

**MODELADO SÍSMICO DE LAS PROPIEDADES ACÚSTICAS Y ELÁSTICAS DE  
LOS HIDRATOS DE GAS Y GAS LIBRE ASOCIADO**

**LEONARDO GÓMEZ BERNAL**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA**

**2013**

**MODELADO SÍSMICO DE LAS PROPIEDADES ACÚSTICAS Y ELÁSTICAS DE  
LOS HIDRATOS DE GAS Y GAS LIBRE ASOCIADO**

**LEONARDO GÓMEZ BERNAL**

**Trabajo de Grado para optar al Título de Geólogo  
Modalidad Proyecto de Investigación**

**Director**

**Jairo Alberto Torres Peña, M.Sc.**

**Codirector**

**Herling González Álvarez, M.Sc.**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA**

**2013**

*Dedicado a mi familia,*

*aquella con la que guardo un vínculo de sangre y la que de distintas maneras ha entrado a formar parte de ella.*

*A mi madre, Flor María, por hacerme el hombre que hoy soy.*

*A mi hermano, Edgar Yesid, por ser una motivación a hacer cosas diferentes cada vez que se intenta algo.*

*A mi padre, Juan Carlos, por ser el soporte de todo este proceso.*

*A mi novia, Laura Ximena, por su amoroso apoyo y compañía, por ser una inspiración en mi vida para ser cada día mejor y permitirme formar junto a ella mi futuro.*

*A mis amigos, Kewin, Vanessa, Giancarlo, Yenny, Luis Fernando, José Luis, Diana, Leidy Paola, Andrés, Adriana, Jennifer, Ismary, Alejandra, Jerfferson, Mayra, Jaime, María Fernanda, Edinson, Karina, Vilma, Gerardo y Tatiana, porque he podido contar con su apoyo en los momentos de dificultad y compartir aquellos de alegría.*

*Al profesor Eliécer Uribe, porque más que un docente, ha sido para mí un amigo y un guía, nunca dejó de aconsejarme en las estrategias y la dedicación necesaria para alcanzar este gran logro.*

## **AGRADECIMIENTOS**

A Dios por haberme dado la vida, por darme una razón para seguir adelante cada día, por haber puesto en mi camino a todas las personas maravillosas que conozco y por moldearme como ser humano. Gracias a Él ha sido posible llevar a cabo éste y todos los procesos en los que me ha encaminado.

Inmensos agradecimientos a la Universidad Industrial de Santander, la cual ha sido la institución que ha albergado este proyecto; a la Escuela de Geología y a todos los docentes que hacen parte de su planta quienes han sido la fuente de los conocimientos que me han formado no solamente como geólogo sino como persona.

Agradecimientos a mis directores, Jairo Alberto Torres Peña y Herling González Álvarez, por su paciencia y su dedicación, por darme la oportunidad de investigar junto a ellos, por la confianza para desarrollar este proyecto y por todos los esfuerzos realizados para alcanzar estos resultados.

A la institución Center for Wave Phenomena de la Escuela de Minas de Colorado, por el diseño del programa Seismic Un\*x y por colocarlo a disposición de todo aquellas personas que hemos requerido de él.

A mis amigos Gerardo Delgadillo Cifuentes, Jaime Delgadillo, Alfredo Blanco Serrano y Wilmer Becerra, por todas las horas dedicadas desinteresadamente a la configuración y el mantenimiento del equipo destinado al desarrollo de gran parte de este proyecto. Sin su increíble colaboración hubiese sido imposible el desarrollo de este proyecto.

## CONTENIDO

|   | pág. |
|---|------|
| INTRODUCCIÓN  | 23   |
| 1 OBJETIVOS   | 26   |
| 1.1 OBJETIVO GENERAL  | 26   |
| 1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS                                     | 26   |
| 2 METODOLOGÍA   | 27   |
| 2.1 Etapa I. Revisión bibliográfica                           | 27   |
| 2.2 Etapa II. Implementación en códigos de Seismic Un*x       | 28   |
| 2.3 Etapa III. Aplicación a datos sintéticos.                 | 28   |
| 2.4 Etapa IV. Aplicación a datos reales.                      | 29   |
| 3 HIPÓTESIS DE TRABAJO  | 30   |
| 4 INTRODUCCIÓN A LOS HIDRATOS DE GAS                          | 31   |
| 4.1 ASPECTOS PRELIMINARES                                     | 31   |
| 4.2 ESTRUCTURA CRISTALINA Y MORFOLOGÍA DE LOS HIDRATOS DE GAS | 33   |
| 4.2.1 Estructura I  | 35   |

|   |    |
|---|----|
| 4.2.2 Estructura II   | 36 |
| 4.2.3 Estructura H  | 36 |
| 4.3 ALGUNAS PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS HIDRATOS DE GAS                    | 39 |
| 4.3.1 Densidad  | 39 |
| 4.3.1 Propiedades eléctricas  | 39 |
| 4.3.2 Propiedades elásticas   | 40 |
| 4.4 CONDICIONES DE ESTABILIDAD  | 41 |
| 4.4.1 Disponibilidad de metano  | 42 |
| 4.4.2 Presión hidrostática  | 43 |
| 4.4.3 Gradiente hidrotermal   | 43 |
| 4.4.4 Gradiente geotérmico  | 44 |
| 4.4.5 Presencia de sustancias disueltas                                   | 45 |
| 4.4.6 Controles geológicos  | 48 |
| 4.5 MECANISMOS DE FORMACIÓN DE LOS HIDRATOS DE GAS                        | 49 |
| 4.6 CRITERIOS PARA LA IDENTIFICACIÓN DE FORMACIONES DE<br>HIDRATOS DE GAS | 52 |
| 4.6.1 Indicadores geofísicos  | 52 |
| 4.6.2 Indicadores geológicos  | 60 |
| 4.6.3 Indicadores geoquímicos   | 63 |

|       |   |    |
|-------|---|----|
| 4.6.4 | Indicadores de mediciones en el sitio   | 63 |
| 5     | PROPAGACIÓN DE ONDAS ELÁSTICAS Y TEORÍA DE BIOT PARA MEDIOS POROSOS               | 65 |
| 5.1   | CONCEPTO DE CONTINUO EN EL MODELADO SÍSMICO                                       | 65 |
| 5.2   | ECUACIÓN DE ONDA PARA MEDIOS ELÁSTICOS  | 65 |
| 5.2.1 | Ecuación de onda acústica   | 74 |
| 5.3   | MÉTODO DE DIFERENCIAS FINITAS   | 74 |
| 5.3.1 | Convergencia: consistencia y estabilidad  | 78 |
| 5.4   | APLICACIÓN DEL MÉTODO DE DIFERENCIAS FINITAS A LA SOLUCIÓN DE LA ECUACIÓN DE ONDA | 80 |
| 5.4.1 | Solución de la ecuación de onda acústica  | 80 |
| 5.4.2 | Solución de la ecuación de onda elástica  | 83 |
| 5.4.3 | Condiciones iniciales y condiciones de frontera                                   | 85 |
| 5.5   | PROPAGACIÓN DE ONDAS EN MEDIOS POROELÁSTICOS                                      | 86 |
| 6     | MODELADO ACÚSTICO DE LA RESPUESTA SÍSMICA DE LOS HIDRATOS DE GAS                  | 92 |
| 6.1   | PROPAGACIÓN DEL CAMPO DE ONDA ACÚSTICO 1D   | 92 |
| 6.2   | PROPAGACIÓN DEL CAMPO DE ONDA ACÚSTICO 2D   | 95 |
| 6.2.1 | Generación de modelos de velocidad de onda P y densidad                           | 96 |

|       |   |     |
|-------|---|-----|
| 6.2.2 | Diseño y realización de la adquisición                              | 98  |
| 6.2.3 | Procesamiento de los datos sísmicos                                 | 100 |
| 6.2.4 | Identificación del BSR en imágenes acústicas apiladas y migradas    | 104 |
| 6.3   | EFFECTO DE LA CAPA DE GAS LIBRE                                     | 106 |
| 6.4   | INFLUENCIA DE LA SATURACIÓN EN HIDRATOS DE GAS                      | 110 |
| 7     | MODELADO ELÁSTICO DE LA RESPUESTA SÍSMICA DE LOS<br>HIDRATOS DE GAS | 119 |
| 7.1   | EFFECTO DE LA CAPA DE GAS LIBRE                                     | 119 |
| 7.1.1 | Generación de modelos de velocidad de onda S                        | 119 |
| 7.2   | INFLUENCIA DE LA SATURACIÓN EN HIDRATOS DE GAS                      | 125 |
| 7.3   | RESPUESTA EN LA COMPONENTE HORIZONTAL DEL CAMPO DE<br>ONDA ELÁSTICO | 129 |
| 8     | OBSERVACIONES EN DATOS DEL CARIBE COLOMBIANO                        | 134 |
| 8.1   | MARCO GEOLÓGICO REGIONAL  | 134 |
| 8.2   | INDICADORES DE HIDRATOS DE GAS EN EL CARIBE COLOMBIANO              | 135 |
| 9     | CONCLUSIONES  | 141 |
| 10    | RECOMENDACIONES   | 143 |
|       | APÉNDICES   | 144 |



## LISTA DE FIGURAS

|  | pág. |
|--|------|
| Figura 1. Representación de una molécula de agua.  | 33   |
| Figura 2. Estructuras cristalinas de los hidratos de gas.  | 35   |
| Figura 3. Relación entre el tamaño de las moléculas huéspedes y la estructura cristalina de los hidratos de gas. | 37   |
| Figura 4. Modo de ocurrencia de los hidratos de gas dentro de los sedimentos.                                    | 38   |
| Figura 5. Rango de resistividad de los hidratos de gas y algunas rocas sedimentarias.                            | 40   |
| Figura 6. Curva de estabilidad estimada de los hidratos de gas, considerando gas metano y agua pura.             | 42   |
| Figura 7. Variación de la temperatura en la columna de agua en el océano.  | 44   |
| Figura 8. Determinación del intervalo de estabilidad de los hidratos de gas.                                     | 46   |
| Figura 9. Curvas de equilibrio de fases para hidratos de diferentes gases.                                       | 47   |
| Figura 10. Distribución global de las acumulaciones conocidas de hidratos de gas.                                | 50   |
| Figura 11. Esquemas y secciones sísmicas de las clases de BSR tipo cinturón.                                     | 54   |
| Figura 12. Esquemas y secciones sísmicas de las clases de BSR tipo cuenca.                                       | 55   |
| Figura 13. Esquemas y secciones sísmicas de las clases de BSR tipo cañón submarino.                              | 56   |

|  |    |
|--|----|
| Figura 14. Esquemas y secciones sísmicas de las clases de BSR tipo plataforma.   | 57 |
| Figura 15. Características geofísicas asociadas a la presencia de hidratos de gas.   | 58 |
| Figura 16. Aumentos y disminuciones de la velocidad y la amplitud (VAMPS) debido a la presencia de hidratos de gas.                        | 60 |
| Figura 17. Estructuras de escape de fluidos y BSR en una sección sísmica multicanal apilada.   | 62 |
| Figura 18. Comportamiento de las velocidades de onda P y S en una sucesión estratigráfica con presencia de hidratos de gas y gas libre.    | 64 |
| Figura 19. Representación del tensor de esfuerzos en un sistema cartesiano.  | 68 |
| Figura 20. Malla definida para un esquema de diferencias finitas.  | 75 |
| Figura 21. Aproximaciones hacia adelante, hacia atrás y centrada para estimar el valor de la derivada de una función en un punto.          | 76 |
| Figura 22. Malla intercalada para la evaluación de los parámetros de la ecuación de onda acústica.   | 84 |
| Figura 23. Malla intercalada para la evaluación de parámetros en un esquema en diferencias finitas de cuarto orden.                        | 84 |
| Figura 24. Modelos de velocidad de onda P y densidad utilizados en el modelado de propagación del campo de onda acústico en una dimensión. | 93 |
| Figura 25. Sismogramas obtenidos en el modelado de propagación de ondas en un modelo unidimensional con hidratos de gas.                   | 95 |

|  |     |
|--|-----|
| Figura 26. Distribución del valor de la velocidad de onda P y densidad en el Modelo 4.                                   | 97  |
| Figura 27. Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en el Modelo 6.                                      | 97  |
| Figura 28. Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en el Modelo 7.                                      | 97  |
| Figura 29. Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en el Modelo 11.                                     | 98  |
| Figura 30. Esquema de adquisición sísmica marina.  | 98  |
| Figura 31. Secuencia de procesamiento para un conjunto de trazas, Modelo 4.  | 100 |
| Figura 32. Gráfica de cubrimiento, Modelo 4.   | 102 |
| Figura 33. Análisis de velocidad realizado para un CMP, Modelo 4, CMP = 500 m.   | 102 |
| Figura 34. Modelo de velocidad con interfaces suavizadas (a) y traspuesto (b) para realizar la migración en profundidad. | 103 |
| Figura 35. Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 4 sin capa de gas libre.       | 104 |
| Figura 36. Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 6 sin capa de gas libre.       | 105 |
| Figura 37. Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 7 sin capa de gas libre.       | 105 |
| Figura 38. Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 11 sin capa de gas libre.      | 106 |

|  |     |
|--|-----|
| Figura 39. Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en el Modelo 4 con capa de gas libre.              | 107 |
| Figura 40. Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en el Modelo 6 con capa de gas libre.              | 107 |
| Figura 41. Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en el Modelo 7 con capa de gas libre.              | 107 |
| Figura 42. Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en el Modelo 11 con capa de gas libre.             | 108 |
| Figura 43. Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 4 con capa de gas libre.     | 108 |
| Figura 44. Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 6 con capa de gas libre.     | 109 |
| Figura 45. Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 7 con capa de gas libre.     | 109 |
| Figura 46. Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 11 con capa de gas libre.    | 110 |
| Figura 47. Influencia de la capa de gas libre en la formación del BSR en sismogramas de campo de presión.              | 111 |
| Figura 48. Dependencia de la velocidad de onda P respecto a la saturación en hidratos de gas en una roca sedimentaria. | 112 |
| Figura 49. Dependencia de la densidad respecto a la saturación en hidratos de gas en una roca sedimentaria.            | 113 |

|  |     |
|--|-----|
| Figura 50. Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en un modelo de capas horizontales sin capa de gas libre al variar la saturación en hidratos de gas. | 114 |
| Figura 51. Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en un modelo de capas horizontales con capa de gas libre al variar la saturación en hidratos de gas. | 115 |
| Figura 52. Sección acústica apilada en tiempo TWT al variar la saturación en hidratos de gas en la zona de estabilidad, sin capa de gas libre.                           | 116 |
| Figura 53. Sección acústica apilada en tiempo TWT al variar la saturación en hidratos de gas en la zona de estabilidad, con capa de gas libre.                           | 116 |
| Figura 54. Influencia de la saturación en hidratos de gas sobre la amplitud del BSR en el campo de presión, modelo sin capa de gas libre.                                | 117 |
| Figura 55. Influencia de la saturación en hidratos de gas en la amplitud del BSR en el campo de presión, modelo con capa de gas libre.                                   | 117 |
| Figura 56. Distribución del valor de la velocidad de onda S, a) Modelo 4, b) Modelo 6, c) Modelo 7, d) Modelo 11, sin capa de gas libre.                                 | 120 |
| Figura 57. Distribución del valor de la velocidad de onda S, a) Modelo 4, b) Modelo 6, c) Modelo 7, d) Modelo 11, con capa de gas libre.                                 | 121 |
| Figura 58. Sección sísmica migrada en profundidad, componente vertical, Modelo 4, a) sin capa de gas libre, b) con capa de gas libre.                                    | 122 |
| Figura 59. Sección sísmica migrada en profundidad, componente vertical, Modelo 6, a) sin capa de gas libre, b) con capa de gas libre.                                    | 122 |
| Figura 60. Sección sísmica migrada en profundidad, componente vertical, Modelo 7, a) sin capa de gas libre, b) con capa de gas libre.                                    | 123 |

|  |     |
|--|-----|
| Figura 61. Sección sísmica migrada en profundidad, componente vertical, Modelo 11, a) sin capa de gas libre, b) con capa de gas libre.                             | 123 |
| Figura 62. Influencia de la capa de gas libre en la formación del BSR.   | 124 |
| Figura 63. Dependencia de la velocidad de onda S respecto a la saturación en hidratos de gas en una roca sedimentaria.   | 125 |
| Figura 64. Distribución del valor de velocidad de onda S en un modelo de capas horizontales sin capa de gas libre al variar la saturación en hidratos de gas.      | 126 |
| Figura 65. Distribución del valor de velocidad de onda S en un modelo de capas horizontales con capa de gas libre al variar la saturación en hidratos de gas.      | 126 |
| Figura 66. Sección apilada en tiempo TWT al variar la saturación en hidratos de gas, componente vertical, sin capa de gas libre.                                   | 127 |
| Figura 67. Sección apilada en tiempo TWT al variar la saturación en hidratos de gas, componente vertical, con capa de gas libre.                                   | 128 |
| Figura 68. Influencia de la saturación en hidratos de gas en la amplitud del BSR, componente vertical, modelo sin capa de gas libre.                               | 128 |
| Figura 69. Influencia de la saturación en hidratos de gas en la amplitud del BSR, componente vertical, modelo con capa de gas libre.                               | 129 |
| Figura 70. Influencia de la saturación en la amplitud del BSR registrado en las componentes vertical y horizontal del campo de onda, modelo sin capa de gas libre. | 131 |
| Figura 71. Influencia de la saturación en la amplitud del BSR registrado en las componentes vertical y horizontal del campo de onda, modelo con capa de gas libre. | 132 |

|   |     |
|---|-----|
| Figura 72. Marco tectónico del Caribe Colombiano.   | 134 |
| Figura 73. Zona de estabilidad de los hidratos de gas estimada a partir de la identificación del BSR en el Caribe Colombiano. | 136 |
| Figura 74. Interpretación de una sección sísmica del Caribe Colombiano.   | 136 |
| Figura 75. Influencia de la configuración estructural en la amplitud del BSR, Caribe Colombiano.                              | 137 |
| Figura 76. Variación lateral de la amplitud del BSR debido a la configuración estructural, Caribe Colombiano.                 | 139 |
| Figura 77. Velocidad de intervalo en función del tiempo TWT, CMP=4650 (a), 5375 (b) y 5525 (c), Caribe Colombiano.            | 139 |
| Figura 78. Estructuras de escape de fluidos identificadas en la línea sísmica, Caribe Colombiano.                             | 140 |

## LISTA DE TABLAS

|  | pág. |
|--|------|
| Tabla 1. Densidad de algunos hidratos de gas simples a 0°C.  | 39   |
| Tabla 2. Propiedades mecánicas del hielo y los hidratos de gas.  | 40   |
| Tabla 3. Velocidad de intervalo y densidad para el modelado de la propagación del campo acústico en una dimensión. | 94   |
| Tabla 4. Valores de parámetros elásticos utilizados en la generación de los modelos sintéticos.                    | 96   |
| Tabla 5. Parámetros de adquisición para el modelado acústico.  | 99   |
| Tabla 6. Parámetros mecánicos de los componentes de una roca sedimentaria con hidratos de gas.                     | 110  |

## LISTA DE APÉNDICES

|  | pág. |
|--|------|
| APÉNDICE A. Script Generación de modelo de velocidad         | 144  |
| APÉNDICE B. Código Conversión de modelo en sloth a velocidad | 146  |
| APÉNDICE C. Script Adición de cabeceras                      | 147  |
| APÉNDICE D. Script Migración en profundidad                  | 148  |

## RESUMEN

**TÍTULO:** Modelado sísmico de las propiedades acústicas y elásticas de los hidratos de gas y gas libre asociado.\*

**AUTOR:** GÓMEZ BERNAL, Leonardo.\*\*

**PALABRAS CLAVE:** hidratos de gas, modelado sísmico, capa de gas libre, saturación en hidratos, teoría de Biot.

## RESUMEN

Las formaciones de hidratos de gas hacen parte de los yacimientos de gas no convencionales. El reflector simulador del fondo marino, BSR, ha sido el principal criterio de exploración para estos depósitos. A partir del modelado de la propagación de campos de onda acústicos y elásticos sobre modelos sintéticos con una capa de gas libre debajo de la zona de estabilidad de los hidratos y sin ésta, se ha concluido que la magnitud de la influencia de la capa de gas libre en la anomalía en amplitud del BSR es mayor que la debida a la formación de los hidratos. La influencia de la saturación en hidratos sobre la amplitud del BSR se analizó integrando una extensión de la teoría de Biot para un medio de tres fases (granos de cuarzo, hidratos y agua) para calcular la velocidad de onda P, onda S y densidad del medio. En el registro del campo de onda compresional, el efecto de la saturación sobre la amplitud del BSR se observa enmascarado por la influencia de la capa de gas libre; sin embargo, en el registro del campo de onda transversal, su amplitud aumenta con respecto a la saturación en hidratos y es independiente de la existencia de una capa de gas libre. El registro de la del campo de onda transversal puede utilizarse, en futuras investigaciones y bajo un tratamiento adecuado de los datos sísmicos, para realizar estimaciones de la saturación en hidratos de gas. Los criterios obtenidos en el modelado fueron utilizados para interpretar el contexto para un caso de BSR en una sección sísmica adquirida en el Caribe Colombiano.

---

\* Trabajo de Grado.

\*\* Escuela de Geología. Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Universidad Industrial de Santander. Director: Jairo Alberto Torres Peña, M.Sc. Codirector: Herling González Álvarez, M.Sc.

## ABSTRACT

**TITLE:** Seismic modeling of acoustic and elastic properties of gas hydrates and associated free gas.\*

**AUTHOR:** GOMEZ BERNAL, Leonardo.\*\*

**KEY WORDS:** gas hydrates, seismic modeling, free-gas zone, hydrate saturation, Biot's theory.

## ABSTRACT

Gas hydrates formations are included into the unconventional gas reservoirs. Bottom simulating reflector, BSR, has been the main criterion of exploration for these deposits. Throughout the modeling of the propagation of acoustic and elastic wave fields over synthetic models with and without a free-gas zone beneath the stability zone of gas hydrates, we conclude that the magnitude of the influence of free-gas zone on the amplitude anomaly of BSR is greater than the influence due to gas hydrates formation. The influence of gas hydrates saturation on the amplitude of BSR was analyzed by integrating an extension of Biot's theory for a three-phase medium (quartz grains, hydrates and water) for calculating P-wave, S-wave velocities and density of the medium. In the seismograms of the compressional wave field, the effect due to hydrate saturation on BSR amplitude is masked by the influence of the free-gas zone; however, in the seismograms of the transversal wave field, its amplitude increases with hydrate saturation and it is independent of the existence of a free-gas zone. The record of the transversal wave field can be used for estimating gas hydrate saturations in future researching works and after accurate data processing. The criteria obtained from seismic modeling were used for interpreting the context of a BSR case in a seismic section acquired in Colombia Caribbean Sea.

---

\* Grade work.

\*\* School of Geology. Faculty of Physical Chemical Engineering. Universidad Industrial de Santander. Director: Jairo Alberto Torres Peña, M.Sc. Co-director: Herling González Álvarez, M.Sc.

## INTRODUCCIÓN

*“Experimentalmente se ha encontrado una propiedad de los gases naturales, antes desconocida, de formar depósitos de hidratos sólidos en la corteza terrestre bajo ciertas condiciones termodinámicas.”<sup>†</sup>*

La explotación y disminución de las reservas de combustibles fósiles ha generado la necesidad de explorar fuentes alternativas de energía para el sostenimiento del desarrollo económico en el que se encamina el planeta, entre las cuales se encuentran las formaciones de hidratos de gas, que han generado interés por su capacidad para hospedar grandes cantidades de hidrocarburos gaseosos en volúmenes relativamente reducidos.

La exploración geofísica constituye el primer acercamiento hacia la determinación de la existencia de depósitos de hidrocarburos y su aplicación en las acumulaciones de hidratos de gas ha permitido definir características indicadoras de ellas, las cuales, en su mayoría, son debidas al contraste de propiedades reológicas que se generan entre la zona de estabilidad de los hidratos y la capa saturada en gas que se forma debajo de ésta cuando las condiciones termodinámicas y de entrapamiento son favorables. Otras características indicativas de la formación de hidratos se asocian a la migración de fluidos que se da en estos ambientes, los cuales pueden tener un origen termógeno o biológico.

La característica indicadora de acumulaciones de hidratos de gas más importante es el reflector simulador del fondo marino o BSR, cuya respuesta depende de factores como la configuración estructural de los elementos geológicos, la saturación en hidratos y las propiedades porosas de la roca almacén, y la

---

<sup>†</sup> Vasil'ev et al., 1970, USSR State Register. A property of natural gases to come into combination with water under certain thermodynamic conditions in the Earth's sedimentary cover and to form gas hydrates deposits. Informe del descubrimiento de acumulaciones de hidratos de gas en los campos del norte de Siberia.

saturación en gases de las capas infrayacentes. El modelado de la propagación de ondas sísmicas es una herramienta que permite evaluar la influencia de estos factores en la respuesta sísmica, objetivo principal de este proyecto de investigación.

El modelado sísmico de la propagación de ondas fue llevado a cabo mediante el uso de algoritmos en diferencias finitas para las aproximaciones acústica y elástica de la ecuación de onda en la simulación de adquisiciones marinas. Esto ha permitido evaluar la influencia de la existencia de una capa saturada en gas debajo de la zona de formación de los hidratos con base en la respuesta sísmica al registrar el campo de presión y las componentes del campo de onda elástico. La aplicación de parámetros poroelásticos en el modelado permite observar el efecto de la saturación en hidratos de las rocas en el registro sísmico.

Los resultados han permitido establecer criterios de interpretación para la anomalía de amplitud del BSR basados en los cambios de amplitud en los registros sísmicos de la propagación de campos acústicos y elásticos, como debidos a la saturación en hidratos de la zona de estabilidad y a la presencia de una capa de gas libre infrayacente.

Las primeras tres secciones del documento recopilan los objetivos, metodología e hipótesis iniciales de trabajo que dieron inicio al presente proyecto de investigación.

El cuarto capítulo corresponde a una revisión de los aspectos geológicos y geofísicos de las acumulaciones de hidratos de gas, sus propiedades y composición, los modelos que se han propuesto para su formación y los indicadores característicos aplicados para su prospección.

En el quinto capítulo, se presenta una síntesis de la fenomenología de la propagación de ondas sísmicas en medios elásticos y porosos y las ecuaciones que gobiernan esta propagación. También incluye una introducción al método de

solución numérica de ecuaciones diferenciales a través de diferencias finitas y su aplicación en la solución de la ecuación de onda para medios acústicos y elásticos.

La sexta parte del documento consta de los resultados obtenidos en el modelado del campo de onda acústico sobre modelos geológicos sintéticos que incluyen capas con acumulaciones de hidratos de gas y gas libre, los cuales corresponden a contextos geológicos observados en formaciones de hidratos. En el séptimo capítulo se presentan los resultados del registro de las componentes vertical y horizontal del campo de onda elástico en los modelos geológicos propuestos.

El octavo capítulo corresponde a la aplicación de los criterios obtenidos en el modelado para la interpretación de una línea sísmica adquirida en el Caribe Colombiano y en la que se han observado características asociadas a la formación de depósitos de hidratos de gas. Estas características constituyen también un indicador del posible mecanismo de formación de los hidratos y la fuente de los fluidos.

# **1 OBJETIVOS**

## **1.1 OBJETIVO GENERAL**

Evaluar la respuesta de la amplitud sísmica utilizando aproximaciones acústica, elástica y poro-elástica en el modelado de saturaciones de hidratos de gas y gas libre asociado.

## **1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

Identificar las características de las distintas respuestas generadas al aplicar aproximaciones de carácter acústico, elástico y poro-elástico en la simulación de la propagación de campos de onda en medios sedimentarios con acumulaciones de hidratos de gas y gas libre.

Establecer los parámetros que afectan los cambios de amplitud en el BSR debido a la presencia de gas libre y bajo una determinada saturación de hidratos sólidos.

Obtener la respuesta sísmica generada en la amplitud al modelar las propiedades sedimentarias de un medio poroso de matriz siliciclástica bajo diferentes grados de saturación de hidratos de gas y gas libre en dichos medios.

Evaluar la contribución relativa del metano gaseoso comparada con la del hidrato de metano sólido en la formación de la anomalía sísmica del BSR.

