacimientos de hidrato natural, pero a su vez implica una limitación, ya que no basta encontrar en una zona las condiciones de alta presión y baja temperatura, también es necesario el metano en altas proporciones en las zonas de formación de hidratos. Otra limitación para la formación de hidratos es la baja solubilidad del metano en agua de mar, sólo el 4.5 % del volumen de metano (PTE) será capaz de ser disuelto en igual volumen de agua de mar (Kvenvolden, 1993). Esto sin considerar que los electrolitos disueltos en el agua de mar como el Na⁺ y el Cl⁻ influyen negativamente en la solubilidad del metano (Sloan, 1998), inhibiendo en consecuencia la formación de los hidratos.

2.2 Curva de Estabilidad de los Hidratos de Metano

Los hidratos de gas son metaestables (Mc Connell, 2003), es decir, dependen de altas presiones y de bajas temperaturas para mantener su estructura sólida. Esta condición de estado sólido de los clatratos está limitada a un rango de presiones y a un rango de temperaturas. Los diagramas de fase de los clatratos indican las condiciones de presión y temperatura necesarias para formar hidratos. El límite entre el estado sólido representado por el hidrato y el estado de gas libre (más agua) es la función presión temperatura de estabilidad de los hidratos de gas. En la figura 2.5 se muestra lo dicho anteriormente, el área bajo la curva, en azul, representa el conjunto solución de los pares P y T donde es posible tener hidratos. La escala de la presión se muestra equivalente en metros, indicando la altura de la columna de agua que ejerce una presión hidrostática, la relación matemática de esta equivalencia se tratará más adelante.

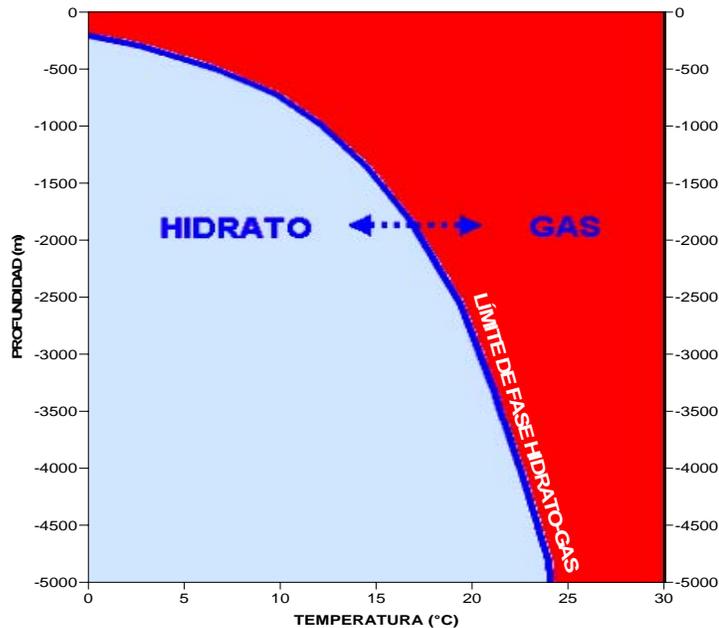


Fig. 2.5 Diagrama de fase hidratos de gas. Modificado (Sloan, 1991)

El cálculo de la línea límite entre el hidrato y el gas es producto de mediciones de pares de puntos P,T en laboratorio, después de buscar una función de ajuste estadístico, que puede ser en algunos casos polinómica y en otra logarítmica.

Las primeras mediciones de las condiciones de presión y temperatura para las cuales los hidratos de gas metano son estables en el agua de mar fueron el ajuste lineal de mediciones de laboratorio, realizadas por Dickens (1994) y viene dado por la ecuación:

$$\frac{1}{T} = 3,79 \times 10^{-3} - 2,83 \times 10^{-4} \cdot \text{Log}(P) \quad \text{Ec. 2.1}$$

Donde:

T: temperatura [°K]

P: presión [MPa]

Luego, considerando la ecuación Clausius-Clapeyron de la termodinámica clásica

$$\frac{d(\text{Ln}(P))}{d(1/T)} = \frac{-\Delta H}{z \cdot R} \quad \text{Ec. 2.2}$$

Donde:

ΔH : entalpía de formación

Z: compresibilidad

R constante universal de los gases.

Sloan (1998) ajustó los datos experimentales de Dickens a un polinomio de segundo orden:

$$\frac{1}{T} = 3,83 \times 10^{-3} - 4,09 \times 10^{-4} \cdot \text{Log}(P) + 8,64 \times 10^{-5} \cdot (\text{Log}(P))^2 \quad \text{Ec. 2.3}$$

Un poco antes en 1996, Brown, obtuvo una aproximación polinómica de segundo orden también para la curva de estabilidad de los hidratos de metano en el agua de mar, dada por la siguiente ecuación:

$$T = 11,726 + 20,5 \cdot \text{Log}(h) - 2,2 \cdot (\text{Log}(h))^2 \quad \text{Ec. 2.4}$$

Brown (1996) se basó en datos obtenidos de las perforaciones realizadas en los llamados Leg 141, Leg 146 del *ODP* (Ocean Drilling Program) y los Sitios (*Sites*) 808, 688, 102,104 del *DSDP* (*Deep Sea Drilling Program*) donde era conocida la presencia de hidratos por evidencias sísmicas y perforaciones.

Miles (1995) presenta una aproximación polinomial de cuarto orden de la presión en función de la temperatura para la curva de estabilidad de los hidratos de metano, dada por la ecuación:

$$P = 2.8074023 + a \cdot T + b \cdot T^2 + c \cdot T^3 + d \cdot T^4 \quad \text{Ec. 2.5}$$

Dónde:

$$a = 1.559474 \times 10^{-1}$$

$$b = 4.8275 \times 10^{-2}$$

$$c = -2.78083 \times 10^{-3}$$

$$d = 1.5922 \times 10^{-4}$$

En total, cuatro diferentes ecuaciones se plantean para la función de estabilidad de los hidratos de metano. En la figura 2.6 se han graficado para realizar su comparación. Nótese que a mayores presiones, la divergencia entre las curvas aumenta. El establecer cual de las curvas marca el comportamiento real de los hidratos de metano no está definido. Para el caso en estudio, se utilizó la ecuación dada por Miles (1995) por ser una curva que muestra un comportamiento central entre la curva más externa (Dickens, 1994) y la más interna (Sloan, 1998). Además es una aproximación polinómica, matemáticamente más sencilla que la aproximación de Brown (1996) que es logarítmica en función de la profundidad y no de la presión. Las

curvas de estabilidad de los hidratos de metano presentadas no son las únicas, están también las que se obtienen por la minimización de la energía libre de Gibbs (Peltzer, 2000; Sloan, 1998).

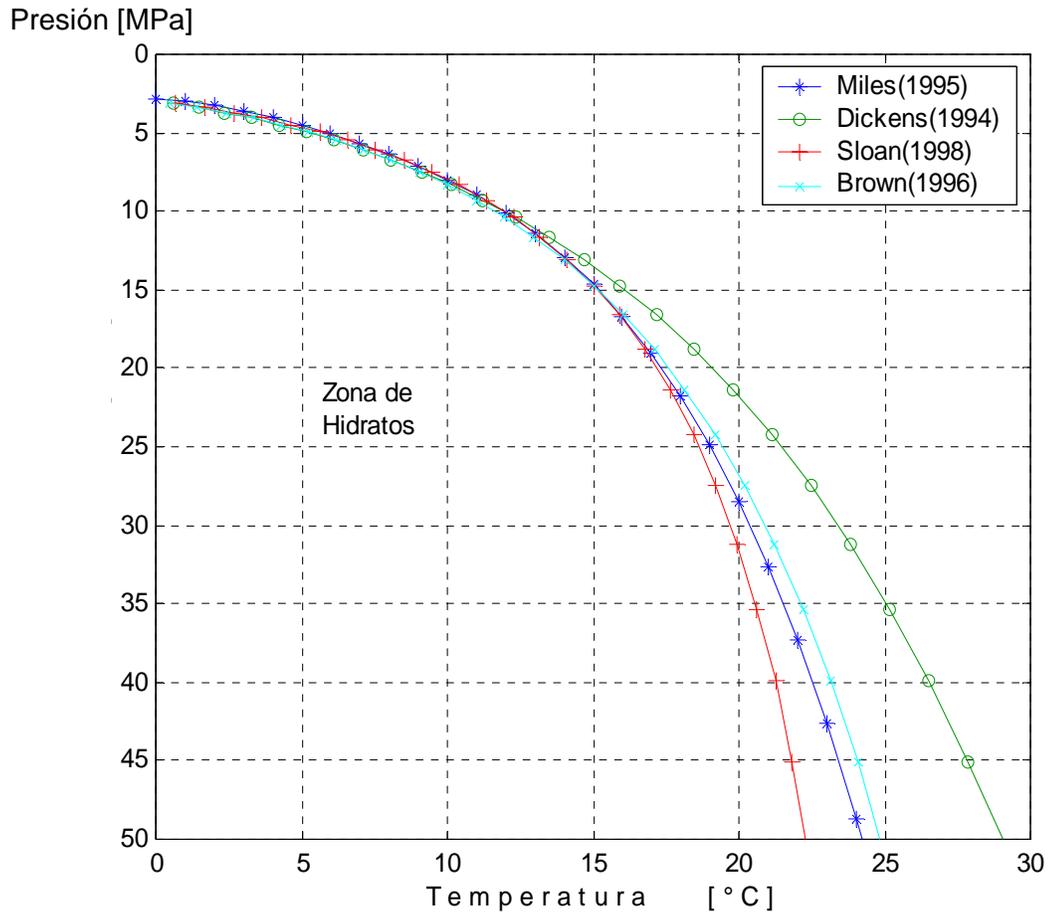


Fig. 2.6 Gráfico comparativo de cuatro curvas que representan diagramas P-T de estabilidad para los hidratos de metano

2.3 Funciones de Temperatura y Gradientes Térmicos

2.3.1 Temperatura en el agua de los océanos

A la variación de la temperatura con la profundidad en los océanos se le denomina función de temperatura y su gráfica característica se muestra en la figura 2.7. El primer punto en la curva es la temperatura a nivel de la superficie del mar, y el último punto de interés para la investigación es la temperatura del fondo. El rango de la temperatura promedio de los océanos varía de 1.3°C a 3.8°C, siendo la media mundial de 3,5 °C (Stewart, 2003).

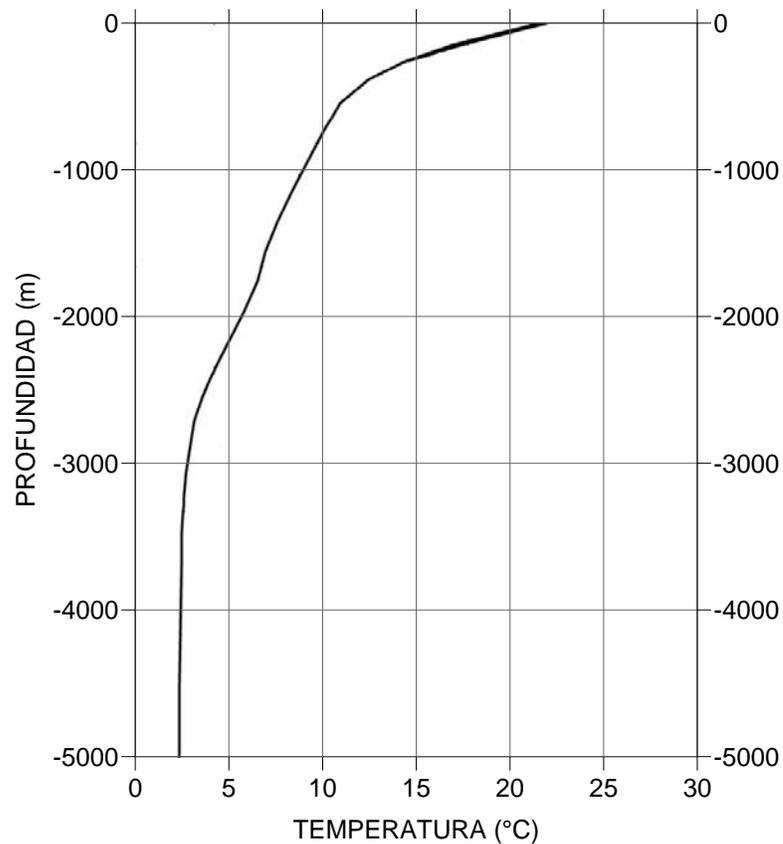


Fig. 2.7 Gráfica típica de la función temperatura profundidad en los océanos. Trincheras Kermadec Océano Pacífico (Stewart, 2003)

La temperatura de la superficie para Venezuela y el Caribe puede estar en promedio en 24°C. Esta temperatura de la superficie varía con la hora, el mes y las estaciones del año, debido a que la radiación solar influye de manera importante, la cual es en promedio de doscientos vatios por metro cuadrado (200 W/m²). Sin embargo, el 95% de la radiación solar se absorbe en los primeros 100m del océano (Stewart, 2003) y esta rápida absorción de la radiación solar se manifiesta en la gráfica por una fuerte variación de la pendiente de la curva cercana a los 200m de profundidad. En el anexo A.4 se muestra un mapa mundial de la temperatura promedio anual en la superficie de los océanos.

Para la gráfica de la figura 2.7, el fondo marino se encuentra a 5000m de profundidad, con una temperatura de 2,5°C. En general, la temperatura de los fondos oceánicos puede alcanzar un valor mínimo de 1,3°C sin presentarse el congelamiento del agua, debido a que la densidad del hielo (916 Kg/m³) es menor que la del agua de mar (1030Kg/m³) provocando que el primero ascienda ganando calor y volviendo a su estado líquido, este ciclo mantiene un proceso de convección en el agua de mar (Stewart, 2003). Además, con la salinidad y las altas presiones de los fondos oceánicos, se da una depresión del punto de congelamiento del agua (Hesse, 2003).

2.3.2 Temperatura en los fondos oceánicos y gradientes geotérmicos

La relación entre la temperatura y la profundidad de la geósfera en general es lineal, y su variación en la dirección de aumento de la profundidad se le denomina gradiente geotérmico. La ecuación 2.6 es la representación matemática de la función de temperatura profundidad, donde la pendiente es el gradiente geotérmico y el término independiente es la temperatura del fondo oceánico. La temperatura del fondo oceánico es uniforme a pesar de la latitud donde sea medida, los valores son en promedio de $\sim 3^{\circ}C$ a 2500 m, $\sim 1,5^{\circ}C$ a 4000 m y de $\sim -1,0^{\circ}C$ a profundidades mayores que los 6000 m (Hesse, 2003).

$$T_{(z)} = \left(\frac{\Delta T}{\Delta Z} \right) \cdot Z + t_0 \quad \text{Ec. 2.6}$$

Donde:

$\Delta T/\Delta Z$: Gradiente geotérmico [$^{\circ}C/Km$]

t_0 : Temperatura del fondo oceánico [$^{\circ}C$]

Z : Profundidad debajo del fondo oceánico [Km]

El rango de valores del gradiente geotérmico se sitúa entre $20^{\circ}C/Km$ a $30^{\circ}C/Km$ para zonas continentales y de $27^{\circ}C/Km$ a $36^{\circ}C/Km$ para los fondos oceánicos (Malone, 1986). Sin embargo, en los sedimentos someros del fondo oceánico el gradiente puede llegar a ser sustancialmente mayor que el promedio (Dai, 2004). Lo anterior se ha observado en estudios del *ODP* costa afuera de Chile en el *Leg 174*, donde se reporta un gradiente geotérmico de $53.8^{\circ}C /Km$ después de 20 m del fondo marino (Brown, 1996).

En la tabla 2.1 se muestra una recopilación de valores de gradientes geotérmicos mínimos, máximos y promedios medidos en EEUU y el Océano Pacífico de América Central (Yamano, 1982).

Tabla 2.1 Gradientes geotérmicos mínimos, máximos y promedios en el Océano Pacífico de Centro América y Golfo de México (Yamano, 1982)

Área	Gradiente Geotérmico [$^{\circ}\text{C}/\text{Km}$]		
	Mín.	Máx.	Prom.
Blake Outer Ridge, EE.UU.	38,4	44,2	41,7
Golfo de México Occidental	30,2	33,2	31,7
Pacífico Oriental, Panamá	66,0	82,0	77,3
Pacífico Oriental, Costa Rica	30,1	44,2	35,1
Pacífico Oriental, Nicaragua	30,2	34,9	32,5
Pacífico Oriental, México	22,2	31,3	28,2

En la figura 2.8 se presenta la función temperatura profundidad dividida en dos rangos. El primero, desde la superficie hasta el fondo oceánico, donde la función de temperatura es la correspondiente a una masa de agua oceánica, y el segundo rango va desde el fondo marino hasta unos 500m por debajo de éste, con una función lineal de pendiente el gradiente geotérmico.

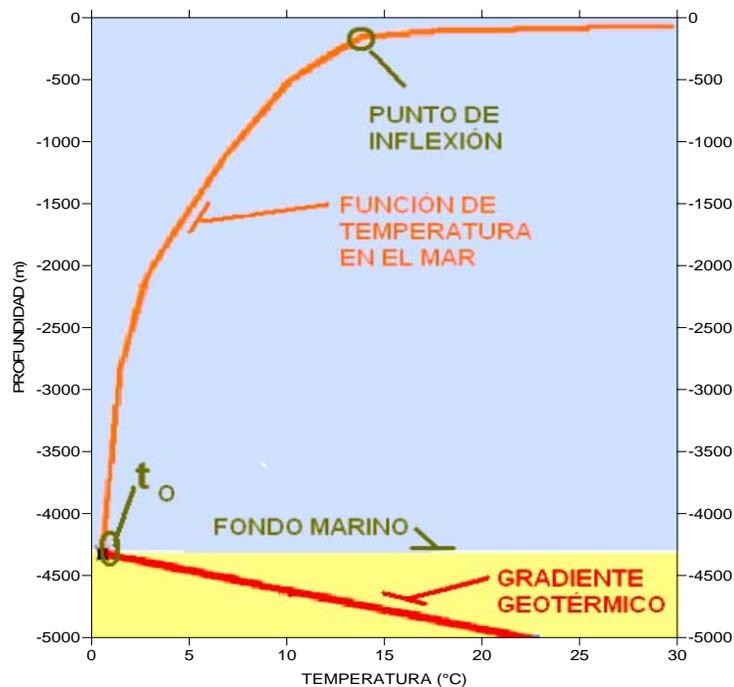


Fig. 2.8 Representación del comportamiento de la temperatura con la profundidad en el mar y 500m por debajo del fondo

2.3.3 Relación de la profundidad de los océanos con la presión hidrostática

La forma matemática de la presión ejercida por una columna de agua, viene dada por la siguiente ecuación:

$$P = \rho \cdot g \cdot h \quad \text{Ec. 2.7}$$

Donde;

P: presión [Pa]

g: gravedad [9,8 m/S²]

ρ : densidad del agua de mar [1035 Kg/m³]

h: altura de la columna de agua [m]

Cuando se utiliza la ecuación anterior para calcular las presiones ejercidas por el agua en función de la profundidad en ambientes marinos se dan importantes errores, debido a que en esta ecuación no se consideran los siguientes factores: (a) la compresibilidad del agua, (b) las variaciones de la densidad del agua por la salinidad y la profundidad, (c) variaciones de la gravedad con la altura y por la latitud, (Peltzer, 2000). Saunders y Fofonoff (1976) con fines oceanográficos publican una ecuación que relaciona la presión con la profundidad considerando las variables del entorno arriba mencionadas. Para el cálculo de presiones hidrostáticas en la prospección de hidratos de metano, se utiliza una simplificación de la ecuación Saunders y Fofonoff (Miles, 1995) la cual es de la forma:

$$P = \left[(1 + C_1) \cdot h + C_2 \cdot h^2 \right] \times 10^{-2} \quad \text{Ec. 2.8}$$

Donde:

$$C_1 = \left[5.92 + 5.25 \cdot \text{sen}^2(\text{lat}) \right] \times 10^{-3} \quad C_2 = 2.21 \times 10^{-6}$$

h: profundidad [m]

lat: [grados]

El error absoluto entre la ecuación 2.7 y la ecuación 2.8 está en el rango de -125 KPa a 50 KPa según la latitud. Si además se considera un gradiente geotérmico de $35^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ después del fondo marino el error absoluto puede llegar a -200 KPa (Peltzer, 2000). En la figura 2.8 se muestra un gráfico de la profundidad en función del error absoluto, para latitudes de 0° , 30° , 60° y 90° , considerando un océano estándar y un gradiente geotérmico después del fondo marino de $36^{\circ}\text{C}/\text{Km}$. Nótese que el error aumenta después de los 2000 m de profundidad según sea la latitud, llegando a ser de hasta -200 KPa en los polos y de 50 KPa en el ecuador.

