

|

**DETERMINACIÓN DEL GRADIENTE GEOTÉRMICO EN UN ÁREA DEL
CARIBE COLOMBIANO A PARTIR DEL REFLECTOR SIMULADOR DE FONDO
(BSR)**

CÁROLL DAMARYS LÓPEZ CASTELLANOS

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2005**

**DETERMINACIÓN DEL GRADIENTE GEOTÉRMICO EN UN ÁREA DEL
CARIBE COLOMBIANO A PARTIR DEL REFLECTOR SIMULADOR DE FONDO
(BSR)**

CÁROLL DAMARYS LÓPEZ CASTELLANOS

Proyecto de grado presentado como requisito para optar el título de Geóloga

**Director
RICARDO MIER UMAÑA
Geólogo (UIS)**

**Codirector
GERMÁN YURY OJEDA BUENO
Geólogo PhD. (ICP)**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2005**

AGRADECIMIENTOS

<i>Geol. PhD. German Y. Ojeda</i>	Instituto Colombiano del Petróleo-ECOPETROL
<i>Geol. Ricardo Mier U.</i>	Universidad Industrial de Santander
<i>Geol. MSc. Iván Darío Olaya L.</i>	Instituto Colombiano del Petróleo-ECOPETROL
<i>Geol. MSc. Luis M. Bernardo</i>	Instituto Colombiano del Petróleo-ECOPETROL
<i>Geol. PhD. Mario García G.</i>	Universidad Industrial de Santander
<i>Geol. Clemente Delgado</i>	Consortio de Tecnologías y Soluciones Petroleras
<i>Geol. MSc. Jorge Rubiano</i>	Instituto Colombiano del Petróleo-ECOPETROL
<i>Geol. PhD. Marco I. Álvarez</i>	Universidad Industrial de Santander
<i>Dr. Roger Sassen</i>	Texas A&M University
<i>Dr. Kirk Osadetz</i>	Geological Survey of Canada, Calgary
<i>Dr. Timothy Collett</i>	U.S. Geological Survey
<i>Dr. Shyam Chand</i>	Geological Survey of Norway (NGU)
<i>Dr. Andrew C. Aplin</i>	University of Newcastle
<i>Dr. Michael Riedel</i>	Geological Survey of Canada - Pacific (Sidney)
<i>Dr. Tim Minshull</i>	University of Southampton
<i>Dr. Graham Westbrook</i>	University of Birmingham
<i>Dr. Alexei V. Milkov</i>	BP America
<i>Dr. William J. Winters</i>	U.S. Geological Survey
<i>Dr. William P. Dillon</i>	U.S. Geological Survey

CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	12
OBJETIVOS	16
OBJETIVOS GENERALES	16
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	16
1. ANTECEDENTES	17
1.1. AREA DE ESTUDIO	18
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	19
2. MARCO TEÓRICO	20
2.1 HIDRATOS DE GAS	20
2.1.1 Origen	21
2.1.2 Estructura Cristalina	23
2.1.3 Distribución Global	24
2.1.4 Reflector Simulador de Fondo (BSR)	28
2.1.5 Implicaciones Climáticas y Energéticas	30
2.2 FLUJO DE CALOR	33
2.2.1 Gradiente geotérmico y flujo de calor	34
2.2.2 ¿Qué es el flujo de calor?	34
2.2.3 Características del flujo de calor	35
2.2.4 Principios físicos	36
2.2.5 ¿Cómo se mide el flujo de calor?	38
2.2.6 Importancia del gradiente geotérmico en exploración petrolera	41
3. GEOLOGÍA REGIONAL DEL NORTE DE COLOMBIA	43
3.1 ESTRATIGRAFÍA	43
3.2 ESTRUCTURA	46
3.2.1 Fallas Principales	47

3.2.2 CINTURONES DEFORMADOS	48
3.2.3 Macizos Antiguos	49
3.2.4 Deltas	51
3.3 TECTÓNICA	52
3.3.1 Evolución tectónica	52
3.4 PRISMA DE ACRECIÓN SINU-SAN JACINTO	53
3.4.1 Prismas Acrecionales	54
4. DATOS Y METODOLOGÍA	57
4.1 DATOS	57
4.1.1 Sísmica empleada	57
4.1.2 Pozos	63
4.2 METODOLOGÍA	63
4.2.1 Identificación del reflector simulador de fondo (BSR) y fondo oceánico	63
4.2.2 Conversión a profundidad	64
4.2.3 Conversión a presión	66
4.2.4 Conversión de presión a temperatura	66
4.2.5 Estimación del gradiente geotérmico	67
4.3 DISCUSIÓN CÁLCULO DE PRESIÓN	67
4.4 DIFICULTADES EN INTERPRETACIÓN SÍSMICA	69
5. RESULTADOS	73
5.1 FONDO OCEÁNICO	73
5.2 REFLECTOR SIMULADOR DE FONDO	74
5.2.1 Incertidumbre en la interpretación del BSR	75
5.3.1 Mapas de espesor de la capa de hidratos de metano	78
5.3.2 Mapas de temperatura del BSR	84
5.3.3 Mapas de gradiente geotérmico	90
5.4 Análisis de sensibilidad	95
5.5 Efecto de la Topografía	97
6. RESERVAS	99

7. DISCUSIÓN	103
8. CONCLUSIONES	110
9. RECOMENDACIONES	111
BIBLIOGRAFÍA	112

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Localización de los campos de hidratos de gas natural en el mundo, tipo de evidencia e investigador (Tomado de Sloan, 1998)	25
Tabla 2. Estratigrafía general del Norte de Colombia	45
Tabla 3. Cuadro comparativo de algunos prismas de acreción.	56
Tabla 4. Velocidades y presiones de pozos para cada zona	65
Tabla 5. Área de las zonas con BSR	74
Tabla 6. Datos estadísticos del espesor para cada zona	79
Tabla 7. Datos estadísticos de la temperatura del BSR para cada zona	85
Tabla 8. Datos estadísticos del gradiente geotérmico para cada zona	91
Tabla 9. Reservas Hidratos de Metano en el Caribe Colombiano	100
Tabla 10. Reservas de Hidratos de gas en otras partes del mundo	101
Tabla 11. Valores de gradiente geotérmico en el Caribe Colombiano	103
Tabla 12. Valores de gradiente geotérmico en algunos prismas de acreción. En °C/km	105
Tabla 13. Valores de gradiente geotérmico en otras partes del mundo. En °C/km	105
Tabla 14. Porcentajes de saturación de hidratos de gas en varios lugares del mundo	109

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Ubicación del área de estudio	18
Figura 2. Hidrato de gas	20
Figura 3. Diagramas de fases de estabilidad de los hidratos de gas	22
Figura 4. Estructura cristalina de los hidratos de gas	23
Figura 5. Mapa de la localización a nivel mundial de las ocurrencias de hidratos de gas	25
Figura 6. Ilustración conversión en volumen de los hidratos de gas a gas y agua	28
Figura 7. Línea sísmica con presencia de BSR en el Blake Ridge, Estados Unidos	29
Figura 8. Calor transferido a través de un eslabón	37
Figura 9. Sondas de calor	41
Figura 10. Columna generalizada del Norte de Colombia	44
Figura 11. Mapa Tectónico general del Norte de Colombia	46
Figura 12. Modelo Tectónico del posible origen del Caribe	53
Figura 13. Distribución de Hidratos asociados a algunos prismas de Acreción	54
Figura 14. Prisma de Acreción	55
Figura 15. Localización de las líneas sísmicas del área de estudio	57
Figura 16. Ubicación de algunas de las líneas sísmicas interpretadas	58
Figura 17. Línea sísmica 132	59
Figura 18. Línea sísmica 130	60
Figura 19. Línea sísmica 129	61
Figura 20. Línea sísmica CT1-25	62
Figura 21. Variables involucradas en el cálculo de la presión a la base de la zona de estabilidad de hidratos de gas	65
Figura 22. Relaciones de estabilidad Presión-Temperatura de los hidratos de gas	67

Figura 23. Segmento de Línea sísmica con BSR	70
Figura 24. Segmento de Línea sísmica con BSR.	72
Figura 25. Mapa de profundidad del fondo oceánico.	76
Figura 26. Mapa de gradiente geotérmico de la zona A, B y C	77
Figura 27. Mapa de espesor de la capa de hidratos de metano para la zona A.	81
Figura 28. Mapa de espesor de la capa de hidratos de metano para la zona B	82
Figura 29. Mapa de espesor de la capa de hidratos de metano para la zona C	83
Figura 30. Mapa de temperatura del BSR para la zona A	86
Figura 31. Mapa de temperatura del BSR para la zona B	87
Figura 32. Mapa de temperatura del BSR para la zona C	88
Figura 33. Mapa del gradiente geotérmico para la zona A	92
Figura 34. Mapa del gradiente geotérmico para la zona B.	93
Figura 35. Mapa del gradiente geotérmico para la zona C	94
Figura 36. Velocidad sedimentos vs Gradiente Geotérmico	96
Figura 37. Presión vs Gradiente Geotérmico	96
Figura 38. Temperatura del fondo oceánico vs Gradiente Geotérmico	97
Figura 39. Relación topografía Vs Gradiente Geotérmico	98

TITULO: DETERMINACIÓN DEL GRADIENTE GEOTÉRMICO EN UN ÁREA DEL CARIBE COLOMBIANO A PARTIR DEL REFLECTOR SIMULADOR DE FONDO (BSR) **.

AUTORES: CÁROLL DAMARYS LÓPEZ CASTELLANOS*.

PALABRAS CLAVES: hidratos de metano, BSR, gradiente geotérmico, reservas, Caribe Colombiano.

RESUMEN:

La ocurrencia del reflector simulador de fondo (BSR) ha sido detectada en los registros de reflexión sísmica adquirida costa afuera del Caribe Colombiano, en un área interpretada como un prisma de acreción. Este reflector anómalo, el cual se cree que coincide con la base de la zona de estabilidad de la capa de hidratos de gas, permite estimar un rango de valores del gradiente geotérmico a partir de los diagramas de estabilidad de los hidratos. El área de estudio se extiende costa afuera desde la alta Guajira hasta el Golfo de Urabá con un área interpretada de BSR de aproximadamente 18,000 km². El gradiente geotérmico calculado en una banda que se extiende hasta unos 170 km costa afuera, varía en un rango de 20 a 40 °C/km, con un promedio de 22 ± 3.5 para el sector costa afuera Barranquilla en la zona correspondiente al delta del Magdalena, 30 ± 3 y 26 ± 4.6 para el sector costa afuera de la alta Guajira y Guajira central respectivamente y 27 ± 8 para el sector costa de Cartagena – Golfo de Urabá. Estos resultados son congruentes con estimaciones obtenidas en el Caribe sur empleando otros métodos, los cuales varían entre 20 y 40°C/km. El gradiente geotérmico estimado en el presente estudio sugiere que el prisma de acreción del Caribe sur parece ser anómalamente frío en relación al calculado por el mismo método en otros prismas de acreción. Además, la relativa homogeneidad del gradiente sugiere un bajo flujo de fluidos en la región a través de las fallas y otros conductos hidrológicos. Por otro lado, en el sector correspondiente al delta del Magdalena el gradiente geotérmico obtenido es menor, del orden de 20°C/km, resultando similar con otras zonas de sedimentación activa como el Delta de Mackenzie y el Golfo de México. Las reservas probables promedio de hidratos de metano calculadas para el Caribe Colombiano son 3356 TPC estimación que supera en gran medida las reservas de gas convencional calculadas para Colombia de 7.7 TPC.

*Proyecto de grado

**Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, Escuela de Geología, Ricardo Mier, Germán Yury Ojeda.

TITLE: ESTIMATION OF THE GEOTHERMAL GRADIENT IN AN AREA OF THE COLOMBIAN CARIBBEAN SEA, FROM A BOTTOM SIMULATING REFLECTOR (BSR) **.

AUTOR: CAROLL DAMARYS LÓPEZ CASTELLANOS*.

KEY WORDS: methane hydrates, BSR, geothermal gradient, reserves, Colombian Caribbean.

ABSTRACT:

A bottom simulating reflector (BSR) has been observed in seismic reflection data offshore the Caribbean coast of Colombia, in an area interpreted as an accretionary prism. This anomalous reflector, known to correspond with the base of the gas hydrate stability zone, can be used to estimate a range of possible values for the local geothermal gradient using the stability field of gas hydrates. The study area extends from northern Guajira in the north to the Urabá gulf in the south, covering some 18,000 km². The geothermal gradient was mapped over a swath that extends out to 170 km offshore, and was found to vary in the range of 20 to 40 °C/km, off the coast of Barranquilla is 22 ± 3.5 °C/km, and it is 30 ± 3 for the high Guajira, 26 ± 4.6 for the central Guajira and 27 ± 8 for Cartagena-Uraba Gulf offshore areas. These results are comparable with estimates of 20 to 40 °C/km obtained for the south Caribbean by other authors using alternate methods. The geothermal gradient obtained in this study indicates that the south Caribbean accretionary prism appears to be anomalously cold relative to other geothermal gradient estimations, based on BSR too, in accretionary prisms. Furthermore, the relative homogeneity of the geothermal gradient suggests a low fluid flow in the region through the faults and other hydrological conducts. On the other hand, in the Magdalena delta sector the geothermal gradient obtained is about 20 °C/km, being similar to the observed in other deltas. The probable reserve average of hydrates from methane estimated to the Colombian Caribbean is 3356TCF estimation that exceeds the conventional gas reserves to Colombia which have been estimated in 7.7 TCF.

*Investigation

** School of Physic-Chemic Engineering, Geology School, Ricardo Mier Umaña, German Yury Ojeda.

INTRODUCCIÓN

Los hidratos de gas son sustancias sólidas compuestas por moléculas rígidas de agua que encierran moléculas de gas natural principalmente metano. Estos compuestos se forman donde existen condiciones físicas de temperatura (baja) y presión (alta) apropiadas, y donde hay gas disponible (Collet, 2002). Estas condiciones son encontradas en el fondo del mar y en zonas de permafrost. Los hidratos de gas son importantes porque representan un gran potencial energético que duplica los recursos de petróleo, carbón y gas natural juntos, además, porque su posible liberación representa un riesgo ambiental al considerarse el metano gas invernadero efectivo y por los riesgos geológicos asociados a su desestabilización como deslizamientos submarinos de tierra a gran escala. Los hidratos de gas se encuentran en enormes cantidades distribuidos alrededor del mundo en las zonas árticas, Canadá y Rusia para zonas de permafrost y costa afuera distribuido en todos los mares del mundo.

Los hidratos de gas pueden identificarse en sísmica de reflexión por un reflector anómalo que se interpreta como la base de la zona de estabilidad de los hidratos de gas, el cual se conoce como 'reflector simulador de fondo' (BSR). Los BSR's son reflectores sísmicos que resultan de un contraste de impedancias acústicas producido por la presencia de gas atrapado bajo la zona de estabilidad de los hidratos, (Kvenvolden, 1988). El BSR se puede identificar por 3 características particulares: *(i)* Simula la forma del suelo oceánico siguiendo de forma aproximadamente paralela su topografía, *(ii)* donde existe suficiente buzamiento estructural el reflector sísmico puede cortar transversalmente a los reflectores estratigráficos, y *(iii)* tiene polaridad opuesta con respecto al reflector del fondo oceánico.

Ya que el BSR representa la zona base de estabilidad de los hidratos de gas, su identificación permite estimar el gradiente geotérmico de una determinada región. Por lo tanto la evaluación de los hidratos de gas en el Caribe Colombiano es importante no solo por el mapeo y la cuantificación de este recurso como potencial energético, sino por los datos de gradiente geotérmico que a partir de este se puedan obtener. El gradiente geotérmico es importante para los modelos termales de maduración de hidrocarburos, así como para el entendimiento de la geodinámica del área y del régimen hidrológico de los fluidos corticales.

Como resultado del proceso de interpretación del BSR en los datos de reflexión sísmica y de la metodología de conversión a profundidad, presión y temperatura a partir de este para generar el gradiente geotérmico, se generaron mapas de la temperatura del BSR, de la profundidad del fondo oceánico, así como del espesor de la capa de hidratos de metano demarcada en la base por el BSR y al tope por el Fondo oceánico, para finalmente generar los mapas de gradiente geotérmico según la distribución del BSR. Adicionalmente se realizó un análisis de sensibilidad en el que se examinó la variación del gradiente resultante al cambiar cada una de las variables involucradas en el cálculo del gradiente geotérmico. Finalmente, se cuantificaron las reservas probables de hidratos de gas en el Caribe Colombiano.

OBJETIVOS

OBJETIVOS GENERALES

- Determinar el gradiente geotérmico en el área de estudio a partir del reflector simulador de fondo (BSR).
- Estimar las reservas probables de hidrato de gas en el área de estudio.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Interpretar el BSR en las líneas sísmicas 2-D de un área del Caribe Colombiano
- Interpretar el fondo oceánico en las líneas sísmicas 2-D de un área del Caribe Colombiano
- Generar superficies continuas con base en los horizontes interpretados
- Estimar la profundidad del BSR bajo el fondo del mar
- Calcular el gradiente geotérmico del área de estudio usando los diagramas de estabilidad del metano
- Estimar reservas de hidratos de metano en las áreas con presencia de BSR

1. ANTECEDENTES

En la región de interés son pocos los trabajos que se han realizado para definir el gradiente geotérmico y las reservas de hidratos de gas. Para el propósito específico de este trabajo, básicamente existen dos estudios donde se menciona la presencia del BSR en registros sísmicos, dos tesis enfocadas en la parte de recuperación y explotación del recurso y un estudio de un cálculo puntual del gradiente geotérmico de la región según la metodología a utilizar en el presente trabajo, todos los cuales se mencionan a continuación.

Shiple et al., (1979), mencionó la presencia de un reflector anómalo con las características típicas de la zona base de estabilidad de los hidratos de gas a lo largo de las márgenes activas y pasivas del Occidente Colombiano

Lu y McMillen, (1982), mencionaron la presencia del BSR en líneas sísmicas del Caribe Colombiano, así como las características principales de este reflector en su distribución lateral a lo largo de las líneas sísmica.

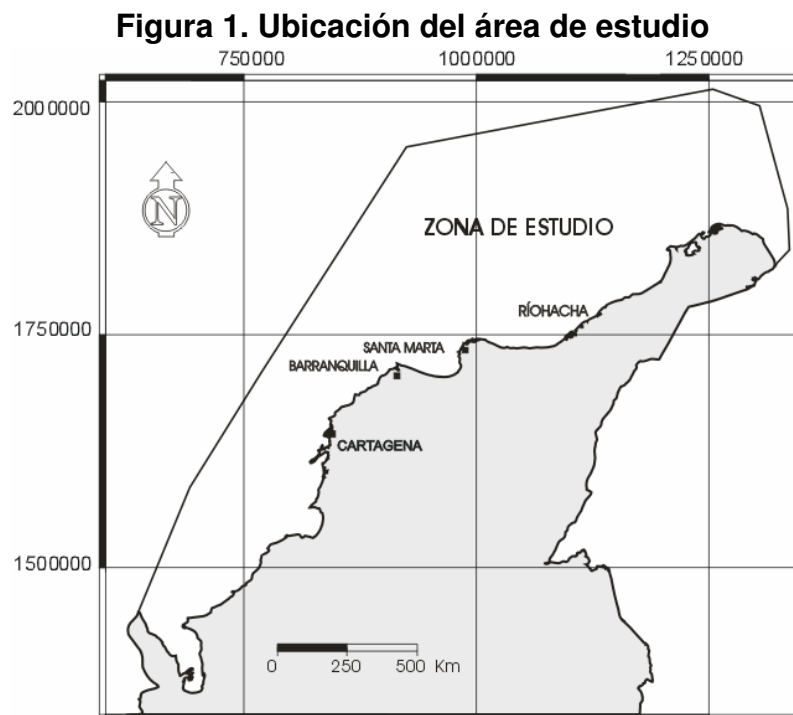
Ladd, et al., (1984), en las líneas 130, 132, 8 y 97 interpretaron el BSR a lo largo del cinturón deformado del Caribe Sur, entre profundidades de 2.3 a 4.2 kilómetros. Los autores realizaron el cálculo del gradiente geotérmico a partir del BSR observado, obteniendo un valor promedio de 0.04 °C./metro.

Gómez y León, (2000), evaluaron la existencia de hidratos de metano en la Cuenca Colombia, ubicada en el mar Caribe, concluyendo un potencial de yacimiento de hidratos que podría almacenar un volumen de gas metano del orden de 781 terapies cúbicos estándar de gas, según las líneas sísmicas 129, 130, 132, CAS-A02 .

Caicedo y Pinto, (2003), aplicando ecuaciones de flujo de gas en medios porosos, de conducción de calor y de las propiedades de los hidratos de gas validó el modelo matemático obtenido para la despresurización de un yacimiento de hidratos en contacto con una capa de gas, mediante el desarrolló del software (SDYHGAS) en lenguaje Visual Fortran.

1.1. AREA DE ESTUDIO

La región de interés, situada en el Mar Caribe, con un área aproximada de 240000km² se extiende de Sur a Norte desde el golfo de Urabá hasta la alta Guajira, entre las coordenadas X: 640799.12, Y: 1451794.88, y X: 1320173.50, Y: 1965183.50, en el sistema de proyección *Transverse Mercator* con origen en Bogotá, las cuales corresponden a una extensión lateral que varía entre 60 y 170 Km a partir de la línea de costa (Figura 1).



1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Conocer el gradiente geotérmico en márgenes continentales es importante porque: (1) permite hacer inferencias acerca de la geodinámica del área; (2) provee información acerca del régimen hidrológico de los fluidos corticales y (3) es fundamental en el modelamiento geoquímico de provincias petroleras. Este estudio resuelve las interrogantes correspondientes a:

¿Cómo es la variación espacial del gradiente geotérmico en el área de estudio del Caribe colombiano? y ¿Con qué reservas de hidratos de metano cuenta Colombia en el área de estudio?

Estos objetivos se fundamentan en la hipótesis de que la zona de estabilidad de hidratos de metano en el Caribe colombiano se encuentra delimitada por el BSR en la base, y por el fondo del mar en el techo.

2. MARCO TEÓRICO

2.1 HIDRATOS DE GAS

¿Qué son los Hidratos de Gas?

Los hidratos de gas son sustancias sólidas compuestas por moléculas rígidas de agua que encierran moléculas de gas natural. Cuando el gas natural contenido es principalmente metano (i.e. 99.9%), estas sustancias son llamadas hidratos de metano. Sin embargo, casi todos los gases como etano, propano y dióxido de carbono entre otros, (exceptuando el hidrógeno, helio y neón) pueden también formar hidratos de gas. Aun así, los hidratos de metano parecen ser el tipo de hidratos de gas natural con mayor ocurrencia en la naturaleza (Kvenvolden, 1988; Figura 2).

Figura 2. Hidrato de gas



Tomado de USGS

Estos compuestos pertenecen a una serie general de compuestos de inclusión que tienen una estructura clatrática o de jaula. La molécula huésped en la estructura clatrática es agua en forma de hielo y la inclusión puede ser metano y/o otros gases. En general los hidratos de gas se conocen como sustancias sólidas que físicamente se asemejan al hielo, sin embargo, se pueden formar a temperaturas sobre el punto de congelación del agua (Kvenvolden, 1988).

2.1.1 Origen

El metano es el componente principal en la estructura de los hidratos de metano. El metano puede ser generado de dos maneras, por degradación biológica de la materia orgánica (bacteriogénico) y/o por generación térmica (termogénico), para ser posteriormente transportado como gas disuelto en el agua del espacio poral de los sedimentos, o como flujo de gas libre y de difusión molecular ascendente, desde los estratos generadores, hasta alcanzar las condiciones favorables de presión y temperatura (zona de estabilidad de los hidratos). Los hidratos de gas necesitan un ambiente anóxico saturado de gases de metano y otros gases, de manera que la formación de hidratos de gas puede iniciarse de forma espontánea en los espacios de poros y fracturas de los reservorios en presencia de moléculas de agua (Kvenvolden, 1988). Estos estratos porosos son cubiertos por nuevas capas de sedimentos que contienen materia orgánica, continuándose el ciclo de generación de metano y formación de hidratos de gas. El espesor de las zonas de hidratos va a depender de los gradientes geotérmicos y de la existencia y espesor de reservorios acumuladores adecuados (Kvenvolden, 1988).

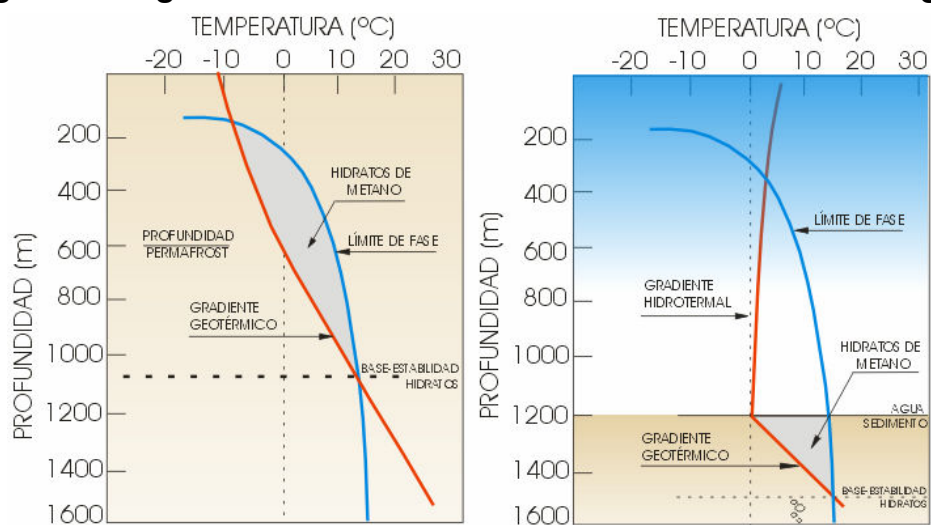
- **Condiciones de estabilidad**

Los hidratos de gas se forman donde existan condiciones físicas apropiadas, (temperaturas moderadamente bajas y altas presiones) y donde haya gas disponible (zonas saturadas en gas y agua) (Collet, 2002). Estas condiciones son

encontradas inmediatamente bajo el fondo del mar comúnmente en profundidades de agua mayores a 500 metros, o en profundidades algo más someras (desde 300 m) en zonas árticas, donde la temperatura del fondo del agua es más fría. Los hidratos de gas también ocurren bajo zonas de permafrost en áreas continentales a profundidades que fluctúan entre 130 y 2000 metros (Collet, 2002). Sin embargo, en la mayoría de los casos los hidratos de gas han sido encontrados en depósitos bajo el fondo del mar (Milkov, 2004).

La zona de estabilidad de los hidratos de gas en sedimentos puede ser delineada en un perfil de temperatura versus profundidad o temperatura versus presión (Dillon, 2002). La posición del límite fase de los hidratos es principalmente una función de la composición del gas, pero puede ser también controlado por la composición de fluidos en poros (ejemplo, presencia de sales), tamaño de poros y la mineralogía de los sedimentos. Los gradientes hidrotermales y geotérmicos son localmente variables, y pueden diferir marcadamente con la posición geográfica y el ambiente tectónico (Dillon, 2002). Para zonas costa adentro se tiene un rango de estabilidad de los hidratos de metano que varía entre -10 a +/- 12°C de temperatura y de 200 a 1050 m de profundidad. Para las zonas costa afuera este rango va de 0 a +/- 12°C de temperatura y de 1200 a 1500 m de profundidad bajo el nivel del mar (Figura 3).

Figura 3. Diagramas de fases de estabilidad de los hidratos de gas



(a) Costa adentro

(b) Costa Afuera

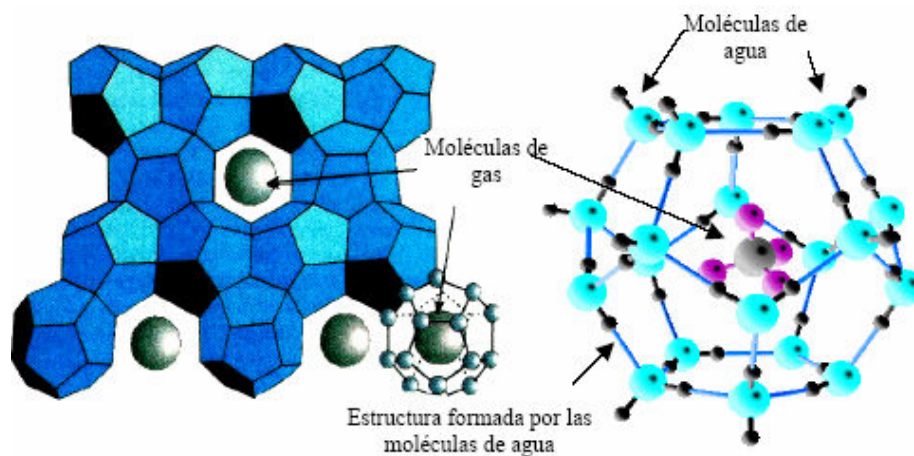
Modificado de Beauchamp, 2004

En provincias ricas en hidrocarburos, los clatratos pueden contener un componente de gas termogénico mas profundo, generalmente en la forma de etano y propano, los cuales, debido a la estabilidad termodinámica incrementada, pueden cambiar la zona de estabilidad de los hidratos de gas a profundidades someras (Dillon, 2002).

2.1.2 Estructura Cristalina

Los hidratos de gas son llamados compuestos 'no estequiometricos', lo cual significa que las moléculas de agua forman cajas en las cuales las moléculas de gas son encapsuladas como moléculas huésped, brindándole una variación en su composición. Un hidrato de gas puede contener diferentes tipos de moléculas de gas en cajas separadas dependiendo de la mezcla de las moléculas de gas y del ambiente en que se encuentren, así ellos ocurren en una de las tres diferentes estructuras cristalinas que los caracterizan: Estructura I, Estructura II y Estructura H, donde las dos primeras representan un sistema cúbico y la ultima un sistema hexagonal (Sloan, 1998; Figura 4).

Figura 4. Estructura cristalina de los hidratos de gas



Tomado de Caicedo, Pinto, 2003

Estas estructuras constan de varios tipos de cajas, donde cada caja tiene el potencial de contener una molécula de gas. Una caja está hecha de varias moléculas de agua conectadas por hidrógenos (Sloan, 1998). Si todas las cajas son llenadas con una molécula de gas, la estructura I contendrá 46 moléculas de agua por 8 moléculas de gas, la estructura II contendrá 136 moléculas de agua por 24 moléculas de gas y la estructura H contendrá 34 moléculas de agua por 6 moléculas de gas (Sloan, 1998).