## 2 METODOLOGÍA

El proceso de desarrollo del trabajo de grado está orientado al modelado de las propiedades acústicas y elásticas de capas sedimentarias con presencia de hidratos de gas y gas libre asociado.

### 2.1 Etapa I. Revisión bibliográfica

Esta etapa consta de dos fases las cuales se centran en los dos aspectos de mayor relevancia dentro del trabajo de grado. La primera fase corresponde a la contextualización de los aspectos geológicos que controlan la formación de los hidratos de gas, es decir, de sus características y propiedades, los modelos de génesis, las condiciones necesarias para su cristalización, los contextos geológicos en los que se presentan y su relación con la existencia de una zona de estabilidad.

En la segunda fase, se realizará una contextualización en la fenomenología de la propagación de campo de onda y el modelado de medios a través de los cuales éstos se propagan. De manera progresiva se iniciará con la propagación de campos de onda en medios acústicos (es decir, en los que se propagan únicamente ondas compresionales o P), para dar lugar posteriormente al modelado de medios elásticos (en los que se propagan ondas de carácter compresional, o tipo P, y transversal, también denominadas ondas S) y finalizar con la incorporación de medios poro-elásticos (considerando la porosidad del medio).

El resultado de esta etapa será una compilación de los aspectos teóricos tanto geológicos como de las propiedades físicas orientadas al modelado de la propagación de campos de onda en medios geológicos con presencia de hidratos de gas y su respuesta en secciones sísmicas.

## **2.2 Etapa II. Implementación en códigos de Seismic Un\*x**

Para cada uno de los modelos de medio tenidos en cuenta en la revisión de la etapa anterior se generará un código computacional que considere las propiedades sísmicas acústicas, elásticas y poro-elásticas de los materiales geológicos en los cuales se encuentran los hidratos de gas.

Estos códigos permitirán la realización de adquisiciones sísmicas sintéticas, desarrollando la ecuación que gobierna la propagación de ondas en el subsuelo, mediante métodos numéricos para su solución o a través de la aplicación de paquetes de Seismic Un\*x que utilizan este tipo de soluciones para simular dicha propagación. Se hace necesario, en particular, desarrollar el código para medios poro-elásticos debido a que Seismic Un\*x no lo contiene.

## **2.3 Etapa III. Aplicación a datos sintéticos.**

Esta etapa corresponde a la aplicación de los códigos generados anteriormente para la adquisición de secciones sísmicas sobre modelos de perfiles de subsuelo que describen contextos geológicos en los que se encuentran acumulaciones de hidratos de gas. A estos datos se les aplicará un tratamiento básico, que consta del ordenamiento de las trazas por CMP, análisis de velocidad, corrección NMO y apilado, necesario para la generación de una imagen sísmica sintética de la sección estudiada. Los datos utilizados en esta etapa se encuentran disponibles en diferentes publicaciones (Lin et al., 2009, Thakur y Rajput, 2011). El procesamiento sísmico básico de los datos se realizará utilizando, igualmente, códigos y paquetes de Seismic Un\*x diseñados para tal fin (Forel, 2005). Igualmente, se obtendrán las respuestas sísmicas generadas al aplicar un modelado poro-elástico para el medio, utilizando diferentes valores en los parámetros de éste (porosidad, saturación en hidratos de gas, saturación en gas libre).

Las trazas generadas en las adquisiciones sísmicas permitirán la identificación de los criterios geofísicos propuestos como indicadores de la presencia de hidratos de gas y sus características, tales como la respuesta en la amplitud y polaridad de los reflectores y el tiempo de propagación de la onda en el medio.

#### **2.4 Etapa IV. Aplicación a datos reales.**

El objetivo de esta etapa es la validación de los criterios obtenidos durante el modelado de la propagación de campos de onda en capas sedimentarias que presentan acumulaciones de hidratos de gas. Los criterios se aplicarán en la interpretación de una sección sísmica del Caribe Colombiano en la que se han identificado algunos indicadores de la presencia de hidratos en el subsuelo.

### 3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Las hipótesis iniciales que justificaron la realización del presente proyecto de investigación fueron las siguientes:

1. Los cambios de amplitud están asociados a la presencia de gas libre y no necesariamente a la formación de hidratos (González y Calle, 2012).
2. La amplitud del BSR permite realizar una estimación de la saturación en hidratos de las rocas.
3. Pueden plantearse escenarios en los depósitos de hidratos de gas a partir de los resultados del modelado sísmico.

## 4 INTRODUCCIÓN A LOS HIDRATOS DE GAS

### 4.1 ASPECTOS PRELIMINARES

El término gas natural se refiere a aquellos gases minerales que se encuentran en rocas reservorio del subsuelo. Estos gases están asociados comúnmente a petróleo y están formados por una mezcla de hidrocarburos como metano, etano y propano, y algunas sustancias no hidrocarbonadas como ácido sulfhídrico, dióxido de carbono, nitrógeno e, incluso, agua (Carroll, 2003).

Los depósitos de gas no convencionales se definen como aquel gas natural que no puede ser producido a tasas de flujo o volúmenes económicamente viables de gas natural, a menos que el pozo sea estimulado mediante un tratamiento de fractura hidráulica, perforación horizontal, múltiples sitios de perforación, o alguna otra técnica para exponer de una manera más eficiente el reservorio a la extracción (Perry et al., 2007, en Thakur y Rajput, 2011). Estos depósitos abarcan los yacimientos hospedados en areniscas apretadas, gas asociado a shales, asociado a mantos de carbón, los depósitos en zonas sobrepresionadas y las formaciones de hidratos de gas, entre otros.

Los hidratos de gas se forman de manera natural en ambientes que presentan regímenes de altas presiones, bajas temperaturas y disponibilidad de agua y gases de bajo peso molecular. Son compuestos no estequiométricos\* en los que el agua es una de las partes integrantes de la estructura cristalina y la molécula huésped corresponde a moléculas de hidrocarburos gaseosos que se encuentran atrapadas entre las moléculas de agua (Thakur y Rajput, 2011). Fueron descubiertos en 1969 en la zona de casquete polar, en el Campo Messoyakhi y

---

\* Un compuesto no estequiométrico es aquel que no posee una fórmula química definida, debido a la variedad de especies dentro del mismo y la variabilidad de sus proporciones.

Ust-Vilyui, en la parte norte de Siberia. Las primeras extracciones de gas a partir de hidratos fueron realizadas en estos campos mediante la inyección de metanol.

Las estimaciones del volumen de los depósitos de hidratos de gas dependen de variables como el espesor teórico de la capa de hidratos, su grado de saturación, la porosidad del medio, su extensión y los parámetros de recuperación de hidratos y de gas; éstas han sido modificadas a medida que se obtiene información acerca de los procesos de formación de los hidratos de gas, se desarrollan nuevas técnicas, se realizan adquisiciones de alta resolución, se hacen mediciones de perforación y se obtienen muestras de hidratos. El volumen estimado recientemente de metano presente en hidratos de gas en el mundo es de 1 a  $5 \times 10^{15}$  m<sup>3</sup> (Milkov, 2004, en Thakur y Rajput, 2011), y alrededor de 70 acumulaciones grandes de hidratos han sido descubiertas en plataformas oceánicas y continentales a través de métodos indirectos o muestreo directo (ver Figura 10).

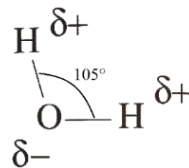
El estudio de los hidratos de gas se ha centrado en su papel como fuente de energía, como un factor dentro del cambio climático global y como una amenaza geológica en el ambiente marino. Los hidratos de gas se encuentran formando un equilibrio metaestable con el ambiente en sedimentos marinos, por lo que los cambios en los regímenes de presión y temperatura pueden ocasionar su inestabilidad en una escala de cientos a miles de años, dependiendo de las propiedades térmicas de los sedimentos presentes. La cantidad de metano atrapada en hidratos de gas naturales se ha calculado en 3000 veces la cantidad presente en la atmósfera actual, por lo que estos compuestos representan un gran riesgo como aporte de gases que favorecen el efecto invernadero.

## 4.2 ESTRUCTURA CRISTALINA Y MORFOLOGÍA DE LOS HIDRATOS DE GAS

Un hidrato de gas es una estructura cristalina en la que hidrocarburos gaseosos tales como metano ( $\text{CH}_4$ ), etano ( $\text{C}_2\text{H}_6$ ), propano ( $\text{C}_3\text{H}_8$ ) y pentano ( $\text{C}_5\text{H}_{12}$ ) se encuentran atrapadas entre las moléculas de agua (Hardage y Roberts, 2006, en Thakur y Rajput, 2011).

Las moléculas de agua están constituidas por un átomo de oxígeno unido mediante enlaces covalentes a dos átomos de hidrógeno formando un ángulo de  $105^\circ$ , aproximadamente. Debido a que en el átomo de oxígeno se encuentran dos pares de electrones libres que inducen una carga negativa en la molécula hacia éste ( $\delta^-$ ) y una pequeña carga positiva hacia los átomos de hidrógeno ( $\delta^+$ ) (ver Figura 1), las moléculas tienden a alinearse de tal manera que un átomo de hidrógeno se encuentre cerca de un átomo de oxígeno de otra molécula, según la diferencia de cargas inducidas. Esta atracción electrostática entre las moléculas de agua, que permite su alineamiento, se denomina puente de hidrógeno y su magnitud es de alrededor la décima o veinteava parte de la correspondiente a un enlace covalente (Carroll, 2003).

**Figura 1.** Representación de una molécula de agua.



Fuente: Carroll, 2003

A diferencia del hielo, en el que las moléculas de agua se unen formando anillos de seis miembros, es decir, patrones hexagonales, en los hidratos, éstas se organizan formando anillos de 4, 5 o 6 moléculas, lo que permite que las moléculas de agua puedan formar las estructuras cristalinas tridimensionales de

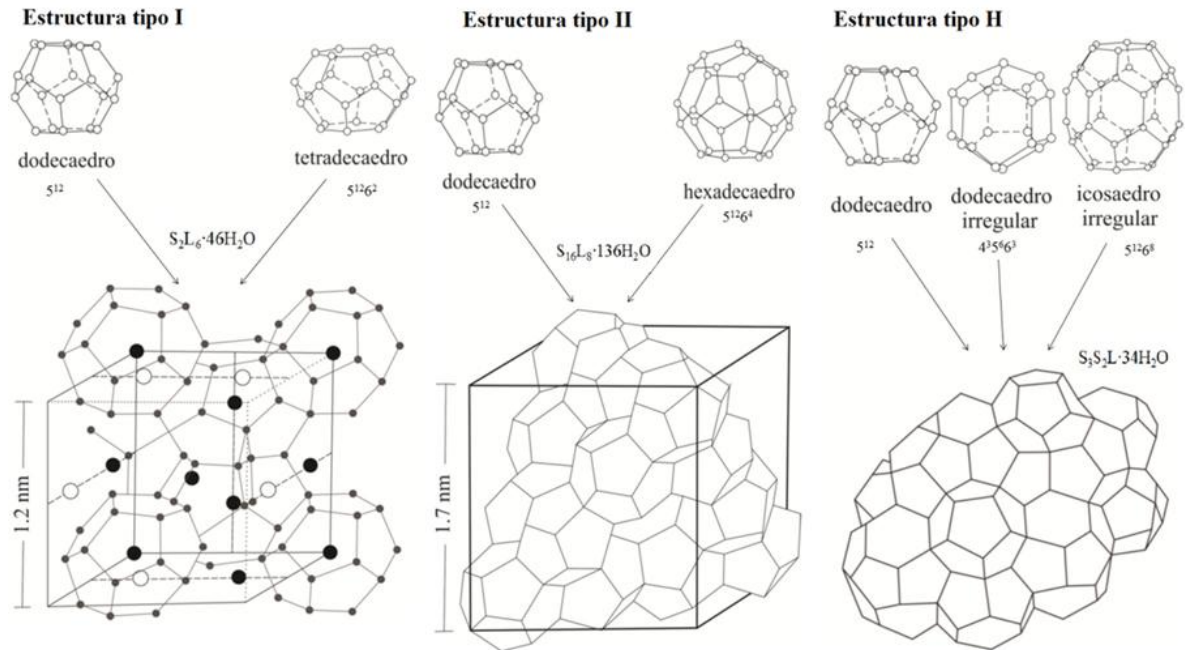
los hidratos de gas, con cavidades dentro de las que se entrampan las moléculas huéspedes.

Los compuestos huéspedes permiten que las moléculas de agua alineadas se estabilicen y que los hidratos sólidos precipiten. La estabilidad es debida a fuerzas de van der Waals, atracciones entre moléculas que no corresponden a interacciones electrostáticas, sin las que la estructura colapsaría en cristales de hielo o agua líquida (Nikitin, 1940, en Makogon, 1997). En los hidratos de gas, no existen enlaces químicos entre las moléculas hospedadoras y las huéspedes, de tal manera que éstas pueden rotar libremente dentro de las cavidades (Carroll, 2003).

El grado de saturación de la estructura de los hidratos es la proporción de vacíos que se encuentran ocupados por moléculas huéspedes en la red cristalina. Un metro cúbico de hidratos de gas bajo una saturación del 100% tiene la capacidad para hospedar  $164 \text{ m}^3$  de metano, a condiciones estándar (Kvenvolden, 1993, en Thakur y Rajput, 2011), aunque puede variar entre 70 y  $300 \text{ m}^3$  de gas (Makogon, 1997). El mayor grado de saturación de metano que se ha reportado fue del 99% y, por lo general, las saturaciones oscilan entre 60 y 70%. La cantidad de moléculas huéspedes que una red cristalina de hidratos de gas puede atrapar depende de su geometría (espacios disponibles en la estructura y tipo de red cristalina), la temperatura en la que se encuentra (las bajas temperaturas favorecen el atrapamiento) y la presión (son favorables las altas presiones).

Se han reconocido tres estructuras importantes bajo las cuales cristalizan los hidratos de gas, diferenciables en la forma, tamaño y distribución de las cavidades que forman las moléculas de agua (Carroll, 2003) (ver Figura 2). A condiciones de presión y temperatura fuera del rango de los ambientes naturales, estos compuestos presentan patrones cristalinos diferentes (Makogon, 1997).

**Figura 2.** Estructuras cristalinas de los hidratos de gas.



Fuente: Makogon, 1997, Carroll, 2003, Thakur y Rajput, 2011. Se muestran las fórmulas generalizadas de cada celda cristalina.

#### 4.2.1 Estructura I

La celda unitaria consiste en 46 moléculas de agua que forman dos cavidades pequeñas (dodecaedro,  $5^{12}$ )\* y seis cavidades medianas (tetradecaedro cúbico,  $5^{12}6^2$ ). Las moléculas huéspedes presentan diámetros de 3.73 a 4.33 Å y corresponden comúnmente a  $CH_4$ ,  $C_2H_6$ ,  $CO_2$ , y  $H_2S$ ; el etano puede ocupar únicamente las cavidades grandes. Bajo un grado de saturación de 100% contiene 1 mol de metano por cada 5.75 mol de agua.

---

\* Esta notación indica la forma del poliedro que hace parte de la celda cristalina. El coeficiente indica el número de lados que poseen las caras, y el superíndice la cantidad de caras de ese tipo que contiene el poliedro. De esta manera, un poliedro  $5^{12}6^8$  está formado por 12 caras pentagonales y 8 hexagonales.

#### 4.2.2 Estructura II

La celda unitaria consta de 136 moléculas de agua que forman 16 cavidades pequeñas ( $5^{12}$ ) y 8 cavidades grandes (hexadecaedro cúbico,  $5^{12}6^4$ ). Las moléculas huéspedes pueden tener diámetros de 3.93 a 4.73 Å para las cavidades medianas. Pueden incluir moléculas más grandes que las de la estructura I, como nitrógeno (cuyas moléculas pueden ocupar ambas cavidades), propano e isobutano. Igualmente, tiene la capacidad de contener una mayor cantidad de hidrocarburos por masa de agua (1 mol de metano por 5.67 mol de agua, bajo una saturación de 100%).

#### 4.2.3 Estructura H

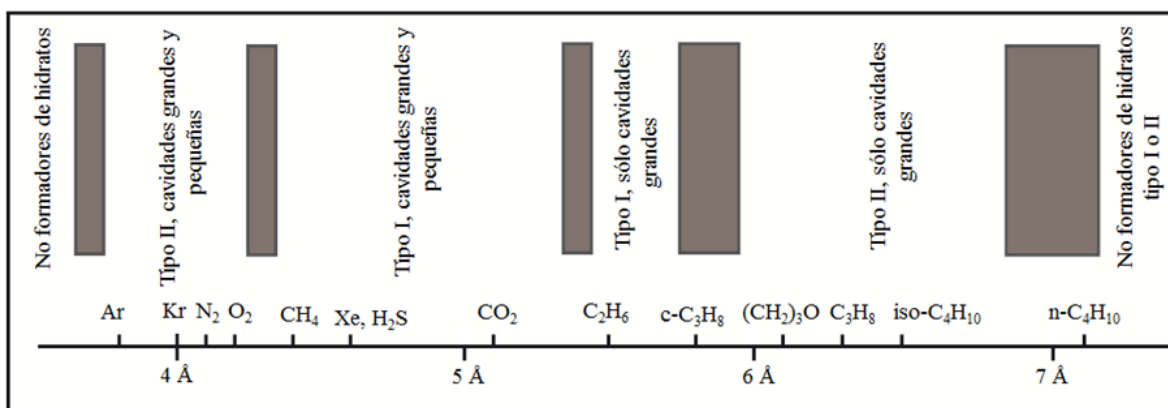
No es una estructura común en la naturaleza. Ha sido identificada en el área de Bush Hill del Golfo de México (Sassen y Macdonald, 1994, en Thakur y Rajpuit, 2011). La celda unitaria está constituida por 34 moléculas de agua y se forma por la combinación de tres tipos de estructuras hexagonales: tres cavidades pequeñas (dodecaedro,  $5^{12}$ ), dos medianas (dodecaedro irregular,  $4^35^66^3$ ) y una grande (icosaedro irregular,  $5^{12}6^8$ ), la cual puede ser ocupada por butano, neohexano, cicloheptano o moléculas de mayor orden. Estos hidratos requieren de la presencia de moléculas pequeñas como metano para que estabilizar las moléculas huéspedes propias de esta estructura.

Las estructuras I y II son estables bajo un grado de saturación del 70% por una sola molécula huésped. Cuando las cavidades de la estructura son ocupadas por moléculas de un solo tipo se denominan hidratos simples. El análisis de resultados experimentales ha indicado que el grado de saturación de las cavidades grandes es igual o muy cercano a uno. En las cavidades pequeñas esta proporción puede variar desde cero hasta uno (Makogon, 1997).

Existe una relación entre el tamaño de las moléculas huéspedes y el tipo de hidrato formado (ver Figura 3). Las moléculas con tamaños inferiores a 3.8 Å o

superiores a 7 Å, aproximadamente, no forman hidratos de gas tipo I o II. Tampoco hospedan gases muy solubles en agua, dado que éstos comúnmente no forman hidratos, o compuestos que interfieren con los enlaces de puente de hidrógeno del agua.

**Figura 3.** Relación entre el tamaño de las moléculas huéspedes y la estructura cristalina de los hidratos de gas.



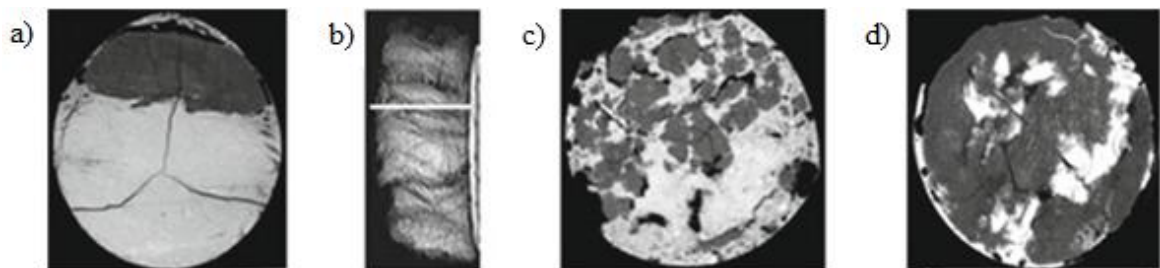
Fuente: Von Stackelberg, 1949, en Carroll, 2003.

La nucleación de los cristales de hidratos ocurre en la interfaz agua-gas dentro de los poros de las rocas y la acumulación de los hidratos puede darse en la fase líquida del agua o en el gas. La tasa de formación de los cristales está determinada por la intensidad de los procesos de difusión y absorción del gas y el agua hacia los hidratos y la efectividad de la remoción del calor de cristalización. Durante la formación de los hidratos existe un flujo de gas disuelto hacia la superficie del cristal que se forma. La diferencia entre las presiones parciales del gas disuelto en agua y en la superficie del cristal es la fuerza que induce la difusión de las moléculas de gas hacia los hidratos y, por lo tanto, el crecimiento de los cristales (Makogon, 1997).

Durante su crecimiento, los hidratos de gas crean su propio espacio alterando la matriz de los sedimentos (Suess et al., 1979, en Thakur y Rajput, 2011). La morfología que presentan los hidratos depende del tipo de moléculas huéspedes,

el medio de formación, el estado físico de las moléculas huéspedes y el agua, las condiciones de transporte molecular hacia la superficie de crecimiento del cristal, el tipo de cristalización, las condiciones de presión y temperatura y el espacio físico en el que se da el proceso de formación del cristal, entre otros. Los hidratos primarios se encuentran ocupando los espacios porales y cementando el armazón; se presentan como granos o partículas individuales en forma dispersa, cuando el tamaño de la inclusión no sobrepasa el tamaño de los poros. Cuando la inclusión es mayor al tamaño del poro, se presentan en forma de nódulos con tamaños desde algunos milímetros hasta centímetros (Figura 4, c), venas (b), masivo (d) o como láminas o capas con espesores de hasta unos pocos centímetros (a), destruyendo la porosidad de la roca hospedadora. El crecimiento de nódulos da lugar a la formación de acumulaciones de hidratos de gas en forma de lentes que pueden tener decenas de centímetros de espesor y varios metros de extensión, o llegar a extenderse por decenas o cientos de kilómetros, con varios metros de espesor, bajo condiciones favorables. Los hidratos secundarios son aquellos que se encuentran rellenando fracturas (Makogon, 1997).

**Figura 4.** Modo de ocurrencia de los hidratos de gas dentro de los sedimentos.



Fuente: Thakur y Rajput, 2011 (Perforación en Blake Ridge, Océano Atlántico Oeste).

### 4.3 ALGUNAS PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS HIDRATOS DE GAS

#### 4.3.1 Densidad

La densidad de los hidratos de gas es muy similar a la del hielo, excepto los hidratos simples de dióxido de carbono y ácido sulfhídrico que son más densos que éste e incluso ligeramente más que el agua (ver Tabla 1).

**Tabla 1.** Densidad de algunos hidratos de gas simples a 0°C.

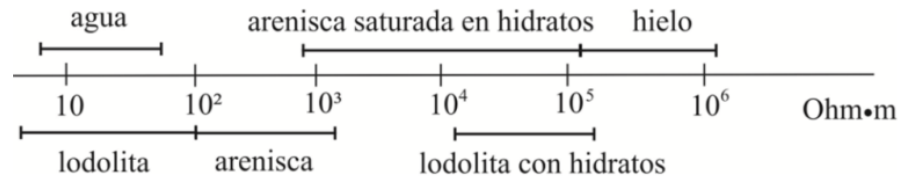
| Molécula huésped | Tipo de hidrato | Densidad (g/cm <sup>3</sup> ) |
|------------------|-----------------|-------------------------------|
| Metano           | I               | 0.913                         |
| Etano            | I               | 0.967                         |
| Propano          | II              | 0.899                         |
| Isobutano        | II              | 0.934                         |
| CO <sub>2</sub>  | I               | 1.107                         |
| H <sub>2</sub> S | I               | 1.046                         |
| N <sub>2</sub>   | II              | 0.995                         |
| Hielo            | -               | 0.917                         |

Fuente: Carroll, 2003, Makogon, 1997.

#### 4.3.1 Propiedades eléctricas

Los hidratos de gas se caracterizan por una alta resistividad eléctrica ( $\lambda$ ) (ver Figura 5), la cual presenta una fuerte correlación con la permitividad acústica ( $V$ ) de la roca que los contiene. Si el producto  $V\lambda \geq 100$  entonces existen hidratos de gas en el perfil sedimentario y es proporcional al grado de saturación de hidratos. Cuando  $V\lambda \sim 400$ , el coeficiente de saturación de hidratos es aproximadamente igual a 1, es decir, se encuentran capas formadas completamente por hidratos (Makogon, 1997).

**Figura 5.** Rango de resistividad de los hidratos de gas y algunas rocas sedimentarias.



Fuente: Carroll, 2003.

### 4.3.2 Propiedades elásticas

El comportamiento mecánico de los hidratos de gas depende de sus condiciones de formación, su composición y estructura, el grado de solidificación y el tiempo de estabilización. Algunos parámetros mecánicos se muestran en la Tabla 2.

**Tabla 2.** Propiedades mecánicas del hielo y los hidratos de gas.

| Propiedad  | Hielo | Hidrato      |               |
|--|-------|--------------|---------------|
|  |       | Estructura I | Estructura II |
| Módulo de Young (T=268 K, P=10 <sup>9</sup> Pa)              | 9.5   | 8.4          | 8.4           |
| Módulo de compresibilidad volumétrica (T=272 K)              | 8.8   | 5.6          | -             |
| Módulo de cizalla (T=272 K)                                  | 3.9   | 2.4          | -             |
| Relación de Poisson  | 0.33  | 0.33         | 0.33          |
| Velocidad de onda P, km/s (T=273 K)                          | 3.8   | 3.3          | 3.6           |
| Relación de velocidades (longitudinal/transversal) (T=273 K) | 1.88  | 1.95         | -             |

Fuente: Makogon, 1997.

#### 4.4 CONDICIONES DE ESTABILIDAD

Una zona de formación de hidratos de gas corresponde a un espesor de roca permeable, usualmente sedimentaria, cuyos regímenes de presión y temperatura coinciden con la existencia estable de éstos. Los rangos de presión en los que se forman los hidratos están entre 2 y 50 MPa, y entre  $-9$  y  $7^{\circ}\text{C}$  para la temperatura (Makogon, 1997). Debido a las altas presiones, los hidratos de gas cristalizan por encima del punto de fusión del agua en condiciones atmosféricas. Las concentraciones de hidratos de gas conocidas se encuentran en márgenes continentales y algunos casquetes polares, donde se da el suministro suficiente de hidrocarburos livianos, cuya concentración debe superar su solubilidad en el agua (0.045% v/v) y la fuerza iónica del agua para su formación (Kvenvolden, 1993, en Thakur y Rajput, 2011). Se considera que el 90% de las márgenes continentales son favorables para la formación de los hidratos de gas.

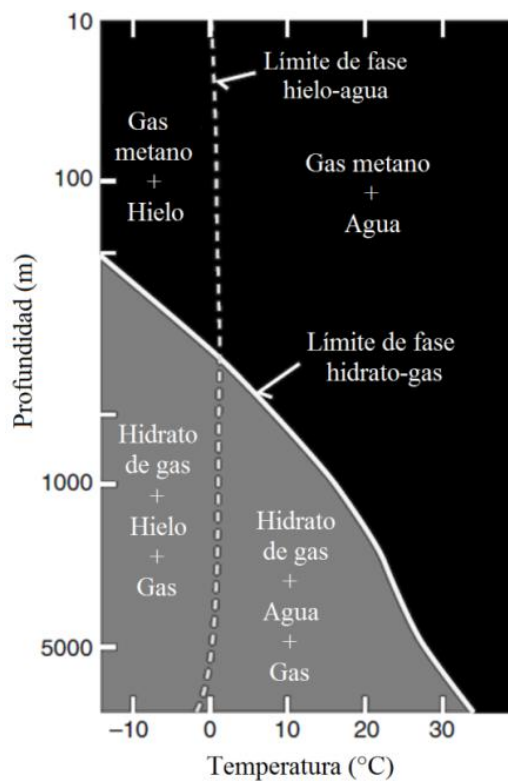
Las condiciones de formación de los hidratos de gas en el subsuelo de las zonas de casquetes polares (depósitos de *permafrost*) se dan gracias a la presión litostática generada por los sedimentos y las bajas temperaturas superficiales. En las regiones tropicales, la disminución de la temperatura en el fondo marino a unos cientos de metros respecto a la superficie, junto a la presión ejercida por la columna de agua, permite la cristalización de los hidratos en los sedimentos.