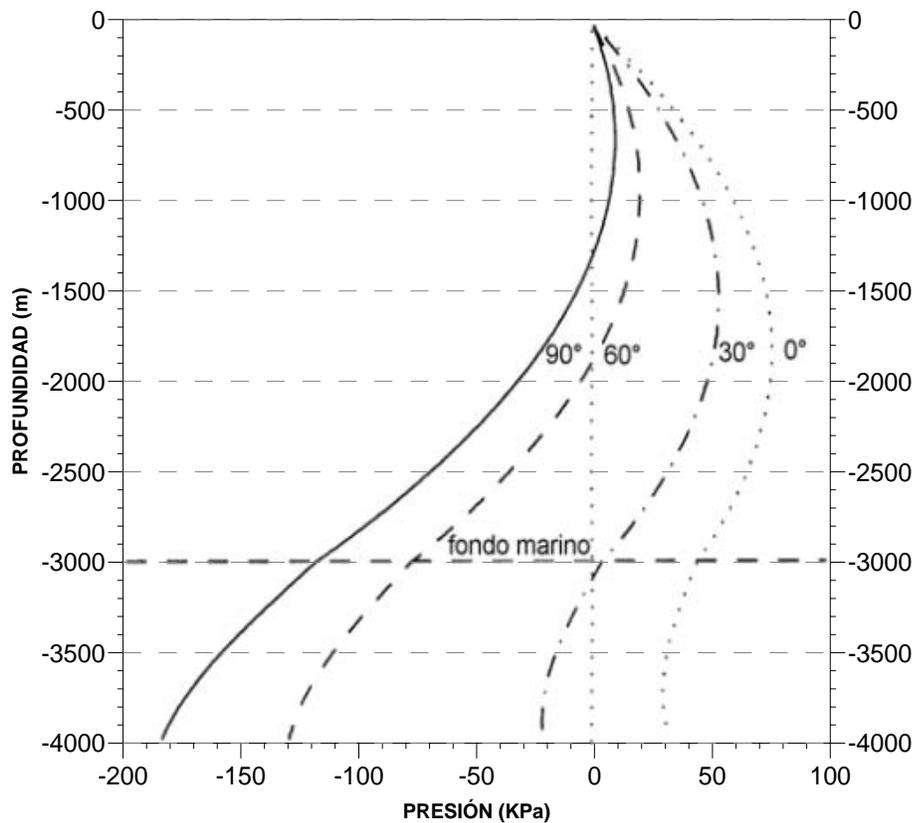


Fig. 2.9. Gráfico del error absoluto cometido en la conversión de la profundidad a presión hidrostática según la latitud (Peltzer, 2000)

2.4 Zona de Estabilidad de los Hidratos de Metano

La zona de estabilidad de los hidratos de metano (*GHSZ* por sus siglas en inglés) es la zona por debajo del fondo marino donde se cumplen las condiciones de presión y temperatura para la estabilidad de los hidratos de metano. La base de la zona de estabilidad se extiende en profundidad según el gradiente geotérmico, el cual es el parámetro más influyente en el espesor de la zona de estabilidad de los hidratos (Miles, 1995).

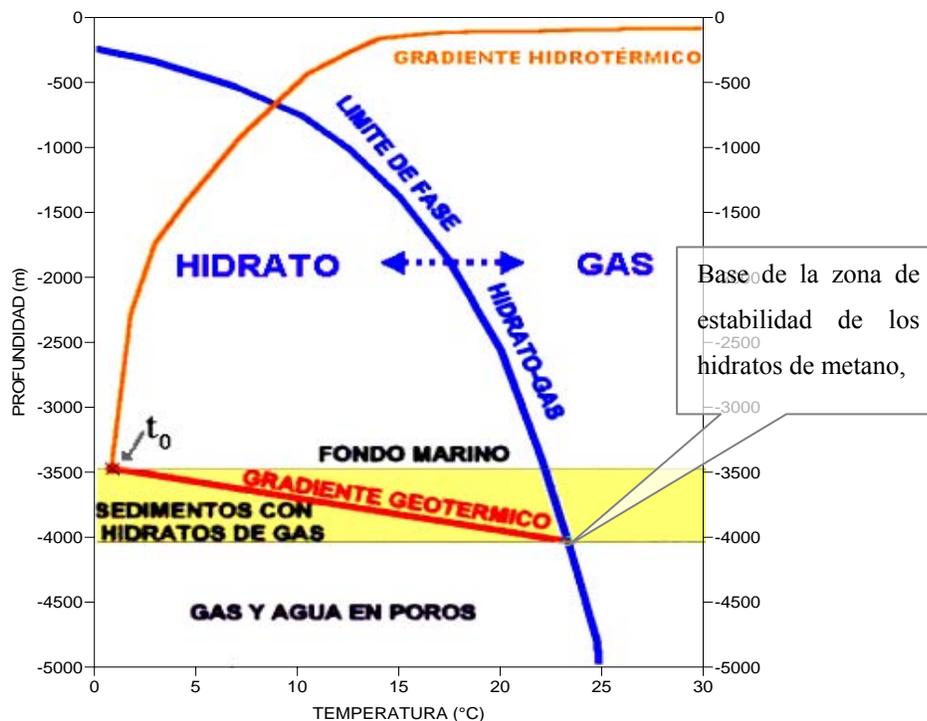


Fig. 2.10 Representación de la zona de estabilidad de los hidratos de metano Modificado (Miles, 1995)

Si se considera la ecuación 2.8 de presión en función de la profundidad válida para los primeros metros después del fondo marino por tratarse de sedimentos no consolidados, de alta porosidad e hidráulicamente conectados, se tiene entonces que

$$h = Z_0 + Z \quad \text{Ec. 2.9}$$

Donde:

Z_0 : Batimetría [m]

Z : Espesor de la zona de estabilidad de los hidratos [m].

Quedando entonces la ecuación como:

$$P = \left[(1 + C_1) \cdot (Z_0 + Z) + C_2 \cdot (Z_0 + Z)^2 \right] \times 10^{-2} \quad \text{Ec. 2.10}$$

Si la ecuación 2.6 del gradiente geotérmico y se despeja Z se obtiene:

$$(T_{(z)} - t_0) \cdot \left(\frac{\Delta Z}{\Delta T} \right) = Z \quad \text{Ec. 2.11}$$

Sustituyendo la ecuación 2.11 en la 2.10 queda:

$$P = \left[(1 + C_1) \cdot \left(Z_0 + (T_{(z)} - T_0) \cdot \frac{\Delta Z}{\Delta T} \right) + C_2 \cdot \left((T_{(z)} - T_0) \cdot \frac{\Delta Z}{\Delta T} \right)^2 \right] \cdot 10^{-2} \quad \text{Ec. 2.12}$$

Si se considera que el comportamiento de la curva de estabilidad de los hidratos de metano no es afectada en un medio poroso, entonces, la ecuación 2.5 de la curva de estabilidad de los hidratos de metano queda en función de $T_{(z)}$ como se muestra:

$$P = 2,8074023 + a \cdot T_{(z)} + b \cdot T_{(z)}^2 + c \cdot T_{(z)}^3 + d \cdot T_{(z)}^4 \quad \text{Ec. 2.13}$$

Entonces, el límite inferior de la zona de estabilidad de los hidratos viene dado por la solución simultánea de las ecuaciones 2.12 y 2.13, lo cual es un problema de dos ecuaciones con dos incógnitas: P y $T_{(z)}$ para cada nodo del mayado. La solución se puede obtener igualando las dos ecuaciones y calculando $T_{(z)}$ por métodos numéricos. Con el valor de $T_{(z)}$ calculado se utiliza la ecuación 2.11 para obtener Z .

El cálculo de espesores de la zona de estabilidad de los hidratos de metano para un margen continental típico, con un gradiente geotérmico de $27^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ se muestra en la figura 2.11.

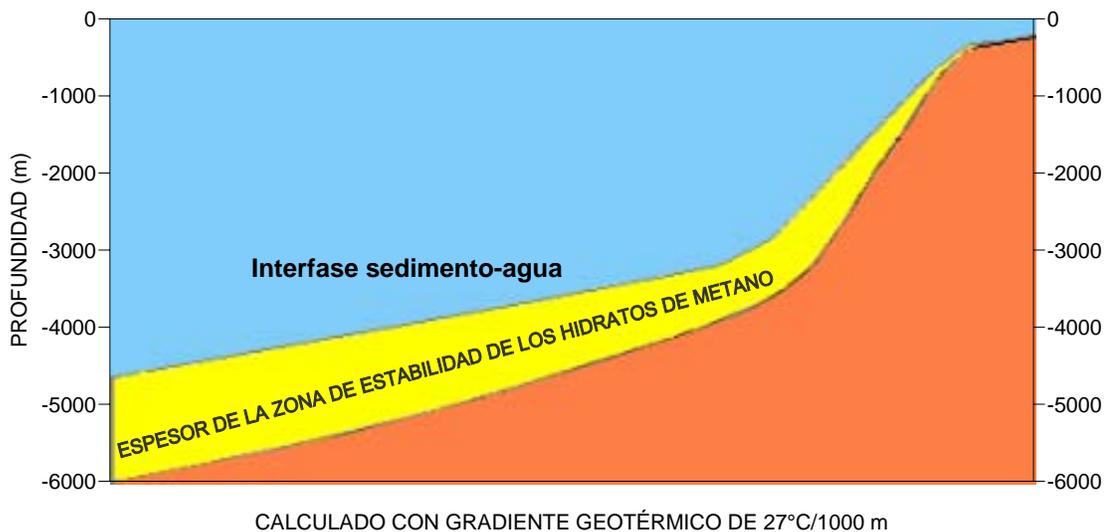


Fig. 2.11 Perfil esquemático de margen continental del espesor potencial de la zona de estabilidad de los hidratos de metano. Modificado (Hesse, 2003)

Nótese que el espesor aumenta en la dirección de la pendiente, llegando a ser de más de 1km. Sin embargo, hay que destacar que los hidratos de metano no se forman necesariamente donde las condiciones de presión y temperatura son favorables, es necesario disponer de importantes concentraciones de gas metano, producto de la degradación y soterramiento de materia orgánica (Kvenvolden, 1993). En océanos abiertos donde los hidratos de metano son potencialmente estables, no se han encontrado evidencias de su presencia (Hesse, 2003).

2.5 Propiedades Físicas de los Hidratos de Metano

Las propiedades físicas de los hidratos de gas tales como densidad, velocidad de ondas P, velocidad de ondas S y módulos elásticos de incompresibilidad y cizalla se muestran resumidos en la tabla 2.2. Además se hace la comparación con otros materiales como cuarzo, arcilla, etc.

Tabla 2.2 Comparación de las propiedades físicas de los hidratos de metano con otros materiales. (Ecker, 2001)

Material	Densidad [Kg/m ³]	Módulo K [MPa]	Módulo G [MPa]	V _p [m/S]	V _s [m/S]
Cuarzo	2630	36600	45000	6037	4121
Arcilla	2580	20900	6850	–	–
Calcita	2710	76800	32000	–	–
Agua	1000	2250	0,0	1500	0,0
Hidrato	767	5600	2400	3450	1769
Metano	100	10	0,0	375	0,0

En la mayoría de las definiciones de los hidratos de metano se comparan con el hielo común. Sin embargo, el parecido es sólo de aspecto, ya que en los hidratos de metano presentan un comportamiento químico y termodinámico diferente, debido, entre otras cosas, a que se forman por puentes de hidrógeno (enlaces de Van der Waals) entre las moléculas de agua y del metano (Hesse, 2003).

En la tabla 2.3 se hace una comparación entre las propiedades físicas del hielo común y de los hidratos de metano.

Tabla 2.3 Comparación de las propiedades físicas del hidrato de metano con el hielo. (Clennell, 2000)

Propiedad	Hielo	Hidrato de Metano
Densidad [Kg/m ³]	916	767
Módulo de Incompresibilidad [Pa]	8.8×10^9	5.6×10^9
Módulo de Cizalla [Pa]	3.9×10^9	2.4×10^9
Resistividad [$\Omega \cdot m$]	–	175
Constante Dieléctrica	94	58
Conductividad Térmica [W/°K m]	2.25	0.5

Varios modelos desde el punto de vista de la física de rocas se han propuesto, en un intento de estimar la interacción hidrato sedimento. En la figura 2.11 se muestran tres modelos posibles para los hidratos de metano:

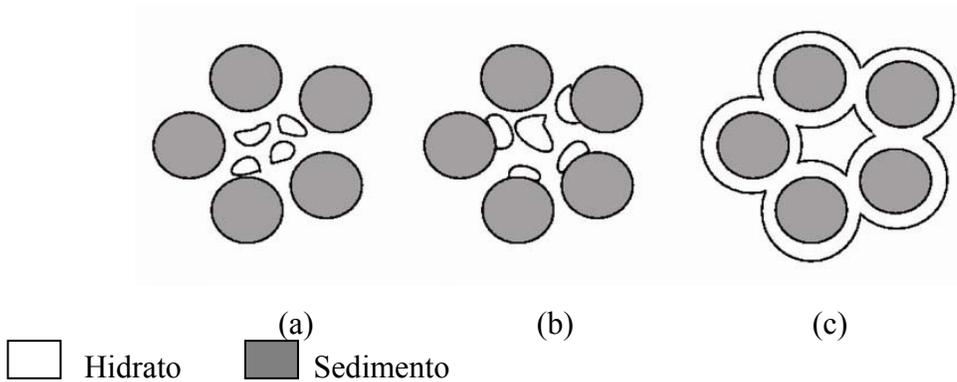


Fig. 2.12. Modelos físicos de los hidratos en rocas. Modificado (Ecker, 2001)

- (a) El hidrato está suspendido en el agua del espacio poroso y por lo tanto, sólo contribuye al módulo de incompresibilidad del fluido, pudiéndose tratar como una simple sustitución de fluidos utilizando la Teoría de Biot Gassmann.
- (b) El hidrato comienza a ser parte del esqueleto sedimentario y afecta la porosidad y el módulo de incompresibilidad de la roca.
- (c) El hidrato cementa el contacto de los granos, disminuyendo la porosidad y aumentando la incompresibilidad de la roca.

Los modelos anteriores también se utilizan para la estimación de saturaciones de gas metano, analizando la variación de la amplitud con la distancia fuente receptor denominado *AVO* por su abreviación en inglés (Carcione, 2000; Cassassuce, 2004; Dai, 2004; Ecker, 2001). Sin embargo, estos resultan ser una simplificación, ya que las propiedades de las rocas como porosidad, densidad, velocidad de ondas P y velocidad de ondas S en los fondos oceánicos son bastante variables con la profundidad. Por ejemplo la porosidad de una arcilla puede ser de 80% en la cercanías de la superficie del fondo marino y de sólo 40% a 500 m por debajo del fondo (Holbrook, 2002). Además muestras tomadas en expediciones revelan que los hidratos de metano frecuentemente existen como nódulos y relleno de fracturas de los sedimentos arcillosos superficiales (Dai, 2004).

2.6 Geoquímica de los Hidratos de Metano

La geoquímica aplicada al estudio de los hidratos de gas se resume a los procedimientos de análisis de isótopos estables y anomalías en el agua de poro.

2.6.1 Isótopos estables

Los isótopos estables son variaciones pesadas, no radioactivas del elemento químico (Hesse, 2003). La cuantificación del isótopo estable del carbono (Carbono trece ^{13}C) en una muestra con respecto al elemento químico (Carbono doce ^{12}C) se hace con el cálculo de la Delta Pee Dee Bee ($\delta^{13}\text{C}$). La delta Pee Dee Bee es una referencia estándar de la relación Carbono trece Carbono doce ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) medida en una roca Belemnita de la localidad Pee Dee de California, EEUU. La relación estándar se muestra en la ecuación 2.14 (Schoell, 1984):

$$R_{std} = \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \cong 1,1237 \times 10^{-2} \quad \text{Ec. 2.14}$$

El cálculo de la Delta Pee Dee Bee del carbono es una relación por mil, mostrada en la ecuación 2.15 (Schoell, 1984):

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}} = \left(\frac{R_{sample}}{R_{std}} - 1 \right) \cdot 1000 \quad \text{Ec. 2.15}$$

Donde: R_{sample} : es la relación Carbono 13 Carbono12 en la muestra.

Las mediciones de la Delta Pee Dee Bee permiten determinar el carácter biogénico o termogénico del gas metano. Valores de ésta en el rango $-100 \leq \delta \leq -57$ indican un probable origen biogénico del gas metano formador de hidratos (Kvenvolden, 1995).

Tabla 2.4. Composición isotópica y concentración de metano en hidratos de gas y sedimentos con hidratos de metano.
Modificado (Kvenvolden, 1993)

Región	Tipo de Muestra	CH ₄ %	δ ¹³ C (‰)	Referencia
Costa Afuera de EEUU, Blake Ridge.				
<i>DSDP</i> leg 11	sedimentos	>99	-88 a -70	Claypool et al (1973)
<i>DSDP</i> leg 76	sedimentos	>99	-93.8 a -65.4	Kvenvolden ana Barnard (1983b)
<i>DSDP</i> leg 76	hidratos	>99	-68	Brooks et al. (1983);
Costa afuera de Perú, Trichera Perú-Chile.				
<i>ODP</i> leg 112	sedimentos	>99	-59 a -55	Kvenvolden ana Kastner (1990)
<i>ODP</i> leg 1 12	hidratos	>99	-65.0, -59.6	Kvenvolden ana Kastner (1990)
Costa afuera de California				
Cuenca Río Eel	hidratos	>99	-69.1 a -57.6	Brooks et al. (1991)
Mar Negro	hidratos	>99	-63.3, -61.8	Ginsburg et al. (1990)
Golfo de México				
<i>DSDP</i> leg 96	sedimentos	>99	-73.7 a -70.1	Pflaum et al. (1986)
<i>DSDP</i> leg 96	sedimentos	>99	-73.7 a -70.1	Pflaum et al. (1986)
Garden Banks	hidratos	>99	-70.4	Brooks et al. (1986)
Green Canyon	hidratos	>99	-69.2, -66.5	Brooks et al. (1986)
Green Canyon	hidratos	62, 74, 78	-44.6, -56.5, -43.2	Brooks et al. (1986)
Mississippi Canyon	hidratos	97	-48.2	Brooks et al. (1986)
Mar Caspio	hidratos	59 a 96	-44.8 a -55.7	Ginsburg et al. (1992)
Costa afuera de Guatemala,				
<i>DSDP</i> leg 84	sedimentos	>99	-71.4 a -39.5	Kvenvolden and McDonald (1985); Jeffrey et al. (1985)
<i>DSDP</i> leg 84	hidratos	>99	-43.6 a -36.1	Kvenvolden et al. (1984)
<i>DSDP</i> leg 84	hidratos	>99	-46.2 a -40.7	Brooks et al. (1985)

Para algunas localidades como Golfo de México y el Mar Caspio, el origen del gas podría ser termogénico, estando asociado a yacimientos de hidrocarburos profundos: el gas migra hacia la superficie del fondo marino y al encontrar las condiciones de presión y temperatura favorables, se da la formación de los hidratos. Otra posibilidad es la degradación microbiana de anhídrido carbónico (CO_2) isotópicamente pesado (Kvenvolden, 1993). En el Golfo de México también hay localidades donde el gas metano es biogénico. En la tercera columna de la tabla 2.4 se indica el porcentaje de gas metano en la muestra, siendo en la mayoría de los casos mayor que un 99% (Kvenvolden, 1995). Otros gases como el anhídrido carbónico (CO_2) y el ácido sulfhídrico (H_2S) presentes en la degradación microbiana de materia orgánica en los fondos marinos, son más susceptibles a formar hidratos, desplazando hacia la derecha la curva de estabilidad de los hidratos de metano (Hesse, 2003). También se han observado anomalías en el análisis de isótopos estables del oxígeno (Delta Smow del oxígeno $\delta^{18}\text{O}$ ‰), estos aumentos están asociados a los cambios de fase, incrementos en la fase sólida (hidratos de metano) y depresión en los fluidos (Hesse, 2003).