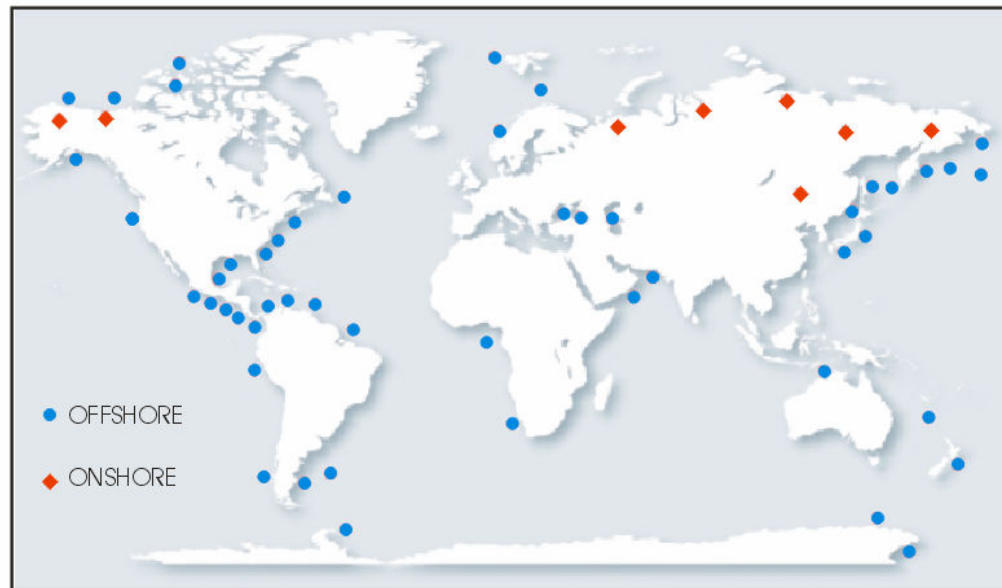
Los principales formadores de estos compuestos son: metano (estructura I), etano (estructura I), propano (estructura II) e isobutano (estructura II). Otras moléculas de gas también forman hidratos, pero en mezcla con los formadores principales ya mencionados. Así se tiene para el tipo I metano, etano, dióxido de carbono y sulfuro de hidrógeno (estructura más frecuente), tipo II propano e isobutano, y nitrógeno (moléculas más largas) y para el tipo H mezclas de gases, donde uno de los gases debe ser un gas de ayuda, por ejemplo el metano, el cual estabiliza la estructura, haciendo posible la formación de cajas mas largas que acomoden moléculas más largas que las encontradas en los hidratos de estructuras I y II. Es decir, los hidratos de tipo H están formados por moléculas grandes (2-metilbutano, metilciclopentano, metilciclohexano, y ciclooctano), pero sólo en presencia de una molécula más pequeña, normalmente metano (Sloan, 1998).

2.1.3 Distribución Global

En tierra se ha estudiado la presencia de hidratos de gas en Siberia, donde el yacimiento gasífero Messoyakha representa el primer yacimiento de producción de hidratos de gas *in situ*, y otras áreas de "permafrost" en el norte de Rusia (Collet, 2002). Evidencia directa de hidratos de gas se ha observado en el norte de Alaska y Canadá en testigos obtenidos en los pozos perforados con motivo de exploraciones de petróleo (Collet, 2002, Figura 5).

La existencia de hidratos de metano en los fondos marinos profundos fue descubierta a principios de los 70's por estudios sísmológicos de la Universidad de Columbia, en el área de Blake Ridge (USA). Su presencia ha sido inferida en los márgenes continentales por la existencia de reflectores anormales (Collet, 2002, Tabla 1).

Figura 5. Mapa de la localización a nivel mundial de las ocurrencias de hidratos de gas



Modificado de Collet, 2002

Tabla 1. Localización de los campos de hidratos de gas natural en el mundo, tipo de evidencia e investigador (Tomado de Sloan, 1998)

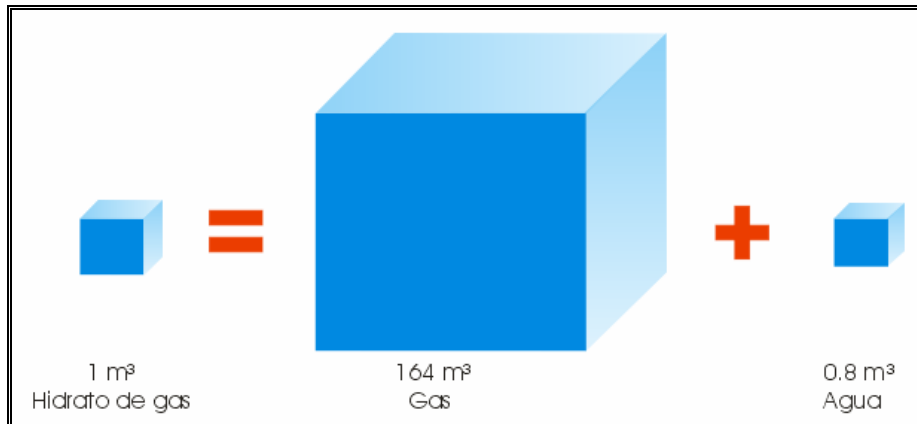
LOCALIZACIÓN	TIPO DE EVIDENCIA	REFERENCIA
Panamá (océano Pacífico)	BSR Lit Rvw	Shiple y colaboradores (1979) Krason y Ciesnik (1986)
Costa Rica (Middle America Trench, MAT)	BSR Corazones Lit Rvw	Shiple y colaboradores (1979) Kvenvolden y Mc Donald (1985) Finley y Krason (1986)
Nicaragua (MAT)	BSR Lit Rvw	Shiple y colaboradores (1979) Finley y Krason (1986)
Guatemala (MAT)	BSR Corazones Corazones Clorinidad Clorinidad Lit Rvw	Shiple y colaboradores (1979) Harrison y Curiale (1982) Kvenvolden y Mc Donald (1985) Hesse y Harrison (1981) Harrison y Curiale (1982) Harrison y Curiale (1982)

México (MAT)	BSR Corazones Lit Rvw	Shiple y colaboradores (1979) Shiple y Didyk (1982) Finley y Krason (1986)
México (Golfo de California, Cuenca Guaimas)	BSR	Londsale (1985)
Cuenca del río Anguila (California)	BSR Corazones Lit Rvw	Field y Kvenvolden (1985) Brooks y colaboradores (1991) Krason y Ciesnik (1986)
Oregon EE.UU. (Cuenca Cascadia)	BSR Corazones	Moore (1992); Yuan (1996) Westbrook y colaboradores (1994)
Isla de Vancouver (Cuenca Cascadia)	BSR	Davis y colaboradores (1990) Hyndman y Spence (1992)
Alaska (E. Aleutian Trench)	BSR	Kvenvolden y Von Heune (1985)
Alaska (Mid Aleutian Trench)	BSR Clorinidad Lit Rvw	McCarthy y colaboradores (1984) Hesse y Harrison (1981) Krason y Ciesnik (1987)
Alaska (Mar de Bering)	VAMPS	Scholl y Cooper (1978)
Alaska (Beringian Margin)	BSR Lit Rvw	Carlson y colaboradores (1985) Krason y Ciesnik (1987)
Cordillera Shirshov (URSS)	BSR	Saltikova y colaboradores (1987)
Isla Paramushir (Mar Okhotsk)	Corazones	Zonenshayn y colaboradores (1987)
Japón (Mar de Japón)	Corazones	Tamake y colaboradores (1990)
Japón (Japón Trench)	Clorinidad	Moore y Gieskes (1980)
Canal Nankay de Japón	BSR	Auki y colaboradores (1983) Tamano y colaboradores (1984)
Depresión Hikurangi de N. Zelanda	BSR	Katz (1981)
Peru-Chile (Trench off Chile)	BSR	Cande y colaboradores
Peru-Chile (Trench off Peru)	BSR Corazones	Miller y colaboradores Kvenvolden y Kastner (1990)
Isla Sahkalin (RUSIA)	Corazones	Ginsburg y colaboradores (1988)
Argentina (cuenca central Argentina)	BSR	Manley y Flood (1988)
Brasil (Amazon Fan)	BSR	Manley y Flood (1988)
Complejo montañoso de Barbados	BSR	Ladd y colaboradores (1982)
Mar Caribe	BSR	Ladd y colaboradores (1982)
Cuenca Colombia (Colombia y Panamá)	BSR Lit Rvw	Shiple y colaboradores (1979) Finley y Krason (1986) Minshull y colaboradores (1994)
Golfo de México (México)	BSR Lit Rvw	Shiple y colaboradores (1979) Hedberg (1980) Krason y colaboradores (1985)
Golfo de México (USA)	Corazones Lit Rvw	Brooks y colaboradores (1984, 1986) Pflaum y colabores (1986) Brooks y Bryant (1985)
Cordillera Blake Outer (USA)	BSR Corazones Clorinidad Lit Rvw	Markl y colaboradores (1970) Shiple y colaboradores (1979) Dillon y colaboradores (1980) Kvenvolden y Barnard (1983) Jenden y Gieskes (1983) Krason y Ridley (1985)
Elevación Carolina	BSR	Dillon y colaboradores (1983)

Elevación Continental del este de USA	BSR Lit Rvw	Tucholke y colaboradores (1977) Krason y Rudloff (1985)
Labrador Shelf off Newfoundland	BSR Lit Rvw	Taylor y colaboradores (1979) Krason y Rudloff (1985)
Noruega (Margen continental)	BSR Clorinidad	Bugge y colaboradores (1987) Hesse y Harrison (1981)
Crimen, ucrania (Mar Negro URSS)	Corazones Lit Rvw	Yefremova y Zhizhchenko (1972) Kremlev y Ginsburg (1989) Konyukhov y colaboradores (1990) Ciesnik y Krason (1987)
Caucaso, URSS (Mar Negro)	BSR	Nomokonov y Stupak (1988) Gorchilin y Lebedev (1991)
Golfo de Omán	BSR	White (1979)
Mar Beafort de Alaska	BSR	Grantz y Dintel (1980) Andreassen y colaboradores (1995)
Mar Beafort de Alaska	Registros	Weaver y Stewart (1982)
Cuenca Svedrup de Canadá	Registros	Judge (1982)
Noruega (Mar Barents)	BSR	Andreassen y colaboradores (1990)
Svalbard (estrecho Fram)	BSR	Eiken y Linz (1989) Andreassen y Hansen (1995)
Wilkes Land Margin de Antártica	BSR	Kvenvolden y colaboradores (1987)
Mar Ross de la Antártica	Gas Clorinidad	Mclver (1975) Lonsdale (1990)
Mar Weddell de la Antártica	BSR	Lonsdale (1990)
Mar Caspio, Azerbaijón	Corazones	Yefremova y Gritchina (1981) Ginsburg y colaboradores (1992)
Lake Baikal, Rusia	BSR	Hutchinson y colaboradores (1991)
HIDRATOS CONTINENTALES		
Alaska, North Slope	Registros Corazones Lit Rvw	Collett (1983) Collett y Kvenvolden (1987) Collett y colaboradores (1988)
Delta del Río Makenzie, Canadá	Registros Corazones	Bily y Dick (1974) Dallimore y colaboradores (1996)
Islas del Ártico, Canadá	Registros	Davidson y colaboradores (1978) Judge (1982)
Provincia Timan-Pechora, URSS	Gas	Cherskiy y colaboradores (1985)
Campo Messoyakhi	Corazones Registros	Makogon y colaboradores (1972)
Este de Siberia, URSS	Gas	Cherskiy y colaboradores (1985)
NE de Liberia, URSS	Gas	Cherskiy y colaboradores (1985)
Kamchatka, URSS	Gas	Cherskiy y colaboradores (1985)

Las acumulaciones de hidratos de gas representan una muy amplia cantidad de carbono orgánico comparado con otros importantes depósitos de carbono. Se estima que por 1m³ de hidratos de gas sólido se tiene 164 m³ de gas y 0.8 m³ de agua a condiciones estándar de presión y temperatura (Figura 6).

Figura 6. Ilustración conversión en volumen de los hidratos de gas a gas y agua

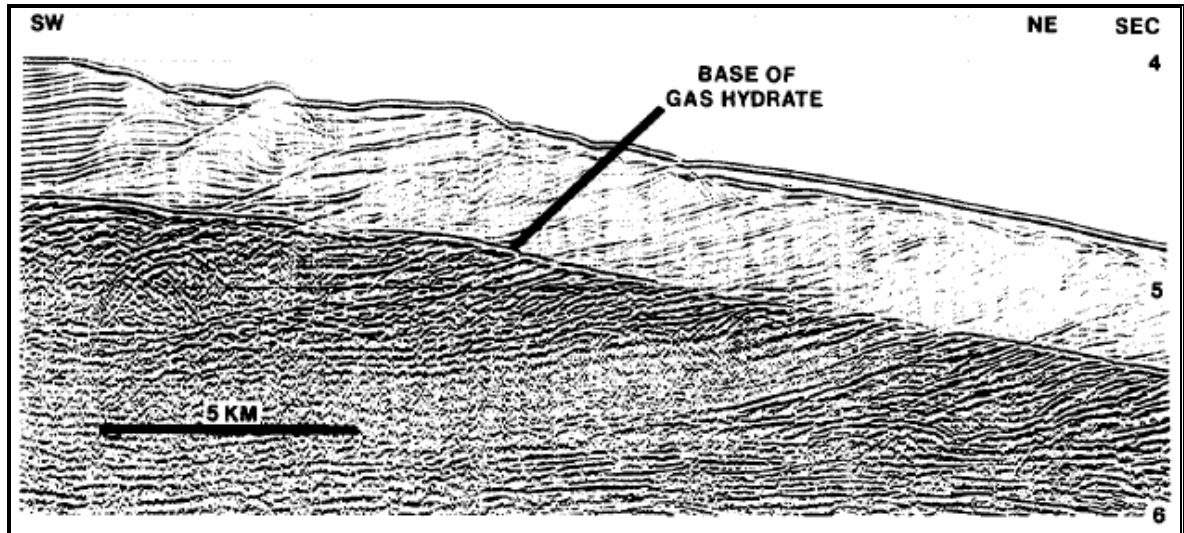


Las estimaciones de esta cantidad son altamente especulativas y variables. A lo largo de los últimos años se han hecho varias cuantificaciones las cuales van desde 1973 con Trofimuk con $3053 \times 10^{15} \text{ m}^3$, Makogon, 1981, con $15 \times 10^{15} \text{ m}^3$, Kvenvolden, 1988, con $20 \times 10^{15} \text{ m}^3$, Holbrook et al., 1996, con $6.8 \times 10^{15} \text{ m}^3$ hasta Milkov en el 2004 con $4 \times 10^{15} \text{ m}^3$. Estas cifras muestran los hidratos de gas como un futuro potencial energético cuando los convencionales combustibles fósiles se hayan agotado.

2.1.4 Reflector Simulador de Fondo (BSR)

La ocurrencia, el mapeo y estimaciones del volumen de acumulaciones de hidratos de gas marino son inferidas principalmente a partir de la presencia del reflector simulador de fondo (BSR) en secciones sísmicas. Los BSR's son reflectores sísmicos anómalos que resultan de un cambio de impedancia acústica producida por el descenso en la velocidad del sonido, causado principalmente por la presencia de gas atrapado bajo la zona de estabilidad de los hidratos, es decir, marca la transición entre la zona de hidratos y la zona de gas libre (Shibley et al., 1979; Figura 7).

Figura 7. Línea sísmica con presencia de BSR en el Blake Ridge, Estados Unidos



Nótese que corta los demás reflectores estratigráficos y sigue la forma del reflector del fondo oceánico. (Tomada de Shipley et al., 1979)

La interpretación del BSR representa la base de la zona de estabilidad de los hidratos. Este reflector es llamado así por 3 características especiales que lo identifican: Simula la forma del suelo oceánico siguiendo de forma paralela su topografía, donde existe suficiente buzamiento estructural el reflector sísmico puede cortar transversalmente la orientación estratigráfica, cortando a través de otros reflectores entre 100 y 1100 m bajo el fondo del mar, y tiene polaridad opuesta con respecto al reflector del suelo oceánico (Kvenvolden y McDonald, 1985; Figura 7). La magnitud de la amplitud del BSR puede estar relacionada con la cantidad de gas libre bajo la zona de estabilidad de los hidratos de gas y/o la concentración de hidratos dentro de esta (Davis y Hyndman, 1990). Paull y Dillon (1981) han sugerido que el "blanking" sísmico, es decir, la interfase reducida de la reflectividad de los sedimentos localizados en la zona de estabilidad de los hidratos de gas (por encima del BSR), comparado con aquellos debajo de este, resultan del contraste de impedancia acústica reducido a través de las interfaces debido a la cementación de los hidratos de gas en los sedimentos.

Cuando un BSR es encontrado en una profundidad que resulta cerca de la base de la zona de estabilidad de hidratos predicha, es un indicador confiable de la presencia de hidratos de gas (MacDonald, 1990). Por otro lado, la ausencia del BSR no significa necesariamente la ausencia de hidratos de gas, es decir, no todas las acumulaciones de hidrato de gas oceánicas pueden tener BSR asociado, esto puede significar simplemente la ausencia o poca cantidad de gas libre bajo el BSR. En México, Estados Unidos y otras partes del mundo se han encontrado hidratos de gas en ausencia del BSR (Collet, 2002), adicionalmente un BSR no indica nada sobre el volumen de hidratos de gas contenido sobre este (Beauchamp, 2004), para hacer un estimativo del contenido de hidratos de gas es necesario calibrar la sísmica con registros de velocidad. Como el BSR marca la base de la zona de estabilidad de los hidratos de gas, su profundidad puede ser utilizada para estimar el gradiente geotérmico y flujo de calor, siempre y cuando la temperatura del fondo oceánico y los valores de conductividad termal del área cercana sean disponibles (Vohat et al, 2003).

El BSR es acompañado de otras técnicas para mejorar la detección, precisión y evaluación de los datos de los intervalos que contienen hidratos de gas. Los datos de líneas sísmicas se complementan con la información geofísica de perfiles de pozo. Los perfiles de pozo para estudios de hidratos de gas incluyen: *caliper*, *gamma ray*, *bulk density*, *neutron porosity*, *compresional velocity*, *resistivity*, *compresional velocity- vp*, *shear velocity-vs*, *Vp/Vs ratio* y *mud* (Collet, 2002).

2.1.5 Implicaciones Climáticas y Energéticas

- **Riesgos Naturales**

Los hidratos de gas actúan, como un agente estabilizador dentro de sedimentos pobremente consolidados, ya que proveen cohesión a los granos. La disociación

de hidratos de gas implica entonces la desestabilización de los sedimentos, junto con la inherente inestabilidad gravitacional de los taludes y sedimentos que los contienen, lo cual puede conducir a masivos deslizamientos y eventos de pérdidas de masa con consecuencias potencialmente devastadoras para los ambientes marinos e infraestructura humana costera (Beauchamp, 2004). La disociación de los hidratos de gas puede ser lenta o explosiva, esto depende del contenido y concentración del gas en los hidratos y de qué tan rápidos sean los cambios de las condiciones de presión y temperatura. Tales eventos de disociación de hidratos de metano pueden conducir a una profunda erosión del fondo del mar de magnitudes significativas (Beauchamp, 2004). Existe evidencia de deslizamientos marinos ocurridos en respuesta a la desestabilización de los hidratos en el pasado en el Blake Ridge, Estados Unidos, con más de 200 cicatrices de deslizamientos (Beauchamp, 2004). Estos deslizamientos comúnmente ocurren en respuesta a la desestabilización de la zona de estabilidad de los hidratos de gas. Ha sido sugerido que los masivos deslizamientos y su consecuente transporte son el resultado de sobrepresión de gas en dicha zona. Así, el gas pudo haber permitido que grandes volúmenes de material se deslizaran por varios cientos de kilómetros sobre una baja pendiente. Evidencia de esta sobrepresión cercana a la base de la zona de estabilidad de los hidratos de gas ha sido encontrada en el mar de Barents y el mar del Norte, donde cientos de huellas han sido documentadas (Beauchamp, 2004).

- **Cambios Climáticos**

El metano, liberado a la atmósfera, es un gas invernadero mucho más eficiente que el dióxido de carbono. El calentamiento global puede conducir a la desestabilización de los hidratos de gas en el océano y en las zonas de permafrost, lo cual liberaría grandes volúmenes de metano a la atmósfera en un tiempo relativamente corto, un descenso en el nivel del mar causado por aumento del volumen de los glaciares

durante una época glacial, reduciría las presiones del fondo marino, desestabilizaría los hidratos y liberaría metano a la atmósfera (Beauchamp, 2004). El dióxido de carbono atmosférico y el efecto invernadero adicional de los hidratos de metano liberados, podrían alterar por completo el clima global. Factores adicionales tales como el descenso de la circulación termohalina, el calentamiento de los océanos, y posteriores liberaciones catastróficas de hidratos de gas desde escenarios de pendientes inestables, alterarían el clima mundial a condiciones más calurosas y por tal razón, su explotación como potencial recurso energético podría llevar a consecuencias extremas (Beauchamp, 2004).

El registro grabado en las rocas a través del tiempo geológico provee unos pocos ejemplos de calentamiento global probablemente asociados con masivas y aparentemente rápidas liberaciones de metano de hidratos de gas. Uno de estos es el máximo termal del Paleoceno Tardío el cual registra un largo cambio en la temperatura global sobre un periodo probablemente menor que unos pocos miles de años (Beauchamp, 2004). Se cree que este evento fue causado, o al menos acompañado, por una masiva liberación de hidratos de gas en el ambiente que condujo a un incremento mayor de 10°C en muchas partes del mundo. Otros eventos, algunos del Proterozoico, Triásico, Jurásico, Terciario y Cuaternario, a menudo asociados con la evidencia de calentamiento global y extinción en masa, han sido ligados probablemente a liberaciones grandes y rápidas de hidratos de metano en el ambiente (Beauchamp, 2004). No obstante que los hidratos de gas son una amenaza a profundos cambios climáticos globales, éstos pueden también ofrecer un beneficio ambiental importante como es el abastecimiento de energía limpia.

- **Relación con el Sistema Petrolífero**

La porosidad de la matriz en estos reservorios de hidratos de gas es generalmente alta y la permeabilidad de la matriz moderada a alta, sin embargo, el efecto neto

de la formación de hidratos es reducir la porosidad y permeabilidad al bloquear el espacio poroso (Collett, 2002), resultando sellos efectivos de hidrocarburos, cuando tienen una buena distribución lateral.

En las regiones del Ártico, las zonas de permafrost constituyen un buen sello para formar trampas acumuladoras de gas (Collet, 2002). De esta forma el gas, principalmente metano y otros hidrocarburos livianos que ascienden lentamente desde capas profundas de la columna de rocas sedimentarias se acumula bajo la zona de permafrost. Debido a las bajas temperaturas cercanas a la superficie, comienza la formación de los cristales de hidratos, en los espacios porales, que actúan como sello a subsecuentes migraciones de hidrocarburos (Collet, 2002). El mejor ejemplo de esto es la capa de gas libre acumulado bajo la zona base de estabilidad del BSR, la cual permite identificar sísmicamente el reflector simulador de fondo.

2.2 FLUJO DE CALOR

Una gran cantidad de calor es constantemente transportada en la tierra desde su centro hacia la superficie. Este flujo de calor, geotermal, parece ser una de las fuerzas que conduce los procesos geológicos que toman lugar en la superficie de la tierra (Nagihara et al., 2002). Una porción del calor conducido a través de la corteza de la tierra es usada para impulsar las reacciones químicas, las cuales transforman la materia orgánica contenida en las rocas sedimentarias en petróleo (Nagihara et al, 2002). Por lo tanto, medir este flujo de calor y entender sus mecanismos de transporte a través de las rocas de la corteza son esenciales en la exploración petrolera (Nagihara et al, 2002).

Conocer la distribución de la temperatura en el subsuelo es prerequisite para calibrar los modelos de historia termal, contribuir al entendimiento de la generación de hidrocarburos y los distintos fenómenos de alteración y migración que afectan

la cantidad y calidad del petróleo dentro de una cuenca sedimentaria (Nagihara et al, 2002).

2.2.1 Gradiente geotérmico y flujo de calor

La temperatura aumenta con el aumento de la profundidad como resultado del flujo de calor del interior al exterior de la tierra (Tissot y Welte, 1984). La temperatura T es una función de la profundidad z , de cuya expresión se obtiene el gradiente geotérmico G , $G=dT/dz$ (Tissot y Welte, 1984).

En un lugar dado de la corteza de la tierra el flujo de calor q y el gradiente geotérmico G satisfacen la relación $G= k * q$, donde k es la conductividad termal del material (Tissot y Welte, 1984). G es expresado como el incremento de temperatura por unidad de profundidad. La conductividad termal varía con la composición de las rocas, y estas variaciones causan variabilidad del gradiente geotérmico (Tissot y Welte, 1984).

2.2.2 ¿Qué es el flujo de calor?

El flujo de calor geotérmico es la medida del calor que está siendo generado desde el interior de la tierra. Esta energía transferida en virtud de la diferencia de temperatura es transportada por diversos mecanismos y distribuida en la corteza terrestre. El flujo de calor disminuye radialmente desde el interior al exterior de la tierra y provee información acerca del comportamiento mecánico del planeta (Turcotte y Schubert, 1982).

Para entender mejor el flujo de calor, resulta vital el entendimiento de los tres mecanismos de transferencia de calor, el primero, *calor conductivo*, ocurre a

través de un medio por efecto neto de colisiones moleculares, que permiten la transmisión de energía cinética de unas moléculas a otras, de esta forma el calor es transmitido a través de un medio en el cual existe una variación espacial en la temperatura (Turcotte y Schubert, 1982). El segundo mecanismo, *calor convectivo*, está asociado con el movimiento de un medio, es decir, si un fluido caliente fluye hacia una región fría, este calentará la región. El tercer mecanismo es *radiación electromagnética*, mediante la cual se puede también transportar calor, ejemplo: la energía radiante del sol. El calor radioactivo, mecanismo que resulta importante a una escala de calor más pequeña, tiene una influencia que puede ser incluida dentro de la definición de conductividad termal (Turcotte y Schubert, 1982). Todos estos mecanismos de transferencia de energía gobiernan la distribución de calor a través de la tierra. Estos mecanismos que afectan el flujo de calor, varían según las condiciones *in situ* del escenario geológico y tectónico presente, definiéndose así características típicas tanto para el sector oceánico como para el continental.

2.2.3 Características del flujo de calor

La intensidad del flujo de calor está directamente relacionado con el escenario tectónico que caracteriza una determinada región. Las regiones de alto flujo de calor en los continentes son generalmente restringidos a áreas activas volcánicamente, (ejemplo: Los Andes, líneas de volcanes asociados con zanjas oceánicas, regiones de tectonismo tensional) (Turcotte y Schubert, 1982). Por otro lado, en áreas continentales estables, la superficie de flujo de calor tiene una fuerte correlación con las concentraciones superficiales de isótopos radioactivos de Uranio, Torio y Potasio (su erosión decrece sistemáticamente el flujo de calor). Por ejemplo: se ha estimado que del promedio del flujo de calor continental (56.5 mW m^{-2}), 33.5 mW m^{-2} pueden ser atribuidos al manto y 23 mW m^{-2} a los isótopos radioactivos en la corteza (Turcotte y Schubert, 1982). De aquí se puede inferir

que el decrecimiento en el flujo de calor superficial con los años en áreas continentales estables pueda ser principalmente atribuido al descenso en las concentraciones corticales de los isótopos que producen calor (Turcotte y Schubert, 1982).

Debido a que los isótopos radioactivos decaen a isótopos estables, la producción de calor generada por esta radiación esta decayendo con el tiempo. Ya que menos calor esta siendo generado a través del tiempo, menos calor esta siendo conveccionado a la superficie, de esta forma la intensidad del sistema de convección del manto esta decreciendo con la edad de la tierra, lo cual finalmente conduce a un decrecimiento en la temperatura media del manto (Turcotte y Schubert, 1982).

En el caso de la corteza oceánica, la cual es más o menos cinco veces más delgada que la corteza continental, la contribución de producción de calor por isótopos radioactivos al flujo de calor superficial es despreciable, ~ 2% del total (Turcotte y Schubert, 1982). Por otro lado, una de las características más importantes del flujo de calor es que éste es casi una constante en superficies cercanas en la corteza oceánica. En otros casos, sin embargo, el flujo de calor en la superficie cercana a los sedimentos está influenciado por la convección hidrotermal del agua de mar a través de los sedimentos y rocas corticales basálticas (Turcotte y Schubert, 1982).

2.2.4 Principios físicos

Los principios físicos para el flujo de calor se basan en la física del medio continuo donde la conducción de calor en su forma más simple puede expresarse a través de la ley de Fourier, la cual a su vez puede ser aplicada a modelos lineales y no lineales, cuyos desarrollos nos ayudan a entender el comportamiento del flujo de calor en la corteza terrestre.

- **Ley de Fourier de conducción de calor**

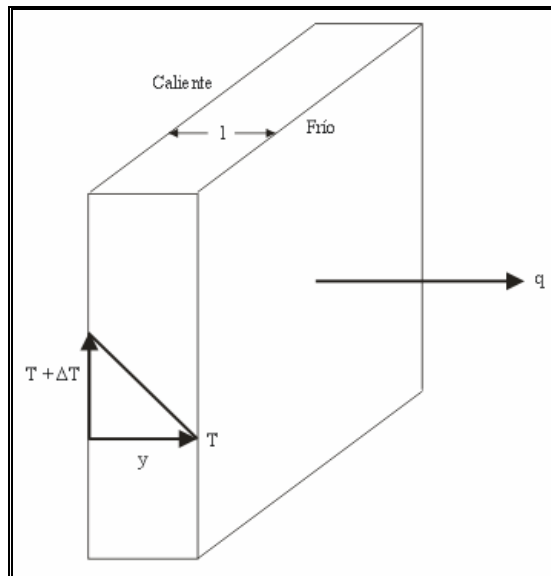
La ley de Fourier enuncia que el flujo de calor q ó el flujo de calor por unidad de área y por unidad de tiempo, a un punto en un medio, es directamente proporcional al gradiente de temperatura a ese punto (Turcotte y Schubert, 1982). De esta manera la ley de Fourier se expresa como:

$$q = -K \frac{dT}{dy}$$

Donde: **K** : coeficiente de conductividad termal, **T** : temperatura y **y** : coordenada en la dirección de la variación de la temperatura.