Los factores que afectan la cristalización y estabilidad de los hidratos de gas abarcan el espesor de la columna de agua, el potencial generador de metano, el gradiente hidrotermal, la conductividad térmica de los sedimentos, el flujo de calor, la composición del gas disponible, las rutas de migración para el gas y/o el agua, la presencia de rocas reservorio y sello, y la salinidad del agua poral. (Kvenvolden, 1993, en Thakur y Rajput, 2011).

#### 4.4.1 Disponibilidad de metano

La solubilidad del metano determina la cantidad mínima requerida para formar hidratos de gas. El gas disuelto puede coexistir a altas temperaturas con gas en forma libre o, a bajas temperaturas y altas presiones, con hidratos de gas sólidos (ver Figura 6). Dependiendo de la abundancia de agua, esta puede presentarse como una fase líquida o como hielo, de acuerdo a las condiciones de temperatura del medio. La presencia de hidratos facilita la formación de cristales posteriores debido a que la temperatura generada por la cristalización incrementa la concentración de equilibrio. El pico de solubilidad para el metano se presenta a lo largo del equilibrio de las tres fases (hidratos de gas, gas libre y agua) y coincide con la base de la zona de estabilidad de los hidratos. Dentro de esta zona, la solubilidad no depende de la presión y sólo aumenta junto con la temperatura.

**Figura 6.** Curva de estabilidad estimada de los hidratos de gas, considerando gas metano y agua pura.



Fuente: Kvenvolden, 1998, en Thakur y Rajput, 2011.

#### 4.4.2 Presión hidrostática

La máxima presión atmosférica se da en la superficie del océano, donde alcanza el valor de 1 atm (101.325 kPa). Dentro de la columna de agua, la presión aumenta alrededor de 1 atm cada 10 m. El agua presente en los poros de los sedimentos también contribuye con el aumento de la presión hidrostática, la cual está dada por la ecuación

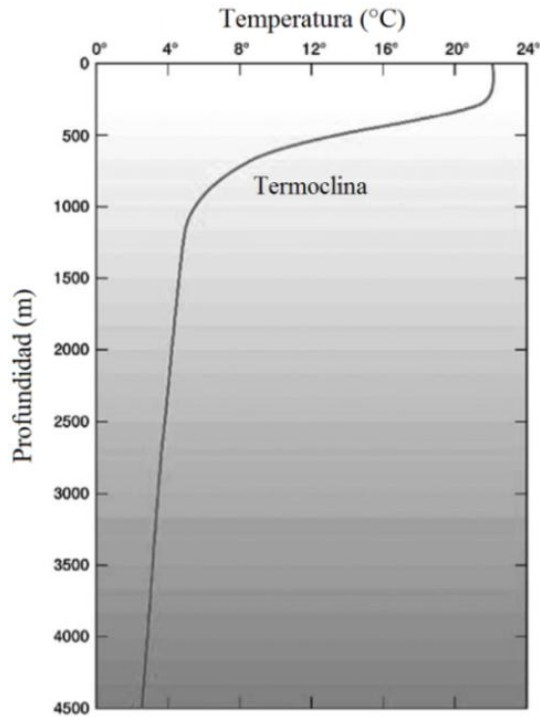
$$P(z) = z\rho_s g, \quad (1.1)$$

donde  $P(z)$  es la presión para un punto dado en términos de profundidad,  $z$  es el espesor de la columna de agua dado por la profundidad del fondo marino sumada con la distancia entre éste y el punto para el cual se calcula la presión,  $\rho_s$  es la densidad del agua marina, la cual varía con la profundidad, y  $g$  es la aceleración de la gravedad, que depende de la latitud.

#### 4.4.3 Gradiente hidrotermal

El gradiente hidrotermal presenta varias zonas dentro de su distribución. La capa mixta es la zona superficial cálida del océano que alcanza profundidades entre 100 y 200 m; su temperatura prácticamente no varía gracias a las corrientes oceánicas y va desde 30°C en los trópicos hasta los 0°C en los polos. La capa termoclina va desde 200 hasta 1000 m de profundidad y su temperatura disminuye rápidamente hasta llegar a 5 o 3°C en su parte inferior. Esta capa alcanza la máxima profundidad en latitudes medias y es más somera en el Ecuador y en altas latitudes; es ausente en algunas regiones polares donde el gradiente hidrotermal es máximo. A lo largo de ella, el gradiente de temperatura puede variar de 0.2 a 0.5°C por cada 100 m. Por debajo de la capa termoclina, a profundidades de 1000 a 2000 m, la temperatura es prácticamente constante alrededor de 3 o 4°C (ver Figura 7).

**Figura 7.** Variación de la temperatura en la columna de agua en el océano.



Fuente: Thakur y Rajput, 2011.

#### 4.4.4 Gradiente geotérmico

La temperatura del fondo marino es una referencia para determinar la distribución de la temperatura en los sedimentos, la cual es una función lineal de la profundidad respecto al fondo marino:

$$T_z = T_0 + Gz, \quad (1.2)$$

en la que,  $T$  es la temperatura a una profundidad  $z$ ,  $T_0$  es la temperatura en el fondo marino y  $G$  es el gradiente geotérmico. En la parte superior del subsuelo, el patrón de incremento en la temperatura depende del flujo de calor, el cual está dado por la expresión

$$Q = K \frac{\Delta T}{\Delta z} = KG, \quad (1.3)$$

donde,  $Q$  es el flujo de calor,  $K$  es la conductividad térmica de las rocas presentes y  $G$  es el gradiente geotérmico ( $\Delta T/\Delta z$ ). El gradiente geotérmico depende de las propiedades térmicas de las rocas y el contexto tectónico. El gradiente y la conductividad térmica pueden ser estimados mediante sondeos superficiales, mediciones de pozo y a través de la profundidad de ocurrencia del BSR (Reflector Simulador del Fondo Marino) (López, 2005, p. ej.). Los gradientes geotérmicos altos ocasionan que la zona de estabilidad sea delgada, mientras que, en regiones donde presenta valores bajos, la capa de hidratos presenta mayores espesores (Thakur y Rajput, 2011).

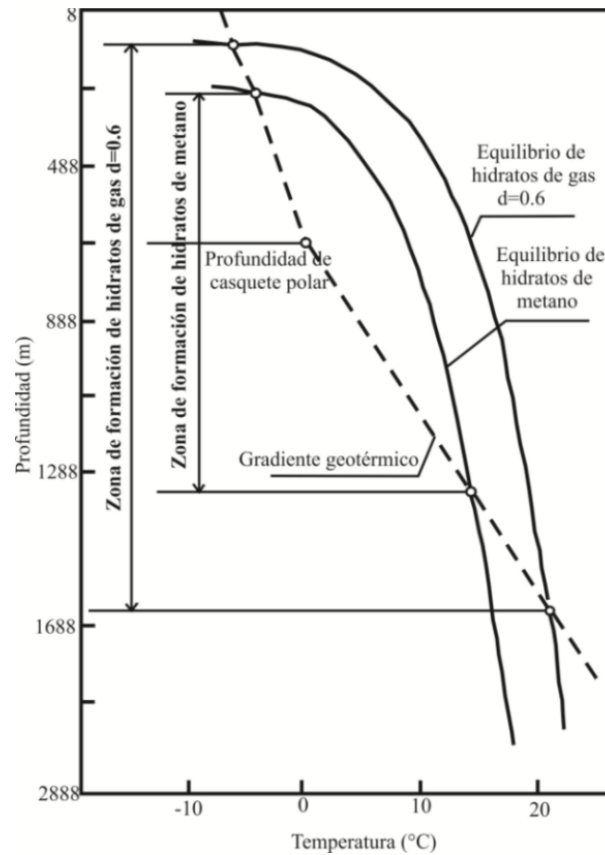
El equilibrio de fases de los hidratos de gas ha sido establecido a través de estudios de síntesis de hidratos en laboratorio, métodos empíricos y consideraciones teóricas. El tope de su zona de estabilidad está determinado por el inicio de las condiciones de presión y temperatura para la cristalización y en el límite inferior por la profundidad de intersección de la curva de gradiente geotérmico y la de estabilidad de las tres fases de los hidratos de metano en equilibrio con agua (Kvenvolden, 1998, en Thakur y Rajput, 2011) (ver Figura 8). En las regiones polares, el tope de la zona de estabilidad de los hidratos de gas se ha encontrado a profundidades de 150 m. Cuando la temperatura del fondo marino es de 0°C, este tope se ha encontrado a 300 m, donde el aporte de calor del interior terrestre es suficiente para su estabilidad. En las regiones tropicales, donde la temperatura de la superficie marina es de aproximadamente de 25°C, y disminuye a través de la columna de agua, el límite superior de la zona de estabilidad es más somero (Thakur y Rajput, 2011).

#### **4.4.5 Presencia de sustancias disueltas**

La salinidad del agua de formación está directamente relacionada con la capacidad de los sedimentos para hospedar hidratos de gas. La salinidad promedio del agua marina es de 3.5%. Las sales disueltas (electrolitos) afectan el potencial químico del agua, disminuyendo la solubilidad del metano (haciendo que

se requiera menor cantidad de gas disponible para formar los hidratos) y aumentando la presión de disociación (afectando la estabilidad de las estructuras cristalinas). El efecto sobre la presión de disociación es mayor que el realizado sobre la solubilidad del metano, por lo que los electrolitos ejercen un efecto inhibitorio hacia la formación de los hidratos.

**Figura 8.** Determinación del intervalo de estabilidad de los hidratos de gas.

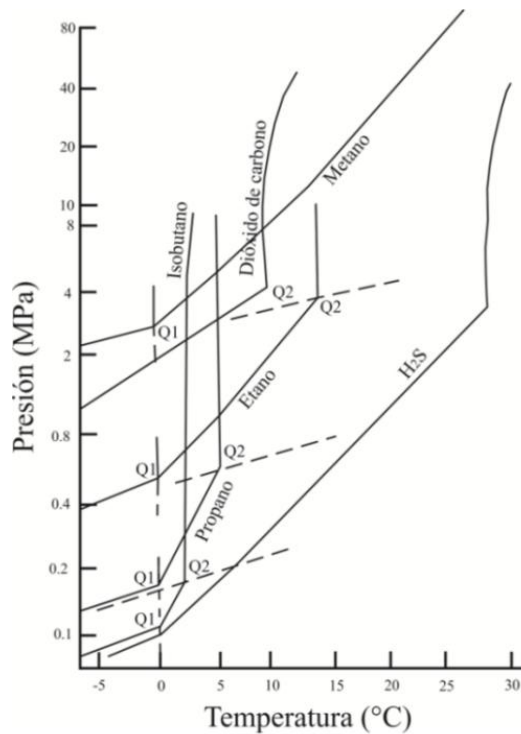


Fuente: Makogon, 1997.  $d$  es la densidad relativa de los gases.

La presencia de algunas sustancias mezcladas con el metano, como ácido sulfhídrico ( $H_2S$ ), dióxido de carbono ( $CO_2$ ), etano ( $C_2H_6$ ) y propano ( $C_3H_8$ ), favorece la cristalización de los hidratos de gas, haciendo que se requieran temperaturas menos bajas y temperaturas no tan altas, ya que sus condiciones de estabilidad son más “fáciles” de alcanzar comparadas con las del metano (ver

Figura 9)\*. Otras sustancias como  $N_2$ , por el contrario, hacen que se requieran presiones más altas y/o temperaturas más bajas para la estabilidad de los hidratos.

**Figura 9.** Curvas de equilibrio de fases para hidratos de diferentes gases.



Fuente: Katz et al., 1959, en Makogon, 1997, Carroll, 2003. Se indican los puntos cuádruples de las fases presentes dentro del rango de presión y temperatura mostrado.

\* Los diagramas de estado heterogéneo para el sistema hidrato-agua-gas se caracterizan por la presencia de varios puntos cuádruples. El primer punto cuádruple representa el equilibrio del hidrato, el hielo, el gas sólido o condensado y las fases gaseosas. Generalmente, este punto ocurre a temperaturas muy bajas y altas presiones. En el segundo punto cuádruple se encuentran en equilibrio el hidrato, el hielo, el agua y las fases gaseosas. En el tercer punto, el hidrato, el gas condensado, el agua y las fases gaseosas. En el cuarto punto, correspondiente a la máxima temperatura de estabilidad del hidrato en la región de agua líquida, las fases que coexisten son el hidrato, el hielo "caliente" (formado a altas presiones y por encima de 0°C) y una solución de agua y gas.

La mezcla de hidratos de gas con estructura cristalina tipo II con otros de estructura I, es más estable en términos de presión y temperatura que cuando estos últimos se encuentran solos (Lu et al., 2007 en Thakur y Rajput, 2011).

#### **4.4.6 Controles geológicos**

Dentro de las causas de carácter geológico que afectan la estabilidad de los hidratos de gas se encuentran los cambios en el nivel del mar generados por glaciaciones, que ocasionan variaciones en la presión dada por la columna de agua y en la temperatura del fondo marino, el calentamiento de la atmósfera debido al cambio climático, los eventos tectónicos como terremotos o fallamiento, la presencia de gradientes de presión o de temperatura localizados, las propiedades o condiciones químicas del agua de poro, el enriquecimiento específico de gas, la existencia de diapiros de lodo cercanos, dado que presentan una menor conductividad térmica ocasionando que la isoterma se hunda y una zona de estabilidad más profunda, la presencia de domos salinos, ya que debido a su mayor conductividad térmica, disminuyen el gradiente geotérmico local ocasionando que las isotermas se junten encima de esta estructura y el adelgazamiento de la zona de estabilidad, los escapes de gas a través de diapiros o zonas de falla, la existencia de un basamento somero y la anisotropía en la porosidad y permeabilidad de las capas sedimentarias.

Los hidratos de gas estabilizan los cambios climáticos controlando los flujos de calor en el planeta, y los alteran mediante la emisión de metano hacia la atmósfera. Su cristalización cerca al fondo marino los hace vulnerables a los cambios físicos y químicos que ocurren en la superficie, que pueden conducir a su inestabilidad y a la liberación de los gases que contienen hacia la atmósfera, o generar cambios en las propiedades de los sedimentos, ocasionando el colapso de pendientes submarinas (deslizamientos).

#### 4.5 MECANISMOS DE FORMACIÓN DE LOS HIDRATOS DE GAS

En el planeta, diversos procesos físicos, químicos y biológicos generan gas metano. El metano hospedado en los hidratos de gas puede generarse en tres tipos de fuentes: por metanogénesis microbiana, por migración de fluidos provenientes de estructuras que han servido como trampa para hidrocarburos o tener un origen termógeno, es decir, provenir de fuentes profundas en la Tierra.

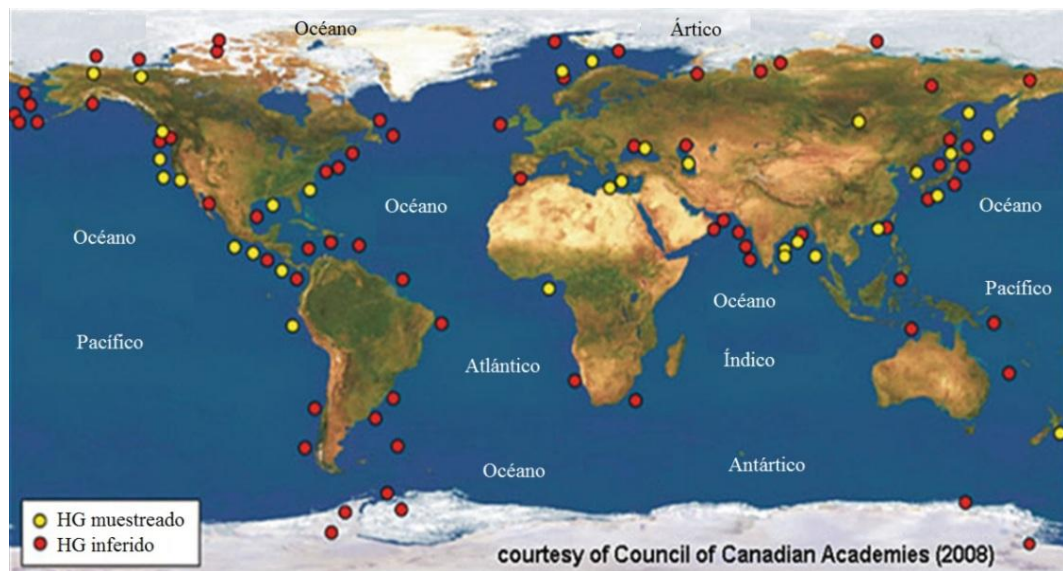
El metano biogénico se genera en los sedimentos durante la descomposición de la materia orgánica por la actividad de organismos metanógenos. Bajo altas tasas de sedimentación ( $> 1$  cm/ka) y carbono orgánico total en los sedimentos (TOC) mayor a 1%, las bacterias anaeróbicas producen metano a unos pocos centímetros, o incluso metros o cientos de metros, por debajo del fondo marino, dependiendo de la tasa de depositación, acompañado de la reducción de azufre y liberación de ácido sulfhídrico. En los sedimentos más profundos, el metano se forma por reacciones dependientes de la temperatura (catagénesis de la materia orgánica). En las formaciones de hidratos de gas conocidas, de metano es de origen biogénico, principalmente.

La fuente de los gases presentes en los hidratos puede determinarse a partir de la composición química de éstos. Los gases de origen biogénico se caracterizan por altas proporciones de metano respecto al eteno y el butano, así como por el enriquecimiento isotópico de los gases en el isótopo liviano de carbono,  $^{12}\text{C}$ . Valores contrarios de estos dos parámetros son típicos de gases de origen termógeno (Makogon, 1997). Durante los procesos de cristalización, el hidrato se enriquece con los isótopos y las moléculas más pesadas, haciendo que el gas libre y el gas presente en los hidratos tengan composiciones diferentes.

Las formaciones de hidratos de gas naturales se encuentran restringidas a las plataformas y elevaciones en las márgenes continentales externas (ver Figura 10). Ginsburg et al. (1992) propusieron que la exposición subaérea de gases y agua

saturadas en gases a menores temperaturas genera la cristalización de hidratos en los sedimentos de las plataformas continentales polares, por debajo del nivel marino. La formación de hidratos de gas mediante este mecanismo, en la mayoría de las regiones, se debe a la infiltración de fluidos ricos en metano a través de la zona de estabilidad de éstos (Thakur y Rajput, 2011).

**Figura 10.** Distribución global de las acumulaciones conocidas de hidratos de gas.



Fuente: *Council of Canadian Academies Energy From Gas Hydrates* (2008), datos de Kvenvolden y Rogers (2005), en Thakur y Rajput, 2011.

Sobre las márgenes continentales pasivas, los hidratos se forman dentro de una zona de estabilidad gracias al gas biogénico que se genera durante la sedimentación (Trofimuk et al., 1979, en Thakur y Rajput, 2011). Éstos cristalizan en los depósitos sedimentarios con agua saturada con gas durante los periodos de descenso de la presión hidrostática debido a movimientos tectónicos, para favorecer la expansión volumétrica de la cristalización (Makogon, 1997). La sedimentación continua hace más gruesa la capa de hidratos. Los hidratos se descomponen debajo de la zona de estabilidad, liberando gas en forma libre, debido a la subsidencia y la compactación de la capa de hidratos. El gas liberado asciende por difusión o a través de sistemas de pequeñas fracturas dentro de la

zona de estabilidad y la repetición cíclica de este proceso permite la formación de hidratos con un mayor grado de saturación (Claypool y Kaplan, 1974, en Thakur y Rajput, 2011). Gracias a que los monolitos de hidrato de gas son prácticamente impermeables al agua y al gas, su acumulación en el espacio poral bloquea los canales de migración de fluidos, por lo que el gas se concentra y puede presentarse una zona saturada en gas libre debajo de la zona de estabilidad de los hidratos (Curtis et al., 1993, en Makogon, 1997).

En las márgenes activas, el gas puede generarse de manera local junto con los gases biogénicos y concentrarse en la zona de acreción por flujo de fluidos o provenir de gases termogénicos. Los gases ascienden a través de canales hacia la zona de estabilidad para formar los hidratos cerca al fondo marino o pueden, incluso, aflorar formando estructuras de escape, como alvéolos (*pockmarks*). Otro de los procesos que probablemente favorece la formación de hidratos de gas en plataformas inclinadas es el movimiento rápido de sedimentos que contienen gases hacia la zona de estabilidad de los hidratos.

La primera forma en la que se obtuvieron los hidratos de gas fue de forma sintética. Joseph Priestley obtuvo hidratos de dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>) en 1778 a partir tanto de su solución en agua como de su fase gaseosa e hielo. Los primeros hidratos de hidrocarburos gaseosos livianos (metano, etano, eteno, etino) fueron sintetizados en 1888 dentro de los trabajos de Villard encaminados a la determinación de sus diagramas de equilibrio (Makogon, 1997).

Los hidratos de gas también se forman de manera espontánea durante los procesos de producción, procesamiento y transporte de gas natural y líquidos derivados de éste. Durante las operaciones bajo altas presiones que se iniciaron en el siglo XX con la expansión de la industria del gas natural, se encontró que las tuberías y el equipo de procesamiento se bloqueaban debido a lo que parecía ser hielo, aunque las condiciones eran muy cálidas para que éste se formara. En

1934, Hammerschmidt demostró que correspondía a hidratos de gas (Carroll, 2003).

#### **4.6 CRITERIOS PARA LA IDENTIFICACIÓN DE FORMACIONES DE HIDRATOS DE GAS**

Existen cuatro tipos de criterios para identificar la presencia de hidratos de gas en un área: indicadores geofísicos, geológicos, geoquímicos y de mediciones en el sitio.

##### **4.6.1 Indicadores geofísicos**

Los indicadores geofísicos que permiten inferir la formación de hidratos de gas incluyen el Reflector Simulador del Fondo Marino (*BSR, Bottom Simulating Reflector*), el Reflector Simulador del Fondo Marino Doble (*DBSR, Double Bottom Simulating Reflector*), el aumento de la reflexión sísmica debajo del BSR, los blanqueamientos en la amplitud por encima de éste, las chimeneas sísmicas y los montículos de hidratos de gas (*hydrate mounds*).

La velocidad de la onda acústica en los hidratos es de 3.3 km/s y en sedimentos saturados con agua salada varía entre 2.0 y 2.5 km/s. En una sucesión sedimentaria que contiene hidratos de gas, la capa de hidratos suprayace una capa saturada con gas libre y/o salmueras. Esta interfaz puede ser identificada en las secciones de sísmica de reflexión y ha recibido el nombre de BSR (*Bottom Simulating Reflector*) al observarse paralela al fondo marino. El BSR presenta alta amplitud y polaridad invertida respecto al reflector del fondo marino; se genera por el alto contraste de impedancia acústica entre los sedimentos que contienen hidratos de gas y los que contienen atrapado gas libre debajo de éstos, por lo que se ha interpretado como correspondiente a la base de la zona de estabilidad de los hidratos de gas determinada por las condiciones de presión y temperatura del medio marino (Shiple et al., 1979, en Thakur y Rajput, 2011). Debido a que los

hidratos se forman bajo ciertas condiciones termobáricas, el BSR no representa un límite estratigráfico específico, por lo que puede presentarse cortando los estratos. Al BSR se le ha otorgado un grado de fiabilidad del 76% como característica indicadora y ha sido el principal criterio de exploración de este tipo de depósitos. En caso de no presentarse un BSR, deben utilizarse datos geológicos o geoquímicos para identificar la existencia de hidratos.

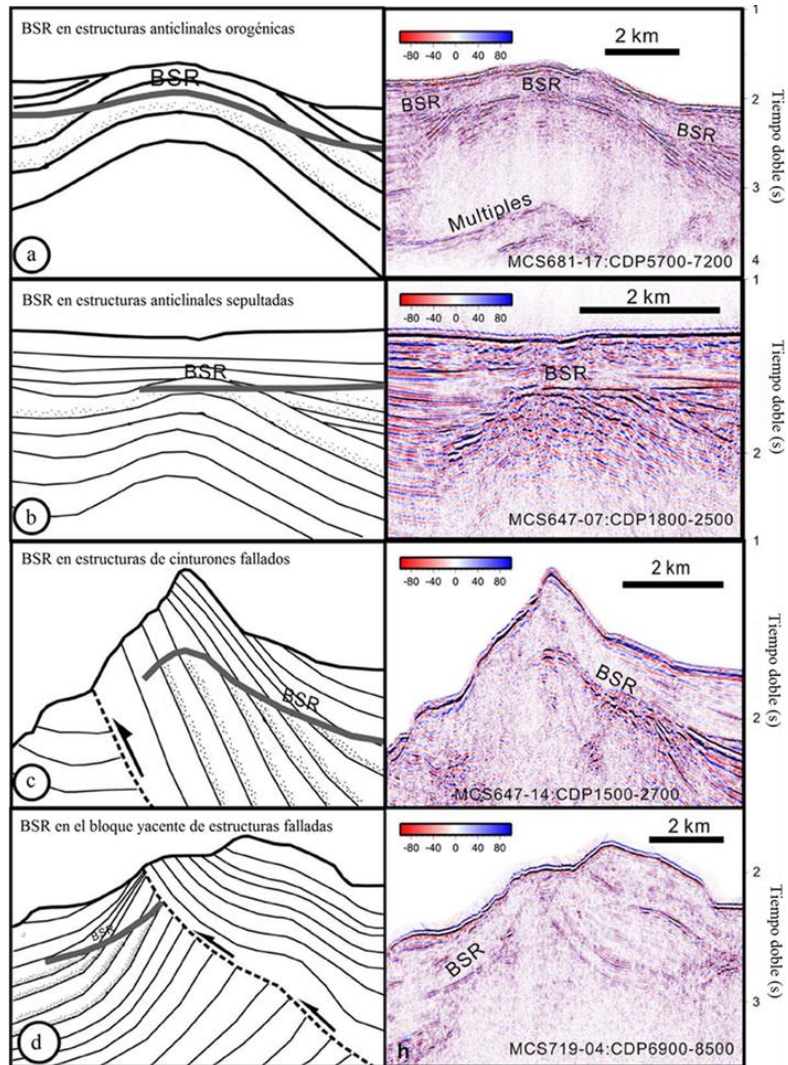
El marco geodinámico define la formación del BSR y la distribución inferida de los hidratos de gas. Lin et al. (2009) realizaron una clasificación del BSR basado en su relación con la topografía, las características estructurales y la posición relativa respecto a los elementos geológicos. Según su estudio, se definieron cuatro grandes tipos de BSR.

#### **4.6.1.1 BSR tipo cinturón (*Rydge-Type BSR*)**

Se encuentra en márgenes convergentes, en los sedimentos del prisma de acreción formado en la placa suprayacente. Reúne cuatro clases de BSR:

1. Clase I o BSR en estructuras anticlinales orogénicas (*BSR in anticlinal ridge structures*): se forman bajo la cresta de un cinturón activo de anticlinales. Es el más extenso en cuanto a su área en el grupo de BSR tipo cinturón (ver Figura 11, a).
2. Clase II o BSR en estructuras anticlinales sepultadas (*BSR in buried-anticline structures*): se forman bajo estructuras anticlinales inactivas, cubiertas por sedimentos subhorizontales sin expresión geomorfológica superficial. Estos BSR cortan la estratificación en los flancos de las estructuras plegadas (b).
3. Clase III o BSR en estructuras de cinturones fallados (*BSR in thrust-ridge structures*): se desarrollan en los sedimentos del bloque colgante de una falla de cabalgamiento (c).
4. Clase IV o BSR en el bloque yacente de estructuras falladas (*BSR in thrust-footwall structures*) (d).