2.6.2 Anomalías de cloro Cl^- en el agua del espacio poroso

El cloruro de sodio (NaCl) está en el agua de mar en forma de electrolitos: Na^+ y Cl^- . Durante la formación de los hidratos de metano se da la exclusión de la sal, porque los electrolitos en disolución no caben dentro de la estructura. En tal sentido, se espera un incremento en los valores de cloro en las zonas de formación, pero ocurre lo contrario, se da una depresión. Este comportamiento es debido a un rápido soterramiento y compactación de los sedimentos (Hesse, 2003). En sedimentos someros del fondo marino se tiene una porosidad del 80% y a 500 m por debajo del fondo, donde se da la disociación de los hidratos en sus componentes: agua dulce más gas metano libre, se tiene (debido a la compactación) porosidades en el orden del

40% (Dai, 2004), una reducción a la mitad del volumen disponible, en el cual se mezclan entonces el agua dulce proveniente de los hidratos con el agua de poro residual, provocando la reducción de la concentración de cloro. En la parte somera donde se da la exclusión de la sal durante la formación de los hidratos de metano, por fenómeno de difusión (los elementos en mayor concentración se desplazan hacia los de menor concentración hasta darse el equilibrio) no se nota disminución o aumento en los perfiles de cloro. En la figura 2.13 se muestra un perfil de cloro típico, adquirido en el *Site* 859 del *ODP*, costa afuera de Chile, mostrándose lo dicho arriba. Además está referenciado con un perfil sónico.

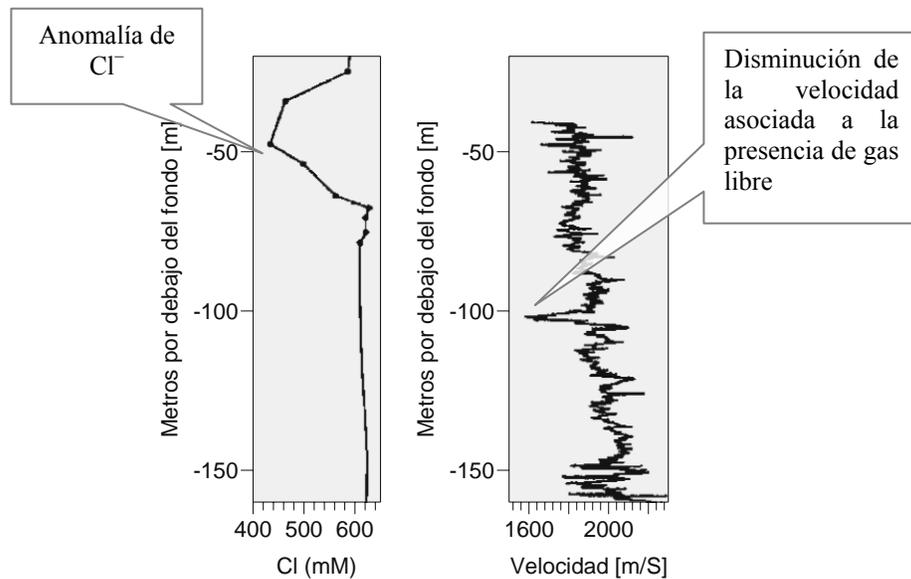


Fig. 2.13 Perfil de cloro (Cl^-) y registro sónico (V_p) típicos de los hidratos de metano, adquiridos en el *ODP Site* 859. Modificado (Brown, 1996)

2.7 Modelos Teóricos sobre la formación de los hidratos de metano en los fondos marinos

El entendimiento de la formación de hidratos de metano en los fondos marinos es un tema en discusión y en pleno desarrollo. Se han tratado de reproducir en laboratorio pero con suma dificultad, se pueden tardar semanas para formarse en recipientes especiales que ofrecen las condiciones termodinámicas favorables. Además, el proceso es auto limitante: al formarse los primeros hidratos establecen una barrera en la interfaz agua gas, bloqueando de una manera efectiva la producción adicional de más hidratos, teniéndose que recurrir a la agitación para romper la barrera (Sloan, 1998). Condiciones adicionales a la presión y la temperatura, todavía no definidas en los fondos marinos, favorecen la formación de los hidratos de metano. Experimentos realizados con vehículos no tripulados en fondos abisales han demostrado la formación de hidratos de metano en pocos minutos y con menos dificultades a las presentadas en experimentos llevados a cabo en laboratorios (Brewer, 1997). Dos modelos teóricos se han desarrollado para explicar la formación de hidratos de metano en los fondos oceánicos, el de Kvenvolden y Barnard (1983) y el de Hyndman y Davis (1992).

2.7.1 Modelo de Kvenvolden y Barnard 1.983 (Ecker, 2001)

El metano es producto de la degradación microbiana de materia orgánica, en la zona de estabilidad de los hidratos y su formación tiene lugar junto con la sedimentación. Para la producción del gas metano biogénico es necesario tener tasas de sedimentación mayores que 30 m/M.a. con un contenido de carbón orgánico mayor que 0.5% y el contenido residual de metano mayor a 10 mL/L. Como la zona de los hidratos de metano se hace más espesa y más profunda, su base, eventualmente, sufre subsidencia a una región donde la temperatura es mayor, disociándose el hidrato y el

gas libre puede migrar a capas superiores para retroalimentar la formación de hidratos. En consecuencia por debajo del límite de la zona de estabilidad de los hidratos de metano puede haber o también no haber gas metano libre.

2.7.2 Modelo de Hyndman y Davis 1.992 (Hyndman et al, 1992)

El mayor porcentaje de gas metano se genera por la degradación microbiana de materia orgánica debajo de la zona de estabilidad de los hidratos de metano, a una profundidad insuficiente para la formación de metano termogénico. El metano entonces asciende desde la zona de generación hasta la zona de estabilidad de los hidratos de metano como resultado de fuerzas tectónicas asociadas a zonas de subducción, o si la zona presenta una rápida sedimentación y baja consolidación. Al llegar a la zona de estabilidad la presión y la temperatura son favorables y permiten formar hidratos, en consecuencia se concentran por debajo los hidratos de metano.

Para localidades del Golfo de México y el Mar Caspio donde el origen del gas podría ser termogénico, podría estar asociado a yacimientos de hidrocarburos profundos: el gas migra hacia la superficie del fondo marino y al encontrar las condiciones de presión y temperatura favorables, se da la formación de los hidratos. Otra posibilidad es la degradación microbiana de anhídrido carbónico isotópicamente pesado (Kvenvolden, 1993) y en consecuencia con características en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ semejantes al del gas termogénico.

2.8 Métodos Sísmicos y los Hidratos de Metano

2.8.1 Respuesta sísmica de los hidratos de metano

En secciones sísmicas, la base de la zona de estabilidad de los hidratos de metano se ha asociado a reflectores subparalelos al fondo marino, éstos presentan una polaridad inversa a la del fondo y se les denomina *BSR*. En la figura 2.13 se muestra una sección sísmica 2D adquirida en Blake Ridge, EEUU, donde se muestra un ejemplo de *BSR*. Nótese su paralelismo con el fondo marino, su polaridad inversa y su presencia a escala a regional.

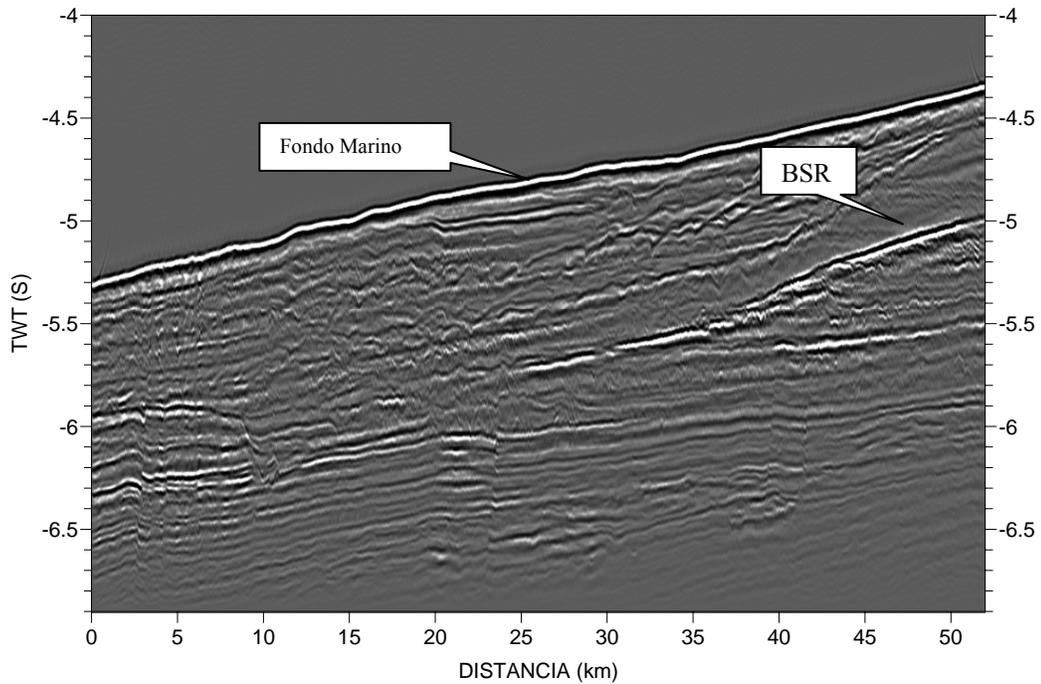


Fig. 2.14 Bottom Simulating Reflector (BSR) Blake Ridge, EEUU (Ecker, 2001)

Los reflectores que simulan el fondo marino están asociados a la base de la zona de estabilidad de los hidratos (Kvenvolden, 1993; Hyndman, 1992). La reflexión sísmica que se da en la base de la zona de estabilidad de los hidratos se caracteriza por tener una polaridad inversa, debido a que allí es donde se disocia el hidrato por aumento de la temperatura, efecto del gradiente geotérmico. Entonces, el gas que se encuentra libre producto de la disociación disminuye la velocidad de las ondas P y en consecuencia un coeficiente de reflexión negativo. Pequeñas saturaciones de gas (mayores que 5%) en rocas provocan bruscas disminuciones en la velocidad de las ondas P (Mavko, 1998).

En la figura 2.14 se muestra un sismograma sintético simplificado mostrando las reflexiones teóricas características.

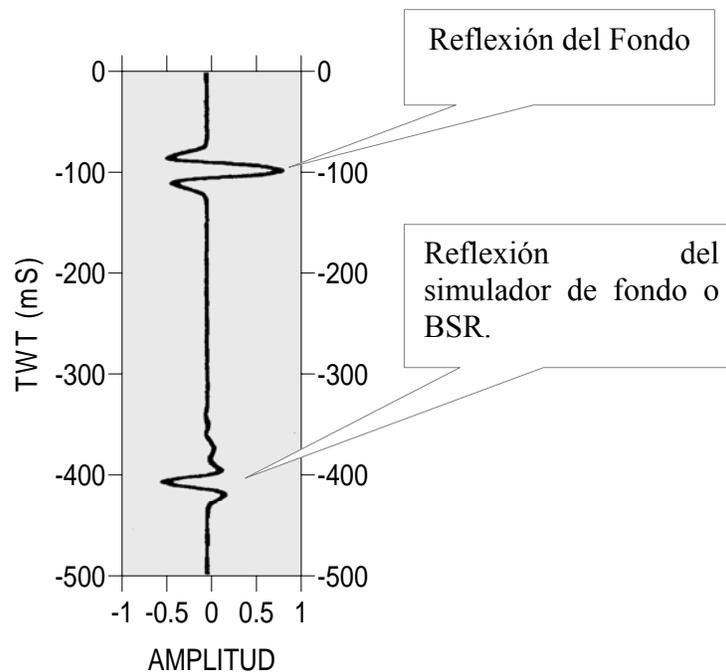


Fig. 2.15 Sismograma sintético simplificado de un *BSR*. (Hyndman et al, 1992)

En la figura 2.16 se muestra un registro sónico típico, adquirido en el *Site* 859 del *ODP*, costa afuera de Chile (Brown, 1996).

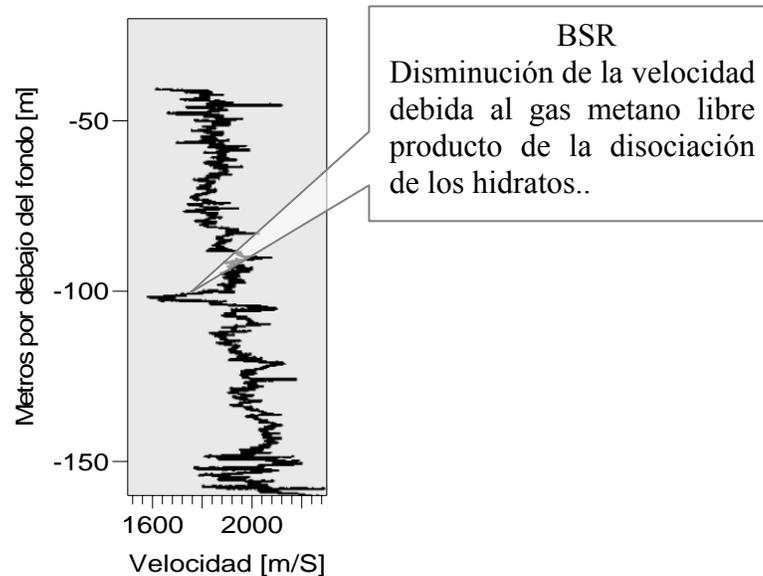


Fig. 2.16 Registro sónico de pozo mostrando la disminución típica de la velocidad de las ondas P debida al gas libre producto de la disociación de los hidratos de metano (Brown, 1.996)

El comportamiento subparalelo de los *BSR*'s es debido a que se trata de superficies termobáricas y no a superficies estructurales o estratigráficas (Dai et al, 2004) La geometría que presenta el fondo marino modifica las variables de presión y temperatura a las cuales son susceptibles los hidratos de metano. Por lo anterior, es posible observar *BSR* cortando a reflectores estratigráficos para mantener su comportamiento mimético del fondo marino. Este comportamiento ha sido denominado “Puntos Brillantes”, traducción de: *hydrate bright spots* (Holbrook, 2002). En la figura 2.16 se muestra un *BSR* que corta las reflexiones estratigráficas, “hydrate bright spots”.

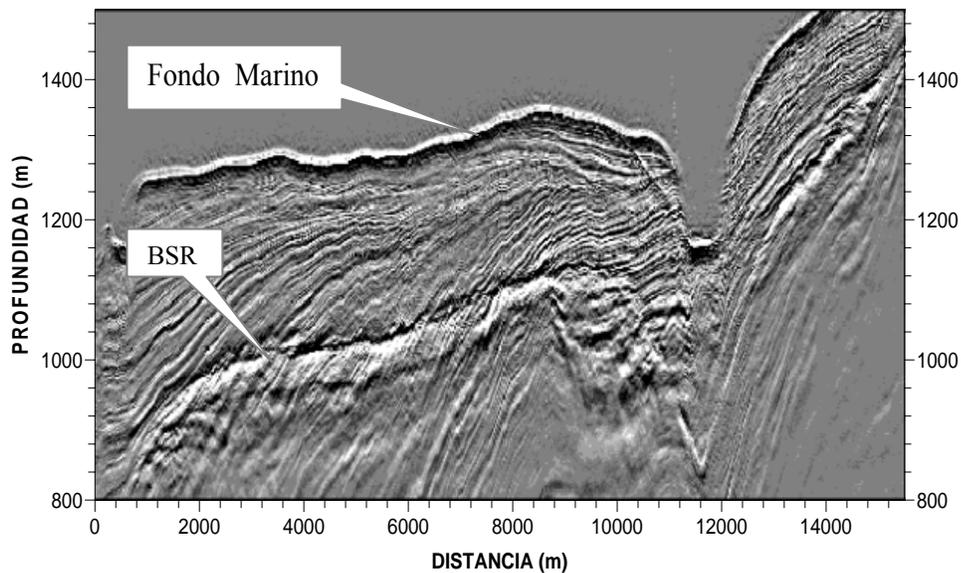


Fig. 2.17 Línea sísmica donde se muestra un *BSR* cortando la reflexiones estratigráficas (Matsushima, 2004)

Otra característica observada en las líneas sísmicas adquiridas en zonas donde es comprobada la presencia de hidratos de metano, como en el Golfo de México, es la no aparición de reflexiones o lo denominado “zonas vacías” traducción del inglés *amplitude blanking*. Éstas zonas vacías de reflexiones indican la presencia de un material uniforme de alta velocidad, probablemente hidratos, donde no hay contraste de impedancia y por ello las amplitudes de la reflexiones son débiles o ausentes (Holbrook et al, 2002). Dependiendo de la concentración de los hidratos de metano, éstos pueden provocar el aumento de las amplitudes de las reflexiones o pueden debilitarlas. Resultados de estudios realizados en Mallik, Canadá, indican que los hidratos preferencialmente se forman en rocas con mayor porosidad (aquellas de baja velocidad). Esta disminución del espacio poroso, provoca un aumento en la velocidad de la roca en relación con las circunvecinas de mayor velocidad. Saturaciones de hidrato menores que 25% del espacio poroso, pueden reducir el contraste de impedancias entre el estrato más poroso y el menos poroso, suprimiendo las reflexiones o *blanking* debido a un bajo contraste (Holbrook, 2002).

También pueden existir *BSR*'s asociados a procesos diagenéticos de los sedimentos ricos en sílice y no sólo en la base de la zona de estabilidad de los hidratos. La diagénesis temprana de los sedimentos ricos en sílice consiste de estados progresivos, dependientes de la presión y la temperatura, tales como el ópalo A (amorfo), el ópalo CT (Cristobalita) y finalmente el cuarzo. La principal diferencia entre los *BSR*'s asociados a procesos de diagénesis y aquellos asociados a la base de la zona de estabilidad de los hidratos, es que los primeros presentan reflexiones de igual polaridad que la reflexión del fondo marino. Esto debido al contraste positivo de la impedancia acústica entre En la transición diagenética del ópalo A al ópalo CT, en la cual hay un incremento en la densidad y ocurre en el rango de los 16°C a los 35° C, la segunda transición diagenética ópalo CT a cuarzo ocurre generalmente a los 90°C (Berndt, 2004). Considerando el gradiente geotérmico promedio de las cuencas oceánicas y el diagrama de estabilidad de los hidratos de metano, se puede notar que el proceso diagenético de transición del ópalo A al ópalo CT y la base de la zona de estabilidad de los hidratos de metano pueden estar a profundidades semejantes (Berndt, 2004), sin embargo la diferencia en una sección sísmica será la polaridad relativa de las reflexiones con respecto a la del fondo marino.

En otro orden y para finalizar, la profundidad de los *BSR* y la temperatura en el fondo marino en conjunción con los diagramas de fase de los hidratos, pueden ser utilizados para estimar gradientes geotérmicos en sedimentos oceánicos (Yamano, 1982).

2.9 Localización Mundial y Reservas de los Hidratos Naturales de Metano

2.9.1 Localización

La localización mundial de los hidratos de metano naturales va a depender de factores tales como:

- Fuente de gas metano (biogénico o termogénico)
- Fuente de agua
- Alta presión ($P > 10 \text{ atm}$)
- Baja temperatura ($T < 20 \text{ °C}$)
- Otras condiciones como: tipos de sedimentos y tasa de sedimentación (Miles, 1995), salinidad y contenido de CO_2 (Sloan, 1998), solubilidad del metano en el agua de poro (Clennell, 2001), etc., también influyen en la localización.