De la Ley de Fourier se puede concluir que la determinación del flujo de calor requiere del conocimiento del gradiente de temperatura y la conductividad termal de la roca (Turcotte y Schubert, 1982). Un ejemplo simple de aplicación de la ley de Fourier puede ser obtenido al considerar un eslabón de material de espesor l , a lo largo del cual ocurre una variación de temperatura ΔT (Turcotte y Schubert, 1982, Figura 8)

Figura 8. Calor transferido a través de un eslabón



Modificado de Turcotte y Schubert , 1982

$$\frac{dT}{dy} = \frac{-\Delta T}{l} \Rightarrow q = \frac{K\Delta Y}{l}$$

La Ley de Fourier se aplica aún cuando la distribución de la temperatura es no lineal, lo cual resulta importante, ya que la curvatura en un registro de temperatura implica la ocurrencia de fuentes de emisión, absorción de calor o dependencia del tiempo (Turcotte y Schubert, 1982).

2.2.5 ¿Cómo se mide el flujo de calor?

La medición del flujo de calor es adecuada al escenario geológico que se tenga. Así, los instrumentos varían para el sector continental y el oceánico.

- **Unidades**

Las unidades utilizadas para el flujo de calor son *hfu* (*heat flow unit*), unidades de flujo de calor (Turcotte y Schubert, 1982).

$$1hfu = 10^{-6} \text{ cal cm}^{-2}\text{s}^{-1} = 41.84 \text{ mW m}^{-2}$$

Medidas más precisas del gradiente termal se realizan con el uso del termómetro electrónico en pozos de perforación realizados a profundidades superiores a 300 m (Turcotte y Schubert, 1982). Sin embargo, existe una gran variedad de instrumentos de medición de calor en los continentes y fondos oceánicos.

- **Instrumentos de medición**

Los instrumentos de medición directa de gradiente geotérmico y flujo de calor son más precisos que otras técnicas usadas para este método tanto para medidas en

tierra como para medidas en el fondo del mar. Sin embargo, estas mediciones directas son calibradas y sirven para calibrar datos obtenidos por métodos alternos.

a) Medidas en Tierra

A causa de los efectos de calentamiento solar diurnos en rocas cercanas a la superficie, la mayoría de las medidas de flujo de calor confiables sobre tierra vienen de minas profundas o perforaciones. La conductividad es medida sobre muestras de rocas en el laboratorio. Medidas confiables son difíciles de obtener, porque el corazonamiento perturba el gradiente termal local y este puede tomar desde 1-2 años para estabilizar el gradiente de temperatura a un valor constante (Taranik, 2002). Dos tipos de medidas son obtenidas directamente de los pozos, la temperatura de fondo de pozo y aquellas obtenidas en pruebas de producción.

Una temperatura de fondo de pozo (*Bottom Hole Temperatura, BHT*) es la temperatura medida en el fondo de un pozo de aceite o gas durante una rutina de registros geofísicos (Deming y Chapman, 1988). Las temperaturas de fondo de pozo representan una buena cantidad de datos de temperatura-profundidad (Deming y Chapman, 1988). Si los BHT han sido correctamente medidos y grabados, representan una medida de la temperatura del fondo de la perforación en el agujero, la cual generalmente es menor que la verdadera temperatura de formación debido al enfriamiento que ocasiona la circulación del lodo de perforación, por tal motivo es necesario aplicar diferentes correcciones que lleven la temperatura BHT a la verdadera temperatura de formación (Deming y Chapman, 1989).

Las temperaturas obtenidas en pruebas de producción (*Drill Stem Test (DST)*) son pruebas de pozo que proveen medidas de estimación de las propiedades de la

formación (presión y temperatura en algunos casos) y de los fluidos antes de terminar el pozo (Deming y Chapman, 1988). La herramienta para tomar un DST es un arreglo de empaques y válvulas emplazadas al final de la tubería de perforación. Los datos se toman durante periodos de *shut in* (tiempo durante el cual no está circulando el fluido), (Deming y Chapman, 1988).

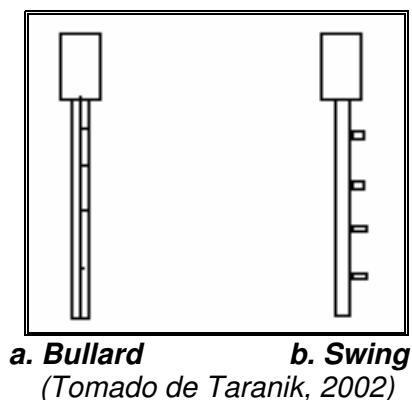
b) Medidas en el Mar

Las medidas de flujo de calor en el mar son usualmente hechas con variaciones de 2 instrumentos básicos, la sonda de calor Bullard y la sonda Ewing (Taranik, 2002).

La sonda Bullard es un tubo de acero de 4-5 cm de diámetro y de 2-3m de largo el cual contiene un cable de temperatura con resistores, llamados termistores. La tubería es bajada sobre un alambre, cuando este penetra el fondo, el calor es generado (Taranik, 2002). Después de un corto tiempo (15-20 minutos), este calor se disipa y un número de medidas de flujo de calor son hechas para determinar el gradiente termal. Un tubo corto al tope de la tubería colecta una muestra de sedimentos para posteriores determinaciones de conductividad (Taranik, 2002; Figura 9).

La sonda Ewing opera con el mismo principio de la sonda Bullard, pero los termisores son montados fuera del nucleo disparado. A causa de las grandes cantidades de calor generado por el corazonamiento, inmediatamente después de la penetración se hacen varias medidas. Este artefacto tiene el beneficio de hacer medidas a grandes profundidades y de obtener un corazón completo para mayor detalle de las determinaciones de conductividad (Taranik, 2002; Figura 9).

Figura 9. Sondas de calor



Para conocer el flujo de calor no solo son importantes los datos suministrados por las diferentes técnicas; un buen manejo y análisis de estos datos, se logra comprendiendo los principios en los cuales se basan las teorías de modelamiento de flujo de calor.

2.2.6 Importancia del gradiente geotérmico en exploración petrolera

La estimación de la evolución de la temperatura a través del tiempo en una cuenca dada es esencial para construir los modelos de madurez y migración de hidrocarburos que son usados para predecir la ocurrencia de petróleo y gas en espacio y tiempo (Tissot y Welte, 1984).

Dos modelos geoquímicos de maduración de hidrocarburos en rocas fuente son comúnmente usados: El enfoque empírico propuesto por Lopatin (1971) y el modelo cinético propuesto por Tissot y Welte (1975). El modelo de Lopatin toma en cuenta el tiempo y la temperatura para determinar el nivel de maduración de la materia orgánica definido como índice de tiempo y temperatura (TTI) (Waples, 1980). Este modelo asume que el rango de la reacción química envuelta en la madurez termal de la materia orgánica, parece duplicarse con cada 10° de aumento de la temperatura. Por lo tanto

asume un gradiente geotérmico constante a través de todo el pasado geológico (Waples, 1980). Este método comienza con una reconstrucción de la historia depositacional y tectónica de la sección geológica de interés, ploteando la profundidad de enterramiento versus el tiempo geológico. El segundo aspecto que tiene en cuenta es la grilla de temperatura, la temperatura superficial debe ser especificada para cada profundidad a través del pasado geológico, la manera mas simple de hacer esto es computar el gradiente geotérmico presente hoy en día y asumir que ambos el gradiente geotérmico y la temperatura de superficie han sido constantes a través del intervalo de tiempo cubierto para la reconstrucción, asumiendo isotermas cada 10° a una profundidad constante.

$$TTI = \sum_{n \text{ min}}^{n \text{ max}} (\Delta T_n)(r^n)$$

TTI: Índice de presión y temperatura

r^n = índice de temperatura

ΔT_n = longitud de tiempo gastado por el sedimento en un intervalo de temperatura i

El modelo de Tissot y Welte (1975) cuantifica la cantidad de hidrocarburo generado a través de un modelo cinético de degradación del kerógeno cuando el kerógeno es sujeto a incrementos en tiempo y temperatura (Tissot y Welte, 1984). Los datos necesarios para este modelo son el tipo de materia orgánica, la historia de enterramiento y el gradiente geotérmico, así este modelo calcula la cantidad de aceite y gas generado, como una función del tiempo (Tissot y Welte, 1984).

Por otro lado, los datos de flujo de calor son muy importantes en la exploración petrolera costa afuera no solo para restringir los modelos de madurez termal, sino también pueden ser efectivos en exploración de diapiros de sal y en predecir riesgos potenciales asociados con hidratos de gas (Nagihara et al, 2002). Además, los datos de gradiente geotérmico y flujo de calor, sirven para determinar vías de migración de fluidos a través de fallas, fracturas y demás conductos hidrológicos (Nagihara et al, 2002).

3. GEOLOGÍA REGIONAL DEL NORTE DE COLOMBIA

El norte de Colombia se caracteriza por tener una estratigrafía bastante distinta en el sector costa adentro (Guajira y Valle inferior del Magdalena (VIM)) y en el sector costa afuera, así como una estructura bastante compleja y una evolución tectónica muy discutida.

3.1 ESTRATIGRAFÍA

El norte Colombiano se encuentra compuesto por 5 cuencas principales: Guajira, Cesar Ranchería, Cesar, Valle Inferior del Magdalena, en el sector costa adentro y por la cuenca Colombia en el sector costa afuera. En la descripción estratigráfica del sector costa adentro se ha decidido describir independientemente La Guajira y el Valle Inferior del Magdalena según Rollins, 1996 y Toussaint, 1999, respectivamente. Para el sector costa afuera se ha tomado como referencia los estudios realizados por el Programa de perforación oceánica (Ocean Drilling Program, ODP) en el sitio 999 (Tabla 2, Figura 10). Las formaciones características de cada zona en cada de las época geológica pueden ser observadas en la Figura 10 y una descripción generalizada de estas por época en la Tabla 2.

Figura 10. Columna generalizada del Norte de Colombia

EPOCA	EDAD	GUAJIRA (Rollings 1965)		VALLE INFERIOR DEL MAGDALENA (Aristizábal, 1983; Ecopetrol 2000)	OFFSHORE CARIBE COLOMBIANO (ODP 999)	
QUAT	Pleistoceno Reciente	Indiferenciado		Corpa		
Terciario	Mio-Plioceno	Castillejas		Tubará	Grupo I	
	Mioceno	Jimol		Parquera	Grupo II	
	(Aquitaniense)	Utpa		Ciénaga de Oro	Grupo III	
	Oligoceno	Siamana			San Jacinto Chengue San Cayetano	Grupo VI
	Eoceno	Macarao				
	Paleoceno			Grupo V		
Cretáceo	Campaniano	Guaramacá		Cansana		
	Santoniano Coniaciano Turoniano	La Luna				
	Cenomaniano Albiano Aptiano Superior	Grupo Cogallo	Macara			
			Cogallo Inferior			
	Maina	Grupo Yuruma	Yuruma Superior			
	Hauteriviense Valanginiense Bericiense		Maina			
		Palare				
Jurásico	Tardío	Grupo Cocinas	Cuisa Shale		Hodónas	
	Medio		Chinapa Caju			
	Temprano		Chetefe			
Triásico	Tardío	Upana				
	Medio	Rancho Grande				
PRE-TR		Grupo Macaira				

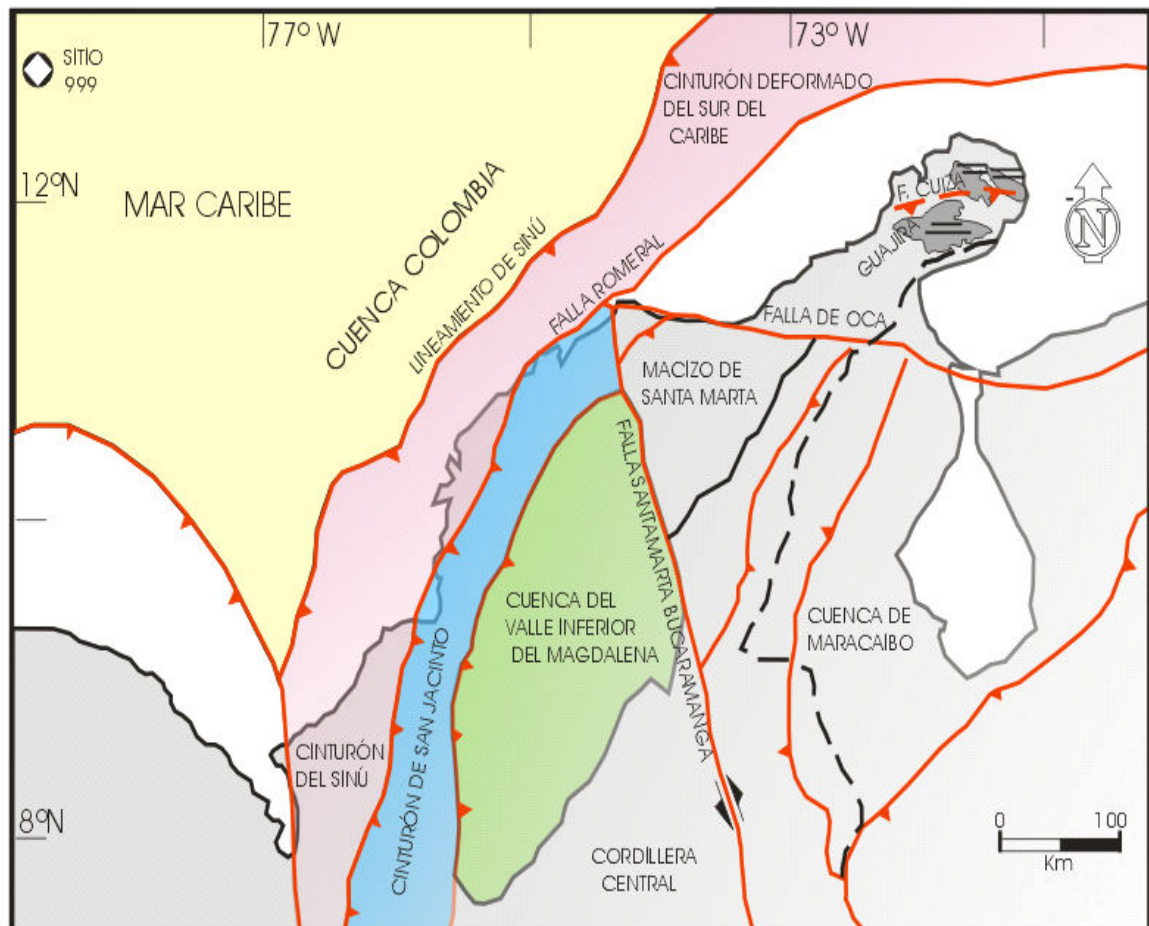
Tabla 2. Estratigrafía general del Norte de Colombia

E N O	ONSHORE		OFFSHORE (ODP 999)
	GUAJIRA (Rollins, 1996)	VIM (Toussaint, 1999)	
CENOZOICO	<p>Litología: Areniscas glauconíticas, verdes finas, intercaladas con arcilloitas grises y calizas masivas fosilíferas hasta el Eoceno superior. Shales, arcillas limosas grises, areniscas fosilíferas y calizas margosas arrecifales y arenosas hacia el tope de la secuencia.</p> <p>Espesor: ~2500m.</p> <p>Ambiente: Se observa un ambiente depositacional marino somero en condiciones de bahía abierta hasta el Eoceno superior, persistiendo este ambiente en una cuenca estrecha que permitió el desarrollo de corales.</p>	<p>Litología: Conglomerados arenos soportados, lodolitas calcáreas fosilíferas y areniscas intercaladas con calizas, areniscas calcáreas de grano fino a grueso e intercalaciones de lodolitas hasta el Oligoceno. Arcillolitas calcáreas con alto grado de bioperturbación, arenitas arcillosas y limonitas en el Plioceno. Areniscas conglomeráticas lenticulares en el Pleistoceno.</p> <p>Espesor: 3900-9800m.</p> <p>Ambiente: Turbiditas proximales a distales, abanicos submarinos, hasta el Oligoceno temprano. Ambiente deltaico nerítico hasta batial superior en el cinturón de San Jacinto, para el Mioceno Medio. Ambiente marino somero, de pantanos y finalmente fluvial hacia el Pleistoceno superior</p>	<p>Litología: Nanofosiles y arcillas foraminíferas mezcladas con sedimentos y capas dispersas de ceniza interestratificadas y espesas hacia el tope de la secuencia, caliza calcárea, arcillosa con delgadas capas de ceniza.</p> <p>Espesor: 1050 m</p> <p>Ambiente: Ambiente depositacional marino, presencia de episodios volcánicos explosivos y crecimiento de abanicos submarinos hasta el Mioceno tardío. Orígenes de masas de agua profunda/intermedia del Eoceno-Paleoceno tardío. Registro de un evento de calentamiento oceanográfico extendido hacia el Paleoceno superior.</p>
MESOZOICO	<p>Litología: Este intervalo consta hacia el Triásico Inferior de conglomerados, areniscas rojizas y cuarzosas e intercalaciones de shales, calizas grises con restos de bivalvos y limolitas arcillosas. También se presentan capas de dolomitas, calizas arenosas con abundante presencia de micro y macro fauna hacia el Jurásico Superior. Ya en el Cretáceo se presentan margas, areniscas calcáreas, calizas grises fosilíferas y cherts negros, con presencia de fosfatos. Algunas intercalaciones de shales calcáreos negros de láminas delgadas hacia el tope de la secuencia.</p> <p>Espesor: 5.000-6200 m</p> <p>Ambiente: Se observa un ambiente depositacional marino somero con variaciones laterales y verticales ya hacia el Cretáceo, pasando a una cuenca restringida con poca circulación de fluidos y condiciones reductoras; hasta llegar a unas condiciones clásticas marinas superficiales</p>	<p>Litología: Este intervalo Campaniano – Maastrichtiano subprayace el basamento. Consta de chert, calizas, conglomerados, shales y basaltos depositados en ambiente de agua profunda.</p> <p>Espesor: 250-1060m</p> <p>Ambiente: Batial profundo a pelágico.</p>	<p>Litología: Calizas gris claro a oscuro y arcillas hacia el cretácico superior.</p> <p>Espesor: 350 m (Masstrichtiano– Campaniano).</p> <p>Ambiente: Ambiente marino somero</p>
PALEOZOICO	<p>Litología: Rocas ígneas y metamórficas del basamento, que han sido reconocidas y estudiadas en superficie en la Serranía de Jarara, Macuira y Cocinas.</p>		

3.2 ESTRUCTURA

El norte de Colombia se caracteriza por presentar 5 fallas regionales algunas de las cuales limitan los cinturones deformados presentes en el área correspondientes al cinturón plegado del Caribe Sur, el cinturón plegado del Sinú y cinturón plegado de San Jacinto. Las rocas antiguas de la Sierra Nevada de Santa Marta y la Guajira así como el delta del Magdalena son unos de los rasgos geológicos regionales más sobresalientes del norte Colombiano.

Figura 11. Mapa Tectónico general del Norte de Colombia



3.2.1 Fallas Principales

El norte de Colombia se caracteriza por la presencia de 5 rasgos estructurales principales, que corresponden a la falla de Romeral, Bucaramanga – Santa Marta, el lineamiento de Sinú, la falla de Oca y de Cuiza.

Falla de Romeral: La Falla Romeral se extiende al norte Colombiano. Forma el borde este del cinturón plegado de San Jacinto y continúa hacia el sur como el límite de la placa Sur Americana. Este sistema de fallas o paleosutura, separa la corteza oceánica al oeste y la continental al este. Esta falla actuó como una megacizalla con movimiento lateral izquierdo del Cretáceo al Eoceno temprano, ya para el Mioceno el movimiento cambio a una falla inversa imbricada de alto ángulo (Caro, 2003; Figura 11).

Falla Bucaramanga – Santa Marta: Es una falla de deslizamiento lateral izquierdo que ha estado activa desde el Terciario temprano?, con una rata máxima de desplazamiento durante el Mioceno (110 km, post Mioceno). Esta falla separa dos provincias geológicas, la cuenca del Valle inferior del Magdalena al W y las rocas cristalinas del Macizo de Santa Marta al E y es aún activa (Caro, 2003; Figura 11).

Lineamiento de Sinú: Este lineamiento tiene tendencia N20E, paralelo a la falla Romeral que separa el cinturón plegado de San Jacinto del cinturón de Sinú al oeste. Este lineamiento marca un cambio en el estilo estructural entre los cinturones de Sinú y San Jacinto y define un límite occidental de vulcanismo de lodo, el cual no prevalece en el cinturón plegado de San Jacinto (Caro, 2003; Figura 11).

Falla de Oca: Esta falla contemporánea con la falla Bucaramanga – Santa Marta, es una falla transcurrente con componente dextral y deslizamiento aproximado de

65 kilómetros. Tiene un trazo muy recto con rumbo preferencial oeste – este, llegando a un trazo mas sinuoso en la parte W. La máxima rata de desplazamiento ocurrió durante el Mioceno (Caro, 2003; Figura 11).

Falla de Cuiza: Esta falla es transcurrente dextrolateral. Su expresión sísmica es característica de falla de rumbo en vista de perfil con estructuras en flor de carácter negativo. Su comportamiento a lo largo de su trazo insinúa reactivaciones locales durante su desarrollo estructural cenozoico. Esta falla forma un cañón o bajo estructural en gran parte de su trazo en el sector costa fuera (Gutiérrez, 1989; Figura 11).

3.2.2 CINTURONES DEFORMADOS

La presencia de tres cinturones deformados correspondientes al cinturón plegado Sur-caribe, el cinturón plegado del Sinú y cinturón plegado de San Jacinto, caracterizan el norte colombiano.

El Cinturón Plegado Sur-caribe: El cinturón plegado del Caribe Sur se encuentra ubicado a lo largo de la costa NW del Bloque Andino, desde el Golfo de Urabá hasta la Península de la Guajira. Ha sido interpretado como un prisma de acreción el cual estaría relacionado con la subducción de la placa Caribe por debajo del Bloque Norandino (Kellogg y Bonini, 1982). El Cinturón Plegado Sur-Caribe cabalga hacia en NW sobre la Cuenca de Colombia por medio de la falla marginal Sur-caribe que sigue activa en la actualidad y está a su vez cabalgado por los Andes Septentrionales (Toussaint, 1999). El Cinturón Plegado Sur-Caribe está principalmente constituido por una espesa secuencia de turbiditas las cuales están plegadas en una sucesión de anticlinales relativamente plegados y de sinclinales muy abiertos frecuentemente afectados por varios sistemas de fallamientos principalmente de rumbo sinextral en la dirección NW-SE y de rumbo dextral en la dirección NE-SW (Toussaint, 1999; Figura 11).

Cinturón Plegado del Sinú: El cinturón plegado del Sinú se encuentra al occidente del lineamiento de Sinú y constituye la segunda cuña acrecional del terreno Sinú – San Jacinto (Duque-Caro, 1984). Las rocas deformadas de este cinturón son de edad Oligoceno a Plioceno temprano (Duque-Caro, 1984). Los patrones radiales compuestos de estrechas, empinadas y elongadas estructuras anticlinales, siempre coincidentes con las altas elevaciones topográficas, circundadas por cuatro o más sinclinales anchos, constituyen el estilo estructural distintivo del cinturón plegado del Sinú. Este cinturón plegado consta de shales del Oligoceno-Mioceno, turbiditas de grano fino del mioceno superior al Plioceno subyacidos por facies de carbonatos cuaternarios de agua somera, calizas arrecifales, areniscas y conglomerados (Duque-Caro, 1984; Figura 11).

Cinturón Plegado de San Jacinto: El cinturón plegado de San Jacinto se encuentra al este del lineamiento de Sinu y al oeste del sistema de fallas de Romeral y constituye el primer evento acrecional del terreno Sinú – San Jacinto (Duque-Caro, 1984). Las rocas deformadas de este cinturón son de edad Cretáceo a Oligoceno temprano. La evolución del cinturón plegado de San Jacinto estuvo controlada por eventos extensionales y compresionales relacionados con la evolución tectónica del Caribe y la subducción de la placa de Cocos y Nazca bajo las cuñas occidental y suroccidental de la placa suramericana. El cinturón de San Jacinto incluye rocas pelágicas del Cretáceo superior a una secuencia espesa de turbiditas del Terciario temprano y sedimentos cuaternarios fluviales y lacustres (Duque-Caro, 1984; Figura 11).

3.2.3 Macizos Antiguos

Sierra Nevada de Santa Marta, (SNSM): La Sierra Nevada de Santa Marta es un macizo localizado al NE de las llanuras costeras del Caribe con forma de triángulo equilátero de unos 120 Km por cada lado y relieve de aspecto piramidal que

culmina con el Pico Colón a 5780 m de altura y el Pico Bolívar a 5800 m de altura los cuales constituyen las cimas más altas de Colombia y la montaña costera más alta del mundo (Toussaint, 1999). Este macizo rocoso ha sido levantado 12 km en los últimos 10 Ma (Kellogg y Bonini, 1982). El alto gravimétrico (180 mGal) indica que se encuentra fuera del equilibrio isostático local y que pudo haber sido cabalgado hacia el noroccidente sobre las fallas de Oca y Santa Marta – Bucaramanga (Kellogg y Bonini, 1982).

Rocas de alto grado de metamorfismo desde la facies anfibolita alta hasta la facies granulita están ampliamente expuestas en la región central y suroriental de la SNSM, al sur del conjunto de fallas de Sevilla (Toussaint, 1999). Las Rocas ígneas ocupan la mayor parte de la región sur de la Sierra Nevada; y forman batolitos y rocas volcánicas (Toussaint, 1999). En la Sierra Nevada de Santa Marta, afloran rocas sedimentarias con edades que varían desde el Paleozóico hasta el Cuaternario que conforman las partes planas al sur y occidente de la SNSM, desde conglomerados seguidos por bancos de arenitas grises, arcillolitas y margas. La parte superior está representada por un conjunto de arenitas cuarcíticas y arcillosas con intercalaciones de tobas de color verdoso (Toussaint, 1999; Figura 11).

Rocas Antiguas de la Guajira: La península de La Guajira presenta dos provincias fisiográficas diferentes: la Alta Guajira, limitada al sur por la falla Cuiza, y la Baja Guajira que llega hasta el sistema de fallas de Oca. El basamento cristalino pre-Mesozóico de neises aflora en los núcleos de las serranías de la Alta Guajira (Simarúa, Jarará, Macuira y Carpintero) con el grupo Macuira, recubierto por sedimentos Mesozóicos (Toussaint, 1999; Figura 3.1). El grupo Macuira consta de rocas metamórficas tales como esquistos cloríticos y sericíticos, esquistos cuarzosos, cuarcitas y mármoles los cuales fueron agrupados por Lockwood, (1965) (en Toussaint, 1999). Sin embargo, si bien una parte de este grupo es claramente anterior al Triásico por estar intruído en el

granito de Siapaná datado en 195 Ma K/Ar), otra parte es de edad Cretácica por contener restos de fósiles de esta edad (Toussaint, 1999; Figura 11).

La Serranía de Cocinas, en el sur de La Guajira, contiene una espesa secuencia del Jurásico y del Cretáceo, cubierta en sus áreas bajas por sedimentos terciarios marinos, carbonáticos (Toussaint, 1999; Figura 11).

3.2.4 Deltas

Delta del Magdalena: Las planicies costa adentro entre Cartagena y Santa Marta son cubiertas por espesos depósitos terrígenos Plioceno-Cuaternario, los cuales resultaron de sucesivas divagaciones del río Magdalena. La desembocadura del río, situado en el área Galerazamba durante la época del Plioceno, migró al oeste durante el Pleistoceno en los alrededores de Cartagena (canal del dique) y retorno al norte recientemente (Boca Vieja). La desembocadura actual del río Magdalena es prolongada al mar por un sistema de cañón donde los deslizamientos son frecuentes (Vernette et al., 1992).

Dos secuencias sísmicas han sido identificadas. Una secuencia superior (la cual cubre una secuencia inferior alterada), relacionada con construcciones recientes del delta del Magdalena. Estas capas superiores no son afectadas por la orogénia Andina la cual culminó en el cinturón de Sinú durante el Mioceno tardío-Plioceno. La secuencia inferior esta alterada por fallamiento y diapirismo de lodo. (diapiros de 200m de altura y 5 km de amplitud al fondo oceánico) (Vernette et al., 1992). Existe una posibilidad de que las capas alteradas del Mioceno estan enterradas profundamente bajo el Pleistoceno (mas de 4km de espesor en los pozos del norte de Cartagena). Sin embargo, las capas del Mioceno son también indeformadas en los registros sísmicos multicanal (Vernette et al., 1992).

Los rezumaderos de gas fuera del área de Galerazamba están relacionados a la construcción del delta del Magdalena y una influencia tectónica compresional no es obvia. Por otro lado, la plataforma continental esta limitada al norte por una suave pendiente continental donde las capas sedimentarias están alteradas por deslizamientos (Vernette et al., 1992).