**Figura 11.** Esquemas y secciones sísmicas de las clases de BSR tipo cinturón.



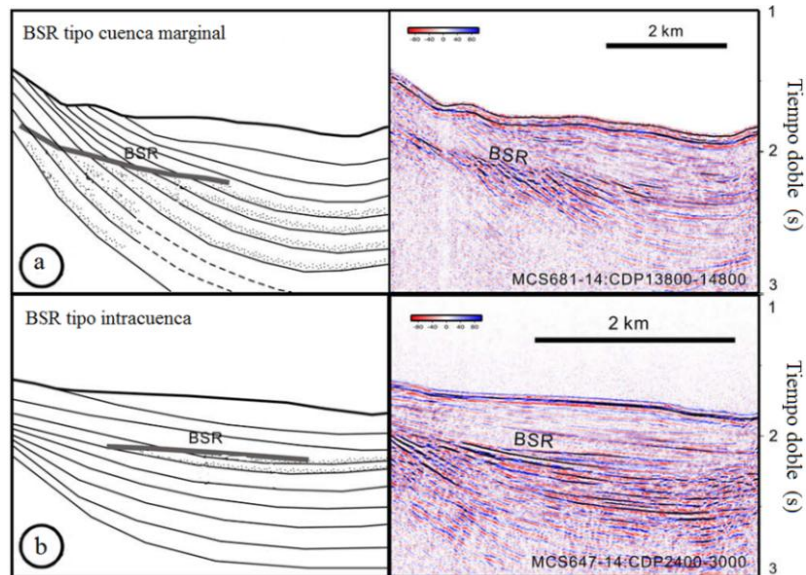
Fuente: Lin et al., 2009.

#### 4.6.1.2 BSR tipo cuenca (*Basin-Type BSR*)

Se presentan a lo largo de cuencas de plataforma. Incluye dos clases de BSR:

1. BSR tipo cuenca marginal (*Basin-margin type*): donde el buzamiento de las capas es mayor que en interior de la cuenca, por lo que el BSR corta la estratificación (ver Figura 12, a).
2. BSR tipo intracuenca (*Intra-basin type*): presenta una mayor dificultad para su identificación debido a que es prácticamente paralelo a la estratificación (b).

**Figura 12.** Esquemas y secciones sísmicas de las clases de BSR tipo cuenca.



Fuente: Lin et al., 2009.

#### 4.6.1.3 BSR tipo cañón submarino (*Submarine-Canyon Type BSR*)

Se presentan bajo cañones, en los que el fondo marino trunca las capas sedimentarias debido a la erosión. Abarca dos clases de BSR:

1. BSR tipo fondo de cañón (*Canyon-floor type*): se forma un sinclinal aparente en la sección sísmica bajo el canal levantado y abandonado, debido a que la velocidad de propagación de las ondas sísmicas es menor en el agua que en las paredes del cañón (ver Figura 13, a). Es el menos común de los tipos de BSR.
2. BSR tipo margen de cañón (*Canyon-margin type*): se encuentra en los estratos que buzcan en contra del eje del cañón (b).

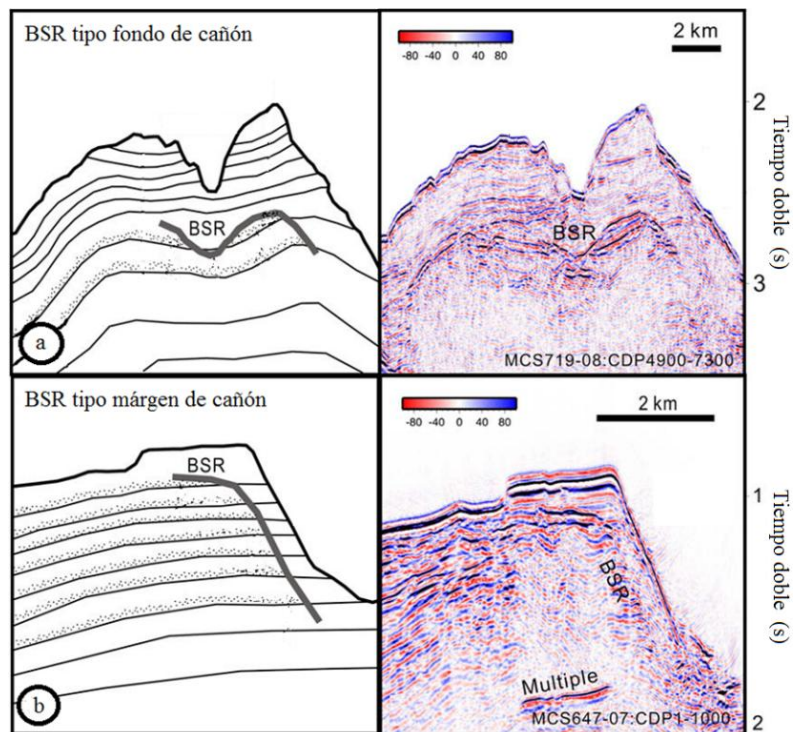
#### 4.6.1.4 BSR tipo plataforma continental (*Continental Slope-Type BSR*)

Se localizan frecuentemente bajo relictos erosionales de cinturones o, incluso, bajo pendientes abisales erosivas. Incluye cinco clases de BSR:

1. BSR tipo plataforma-cinturón (*Slope-ridge type BSR*) (ver Figura 14, a).

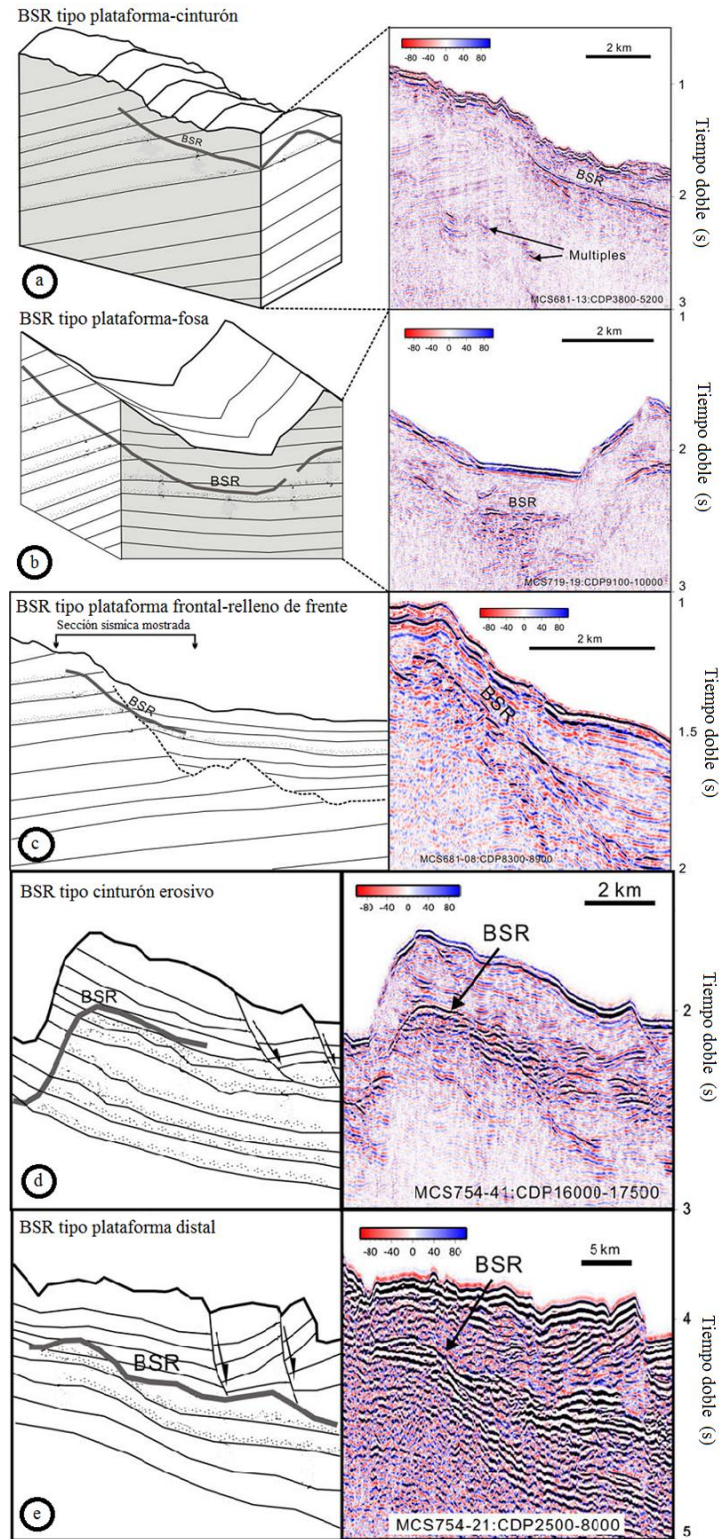
2. BSR tipo plataforma-fosa (*Slope-trough type BSR*): al igual que el BSR tipo plataforma-cinturón, en su estructura, los estratos inclinados se truncan bajo la plataforma y está asociado con las fallas normales buzantes mar adentro (b).
3. BSR tipo plataforma frontal-relleno de frente (*Frontal slope-front-fill type BSR*): se ubica entre el área de relleno frontal de plataforma y la plataforma continental (c).
4. BSR tipo cinturón erosivo (*Erosional-ridge type BSR*): al igual que el BSR tipo plataforma distal, se encuentra bajo los relictos erosivos de cinturones a menores profundidades respecto al fondo marino, comparado con los BSR de ambientes más cercanos al continente, debido al mayor espesor de la columna de agua (d).
5. BSR tipo plataforma distal (*Distal-slope type BSR*) (e).

**Figura 13.** Esquemas y secciones sísmicas de las clases de BSR tipo cañón submarino.



Fuente: Lin et al., 2009.

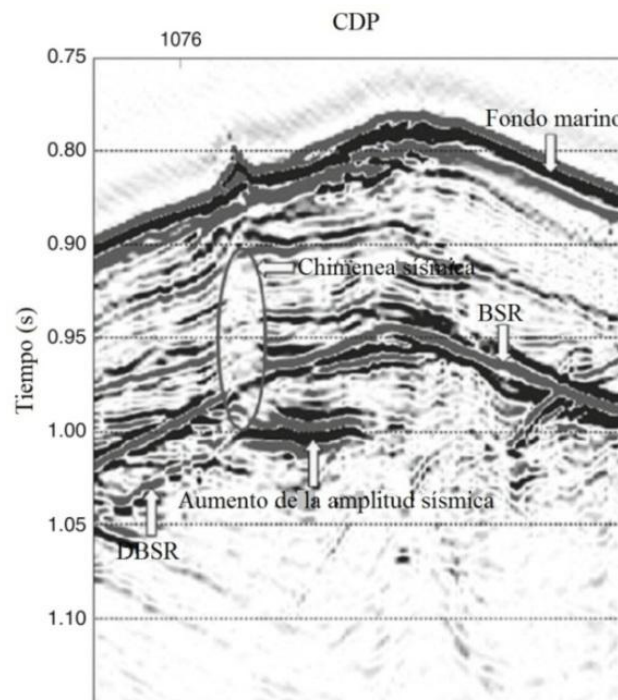
**Figura 14.** Esquemas y secciones sísmicas de las clases de BSR tipo plataforma.



Fuente: Lin et al., 2009.

El Reflector Simulador del Fondo Marino Doble (DBSR) se genera por una capa de baja velocidad dentro de la zona de estabilidad de los hidratos de gas (ver Figura 15). Entre las causas que se han propuesto para su generación se encuentran el levantamiento regional, cambios en el nivel del mar, cambios en la temperatura del agua del fondo marino o la presencia de una capa que contiene otro tipo de hidrocarburos dentro de la zona de hidratos, correspondiente a algunos niveles fracturados por donde es posible el ascenso de gas libre (Thakur y Rajput, 2011).

**Figura 15.** Características geofísicas asociadas a la presencia de hidratos de gas.



Fuente: Thakur y Rajput, 2011. Hydrate Ridge offshore, USA.

Los hidratos de gas aumentan la velocidad de intervalo de la zona de estabilidad y reducen los contrastes de impedancia acústica entre los estratos, generando bajas amplitudes por encima del BSR. Este fenómeno se denomina blanqueamiento de amplitudes. El gas libre presente debajo de la zona de hidratos incrementa el contraste de impedancias entre las capas, aumentando la amplitud sísmica debajo del BSR. Las amplitudes altas que se dan debajo del BSR no son continuas

lateralmente, disminuyen rápidamente con la profundidad y pueden constituir el BSR localmente cuando existen sedimentos levantados. Las acumulaciones de gas también generan puntos brillantes en las secciones sísmicas por debajo del BSR y filtran las bajas frecuencias de las ondas sísmicas (Thakur y Rajput, 2011).

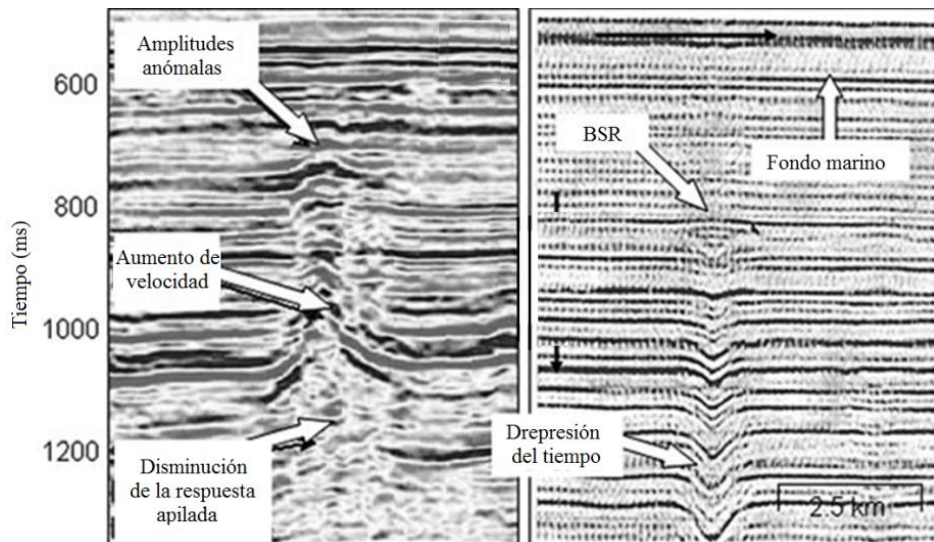
Las chimeneas sísmicas son zonas verticales donde la señal sísmica se deprime. Establecen el vínculo espacial entre la roca fuente, el reservorio entrampado, los puntos de vertimiento en el fondo marino y anomalías de gas superficial. Han sido interpretadas como rutas de escape de hidrocarburos (Heggland, 2004, en Thakur y Rajput, 2011), se generan por debajo del BSR, en la zona de gas libre, y pueden llegar a aflorar en el fondo marino, afectando la geometría de los estratos que atraviesan (ver Figuras 15 y 17).

Los montículos de hidratos (*hydrate mounds*) han sido interpretados como estructuras submarinas originadas por la disociación de hidratos de gas hospedados en sedimentos. Se han descrito utilizando términos como montículos gigantes de gas, cráteres de ruptura, deslizamiento de sedimentos y características de colapso en masa. Los montículos han sido clasificados según su forma, su expresión superficial y su tamaño. En algunas márgenes continentales, la distribución regional de montículos se asocia a la formación de hidratos de gas y los deslizamientos submarinos presentes sugieren una relación genética entre ellos (Thakur y Rajput, 2011).

Los aumentos y disminuciones de la velocidad y la amplitud (*Velocity amplitude pull-downs, VAMPS*) son pseudoestructuras que se presentan en la sísmica multicanal y se forman debido a la alta diferencia de impedancias entre la zona de hidratos de gas y de gas libre. En estas estructuras, pueden identificarse características de subidas dentro de la zona de hidratos y depresiones de los reflectores en la zona de gas libre (ver Figura 16).

La aplicación de atributos sísmicos instantáneos, tales como la magnitud de reflexión y la frecuencia instantánea para la identificación de ocurrencias de hidratos de gas se encuentra en debate, aunque han mostrado algunos resultados de interés (Thakur y Rajput, 2011).

**Figura 16.** Aumentos y disminuciones de la velocidad y la amplitud (VAMPS) debido a la presencia de hidratos de gas.



Fuente: Scholl y Cooper, 1978, en Thakur y Rajput, 2011.

#### 4.6.2 Indicadores geológicos

Los indicadores geológicos de la presencia de hidratos de gas incluyen la depositación y distribución de los sedimentos, la presencia de diapiros y las características de migración de fluidos.

La acumulación de los hidratos de gas en los sedimentos está controlada por la tasa de depositación, la naturaleza de los sedimentos almacén, las características químicas del agua marina, del gas presente, la existencia de sitios de nucleación, la presión y la temperatura de los sedimentos. Los hidratos de gas no cristalizan en lodos de grano fino, sino que se hospedan en sedimentos de granulometría más gruesa.

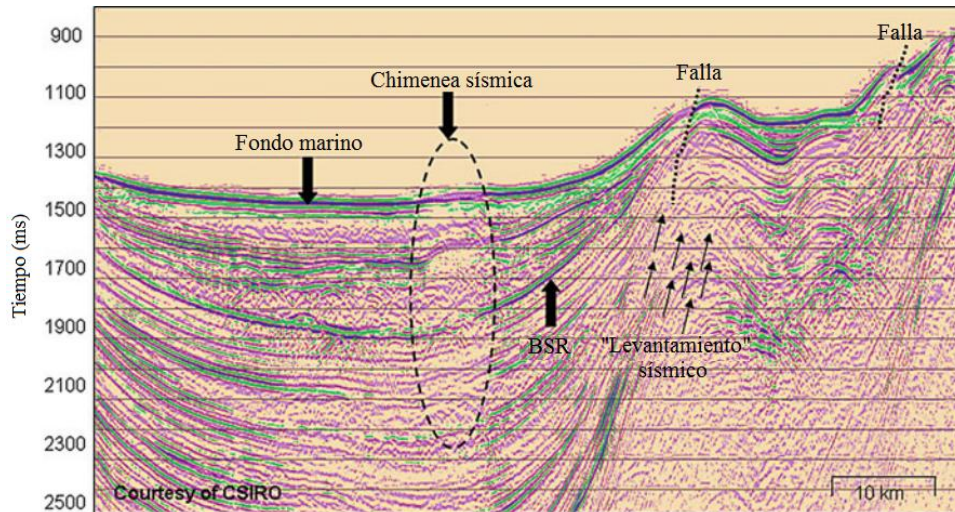
El emplazamiento de diapiros está controlado por las propiedades físicas de los sedimentos ascendentes y los eventos geológicos que afectan la región. Se generan por una rápida sedimentación, compresión tectónica lateral y/o actividad magmática relativamente reciente. Los hidratos de gas pueden formarse asociados a diapiros, los cuales están compuestos por lodos cargados de gases que constituyen una fuente potencial para los hidratos. El movimiento del diapiro genera fallamiento normal y la elevación temporal de la base de la zona de estabilidad, la cual tiende a volver a su posición original, conforme a las condiciones de presión y temperatura. La alta conductividad térmica de los diapiros salinos genera una compresión de las isothermas y una mayor circulación de iones de cloro y sodio, afectando la estabilidad de los hidratos y ocasionando la elevación de la base de su zona de formación (MacLeod, 1982, en Thakur y Rajput, 2011).

Los hidratos de gas se forman por migración de fluidos dispersa y/o localizada. El gas asciende a través de capas o fracturas, formando estructuras de escape de fluidos que atraviesan la base sellante de la zona de estabilidad. Estas estructuras identifican como zonas verticales de atenuación acústica y pueden terminar en diferentes niveles estratigráficos de la zona de estabilidad de los hidratos de gas o aflorar en el fondo marino (ver Figura 17). Las principales características de migración son los alvéolos, los volcanes de lodo y las zonas de falla, las cuales se observan generalmente en márgenes convergentes tectónicamente activas (Soloviev y Mazurenko, 2003, en Thakur y Rajput, 2011).

Los alvéolos (*pockmarks*) se han interpretado como producto de la acumulación localizada de hidratos de gas y la expulsión de fluidos. Estas marcas pueden ser relictos, estar sepultados (si la tasa de sedimentación es alta) o ser ventanas activas para el escape de gases en el fondo marino. Presentan topografía positiva con una cubierta bacteriana que se mantiene gracias al flujo continuo de gases. Los alvéolos cubiertos por sedimentos indican actividad prolongada. La

disociación de los hidratos de gas en profundidad genera corrosión en los bordes de los alvéolos (Thakur y Rajput, 2011).

**Figura 17.** Estructuras de escape de fluidos y BSR en una sección sísmica multicanal apilada.



Fuente: Cortesía de CSIRO, en Thakur y Rajput, 2011. Green Canyon, Offshore USA.

Los volcanes de lodo se encuentran principalmente en zonas de subducción y cinturones orogénicos. Se generan por líquidos expulsados y gases sobrepresionados presentes en lodos. En las secciones sísmicas se identifican como reflectores cónicos por debajo del fondo que reflejan volcanes de lodo sepultados o centros de erupción continuos. A ellos se asocian altos flujos de metano en el fondo marino.

Las zonas de falla constituyen uno de los conductos más importantes para el ascenso de fluidos (Caine et al., 1996, en Thakur y Rajput, 2011). La base de la zona de estabilidad de los hidratos de gas presenta un fuerte control estructural en estas zonas: se hace menos profunda a lo largo de las líneas de falla y aún más en las intersecciones de algunas de ellas. La capa de gas libre puede presentarse más gruesa o más delgada a lo largo de estas líneas.

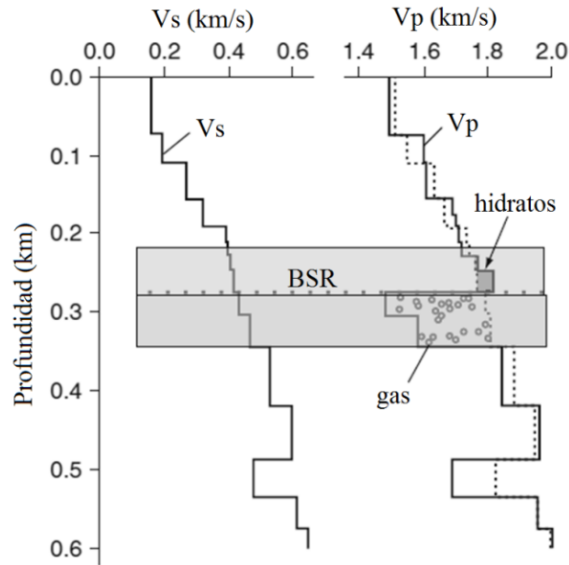
### **4.6.3 Indicadores geoquímicos**

La salinidad promedio del agua marina es de 19.8%, mientras que en los hidratos de gas es de únicamente 0.5 a 3.5%. La cristalización de los hidratos de gas conlleva al enriquecimiento del material adyacente en iones  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  y su empobrecimiento en  $^{18}\text{O}$ , dado que durante el proceso de formación de los hidratos, los iones disueltos son excluidos de la estructura cristalina, en la que sólo participan las moléculas de agua (Hesse y Harrison, 1981, en Thakur y Rajput, 2011). De modo similar ocurre el fraccionamiento del isótopo pesado de oxígeno hacia la fase sólida del medio, es decir, los hidratos (Hesse, 2003, en Thakur y Rajput, 2011). Pueden identificarse anomalías geoquímicas de salinidad y de  $\delta^{18}\text{O}$  en los poros rellenos por agua en los sedimentos. A mayor profundidad y cercanía a la capa de hidratos de gas, estas anomalías serán más notables.

### **4.6.4 Indicadores de mediciones en el sitio**

Las mediciones en el sitio (*in situ*) son aquellas que se realizan durante la perforación de pozos. Para la identificación de la presencia de hidratos de gas y de la capa de gas libre infrayacente, la medición más importante es la velocidad de onda acústica en el medio. En la zona de hidratos de gas las velocidades de onda P y S aumentan debido a la mayor compresibilidad y rigidez dada por la cementación de las rocas debida a éstos (Guerin et al., 1999 en Thakur y Rajput, 2011). La presencia de gas libre en la capa infrayacente hace que la velocidad de onda P disminuya mientras que la de la onda S prácticamente no se ve afectada (ver Figura 18). La determinación de estas velocidades de propagación mediante perfiles sísmicos verticales (VSP) y las mediciones de pozo ayudan a determinar los parámetros acústicos y elásticos del medio y su saturación en hidratos de gas y gas libre (Carcione y Gei, 2004, p. ej.).

**Figura 18.** Comportamiento de las velocidades de onda P y S en una sucesión estratigráfica con presencia de hidratos de gas y gas libre.



Rajput, 2009. Tomado de Thakur y Rajput, 2011. Offshore USA.

La presencia de hidratos de gas disminuye la resistividad de medio, hasta 50 veces comparada con la de sedimentos saturados en agua pura, e incluso más respecto al agua salada. Experimentalmente se ha encontrado que la resistividad eléctrica de las rocas presenta una dependencia proporcional a su contenido en hidratos (ver Sección 1.3.1). La resistividad de rocas que contienen gas o hidratos de gas en sus espacios porales es muy alta debido a la ausencia de alguna conductividad iónica en ellas (Makogon, 1997). El registro de porosidad constituye también otro indicador de la presencia de formaciones de hidratos de gas, al disminuir dentro de su zona de estabilidad.

## **5 PROPAGACIÓN DE ONDAS ELÁSTICAS Y TEORÍA DE BIOT PARA MEDIOS POROSOS**

### **5.1 CONCEPTO DE CONTINUO EN EL MODELADO SÍSMICO**

Dado que la descripción individual de las interacciones entre los granos al propagarse las ondas sísmicas es compleja, éstas se consideran como un conjunto y se describe la propagación a través del material granular en términos de su propagación a través de un medio que se considera continuo.

El concepto de continuo (*continuum*) es una suposición en la que un material está formado por partículas lo suficientemente cercanas, de tal manera que las ecuaciones que lo describen son consideradas como continuas. Estas funciones representan las propiedades promedio de los objetos microscópicos que se encuentran formando el material real, por lo que los detalles de la estructura microscópica se ignoran y se supone que el medio está constituido por elementos infinitesimales que poseen las mismas propiedades físicas que se observan a nivel macroscópico, los cuales se denominan puntos materiales. Un punto material es un elemento infinitesimal de volumen que posee las mismas propiedades físicas de la estructura macroscópica, es lo suficientemente grande para contener partículas discretas de materia que permitan establecer en él un continuo, y lo suficientemente pequeño para ser considerado como un punto matemático (Slawinski, 2003).

### **5.2 ECUACIÓN DE ONDA PARA MEDIOS ELÁSTICOS**

Las ondas sísmicas consisten en la propagación de deformaciones a través de un continuo como respuesta a fuerzas aplicadas, consumiéndose energía para realizar dicha deformación. Un medio elástico describe un material real cuando la energía consumida, asociada con la deformación, es convertida en energía

potencial que se almacena dentro del material deformado, comportándose como un sistema conservativo. La energía de deformación permite que el continuo elástico recupere su estado inicial una vez retiradas las fuerzas.

La deformación se define como el cambio en la posición de puntos materiales dentro de un continuo respecto a otros puntos. Las deformaciones que sufre un cuerpo sometido a fuerzas externas se expresan mediante el tensor de deformación,  $\varepsilon_{ij}$ , el cual describe el desplazamiento relativo lineal y angular de los puntos materiales, producto de cambios en longitud, en volumen y en forma, y que se define como (Slawinski, 2003)

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad i, j \in \{1, 2, 3\}, \quad (2.1)$$

considerando desplazamientos infinitesimales,  $u$ . El continuo se deforma de tal manera que un punto material ubicado inicialmente en una posición  $\mathbf{x}^*$  es desplazado por el vector  $\mathbf{u}$ . Las componentes de este tensor de segundo orden son cantidades adimensionales dadas en términos de cambio en longitud por unidad de longitud. El tensor de deformación es un tensor antisimétrico,  $\varepsilon_{ij} = -\varepsilon_{ji}$ .

Las fuerzas que actúan sobre un continuo se clasifican como fuerzas de superficie y fuerzas de cuerpo, de acuerdo a su modo de aplicación. Las fuerzas de superficie se transmiten mediante contactos mecánicos directos a través de superficies que separan los elementos materiales. Las fuerzas de cuerpo, como la fuerza de gravedad, se ejercen a distancia.