Las condiciones de presión y temperatura son necesarias pero no suficientes para la formación de hidratos. Es necesario tener una fuente de gas metano asociada al sistema, la cual puede ser de origen biogénico o termogénico.

En la figura 2.17 se muestran las condiciones de presión y temperatura en función de la profundidad para tres diferentes ambientes: marino, continental y *permafrost*. El área bajo la curva sombreada en amarillo es donde se dan las condiciones de estabilidad de los hidratos de metano. Nótese que en el ambiente continental la temperatura de la superficie es aproximada a 20 °C y está fuera del área bajo la curva de estabilidad de los hidratos de metano. Además a medida que se profundiza la temperatura aumenta y se aleja de la zona de estabilidad de los hidratos de metano.

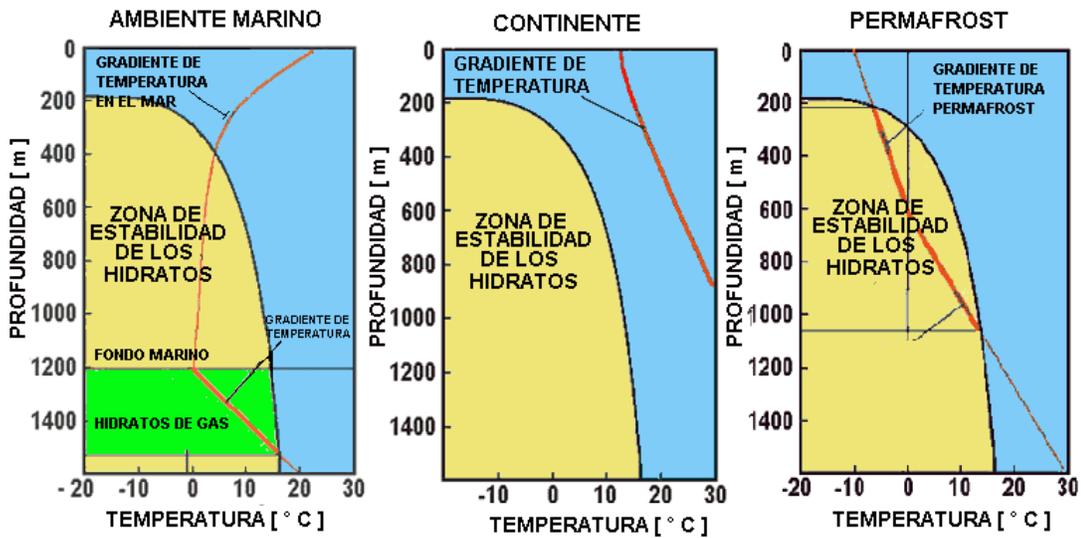


Fig. 2.18 Diagramas de las zonas de estabilidad de los hidratos de metano para ambiente marino, continente y permafrost. Modificado (Departament of Energy, <http://netl.doe.gov/scnghydrate/about-hydrates/>)

La figura 2.18 muestra una ventana cuyo rango en latitud va de 0° N a 20° N y en longitud de 80° W a 60° W, de un mapa mundial de localizaciones de yacimientos de hidratos de metano (Kvenvolden et al, 2000). El mapa completo está disponible como anexo (A.5). Las localizaciones de yacimientos de hidratos de metano a nivel mundial suman un total de setenta y nueve, entre ambientes marinos y del tipo permafrost. La mayoría de las localizaciones son inferidas por evidencias geofísicas o geoquímicas reportadas en los informes de los programas de perforación marina profunda: *ODP* y *DSDP*. Además, se marcan veinte lugares donde se han recuperado muestras de hidratos de metano, comprobando su localización. Nótese que se asigna un punto al Mar Caribe, al norte de Venezuela.

Mapa de Localizaciones Inferidas para los Hidratos de Metano

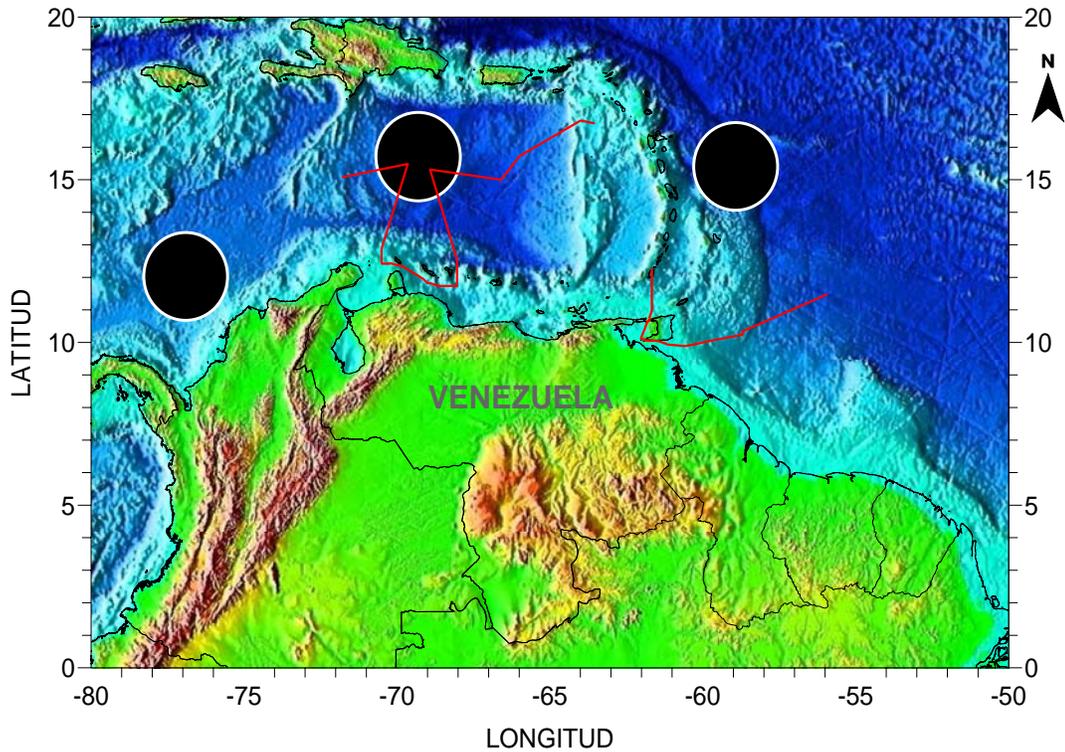


Fig. 2.19 Mapa de zonas inferidas de hidratos de metano. Modificado (Kvenvolden y Lorenson, 2000)

2.9.2 Reservas

Los cantidades estimadas de metano en forma de hidratos son muy variadas y altamente especulativas (Kvenvolden, 1993). Una recopilación de las estimaciones de volúmenes de metano en unidades de metros cúbicos y a condiciones de presión y temperatura estándar que se encuentran acumulado en hidratos naturales, se muestran en la tabla 2.5. La tabla 2.6 muestra estimaciones de hidratos de metano en gramos de carbono equivalente y su localización. Si las estimaciones son correctas, el metano

acumulado en los hidratos representa más del doble de los depósitos actuales de combustibles convencionales de carbón, petróleo y gas natural (Clennell, 2000). En la figura 2.19 se muestra un gráfico de representando estas proporciones.

Tabla 2.5 Estimaciones de volúmenes de gas metano en forma de hidratos

Volumen de Gas [m ³] [PTE]	Localización	Referencia
21×10 ¹⁵	Mundial	(Dillon, 2000)
40×10 ¹⁵	Mundial	(Kvenvolden, 1993)
7.6×10 ¹⁸	Sedimentos oceánicos	(Petroleum Gas Committee, 1981)
14×10 ¹²	Permafrost	(Petroleum Gas Committee, 1981)

Según las estimaciones mostradas en la tabla, el mayor volumen de metano se encontraría en los hidratos de los sedimentos oceánicos.

Tabla 2.6 Estimaciones mundiales de hidratos de metano en gramos de carbono equivalente

Carbono [g]	Localización	Referencia
15×10 ¹⁸	Mundial	(Buffet, 2001)
11.4×10 ¹⁸	Mundial	(Kvenvolden, 1993;MacDonald, 1994)
10×10 ¹⁸	Mundial	(Kvenvolden, 1993)
4.1×10 ²¹	Sedimentos oceánicos	(Petroleum Gas Committee, 1981)
7.5×10 ¹⁵	Permafrost	(Petroleum Gas Committee, 1981)

Las cantidades estimadas de hidratos de metano submarino en el mundo equivalen aproximadamente a dos veces el total de todos los recursos de convencionales de petróleo y gas (Clennell, 2000).

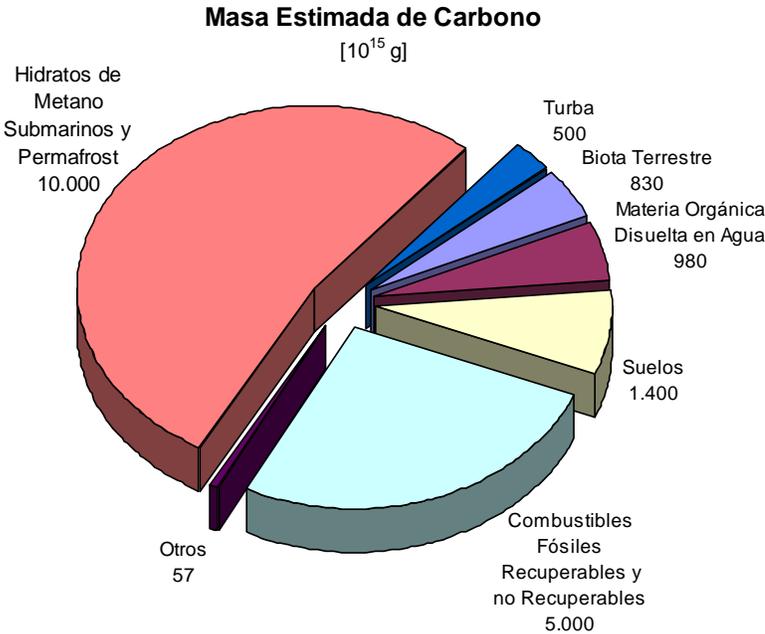


Fig. 2.20 Gráfico de la abundancia de carbono en forma de hidratos de metano. Modificado (Kvenvolden, 1993)

2.10 Efectos sobre el Clima

Los hidratos de metano son metaestables, cambios en la presión y en la temperatura afectan su estabilidad. La desestabilización de los hidratos de gas por debajo del fondo marino produce riesgos geológicos, provocando derrumbes y deslizamientos submarinos (Kvenvolden, 1993). En la figura 2.20 se muestra una representación gráfica del equilibrio en el que se encuentran las variables asociadas a los hidratos.

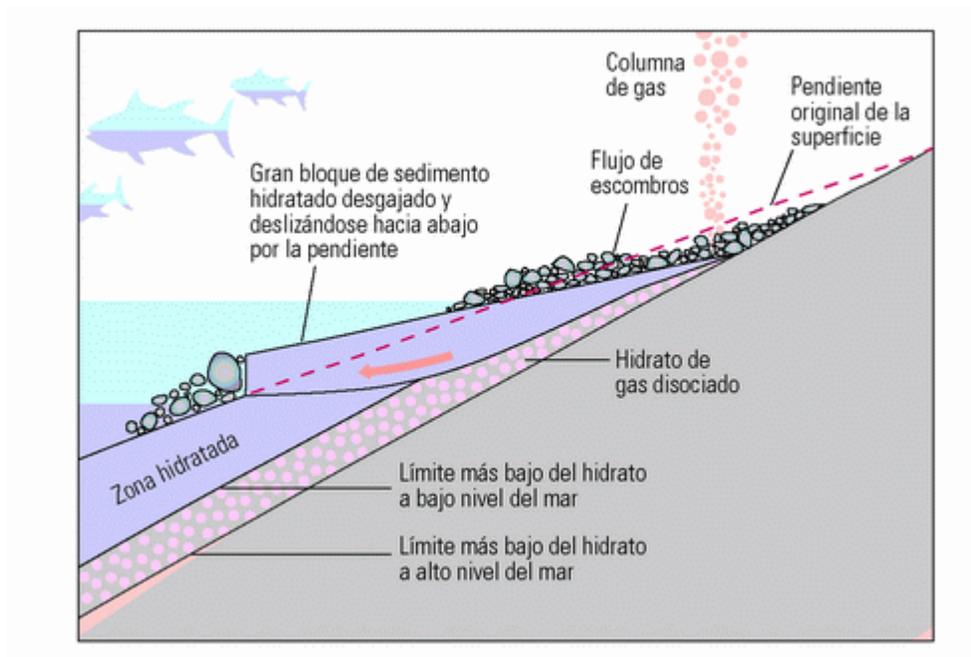


Fig. 2.21 Riesgo climático asociado a los hidratos de metano (Kvenvolden, 1993)

Los fondos abisales donde se encuentran los hidratos de metano se consideran sistemas en equilibrio, con todas sus variables, tales como: sedimentos, agua de los poros, presión, temperatura, etc. La alteración de cualquier componente puede romper el equilibrio y desestabilizar todo el sistema dando lugar a daños al medio ambiente irreparables. Los factores desestabilizantes pueden ser perturbaciones naturales o asociadas con la explotación de los hidratos, y potencialmente podrían afectar el clima. El exceso de anhídrido carbónico en la atmósfera produce el calentamiento

global del planeta, llamado efecto invernadero. Investigaciones indican que el metano produciría un efecto invernadero cincuenta y seis veces mayor del que se produciría con igual masa de anhídrido carbónico, en veinte años (Dillon, 2000).

2.11 Producción de los Hidratos de Metano

El cómo producir metano a partir de los hidratos es un tema en discusión, sin embargo se plantean en principio tres posibilidades,

- Despresurización del sistema
- Inyección térmica
- Inyección de inhibidores.

En la figura 2.21 se muestran los principios de producción de gas natural a partir de hidratos de metano, estos se basan en la alteración de sus condiciones de P y T o en la inhibición química. El primer método planteado consistiría en la despresurización del sistema por la extracción del gas libre por debajo de los hidratos. Un segundo método sería aumentar la temperatura por la inyección de vapor de agua o agua caliente, el hidrato se disocia, el gas se libera y asciende. Por último se plantea la inyección de un inhibidor como el metanol en vez de vapor de agua o agua caliente.

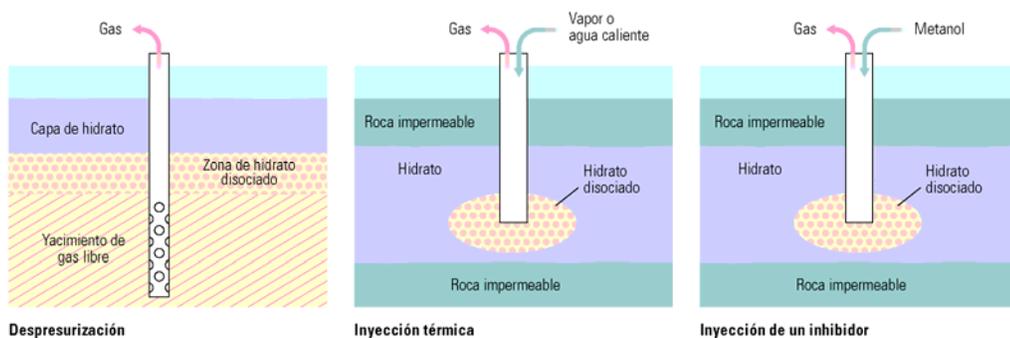


Fig. 2.22 Posibles formas de producción de metano a partir de los hidratos (Kvenvolden, 1993)

CAPÍTULO 3

RESULTADOS

3.1 Zonas Potenciales para los Hidratos de Metano

Las zonas potenciales para los hidratos de metano son aquellas donde se cumplen de manera simultánea las condiciones de presión y temperatura. En tal sentido se generó un mapa batimétrico con curvas de contorno cada 500 m que se muestra en la figura 3.1, esto como una orientación de las condiciones de presión en el área, por la relación lineal entre la presión y la profundidad

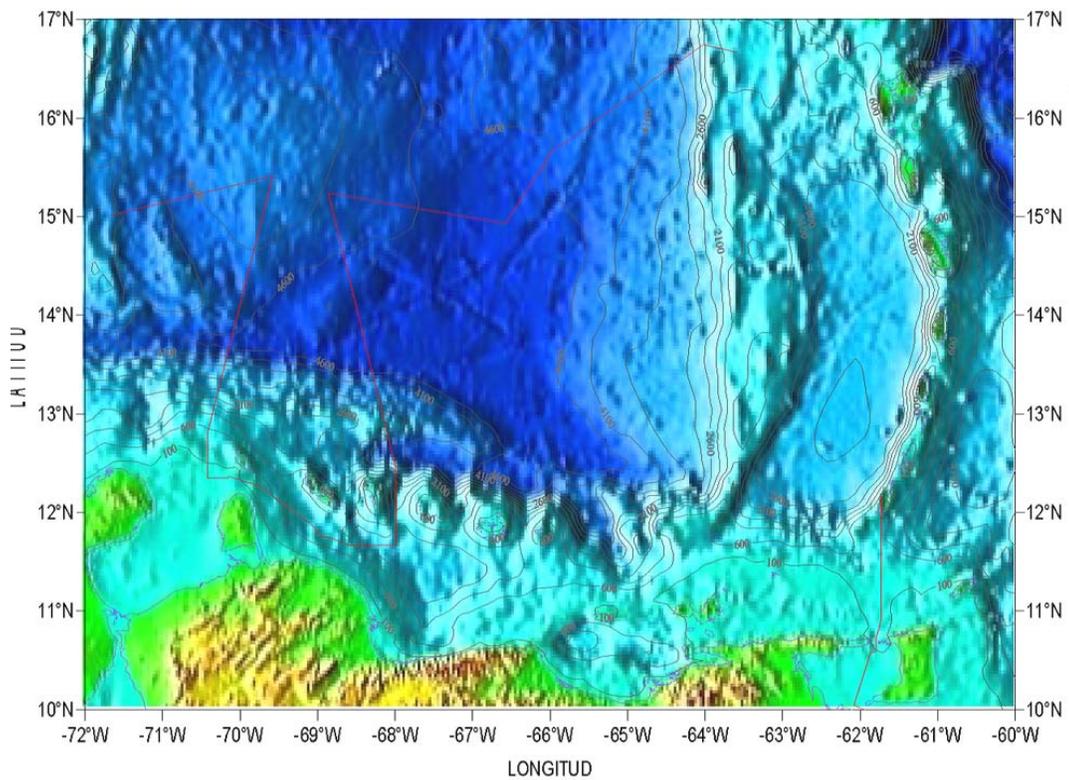


Fig. 3.1 Mapa batimétrico del área de estudio

Los datos de variación de la temperatura en función de la profundidad en el agua de mar de la zona de estudio provienen de la Oficina Oceanográfica Naval de los Estados Unidos de Norte América, en un mallado uniforme con distancia entre nodos aproximado de 9 Km. En la figura 3.2 se muestran los puntos en donde se dispone de perfiles de temperatura.