3.3 TECTÓNICA

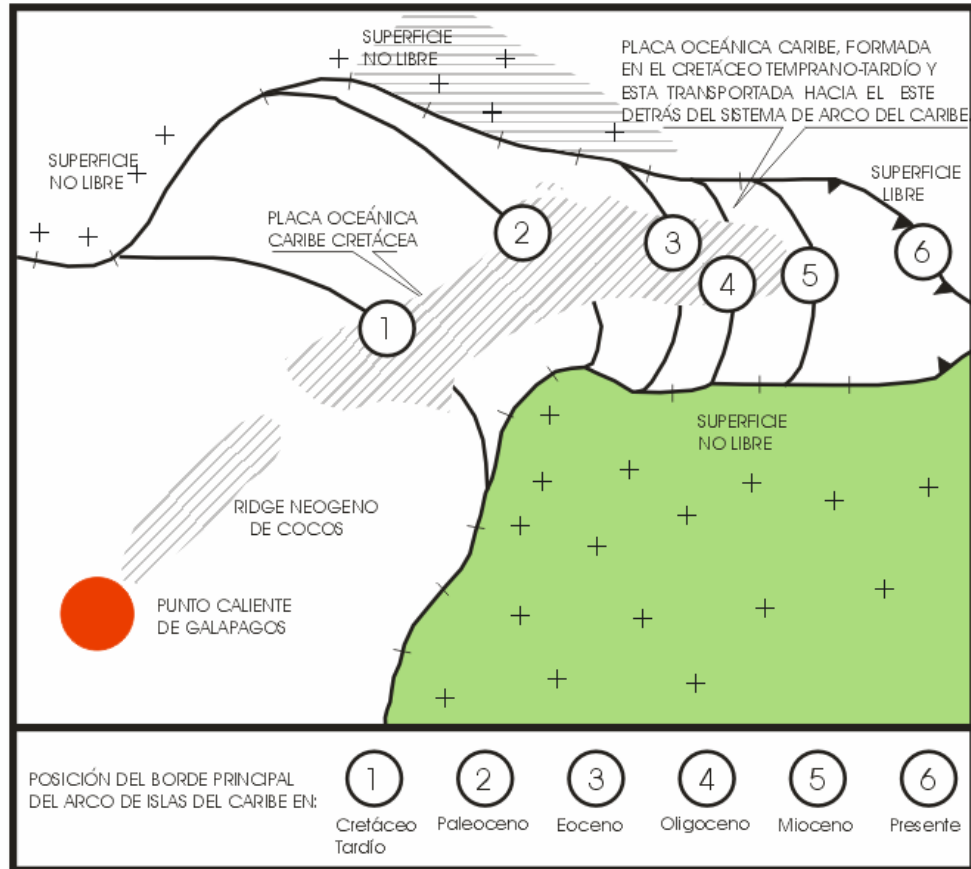
El Norte de Colombia se encuentra enmarcado por cuatro placas tectónicas, la placa Caribe, Cocos, Nazca y la placa Sur Americana, en cuya unión se ha dado lugar a la formación del cinturón plegado de San Jacinto (Toussaint, 1999). La placa Caribe esta moviéndose en dirección relativa hacia el este con respecto a Suramérica, acomodada por fallas de rumbo con movimiento lateral derecho a lo largo del límite de la placa Suramericana y por fallas de rumbo con movimiento lateral izquierdo a lo largo del límite de la placa Norteamericana (Mann, 1999). Las placas de Cocos y Nazca están siendo subducidas bajo la cuña este y sureste de la placa Suramericana (Mann, 1999).

3.3.1 Evolución tectónica

Varios modelos han sido propuestos para la evolución tectónica del Caribe. Mann en el 2000, realizó una recopilación, y entre varios modelos contrastantes, tomó el de Malfait y Dinkelman, 1972, Pindell y Barret, 1999, como el más consistente. Este modelo propone que el Caribe fue originalmente un área de piso oceánico del Pacífico este y placa oceánica que ha sido apilada detrás de movimientos hacia el este del gran arco del Caribe, esta área de corteza oceánica normal del Pacífico parece haber sido modificada y engrosada dentro de la placa oceánica Caribe

actual en el Cretáceo cuando la corteza se movió sobre el punto caliente de Galápagos (Figura 12).

Figura 12. Modelo Tectónico del posible origen del Caribe



Modificado de Mann, 2000

3.4 PRISMA DE ACRECIÓN SINU-SAN JACINTO

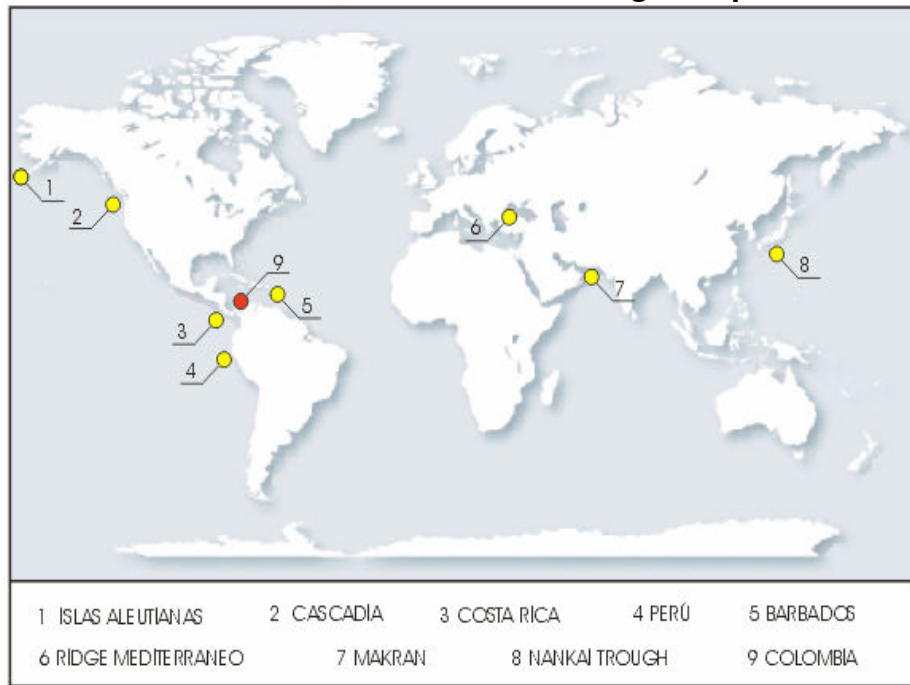
La zona correspondiente al prisma de acreción Sinú – San Jacinto, se caracteriza por: crecimiento de pliegues, diapirismo de lodo y fallas normales con estructuras de vergencia al oeste (Duque-Caro, 1984) Se interpreta el cinturón plegado de San Jacinto como un paleo-rift invertido o un graben desarrollado sobre el margen

continental de la placa Suramericana e iniciado en un escenario de arco volcánico (Caro, 2003).

3.4.1 Prismas Acrecionales

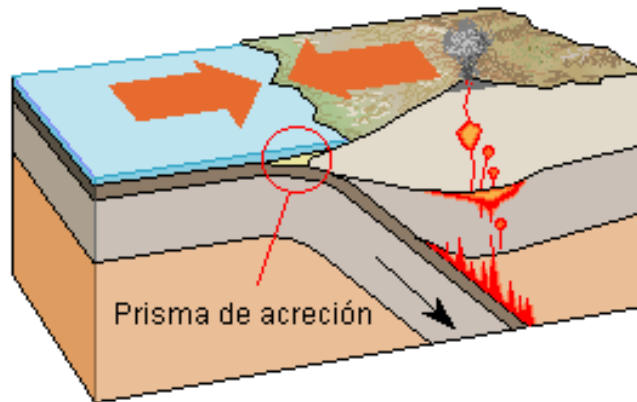
Los depósitos de hidratos de gas y fluidos de expulsión son comunes y bien conocidos en sedimentos acrecionados tanto en zonas de colisión de placas como en secuencias sedimentarias de márgenes pasivas y cuencas marginales. Manifestaciones de flujo de fluidos inducidos tectónicamente en sedimentos superficiales han sido observadas en la zona de subducción de Cascadia (noroeste de los Estados Unidos), la fosa de Japón y el Nankai Trough, el margen de Perú, el complejo acrecional del sur de Barbados, el prisma de acreción de Costa Rica, la zona de subducción E de las Aleutianas, la margen de Makran (costa afuera Pakistán), el Central Banda Arc (costa afuera al NW Australia) y el Ridge Mediterraneo (Suess , 2004; Figura 13).

Figura 13. Distribución de Hidratos asociados a algunos prismas de Acreción



Un *prisma de acreción* puede definirse como una gran masa de sedimentos que se apilan en forma de cuña en la zona de subducción (zona de contacto entre dos placas que convergen) (Figura 14). En esta zona los sedimentos son arrancados de la placa oceánica siendo subducida y acrecionados al bloque de corteza continental. (Tarbuck y Lutgens, 1999).

Figura 14. Prisma de Acreción



Tomada de Tarbuck y Lutgens, 1999

La dinámica de los fluidos en los prismas de acreción es compleja y está particularmente controlada por la tectónica. Producto de la acreción de sedimentos y rocas sedimentarias a un prisma de un margen convergente, la deformación y compactación involucradas hace disminuir el grado de porosidad de los sedimentos y de las rocas; proceso que a su vez, induce a la expulsión de los fluidos que en esos poros estaban contenidos. Estos fluidos suelen migrar hacia arriba en dirección hacia el fondo del mar, en forma preferente a lo largo de fallas y fracturas, y arrastran consigo el metano que se ha formado allí también constituyendo una gran fuente para la formación de hidratos de metano (Suess, 2004).

Estudios realizados en otros prismas de acreción alrededor del mundo permiten hacer un paralelo con el prisma de acreción Sinú – San Jacinto (Tabla 3). En el prisma de Nankai, costa fuera Japón, uno de los sitios con mayor suministro de metano alrededor del mundo, se ha observado una fuerte interacción entre la estructura geológica, la

migración de fluidos y el desarrollo del reflector simulador de fondo (BSR) y depósitos de hidratos de gas (Morita, 2000), observándose un BSR claro en el bloque colgante de las zonas de cabalgamiento, y difuso a ausente en el bloque yacente. Los datos de flujo de calor calculados con respecto al BSR correlacionan muy bien con los medidos sobre el fondo oceánico (Morita, 2000). En los prismas de Makran, en el golfo de Oman, Cascadia, en Estados Unidos y Barbados, las investigaciones realizadas para estudiar el régimen termal en los hidratos de gas que rellenan los sedimentos de la cuña acrecional, han arrojado datos de flujo de calor, a partir del BSR, significativamente mayores al medido directamente sobre el fondo oceánico, estimándose un rango de error de +/-10% (Hyndman, 2003). Algunos autores (Kaul et al., 1999) atribuyen este incremento en las márgenes de las cuencas sedimentarias a un cambio en la velocidad sísmica de las rocas en la estructura deformada, causando cambios en profundidad y por lo tanto también en la temperatura estimada para el BSR (Hyndman, 2003). Estos prismas de acreción, asociados con importantes suministros de hidratos de gas, se caracterizan por presentar largas cuñas de acreción con abundantes sedimentos jóvenes, alta porosidad en los sedimentos, diapirismo de lodo y expulsiones de gas.

Tabla 3. Cuadro comparativo de algunos prismas de acreción.

PRISMA DE ACRECIÓN	CINTURON ACTIVO DE VOLCANES Y DIAPIROS DE LODO	FLUJO DE CALOR MEDIDO	EXPULSIONES DE GAS	RADIO DE PRESIÓN DE PORO λ	EDAD PRISMA DE ACRECIÓN
SINU-SAN JACINTO (Reyes et al., 2002; Caro, 2003)	Si	X	Si: Biogénico (principalmente) y termogénico.	0.87	Cretáceo - Plioceno
NANKAI (Morita, 2000)	Si (Uchida, 2003)	150 mW/m ² – 200 mW/m ²	Si: Biogénico y termogénico.	0.47	Cretáceo - Mioceno
MAKRAN (Kaul et al., 2000)	Si	43 – 50 mW/m ²	Si: Biogénico y termogénico.	0.98	Eoceno - Plioceno
BARBADOS (Pierre, 2000 y Chaderton, 2004)	Si	40 – 100-230 mW/m ²	Si: termogénico principalmente	0.92	Eoceno - Plioceno
CASCADIA (ODP leg 146)	Si	90 -50 -30 mW/m ²	Si: Biogénico y termogénico.	0.90	Pleistoceno temprano - Plioceno

4. DATOS Y METODOLOGÍA

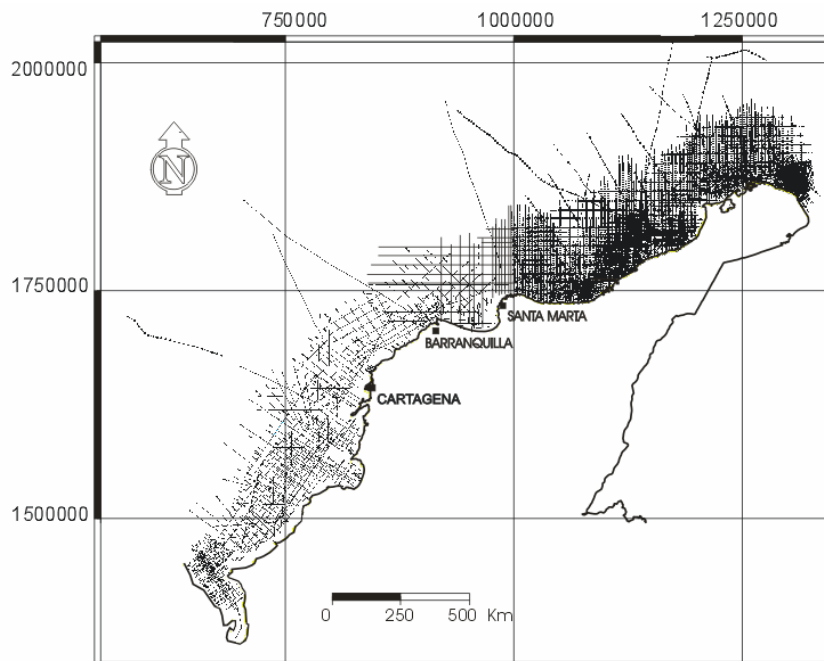
4.1 DATOS

Los datos utilizados para el desarrollo del presente estudio constan de las líneas sísmicas adquiridas y procesadas de la región y los pozos más cercanos a la misma.

4.1.1 Sísmica empleada

Se interpretaron 1090 líneas sísmicas de 36 programas sísmicos que se han adquirido sobre el área de estudio entre los años 1973 y 1999. La localización de las líneas utilizadas puede verse en la Figura 15.

Figura 15. Localización de las líneas sísmicas del área de estudio



Para la visualización e interpretación de la información sísmica se usó la plataforma digital Seisworks 2D del software Landmark. Esta plataforma permite generar horizontes sísmicos de correlación, cambiar las escalas horizontal y vertical de la sísmica, unir líneas adyacentes, desplegar grupos de líneas que se interceptan, visualizar la sísmica en una gama de mapas de color e interpolar horizontes en áreas donde no hay información. Además, Seisworks permite exportar las superficies interpoladas para ser manipuladas en otros programas. Ejemplos de las líneas sísmicas interpretadas pueden ser vistos en las Figura 17, 18, 19, 20 y su respectiva ubicación en la Figura 16.

Figura 16. Ubicación de algunas de las líneas sísmicas interpretadas

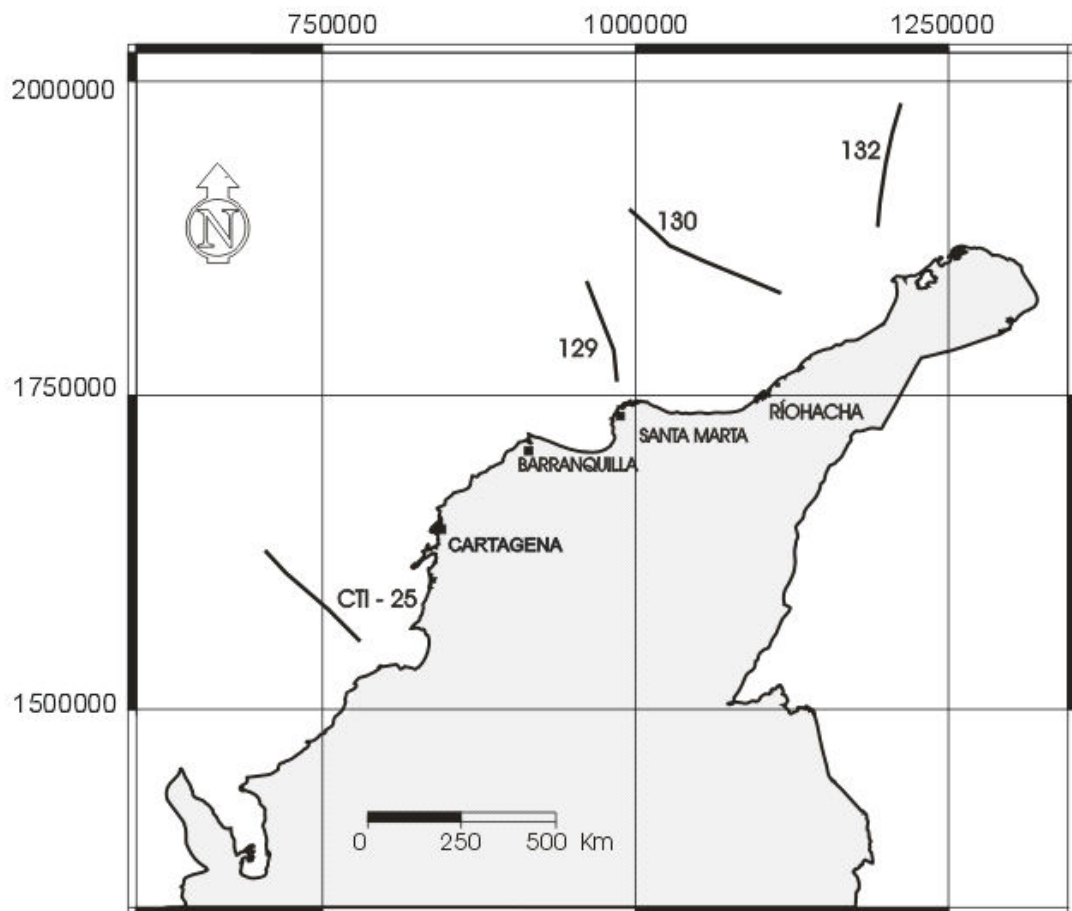
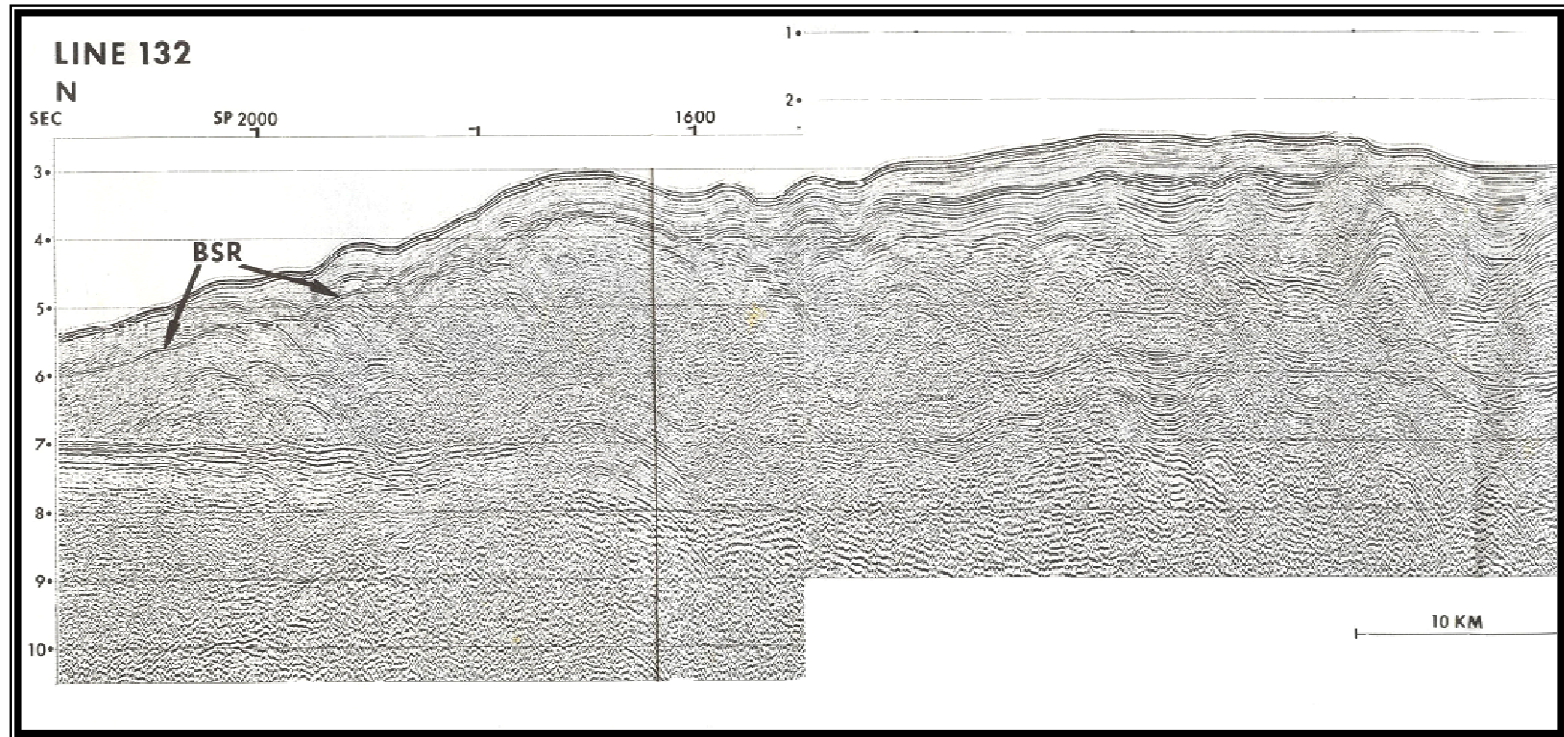
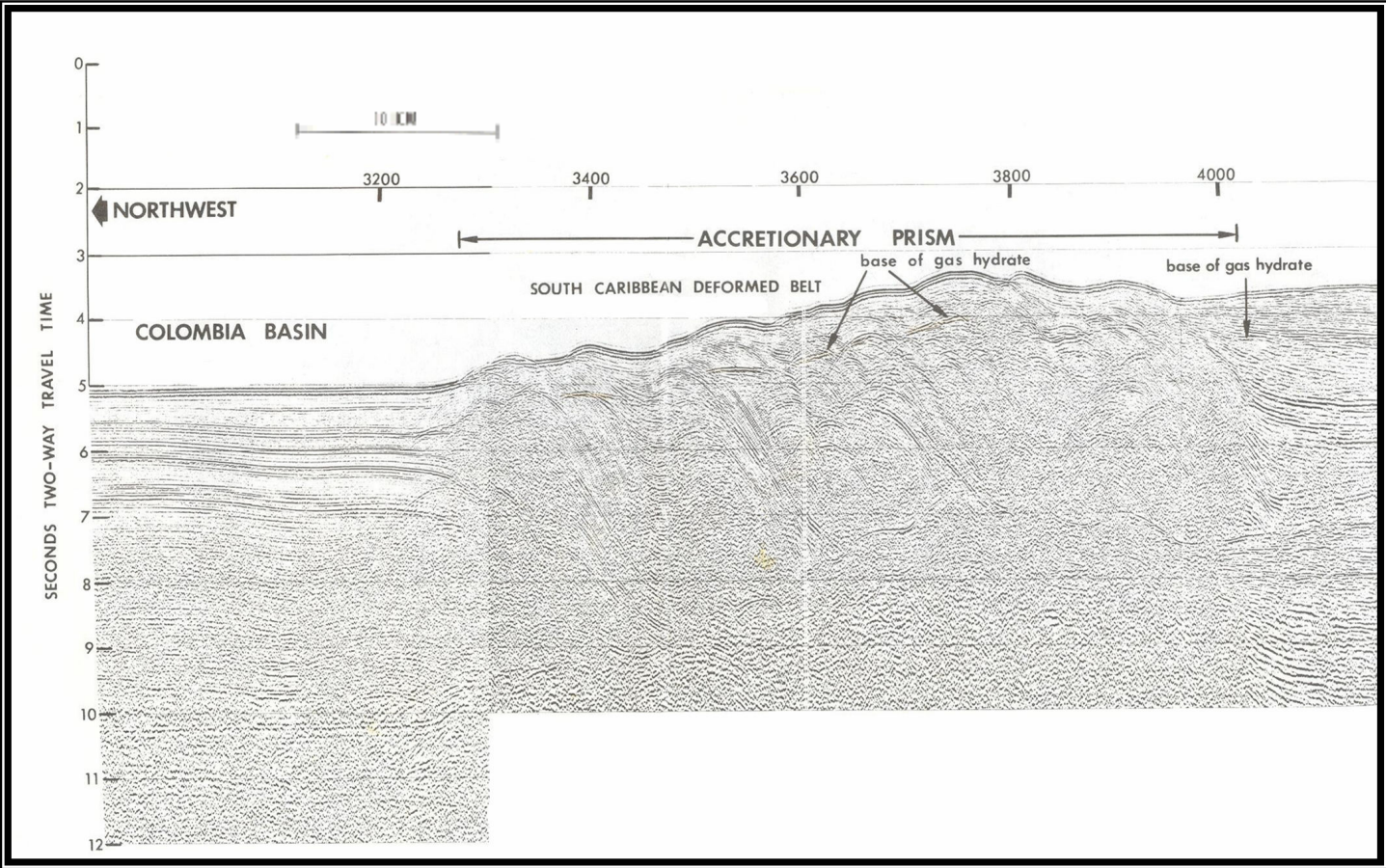


Figura 17. Línea sísmica 132



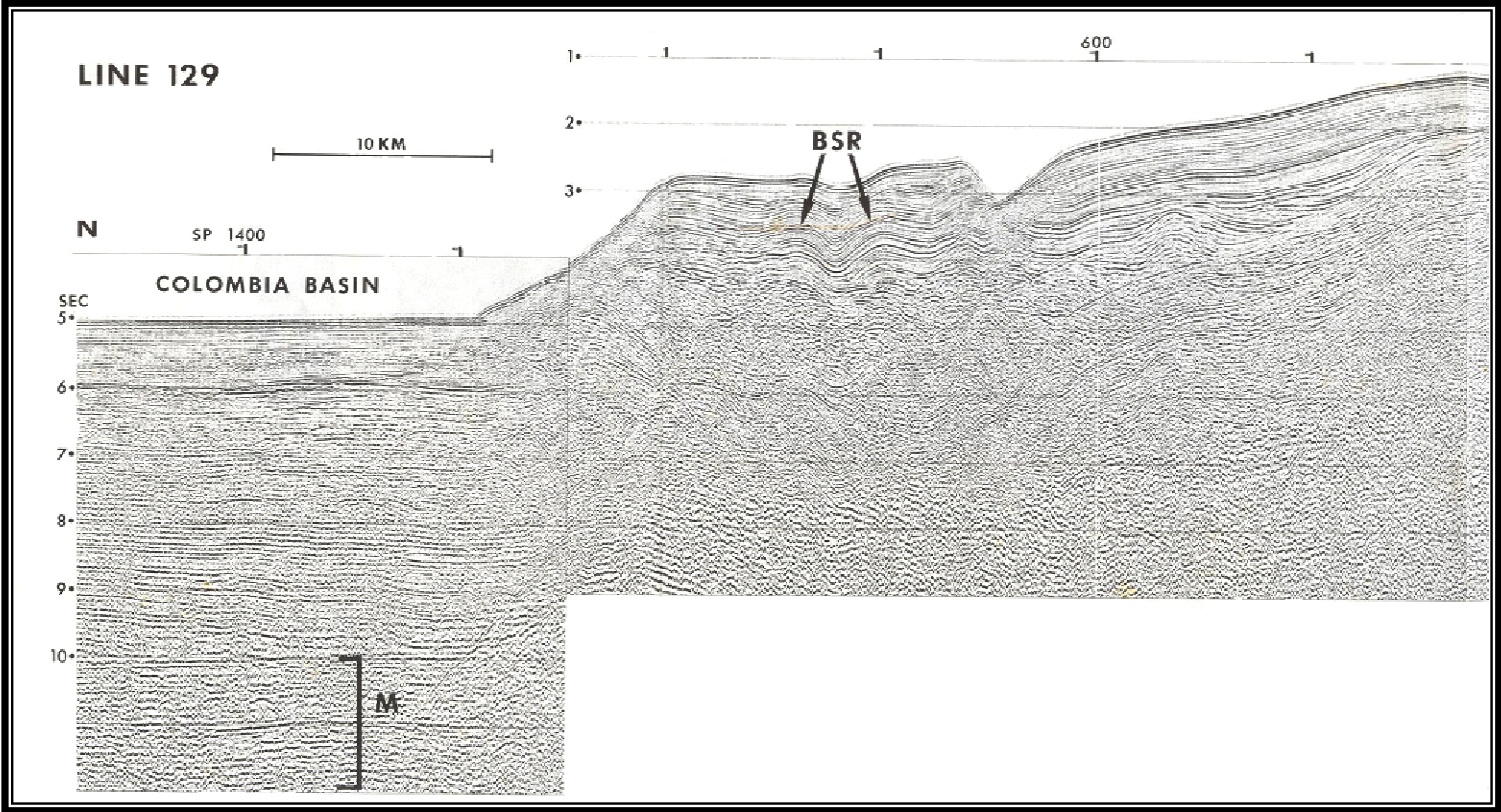
Tomada de Ladd et al., 1984

Figura 18. Línea sísmica 130



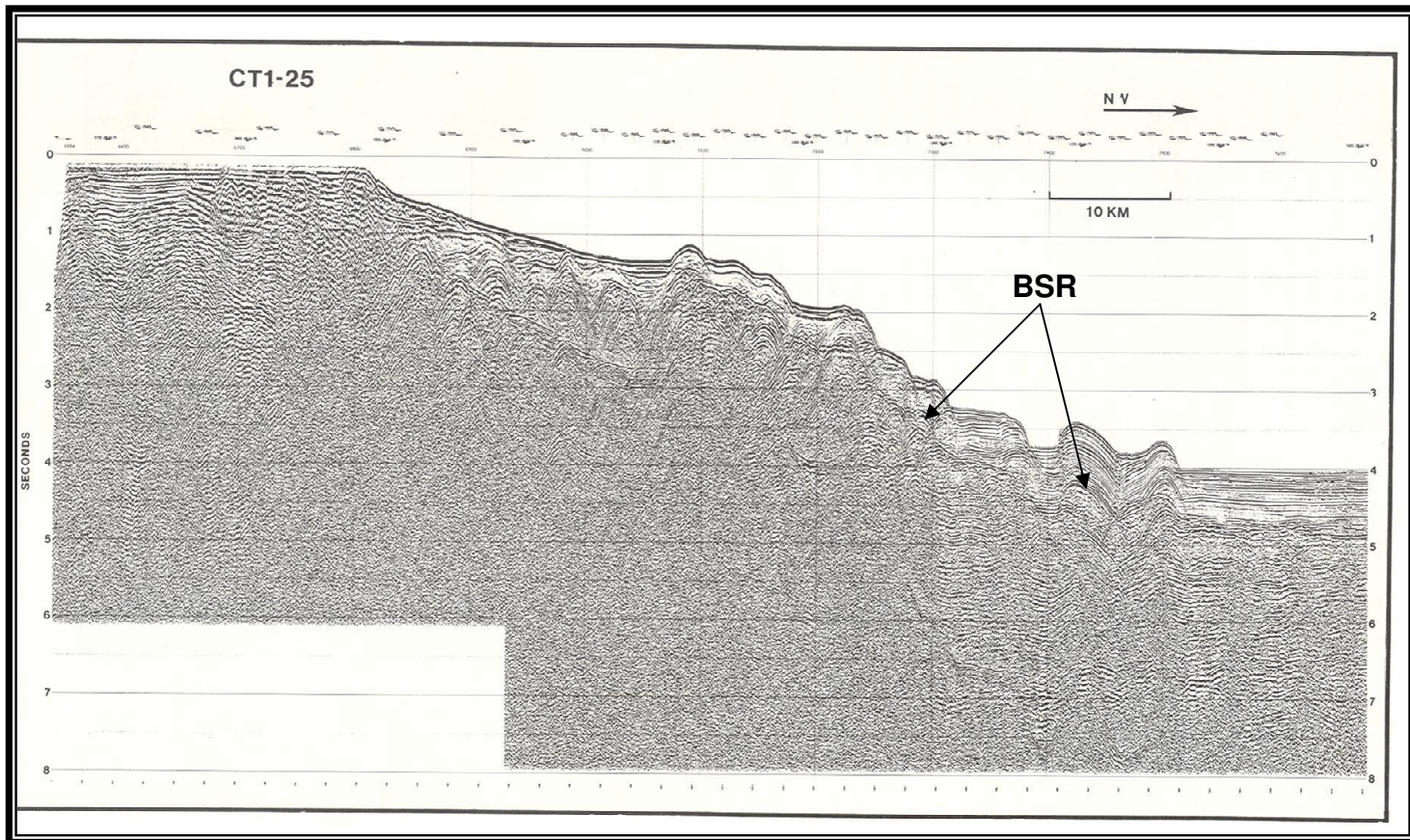
Tomada de Ladd et al., 1984

Figura 19. Línea sísmica 129



Tomada de Ladd et al., 1984

Figura 20. Línea sísmica CT1-25



Tomada de Lu, y McMillen K., 1982

4.1.2 Pozos

Se usaron datos de cuatro pozos costa afuera ubicados en la Guajira norte, central, Barranquilla y Cartagena. Los datos incluidos correspondieron a las curvas de velocidad y de presión de tales pozos, los cuales permitieron establecer velocidades intervalo así como presión *in situ* respectivamente. Por razones de confidencialidad se omiten tales curvas, pero las velocidades y presiones interpretadas se presentan en la sección de Metodología de este capítulo.