Cuando un medio se somete a fuerzas externas, cada elemento material ejerce fuerzas de superficie sobre otro a través de una superficie matemática que los

---

\* La notación utiliza caracteres resaltados para indicar cantidades vectoriales. En este caso,  $\mathbf{x} = (x_i, x_j, x_k)$ , considerando un sistema coordenado cartesiano.

separa. Estas fuerzas de superficie se describen mediante el vector tracción,  $\mathbf{T}^{(n)}$ , (Slawinski, 2003):

$$\mathbf{T}^{(n)} = \lim_{\Delta S \rightarrow 0} \frac{\Delta \mathbf{F}}{\Delta S} = \frac{d\mathbf{F}}{dS}, \quad (2.2)$$

donde,  $\mathbf{n}$  es el vector normal al elemento de superficie  $\Delta S$ , sobre la cual se ejerce la fuerza  $\Delta \mathbf{F}$ , por parte del elemento material y define la dirección de aplicación. La tracción depende de la selección del elemento de superficie, por lo que existe una distribución de fuerzas asociadas con direcciones y punto arbitrarios dentro del continuo. Las tracciones sobre los planos cartesianos pueden escribirse de forma explícita como

$$\mathbf{T}^{(n)} = \begin{pmatrix} \mathbf{T}^{(n_1)} \\ \mathbf{T}^{(n_2)} \\ \mathbf{T}^{(n_3)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_1^{(n_1)} & T_2^{(n_1)} & T_3^{(n_1)} \\ T_1^{(n_2)} & T_2^{(n_2)} & T_3^{(n_2)} \\ T_1^{(n_3)} & T_2^{(n_3)} & T_3^{(n_3)} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} n_1 \\ n_2 \\ n_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} n_1 \\ n_2 \\ n_3 \end{pmatrix}, \quad (2.3)$$

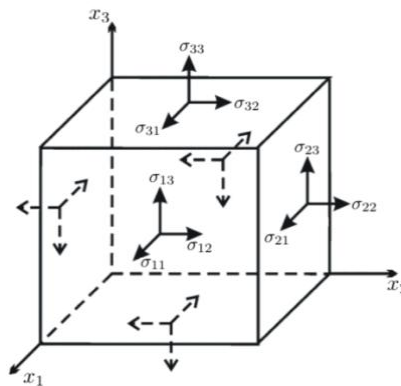
donde se define el tensor de esfuerzos  $\sigma_{ij}$ , el cual representa la  $j$ -ésima componente de la fuerza que actúa sobre una superficie cuyo vector normal es paralelo al eje de coordenadas  $x_i$  (ver Figura 19). Es un tensor de segundo orden y, considerando los principios de conservación de masa y de balance del momento lineal y angular, es un tensor simétrico:  $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$ . El esfuerzo producido resiste a la deformación y tiende a regresar al continuo a su estado no deformado; las deformaciones no pueden producirse sin la inducción de esfuerzos, y los esfuerzos no pueden ser inducidos sin producir, o tender a producir, deformaciones. La resistencia del medio a la deformación y su tendencia a retomar el estado no deformado permiten la propagación de las ondas sísmicas.

La ecuación de movimiento de Cauchy expresa la conservación del momento lineal, es decir, que la tasa de cambio del momento lineal de un elemento dentro del continuo es igual a la suma de las fuerzas de superficie y de cuerpo que actúan sobre éste, como (Slawinski, 2003):

$$\sum_{j=1}^3 \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2}, \quad i \in \{1, 2, 3\}, \quad (2.4)$$

donde,  $f_i$  son las componentes de las fuerzas de cuerpo que actúan sobre el elemento material y  $\rho$  es su densidad, la cual es constante para un medio homogéneo. Al considerar elementos diferenciales de continuo, las fuerzas de cuerpo se hacen despreciables.

**Figura 19.** Representación del tensor de esfuerzos en un sistema cartesiano.



Fuente: Slawinski, 2003.

Las ecuaciones constitutivas son relaciones obtenidas a partir de observaciones experimentales de materiales reales. La ley de Hooke es una de éstas y puede extenderse para establecer que, en cualquier punto de un continuo, cada componente del tensor de esfuerzos es una función lineal de todas las componentes del tensor de deformación, cuando la temperatura permanece constante\*. La ley de Hooke describe que, en un continuo elástico, las fuerzas están linealmente relacionadas con pequeñas deformaciones como

---

\* La suposición de que los parámetros elásticos no son dependientes de la temperatura y que, por lo tanto, el proceso de deformación es isotérmico, es válida en la medida que debido a la baja conductividad térmica de la mayoría de los materiales del subsuelo, puede considerarse que la propagación de ondas sísmicas es un proceso en el que no existe un flujo de calor hacia dentro o fuera de los elementos de volumen.

$$\sigma_{ij} = \sum_{k=1}^3 \sum_{l=1}^3 C_{ijkl} \varepsilon_{kl}, \quad i, j \in \{1, 2, 3\}, \quad (2.5)$$

donde,  $C_{ijkl}$  son las componentes del tensor de parámetros elásticos. Los valores de este tensor de cuarto orden son dependientes de la dirección, al igual que las componentes de los tensores que relaciona. En un punto  $\mathbf{x}$  dado de un continuo, determinan las propiedades de anisotropía del continuo en ese punto y, de forma indirecta, pueden representar otras propiedades como laminación o fracturas. La relación entre esfuerzo y deformación es de mutua dependencia y es un concepto intrínseco de la teoría de elasticidad.

Debido a la simetría de los tensores de deformación y de esfuerzos,  $\varepsilon_{kl} = -\varepsilon_{lk}$  y  $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$ , y la existencia de la función de energía de deformación, dado el comportamiento del continuo como sistema conservativo, el tensor de parámetros elásticos es invariante bajo permutaciones en el primer par de subíndices, en el segundo par de subíndices y en el par de subíndices  $ij$  y  $kl$ , es decir,

$$C_{ijkl} = C_{jikl} = C_{ijlk} = C_{klij}, \quad (2.6)$$

por lo que puede representarse mediante una matriz cuadrada  $6 \times 6$ ,  $C_{mn}$ , de 21 componentes independientes al reemplazar cada par de subíndices  $(i,j)$  y  $(k,l)$ , por un único subíndice,  $m$  o  $n$ , respectivamente, según la notación de Voigt de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} (1,1) &\rightarrow 1, & (2,2) &\rightarrow 2, & (3,3) &\rightarrow 3, \\ (2,3) &\rightarrow 4, & (1,3) &\rightarrow 5, & (1,2) &\rightarrow 6. \end{aligned}$$

La ecuación constitutiva (2.5) puede escribirse de forma matricial como (Slawinski, 2003)

$$\begin{pmatrix} \sigma_{11} \\ \sigma_{22} \\ \sigma_{33} \\ \sigma_{23} \\ \sigma_{13} \\ \sigma_{12} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ & & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ & & & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ & & & & C_{55} & C_{56} \\ & & & & & C_{66} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \varepsilon_{11} \\ \varepsilon_{12} \\ \varepsilon_{13} \\ 2\varepsilon_{23} \\ 2\varepsilon_{13} \\ 2\varepsilon_{12} \end{pmatrix}, \quad (2.7)$$

donde se muestran las componentes independientes de la matriz simétrica que representa el tensor de parámetros elásticos. Junto con la densidad de masa, los parámetros elásticos describen completamente un continuo elástico dado.

Considerando (2.4) y (2.7), la propagación del campo de onda a través de un continuo elástico está gobernada por el siguiente sistema de ecuaciones

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u_1}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{11}}{\partial x_1} + \frac{\partial \sigma_{12}}{\partial x_2} + \frac{\partial \sigma_{13}}{\partial x_3} \\ \rho \frac{\partial^2 u_2}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{12}}{\partial x_1} + \frac{\partial \sigma_{22}}{\partial x_2} + \frac{\partial \sigma_{23}}{\partial x_3} \\ \rho \frac{\partial^2 u_3}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{13}}{\partial x_1} + \frac{\partial \sigma_{23}}{\partial x_2} + \frac{\partial \sigma_{33}}{\partial x_3} \\ \sigma_{11} &= C_{11}\varepsilon_{11} + C_{12}\varepsilon_{22} + C_{13}\varepsilon_{33} + 2C_{14}\varepsilon_{23} + 2C_{15}\varepsilon_{13} + 2C_{16}\varepsilon_{12} \\ \sigma_{22} &= C_{12}\varepsilon_{11} + C_{22}\varepsilon_{22} + C_{23}\varepsilon_{33} + 2C_{24}\varepsilon_{23} + 2C_{25}\varepsilon_{13} + 2C_{26}\varepsilon_{12} \\ \sigma_{33} &= C_{13}\varepsilon_{11} + C_{23}\varepsilon_{22} + C_{33}\varepsilon_{33} + 2C_{34}\varepsilon_{23} + 2C_{35}\varepsilon_{13} + 2C_{36}\varepsilon_{12} \\ \sigma_{23} &= C_{14}\varepsilon_{11} + C_{24}\varepsilon_{22} + C_{34}\varepsilon_{33} + 2C_{44}\varepsilon_{23} + 2C_{45}\varepsilon_{13} + 2C_{46}\varepsilon_{12} \\ \sigma_{13} &= C_{15}\varepsilon_{11} + C_{25}\varepsilon_{22} + C_{35}\varepsilon_{33} + 2C_{45}\varepsilon_{23} + 2C_{55}\varepsilon_{13} + 2C_{56}\varepsilon_{12} \\ \sigma_{12} &= C_{16}\varepsilon_{11} + C_{26}\varepsilon_{22} + C_{36}\varepsilon_{33} + 2C_{46}\varepsilon_{23} + 2C_{56}\varepsilon_{13} + 2C_{66}\varepsilon_{12} \end{aligned} \quad (2.8)$$

Debido a la simetría de un medio, sus propiedades pueden ser las mismas en diferentes orientaciones del sistema de coordenadas, lo cual se reconoce en la forma de la matriz que representa el tensor de parámetros elásticos. El continuo más general descrito por las ecuaciones de esfuerzo-deformación (2.7) es un continuo anisótropo general, y su matriz de parámetros elásticos posee las 21 componentes independientes necesarias para describirlo. Para un continuo

isótropo, todos los sistemas de coordenadas son sistemas naturales\*, es decir, que su simetría no está definida a partir de una orientación particular y su matriz de parámetros elásticos posee la forma más simple:

$$C_{mn}(\text{isótropo}) = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{11}-2C_{44} & C_{11}-2C_{44} & 0 & 0 & 0 \\ & C_{11} & C_{11}-2C_{44} & 0 & 0 & 0 \\ & & C_{11} & 0 & 0 & 0 \\ & & & C_{44} & 0 & 0 \\ & & & & C_{44} & 0 \\ & & & & & C_{44} \end{pmatrix}. \quad (2.9)$$

Los dos parámetros elásticos independientes que describen un continuo isótropo,  $C_{11}$  y  $C_{44}$ , se expresan de la siguiente manera (Bourbié et al., 1987):

$$\begin{aligned} \lambda &\equiv C_{11} - 2C_{44}, \\ \mu &\equiv C_{44}. \end{aligned} \quad (2.10)$$

Los dos parámetros,  $\lambda$  y  $\mu$ , son denominados parámetros de Lamé. El parámetro  $\mu$  es un coeficiente que relaciona el esfuerzo con un cambio en la forma y describe la rigidez del medio. El parámetro  $\lambda$  está relacionado con la compresibilidad,  $K$ . Utilizando esta definición, la matriz (2.9) puede reescribirse como

$$C_{mn}(\text{isótropo}) = \begin{pmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{pmatrix}. \quad (2.11)$$

---

\* La matriz de parámetros elásticos puede tomarse bajo un sistema coordinado arbitrario. Un sistema coordinado natural es aquel en el que esta matriz posee la menor cantidad posible de componentes no nulas.

Reemplazando (2.11) en la ecuación (2.7), se obtiene la ecuación de esfuerzo-deformación para un medio elástico isótropo

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \sum_{k=1}^3 \varepsilon_{kk} + 2\mu \varepsilon_{ij}, \quad i, j \in \{1, 2, 3\}, \quad (2.12)$$

donde,  $\varepsilon_{kk}$  representa el tensor de deformación a lo largo de los ejes principales y  $\delta_{ij}$  es el delta de Kronecker\*. Al sustituir (2.12) en la ecuación de movimiento de Cauchy (2.4), despreciando las fuerzas de cuerpo que actúan sobre los elementos materiales del continuo,  $f_i = 0$ , se obtiene la ecuación de movimiento que describe la propagación de ondas para un medio elástico isótropo (Slawinski, 2003)

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial x_i} \sum_{j=1}^3 \frac{\partial u_j}{\partial x_j} + \mu \left( \sum_{j=1}^3 \frac{\partial^2}{\partial x_j^2} \right) u_i, \quad i, j = \{1, 2, 3\} \quad (2.13)$$

donde,  $u_i$  es el vector desplazamiento de los elementos materiales del continuo. La solución de esta ecuación resulta en dos modos de propagación que están asociados a un modo compresional u onda P que produce un cambio en el volumen y en la forma de los elementos diferenciales generando una dilatación en el medio y se propaga con velocidad

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}, \quad (2.14)$$

y un modo transversal u onda S, que genera un cambio únicamente en la forma de los elementos diferenciales del medio. Dado que la rigidez,  $\mu$ , en los líquidos es prácticamente despreciable, la propagación de las ondas transversales se encuentra limitada a los sólidos, con velocidad

---

\*  $\delta_{ij} = \begin{cases} 1, & i=j \\ 0, & i \neq j \end{cases}$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (2.15)$$

Considerando un medio bidimensional, estableciendo un eje horizontal  $x$  y un eje vertical  $z$ , el sistema de ecuaciones (2.8) queda como

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \\ \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \\ \sigma_{xx} &= C_{11} \varepsilon_{xx} + C_{13} \varepsilon_{zz} + 2C_{15} \varepsilon_{xz} \\ \sigma_{zz} &= C_{13} \varepsilon_{xx} + C_{33} \varepsilon_{zz} + 2C_{35} \varepsilon_{xz} \\ \sigma_{xz} &= C_{15} \varepsilon_{xx} + C_{35} \varepsilon_{zz} + 2C_{55} \varepsilon_{xz} \end{aligned} \quad (2.16)$$

donde,  $(u_x, u_z)$  es el vector desplazamiento. Reemplazando (2.1), (2.11), definiendo la variación del desplazamiento respecto al tiempo como la velocidad en cada una de las direcciones y derivando respecto al tiempo las tres últimas expresiones, el sistema de ecuaciones elasto-dinámicas que se obtiene es

$$\begin{aligned} \frac{\partial v_x}{\partial t} &= b \left( \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \right) \\ \frac{\partial v_z}{\partial t} &= b \left( \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \right) \\ \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} &= (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z} \\ \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} &= \lambda \frac{\partial v_x}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_z}{\partial z} \\ \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial t} &= \mu \left( \frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right), \end{aligned} \quad (2.17)$$

donde,  $(v_x, v_z)$  es el vector velocidad y se ha definido el parámetro  $b$ , correspondiente al inverso de la densidad (Virieux, 1986).

### 5.2.1 Ecuación de onda acústica

En un medio acústico las ondas se propagan de forma compresional, por lo que los esfuerzos actúan a lo largo de los ejes principales y no se inducen esfuerzos de corte. Siendo  $\sigma_{ij}$  las componentes del tensor de esfuerzos a lo largo de los ejes principales, se define el campo de presión  $P$  al que se somete cada elemento diferencial del continuo

$$P = -\sum_{i=1}^3 \sigma_{ii}. \quad (2.18)$$

Si  $c$  representa la velocidad de la onda compresional en el medio (2.14), el sistema de ecuaciones (2.17) puede escribirse como

$$\begin{aligned} \frac{\partial P}{\partial t} &= -\rho c^2 \left( \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \right) \\ \frac{\partial v_x}{\partial t} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \\ \frac{\partial v_z}{\partial t} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} \end{aligned} \quad (2.19)$$

### 5.3 MÉTODO DE DIFERENCIAS FINITAS

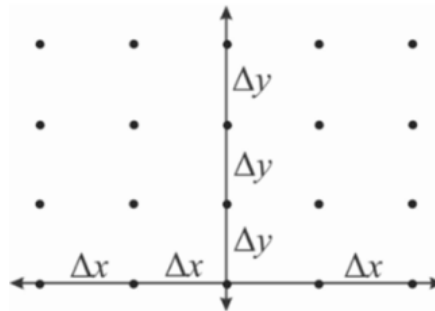
La solución de una ecuación diferencial puede realizarse mediante métodos analíticos o a través de métodos numéricos. Éstos últimos transforman un problema inicialmente diferencial en un sistema de ecuaciones algebraicas mediante la representación de la función solución, que es continua, en un conjunto finito de parámetros discretos (no continuos). Cada método numérico se caracteriza por la forma como representa la solución de una ecuación diferencial y la manera como aproxima sus derivadas.

Los esquemas de diferencias finitas definen una malla de puntos en el plano  $(x, y)$ , la cual corresponde al conjunto de puntos  $(x_n, y_m) = (n\Delta x, m\Delta y)$  para valores

arbitrarios de  $n$  y  $m$  (ver Figura 20), en la que los parámetros  $\Delta x$  y  $\Delta y$  se denominan ancho de malla. La función derivada de  $f$  puede escribirse, de forma equivalente, como (Strikwerda, 2004):

$$\begin{aligned}\frac{\partial f}{\partial x} &= \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{f(x + \Delta x, y) - f(x, y)}{\Delta x} \\ \frac{\partial f}{\partial x} &= \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{f(x, y) - f(x - \Delta x, y)}{\Delta x} \\ \frac{\partial f}{\partial x} &= \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{f(x + \Delta x, y) - f(x - \Delta x, y)}{2\Delta x}.\end{aligned}\tag{2.20}$$

**Figura 20.** Malla definida para un esquema de diferencias finitas.



Fuente: Strikwerda, 2004.

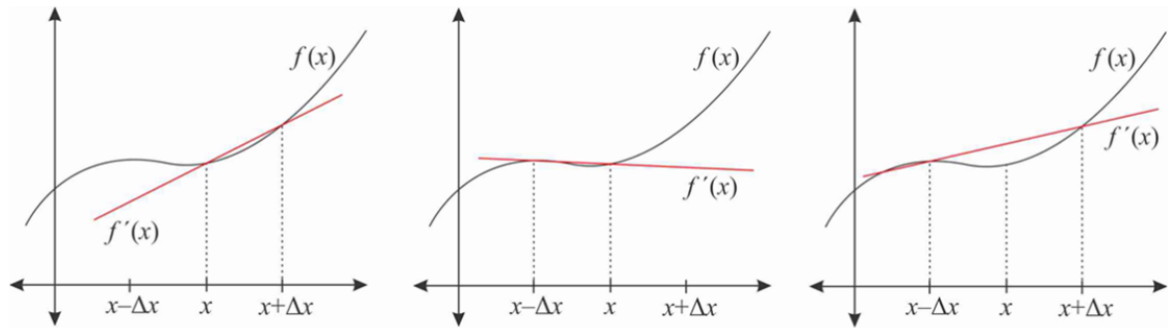
Considerando valores pequeños para  $\Delta x$  puede aproximarse la función derivada como

$$\begin{aligned}\frac{\partial f}{\partial x} &= \frac{f_{x+1,y} - f_{x,y}}{\Delta x} + \mathcal{O}(\Delta x) \\ \frac{\partial f}{\partial x} &= \frac{f_{x,y} - f_{x-1,y}}{\Delta x} + \mathcal{O}(\Delta x) \\ \frac{\partial f}{\partial x} &= \frac{f_{x+1,y} - f_{x-1,y}}{2\Delta x} + \mathcal{O}(\Delta x),\end{aligned}\tag{2.21}$$

donde  $f_{x+1,y}$  representa la función evaluada en un punto de la malla a una distancia  $\Delta x$  respecto a  $x$  y  $\mathcal{O}(\Delta x)$  es el error de aproximación, el cual es proporcional a  $\Delta x$  y depende del orden de dicha aproximación. Estos operadores representan las

aproximaciones en diferencias finitas hacia adelante, hacia atrás y centradas, respectivamente, de la derivada de una función (ver Figura 21).

**Figura 21.** Aproximaciones hacia adelante, hacia atrás y centrada para estimar el valor de la derivada de una función en un punto.



Los operadores en diferencias finitas pueden utilizarse para aproximar las derivadas de una función utilizando un orden de aproximación arbitrario. Dadas las series de expansión de Taylor (Dablain, 1986):

$$\begin{aligned}
 f^{i+1} &= f^i + \frac{\partial f^i}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial^2 f^i}{\partial x^2} \frac{\Delta x^2}{2!} + \frac{\partial^3 f^i}{\partial x^3} \frac{\Delta x^3}{3!} + \frac{\partial^4 f^i}{\partial x^4} \frac{\Delta x^4}{4!} + \dots \\
 f^{i-1} &= f^i - \frac{\partial f^i}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial^2 f^i}{\partial x^2} \frac{\Delta x^2}{2!} - \frac{\partial^3 f^i}{\partial x^3} \frac{\Delta x^3}{3!} + \frac{\partial^4 f^i}{\partial x^4} \frac{\Delta x^4}{4!} + \dots
 \end{aligned}
 \tag{2.22}$$

donde,  $f^i = f(n\Delta x)$ , la primera serie corresponde a la aproximación hacia adelante para la determinación del esquema numérico y la segunda, a la aproximación hacia atrás, los esquemas centrados se obtienen al sumar o restar las expresiones, dependiendo del rango de la derivada que se desea aproximar. El orden de aproximación de la derivada depende del término en el cual se trunque la serie para realizar dicha aproximación.

El operador en diferencias finitas para la primera derivada de una función, utilizando una malla homogénea, es decir, que el valor de la derivada se calcula a partir de sus valores en otros nodos de la malla, puede hallarse al restar las ecuaciones (2.22):

$$f^{i+1} - f^{i-1} = 2 \frac{\partial f^i}{\partial x} \Delta x + 2 \frac{\partial^3 f^i}{\partial x^3} \frac{\Delta x^3}{3!} + 2 \frac{\partial^5 f^i}{\partial x^5} \frac{\Delta x^5}{5!} + \dots \quad (2.23)$$

Al truncar la serie en el primer término, se obtiene la aproximación de segundo orden para la primera derivada:

$$\frac{\partial f^i}{\partial x} = \frac{1}{2\Delta x} (f^{i+1} - f^{i-1}) + \mathcal{O}(\Delta x^2). \quad (2.24)$$

La aproximación de cuarto orden se obtiene al truncar la sumatoria en el segundo término. Es necesario el valor para la tercera derivada de la función, el cual se calcula al aplicar el esquema (2.24) sobre sí mismo tantas veces como sea necesario para el rango de la derivada, es decir,

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 f^i}{\partial x^2} &= \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial f^i}{\partial x} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{1}{2\Delta x} (f^{i+1} - f^{i-1}) \right] = \frac{1}{4\Delta x^2} (f^{i+2} - 2f^i + f^{i-2}) \\ \frac{\partial^3 f^i}{\partial x^3} &= \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial^2 f^i}{\partial x^2} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{1}{4\Delta x^2} (f^{i+2} - 2f^i + f^{i-2}) \right] = \frac{1}{8\Delta x^3} (f^{i+3} - 3f^{i+1} + 3f^{i-1} - f^{i-3}) \end{aligned}$$

el cual es reemplazado en la sumatoria. El esquema en diferencias finitas para la primera derivada que se obtiene al aplicar una aproximación de cuarto orden y utilizando una malla homogénea es

$$\frac{\partial f^i}{\partial x} = -\frac{1}{\Delta x} \left[ \frac{1}{12} f^{i+3} - \frac{9}{4} f^{i+1} + \frac{9}{4} f^{i-1} - \frac{1}{12} f^{i-3} \right] + \mathcal{O}(\Delta x^4), \quad (2.25)$$

donde el error de aproximación  $\mathcal{O}$  es proporcional al orden de ésta,  $\Delta x^4$ .

El valor de la derivada de una función puede ser calculado a partir de la evaluación de la función en puntos intermedios a los nodos de la malla. Los esquemas que utilizan esta aproximación se denominan de malla intercalada (*staggered-grid*) (Levander, 1988), para los cuales las series de expansión de Taylor (2.22) deben modificarse como

$$\begin{aligned}
f^{i+1/2} &= f^i + \frac{\partial f^i}{\partial x} \frac{\Delta x}{2} + \frac{\partial^2 f^i}{\partial x^2} \left(\frac{\Delta x}{2}\right)^2 \frac{1}{2!} + \frac{\partial^3 f^i}{\partial x^3} \left(\frac{\Delta x}{2}\right)^3 \frac{1}{3!} + \frac{\partial^4 f^i}{\partial x^4} \left(\frac{\Delta x}{2}\right)^4 \frac{1}{4!} + \dots \\
f^{i-1/2} &= f^i - \frac{\partial f^i}{\partial x} \frac{\Delta x}{2} + \frac{\partial^2 f^i}{\partial x^2} \left(\frac{\Delta x}{2}\right)^2 \frac{1}{2!} - \frac{\partial^3 f^i}{\partial x^3} \left(\frac{\Delta x}{2}\right)^3 \frac{1}{3!} + \frac{\partial^4 f^i}{\partial x^4} \left(\frac{\Delta x}{2}\right)^4 \frac{1}{4!} + \dots
\end{aligned} \tag{2.26}$$

donde la distancia entre dos nodos adyacentes de la malla sigue siendo igual a  $\Delta x$ . Al restar las ecuaciones se obtiene,

$$f^{i+1/2} - f^{i-1/2} = 2 \frac{\partial f^i}{\partial x} \frac{\Delta x}{2} + 2 \frac{\partial^3 f^i}{\partial x^3} \left(\frac{\Delta x}{2}\right)^3 \frac{1}{3!} + 2 \frac{\partial^5 f^i}{\partial x^5} \left(\frac{\Delta x}{2}\right)^5 \frac{1}{5!} + \dots \tag{2.27}$$

El esquema en diferencias finitas para la primera derivada utilizando una malla intercalada y aplicando una aproximación de segundo orden queda como:

$$\frac{\partial f^i}{\partial x} = \frac{1}{\Delta x} (f^{i+1/2} - f^{i-1/2}) + \mathcal{O}(\Delta x^2). \tag{2.28}$$

Usando una aproximación de cuarto orden dentro de una malla intercalada, el operador en diferencias finitas para la primera derivada es (Levander, 1988),

$$\frac{\partial f^i}{\partial x} = -\frac{1}{\Delta x} \left[ \frac{1}{24} f^{i+3/2} - \frac{9}{8} f^{i+1/2} + \frac{9}{8} f^{i-1/2} - \frac{1}{24} f^{i-3/2} \right] + \mathcal{O}(\Delta x^4). \tag{2.29}$$

### 5.3.1 Convergencia: consistencia y estabilidad

La propiedad más importante de un esquema de diferencias finitas es que sus soluciones se aproximen a la solución de la ecuación diferencial correspondiente y que esta aproximación sea más cercana a medida que los espaciamientos de la malla,  $\Delta x$  y  $\Delta y$ , tienden a cero. Un sistema que cumple estas características se denomina esquema convergente (Strikwerda, 2004). Probar que un esquema es convergente es complejo si se hace de manera directa. Sin embargo, existen dos conceptos relacionados: la consistencia y la estabilidad.

Un esquema en diferencias finitas es consistente con la ecuación diferencial de la cual es solución si la diferencia entre el valor de la derivada de la función en un punto y el valor obtenido a partir del esquema en diferencias finitas tiende a cero a medida que el ancho de malla tiende a cero. Aunque la consistencia es una condición necesaria para la convergencia no es suficiente para justificarla. La consistencia implica que la solución de la ecuación diferencial parcial, si es una función suave, es decir, que puede derivarse tantas veces como sea necesario dentro del intervalo de solución, debe ser también una solución aproximada del esquema de diferencias finitas.

Si un esquema es convergente, la aproximación del esquema numérico hacia la solución de la ecuación diferencial implica que éste se encuentra limitado de alguna manera. La estabilidad determina las condiciones bajo las cuales deben ser escogidos los anchos de malla,  $\Delta x$  y  $\Delta y$ , para que el esquema sea convergente, obteniendo una única solución para un mismo conjunto de condiciones iniciales y no generando grandes diferencias en la solución al variar ligeramente estas condiciones (Strikwerda, 2004). El análisis de Fourier y de von Neumann son algunos métodos que aplican para determinar las condiciones de estabilidad de un esquema numérico en diferencias finitas.