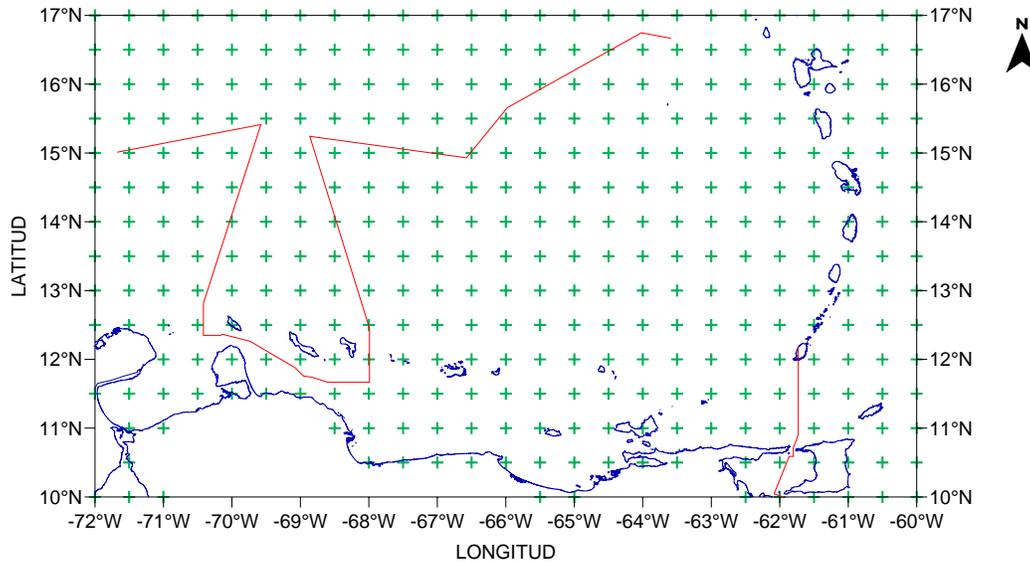


Fig. 3.2 Mapa de distribución de perfiles de temperatura en el área de estudio

De los perfiles de temperatura disponibles se obtuvieron los valores de temperatura en el fondo marino, y se generó un mapa de contornos mostrado en la figura 3.3.

Considerando las presiones hidrostática obtenidas a partir de la batimetría, la temperatura de los fondos oceánicos, el gradiente geotérmico lineal e igual a $36^{\circ}\text{C}/\text{Km}$. y la curva de estabilidad de los hidratos de metano, se realizaron los cálculos de los espesores de la zona de estabilidad de los hidratos, mediante un programa para computadora cuyo código fuente se anexa. Con los espesores calculados, se elaboró el mapa de contornos, mostrado en la figura 3.4. En dicho mapa, se muestra en color azul claro las áreas de mayor espesor (mayor que 600 m) de la zona de estabilidad de los hidratos.

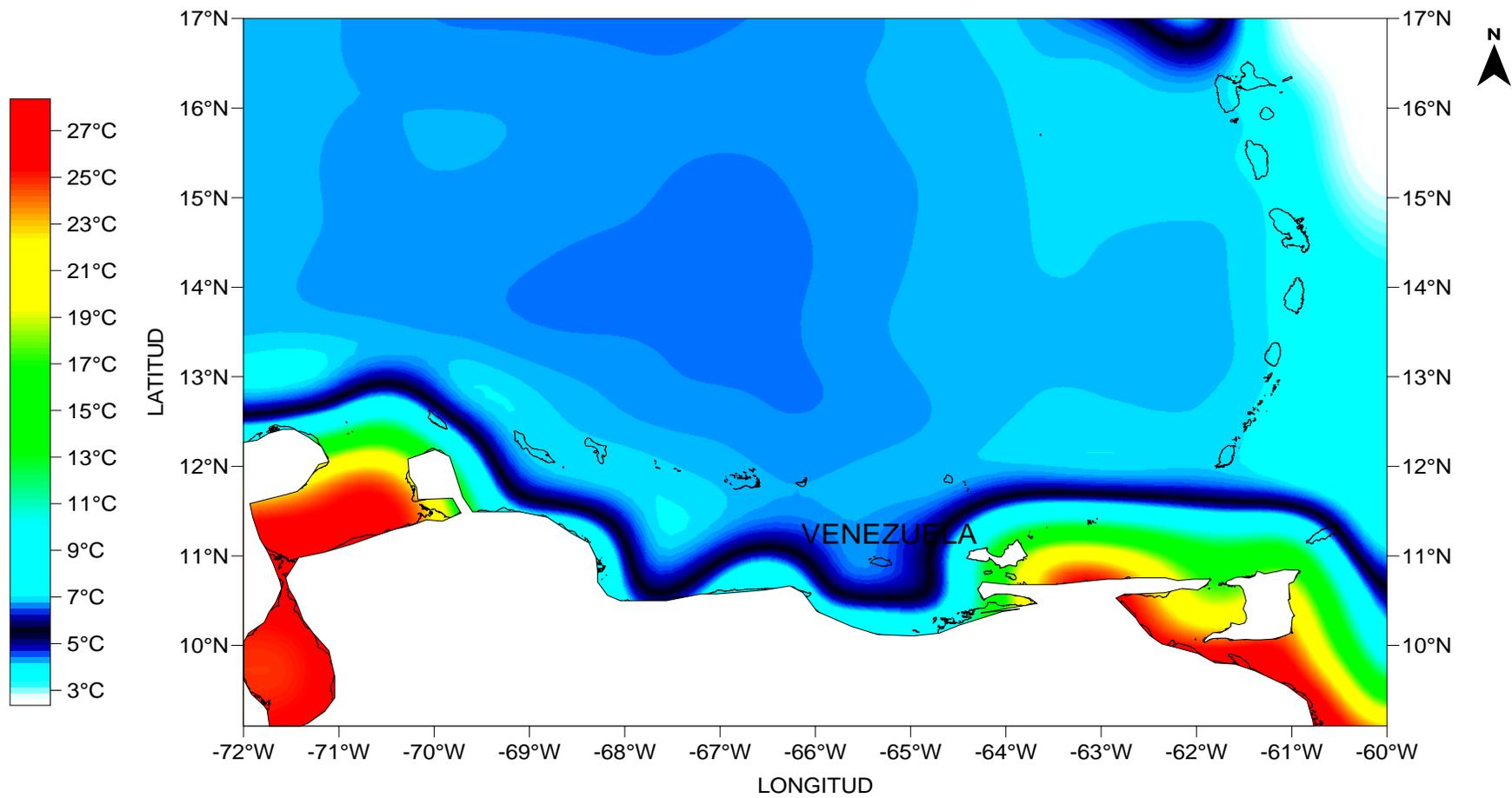


Fig. 3.3 Mapa de temperatura en el fondo marino del área de estudio

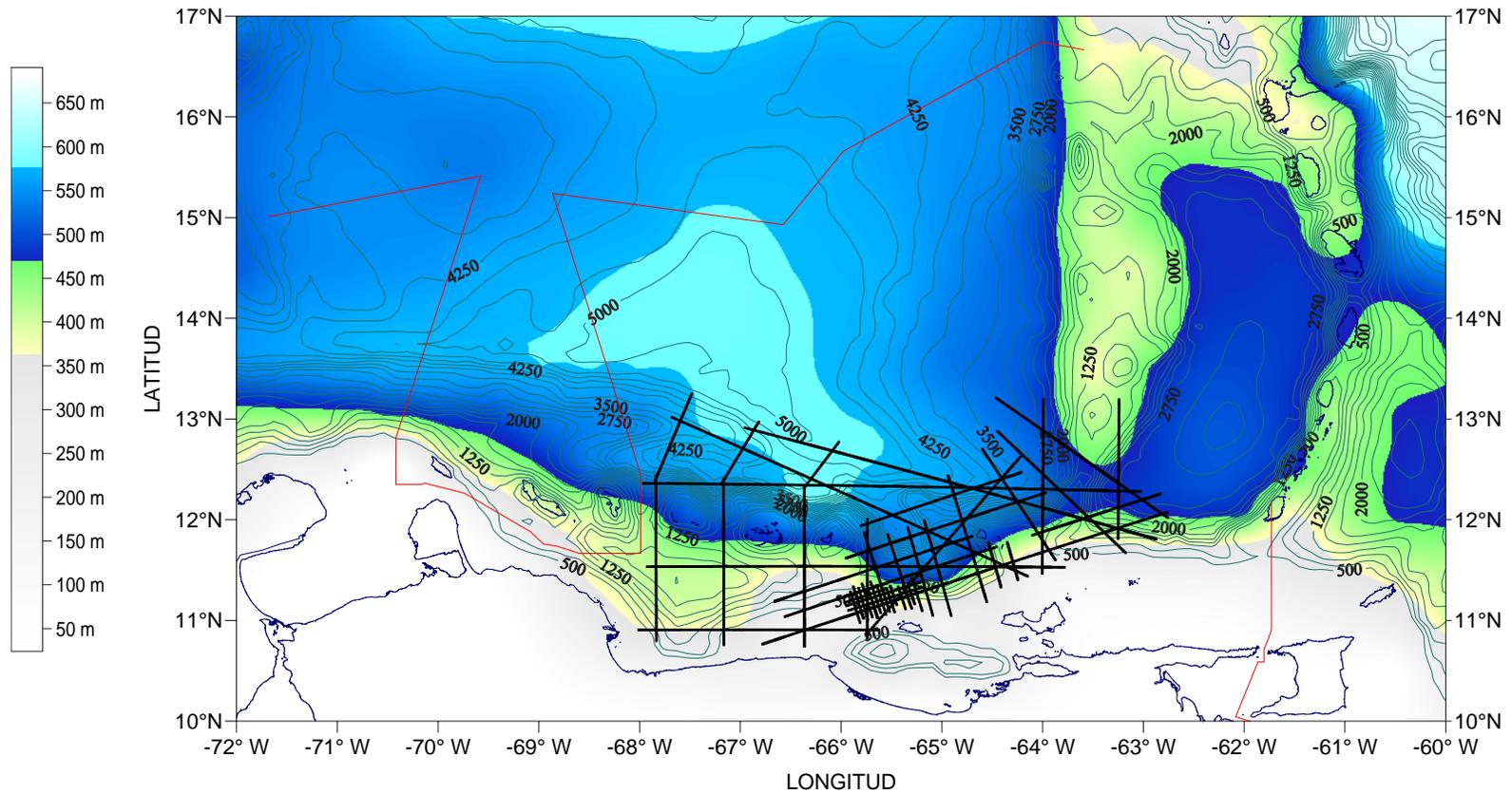


Fig. 3.4 Mapa de espesores (en metros) de la zona de estabilidad de los hidratos de metano en el área de estudio, calculado con un gradiente geotérmico de 36°C/Km. Curvas de batimetría cada 250m. Levantamiento sísmico: líneas de color negro

La figura 3.5 representa el área donde el espesor de la zona de estabilidad de los hidratos de metano es igual a 600m (máxima), las coordenadas son planas referenciadas a un punto arbitrario. En la figura, el área es de unos 37.500 km² y considerando: (a) espesor de 600m de la zona de estabilidad, (b) una porosidad promedio de 40% (Dai, 2004), (c) saturación de hidrato de metano en 75% (Ecker, 2001) y (d) para 1m³ de hidrato se obtienen 164 m³ de metano a PTE (Kvenvolden, 1993), entonces una estimación del gas metano presente sería de $7,38 \times 10^{13}$ m³ ($2,61 \times 10^{15}$ ft³) de gas metano a PTE. Un segundo escenario de reservas es considerar que los *BSR*'s en el área de estudio se observaron en general a 200mS después de la reflexión del fondo, lo que implica un espesor de la zona de estabilidad de 320m, para una velocidad de 3200 m/s, la cual correspondiente a sedimentos saturados de hidratos al 75% (Ecker, 2001), siendo entonces las reservas de gas de $3,9 \times 10^{13}$ m³ ($1,37 \times 10^{15}$ ft³).

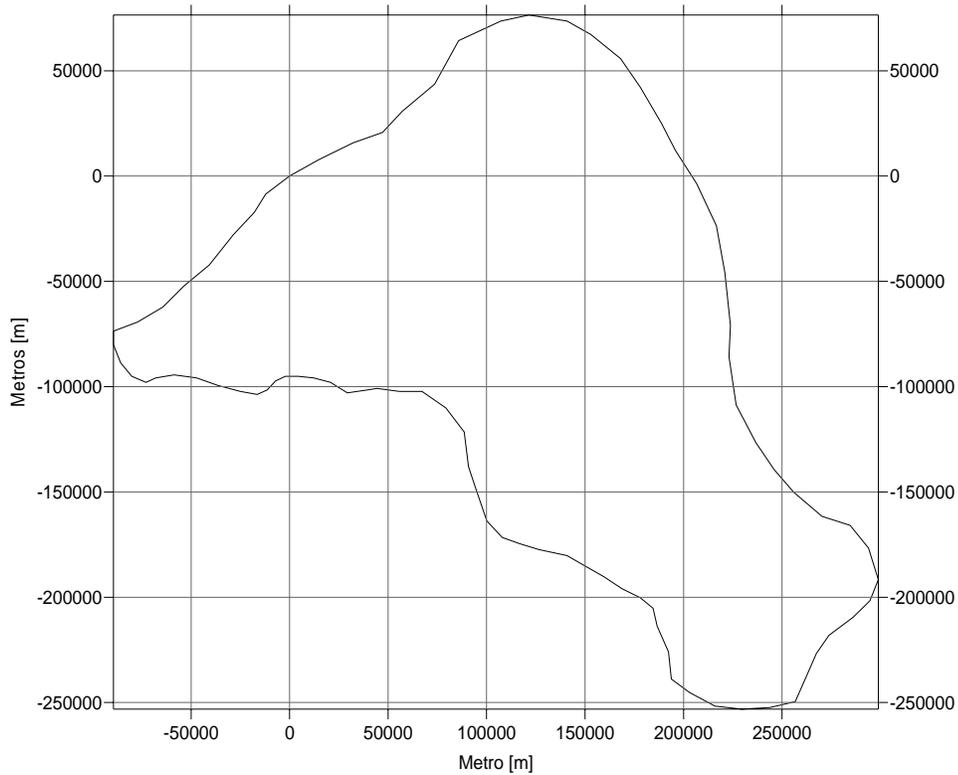


Fig. 3.5 Mapa del área de espesor máximo de la zona de estabilidad de los hidratos en el área de estudio, tomado de la fig. 3.4.

3.2 Evidencias Sísmicas de Hidratos de Metano en Venezuela

Como se ha planteado anteriormente, la única posibilidad de desarrollo de hidratos de metano en Venezuela de forma natural es en ambientes marinos profundos. Las investigaciones y operaciones geofísicas costa afuera en Venezuela se pueden considerar escasas, sin embargo, para el presente estudio se contó con el acceso a 3 levantamientos sísmicos 2D regionales realizados para PDVSA en el año 2001, denominados Caribe Central, Tortuga La Blanquilla y Las Aves-Blanquilla. En la figura 3.6 se muestra un mapa de los levantamientos. Todas las líneas sísmicas disponibles presentaban un procesamiento estándar.

En total 34 líneas sísmicas 2D de escala regional fueron revisadas, buscando reflectores simuladores del fondo marino. La revisión se llevó a cabo línea por línea con criterios de búsqueda basados en lo siguiente: (a) localizar un reflector somero de no más de 500 mS por debajo del fondo marino, (b) que tuviese un comportamiento mimético respecto al fondo marino en una escala regional y (c) de polaridad inversa a la presentada por el fondo marino. En tal sentido, sólo en 4 de las 34 líneas se pudieron interpretar posibles *BSR*'s. En las figuras desde la 3.7 a la 3.10 se muestra la interpretación de 2 horizontes sísmicos, la reflexión del fondo marino en rojo y el posible *BSR* en amarillo. El *BSR* se pudo seguir regionalmente, y en la figura 3.11 se muestra un mapa de contornos en tiempo, delimitando el área posible para la ocurrencia de los hidratos. Esta zona se muestra ampliada en la figura 3.12. También se observó una depresión de las amplitudes después de la reflexión del fondo marino y se interpretó como un probable *blanking*. Esto se muestra en la figura de aumento dentro de la figura 3.8, y además se cambió el tipo de visualización de la sísmica al tipo *wiggle* para una mejor visualización del cambio de la polaridad.