4.2 METODOLOGÍA

Para calcular el gradiente geotérmico en el Caribe Colombiano a partir del reflector simulador de fondo (BSR) se siguió la metodología de Shipley, et al., (1979), Yamano et al., (1982) Kaul et al., 2000 y Vohat et al., (2003). Este proceso requiere de la identificación del BSR y del fondo oceánico en los datos de reflexión sísmica, la conversión del BSR y fondo oceánico de tiempo a profundidad mediante una relación de velocidad-profundidad, la estimación de la presión de la columna de agua y de la capa de hidratos de metano para obtener la presión total en la base de la capa de hidratos, la conversión de presión a temperatura con base en los diagramas de estabilidad de hidratos de metano (Shipley et al., 1979) para determinar la temperatura de la base de la capa de hidratos, y la estimación del gradiente mediante las diferencias en temperatura y profundidad entre el fondo oceánico y la base de la zona de estabilidad de hidratos

4.2.1 Identificación del reflector simulador de fondo (BSR) y fondo oceánico

Inicialmente se realizó la Interpretación sísmica de dos reflectores, el fondo oceánico (FO) y el BSR en 1090 líneas sísmicas disponibles en 36 programas sísmicos

adquiridos y procesados de la región, las cuales cubren un área aproximada de 18,000 km². El fondo oceánico se interpretó como el primer reflector presente en las líneas sísmicas bajo la columna de agua, el BSR se interpretó teniendo en cuenta las 3 características típicas de este Shipley, et al.,1979; Yamano, et al.,1982; Collet, et al., 2002, (1) el BSR simula la forma del suelo oceánico; (2) donde existe suficiente buzamiento estructural el reflector sísmico BSR puede cortar transversalmente los reflectores estratigráficos y (3) tiene polaridad opuesta con respecto al reflector del fondo oceánico, de manera que si el FO aparece como un 'pico' en la traza sísmica, el BSR aparecerá como un 'valle'.

Una vez interpretados el FO y el BSR se generaron superficies en tiempo doble de tránsito sísmico (TWT) a estos dos reflectores. De esta interpretación se identificaron 3 zonas en las cuales el BSR es evidente, separadas entre sí por zonas en las cuales no se identificó el BSR. Las zonas con evidencia de BSR fueron denominadas zonas A, B y C (Figura 26). El tiempo de tránsito sísmico a cada una de éstas superficies se dividió por dos para convertirlos a tiempo de tránsito sencillo (OWT), y posteriormente se calculó la diferencia entre estas dos superficies para obtener el espesor (en unidades de tiempo) de la capa de hidratos de metano (HM).

4.2.2 Conversión a profundidad

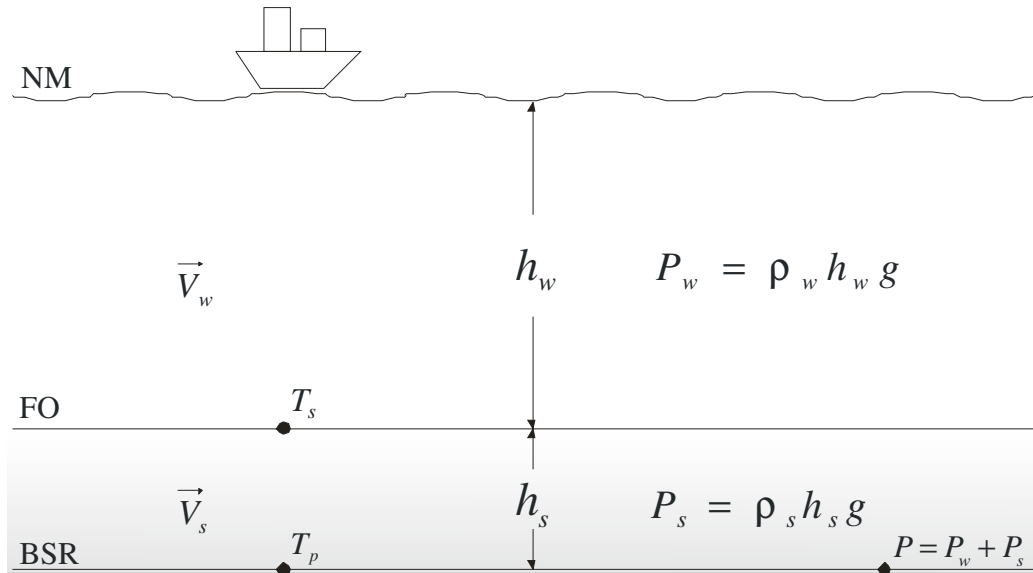
Para la conversión a profundidad inicialmente se realizó la estimación de las velocidades para la columna de agua y para cada una de las zonas. Se utilizó una velocidad promedio de agua de mar $V_w = 1513$ m/s y los registros de velocidad V_s de algunos pozos cercanos a las zonas definidas (Tabla 4).

Las 2 superficies en tiempo se convirtieron a profundidad según las siguientes ecuaciones: $V_w * t = h_w$ y $V_s * t = h_s$

Donde t : tiempo sencillo de tránsito sísmico, h_w : profundidad del FO (m) y h_s : espesor capa de HM (Figura 21).

$$BSR (OWT) - FO (OWT) = \text{espesor capa de HM (OWT)}.$$

Figura 21. Variables involucradas en el cálculo de la presión a la base de la zona de estabilidad de hidratos de gas



Con las velocidades y el espesor en tiempo sencillo de tránsito sísmico de cada capa, se calculó el espesor en metros de la capa delimitada por el fondo oceánico y el BSR, es decir, de la capa de hidratos de metano h_s y el de la columna de agua h_w (Tabla 4). Producto de la suma de h_w y h_s en metros se obtuvo la profundidad del BSR (Figura 21).

Tabla 4. Velocidades y presiones de pozos para cada zona

POZO	ZONA	VELOCIDAD PROMEDIO (m/s)	PRESIÓN (MPa)
Guajira norte	A	2226.8	201.64
Guajira centro		2557.0	
Barranquilla	B	2828.9	281.99
Cartagena	C	2349.0	281.99

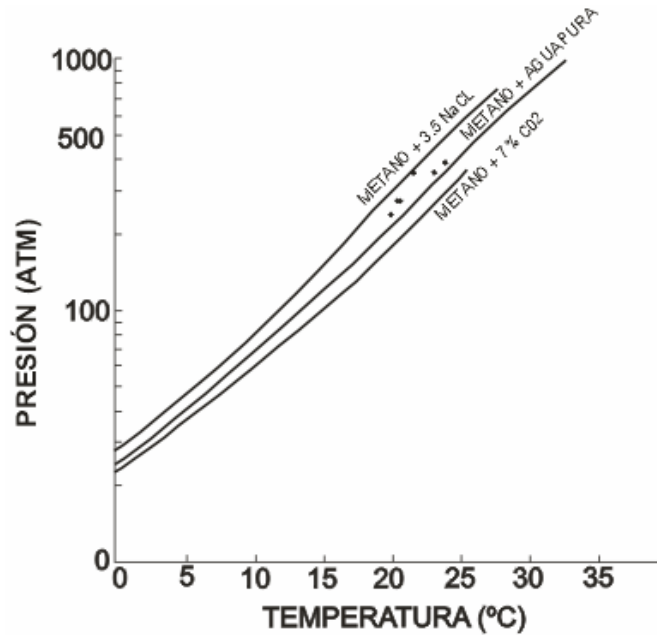
4.2.3 Conversión a presión

Teniendo el mapa de profundidades generado para las tres zonas se continuó con la conversión a presión, el cual es el dato de entrada para la búsqueda de la temperatura en los diagramas de estabilidad. La presión total P a la base de la zona de estabilidad de hidratos de gas es la suma de la presión ejercida por la columna de agua P_w y la ejercida por la capa de hidratos de metano P_s . Para el cálculo de P_w se usó la fórmula $P_w = \rho_w g h_w$ asumiendo una densidad promedio del agua salada ρ_w de 1030 kg/m^3 , la profundidad del agua h_w y la aceleración media de la gravedad g de 9.81 m/s^2 . Para el cálculo de P_s se usaron las curvas de presión de los pozos mas cercanos a las respectivas zonas, sector Guajira norte para la zona A y Barranquilla para las zonas B y C (Figura 21, Tabla 4).

4.2.4 Conversión de presión a temperatura

Conociendo la presión total P a la base de la zona de estabilidad de hidratos y basados en la curva de presión – temperatura que describe el campo de estabilidad de los hidratos de gas publicada por Shipley et al., (1979), se utilizó la curva para hidratos correspondiente a metano, cloruro de sodio y agua al 3.5%, pues se asumió que los hidratos de gas del Caribe son predominantemente metano (Figura 22). Mediante análisis de regresión se encontró que esta curva está representada por la ecuación $T_p = (\ln(P/2.164))/0.1205$. Donde T_p es la temperatura de la base de los hidratos de gas (Figura 22).

Figura 22. Relaciones de estabilidad Presión-Temperatura de los hidratos de gas



Modificado de Shipley et al., 1979. Los puntos negros indican el campo de estabilidad de los hidratos de gas del Caribe colombiano.

4.2.5 Estimación del gradiente geotérmico

Finalmente, para determinar el gradiente geotérmico del área de estudio se utilizó el espesor de la capa de hidratos de metano y la temperatura de la base de la capa de hidratos descrita anteriormente. Adicionalmente se asumió una temperatura del fondo oceánico T_s de 4°C constante para toda el área (Vohat, 2003), en la ecuación $\Delta T_g(x, y) = \Delta T(x, y) / \Delta z(x, y)$, donde ΔT_g es el gradiente geotérmico, expresado en °C/km.

4.3 DISCUSIÓN CÁLCULO DE PRESIÓN

Uno de los pasos más críticos e importantes para poder determinar el gradiente geotérmico es el cálculo de presión al nivel del BSR. La presión está directamente

relacionada con la temperatura del BSR (Shipley et al., 1979;Figura 22) y un error en su determinación puede conducir a un error significativo en el resultado final.

Algunos autores asumen que la presión desde el fondo del mar hasta la base de la zona de estabilidad de hidratos puede asumirse como presión hidrostática, es decir, se calcula usando la densidad del agua. Ejemplos de este método son Townnend (1997) en su estudio del margen continental de Fiordland, Nueva Zelanda, Yamano et al., (1982) en estudios realizados en Centro América y Collet (comunicación escrita, 2005). Por otro lado, otros autores asumen que la presión de la capa de hidratos debe asumirse como litostática, es decir, se calcula usando la densidad del sedimento. Autores como Shipley et al., (1979) en estudios realizados en Centro América y Vohat et al., (2003) en Makran utilizaron la presión litostática. La presión hidrostática y litostática son en realidad los casos extremos, ya que en el primer caso se estaría asumiendo la mínima presión posible para la capa de sedimentos y en el segundo caso la máxima probable.

Al parecer no hay una metodología estándar para el cálculo de la presión de la capa de hidratos, y las dos opciones son comúnmente usadas. Según Gardner, 2005 (comunicación escrita) dependiendo de la profundidad del agua y el tipo de sedimentos se debe optar por una u otra presión, es decir, para aguas más profundas la hidrostática probablemente es más adecuada mientras que en aguas someras la presión litostática debería usarse, especialmente si abundan los sedimentos lodosos, densos y espesos (Gardner, comunicación escrita, 2005).

Para obtener un resultado más acorde a las condiciones *in situ* que caracterizan los yacimientos de hidratos de metano del Caribe colombiano, para el presente estudio se tomaron las curvas de presión de 2 pozos cercanos al área de estudio (Tabla 4).

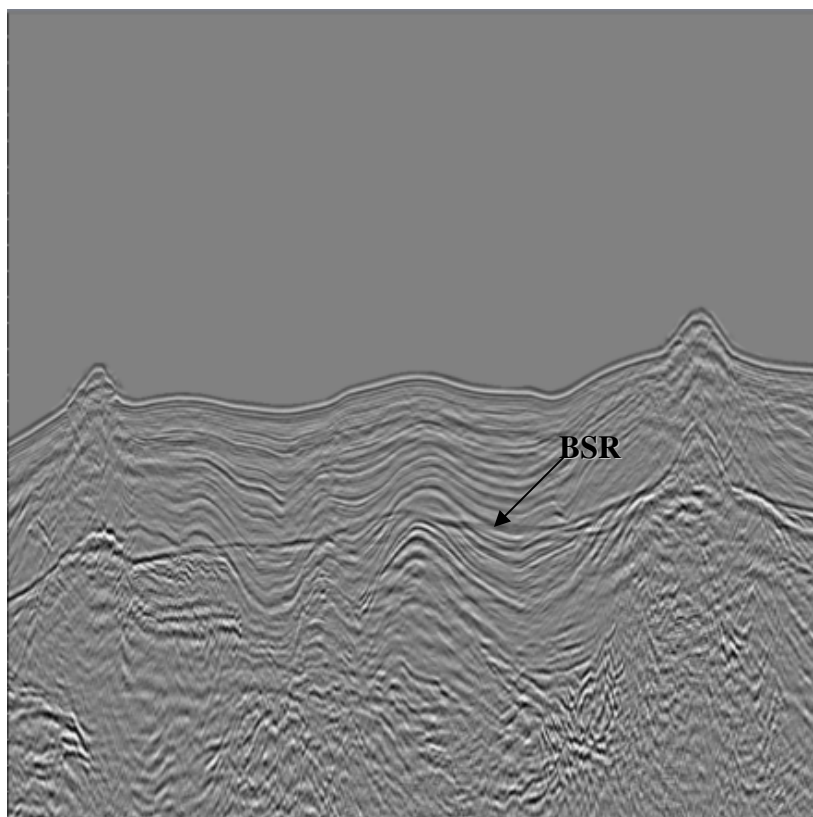
Finalmente, para evaluar el efecto de la presión en el gradiente geotérmico, se calculó la presión usando las presiones hidrostática, litostática y de pozo, obteniendo una variación de 0.87°C/km por cada 1MPa de variación en la presión (ver sección 5.4, Análisis de sensibilidad).

4.4 DIFICULTADES EN INTERPRETACIÓN SÍSMICA

El BSR se observó claro y consistente según sus características de polaridad opuesta a la del fondo oceánico, reflector que simula la forma del fondo oceánico y que corta transversalmente los reflectores estratigráficos (Shipley et al., 1979) en algunas áreas y no tan claro en otras (Figura 23).

En la mayor parte de la sección interpretada el BSR fue un reflector muy evidente, sin embargo, en otras zonas su ubicación no fue clara ni totalmente consistente con sus características. En algunos casos el BSR cumplía solo dos de sus características, a veces no se observaba la polaridad opuesta de este con respecto al fondo oceánico, como ha sido registrado por Berndt et al, 2004, en el sector central de la margen de Noruegia, donde se ha identificado este BSR sin polaridad inversa como el resultado de una diagénesis. En otros lados el BSR no cortaba transversalmente los reflectores estratigráficos resultando paralelo no solo con respecto al fondo oceánico sino también con respecto a los demás reflectores, siendo difícil detectar con precisión su ubicación. Por otro lado, algunas líneas sísmicas no presentaban buena calidad para poder interpretar con precisión el BSR, generalmente estas líneas están asociadas a áreas con topografía abrupta. Estas zonas corresponden a áreas donde el BSR es incierto, pero su presencia no es del todo descartable (Figura 23).

Figura 23. Segmento de Línea sísmica con BSR



Nótese que cumple las tres características típicas de este reflector: (1) sigue la misma forma del fondo oceánico, (2) corta los reflectores estratigráficos y (3) Tiene polaridad opuesta con respecto al reflector del fondo oceánico.

La amplitud del BSR es variable lateralmente, lo cual puede deberse a la cantidad de gas presente bajo la zona de estabilidad de los hidratos de gas. La amplitud del BSR es mayor cerca de los altos estructurales y topográficos lo cual es consistente con la migración de gas en estas estructuras. Esta característica del BSR ha sido también observada en el Pacífico Colombiano (Minshull et al., 1994). Por otro lado, se observó discontinuidad lateral en el BSR posiblemente como resultado de la variación en la saturación de gas y/o hidratos de gas, como ha sido registrado en Perú (Miller et al., 1991), el Lago Baikal (Rusia; Vanneste et al., 2003) y el Golfo de México (Cooper y Hart, 2003). Algunos autores asumen que esta variación es debido a un contraste en la saturación de gas libre debido a

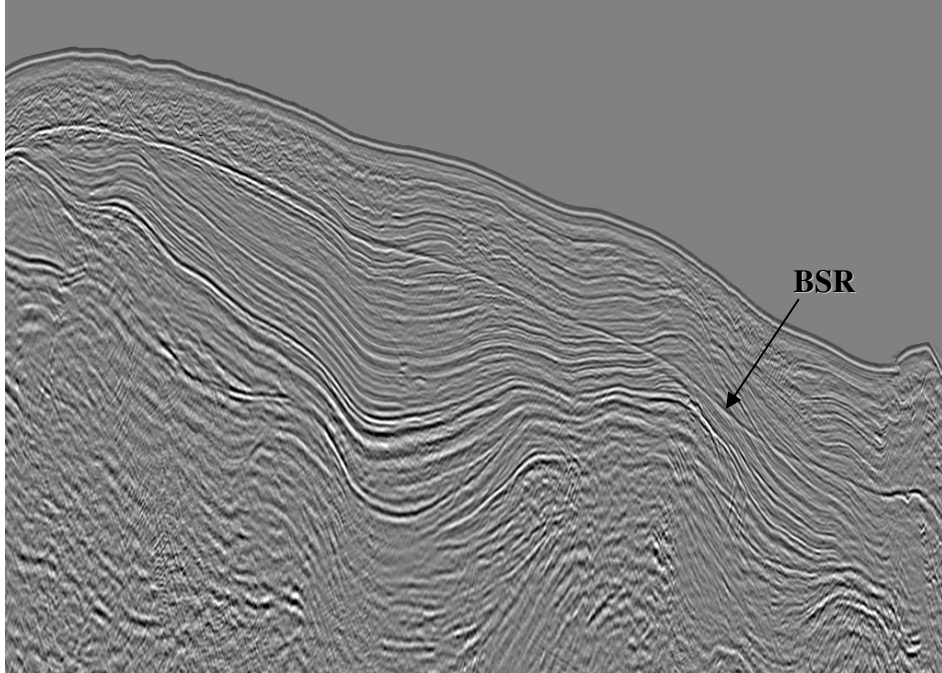
diferentes porosidades en capas adyacentes que coinciden con capas estratigráficas como ha sido observado en el deslizamiento de Storegga, costa afuera Escandinavia (Bünz y Mienert, 2004) y en el lago Baikal, Rusia (Vanneste et al., 2003).

El BSR siempre se encontró por encima de los múltiples y este no resultó un problema en la interpretación, ya que las áreas donde los múltiples son someros corresponden a bajas profundidades de agua donde no son estables los hidratos de gas y por lo tanto no se presenta BSR. En profundidades de agua mayores el BSR es considerablemente más somero que los múltiples ya que describe un espesor no mayor a 1.5 sg en el área de estudio.

Algunas características adicionales fueron observadas a lo largo de la interpretación. En lugares con morfología sinclinal el BSR es ausente en la mayoría de los casos, considerándose la migración ascendente del gas libre una posible explicación a este fenómeno como lo ha reportado Holbrook, (1996) en estudios del Blake Ridge, Golfo de México y Chile. Sin la presencia de un fluido subyacente, el contraste de impedancia acústica no será suficiente para generar el reflector simulador de fondo (Hoolbrok, 1996). Una de las características más sobresalientes es el aumento en espesor de la capa de hidratos de metano a medida que aumenta la profundidad de la columna de agua (Figura 24).

Adicionalmente, el área de estudio se caracteriza por la presencia, de diapiros y volcanes de lodo que al parecer cortan la zona de estabilidad de los hidratos de metano como se ha reportado en otros zonas tales como Makran, Barbados y Sur África (Ben-Avraham, 2002). El ascenso del lodo se considera un posible factor desestabilizante de las condiciones de presión y temperatura bajo las cuales se generan los hidratos de metano.

Figura 24. Segmento de Línea sísmica con BSR.



Nótese que el espesor aumenta con la profundidad

5. RESULTADOS

Una vez interpretado y delimitado el reflector simulador de fondo y el fondo oceánico en toda el área de estudio, y calculados todos los datos de profundidad del fondo oceánico, espesor de la capa de hidratos de metano y temperatura del BSR se generaron los mapas de cada una de estas superficies los cuales permitieron finalmente obtener los mapas de gradiente geotérmico para entender el comportamiento y distribución areal del gradiente en el sector de estudio del Caribe Colombiano.

5.1 FONDO OCEÁNICO

Las isóbatas del fondo oceánico se caracterizan por tener una tendencia subparalela entre sí con unas cuantas irregularidades. Hacia el norte de Riohacha se observa una deflexión de las isóbatas sugiriendo una entrante hacia el este. Frente a Santa Marta se observa otro lineamiento no tan marcado como el anterior correspondiente al cañón de la Aguja. A unos 200 km al NW de Santa Marta se observa un alto batimétrico correspondiente a la cota -1500m el cual altera la tendencia general de las demás cotas. En el sector correspondiente a la zona A y C se puede observar que la plataforma continental es más amplia extendiéndose costa afuera en un rango de 100 a 250 km. A unos 120 km al W de Cartagena se observa una marcada irregularidad en la cota -1500 m. En general se observa el aumento en la profundidad del fondo oceánico costa afuera con una tendencia paralela entre las cotas del rango 0 a -3500 m (Figura 25).

5.2 REFLECTOR SIMULADOR DE FONDO

El BSR se distribuye siguiendo una franja preferencial asociada con las curvas de nivel del fondo oceánico correspondientes al rango de cotas -1000 – -3500 m. Esta franja es interrumpida en algunos sectores definiendo 3 zonas (A, B y C), las cuales se usaron también como zonas de trabajo y representan un área total con presencia de BSR de aproximadamente 18000 Km², ó al menos 10% del área de estudio (Tabla 5, Figura 26).

Tabla 5. Área de las zonas con BSR

ZONA		Coordenadas				ÁREA (km ²)
		Xmin	Xmax	Ymin	Ymax	
A	I	1179000	1269000	1893150	1957150	3697.5
	II	1055000	1159500	1861000	1939000	1889.3
B		847000	1050000	1733000	1874000	8451,04
C		693000	823000	1495000	1707000	4356,82
ÁREA TOTAL CON BSR						18394,69

La zona A se encuentra costa afuera de la Alta Guajira y Central, unos 50 Km al Norte del Cabo de la Vela. Esta zona se encuentra interrumpida por una franja estéril (zona de BSR no identificado) igualmente de 50 km que divide la zona en dos subzonas I y II. La primera frente a la Alta Guajira y la segunda frente a la Guajira central más al W del Cabo de la Vela. La subzona I con forma rectangular se extiende paralela a la línea de costa con una amplitud N-S de 50 km. La subzona II con forma de L invertida (lado mayor perpendicular a la línea de costa) presenta una anchura de 20 km.

La zona B se extiende en dirección E-W desde 60 km antes de Santa Marta hasta 50 km después de Barranquilla de forma paralela a la línea de costa (a ~40km de ésta). Esta zona presenta una amplitud N-S de 50 km en los extremos y 25 km en la parte intermedia.

La zona C se extiende desde Cartagena hasta el comienzo del Golfo de Urabá en dirección SW a una distancia de la línea de costa en su extremo norte de 30 km a partir de Cartagena, en su parte central 100 km desde el Golfo de Morrosquillo y en su extremo sur a 40 km del inicio del Golfo de Urabá aproximadamente. La dimensión E-W de esta zona disminuye gradualmente hacia el SW variando de 40 a 10 km.

5.2.1 Incertidumbre en la interpretación del BSR

La incertidumbre en la interpretación sísmica del BSR ha sido cuantificada por varios autores. Minshull y White, 1989 (en Townend, 1997) estiman un porcentaje de error en la medida del tiempo doble de tránsito $<1\%$. Por otro lado, Davis y Hyndman, (1990), analizaron por separado áreas donde el BSR es un reflector muy claro cortando a través de la estructura sedimentaria para el cual estimaron un error de $\pm 2\%$, y áreas donde la estratificación sedimentaria es cercana a la horizontal o donde el fondo oceánico no puede ser determinado con precisión a causa de la topografía abrupta, para la cual la incertidumbre que estimaron fue de 5 a 10%. Para las estimaciones finales de gradiente geotérmico esta incertidumbre en las medidas en tiempo doble de tránsito del BSR son el principal origen de error (Davis y Hyndman, 1990).

En el proceso de interpretación del BSR en el Caribe Colombiano, se observó que hay muchas zonas donde los reflectores sísmicos son paralelos con el fondo oceánico. En estos casos, hay dos posibilidades: que el BSR esté presente, pero 'enmascarado' por los reflectores concordantes y que por lo tanto no pueda identificarse; o que el BSR esté ausente. En este trabajo, sólo se tuvieron en cuenta las zonas donde la presencia del BSR era obvia, consistente con las tres características del BSR, y evidente a juicio del intérprete.