Aunque la inestabilidad de un esquema es en esencia un fenómeno local, al calcular de manera recursiva el valor de la solución en un nodo, el error generado se propaga hacia los demás nodos del dominio, dando lugar a un error denominado dispersión numérica, por el que la solución numérica no converge a la solución analítica de la ecuación diferencial.

## 5.4 APLICACIÓN DEL MÉTODO DE DIFERENCIAS FINITAS A LA SOLUCIÓN DE LA ECUACIÓN DE ONDA

La solución numérica de la ecuación de onda mediante el método de las diferencias finitas aproxima el campo de onda en cada punto de una malla computacional basándose en los valores para pasos de tiempo anteriores, correspondientes a las celdas adyacentes al punto para el que se calcula dicho campo. El campo de onda es calculado de forma recursiva y actualizado simultáneamente para cada uno de estos subdominios (Villarreal, 1998).

El método de diferencias finitas constituye una aproximación bastante directa para la obtención de un modelo de la propagación de ondas en medios complejos, generando una descripción completa de los campos, incluyendo los frentes de onda, difracciones y ondas superficiales, siendo posible su aplicación a medios con variaciones arbitrarias en las propiedades de los materiales (Virieux, 1986). Es un método relativamente fácil de programar, permite su codificación en paralelo y es computacionalmente eficiente, característica que es más notoria al utilizar esquemas con aproximaciones más altas. El limitante de este método es la dispersión numérica, la cual condiciona la propagación a ondas con frecuencias lo suficientemente bajas (Dablain, 1986).

### 5.4.1 Solución de la ecuación de onda acústica

En la solución numérica de los sistemas de ecuaciones (2.19) y (2.17) se utiliza el índice  $n$  para representar pasos discretos de tiempo,  $i$  para el eje  $x$  y  $j$  para el eje  $z$ .  $\Delta t$  representa el ancho de malla para el paso de tiempo,  $\Delta x$  y  $\Delta z$  son los pasos de malla para los ejes  $x$  y  $z$ , respectivamente, y que se asumen como iguales. Considerando un medio unidimensional, con un eje vertical  $z$ , el sistema de ecuaciones que describe la propagación de ondas en un medio acústico (2.19) queda como

$$\begin{aligned}\frac{\partial P}{\partial t} &= -\rho c^2 \frac{\partial v_z}{\partial z} \\ \frac{\partial v_z}{\partial t} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z}\end{aligned}\quad (2.30)$$

Los operadores en diferencias finitas evalúan las derivadas parciales del sistema, mediante el operador  $P$  el campo de presión y  $V$  para la velocidad en la dirección vertical, considerando una malla intercalada y una aproximación de segundo orden (2.28), como:

$$\begin{aligned}\frac{\partial P^{n+1/2}}{\partial t}_{j-1/2} &= P^{n+1/2}_{j-1/2} \approx \frac{1}{\Delta t} (P^{n+1}_{j-1/2} - P^n_{j-1/2}) & \frac{\partial P^n}{\partial z}_{j+1/2} &= P^{n+1/2}_{j+1/2} \approx \frac{1}{\Delta z} (P^n_{j+1} - P^n_j) \\ \frac{\partial v_z^n}{\partial t}_{j+1/2} &= V^{n+1/2}_{j+1/2} \approx \frac{1}{\Delta t} (V^{n+1/2}_{j+1/2} - V^{n-1/2}_{j+1/2}) & \frac{\partial v_z^{n+1/2}}{\partial z}_{j-1/2} &= V^{n+1/2}_{j-1/2} \approx \frac{1}{\Delta z} (V^{n+1/2}_j - V^{n+1/2}_{j-1})\end{aligned}$$

los cuales, al ser reemplazados dentro del sistema de ecuaciones (2.30) permiten obtener el esquema numérico que soluciona el sistema, definiendo  $C$  como el operador que representa la velocidad de onda  $P$  en el medio y  $B$  el inverso de la densidad:

$$\begin{aligned}P^{n+1}_{j-1/2} &= P^n_{j-1/2} - \frac{(C_{j-1/2})^2}{B_{j-1/2}} \frac{\Delta t}{\Delta z} (V^{n+1/2}_j - V^{n+1/2}_{j-1}) \\ V^{n+1/2}_{j+1/2} &= V^{n-1/2}_{j+1/2} - B_{j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta z} (P^n_{j+1} - P^n_j)\end{aligned}\quad (2.31)$$

Dado que, para un medio  $n$ -dimensional, la condición de estabilidad para un esquema con una aproximación de segundo orden es (Virieux, 1986)

$$V_p \frac{\Delta t}{\Delta x} < \frac{1}{\sqrt{n}}, \quad (2.32)$$

siempre que  $\Delta x_i = \Delta x$ , la condición de estabilidad para el esquema que resuelve la ecuación de onda en una dimensión queda como

$$V_P \frac{\Delta t}{\Delta z} < 1, \quad (2.33)$$

donde,  $V_P$  es la velocidad de la onda P en el medio. Con el fin de obtener una solución consistente para la propagación es necesario incluir diez nodos de malla dentro de cada longitud de onda, de tal manera que el intervalo temporal  $\Delta t$  permita muestrear la frecuencia más alta dentro del modelado (Dablain, 1986).

Al utilizar una aproximación de segundo orden para evaluar las derivadas temporales y de cuarto orden para las derivadas espaciales e implementando una malla intercalada, en la que los parámetros se evalúan en los puntos mostrados en la Figura 22, la ecuación de onda acústica para un medio bidimensional (2.19) se soluciona mediante

$$\begin{aligned} U_{i+1/2,j}^{n+1/2} &= U_{i+1/2,j}^{n-1/2} - B_{i,j} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[ \frac{9}{8} (P_{i+1,j}^n - P_{i,j}^n) - \frac{1}{24} (P_{i+2,j}^n - P_{i-1,j}^n) \right] \\ V_{i,j+1/2}^{n+1/2} &= V_{i,j+1/2}^{n-1/2} - B_{i,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[ \frac{9}{8} (P_{i,j+1}^n - P_{i,j}^n) - \frac{1}{24} (P_{i+2,j+1/2}^n - P_{i-1,j+1/2}^n) \right] \\ P_{i,j}^{n+1} &= P_{i,j}^n - \frac{(C_{i,j})^2}{B_{i,j}} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[ \frac{9}{8} (U_{i+1/2,j}^{n+1/2} - U_{i-1/2,j}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (U_{i+3/2,j}^{n+1/2} - U_{i-3/2,j}^{n+1/2}) \right] \\ &\quad - \frac{(C_{i,j})^2}{B_{i,j}} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left[ \frac{9}{8} (V_{i,j+1/2}^{n+1/2} - V_{i,j-1/2}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (V_{i,j+3/2}^{n+1/2} - V_{i,j-3/2}^{n+1/2}) \right] \end{aligned} \quad (2.34)$$

El criterio de estabilidad para un esquema de estas características es (Levander, 1988)

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{\sqrt{2}(c_1 + c_2)V_P} = 0.606 \frac{\Delta x}{V_P}, \quad (2.35)$$

donde  $c_1$  y  $c_2$  corresponden a los coeficientes externos e internos, respectivamente, del operador en diferencias finitas de cuarto orden,  $1/24$  y  $9/8$ , y se consideran anchos de malla iguales para ambos ejes cartesianos. Esta

condición no depende de la velocidad de onda  $S$  ni de la relación de Poisson. Con el fin de minimizar la dispersión numérica, la menor longitud de onda  $S$  debe ser muestreada a cinco puntos de malla por longitud de onda.

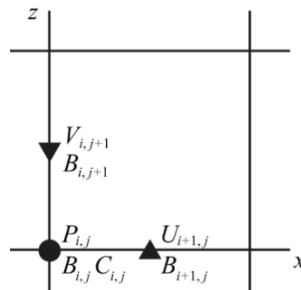
#### 5.4.2 Solución de la ecuación de onda elástica

Para la solución del sistema de ecuaciones (2.17) que describe la propagación del campo de onda en un medio elástico, utilizando una aproximación de segundo orden para las derivadas respecto al tiempo y de cuarto orden para las derivadas espaciales, considerando una malla intercalada para el dominio, el esquema en diferencias finitas está dado por (Levander, 1988):

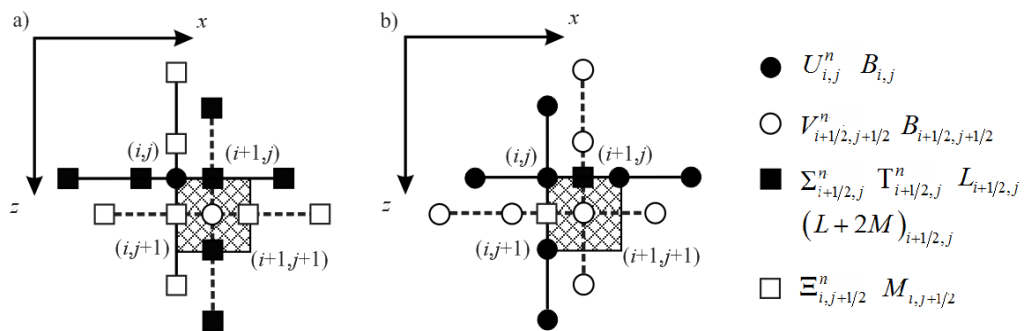
$$\begin{aligned}
U_{i,j}^{n+1/2} &= U_{i,j}^{n-1/2} + B_{i,j} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[ \frac{9}{8} (\Sigma_{i+1/2,j}^n - \Sigma_{i-1/2,j}^n) - \frac{1}{24} (\Sigma_{i+3/2,j}^n - \Sigma_{i-3/2,j}^n) \right] \\
&\quad + B_{i,j} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left[ \frac{9}{8} (\Xi_{i,j+1/2}^n - \Xi_{i,j-1/2}^n) - \frac{1}{24} (\Xi_{i,j+3/2}^n - \Xi_{i,j-3/2}^n) \right] \\
V_{i+1/2,j+1/2}^{n+1/2} &= V_{i+1/2,j+1/2}^{n-1/2} + B_{i+1/2,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[ \frac{9}{8} (\Xi_{i+1,j+1/2}^n - \Xi_{i,j+1/2}^n) - \frac{1}{24} (\Xi_{i+2,j+1/2}^n - \Xi_{i-1,j+1/2}^n) \right] \\
&\quad + B_{i+1/2,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left[ \frac{9}{8} (\Gamma_{i+1/2,j+1}^n - \Gamma_{i+1/2,j}^n) - \frac{1}{24} (\Gamma_{i+1/2,j+2}^n - \Gamma_{i+1/2,j-1}^n) \right] \\
\Sigma_{i+1/2,j}^{n+1} &= \Sigma_{i+1/2,j}^n + (L + 2M)_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[ \frac{9}{8} (U_{i+1,j}^{n+1/2} - U_{i,j}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (U_{i+2,j}^{n+1/2} - U_{i-1,j}^{n+1/2}) \right] \\
&\quad + L_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left[ \frac{9}{8} (V_{i+1/2,j+1/2}^{n+1/2} - V_{i+1/2,j-1/2}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (V_{i+1/2,j+3/2}^{n+1/2} - V_{i+1/2,j-3/2}^{n+1/2}) \right] \\
\Gamma_{i+1/2,j}^{n+1} &= \Gamma_{i+1/2,j}^n + L_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[ \frac{9}{8} (U_{i+1,j}^{n+1/2} - U_{i,j}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (U_{i+2,j}^{n+1/2} - U_{i-1,j}^{n+1/2}) \right] \\
&\quad + (L + 2M)_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left[ \frac{9}{8} (V_{i+1/2,j+1/2}^{n+1/2} - V_{i+1/2,j-1/2}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (V_{i+1/2,j+3/2}^{n+1/2} - V_{i+1/2,j-3/2}^{n+1/2}) \right] \\
\Xi_{i,j+1/2}^{n+1} &= \Xi_{i,j+1/2}^n + M_{i,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left[ \frac{9}{8} (U_{i+1/2,j+1}^{n+1/2} - U_{i+1/2,j}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (U_{i+1/2,j+2}^{n+1/2} - U_{i+1/2,j-1}^{n+1/2}) \right] \\
&\quad + M_{i,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[ \frac{9}{8} (V_{i+1/2,j+1/2}^{n+1/2} - V_{i-1/2,j+1/2}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (V_{i+3/2,j+1/2}^{n+1/2} - V_{i-3/2,j+1/2}^{n+1/2}) \right]
\end{aligned} \tag{2.36}$$

donde, los valores numéricos de la velocidad  $(U, V) = (v_x, v_z)$  se evalúan en el tiempo  $n\Delta t$  y los valores numéricos de los esfuerzos  $(\Sigma, T, \Xi) = (\sigma_{xx}, \sigma_{zz}, \sigma_{xz})$  en el tiempo  $(n + 1/2)\Delta t$ , en el espacio en los nodos mostrados en la Figura 23.  $B$  representa el inverso de la densidad dentro del medio, y  $L$  y  $M$  los coeficientes de Lamé,  $\lambda$  y  $\mu$ , respectivamente. Dentro de este esquema, la malla se encuentra intercalada tanto para el espacio como para el tiempo, de tal manera que, para cada actualización de los valores numéricos de los esfuerzos y las velocidades, las derivadas espaciales quedan centradas en el espacio, respecto a la variable que se actualiza y la derivada temporal se centra respecto al paso de tiempo. La condición de estabilidad está dada por la ecuación (2.35).

**Figura 22.** Malla intercalada para la evaluación de los parámetros de la ecuación de onda acústica.



**Figura 23.** Malla intercalada para la evaluación de parámetros en un esquema en diferencias finitas de cuarto orden.



Fuente: Levander, 1988. Se muestran los nodos en los cuales se evalúan cada uno de los parámetros. a) Aproximación de las derivadas temporales de las velocidades. b) Aproximación de las derivadas temporales de los esfuerzos.

Este esquema numérico modela adecuadamente el campo de onda en medios líquidos y sólidos a pesar de la inexistencia de la onda S dentro de los fluidos, permitiendo que no sea necesario el establecimiento de una condición de frontera explícita en el modelado entre ambos medios.

#### **5.4.3 Condiciones iniciales y condiciones de frontera**

Dado que la mayoría de las aplicaciones de una ecuación diferencial se da en un intervalo finito y no sobre todo el dominio real, se establecen las condiciones que relacionan la solución de la ecuación diferencial con su valor en una frontera del dominio de solución de la ecuación. Estas relaciones se denominan condiciones de frontera y están dadas por  $f(0,0,t)$  (Strikwerda, 2004).

Debido al tamaño finito de la malla computacional, en los bordes de los modelos se generan reflexiones que son registrados en los sismogramas al simular la propagación de ondas utilizando el método de diferencias finitas. Se deben considerar de forma explícita cuatro condiciones de frontera correspondientes a los cuatro bordes del modelo. Varias metodologías han sido propuestas para el tratamiento de estas condiciones de borde, tales como las condiciones de radiación aproximada (*approximate-radiation conditions*), las cuales simulan un medio infinito al permitir que se transmitan las ondas que se acercan a los bordes y atenuar aquellas que se reflejan en ellos (Dablain, 1986), las condiciones de esfuerzo cero o de superficie libre (condición de Neumann) y las condiciones de velocidad cero equivalentes a las de cero desplazamiento que establecen una superficie rígida (condición de Dirichlet). Las interfaces internas del modelo no se tratan mediante condiciones de frontera explícitas dado que se encuentran dentro de la formulación homogénea del esquema en diferencias finitas, representadas a través de los cambios en los parámetros elásticos y la densidad del medio (Virieux, 1986).

Al modelar campos de onda se asume que el medio se encuentra en equilibrio en el tiempo  $t = 0$ , es decir, que el esfuerzo y la velocidad son iguales a cero en cada punto del medio, por lo que su propagación es una función del tiempo. El perfil que representa la perturbación en el medio es una función, por lo general tipo Ricker o Gauss, que es definida en función del tiempo en un punto del modelo, la cual se aplica a la velocidad o al esfuerzo.

## **5.5 PROPAGACIÓN DE ONDAS EN MEDIOS POROELÁSTICOS**

El espacio poral dentro de los agregados sólidos de los medios porosos da lugar a diferencias entre su comportamiento físico y el de sólidos densos. Los medios porosos son, en esencia, compuestos y de múltiples fases y su heterogeneidad microscópica induce un comportamiento físico macroscópico complejo, sensible a las variaciones en el contenido presente en los poros o en la estructura sólida del armazón. La razón entre el volumen vacío y el volumen total de la muestra se denomina porosidad (Bourbié et al., 1987).

La teoría de Biot describe la propagación de ondas en un medio poroso saturado, el cual se constituye de una matriz sólida, denominada armazón o esqueleto, completamente saturada por un fluido. En este modelo de propagación se ignora el nivel microscópico y se asume que se puede aplicar la mecánica del continuo para las cantidades macroscópicas medibles. Las principales suposiciones de esta teoría son las siguientes (Carcione, 2007):

1. Entre el estado de deformación de reposo y el producido por los esfuerzos ocurren transformaciones infinitesimales. Los desplazamientos, deformaciones y velocidades de las partículas son pequeñas, por lo que las ecuaciones constitutivas, las fuerzas de disipación y los momentos cinéticos son lineales.
2. Los principios de la mecánica del continuo pueden aplicarse a valores macroscópicos medibles. Las cantidades macroscópicas utilizadas en la teoría

de Biot son promedios volumétricos de las cantidades microscópicas de los componentes.

3. La longitud de onda es lo suficientemente grande comparada con las dimensiones de un elemento material. Este elemento de volumen posee propiedades definidas, tales como porosidad, permeabilidad y módulos elásticos, las cuales son representativas del medio.
4. Las condiciones son isotérmicas.
5. La distribución de esfuerzos en el fluido es hidrostático (el fluido no se comporta de forma viscosa).
6. La fase líquida es continua. Se considera por armazón la fase sólida y los poros no conectados, los cuales no contribuyen con la porosidad.
7. En la mayoría de los casos, el material del armazón es isótropo. La anisotropía en el medio se debe a alineamientos preferenciales de los poros o fracturas.

Varias extensiones de la teoría de Biot han sido propuestas para su aplicación en medios porosos con diferentes configuraciones, por ejemplo, en los que la fase fluida está formada por dos componentes o medios en los que el armazón está compuesto por dos sólidos distintos. Ésta última extensión fue expresada formalmente por Carcione y Seriani en 2001, permitiendo su aplicación a sedimentos en los que se encuentran acumulaciones de hidratos de gas (Carcione, 2007).

El modelo de tres fases para la teoría de Biot considera la existencia de dos sólidos (en el caso particular, granos e hidratos) y un fluido (agua), y permite obtener información acerca de la litología, saturación y las condiciones en las que se encuentran las rocas a partir de la velocidad de las ondas en dicho medio. En este modelo, se asume que los hidratos se encuentran relleno el espacio poral y muestran cierto grado de conexión. La teoría poroelástica establece que la disipación de la energía es despreciable, por lo que los granos, el hidrato y el agua se encuentran en un estado en el que sufren la misma deformación, comportándose como un sistema cerrado (Carcione y Gei, 2004).

La saturación en hidratos de gas de una roca\* se define como (Thakur y Rajput, 2011)

$$S_h = \frac{\phi_h}{\phi} = \frac{\phi_h}{\phi_h + \phi_w}, \quad (2.37)$$

donde  $\phi$  es la porosidad de la roca y los subíndices indican las proporciones ocupadas por cada uno de los componentes. Se utiliza el subíndice  $s$  para denotar los granos,  $h$  para los hidratos y  $w$  para el agua. La fracción ocupada por cada uno de éstos puede expresarse como

$$\phi_h = \phi S_h, \quad \phi_w = \phi(1 - S_h), \quad \phi_s = 1 - \phi. \quad (2.38)$$

El módulo de compresibilidad del sistema cerrado,  $K_G$  es (Carcione y Gei, 2004)

$$K_G = K_{sm} + K_{hm} + \left(1 - \frac{K_{sm}}{K_s} - \frac{K_{hm}}{K_h}\right)^2 M, \quad (2.39)$$

donde,  $K_{sm}$  es el módulo de compresibilidad del almacén de granos y  $K_{hm}$  el módulo de compresibilidad del almacén de hidratos, siendo  $M$

$$M = \left[ \left( \phi_s - \frac{K_{sm}}{K_s} \right) \frac{1}{K_s} + \frac{\phi_w}{K_w} + \left( \phi_h - \frac{K_{hm}}{K_h} \right) \frac{1}{K_h} \right]^{-1}. \quad (2.40)$$

El módulo  $K_G$  es una generalización del módulo de Gassmann de la teoría de Biot, en donde se relacionan los módulos de compresibilidad de los granos  $K_s$ , de los hidratos  $K_h$  y del agua  $K_w$  con el módulo del sistema. El módulo de rigidez del sistema es la suma de los módulos de las armazones de granos y de hidratos,

---

\* Debe distinguirse entre la saturación en hidratos de una roca sedimentaria y la saturación de la estructura cristalina definida en la Sección 1.2. La saturación aquí tratada es la que se ha tomado como factor en el cálculo de reservas de metano en formaciones de hidratos.

$$\mu_G = \mu_{sm} + \mu_{hm}, \quad (2.41)$$

por lo que las velocidades de las ondas P y S en el medio de tres fases están dadas por

$$V_p = \sqrt{\frac{K_G + 4\mu_G/3}{\rho}} \quad \text{y} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu_G}{\rho}}, \quad (2.42)$$

respectivamente, donde  $\rho$  es la densidad total de la roca,

$$\rho = \phi_s \rho_s + \phi_w \rho_w + \phi_h \rho_h. \quad (2.43)$$

De acuerdo a la metodología propuesta por Carcione y Gei (2004), los módulos  $K_{sm}$  y  $\mu_{sm}$  pueden estimarse a partir de los parámetros para la roca completamente saturada en agua. Siendo  $\mu_{sm0}$  el módulo de rigidez de la roca con una saturación nula en hidratos,

$$\mu_{sm0} = \rho_0 V_{s0}^2, \quad (2.44)$$

donde  $\rho_0$  es la densidad total de la roca saturada en agua y  $V_{s0}$  la velocidad de las ondas transversales en ésta. El módulo de compresibilidad de la roca saturada en agua  $K_{sm0}$  se calcula a partir de la velocidad de onda P en ésta como

$$K_{sm0} = \rho_0 V_{p0}^2 - (4/3) \mu_{sm0}. \quad (2.45)$$

y el módulo de compresibilidad para el armazón de granos se obtiene al utilizar de forma inversa la ecuación de Gassmann,

$$K_{sm} = \frac{(\phi K_s / K_w + 1 - \phi) K_{sm0} - K_s}{\phi K_s / K_w + K_{sm0} / K_s - 1 - \phi}, \quad (2.46)$$

Este modelo asume que el módulo de rigidez del armazón de la roca,  $\mu_G$ , se encuentra afectado por la cementación debida a los hidratos de gas. El módulo de

rigidez del almac3n de granos puede hallarse utilizando un modelo de percolaci3n, en el que, en ausencia de hidratos, el m3dulo de rigidez corresponde al de la roca completamente saturada en agua ( $\mu_{sm0}$ ), y bajo una saturaci3n de 100% en hidratos, corresponde al m3dulo de rigidez para un medio poroso de dos fases propuesto por Kuster y Toks3z (1974), en el que el almac3n son los granos y la inclusi3n es aire,  $\mu_{mKT}$ , es decir, (Carcione y Gei, 2004)

$$\mu_{sm} = \mu_{sm0} + (\mu_{mKT} - \mu_{sm0})(\phi_h/\phi)^p, \quad (2.47)$$

donde,  $p = 3.8$  es el coeficiente de percolaci3n y,

$$\frac{\mu_{mKT}}{\mu_s} = \frac{(1-\phi)(9K_s + 8\mu_s)}{9K_s + 8\mu_s + \phi(6K_s + 12\mu_s)}. \quad (2.48)$$

asumiendo igual a cero el m3dulo de rigidez del aire. De manera similar, los m3dulos de compresibilidad y rigidez para el almac3n de hidratos est3n dada por:

$$K_{hm} = K_{hKT} (\phi_h/\phi)^p \quad \text{y} \quad \mu_{hm} = \mu_{hKT} (\phi_h/\phi)^p, \quad (2.49)$$

donde,  $K_{hKT}$  y  $\mu_{hKT}$  son los m3dulos de Kuster y Toks3z cuando la inclusi3n corresponde a los hidratos y el almac3n s3lido es reemplazado por aire, es decir,

$$\frac{K_{hKT}}{K_h} = \frac{1 + \{4\mu_h (K_a - K_h) / [(3K_a + 4\mu_h) K_h]\} (1-\phi)}{1 - [3(K_a - K_h) / (3K_a + 4\mu_h)] (1-\phi)} \quad (2.50)$$

y

$$\frac{\mu_{hKT}}{\mu_h} = \frac{\phi(9K_h + 8\mu_h)}{9K_h + 8\mu_h + (1-\phi)(6K_h + 12\mu_h)}, \quad (2.51)$$

donde  $K_a$  es el m3dulo de compresibilidad del aire (0.15 MPa).

La aplicación de los módulos de Kuster y Toksöz para un medio de dos fases (sólido-líquido) asume como válidas ciertas condiciones del medio, algunas de ellas también involucradas dentro de la teoría de Biot y la extensión propuesta por Carcione y Gei para medios porosos en los que el armazón está formado por dos sólidos (Kuster y Toksöz, 1974):

1. El armazón es sólido.
2. Las inclusiones (material que rellena los poros) tienen formas esféricas.
3. La longitud de onda es mucho mayor que el radio de las inclusiones.
4. Las inclusiones se encuentran lo suficientemente separadas por lo que se desprecian los múltiples efectos de dispersión debidos a éstas.

## 6 MODELADO ACÚSTICO DE LA RESPUESTA SÍSMICA DE LOS HIDRATOS DE GAS

Considerando un medio acústico, las ondas sísmicas en el medio se propagan de forma compresional, por lo que los esfuerzos actúan a lo largo de los ejes principales de propagación y no se inducen esfuerzos de corte o cizalla. Los parámetros acústicos que se requieren para modelar este medio son la velocidad de la onda P y la densidad.

### 6.1 PROPAGACIÓN DEL CAMPO DE ONDA ACÚSTICO 1D

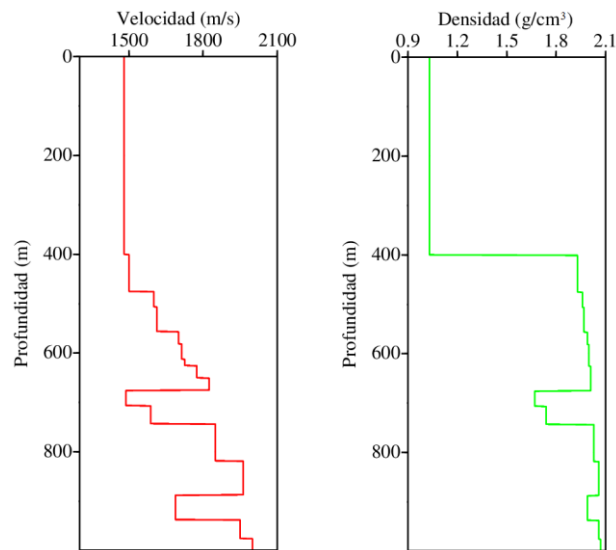
Para el modelado de la propagación de un campo de onda acústico en un medio unidimensional, se utilizó el perfil de velocidades publicado por Thakur y Rajput (2011), presentado en la Figura 18. A partir de este perfil de velocidades fue estimado el modelo de densidad mediante la ecuación propuesta por Nafe y Drake (1963), que relaciona la velocidad de la onda P en rocas y la densidad. La curva, obtenida de manera experimental, fue aproximada mediante la ecuación (Bourbié et al., 1987)

$$\rho = 0.31V^{0.25}, \quad (3.1)$$

donde la densidad está expresada en  $\text{g/cm}^3$  y la velocidad en  $\text{m/s}$ . Para la densidad de la capa con hidratos de gas fue asignado un valor de  $2.01 \text{ g/cm}^3$  (Makogon, 1997). Las densidades de las capas con presencia de gas en forma libre se tomaron como  $1.67$  y  $1.74 \text{ g/cm}^3$  para la capa superior e inferior, respectivamente (Lee et al., 1993). El modelo de velocidad de onda P basado en la publicación de Thakur y Rajput (2011) y el modelo de densidad correspondiente se muestran en la Figura 24. En la parte superior de este modelo se ha incluido una capa de agua de  $400 \text{ m}$  de espesor, con una velocidad de onda P de  $1480 \text{ m/s}$  y densidad de  $1.03 \text{ g/cm}^3$ , con el objetivo de observar las características del

reflector del fondo marino. La zona de estabilidad de los hidratos de gas se encuentra entre 650 y 675 m y la capa de gas libre entre 675 y 744 m de profundidad. Los valores de velocidad y densidad para cada intervalo se encuentran en la Tabla 3.