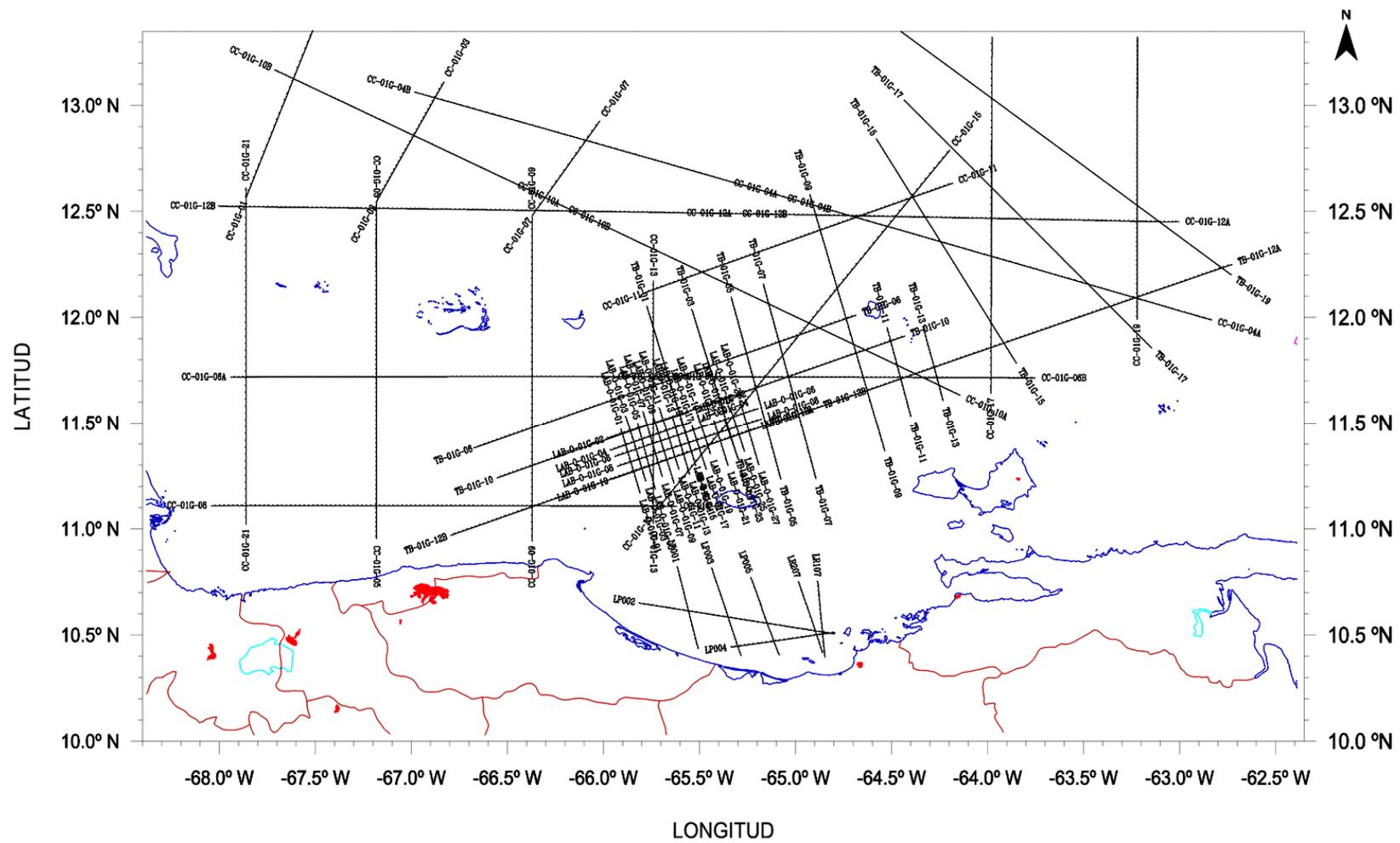


Fig. 3.6 Mapa del levantamiento sísmico 2D utilizado

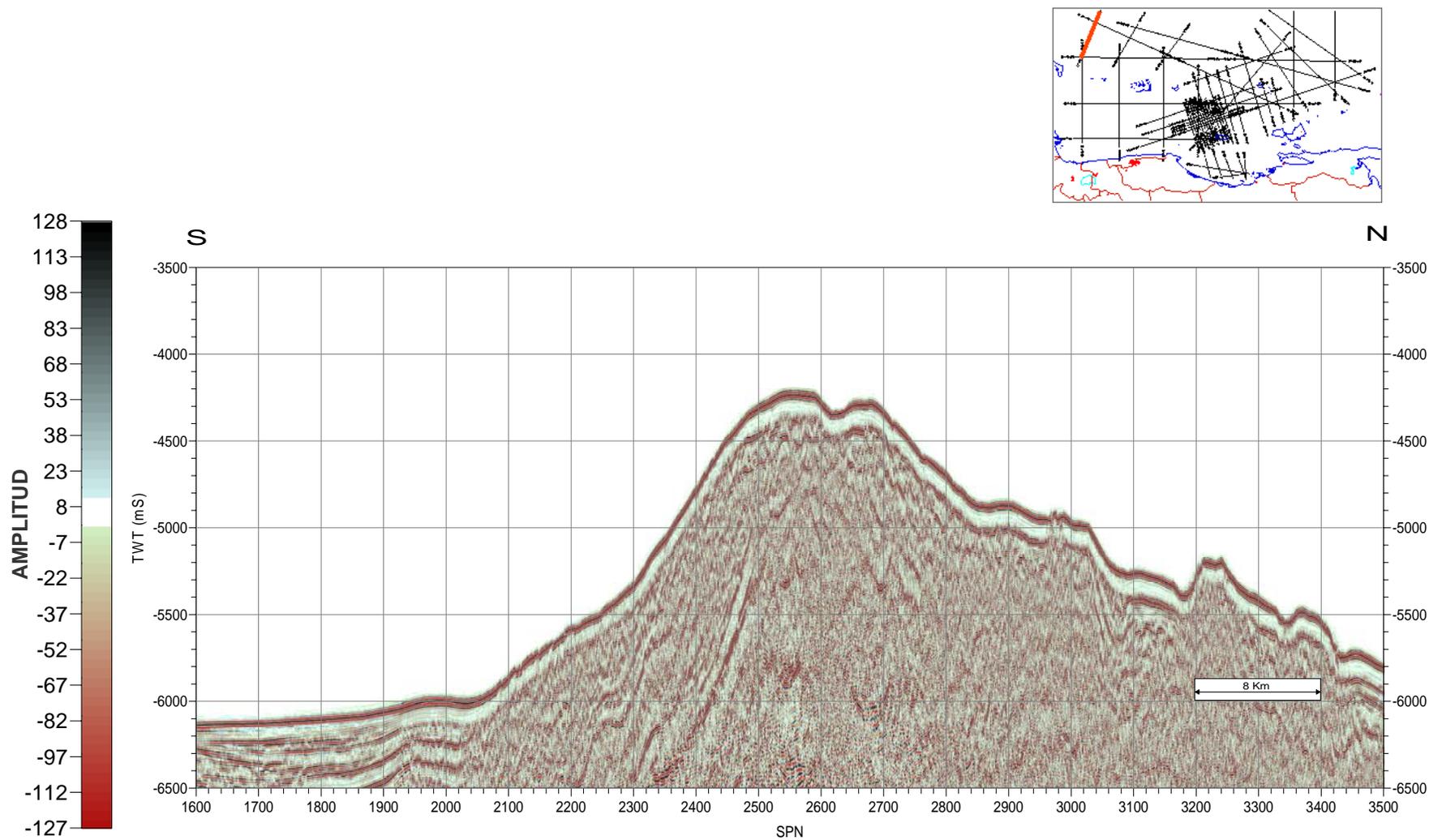


Fig. 3.7 Línea sísmica 2D-01, no interpretada

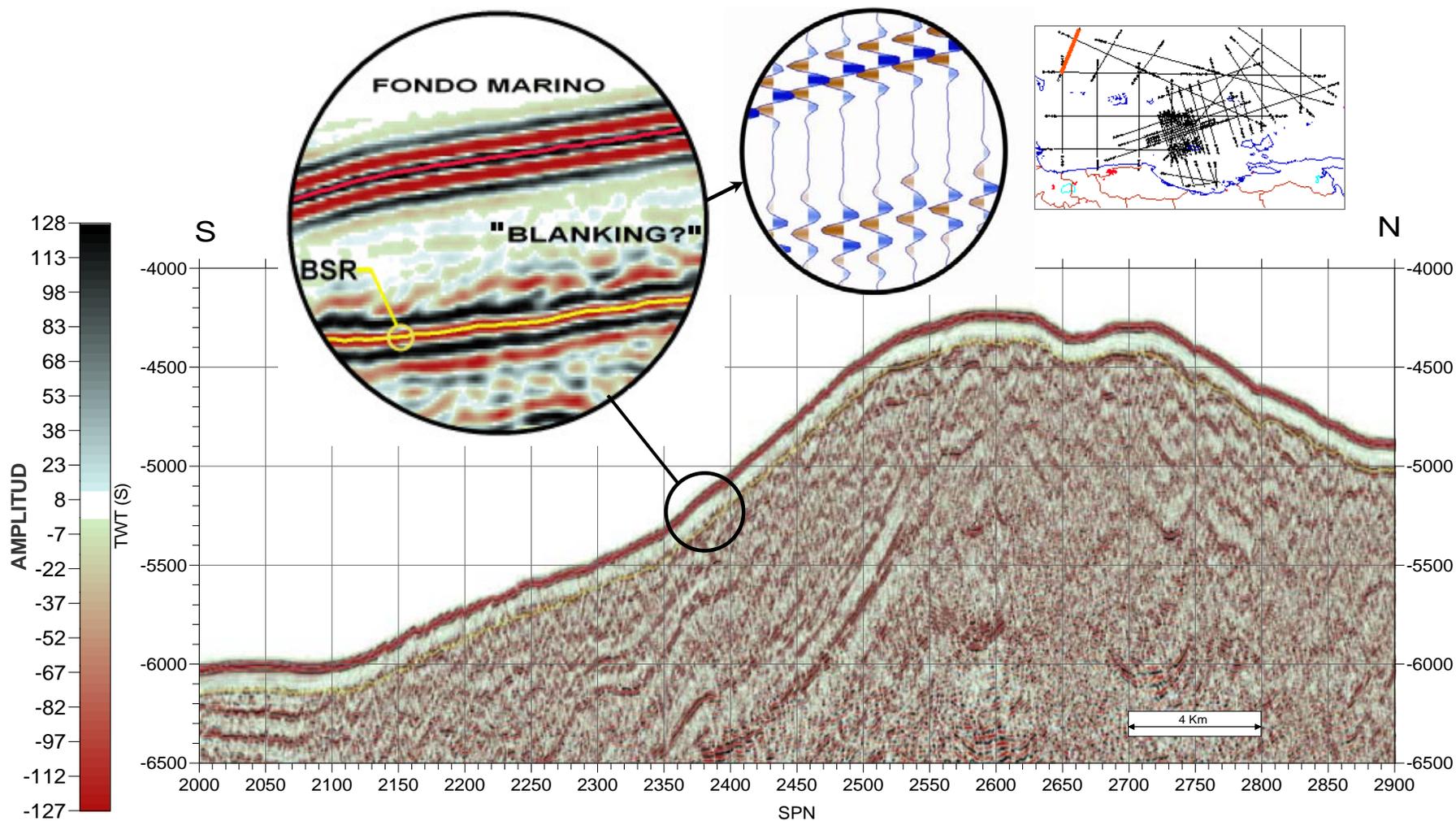


Fig. 3.8 Línea sísmica 2D-01. Interpretación de un posible *BSR* y una zona de *blanking*. Visualización de la ampliación de la sísmica tipo ondícula (*Wiggle*), nótese la inversión de la polaridad del *BSR* con respecto al fondo marino

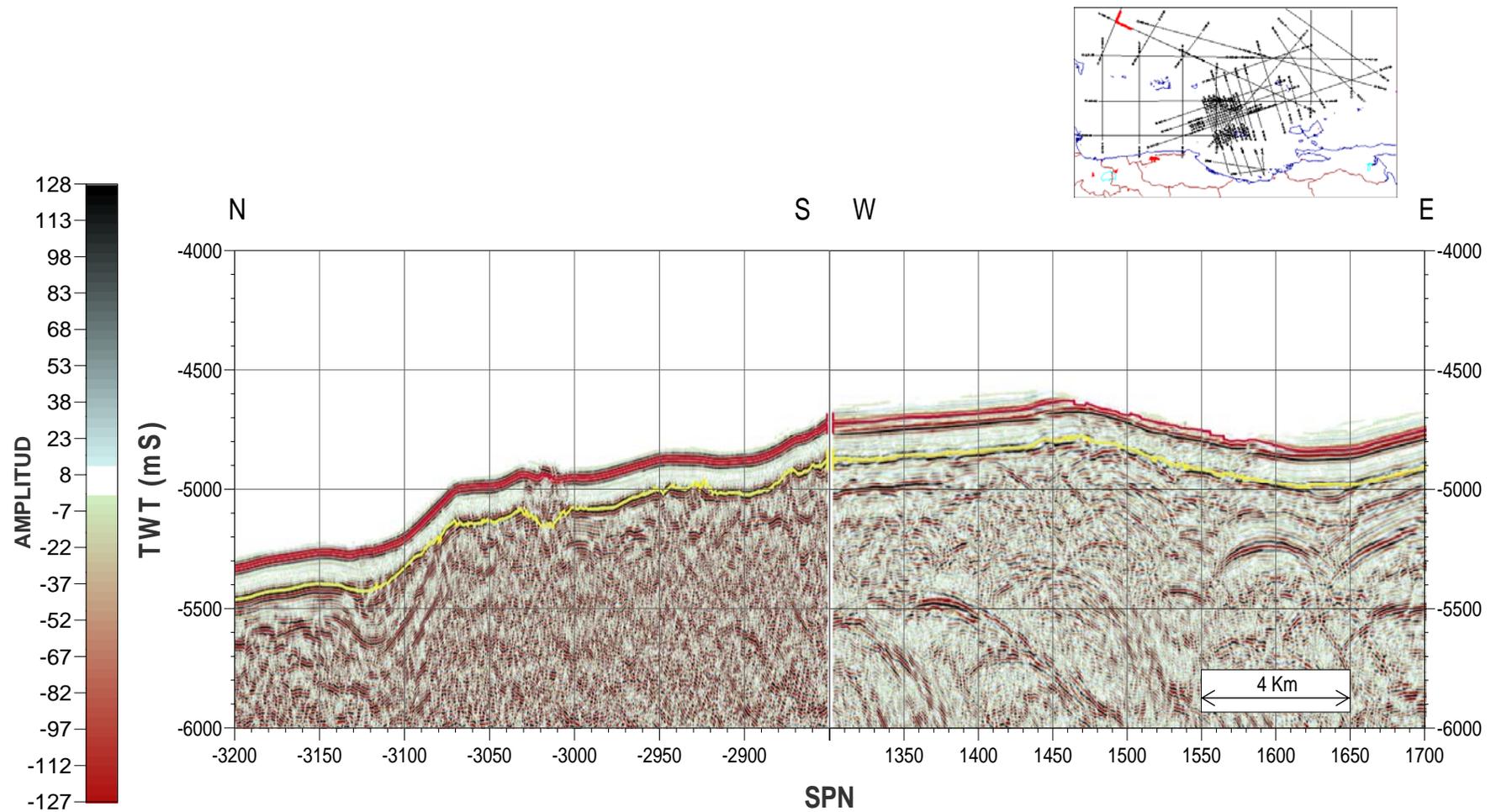


Fig. 3.9 Línea sísmica 2D-02. Interpretación de un posible *BSR* que presenta continuidad en otras líneas del levantamiento

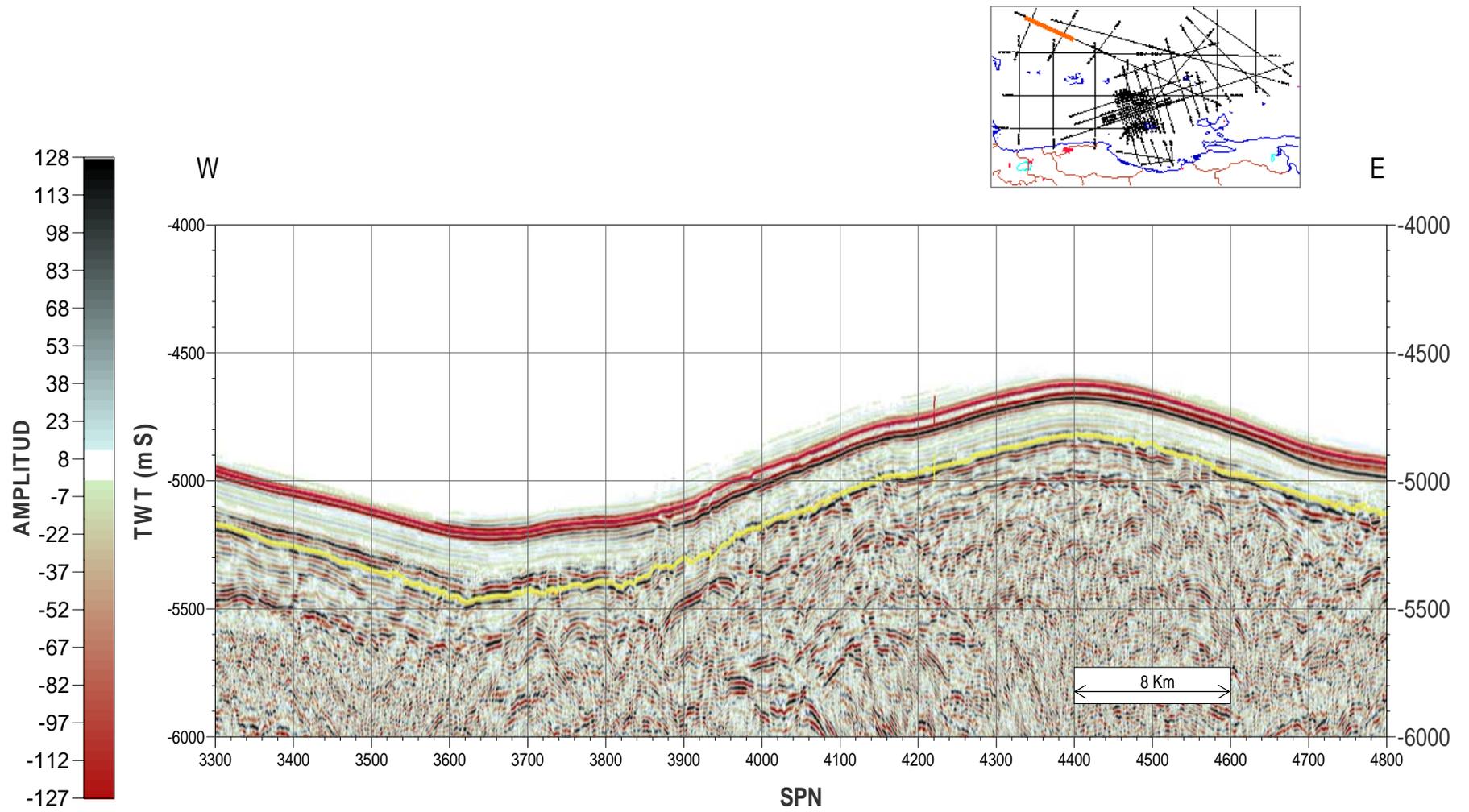


Fig. 3.10 Línea sísmica 2D-03 Interpretación de posible *BSR*

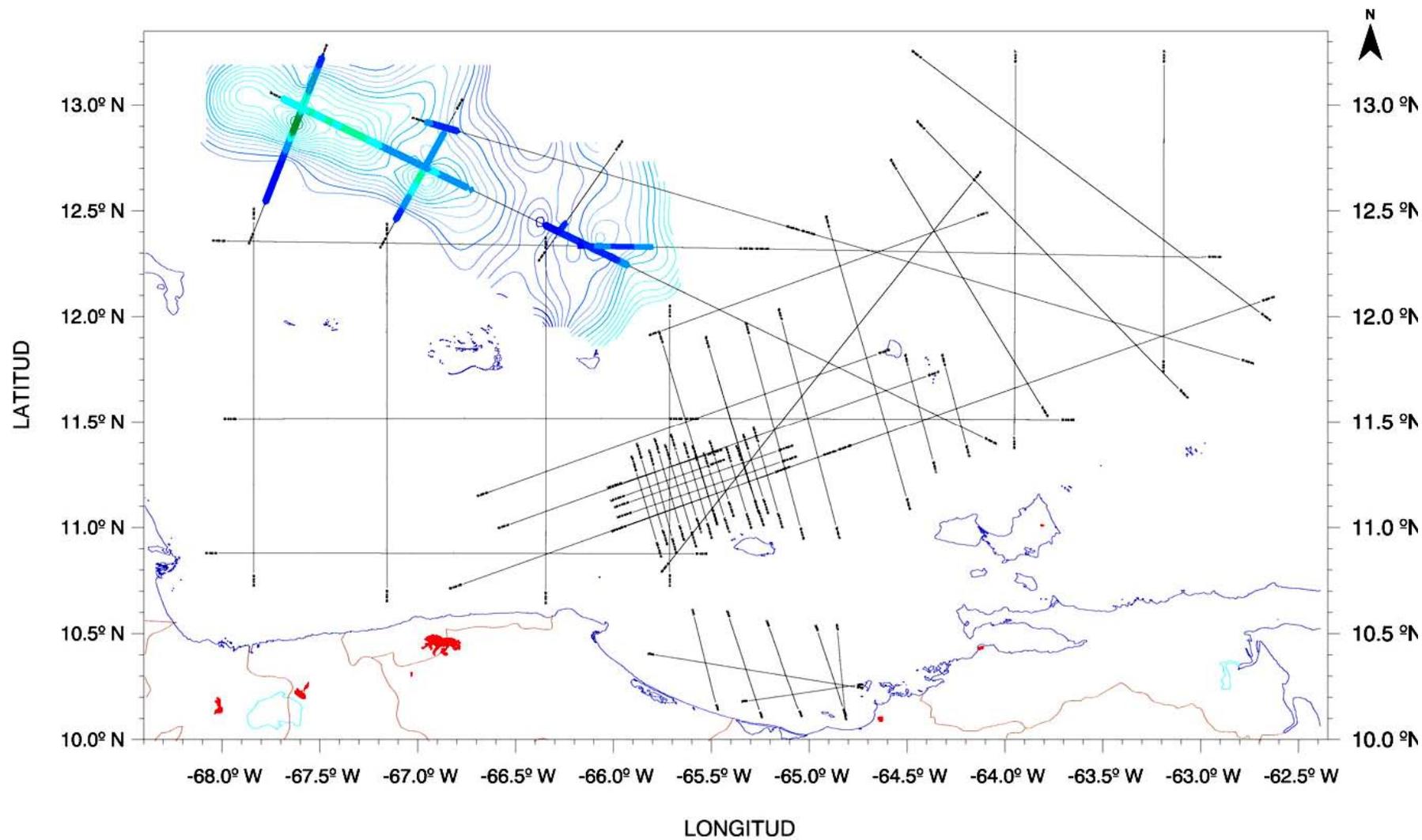


Fig. 3.11 Mapa del levantamiento sísmico utilizado y el horizonte interpretado como *BSR* y las curvas de interpolación