Figura 25. Mapa de profundidad del fondo oceánico

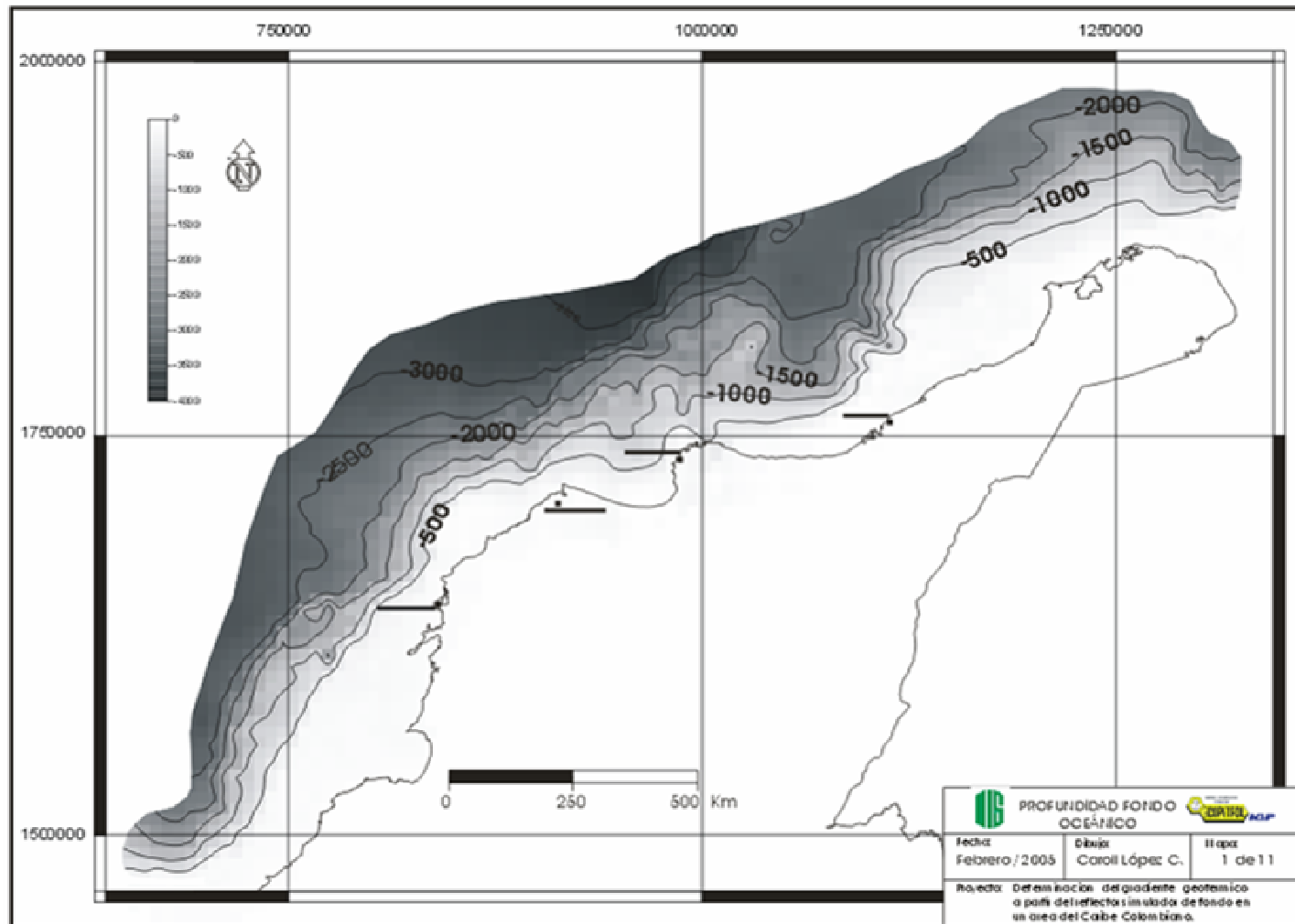
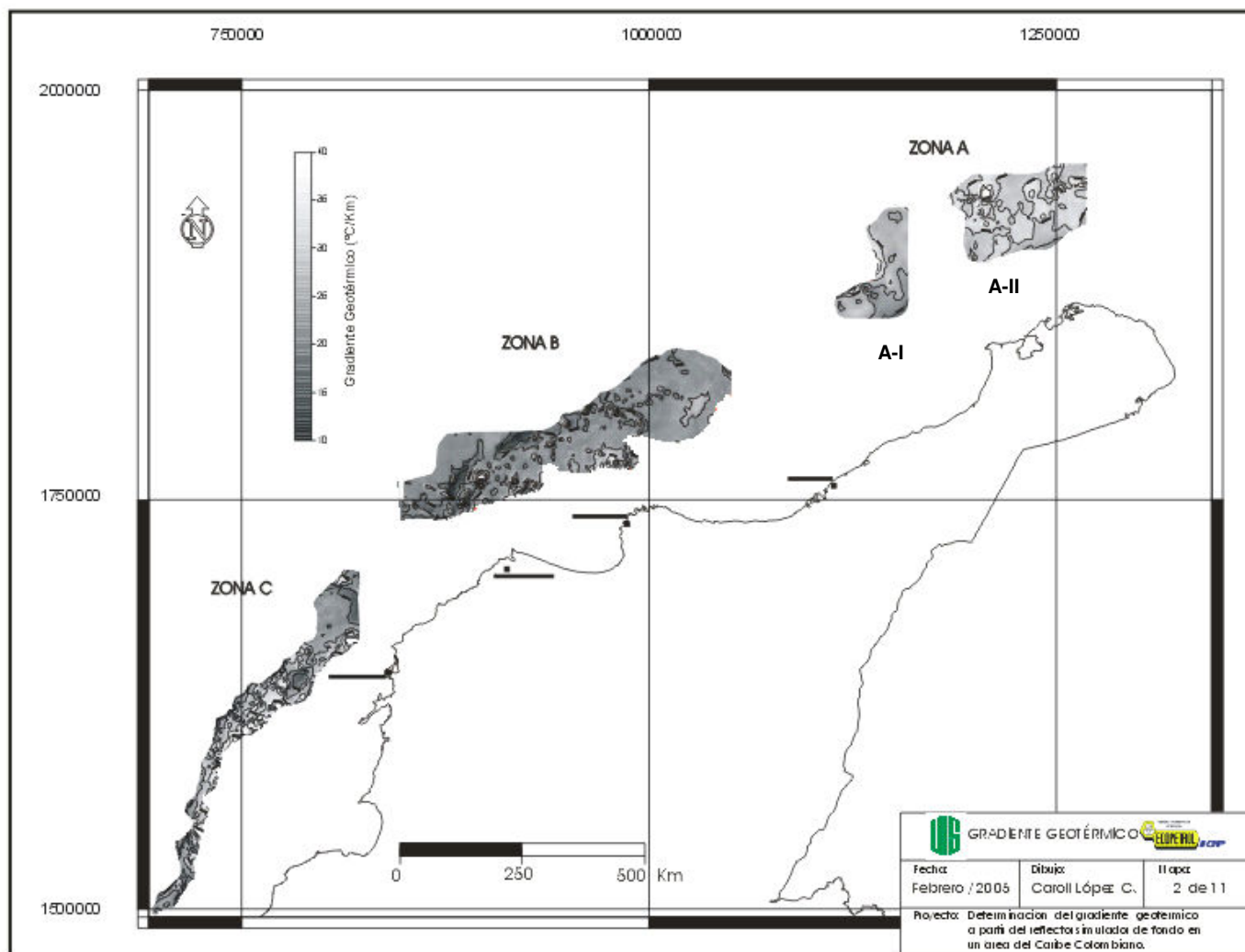


Figura 26. Mapa de gradiente geotérmico de la zona A, B y C



5.3 MAPAS

Como resultado de cada uno de los procesos más importantes para llegar a determinar el gradiente geotérmico se generaron mapas de estos, los cuales corresponden a espesor de la capa de HM, temperatura del BSR, y finalmente gradiente geotérmico.

5.3.1 Mapas de espesor de la capa de hidratos de metano

El primer sector de la zona A (A-I) se caracteriza por presentar isópacos muy irregulares. Las curvas describen un espesor uniforme de 500 m en toda la sección, excepto en el extremo norte de esta a ~70 km del Cabo de la Vela donde el espesor aumenta a 600 m, lo cual sugiere una tendencia al aumento en espesor costa afuera. Se observan altos locales de 550m con forma elíptica de eje mayor 3.5 km y eje menor 2.8 km dispersos entre las cotas de 500 y 600 m. En el segundo sector de la zona A (A-II) se observan igualmente contornos irregulares al igual que varios altos locales de 550 y 750 m de forma circular con un diámetro aproximado de 2.5 km a lo largo de toda la sección sin ninguna orientación específica. La distribución en el espesor es muy irregular variando frecuentemente de 500 a 700 m y a 800 m muy localmente en el extremo norte de la zona A-II, aproximadamente a 100 km en dirección NW del Cabo de la Vela. Esta sección es menos homogénea y presenta cambios bruscos de espesor (Figura 27; Tabla 6).

En la zona B un espesor de 700 m es predominante en casi toda la sección excepto a 50 km al N de la desembocadura del Magdalena donde el espesor predominante es 900 m. Se observa una tendencia al aumento en espesor costa afuera en dirección N. Existen dos altos locales de forma elíptica con eje mayor

de 23 km y eje menor de 8.3 km a 70 km al N y 60 km al NW de la desembocadura del Magdalena donde el espesor asciende hasta 1100 m. Se observa un lineamiento en dirección EW de altos locales de 700 m con formas y dimensiones irregulares del orden de 3 km. Los contornos que describen el espesor en esta zona son muy irregulares. Sin embargo, esta zona se caracteriza por presentar los mayores espesores de toda el área de estudio (Figura 28; Tabla 6).

La zona C presenta contornos irregulares con altos locales de 700 y 800 m y bajos de 300 m distribuidos a lo largo de toda la sección sin ningún patrón definido, estos altos tienen formas circulares con diámetros que varían entre 1 y 5 km. El espesor en esta sección varía principalmente entre 400 y 600 m siendo predominante el de 600 m, excepto al norte donde predomina un espesor de 800 m. Esta zona muestra una tendencia al aumento en espesor de manera paralela a la línea de costa. En el extremo NE de esta sección, aproximadamente a 25 km al norte de Cartagena, se observa un valor puntual y anómalo de 1000 m (Figura 29; Tabla 6).

Tabla 6. Datos estadísticos del espesor para cada zona

ZONA	ESPESOR (m)			
	Mínimo	Máximo	Promedio	Desviación Estándar
A (I)	400	700	533.44	66.92
A (II)	450	800	647.21	100.23
B	500	1100	795.53	184.56
C	400	1000	630	180.18

Los espesores de la capa de hidratos de metano obtenidos para el Caribe Colombiano son consistentes con el rango de profundidades mapeadas de BSR bajo el fondo del mar en otras márgenes continentales del mundo, los cuales típicamente varían entre 100 y 1100 m (Collet, 2002). Datos similares han sido obtenidos en otras partes del mundo como en el delta de Mackenzie, Canadá. (Majorowicz y Osadetz, 2001) los cuales varían entre 400 y 1100 m, y el Blake Ridge, Estados Unidos, los cuales varían entre 300 – 1100 m (Collet, 1985).

Figura 27. Mapa de espesor de la capa de hidratos de metano para la zona A



Figura 28. Mapa de espesor de la capa de hidratos de metano para la zona B

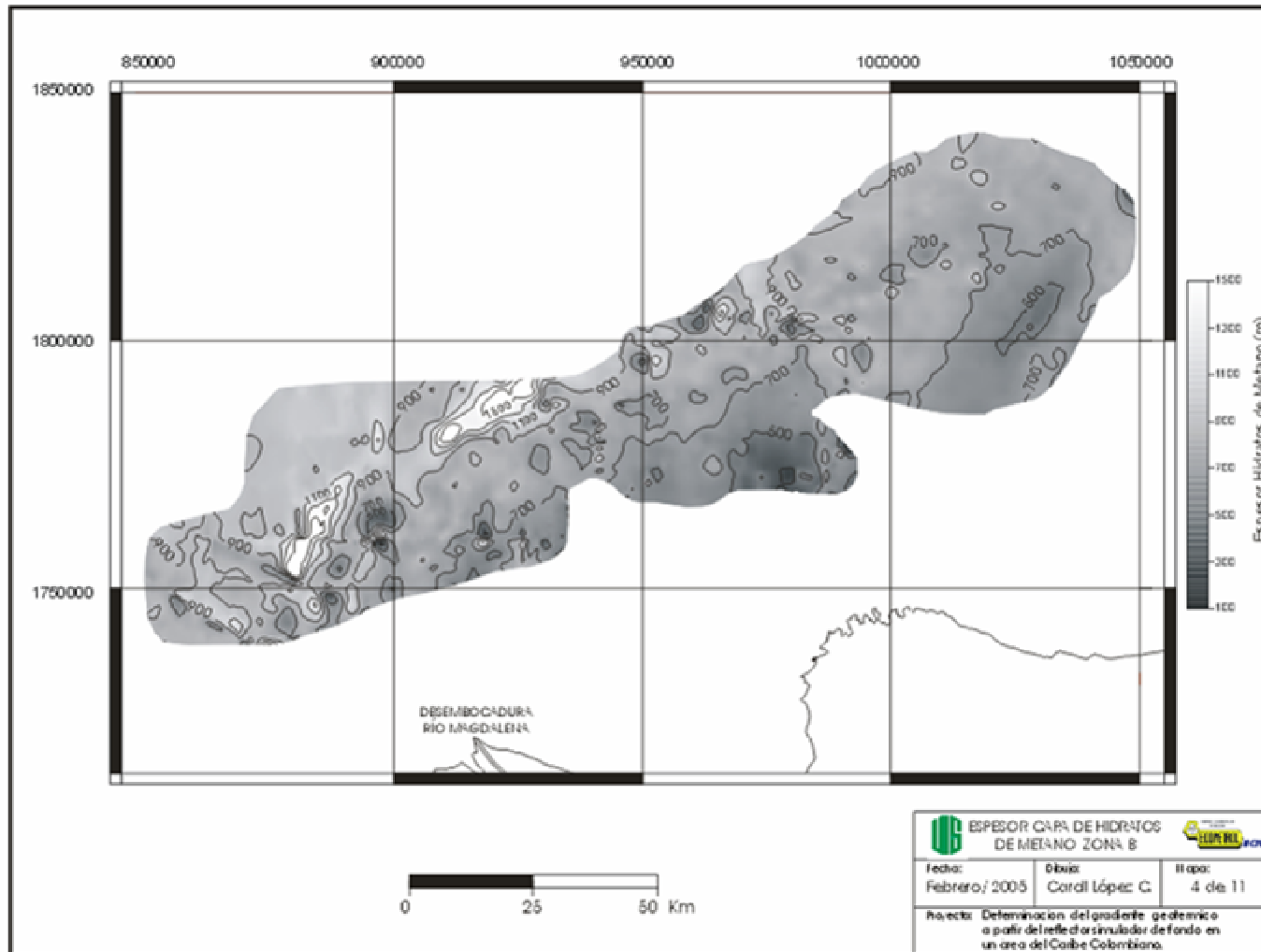
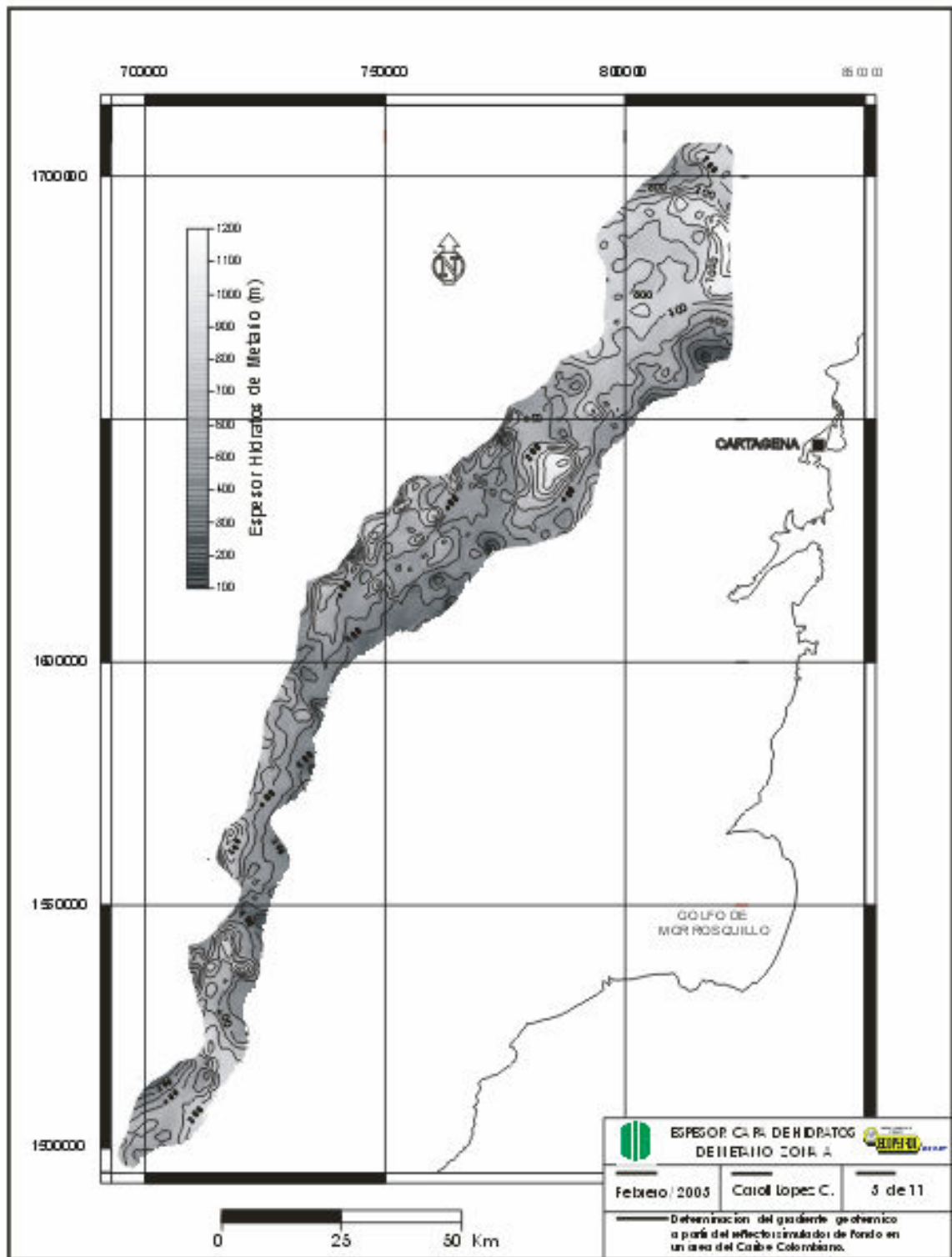


Figura 29. Mapa de espesor de la capa de hidratos de metano para la zona C



5.3.2 Mapas de temperatura del BSR

La temperatura del BSR en la zona A es descrita por isotermas de curvatura suave y subparalelas entre sí con dirección E-W. A medida que las isotermas se alejan de la línea de costa las variaciones de temperatura son más espaciadas, la temperatura aumenta desde 17 a 23°C y el paralelismo entre líneas disminuye. Muy localmente en el extremo norte de la zona se observan dos altos locales de 21°C con forma semicircular y con diámetro de 5 km, asociados probablemente a zonas con pocos datos para la interpolación del software (Figura 30).

Las isotermas de la zona B presentan una curvatura suave de dirección E-W. La temperatura del BSR en esta zona aumenta en dirección costa afuera desde 16 a 24°C. El espaciamiento entre isotermas aumenta en dirección costa afuera igualmente. Las isotermas se comportan como curvas muy cerradas a lo largo de toda la sección principalmente entre las isotermas de 20 y 22 donde el espaciamiento es mayor. Existen 2 zonas a 40 km al N y 70 km al NE de Santa Marta donde se observan cotas de 18 y 16°C las cuales corresponden a dos altos batimétricos (Figura 31).

La temperatura del BSR en la zona C está descrita por isotermas con curvaturas suaves en dirección NE-SW, las cuales muestran una tendencia al paralelismo y son uniformes hasta la isoterma de 21°C, nivel a partir del cual aumenta el espaciamiento entre isotermas en dirección costa afuera paralela a la línea de costa, dirección en la cual aumenta la temperatura. En esta zona se observan altos locales de 21°C distribuidos aleatoriamente a lo largo de toda la sección con tendencia a una forma circular y con un diámetro que varía entre 1 y 4 km. En el extremo sur de la zona se observan tres isotermas seguidas del mismo valor (20°C), lo cual indica un amplio rango de 53.5 km con una temperatura estable de 20°C (Figura 32).

Las temperaturas del BSR para las diferentes zonas están en un promedio de 20 a 21°C con una dispersión de 1.5 a 2°C aproximadamente, mostrando un comportamiento muy homogéneo en toda el área de estudio. Una de las características más sobresalientes del comportamiento de la temperatura del BSR en toda el área de estudio es el aumento costa afuera de esta, es decir, a medida que aumenta la columna de agua (Tabla 7).

Tabla 7. Datos estadísticos de la temperatura del BSR para cada zona

ZONA	T° BSR (°C)			
	Mínimo	Máximo	Promedio	Desviación Estándar
A (I)	17	23	20	1.56
A (II)	17	24	20.9	2.17
B	15	24	21.01	2.06
C	17	23	20.25	1.51

Resultados similares han sido reportados por Ladd et al. (1984), en el Caribe Colombiano con 24°C. En Nankai Trough se registran valores entre 20-23.4°C (Yamano et al, 1982), en la cuenca Kerala-Kankan, margen continental occidental de la India, 18°C (Shankar, 2004) y en Makran, 21°C (Vohat, 2003).

Figura 30. Mapa de temperatura del BSR para la zona A

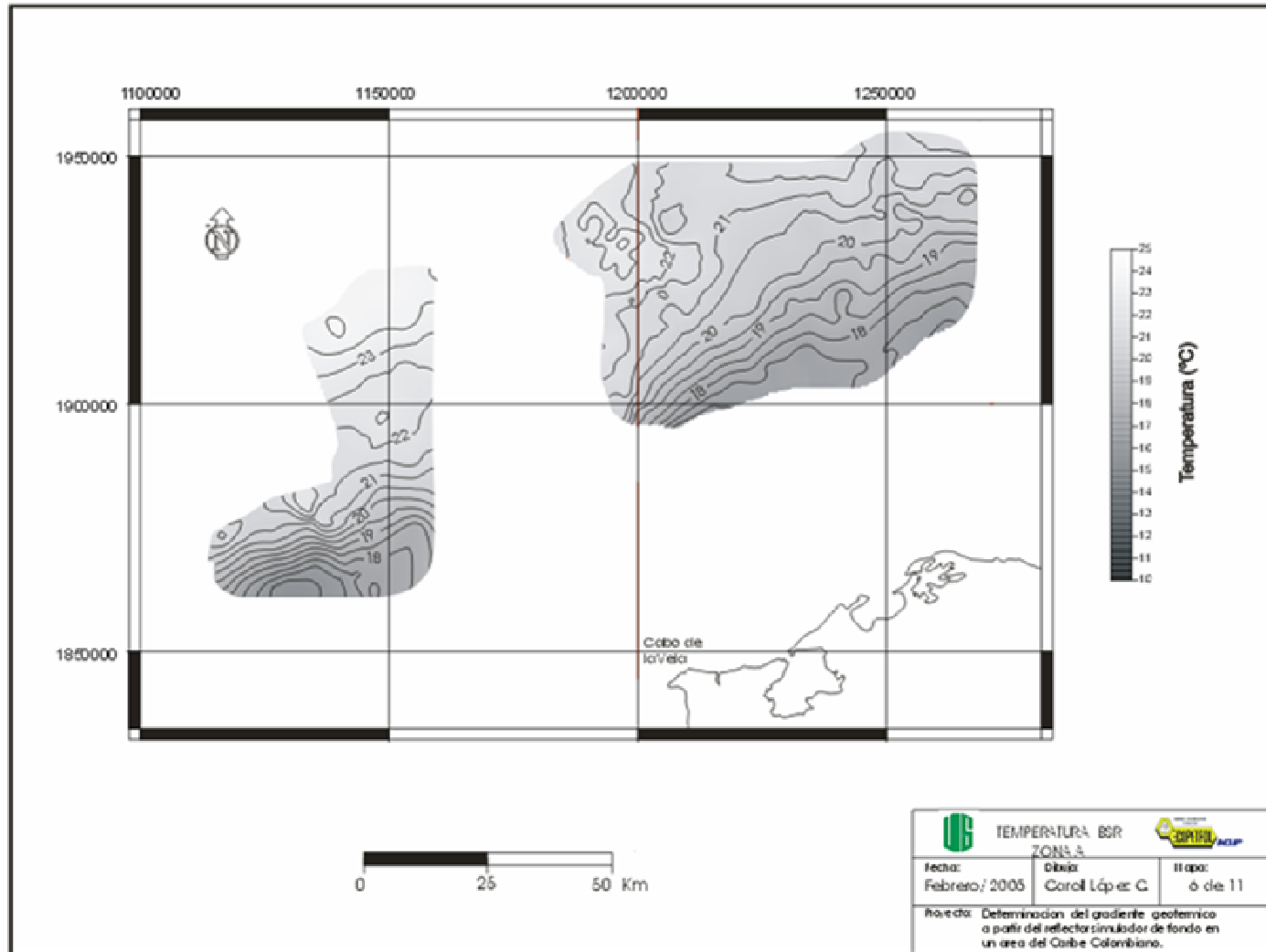


Figura 31. Mapa de temperatura del BSR para la zona B

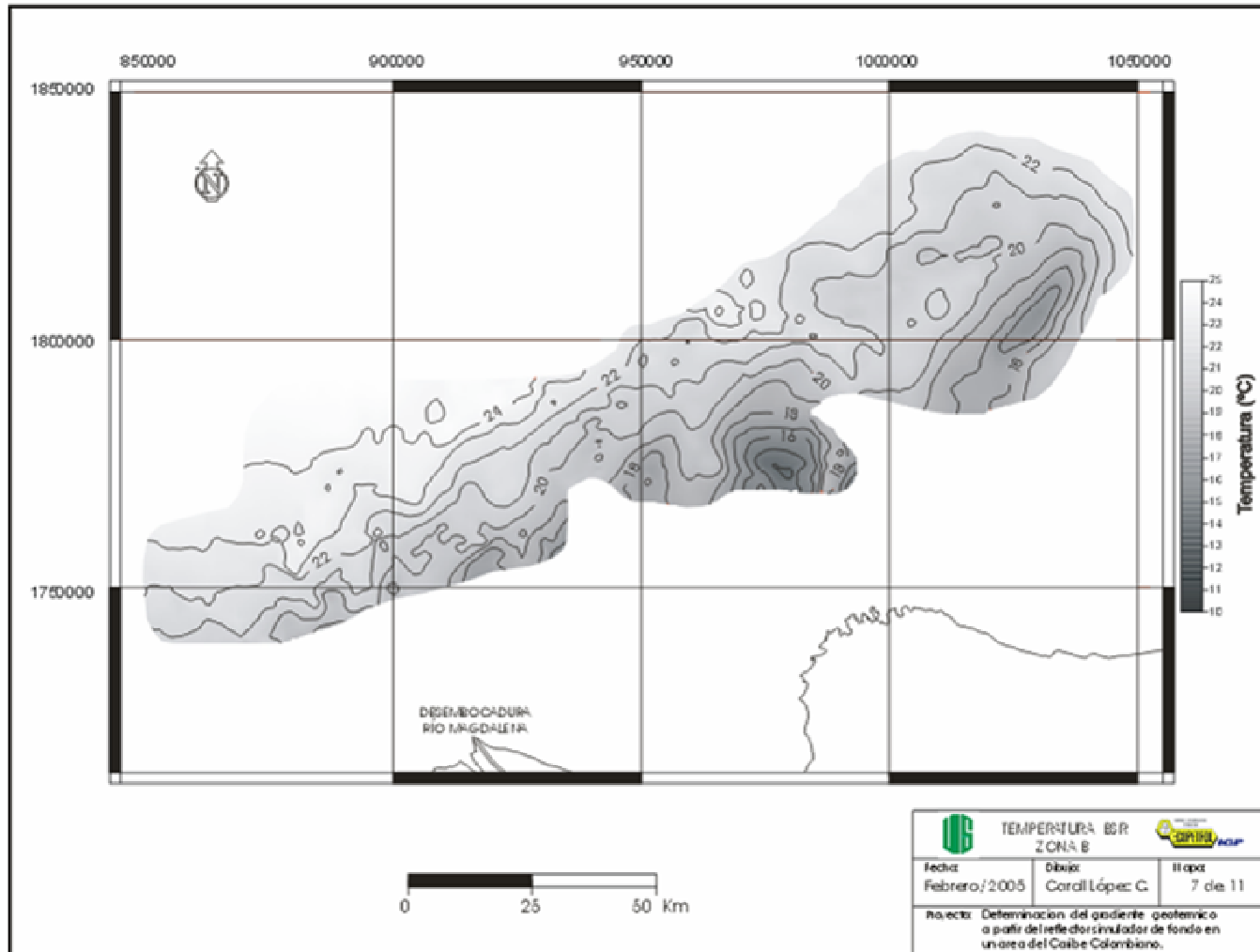
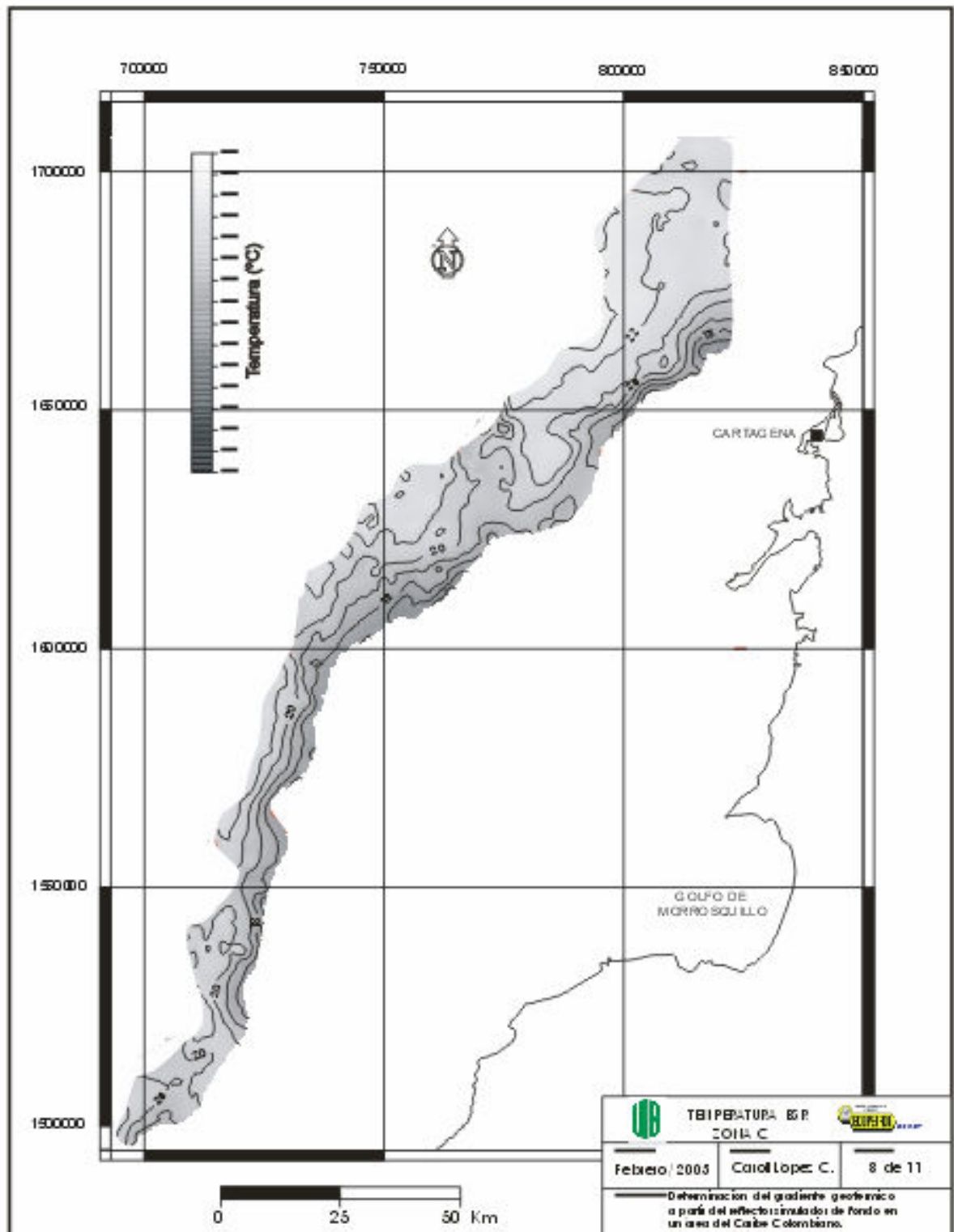


Figura 32. Mapa de temperatura del BSR para la zona C



5.3.3 Mapas de gradiente geotérmico

La zona A en su primer sector presenta curvas irregulares de dirección E-W, con algunos altos locales de 40°C/km con forma circular y diámetro que varía entre 3 y 5 km ubicados a ~85 km al N y 90 km al NE del Cabo de la Vela. La zona en general presenta una gran homogeneidad para un gradiente de 30°C/km sin una tendencia evidente hacia un aumento o reducción de este. En el segundo sector las curvas que describen el gradiente geotérmico son mas suaves y. Aquí el gradiente varía de 20 a 40°C/km, sin embargo, el rango de 20 a 30°C/km ocupa casi toda la sección. En este sector el gradiente aumenta costa afuera aproximadamente paralelo a la línea de costa (Figura 33).