**Figura 24.** Modelos de velocidad de onda P y densidad utilizados en el modelado de propagación del campo de onda acústico en una dimensión.



Para el modelado de la propagación del campo acústico en el modelo unidimensional se utilizó el módulo *sufdmod1* (*Finite Difference Modelling in One Dimension*) incorporado en la plataforma de modelado y procesamiento sísmico de Seismic Un\*x, el cual aplica el esquema numérico en diferencias finitas para la solución de la ecuación de onda acústica utilizando una aproximación de segundo orden (2.31) y evaluar el campo de presión (Stockwell y Cohen, 2008). El módulo *sufdmod1* auto-calcula el tamaño del paso de tiempo  $dt$  para asegurar la estabilidad del esquema en diferencias finitas (ecuación (2.33)).

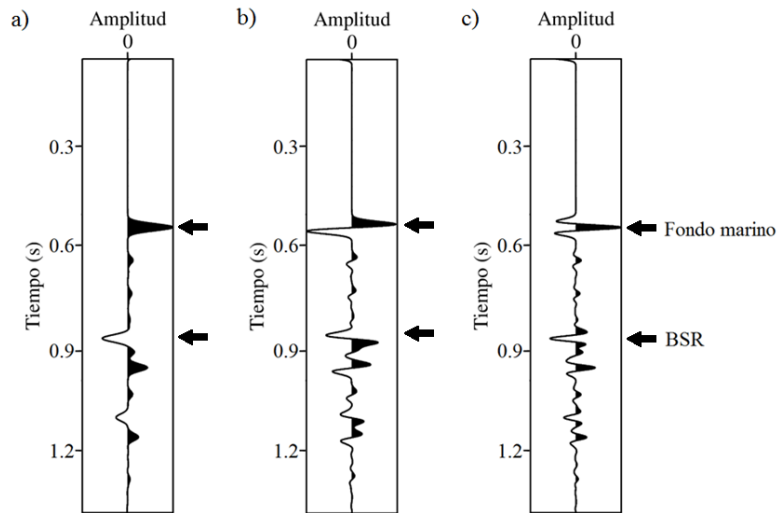
Los sismogramas obtenidos se presentan en la Figura 25. Cada uno de ellos fue generado aplicando una ondícula fuente distinta, con polaridad positiva. Las trazas generadas muestran el reflector correspondiente al fondo marino con una amplitud alta y polaridad positiva, en  $t = 0.55$  s, aproximadamente. El BSR es observado

con amplitud alta pero polaridad invertida respecto al reflector del fondo marino, en  $t = 0.85$  s, aproximadamente. Estos reflectores presentan las mismas características que se identifican en las secciones sísmicas adquiridas sobre depósitos de hidratos de gas y el sentido de su polaridad depende de la polaridad de la ondícula que genera la perturbación.

**Tabla 3.** Velocidad de intervalo y densidad para el modelado de la propagación del campo acústico en una dimensión.

| Profundidad (m) |   | Velocidad de onda<br>P (m/s) |      | Densidad (kg/m <sup>3</sup> ) |
|-----------------|---|------------------------------|------|-------------------------------|
| 0               | a | 400                          | 1480 | 1.03                          |
| 400             | a | 475                          | 1500 | 1.93                          |
| 475             | a | 506                          | 1600 | 1.96                          |
| 506             | a | 556                          | 1613 | 1.97                          |
| 556             | a | 581                          | 1700 | 1.99                          |
| 581             | a | 612                          | 1713 | 2.00                          |
| 612             | a | 625                          | 1725 | 2.00                          |
| 625             | a | 650                          | 1775 | 2.01                          |
| 650             | a | 675                          | 1825 | 2.01                          |
| 675             | a | 706                          | 1487 | 1.67                          |
| 706             | a | 744                          | 1588 | 1.74                          |
| 743             | a | 818                          | 1850 | 2.03                          |
| 818             | a | 887                          | 1963 | 2.06                          |
| 887             | a | 937                          | 1688 | 1.99                          |
| 937             | a | 975                          | 1950 | 2.06                          |
| 975             | a | 1000                         | 2000 | 2.07                          |

**Figura 25.** Sismogramas obtenidos en el modelado de propagación de ondas en un modelo unidimensional con hidratos de gas.



a) Ondícula gaussiana, b) ondícula tipo Ricker de fase mínima, c) ondícula tipo Ricker de fase cero.

## 6.2 PROPAGACIÓN DEL CAMPO DE ONDA ACÚSTICO 2D

Para el modelado en dos dimensiones se utilizaron modelos geológicos correspondientes a ambientes en los que se encuentran acumulaciones de hidratos de gas, basados en la publicación de Lin et al. (2009) (ver Sección 1.6.1). Se seleccionó un modelo para cada uno de los cuatro tipos principales de BSR, denominados de la siguiente manera:

1. Modelo 4: BSR en el bloque yacente de estructuras falladas (ver Figura 11, c).
2. Modelo 6: BSR tipo cuenca marginal (ver Figura 12, a).
3. Modelo 7: BSR tipo fondo de cañón (ver Figura 13, a).
4. Modelo 11: BSR tipo plataforma frontal-relleno de frente (ver Figura 14, c).

### 6.2.1 Generación de modelos de velocidad de onda P y densidad

Los modelos utilizados para el modelado (velocidad de onda P, onda S y densidad) fueron generados mediante el módulo *trimodel* (*Triangulated Sloth Model*), de Seismic Un\*x. Este módulo permite la asignación de interfaces con geometrías arbitrarias, basado en la interpolación de puntos definidos, generando modelos de una determinada complejidad con límites suaves entre las diferentes capas. Los parámetros son ingresados como valores de *sloth* o inverso de la velocidad ( $1/v^2$ ), donde  $v$  representa la velocidad (o la densidad). Este módulo interpola los valores de velocidad dentro de cada superficie cerrada mediante la triangulación de puntos en las interfaces de las capas que se establecen (Stockwell y Cohen, 2008).

Los modelos generados por triangulación son convertidos a modelos uniformemente muestreados mediante la rutina *tri2uni* (*Triangulated to Uniformly sampled model*) (ver Apéndice A) y, a partir del valor de *sloth*, se calcula el valor de cada parámetro (velocidad de onda P, onda S o densidad) utilizando un código en lenguaje C (González, 2011) (ver Apéndice B). Los valores de los parámetros utilizados para cada medio se encuentran en la Tabla 4.

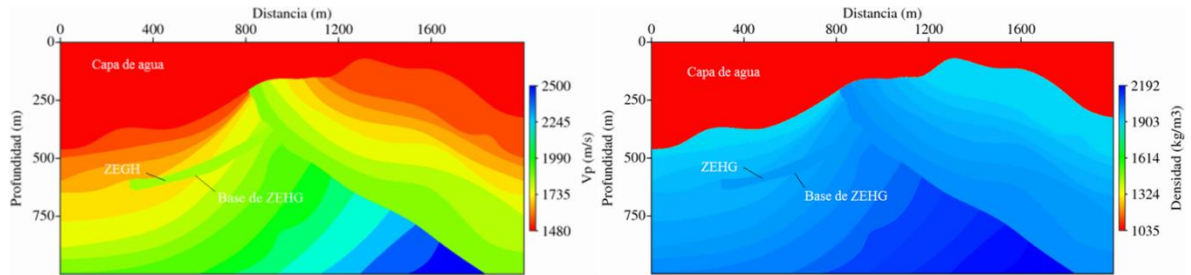
**Tabla 4.** Valores de parámetros elásticos utilizados en la generación de los modelos sintéticos.

| <b>Medio</b>        | <b>Velocidad de onda P (m/s)</b> | <b>Velocidad de onda S (m/s)</b> | <b>Densidad (kg/m<sup>3</sup>)</b> |
|---------------------|----------------------------------|----------------------------------|------------------------------------|
| Capa de agua        | 1480 (1)                         | 0                                | 1035 (1)                           |
| Capas sedimentarias | 1500 a 2500 (2)                  | Ecuación (4.2)                   | Ecuación (3.1)                     |
| Zona de hidratos    | 1825 (1)                         | 417 (1)                          | 2010 (2)                           |
| Zona de gas libre   | 1488 (1)                         | 433 (1)                          | 1740 (3)                           |

Fuente: (1) Thakur y Rajput, 2011; (2) Makogon, 1997; (3) Lee et al., 1993.

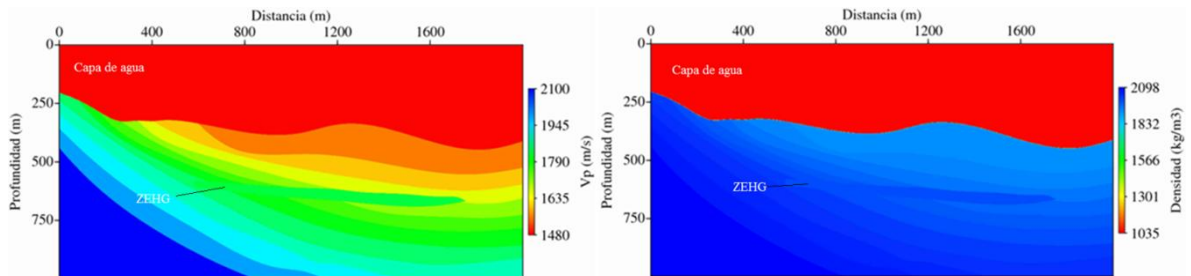
Los valores de velocidad de onda en las capas sedimentarias aumentan con la profundidad. Los modelos de velocidad de onda P y densidad e muestran en las Figuras 26 (Modelo 4), 27 (Modelo 6), 28 (Modelo 7) y 29 (Modelo 11).

**Figura 26.** Distribución del valor de la velocidad de onda P y densidad en el Modelo 4.

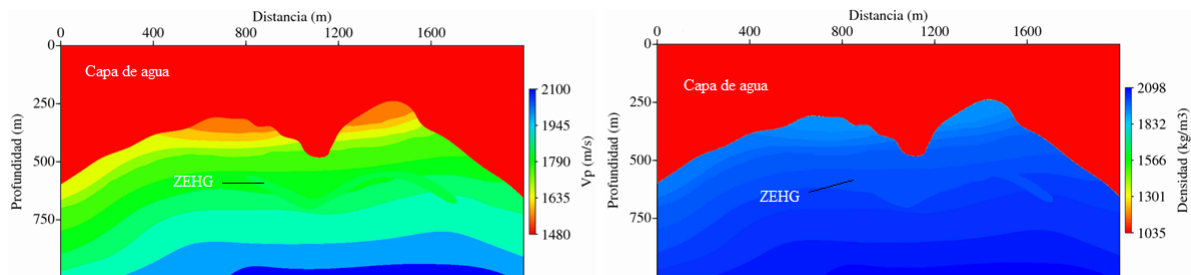


ZEHG: Zona de estabilidad de los hidratos de gas

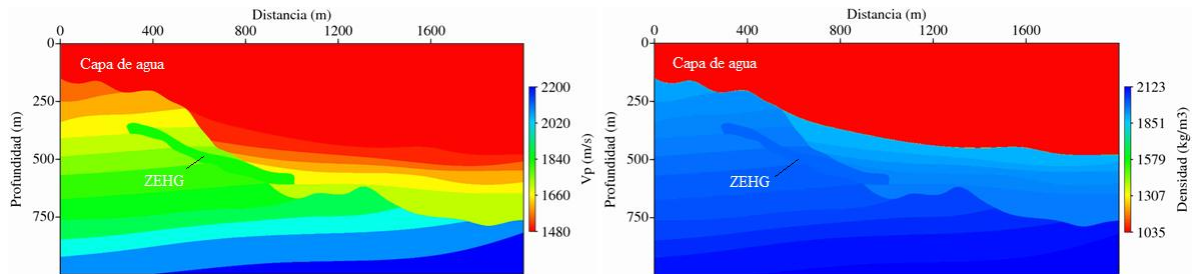
**Figura 27.** Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en el Modelo 6.



**Figura 28.** Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en el Modelo 7.



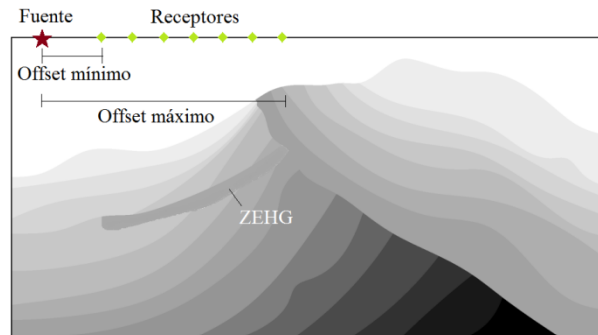
**Figura 29.** Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en el Modelo 11.



### 6.2.2 Diseño y realización de la adquisición

Para las adquisiciones se escogió un arreglo de geófonos con la fuente ubicada en uno de sus extremos (*end-on spread*) dado el ambiente marino en el que ésta se ejecutaría (ver Figura 30). Los parámetros de las adquisiciones realizadas se muestran en la Tabla 5. La posición de la fuente respecto al conjunto de geófonos (izquierda o derecha) fue escogida según la configuración de las capas en cada modelo, de tal modo que se registraran adecuadamente. La longitud del tendido se estableció para iluminar en la sísmica la zona de estabilidad de hidratos de gas en cada modelo.

**Figura 30.** Esquema de adquisición sísmica marina.



Para realizar la adquisición se empleó un código en lenguaje C (González, 2012), el cual modela la propagación de ondas acústicas en un medio isótropo mediante diferencias finitas utilizando una aproximación de cuarto orden para las derivadas espaciales y de segundo orden para los temporales (ecuación (2.36)) y evalúa el

campo de presión a partir de las componentes vertical y horizontal de la velocidad en cada uno de los pasos de tiempo del modelado. El intervalo de muestreo ( $\Delta x = \Delta z$ ) escogido fue de 1 m para tener una resolución espacial suficiente. El ancho de paso en el tiempo,  $\Delta t$ , fue calculado como (Villarreal, 1998)

$$\Delta t < 0.606 \frac{\Delta x}{V_{max}},$$

el cual corresponde a la condición de estabilidad de un esquema en diferencias finitas de cuarto orden (ecuación (2.35)) y  $V_{max}$  es el máximo valor de velocidad de onda P en el medio, tomado en este caso igual a 2500 m/s<sup>2</sup>. El intervalo de muestreo escogido fue entonces 0.0002 s. La frecuencia seleccionada para las adquisiciones fue de 20 Hz, con la cual se obtenía una buena definición de los reflectores y se disminuían los efectos de dispersión de malla.

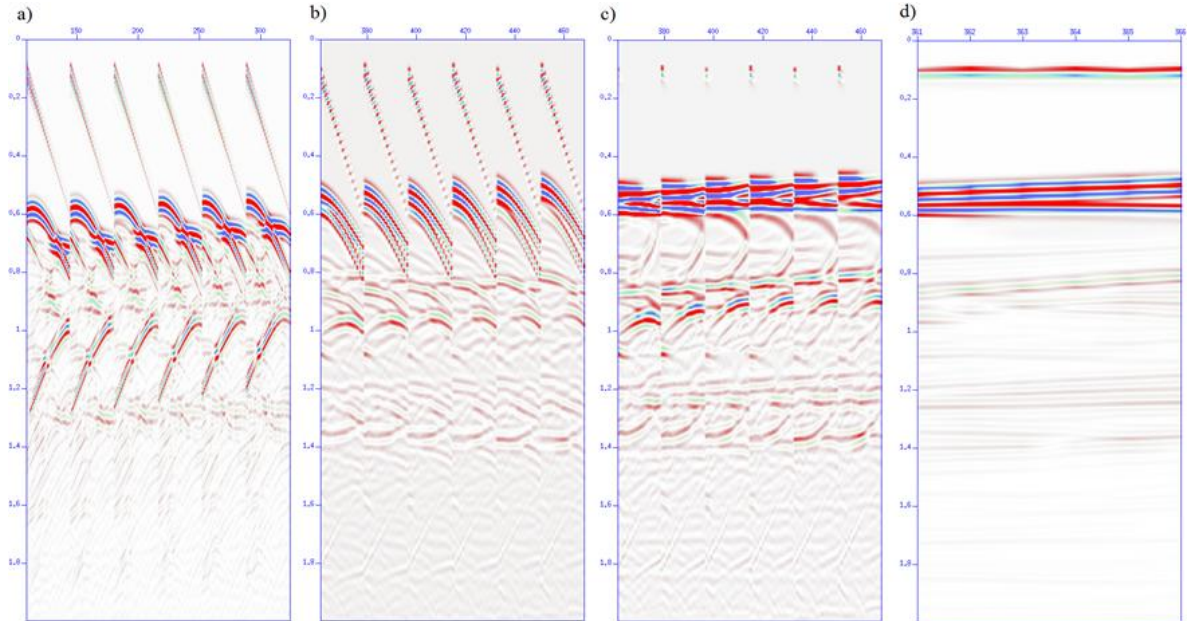
**Tabla 5.** Parámetros de adquisición para el modelado acústico.

| <b>Parámetro</b>               | <b>Modelo 4</b> | <b>Modelo 6</b> | <b>Modelo 7</b> | <b>Modelo 11</b> |
|--------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|------------------|
| Ubicación de la fuente         | Izquierda       | Derecha         | Derecha         | Derecha          |
| Intervalo de disparos          | 20 m            | 20 m            | 20 m            | 20 m             |
| Intervalo de receptores        | 20 m            | 20 m            | 20 m            | 20 m             |
| Número de geófonos por disparo | 36              | 31              | 31              | 31               |
| Mínimo offset                  | 100 m           | 200 m           | 200 m           | 200 m            |
| Máximo offset                  | 800 m           | 800 m           | 800 m           | 800 m            |
| Posición x del primer disparo  | 40 m            | 1000 m          | 1000 m          | 800 m            |
| Posición x del último disparo  | 800 m           | 1960 m          | 1960 m          | 1600 m           |
| Número de disparos             | 39              | 49              | 49              | 41               |

### 6.2.3 Procesamiento de los datos sísmicos

Los sismogramas obtenidos durante la adquisición, correspondientes a cada uno de los disparos, fueron concatenados mediante la rutina *cat* del entorno Linux para generar un único archivo sísmico para ser procesado (ver Figura 31).

**Figura 31.** Secuencia de procesamiento para un conjunto de trazas, Modelo 4.



a) Sismogramas concatenados correspondientes a los disparos realizados en  $sx = 100$  a  $200$ , b) trazas ordenadas por CMP ( $cdp = 500$  a  $550$ ), c) trazas después de la corrección NMO ( $cdp = 500$  a  $550$ ), d) trazas apiladas ( $cdp = 500$  a  $550$ ).

#### 6.2.3.1 Adición de cabeceras y ordenamiento por CMP

La asignación de las cabeceras puede realizarse para cada uno de los disparos (*shot gathers*) por separado, antes de ser concatenados, o después de este proceso. Mediante los módulos *suaddhead* (*SU Adding Header*) y *suresamp* (*SU Resample in Time*) (Stockwell y Cohen, 2008) se agregó la cabecera  $dt$ , correspondiente al intervalo de muestreo en el tiempo utilizado en el modelado ( $0.0002$  s), y se remuestreó el archivo sísmico a una tasa  $dt = 0.004$  s, para reducir los requerimientos de almacenamiento del mismo (durante el remuestreo, no se

pierden detalles notorios de los reflectores registrados). De esta manera, los datos sísmicos adquieren el formato \*.su requerido para el procesamiento con Seismic Un\*x, y le son asignados los parámetros que identifican cada traza.

Las cabeceras *trac1* (secuencia numérica de las trazas en el archivo sísmico), *tracr* (análoga a la cabecera *trac1*), *tracf* (secuencia numérica de las trazas dentro de cada disparo), *fldr* (secuencia numérica del disparo al que pertenece la traza), *sx* (posición de la fuente), *gx* (posición del receptor que registra la traza) y *offset* (distancia entre la fuente y el receptor) fueron asignadas mediante el módulo *sushw* (*SU Set Header Word*), siguiendo el modelo de códigos presentados en Vieira (2007). La cabecera *cdp* (punto común en profundidad) fue calculada a partir del valor de *sx* y *gx* como el punto medio común, CMP, usando el módulo *suchw* (*SU Change Header Word*) (ver Apéndice C).

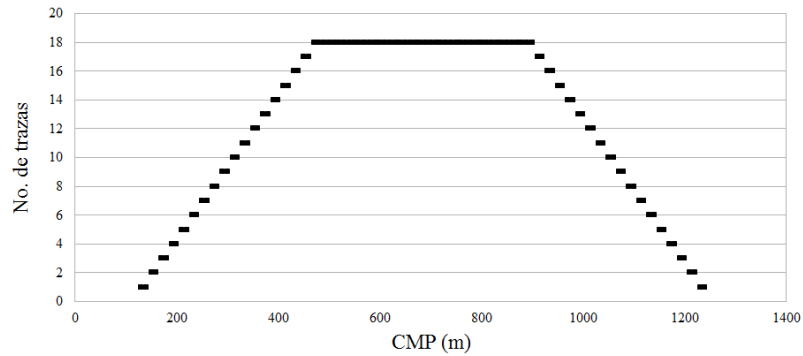
Las trazas del archivo sísmico fueron ordenadas según el valor de la cabecera *cdp* y *offset* mediante el módulo *susort* (Stockwell y Cohen, 2008), de tal manera que se puedan extraer los conjuntos de trazas que corresponden a un mismo punto medio común para realizar el análisis de velocidad (ver Figura 31).

### **6.2.3.2 Análisis de velocidad y corrección NMO**

El análisis de velocidad fue realiza utilizando los códigos presentados en Forel (2005). Estos códigos requieren como datos de entrada el archivo sísmico ordenado por *cdp* y *offset* y la posición de los CMPs (o CDPs como son requeridos y tratados por el paquete Seismic Un\*x) a los que se les realizará el análisis de velocidad.

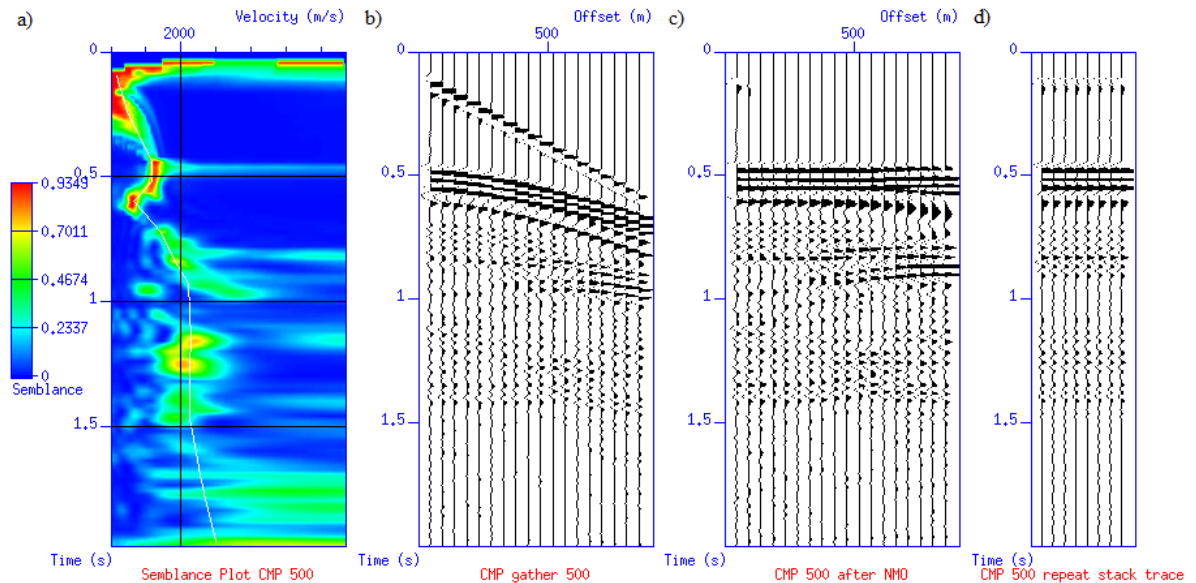
A través del módulo *sukeycount* (*SU Count a Key*) se obtuvieron la cantidad de trazas que pertenecientes a cada uno de los CMPs del archivo sísmico y se realizó la gráfica de cubrimiento del mismo (ver Figura 32). Para el análisis de velocidad se escogieron los CMPs que contenían una mayor cantidad de trazas, espaciados cada cierto intervalo.

**Figura 32.** Gráfica de cubrimiento, Modelo 4.



Los códigos presentados en Forel (2005) (*iva.sh*) realizan el análisis de velocidad mediante la técnica de análisis de semblanza, implementada en el módulo *suvelan* (*SU Velocity Analysis*) (Stockwell y Cohen, 2008). Dentro del espectro de velocidades se escogen aquellas que presentan los valores más altos de semblanza y que, por lo tanto, corresponden a las velocidades de apilado más adecuadas para cada uno de los eventos registrados dentro del CMP analizado (ver Figura 33).

**Figura 33.** Análisis de velocidad realizado para un CMP, Modelo 4, CMP = 500 m.



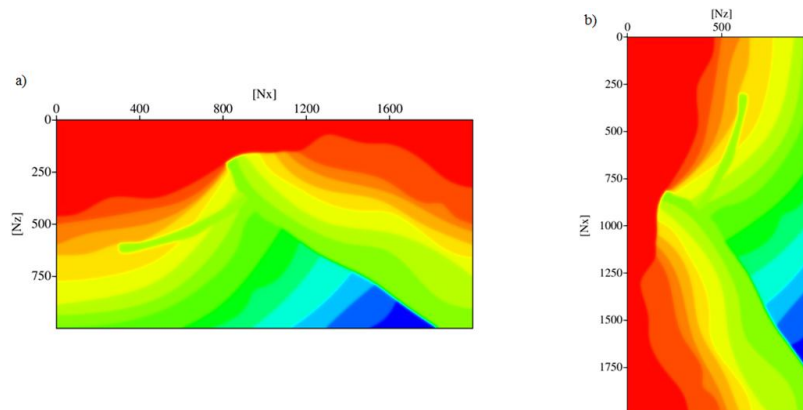
a) Gráfica de semblanza para el CMP, b) trazas pertenecientes al CMP ordenadas por offset, c) trazas con corrección NMO, d) trazas apiladas para el CMP.

Los valores de tiempo y velocidad NMO registrados para los CMPs fueron almacenados en un archivo de texto para aplicar posteriormente la corrección al archivo sísmico ordenado por CMP, mediante el módulo *sunmo* (*SU Normal Move Out*). Los pares de tiempo y velocidad deben estar en orden ascendente respecto al tiempo dentro de cada CMP al ser ingresados para realizar la corrección NMO; este orden puede ser verificado usando el módulo *tvnmoqc* (*Time-VNMO pairs Quality*).

### 6.2.3.3 Apilado y migración

Una vez realizada la corrección de los reflectores, se aplica el apilado sobre las trazas mediante el módulo *sustack* (*SU Stack adjacent traces*), obteniendo una imagen sísmica apilada a cero offset (ver Figura 31). El cubrimiento de cada imagen sísmica sobre el modelo del que se obtuvo va desde el menor hasta el mayor valor de CMP.

**Figura 34.** Modelo de velocidad con interfaces suavizadas (a) y traspuesto (b) para realizar la migración en profundidad.