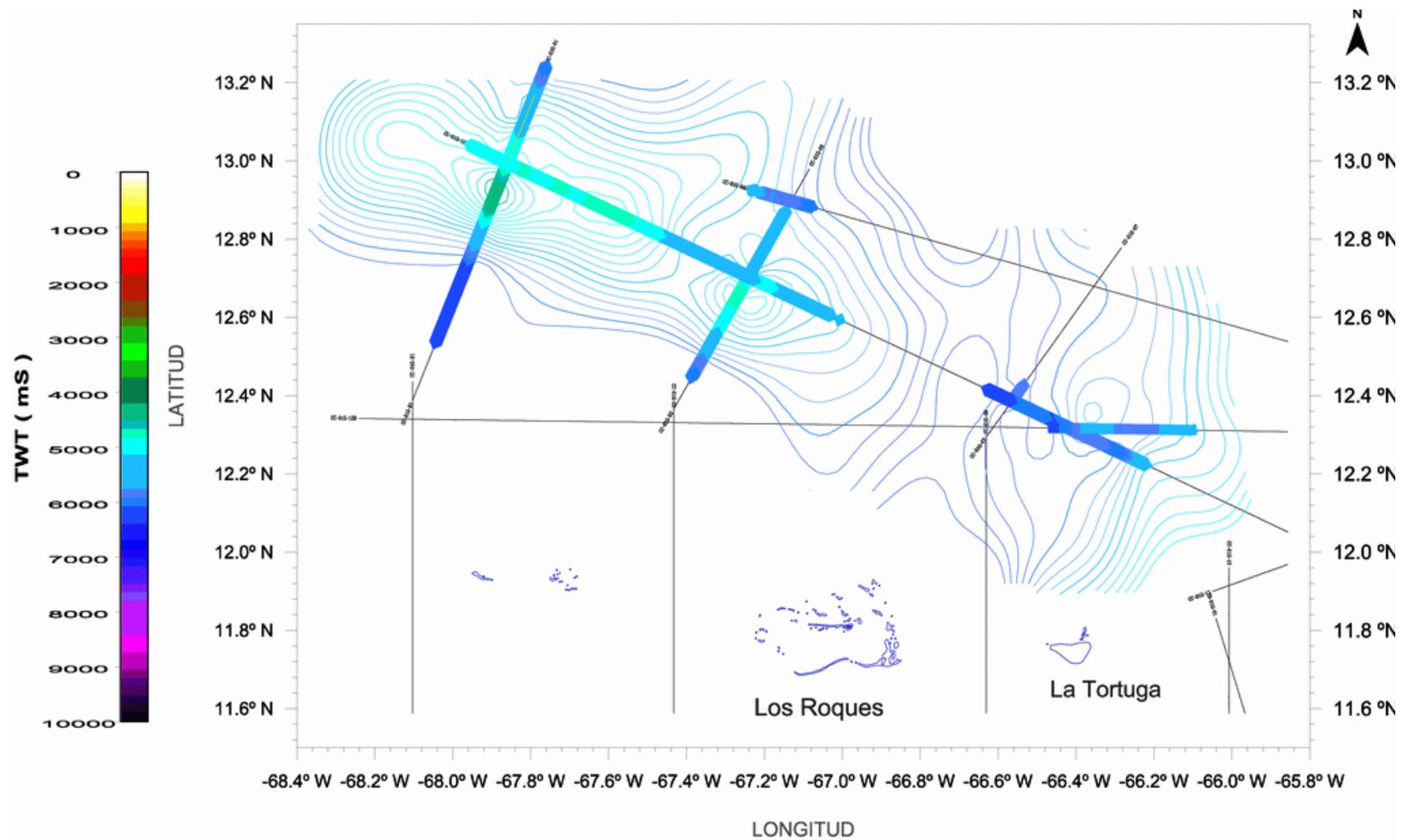


Fig. 3.12 Mapa ampliado y sectorizado de la de vista en planta de las líneas sísmicas interpretadas y contornos de interpolación del reflector *BSR*

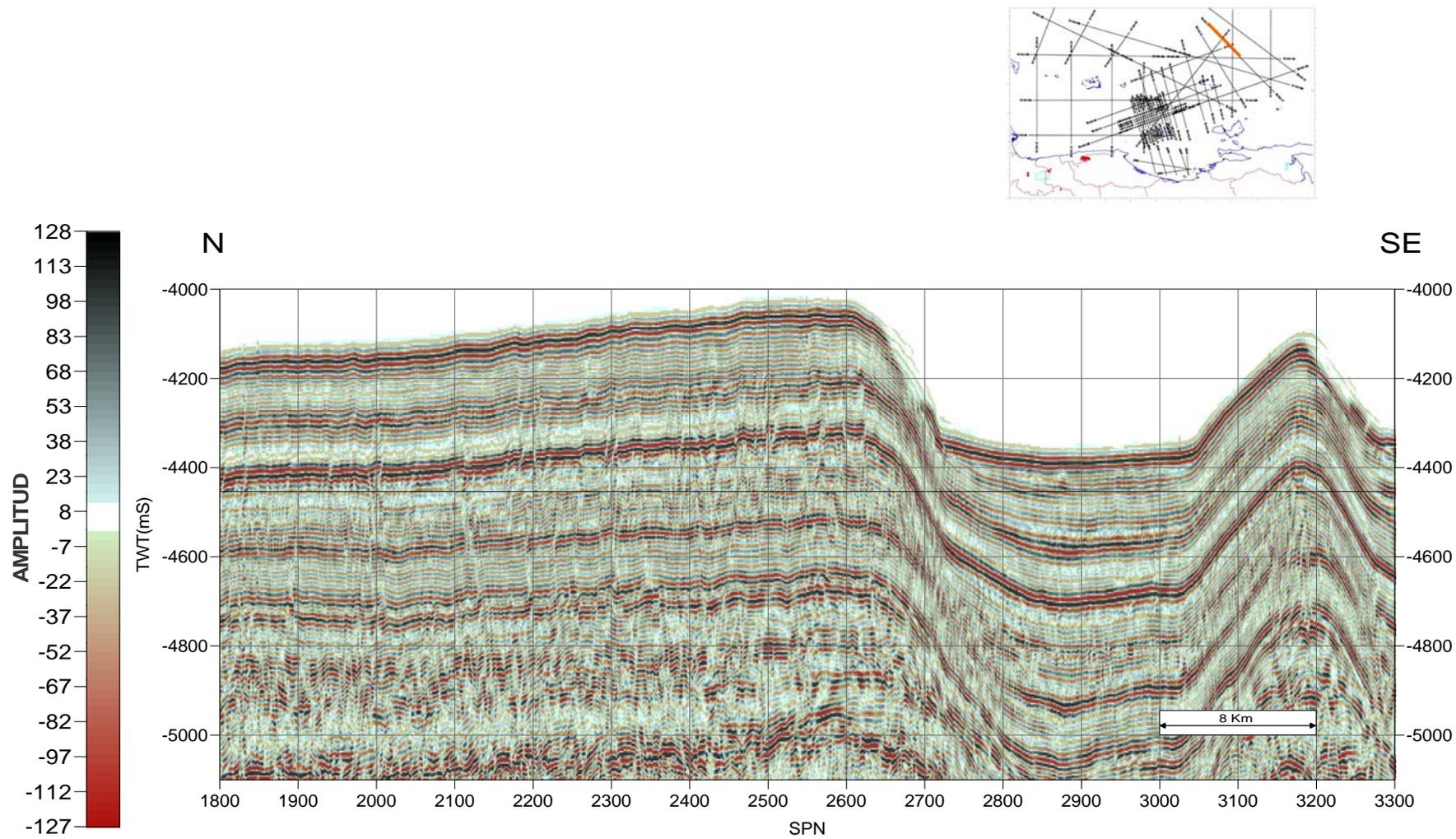


Fig. 3.13 Línea sísmica 2D-04 adquirida dentro de la zona de estabilidad de los hidratos de metano, sin embargo no se observan *BSR*'s

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones

En base a los mapas de espesores de la zona de estabilidad de los hidratos y las interpretaciones de los reflectores asociados en las secciones sísmicas, se puede afirmar que es factible la presencia de hidratos de metano en la Plataforma Continental de Venezuela.

Las condiciones de presión y temperatura para la formación de hidratos fueron observadas en el área de estudio, sin embargo, sólo en cuatro líneas sísmicas de las 34 revisadas en el presente trabajo, se pudieron interpretar como reflectores característicos de los hidratos de metano en fondos marinos (*BSR*), en consecuencia se infiere que otros factores necesarios para la formación de éstos no están presentes o son escasos, como una fuente de gas metano, tasas de sedimentación, materia orgánica disponible para la degradación biológica, etc. También cabe la posibilidad que los hidratos estén pero no puedan ser identificados en las líneas sísmicas disponibles.

Al igual cómo sucede en la exploración convencional, es necesario hacer perforaciones, realizar la adquisición de perfiles y tomar muestras, para comprobar que la respuesta sísmica interpretada, en las localizaciones dadas, corresponde a yacimientos de hidratos de metano.

Recomendaciones

Como extensión del presente trabajo se propone estimar saturaciones de hidratos de metano en las localizaciones dadas, utilizando la metodología de análisis de la variación de la amplitud con la distancia fuente receptor (*AVO*). Como en la zona no se dispone de pozos para la calibración de las amplitudes, esta se realiza con la reflexión de la interfase agua-sedimentos del fondo marino.

Aunque la calidad de la sísmica utilizada es aceptable, realizar un reprocesamiento con prioridad en objetivos *someros*, no más allá de 1 S de grabación después de la reflexión del fondo marino sería lo ideal. Los hidratos de metano son *someros* con respecto al fondo marino pero no así con respecto a la superficie, que es donde se realiza la adquisición de los datos sísmicos. Las ondas deben viajar primero por una columna de agua (medio acústico) de hasta 5000 m antes de llegar al fondo y esto es un factor a tomar en cuenta durante el reprocesamiento. Además se debe procurar preservar las amplitudes, por ser claves en la identificación de los *BSR*'s.

La adquisición de nuevos levantamientos sísmicos, con parámetros estimados en función de la exploración de los hidratos de metano (profundidad, barrido de frecuencias de la fuente, potencia de la fuente, número de receptores, etc.) es una opción a considerar tanto en las zonas dónde se encontraron indicios geofísicos de los hidratos como en aquellas donde no se encontraron. En el primer caso serviría para realizar un estudio de mayor detalle, tratando de limitar la zona con mayor precisión y mejorar las estimaciones de volúmenes posibles. En el segundo caso para investigar el hecho que, aún cumpliéndose las condiciones de P y T para la formación de los hidratos en el área, sin embargo, no se observaron indicios de éstos en la sísmica.

En definitiva para comprobar si lo observado en la sísmica corresponde a hidratos de metano, será necesario tomar muestras del fondo marino. Perforaciones como las del tipo *ODP* con registros de pozo: sónico, resistividad, temperatura, porosidad, rayos gamma y de anomalías de cloro serían de gran utilidad en la interpretación.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- ANDREASSEN K., P. HART y M. MACKAY (1997). Amplitude Versus Offset Modeling of the Bottom Simulating Reflector Associated with Submarine Gas Hydrates: *Marine Geology*, 137: 25–40.
- BACKUS M. (1959). Water Reverberations – Their Nature and Elimination: *Geophysics* 24(2): 233—261.
- BERNDT C., S. BÜNZ, T. CLAYTON, J. MIENERT y M. SAUNDERS (2004). Seismic Character of Bottom Simulating Reflectors: examples from the mid—Norwegian margin: *Marine & Petroleum Geology*, 20: 459—470.
- BREWER P. (1997). Deep Ocean Field Test of Methane Hydrate Formation from Remotely Operated Vehicle. *Geology*, 25(5): 407—410.
- BROWN K.M., N. BANGS, P. FROELICH y K. KVENVOLDEN (1996). The Nature, Distribution, and Origin of Gas Hydrate in the Chile Triple Junction Region: *Earth & Planetary Science Letters* 139: 471—483.
- BUFFETT B. (1999). Metastability of Gas Hydrate. *Geophysical Research Letters*, 26(19): 2981—2984.
- DAVIE M. y B. BUFFETT (2001). A Numerical Model for the Formation of Gas Hydrate Below the Seafloor. *Journal Geophysical Research* 106(B1): 497—514.
- CARCIONE J. y U. TINIVELLA (2000). Bottom-Simulating Reflectors: Seismic Velocities And AVO Effects: *Geophysics*, 65(1): 54–67.

- CASSASSUCE F. y J RECTOR (2004). Study of Gas Hydrates in the Deep Sea Gulf of Mexico from Seismic Data: The Leading Edge, Abril: 366—372.
- CHAPMAN R. (2002). High-Resolution, Deep-Towed, Multichannel Seismic Survey Of Deep-Sea Gas Hydrates Off Western Canada: Geophysics, 67(4): 1038–1047.
- CLENNELL M. (2000). Hidrato de Gás Submarino: Naturaleza, Ocorrência e Perspectivas para Exploração na Margem Continental Brasileira: Brazilian Journal of Geophysics, 18(3): 397–410. Disponible: <http://www.scielo.br/> [Consultado 15-06-2004].
- COLLETT T. T. (1998). Well Log Characterization of Sediment Porosities in Gas Hydrates Bearing Reservoirs: SPE 49298.
- COLLETT T. T., R. LEWIS y T. UCHIDA (2000). El Creciente Interés en los Hidratos de Gas. Oilfield Review: otoño.
- COLLINS B. y J. WATKINS (1985). Analysis Of A Gas Hydrate Off Southwest Mexico Using Seismic Processing Techniques And Deep Sea Drilling Project Leg 66 Results: 50(1): 16–24.
- DAI J., H. XU, F. SNYDER (2004). Detection and Estimation of Gas Hydrates Using Rock Physics and Seismic Inversion: Examples from the Northern deepwater Gulf of Mexico: The Leading Edge, enero: 60–66.
- DIACONESCU C. (2001). Geophysical Evidence for Gas Hydrates in the Deep Water of the South Caspian Basin, Azerbaijan: Marine and Petroleum Geology, No. 18, P. 209–221.
- DICKENS (1994). Methane Hydrate Stability in Sea Water: Geophysical Research Letters, 21: 2115—2118.

- DILLON W. y MAX M. (2000). Natural Gas Hydrates: A Frozen Asset? :Chemistry & Industry, enero: 16—18.
- DVORKIN J. y A. NUR (2003). Rock Physics of a Gas hydrate Reservoir: The Leading Edge, Septiembre: 842–847.
- ECKER C. (1997). Characterization Of A Hydrate Reservoir: Stanford Exploration Project, Report 94: 1–15.
- ECKER C. (1997a). Detecting S-Wave Velocity Contrast Across *BSR*'s Using AVO: Stanford Exploration Project, Report 94: 17-31.
- ECKER C. (1998). Sediments With Gas Hydrates: Internal Structure From Seismic AVO: Geophysics, 63(5): 1659–1669.
- ECKER C. (2001). Sediments With Gas Hydrates: Internal Structure From Seismic AVO. Tesis de Doctorado no publicada. Universidad de Stanford, EEUU. Disponible: http://sepwww.stanford.edu/public/docs/sep96/paper_html/index.html [Consultado el 19-06-2004].
- EDWARDS N. (1997b). On The Resource Evaluation Of Marine Gas Hydrate Deposits Using Sea-Floor Transient Electric: Geophysics, 62(1): 63–74.
- GRAULS D. (2001). Gas Hydrates: Importance and Applications in Petroleum Exploration: Marine and Petroleum Geology: 18: 519–523.
- GUO T. M. (2004). A Review on the Gas Hydrate Research in China: Journal of Petroleum Science & Engineering, 41: 11–20.

- GUPTA H. (2003). Gas Hydrates: A Potential Source Of Energy From Oceans. Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC). Bruun Memorial Lecture.
- HAMMOND R. Y GAITHER J. (1983). Anomalous Seismic Character-Bering Sea Shelf: Geophysics, 48(5): 590-605.
- HANUMANTHA R. Y.(1999). C-program for the Calculation of Gas Hydrate Stability Zone Thickness: Computer & Geosciences 25: 705—707.
- HART B. (2000). 3D Seismic Interpretation: A Primer for Geologist. Society for Sedimentary Geology (SEPM). Tulsa, OK EEUU, 123 P.
- HELGERUD M. (2001). Waves Speeds in Gas Hydrate and Sediments Containing Gas Hydrate: A Laboratory and Modeling Study. Tesis de Doctorado no publicada. Universidad de Stanford, EEUU. Disponible:
http://sepwww.stanford.edu/public/docs/sep96/paper_html/index.html [Consultado el 19-06-2004].
- HESSE R. (2003). Pore Water Anomalies Of Submarine Gas-Hydrate Zones As Tool To Asses Hydrate Abundance And Distribution In The Subsurface What Have Learned In The Past Decade? : Earth Science Review 61: 149—179.
- HIGHT M. A. (1994). State of the Art Survey on Hydrate Formation: SPE 28507.
- HOLBROOK W., A. GORMAN, M. HORNBACH, K. HACKWITH y J. NEALON (2002). Seismic Detection of Marine Methane Hydrate: The Leading Edge, Julio: 686—689.

HYNDMAN R. E. DAVIS (1992). A Mechanism for the Formation of Methane Hydrate and Seafloor Bottom Simulating Reflectors by Vertical Fluid Expulsion: Journal Geophysical Research, 97(B5): 7025—7041.

INTERNATIONAL ENERGY AGENCY (2002). Word Energy Outlook (WEO), Disponible: <http://www.iea.org> [Consultado 25-06-2004].

KATZ D. L. (1971). Depths to Which Frozen Gas Fields (Gas Hydrate) May Be Expected: Journal Petroleum Technology, SPE 3061.

KLAUDA J. y SANDLER S. (2003). Predictions of Gas Hydrate Phase Equilibrium and Amounts in Natural Sediment Porous Media: Marine & Petroleum Geology, 20: 459—470.

KRASON J. y RIDLEY W. (1985). Geological Evolution and Analysis of Confirmed or Suspected Gas Hydrate Localities: Blake –Bahama Outer Ridge: Informe técnico N° DOE MC 21181-1950 Vol. 1, 90 P. Disponible: <http://www.netl.doe.gov/scng/hydrate/> [Consultado 20-06-2004].

KRASON J. y RIDLEY W. (1986). Geological Evolution and Analysis of Confirmed or Suspected Gas Hydrate Localities: Panama Basin. Informe técnico N° DOE MC 21181-1950 Vol. 6, 81 P. Disponible: <http://www.netl.doe.gov/scng/hydrate/> [Consultado 20-06-2004].

KVENVOLDEN K. (1993). Gas Hydrates – Geological Perspective and Global Change: Review of Geophysics, 31(2): 173–187.

KVENVOLDEN K. (1995). A Review of the Geochemistry of Methane in Natural Gas Hydrate: Org. Geochem. 23(11/12): 997—1080.

LEE M. (2002). Biot–Gassmann Theory For Velocities Of Gas Hydrate-Bearing Sediments: *Geophysics*, 67(6): 1711–1719.

Ley Aprobatoria del Tratado de Delimitación de Áreas Marinas y Submarinas entre la República de Venezuela y la República Dominicana: *Gaceta Oficial de la República de Venezuela*, extraordinaria N° 2642 del 13-ago-1980.

Ley Aprobatoria del Tratado de Delimitación de Fronteras Marítimas entre la República de Venezuela y los Estados Unidos de América: *Gaceta Oficial de la República de Venezuela*, extraordinaria N° 2342 del 14-dic-1978.

Ley Aprobatoria del Tratado de Delimitación entre la República de Venezuela y el Reino de los Países Bajos: *Gaceta Oficial de la República de Venezuela* extraordinaria N° 2291 del 26-jul-1978.

Ley Aprobatoria del Tratado de Delimitación entre la República de Venezuela y la República Francesa: *Gaceta Oficial de la República de Venezuela*, extraordinaria N° 32544 del 24-ago-1982.

Ley Aprobatoria del Tratado entre la República de Venezuela y la República de Trinidad y Tobago sobre la Delimitación de Áreas Marinas y Submarinas: *Gaceta Oficial de la República de Venezuela* N° 34752 del 10-jun-1991.

Ley Orgánica de los Espacios Acuáticos e Insulares: *Gaceta Oficial de la República Bolivariana de Venezuela* N° 37330 del 22-nov-2001.

LU S. y G. MCMECHAN (2002). Estimation Of Gas Hydrate And Free Gas Saturation, Concentration And Distribution From Seismic Data: *Geophysics*, 67(2): 582–593.

MATSUSHIMA J. (2004). Attenuation Measurements from Sonic Full Waveform Logs in Gas Hydrate Bearing Sediments. SEG expanded abstracts.

MALONE R.D. (1986). Geologic Analysis of Gas Hydrate Deposits: SPE 15224.

MATTHEW J. (2003). Direct Seismic Detection Of Methane Hydrate On The Blake Ridge: *Geophysics*, 68(1): 92–100.

MAVKO G., T. MUKERJI y J. DVORKIN (1999). *The Rocks Physics Handbook*. Cambridge University Press, Great Britain, 329 P.

MAX M.(2003). Methane Hydrate Exploration On Mars: A Test Bed For Development Of Strategies For Planetary Exploration. Sixth International Conference On Mars.

Mc CONNELL D. R. y B. KENDALL (2003). Images of the Base Gas Hydrate Stability in Deepwater Gulf of Mexico: Examples of Gas Hydrates Traps in Northwest Walker Ridge and Implications for Successful Well Planning: *The Leading Edge*, Abril: 361–367.