La zona B es muy homogénea con un gradiente geotérmico de 20°C/km, el cual está descrito por curvas muy irregulares. Localmente se observan altos de 30°C/km ubicados a 40km al Norte de Santa Marta y de la desembocadura del Magdalena, estos altos tiene forma elíptica con eje mayor de 10 km y eje menor de 5 km. Adicionalmente, se observa un lineamiento de bajos del orden de 15-18°C/km de dirección EW con forma circular y diámetro de 4.5 km. Esta zona no muestra una tendencia al aumento del gradiente geotérmico en ninguna dirección (Figura 34).

En la zona C el gradiente geotérmico presenta isógradas muy irregulares y altos de 40°C/km y bajos de 20°C/km locales distribuidos aleatoriamente a lo largo de toda la sección con formas y dimensiones variables del orden de 3 km. De la mitad de la zona hacia el SW es un poco mas constante el gradiente geotérmico de 30 °C/Km mientras hacia el NE es mas constante 20 °C/Km. Los valores de 20 °C/Km en el sector NE (de Cartagena al norte) son consistentes con la tendencia

que tiene la zona B en el Delta del Magdalena. Por otro lado, en el borde oriental de la zona y espaciados entre si ~20 y 50km (de Norte a Sur) se observan 3 altos locales de 40 °C/km con forma circular y diámetro de 4.5 km, muy puntualmente, datos que corresponden en sísmica con blancos puntuales del BSR, luego estos valores se consideran despreciables (Figura 35).

Los gradientes geotérmicos promedio varían de 20 a 40°C/km. Se puede observar que la zona B es la más fría con 22°C/km en promedio, la zona AII y C presentan un comportamiento similar en aproximadamente 27°C/km y la zona AI es un poco mayor con 30°C/km en promedio. Sin embargo, al analizar la dispersión de cada una de esas zonas se observa que para la zona A y B esta está entre 3 y 4.5°C/km, mientras para la zona C la dispersión aumenta considerablemente a 7.79°C/km (Tabla 8).

Tabla 8. Datos estadísticos del gradiente geotérmico para cada zona

ZONA	GRADIENTE GEOTÉRMICO (°C/km)			
	Mínimo	Máximo	Promedio	Desviación Estándar
A (I)	25	40	30.38	2.93
A (II)	25	40	26.59	4.45
B	20	30	22.06	3.32
C	20	40	27.78	7.79

Figura 33. Mapa del gradiente geotérmico para la zona A

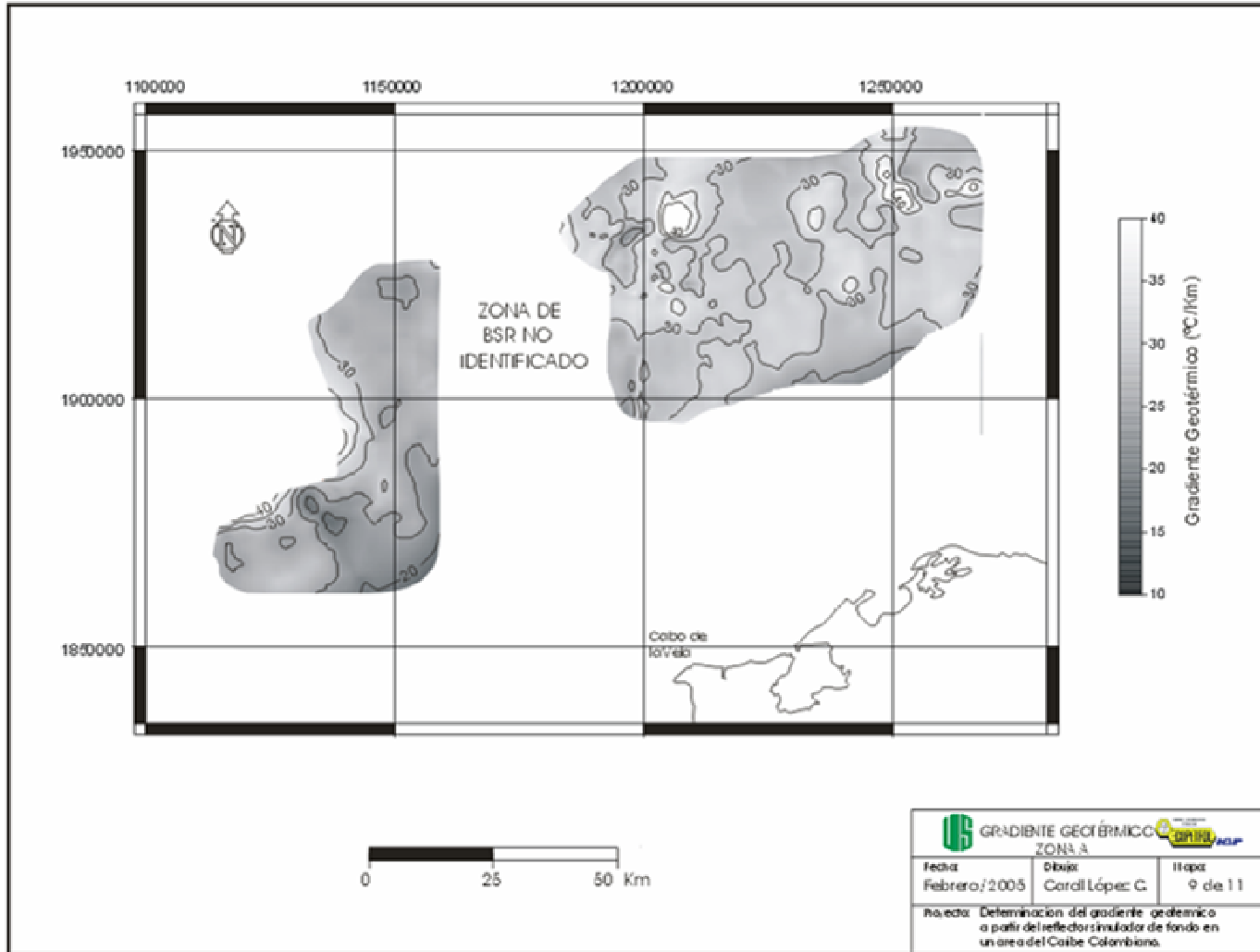


Figura 34. Mapa del gradiente geotérmico para la zona B

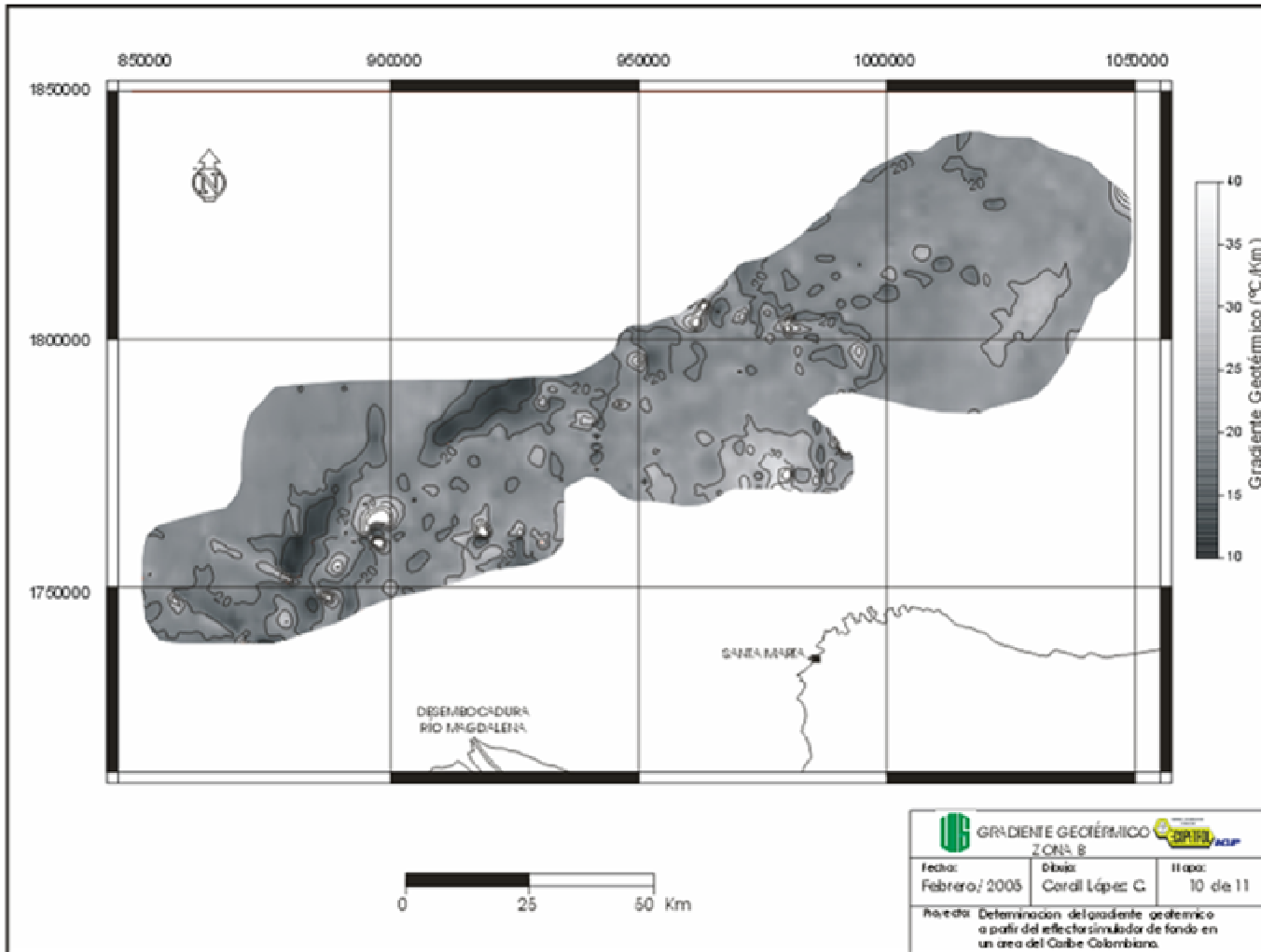
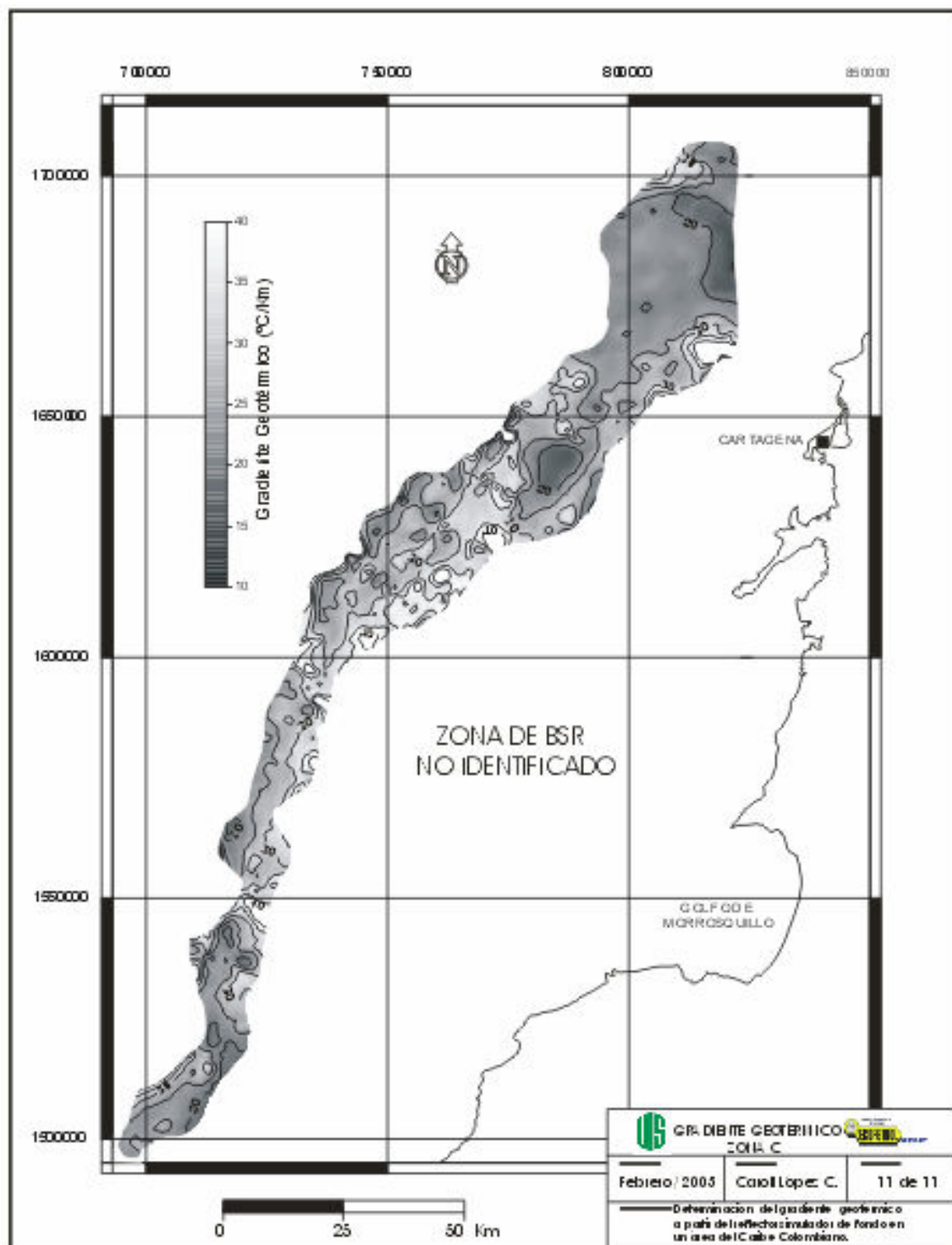


Figura 35. Mapa del gradiente geotérmico para la zona C



5.4 Análisis de sensibilidad

Es importante determinar qué tan sensible es el resultado final de gradiente geotérmico a los parámetros de entrada. Para observar este efecto, cada una de las variables de entrada se varió dentro de unos rangos razonables, y su efecto en el gradiente geotérmico calculado se tabuló.

Los parámetros involucrados en el cálculo de gradiente geotérmico son (1) la velocidad sísmica (usada en la conversión tiempo-profundidad) de la cual va a depender el espesor de la capa de hidratos de metano; (2) la presión, que puede ser hidrostática, litostática o un miembro intermedio entre estas dos; y (3) la temperatura del fondo oceánico, la cual normalmente se asume entre 0 y 5°C. Para hacer el análisis de estas variables, se tomo un caso puntual (BSR 1850 TWT, FO 1450 TWT), cambiando únicamente la variable de estudio.

El efecto de la velocidad de los sedimentos se analizó variándola en un rango de 2000 a 3000 m/s y considerando los 3 casos de presión mencionados en la sección 4.4 (presión hidrostática (4.042 MPa), presión litostática (8.633 MPa) y presión de poro en uno de los pozos (4.654 MPa)). De este análisis se pudo concluir que por cada 1 m/s que se aumente la velocidad sísmica, el gradiente calculado disminuye en aproximadamente 0.0083 °C/km para el caso de presión hidrostática, 0.0084 para la presión de poro medida en pozo y 0.0091 para la presión litostática. Por ejemplo un incremento de velocidad de 200 m/s disminuye el gradiente geotérmico en 1.68 °C/km asumiendo la presión de pozo (Figura 36).

Para observar el efecto de la presión se analizó la variación según el tipo de presión que se asuma para los valores de presión hidrostática, de pozo y litostática asumidos en este ejemplo (4.042 MPa, 4.654 MPa y 8.633 MPa respectivamente). De este análisis se pudo concluir que por cada 1 MPa que se aumente la presión, el gradiente geotérmico aumentará en 0.8731 °C/Km aproximadamente. Así un incremento en la presión de 10 MPa aumenta el gradiente geotérmico en 8.7°C/km aproximadamente (Figura 37).

La temperatura del fondo oceánico también se varió de 0 a 5 °C y se determinó que por cada 1°C que aumente la temperatura de fondo oceánico el cálculo del gradiente geotérmico disminuye en unos 2°C/km (Figura 38).

Figura 36. Velocidad sedimentos vs Gradiente Geotérmico

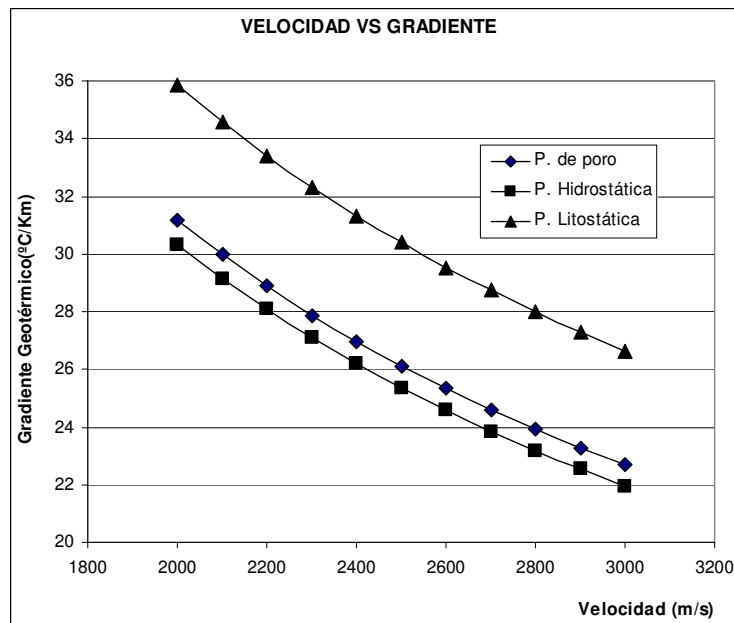


Figura 37. Presión vs Gradiente Geotérmico

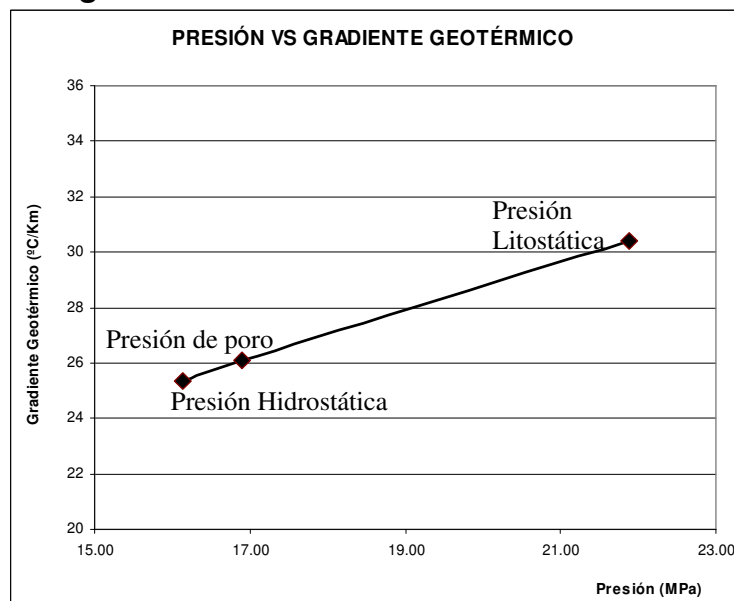
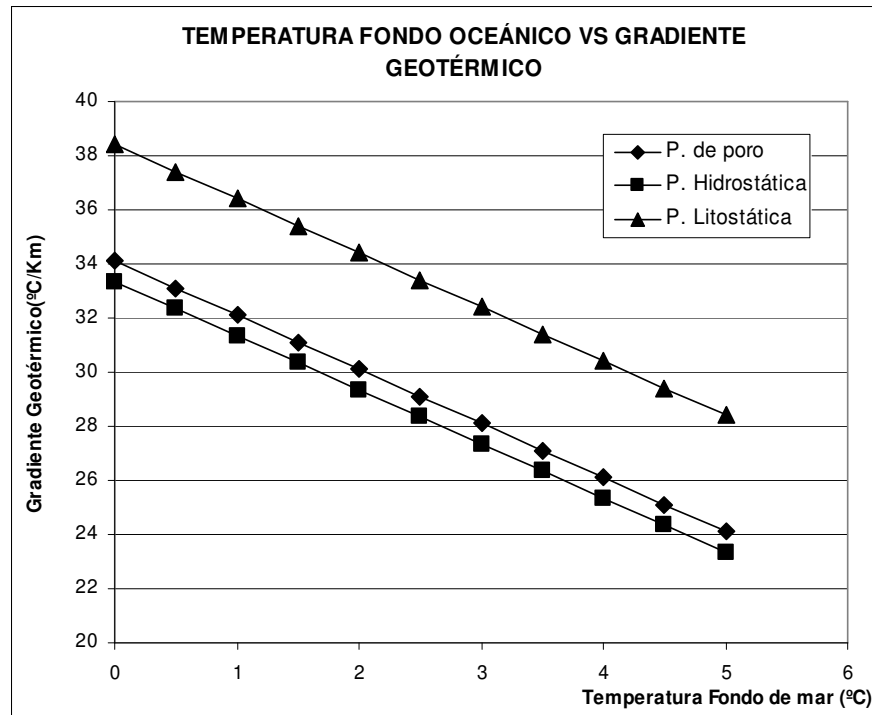


Figura 38. Temperatura del fondo oceánico vs Gradiente Geotérmico

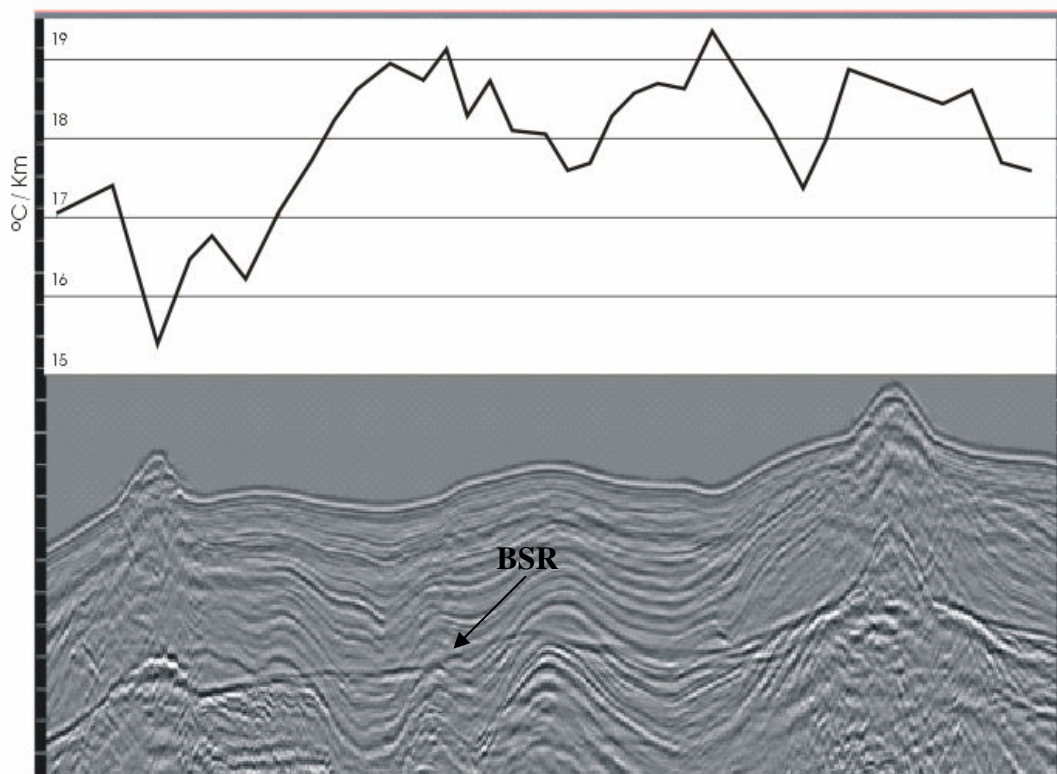


5.5 Efecto de la Topografía

Para cuantificar la relación entre la batimetría y el gradiente geotérmico resultante, se efectuó un análisis de correlación a lo largo de un sector de una línea escogida al azar. En la Figura 39 se ha sobrepuesto la curva de gradiente geotérmico sobre una línea sísmica correspondiente a la zona B del área de estudio. A simple vista, parece haber una tendencia del gradiente geotérmico a disminuir en áreas de altos topográficos. Sin embargo, al realizar un análisis de correlación entre las variables elevación topográfica y gradiente geotérmico se obtuvo un valor de -0.42, el cual indica que la relación entre estas dos variables no es definida pero que tiende a ser una relación inversa. Cuando los altos topográficos son constantes de una manera gradual, es decir, sin cambios abruptos, el gradiente geotérmico es más homogéneo, mientras que cuando el cambio topográfico es abrupto el cambio en

el gradiente geotérmico es más marcado. Por ejemplo, dentro de un área de aproximadamente 200 m de relieve abrupto el gradiente geotérmico calculado disminuyó $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Se puede entonces concluir que el relieve local puede tener un efecto de sesgo en el gradiente calculado, pero que este efecto es igualmente local. Este descenso en el cálculo termal cuando incrementa el espesor de los sedimentos ha sido también observado en Makran (Kaul et al., 1999) y fue descrito por Ferguson y Westbrook (1993) y modelado por Wang et al. (1993) (en Kaul et al., 1999), quienes consideran que es el resultado de la subsidencia de enormes cantidades de agua dentro del espacio poroso que conduce a bajos de la energía termal dentro de este.

Figura 39. Relación topografía vs Gradiente geotérmico.



Nótese una leve relación inversamente proporcional entre estas dos variables

6. RESERVAS

El objetivo del cálculo de reservas de hidratos de metano en el Caribe Colombiano, es dar una idea del potencial que estos yacimientos pueden representar como fuente energética alternativa. Para este cálculo se tuvieron en cuenta los siguientes parámetros: volumen de las áreas con presencia de BSR (V), porosidad de los sedimentos (K), fracción de llenado de los hidratos de metano (Z) y el coeficiente de expansión del gas a condiciones estándar de presión y temperatura (E), según la ecuación

$$Q = V * K * Z * E \text{ (Majorowicz y Osadetz, 2001)}$$

Donde Q es el contenido de gas en m^3 .

El volumen fue calculado mediante el programa SURFER 8.0. La porosidad utilizada fue 30% como la encontrada en el pozo ODP 999 (Sigurdsson et al., 1997). La fracción de llenado utilizada fue seleccionada de acuerdo con los porcentajes de hidratos de gas reportados a nivel mundial los cuales varían entre 1 - 40% aproximadamente (Majorowicz y Osadetz, 2001; Collet, 2002; Davi y Hyndman, 1990), sin embargo se han registrado casos excepcionales como es el caso del campo Mallik en Canadá el cual ha llegado a reportar porcentajes de saturación de hidratos de gas superiores al 80%, considerándose uno de los reservorios de hidratos de gas mas grandes del mundo (Dallimore et al., 2004). Por tal razón se decidió hacer los cálculos variando este rango en 5%, 15% y 30% para un escenario conservador, intermedio y optimista respectivamente. El coeficiente de expansión de hidratos de gas utilizado fue 164 (Collet, 2002). Los resultados se reportan en términos de terapés cúbicos de gas (un terapé es igual a 10^{12} pies cúbicos).

Tabla 9. Reservas Hidratos de Metano en el Caribe Colombiano

ZONA	ESCENARIO CONSERVADOR (m ³)	ESCENARIO INTERMEDIO (m ³)	ESCENARIO OPTIMISTA (m ³)
A	7.987562E+12	2.39627E+13	4.79254E+13
B	1.67278E+13	5.01835E+13	1.00367E+14
C	6.9644E+12	2.08932E+13	4.17864E+13
Reservas probables totales (m ³)	3.16798E+13	9.50394E+13	1.90079E+14
Reservas probables totales (TPC)	1,118.77	3,356.32	6,712.63
Barriles equivalentes de petróleo (BEP)	1.93246E+12	5.79741E+12	1.15948E+13

Producto de este proceso se obtuvieron unas reservas probables de hidratos de metano para el Caribe Colombiano que pueden variar desde 1118,77 a 6712,63 TCF desde un escenario conservador a uno optimista (Tabla 9). Así, las reservas promedio probables estimadas de hidratos de gas en el Caribe Colombiano son 3356,32 TPC, las cuales superan en gran medida las reservas probadas de gas natural para Colombia de 7.7 TPC, equivalentes a 46 años a los niveles actuales de producción según la Unidad de Planeación Minero Energética Colombiana (UPME, 2005).

Las reservas de hidratos de gas en el Caribe Colombiano han sido ya calculadas por otros autores. Gómez y León, (2000), evaluaron la existencia de hidratos de metano en la Cuenca Colombia, concluyendo un potencial de yacimiento de hidratos que podría almacenar un volumen de gas metano del orden de 781 TPC estándar de gas, a partir de cuatro líneas sísmicas regionales. En este mismo estudio se cita a Krason, (1994), quien estima un contenido de hidratos de metano en la Cuenca Colombia de aproximadamente 1000 TPC, cifra cercana al escenario conservador calculado en este estudio.

Dentro de un marco mundial, comparando las reservas del Caribe Colombiano con las grandes reservas de Estados Unidos y Canadá, se puede decir que las reservas promedio del Caribe Colombiano son similares a las del Blake Ridge y Alaska en Estados Unidos, así como a las del delta Mackenzie del mar Beaufort y el Margen Atlántico de Canadá (Tabla 10). Por otro lado, si hablamos de las reservas conservativas estaríamos en un rango similar al del Nankai Trough en Japón y al del Margen Pacífico de Canadá. Las reservas de este recurso en Estados Unidos se consideran pueden variar en un rango de 112.765 TPC a 676.110 TPC con un promedio de 320.222 TPC según el USGS (*United States Geological Survey*). Las reservas calculadas en este estudio representarían el ~1% de las reservas calculadas por la USGS para Estados Unidos en cada uno de los escenarios propuestos.

Ya que no se tienen datos *in situ* en la zona de presencia de BSR, de la distribución de los hidratos de metano, así como de la porosidad precisa de los sedimentos en el área de estudio del Caribe Colombiano estos datos se consideran una aproximación de las reservas de hidratos de gas en el Caribe Colombiano.

Tabla 10. Reservas de Hidratos de gas en otras partes del mundo

LUGAR		AUTOR	RESERVAS (TPC)
Canadá	Mackenzie Delta-Beaufort sea	Majorowicz y Osadetz, 1992	$8,4 \times 10^{-12}$ - 3.072,41
	Margen Atlántico		$6,7 \times 10^{-11}$ - 2.754,57
	Margen Pacífica		847,56
	Total Canadá		28.605,15
Estados Unidos	Alaska del Norte	Collet, 1985	236 – 2.357
	Blake Ridge	ODP	2.012,56
	Total USA	USGS	320.222
India-Myanmar	Mar Andaman	World Energy Council	211
Japón	Nankai Trough	World Energy Council	1.800
Mar Negro (Noroccidente)	Cañon Dnieper	Lüdmann et al., 2004	52,97

Teniendo en cuenta que se han encontrado hidratos de gas sin presencia de BSR muy frecuentemente, así como BSRs sin hidratos de gas, es difícil dar un estimativo “confiable” de este recurso sin antes haber perforado y recuperado hidratos de gas, para conocer con certeza su existencia en el Caribe colombiano. Adicionalmente al enfocarse solamente en la presencia de BSR como indicador de hidratos de gas se está obviando posibles abundancias aun mayores de hidratos de gas que no estén asociados con el BSR (Sassen, com. escrita, 2005).

7. DISCUSIÓN

Estudios anteriores han obtenido valores de gradiente geotérmico para el Caribe Colombiano usando métodos diferentes al aplicado en el presente estudio (García, 1990; Bernardo, 2005, com. escrita), sus resultados se muestran en la Tabla 7.1. El uso de aquellos métodos basados en datos y técnicas alternas para este cálculo ha arrojado valores similares a los estimados en el presente trabajo, dentro de una diferencia de unos pocos grados por kilómetro (Tabla 11).

Tabla 11. Valores de gradiente geotérmico en el Caribe Colombiano

ZONA	García (1990) (°C/km)	Bernardo (com. escrita, 2005) (°C/km)	Este trabajo (°C/km)
Zona A (Guajira Alta y Central)	n/a	20-29	30 ± 3 (Guajira Alta), 26 ± 4.6 (Guajira Central)
Zona B (Santa Marta-Barranquilla)	n/a	21	22 ± 3.5
Zona C (Cartagena-Golfo de Urabá)	22.6	29	27 ± 8

Con este trabajo encontramos la variación espacial del gradiente geotérmico, el cual se caracteriza por ser muy homogéneo en cada una de las zonas, con algunos altos y bajos muy locales del orden de 5°C/km por encima y por debajo del valor base. Estos valores se distribuyen de norte a sur con un rango de 30 ± 3, 26 ± 4.6 °C/km para Guajira Alta y Central respectivamente, 22 ± 3.5 °C/km para el sector Santa Marta – Barranquilla y 27 ± 8 °C/km para el sector Cartagena - Golfo de Urabá. Por otro lado, no se observó una clara tendencia al incremento del gradiente geotérmico en ninguna dirección. Sin embargo, es importante recalcar que el BSR y la base de los hidratos pueden estar separados entre si varios metros, luego el rango de error asociado en estas estimaciones puede variar de 10 a 20% o un poco mas en algunos casos (Sassen, com. escrita, 2005).

Prisma de acreción

En la zona C, interpretada por Duque-Caro, 1984, como un prisma de acreción se han reportado los siguientes datos: (1) flujo de calor en el Golfo de Morrosquillo de calor de 30 mW/m^2 representativo para el área de Tolú y un gradiente geotérmico promedio de $22.6 \text{ }^\circ\text{C/km}$ (García, 1991), (2) flujo de calor en el Caribe de 41.8 mW/m^2 (Epp et al., 1978; en García 1991) (3) Flujo de calor para la cuenca Colombia de 63.7 mW/m^2 y un gradiente de 58°C/km , (Epp et al., 1978; en García 1991) y (4) flujo de calor promedio de 42.6 mW/m^2 y 39°C/km para el Cinturón Plegado del Sinú (Epp et al., 1978; en García 1991).

Los rangos de gradiente geotérmico obtenidos en el presente estudio para la zona C pueden igualmente compararse con resultados obtenidos en otras áreas del mundo interpretadas como prismas de acreción. Los valores de gradiente geotérmico que se muestran en la Tabla 12 fueron obtenidos a partir del BSR, como en este trabajo, en los prismas de acreción de Makran (Pakistán), Nankai Through (Japón), y Blake Ridge (Estados Unidos). Mientras que estos valores en su mayoría están en el orden de 40°C/km (con excepción del prisma de Makran), los promedios del presente trabajo se ubican por debajo de 30°C/km (Tabla 11). Aun considerando la desviación estándar calculada para esta área, los valores calculados en este trabajo sólo se acercan a los 40°C/km en 'anomalías' a escala local en las zonas A y C (Figura 30 y 32). Estas anomalías se han comparado con la sísmica, observándose una relación de estas con pequeñas fallas, algunas de las cuales corresponden en sísmica con diapirismo y otras con vacíos donde el BSR es interrumpido, o por bordes de las zonas donde el software puede haber interpolado erróneamente. Estos valores corresponden en su mayoría a 40°C/km y fueron interpretados como erráticos y consecuentemente ignorados.

Tabla 12. Valores de gradiente geotérmico en algunos prismas de acreción. En °C/km

LUGAR	AUTOR	GRADIENTE GEOTERMICO (°C/km)
Blake Ridge	Shiple et al. 1979	40
	Yamano et al. 1982	41.7
Nankai Trough	Yamano et al. 1982	41.5
Makran	Vohat, 2003	33.7
Cinturón deformado del Caribe Sur	Ladd et al. 1984	40

Sin embargo, al comparar los datos obtenidos en el presente estudio con otros calculados en otras partes del mundo, lugares que no corresponden a prismas de acreción, los resultados son más consistentes en la mayoría de los casos, en especial con el Golfo de México (Tabla 13).

Tabla 13. Valores de gradiente geotérmico en otras partes del mundo. En °C/km

LUGAR	AUTOR	GRADIENTE GEOTERMICO (°C/km)
Golfo de México, sector occidental	Shiple et al. 1979	26
	Yamano et al. 1982	31.7
Panamá, Pacífico este	Shiple et al. 1979	59
	Yamano et al. 1982	77.3
Nicaragua, Pacífico este	Shiple et al. 1979	26
	Yamano et al. 1982	32.5
México, Pacífico este	Shiple et al. 1979	21
	Yamano et al. 1982	28.2
Cuenca Kerala-Konkan, Margen continental occidental de la India	Shankar, 2004	34.88

Los resultados del presente trabajo sugieren que el Caribe Colombiano Sur, el cual ha sido interpretado como un prisma de acreción, es anómalamente frío en comparación con los prismas de Blake Ridge, y Nankai. Ladd et al., (1984) estimó un valor de 40°C/km para el gradiente geotérmico a partir del BSR en el Caribe Colombiano. Sin embargo, los cálculos de Ladd et al., (1984) fueron estimados

con base en un espesor medio de hidratos de metano de 500 m, ubicado en el límite inferior de los 400 a 1000 metros estimados en este estudio.

Los resultados obtenidos en este trabajo difieren con el gradiente geotérmico de otros prismas de acreción calculados igualmente a partir del BSR. Sin embargo, Laure, 1991 (en Stevenson, 1993), menciona que los gradientes geotérmicos observados en los prismas de acreción varían en un rango bastante amplio desde $11^{\circ}\text{C}/\text{km}$ hasta $66^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Ya que el estado termal de un prisma es afectado por (1) la edad de la litosfera que esta subduciendo, (2) la rata de convergencia del prisma, (3) la pendiente de la cuña, (4) el espesor de la sección sedimentaria entrante y (5) el calor friccional a la base del prisma (Stevenson, 1993), son cinco las posibles variables que pueden controlar el rango de valores obtenidos. Sin embargo, ya que en algunas áreas donde se encuentra el BSR se observó la presencia de diapiros y volcanes de lodo, los cuales se desarrollan en la zona de alta expulsión de fluidos en un prisma de acreción (Stevenson, 1993), se puede inferir que la zona de estudio con BSR se encuentra dentro de los depósitos acrecionados frontalmente, lo cual puede indicar que los parámetros que mas puedan influenciar el estado termal de la zona de estudio sea la rata de convergencia del prisma y como consecuencia la sección sedimentaria entrante. Los valores de $27 \pm 8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ correspondientes a la zona C donde se ubica el prisma de acreción pueden indicar que no hay una alta rata de sedimentación, lo cual permite que la sección alcance un equilibrio termal y que la rata de convergencia no es alta.

Rata de Sedimentación

Aunque la variación espacial del gradiente geotérmico no es considerable en cada una de las zonas de estudio (A, B, C), en las áreas adyacentes al Delta del Magdalena correspondientes a la zona B y sector norte de la zona C, los gradientes son significativamente menores (del orden de 22 ± 3.5) resultando razonables con los bajos gradientes geotérmicos observados en regiones de sedimentación activa (Osadetz, com. Escrita). Los gradientes obtenidos en el

delta del Magdalena son muy similares a los obtenidos en otras zonas de alta sedimentación como el Delta del Níger, el Delta de Mackenzie y el Golfo de México. Esto es el resultado de un suministro continuo de material que no permite que el estado termal de la cuenca se estabilice. Independientemente de la sedimentación, el material constituyente de los deltas como arenas, turbiditas y shales puede jugar un papel fundamental en la baja conductividad de los materiales y por consiguiente un bajo cambio de temperatura con la profundidad. De esta manera el gradiente geotérmico del sector correspondiente al Delta del Magdalena en el Caribe Colombiano puede responder a una distribución mayor de arenas que de shale como se ha observado en el delta del Níger con gradientes del orden de 20°C/km (Tuttle W. et al., 1999), o simplemente a la acumulación de sedimentos muy fríos que no han alcanzado un equilibrio termal, como se observa en el Golfo de México con valores de 20°C/km. Estos valores usualmente resultan del efecto de una sedimentación rápida y continua (Sassen, com. Escrita), tal como es el caso del Delta de Mackenzie en Canadá donde los gradientes son menores de 30°C/km y pueden ser tan bajos como 20°C/km (Osadetz, com. Escrita, 2005).

Adicionalmente, como resultado de los bajos gradientes característicos de estas zonas de sedimentación activa, la capa de hidratos de gas se mantiene estable a una mayor distancia, observándose espesores mayores de la zona de estabilidad de los hidratos de gas como se ha observado en Canadá (Majorowicz y Osadetz, 2001) y en la zona B del Caribe Colombiano, con espesores que alcanzan los 1000 m. Sin embargo hay que tener en cuenta que la profundidad de la columna de agua es otro factor importante que afecta el espesor de la zona de estabilidad de los hidratos de gas.

Dinámica de fluidos

El BSR representa el límite hasta el cual los hidratos de gas pueden ser estables, lo cual es determinado por la presión y la temperatura. Entonces el BSR simula la

forma del fondo oceánico lo cual significa que el gradiente geotérmico es constante a lo largo de toda la sección, pero si existe algún cambio en el gradiente geotérmico el BSR va a ser dislocado localmente. Este tipo de situación se ha observado en sitios con diapirismo de lodo y otras características de flujo de fluidos desde profundidad los cuales alteran el gradiente termal (Chand, com. Escrita, 2005).

Gradientes geotermales homogéneos como los obtenidos en este trabajo han sido observados en Cascadia, Oregon y Vancouver. El flujo de fluidos en la zona de estabilidad de los hidratos de gas está limitado por la formación de hidratos en el espacio poroso, la cual reduce la permeabilidad de los sedimentos (Chand y Minshull, 2003). Por otro lado, la relativa homogeneidad del gradiente geotérmico sugiere que la mayoría de los fluidos de poros perdidos en el proceso de compactación están siendo expulsados hacia arriba y que deben existir concentraciones bajas de fluidos migrando a través de las fallas y otros conductos hidrológicos locales. Este fenómeno ha sido observado en Cascadia, Oregon (Hyndman y Davis, 1990) y la Isla de Vancouver (Riedet et al., 2002).

Reservas de Hidratos de Metano

Las reservas probables promedio de hidratos de metano de 3356 TPC estimadas en el presente estudio para el Caribe Colombiano varían considerablemente con respecto a las calculadas por Gómez y León, (2000) y Krason, (1994). Esta variación se considera producto de la poca información sísmica utilizada por los autores anteriores para tales cálculos. Sin embargo, los resultados de estos autores son muy similares con las reservas conservativas de 1118.77 TPC estimadas en este estudio bajo la hipótesis de una saturación de hidratos de gas de 5%, una constante de expansión de los hidratos de gas de 164m^3 y una porosidad de sedimentos de 30%. Cabe recalcar que cualquiera de las

saturaciones asumidas debe considerarse preliminar en ausencia de datos de perforación previa que valoren el contenido y distribución de hidratos de gas en los sedimentos, ya que existe un amplio rango de saturación como se puede observar en la Tabla 14.

Tabla 14. Porcentajes de saturación de hidratos de gas en varios lugares del mundo

LUGAR	AUTOR	SATURACIÓN (%)
Delta del Níger	Hovland et al., 1997	3
Cascadia	Hydman y Spence, 1992	30
Deslizamiento Storega	Bünz y Mienert, 2004	5
Guatemala	Miller et al., 1991	10
Perú	Miller et al., 1991	33 (asumiendo ausencia de gas libre) 10 (asumiendo presencia de gas libre)
Pacífico colombiano	Minshull et al., 1994	>3
Isla Vancouver	Spence et al., 1995	11-20
Blake Ridge	Paull et al, 1996	10
Mallik, Canada	Dallimore et al., 2004	80
Chile	(Bangs et al., 1993; en Townend, 1997)	18
Lago Baikal, Rusia	Vanneste et al., 2003	10
<i>Promedio</i>		<i>17.27 +/-2.9</i>

8. CONCLUSIONES

El gradiente geotérmico en el Caribe Colombiano calculado a partir de la zona base de estabilidad de los hidratos de gas en esta región es consistente con datos obtenidos por métodos alternos confirmando la utilidad de esta técnica para el cálculo del gradiente geotérmico. El gradiente geotérmico varía de 30 ± 3 para La Alta Guajira, 26 ± 4.6 para Guajira Central (zona A), 22 ± 3.5 para el sector Santa Marta – Barranquilla (zona B) a 27 ± 8 para el sector Cartagena – Golfo de Urabá (zona C). Su relativa homogeneidad a lo largo de las zonas A y C indica que este escenario geológico se mantiene en equilibrio por lo tanto no hay un fuerte suministro de sedimentos ni mayores concentraciones de fluidos migrando a través de fallas y otros conductos hidrológicos. En contraste, el sector correspondiente al delta del Magdalena (zona B) muestra bajos gradientes geotérmicos que reflejan la activa y rápida sedimentación característica de esta zona.

El gradiente geotérmico estimado en el presente estudio sugiere que el sector interpretado como el prisma de acreción del Caribe sur es anómalamente frío en relación al calculado por el mismo método en otras áreas interpretadas como prismas de acreción.

Las reservas probables de hidratos de metano para un área del Caribe colombiano pueden variar desde 1118.77, 3356.32 a 6712.63 TPC para un escenario conservador, intermedio y optimista respectivamente. Escenarios que superan en gran medida las reservas probadas de gas natural para Colombia de 7.7 TPC, equivalentes a 46 años a los niveles actuales de producción según la Unidad de Planeación Minero Energética Colombiana (UPME, 2005).

9. RECOMENDACIONES

Se recomienda calibrar los valores obtenidos a partir del BSR con métodos directos de medición del gradiente geotérmico, tales como medición con sonda termal, antes de asumir estos valores como finales, pues se sabe, que los valores de gradiente geotérmico obtenidos a partir del BSR pueden tener un error asociado de hasta 10% en relación con los datos obtenidos con sondas termales, como ha sido registrado en el Blake Ridge (ODP, Leg 164). Además, de una incertidumbre en la determinación del flujo de calor de 10 a 20% según lo estimado por Hyndman et al., 1994, en la margen del prisma acrecional de la Isla Vancouver.

Se recomienda la toma de registros sísmicos y VSP en el área para determinar las velocidades por debajo y por encima del BSR, las cuales dan indicios de la presencia y porcentaje de saturación tanto de gas libre como de hidratos de gas. Estas técnicas han sido desarrolladas con éxito en el prisma de acreción de Cascadia, en Oregon y Vancouver.

Se recomienda analizar la presencia y distribución del BSR en el Pacífico colombiano, el cual ha sido ya registrado por Minshull et al., 1994.

Se recomienda analizar sísmica más costa afuera donde persiste la presencia del BSR como ha sido registrado por Lu y McMillen, 1982 y Ladd et al., 1984, así como perforaciones exploratorias donde se estudie la presencia, distribución y composición de los hidratos de gas en el Caribe Colombiano para una cuantificación más precisa de este recurso de acuerdo con las características *in situ* de los yacimientos de hidratos de gas en el Caribe Colombiano.

BIBLIOGRAFÍA

- BEAUCHAMP, B., 2004. Natural gas hydrates: myths, facts and issues. En: Geological Survey of Canada. N° 336; p 751–765.
- BEN-AVRAHAM Z., SMITH G., RESHEF M. Y JUNGSLAGER E., 2002. Gas hydrate and mud volcanoes on the southwest African continental margin off South Africa. En: Geology. Vol 30, No 10; p. 927-930.
- BERNDT C., BÜNZ S., CLAYTON T., MIENERT J. Y SAUNDERS M., 2004. Seismic character of bottom simulating reflectors: examples from the mid-Norwegian margin. En: Marine and Petroleum Geology. Vol 21; p. 723-733.
- BÜNZ S. Y MIENERT M., 2004. Acoustic imaging of gas hydrate and free gas at the Storegga Slide. En: Journal of Geophysical Research. Vol 109, No. B04102; p. 1-15.
- CAICEDO J. Y PINTO N., 2003. Esquemas de explotación de Yacimientos de hidratos de gas, primera aproximación de un modelo matemático para el esquema de despresurización. Bucaramanga: Tesis de pregrado, Universidad Industrial de Santander.
- CARO M., 2003. Structural evolution of the San Jacinto fold belt, NW Colombia. Calgary, Alberta: Thesis, University of Calgary.
- CHADERTON N., WOOD L. J., Y MANN P., 2004. Structure and Stratigraphy of the Barbados Accretionary Prism and the Tobago Forearc Basin, American Geophysical Union 2004 Fall Meeting.
- COLLETT, T., 2002. Energy resource potential of natural gas hydrates. En: AAPG Bulletin. Vol 86, N° 11; p. 1971-1992.
- COOPER A. K. Y HART P. E., 2003. High-resolution seismic-reflection investigation of the northern Gulf of Mexico gas-hydrate-stability zone. En: Marine and Petroleum Geology. Vol 19; p. 1275-1293.
- DAVIS, E., HYNDMAN, R. Y VILLINGER H., 1990. Rates of Fluid Expulsion Across the Northern Cascadia accretionary Prism: Constraints From New

Heat Flow and Multichannel Seismic Reflection Data. En: Journal of Geophysical Research. Vol 95; p. 8869-8889.

DEMING, D Y CHAPMAN, D., 1988. Heat Flow in the Utah -Wyoming Thrust Belt from Analysis of Bottom Hole Temperature Data measured in Oil and Gas Wells. En: Journal of Geophysical Research. Vol 93, N° B11; p.13657-13672.

GARCÍA, M., 1990. Hydrocarbon maturation and clay diagenesis in the Tolú area, Northwestern Colombia. Wyoming: M.Sc Thesis. Department of Geology and Geophysics, University of Wyoming..

GÓMEZ C. Y LEÓN J., 2000. Recuperación de gas metano en yacimientos de hidratos de gas en la cuenca Colombia como futura fuente de energía. Bucaramanga: Tesis de pregrado, Universidad Industrial de Santander.

GUTIÉRREZ M. A., 1989. En: V Congreso Colombiano de Geología.

HOLBROOK, W. S., HOSKINS H., WOOD W. T., STEPHEN R. A. Y LIZARRALDE D., 1996. Methane hydrate and free gas on the Blake Ridge from vertical seismic profiling. En: Science. Vol 273; p. 1840-1843.

HYNDMAN, R.D., AND DAVIS, E.E., 1990, A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor bottom-simulating reflectors by vertical fluid expulsion. En: Journal of Geophysical Research. Vol. 97; p. 7025-7041.

HYNDMAN, R.D., Y SPENCE G.D., 1992. A seismic study of methane hydrate marine bottom-simulating reflectors. En: Journal of Geophysical Research. Vol. 97; p. 6683-6698.

KASTER M., KVENVOLDEN A., WHITICAR M.J., CAMERLENGHI A. Y LORENSON T.D., 1995. Relation between pore fluid chemistry and gas hydrates associated with bottom-simulating reflectors at the Cascadia Margin, sites 889 and 892. En: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific reports. Vol 146 (part I).

KAUL, N., ROSENBERGER, A Y VILLINGER, H., 2000, Comparison of measured and BSR-derived heat flow values, Makran accretionary prism, Pakistan. En: Marine Geology. Vol 164; p. 37-51.

- KELLOGG, J.N. Y BONINI, W.E., 1982. Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American plate. En: Tectonics. Vol 1; p. 251-276.
- KVENVOLDEN, K.A., 1988. Methane hydrate – A major reservoir of carbon in the shallow geosphere?. En: Chemical Geology. Vol 71; p. 41-51.
- KVENVOLDEN, K.A., Y MCDONALD T.J., 1985. Gas hydrates of the Middle America Trench. En: Deep Sea Drilling Project Leg 84, Initial Reports, Deep Sea Drilling Project. Vol 84; p. 667-682.
- LADD, J., TRUCHAN M., TALWANI M., STOFFA P. L., BUHL P., HOUTZ R., MAUFFRET A. Y WESTBROOK G., 1984. Seismic Reflection profiles across the southern margin of the Caribbean. En: Geological Society of America, Memoir 162; p. 153-159.
- LOPATIN, N. V., 1973. Temperature and geologic time as factors in coalification (in Russian): Akad. Nauk SSSR Izv. Ser. Geol., No3; p. 95-106.
- LU, R. Y MCMILLEN K., 1982. Multichannel Seismic Survey of the Colombia Basin and Adjacent Margins. En: AAPG, Memoir 34; p. 395-412.
- LÜDMANN T., WONG H.K., KONERDING P., 2004. Heat flow and quantity of methane deduced from a gas hydrate field in the vicinity of the Dnieper Canyon, northwestern Black Sea. En: Geo-Marine Letters. Vol 24, No 3; p. 182 – 193.
- MACDONALD, G.J., 1990. The future of methane as an energy resource. En: Annual Review of Energy. Vol 15; p. 53-83.
- MAJOROWICZ J.A. Y OSADETZ K.G., 2001. Gas hydrates distribution and volume in Canada. En: AAPG Bulletin. Vol 85, No 7; p. 1211-1230.
- MAKOGON, Y.F., 1997. Hydrates of hydrocarbons. Tulsa, Oklahoma: PennWell Books, 482p.
- MANN, P., 1999, Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to Present, in Mann, P., editor, Caribbean Basins, Sedimentary Basins of the World Series, Series Editor: K. Hsu, Elsevier Science B.V., Amsterdam, The Netherland. Vol. 4; p. 3-31.

- MILKOV, A., 2004. Global estimates of hydrate-bound gas in marine sediments: how much is really out there?. En: Earth Science Reviews. Vol 66; p. 183-197.
- MILKOV A. Y SASSEN R., 2003. Preliminary assessment of resource and economic potential of individual gas hydrate accumulations in the Gulf of Mexico continental slope. En: Marine and petroleum geology. Vol 20; p. 111-128.
- MILLER J. LEE M. Y VON HUENE R., 1991. An Análisis od a Seismic Reflection from the Base of a Gas Hydrate Zone, Offshore Peru, AAPG, V75, No5, 910-924.
- MINSHULL T. A., SINGH S. C. Y WESTBROOK G. K., 1994. Seismic velocity structure at a gas hydrate reflector, offshore western Colombia, from full waveform. En: Journal of Geophysical Research. Vol 99, No. B3; p. 4715-4734.
- MORITA, S., NAKAMURA, Y. Y KURAMOTO S., 2000. Gas Hydrate BSR and Possible Fluid Migration in the Nankai Accretionary Prism off Muroto. En: Geological Survey of Japan.
- NAGIHARA S., BROOKS J. M., COLE G. Y LEWIS T., 2002. Application of marine heat flow data important in oil gas exploration. OIL & GAS JOURNAL, Pen Well Corporation, 7p.
- PAUL, C.K., Y DILLON, W.P., 1981, Appearance and distribution of hydrate reflection in the Blake ridge region, offshore, southeastern United States. En: U.S. Geological Survey, Map MS-1252.
- PIERRE H., 2000. Fluid flow at the toe of the Barbados accretionary wedge constrained by thermal, chemical, and hydrogeologic observations and models, American Geophysical Union, Transactions.
- REYES J., RUEDA C., MANTILLA M., ARDILA L., 2002. Evolution and Exploration Implications of the Colombian Caribbean Accretionary Prism. En: AAPG Annual Meeting, Houston, Texas.
- RIEDEL M., SPENCE G.D., CHAPMAN N.R Y HYNDMAN R.D., 2002. Seismic investigations of a vent field associated with gas hydrates, offshore Vancouver Island. En: Journal of Geophysical Research, Vol 107, No B9, EMP5; p. 1-16.

- SHIPLEY, T.H., M.H. HOUSTON, R.T. BUFFLER, F.J. SHAUB, K.J. MCMILLEN, J.W. LADD, AND J.L. WORZEL, J.L., 1979. Seismic reflection evidence for the widespread occurrence of possible gas-hydrate horizons on continental slopes and rises. En: AAPG Bulletin. Vol 63; p. 2204-2213.
- SIGURDSSON, H., LECKIE, R.M., ACTON, G.D., 1997. *Proc. ODP, Init. Repts.*, Vol 165: College Station, TX.
- SLOAN, E.D., 1998, Clathrate hydrates of natural gases: New York, Dekker, 705 p.
- SPENCE, G.D., MINSHULL T.A. Y FINK C., 1995. Seismic structure of methane gas hydrate, offshore Vancouver Island En: Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results 146; p. 163-174.
- TARBUCK E. Y LUTGENS F., 1999. Ciencias de la Tierra: Una introducción a la Geología Física. Prentice may, 540p.
- TISSOT B P Y WELTE D H.. Petroleum formation and ocurrente. 2a Edition. Springer – Verlog Berlin Heidelberg Nueva York. Tokyo. (1984). P 458. ISBN 0-387-13281-3.
- TOUSSAINT, J., 1999. Evolución Geológica de Colombia. Universidad Nacional de Colombia.
- TOWNEND, J., 1997. Estimates of conductive heat flow through bottom-simulating reflectors on the Hikurangi and southwest Fiordland continental margins, New Zealand. En: Marine Geology. Vol 141; p. 209-220.
- TURCOTTE, D; SCHUBERT, G. Geodynamics., 1982. New York: Jhon Wiley and Sons, 446 p.
- UCHIDA T. Y WASEDA A., 2003. Origin and migration of methane in gas hydrate-bearing sediments relevant to their subsurface occurrences in the nankai trough. En: Geophysical Research Abstracts. Vol. 5. p. 08071.
- VANNESRE M., POORT J., DE BATIST M. Y KLERKX J., 2003. Atypical heat-flow near gas hydrate irregularities and cold seeps in the Baikal Rift Zone. En: Marine and Petroleum Geology, Vol 19; p. 1257-1274.
- VERNETTE G., MAUFFRET A., BOBIER C., BRICENO L. Y GAYET J., 1992. Mud diapirism, fan sedimentation and strike-slip faulting, Caribbean Colombian Margin. En: Tectonophysics. Vol 202; p. 335-349.

VOHAT, P., SAIN, K. Y THAKUR, N.K., 2003. Heat flow and geothermal gradient from a bottom simulating reflector: A case study. En: Current Science, Vol 85, No 9; p. 1263-1265.

WAPLES, D. W., 1980, Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration. En: AAPG Bulletin. Vol 64; p. 916-926.

WESTBROOK G.K., CARSON B. Y SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, 1994. Summary of Cascadia Drilling Results. En: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial reports, Vol 146 (part I).

YAMANO, M., UYEDA, R. M., AOKI, Y. Y SHIPLEY, T.H., 1982. Estimates of heat flow derived from gas hydrates. En: Geology; p. 339-343.

YANG S., HU S., CAI D., FENG X., CHEN L. Y GAO L., 2004. Present-day heat flow, thermal history and tectonic subsidence of the East China Sea Basin. En: Marine and Petroleum Geology. Vol 21; p. 1095-1105.

YUAN, T., HYNDMAN R.D., SPENCE G.D Y DESMONS B, 1996. Seismic velocity increase and deep-sea gas hydrate concentration above a bottom-simulating reflector on the northern Cascadia continental slope. En: Journal of Geophysical Research. Vol 101, No B6; p. 13655-13671.

YUAN, T., SPENCE G.D. Y HYNDMAN. En: Journal of Geophysical Research. Vol 97; p. 7025-7041.

R.D., 1994. Seismic velocities and inferred porosities in the accretionary wedge sediments at the Cascadia margin. En: Journal of Geophysical Research. Vol 99; p. 4413-4427.

Ocean Drilling Program, <http://www-odp.tamu.edu/>

Unites States Geological Survey, www.usgs.org

Unidad de Planeación Minero Energética de Colombia, www.upme.gov.co