MARGRAVE G. (2001). *Numerical Methods of Exploration Seismology*. Calgary University, Canadá. 156 P.

MILES P. (1995). Potential Distribution of Methane Hydrate Beneath the European Continental Margins: *Geophysical Research Letters*, 22: 3179—3182.

MILKOV A. (2001). Estimate of Gas Hydrate resource, northwestern Gulf of Mexico Continental Slope: *Marine Geology*, 179: 71–83.

- RIEDEL M. (2001). Deep – sea Gas Hydrate on the Northern Cascadia Margin: The Leading Edge, Enero: 87– 92.
- SANDWELL D. (2001). Bathymetry From Space: White Paper In Support Of High Resolution, Ocean Altimeter Mission. Laboratory for Satellite Altimetry , NOAA.
- SCHOELL M. (1984). Recent Advances In Petroleum Isotope Geochemistry: Organic Geochemistry, 6: 645—663 .
- SLOAN D. (1991). Natural Gas Hydrates: Journal Petroleum Technology, December, P. 1414–1417, SPE 23562.
- SLOAN D. (1998). Clathrate Hydrates of Natural Gases: Marcel Dekker, Inc., New York, P.705.
- STEWART R (2003). Introduction to Physical Oceanography. Department of Oceanographic, Texas A&M University.
- TINEVELLA U. (2001). Estimation of Gas Hydrate Concentration and Free-gas Saturation from Log and Seismic Data: The Leading Edge, Febrero: 200–203.
- YAMANO M. y S. UYEDA (1982). Estimates of Heat Flow Derived from Gas Hydrates: Geology, 10: 339—343.
- XIA G. (2000). Mapping Of Elastic Properties Of Gas Hydrates In The Carolina Trough By Waveform Inversion: Geophysics, 65(3): 735–744.

YOUSLF M. H. (1991). Experimental and theoretical investigation of Methane Gas Hydrate Dissociation in Porous Media: SPE Reservoir Engineering, febrero: 69 – 76. SPE 18320.

ZHONGPING H (2002). Identification of Gas Hydrate With Seismic Attribute. SOVG – XI Congreso Venezolano de Geofísica.

ANEXOS

A.1 Fotografías de muestras de mano de los hidratos de metano

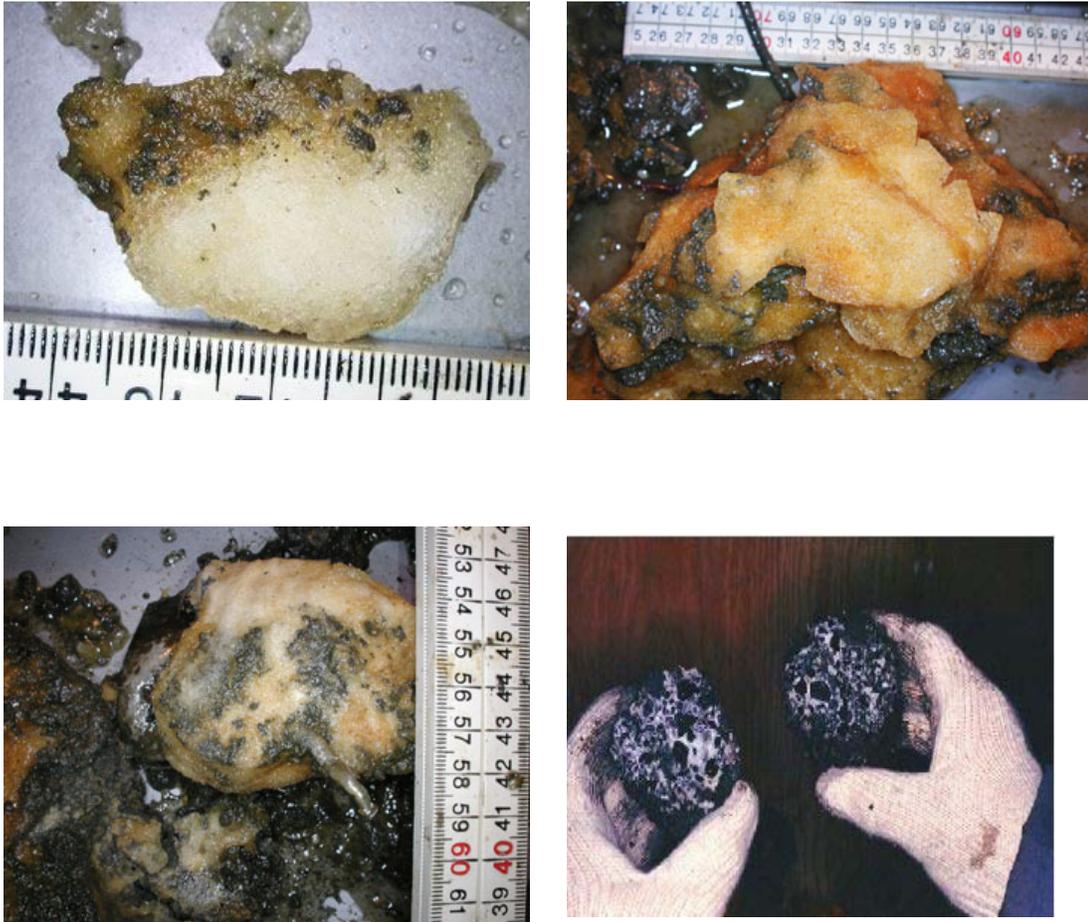


Fig. A.1.1 Muestras de mano de hidratos de metano del Golfo de México y Blake Ridge (Departament of Energy, <http://netl.doe.gov/scnghydrate/about-hydrates/>)



Fig. A.1.2 Muestra de mano de hidrato de metano ardiendo

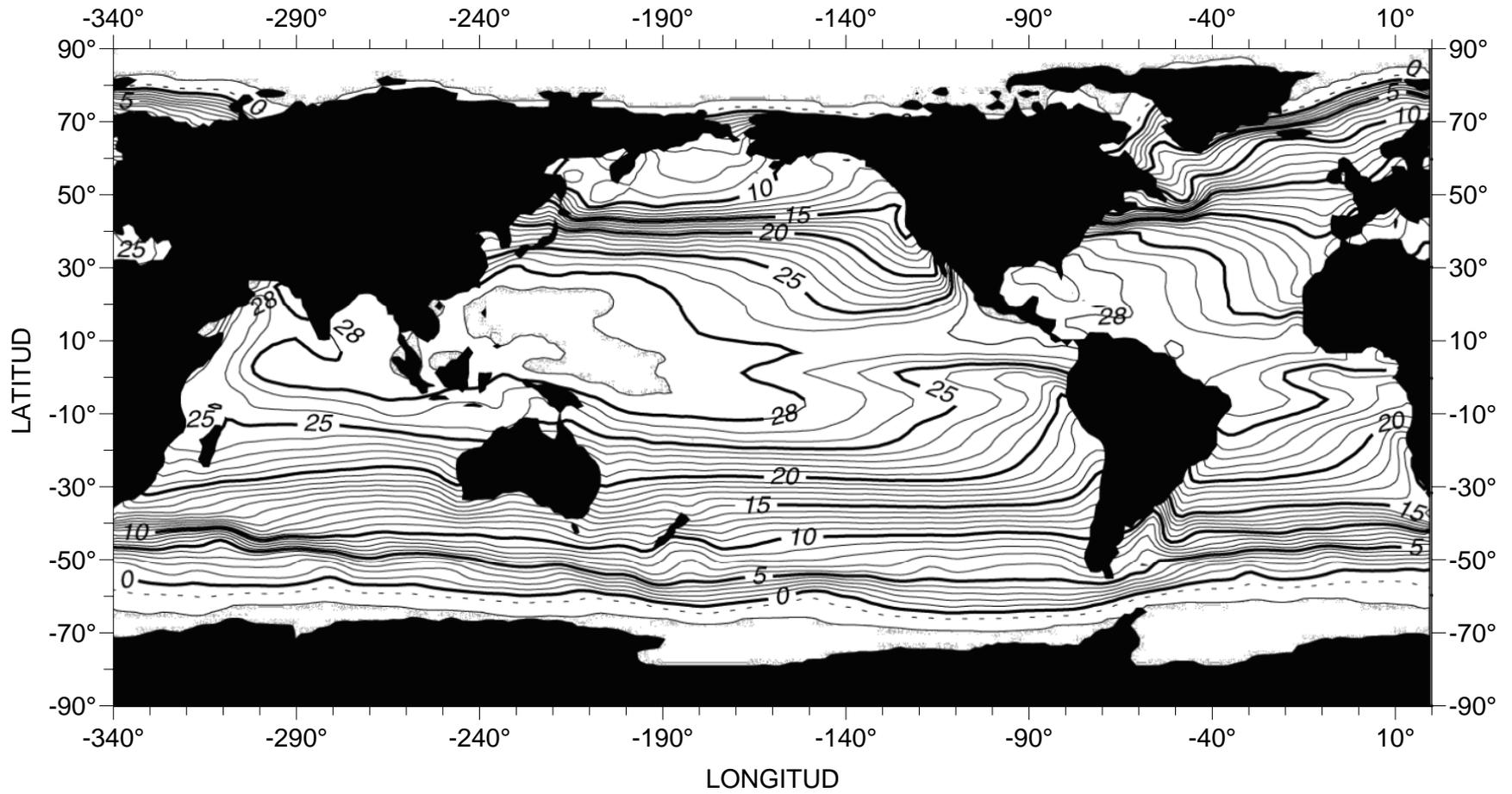


Fig. A.1.3 Toma de muestras, Blake Ridge EEUU. Chevron Texaco

A.2 Tabla de Valores de Modelo geológico de hidratos de metano con datos de densidades, espesores y velocidades de ondas P y ondas S (Ecker, 2000)

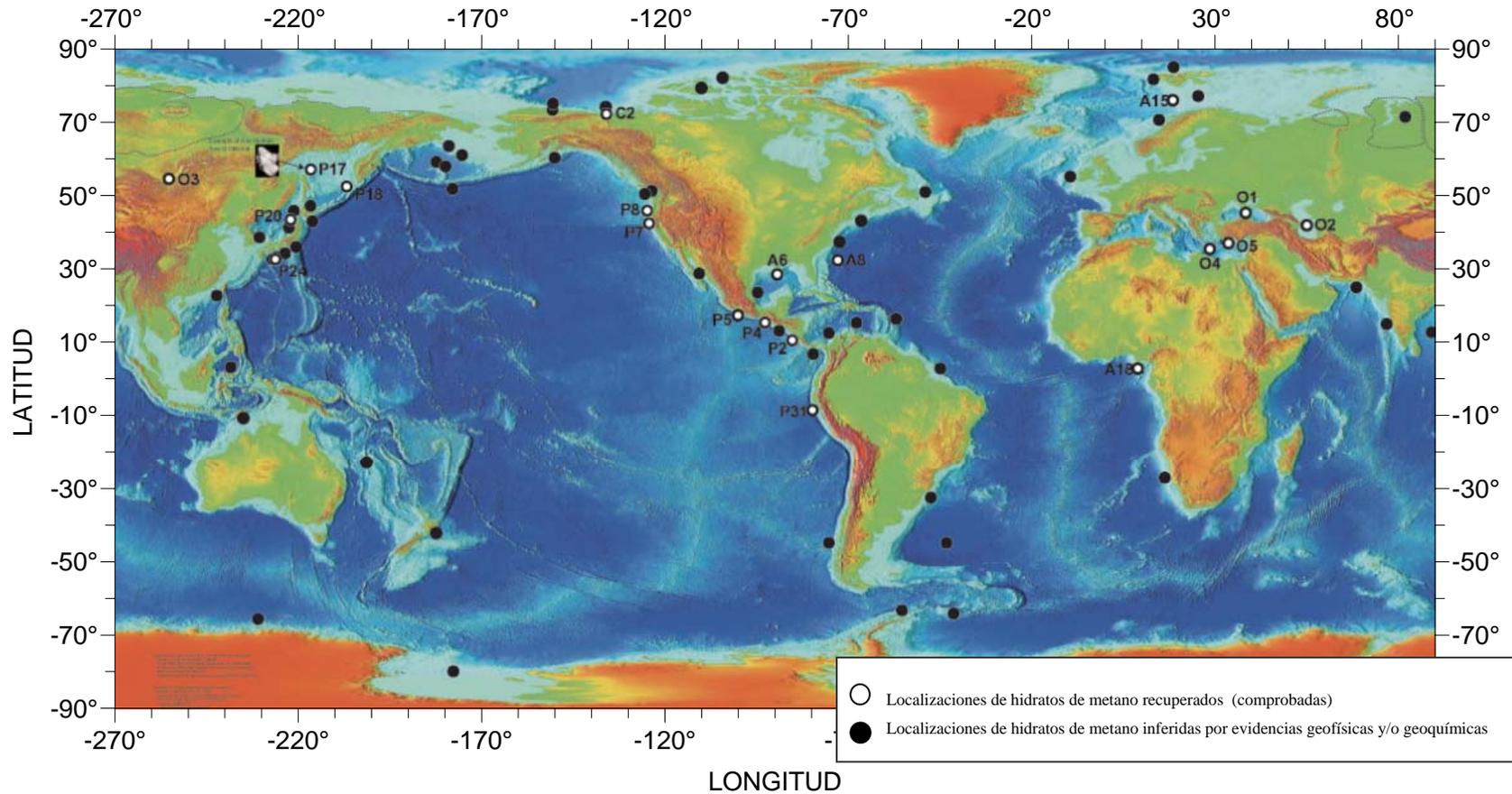
Capa	Descripción litológicas y saturaciones	Espesor (Km)	Densidad (Kg/m ³)	Vp (m/S)	Vs (m/S)
1	Agua de mar	3.31	1030	1500	0
2	Sedimentos saturados con 100% Salmuera	0.34	2170	2370	1100
3	Sedimentos con hidratos de metano				
	3.1.-Cementados saturado 25% hidrato de gas	0.4	2150	3200	1900
	3.2.-Cementados saturado 75% hidrato de gas	0.47	2110	3800	2300
	3.3.-No cementados saturado 25% hidrato de metano	0.31	2150	2500	1100
	3.4.-No cementado saturado 75% hidrato de metano	0.34	2110	2700	1110
4	Sedimentos infraadyacentes a los hidratos de metano				
	4.1.-Sedimentos saturados 50% gas metano 50% salmuera	0.45	2170	2370	1100
	4.2.-Sedimentos saturados 100% salmuera	0.33	2050	1740	1130
5	Sedimentos saturados de salmuera	0.45	2170	2370	1100

A.3 Mapa de la Temperatura Superficial de los Océanos (Stewart, 2003)



Curvas en grados centígrados (°C)

A.4 Mapa Mundial de las Localización de Yacimientos de Hidratos de Metano (Kvenvolden y Lorenson, 2000)²



² Las localizaciones de yacimientos de hidratos de metano a nivel mundial suman un total de 79, entre ambientes marinos y del tipo permafrost. La mayoría de las localizaciones son inferidas por evidencias geofísicas o geoquímicas de informes de los programas de perforación marina profunda: *ODP (Ocean Drilling Program)* y *DSDP (Deep Sea Drilling Program)*. Sólo en 20 lugares el hidrato de metano ha sido muestreado y recuperado.

A.5 Programa en lenguaje C para el calculo de espesores potenciales de la zona de estabilidad de los hidratos de metano. Modificado (Hanumantha, 1999)

```

/*          */
/*          */
/* ***** */
/*          */
/* CGHSZ : PROGRAMA EN LENGUAJE C PARA EL CALCULO */
/*          DE ESPESORES DE LA ZONA DE ESTABILIDAD */
/*          DE LOS HIDRATOS DE METANO */
/*          */
/* ***** */
/*          */
/*          */
/* t1 = LONGITUD          (          GRADOS          ) */
/* tt = LATITUD          (          GRADOS          ) */
/* z0 = BATIMETRIA          (          METROS          ) */
/* t0 = FONDO MARINO TEMPERATURA (          CENTIGRADOS          ) */
/* g = GRADIENTE GEOTERMICO          (CENTIGRADOS/METROS) */
/*          */
/* ***** */
# include <stdio.h>
# include<stdlib.h>
# include <math.h>
# define conv_fact 3.14159265/180.
float tz;
float cal_z(float tz,float t0,float g);
float cal_root(float *coef);
float coef[5];
main()
{
char infile[15],outfile[15];
int i;
float theta,st,sq,c1,g,g1,a2,b2,c2,a3,b3,c3;
float a5,b5,a6,b6,c7,b7,a7,a1,b1,d1;

```

```

float t1,tl,tt,z0,t0,z;

FILE *fpt1,*fpt2;
printf("\n\n NOMBRE DE ARCHIVO DE ENTRADA:  ");
scanf(" %s",infile);
fpt1=fopen(infile,"r");
if(!fpt1)
{
printf("----- ARCHIVO NO ENCONTRADO-----");
fclose(fpt1);
}
printf(" NOMBRE DE ARCHIVO DE SALIDA:  ");
scanf("%s",outfile);
fpt2=fopen(outfile,"w+");
fprintf(fpt2,
"-----");
fprintf(fpt2,
"\n LON    LAT  BATIMETRIA    T0        TZ    HSZ ESPESOR\n");
fprintf(fpt2,
"_____ \n");
if(!fpt2)
{
printf("----- NO SE PUDO ABRIR EL ARCHIVO-----");
fclose(fpt2);
}
fscanf(fpt1,"%f %f %f %f %f",&t1,&tt,&z0,&t0,&g);
while(tl!=999)
{
/* Converts the longitude,latitude values from
degrees into radians */
theta=tt*conv_fact;
st=sin(theta);
sq=st*st;
/* Mechanism to calculate coefficients for the given
physical parameters*/
t1=1 + ( ( 5.92 + 5.25*squ ) * 0.001 );

```

```

c2 = 2.21*.000001;
g1=(1.0/g);
a2=z0-t0*g1;
b2=g1;
a3=a2*a2;
b3=2*a2*b2;
c3=b2*b2;
a5=t1*a2;
b5=t1*b2;
a6=c2*a3;
b6=c2*b3;
c7=c2*c3;
b7=(b5+b6)*(.01);
a7=(a5+a6)*(.01);
c7=c7*(.01);
d1=1.5922*(.0001);
c1=-2.78083*(.001);
b1=4.8275*(.01);
a1=1.559474*(.1);
/* Calculated coefficients are passed to the coef[] */
coef[0]=d1;
coef[1]=c1;
coef[2]=b1-c7;
coef[3]=a1-b7;
coef[4]=2.8074023-a7;

tz=cal_root(coef); /* caluculates the root(tz) */

z=cal_z(tz,t0,g); /* caluculates the HSZ thickness (z) */

fprintf(fpt2,"\n %5.2f %6.2f    %4.0f %10.2f    %7.2f %10.3f",t1,tt,
                                             z0,t0,tz,z);

fscanf(fpt1,"%f %f %f %f %f ",&t1,&tt,&z0,&t0,&g);
}
fclose(fpt1);

```

```

fclose(fpt2);
}

/*It is a function to calculate the +ve real root for the
Nth degree equation*/
float cal_root(float *coef)
{
int deg = 4, nterms = 5, k, nc, var1, var2;
float cum_sum[10], r, ak, root, big=0, diff;
for(k=0; k<nterms; k++)
{
ak=abs(coef[k]);
if(ak>big)
big=ak;
}
root = big + 1;
for(var1=0; var1<deg; var1++)
{
for(nc=1; nc<200; nc++)
{
cum_sum[0]=coef[0];
r=0;
for(var2=1; var2<nterms; var2++)
{
cum_sum[var2]=cum_sum[var2-1]*root+coef[var2];
r=r*root+cum_sum[var2-1];
}
diff=cum_sum[nterms -1]/r;
root=root-diff;
if(fabs(diff)<0.001)
tz=root;
}
}
return tz;
}

```

```
/* Function to calculate the HSZ thickness using seabottom
   temperature and temperature at the lower limit of Hydrate
   stability zone and gethermal gradient*/
float cal_z(float tz,float t0,float g)
{
  float z;
  z = (tz - t0)/g;
  return z;
}
```