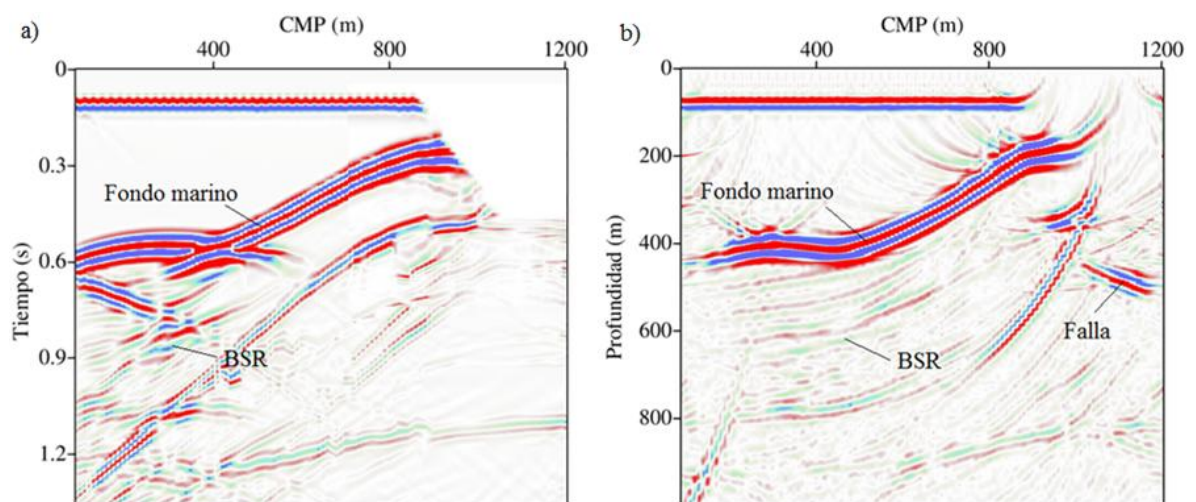
Con el fin de ubicar los reflectores hacia su verdadera posición en profundidad, se aplica la extensión del método migración propuesto por Jeno Gazdag por corrimiento de fase que tiene en cuenta las variaciones laterales de velocidad implementada en la rutina *sumigpspi* (*SU Gazdag's Phase-Shift Plus Interpolation Migration*) (Stockwell y Cohen, 2008). Como parámetros de entrada se requiere la

sección sísmica apilada en tiempo y el modelo de velocidad de intervalo como función de la profundidad. El modelo de velocidad ingresado corresponde al modelo de velocidad de onda P que fue utilizado para la adquisición, suavizando las interfaces mediante la rutina *smooth2*, traspuesto en sus coordenadas usando la rutina *transp* (ver Apéndice D); el modelo ingresado no se encuentra como un arreglo  $[Nz]*[Nx]$  como fue diseñado, sino como un arreglo  $[Nx]*[Nz]$ , como es requerido por la rutina de migración en profundidad (ver Figura 34).

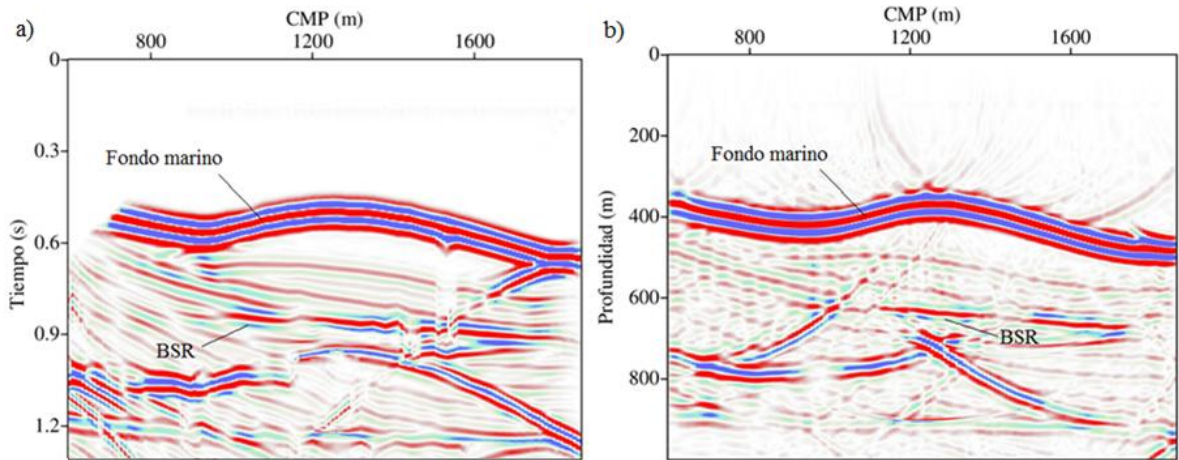
#### 6.2.4 Identificación del BSR en imágenes acústicas apiladas y migradas

Para propósitos de visualización se han representado los reflectores con polaridad positiva de las secciones sísmicas con tonos rojos y con tonos azules aquellos con polaridad negativa. En las secciones apiladas en tiempo y migradas en profundidad, el reflector correspondiente al fondo marino se presenta con alta amplitud y polaridad positiva. Por el contrario, el reflector simulador del fondo marino, BSR, puede identificarse con polaridad negativa, aunque su amplitud no es lo suficientemente alta, dificultándose en algunos casos su identificación, y sigue la misma orientación del reflector del fondo marino (ver Figuras 35 a 38).

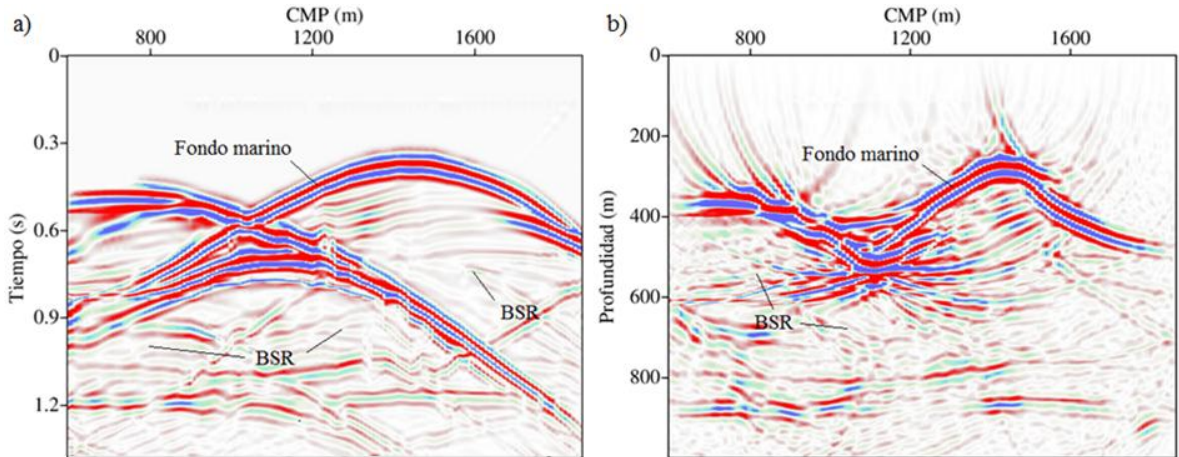
**Figura 35.** Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 4 sin capa de gas libre.



**Figura 36.** Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 6 sin capa de gas libre.

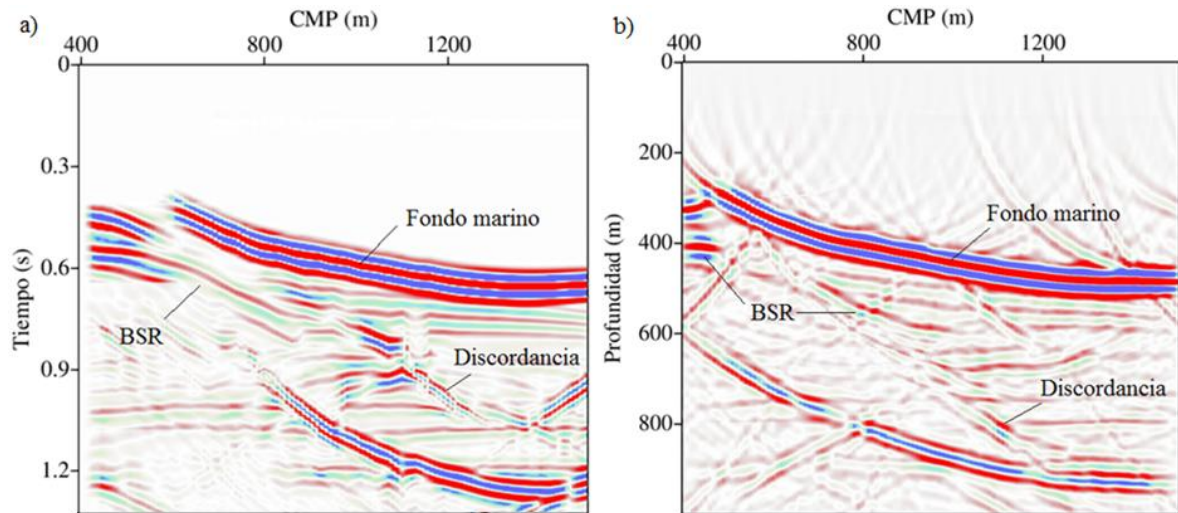


**Figura 37.** Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 7 sin capa de gas libre.



En las secciones del Modelo 11, la amplitud del BSR se observa influenciada por la velocidad de la onda P de las capas que se encuentran debajo de la zona de estabilidad de los hidratos de gas, siendo más alta a menores profundidades. Otras características, como la falla inversa en la configuración del Modelo 4 y la discordancia del Modelo 11, pueden ser identificadas en las imágenes sísmicas.

**Figura 38.** Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 11 sin capa de gas libre.

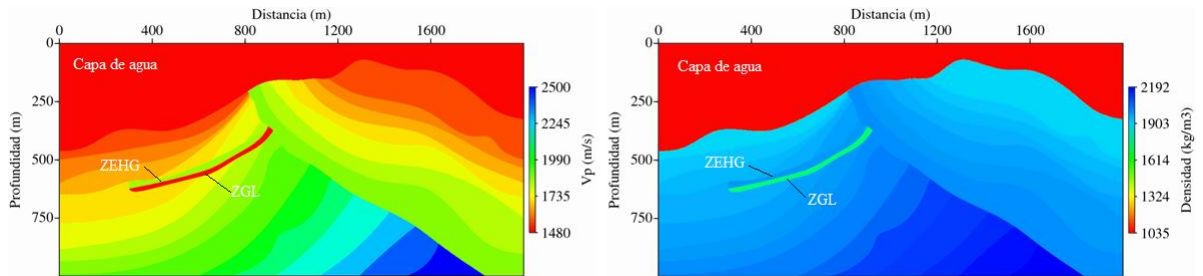


### 6.3 EFECTO DE LA CAPA DE GAS LIBRE

Con el fin de evaluar la influencia en la respuesta acústica de la capa de gas libre que se presenta bajo las formaciones de hidratos de gas en algunos casos, se incluyó una capa con los parámetros descritos en la Tabla 4, que representa una zona saturada en gas por debajo de la zona de estabilidad de los hidratos. Los modelos de velocidad de onda P y de densidad generados para estudiar este aspecto se muestran en las Figuras 39 a 42, obtenidos siguiendo la misma metodología presentada anteriormente.

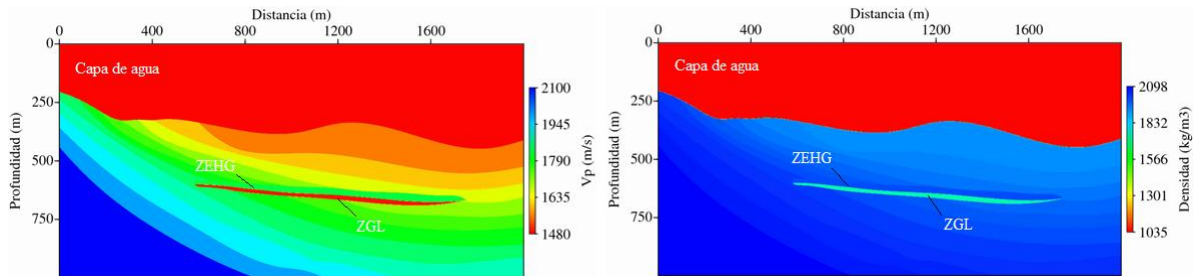
La obtención de secciones sísmicas sobre estos modelos fue realizada bajo los mismos parámetros de adquisición descritos en la Sección 3.2.2 y el procesamiento desarrollado de la misma manera que en la Sección 3.2.3. Las imágenes acústicas apiladas en tiempo y migradas en profundidad se muestran en las Figuras 43 a 46.

**Figura 39.** Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en el Modelo 4 con capa de gas libre.

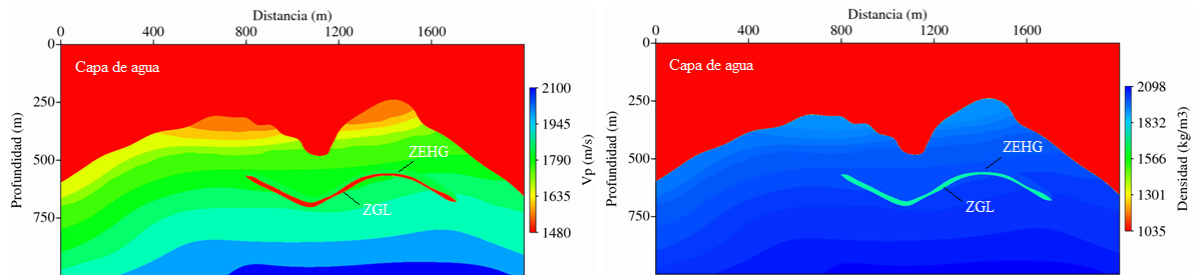


ZEHG: Zona de estabilidad de los hidratos de gas, ZGL: Zona de gas libre.

**Figura 40.** Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en el Modelo 6 con capa de gas libre.



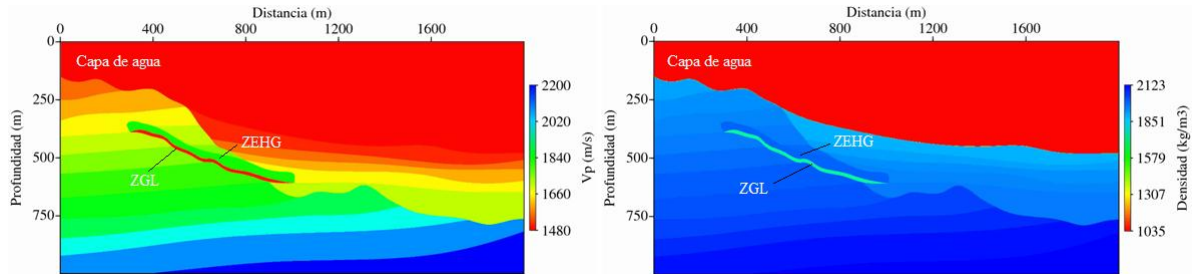
**Figura 41.** Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en el Modelo 7 con capa de gas libre.



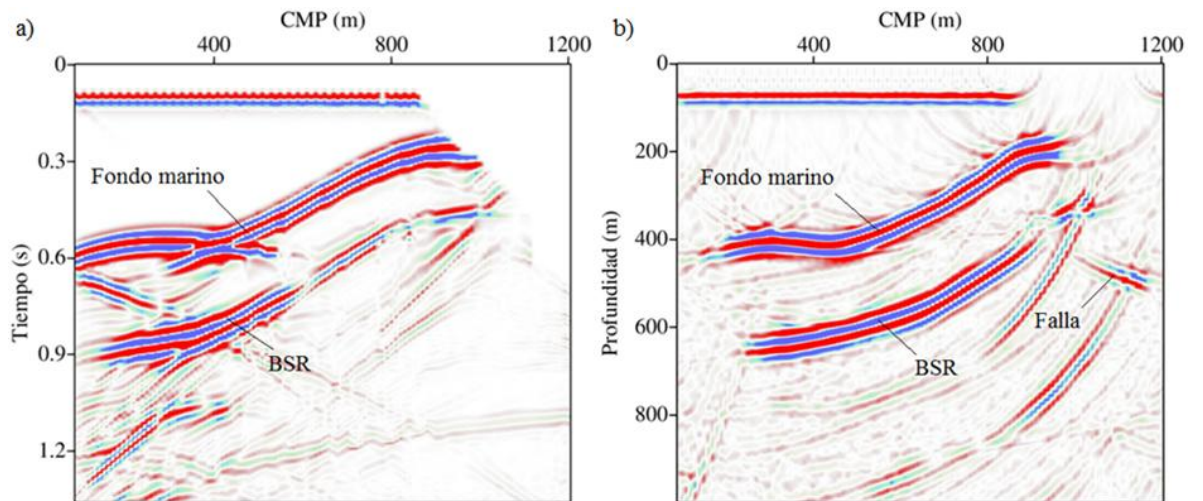
En estas secciones sísmicas, en contraste con las mostradas en la Sección 3.2.4, el BSR se presenta como un reflector de polaridad negativa y alta amplitud. La formación de hidratos no genera necesariamente una alta amplitud en el BSR. La anomalía en amplitud del BSR es debida principalmente a las propiedades

reológicas de la capa de gas libre infrayacente a la zona de estabilidad de los hidratos.

**Figura 42.** Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en el Modelo 11 con capa de gas libre.

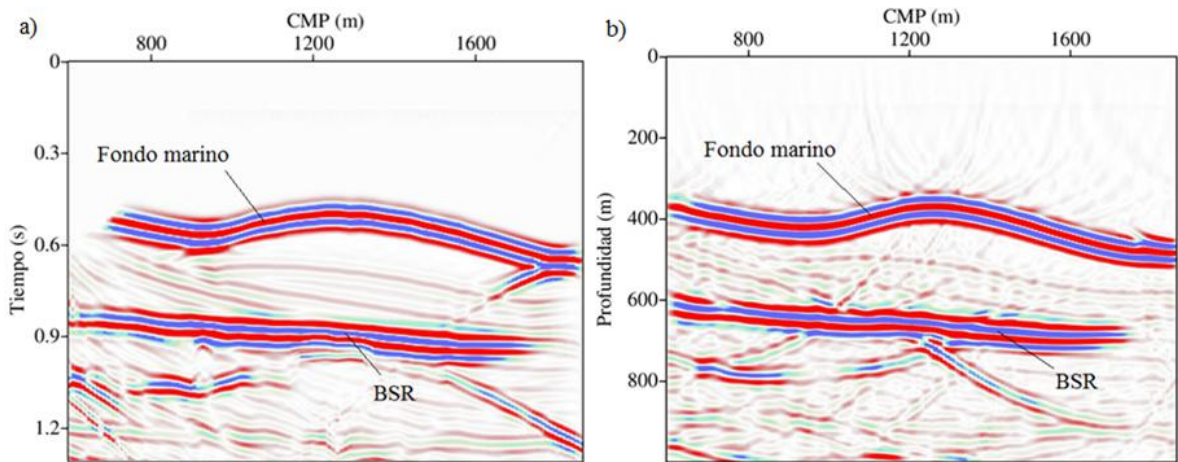


**Figura 43.** Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 4 con capa de gas libre.

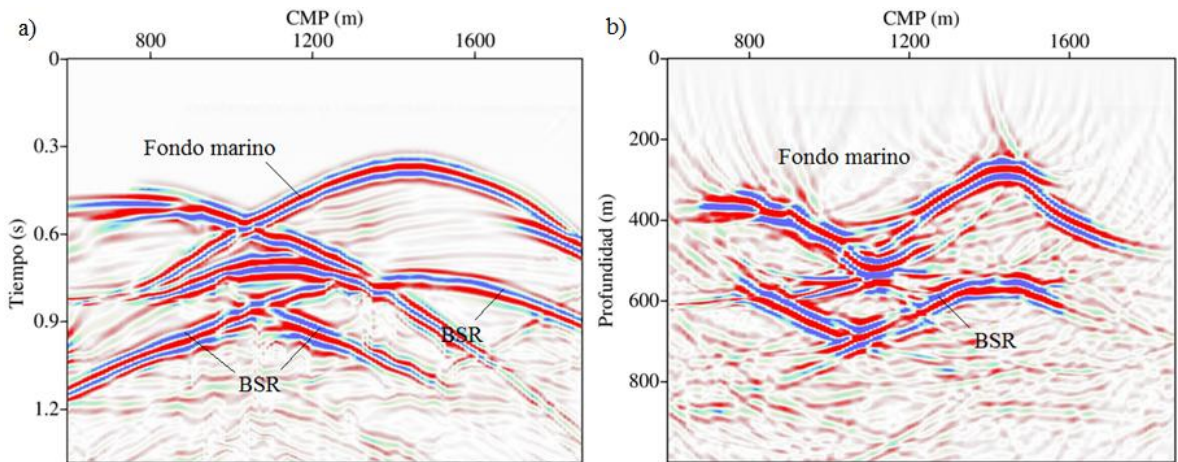


En algunas localidades en donde se han recuperado muestras con hidratos de gas, el BSR no ha sido identificado en las secciones sísmicas (Thakur y Rajput, 2011). De acuerdo a los resultados, la inexistencia de una capa saturada en gas debajo de la zona con hidratos constituye una explicación a la ausencia del BSR en las imágenes sísmicas. Esto concuerda con las hipótesis planteadas por otros autores, por ejemplo, Lin et al. (2009) para algunos sectores del suroeste de Taiwán.

**Figura 44.** Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 6 con capa de gas libre.

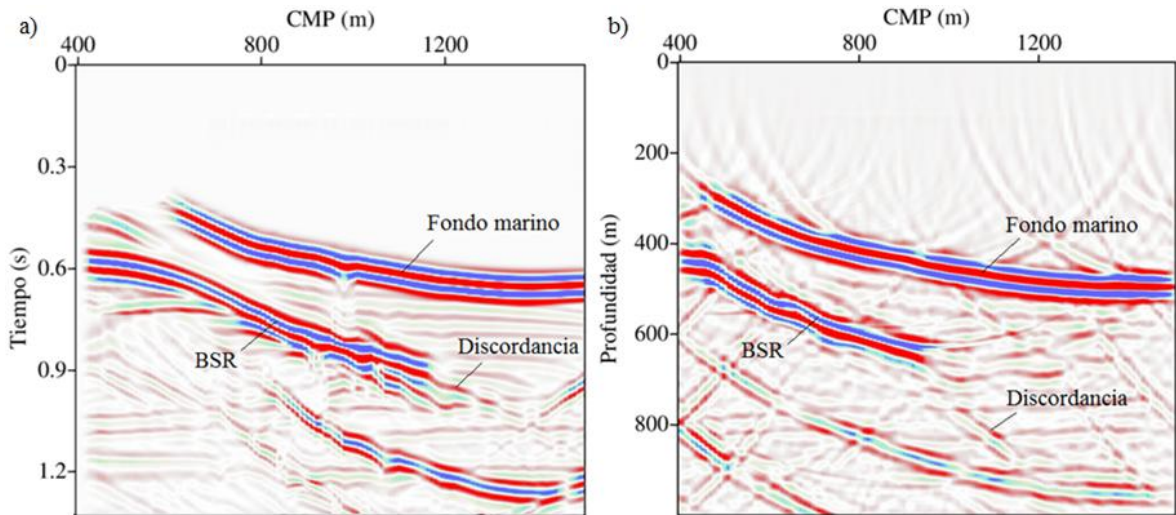


**Figura 45.** Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 7 con capa de gas libre.



El contraste en la amplitud del BSR cuando se presenta una capa de gas libre por debajo de la zona de estabilidad de hidratos puede observarse igualmente en los sismogramas correspondientes a disparos individuales (ver Figura 47). El reflector del fondo marino se presenta con alta amplitud y polaridad positiva. El BSR, aunque en ambos casos posee una polaridad contraria a la del reflector del fondo marino, su amplitud es alta solamente cuando se encuentra una capa de gas libre infrayacente.

**Figura 46.** Sección apilada en tiempo TWT (a) y sección migrada en profundidad (b), Modelo 11 con capa de gas libre.



#### 6.4 INFLUENCIA DE LA SATURACIÓN EN HIDRATOS DE GAS

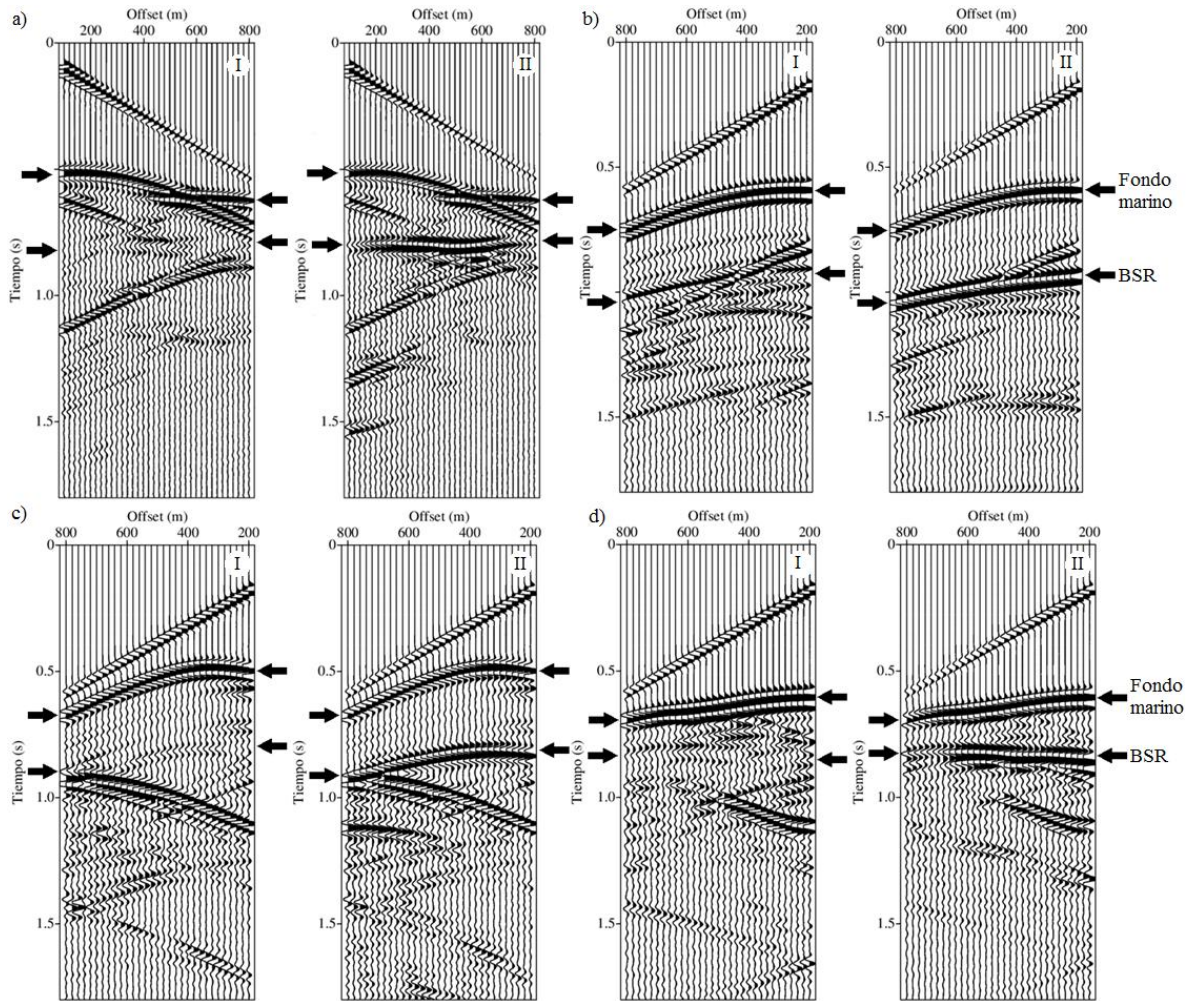
La metodología desarrollada por Carcione y Gei (2004) y descrita en la Sección 2.5, permite establecer una dependencia entre la saturación en hidratos de gas y la velocidad de onda P y S y la densidad que presenta la roca sedimentaria que los contiene.

**Tabla 6.** Parámetros mecánicos de los componentes de una roca sedimentaria con hidratos de gas.

|                                 | Cuarzo | Hidrato | Agua |
|---------------------------------|--------|---------|------|
| Módulo de compresibilidad (GPa) | 36     | 7.7     | 2.3  |
| Módulo de rigidez (GPa)         | 45     | 3.2     | -    |
| Densidad (kg/m <sup>3</sup> )   | 2650   | 900     | 1030 |

Fuente: Helgerud et al. (1999), en Carcione y Gei (2004).

**Figura 47.** Influencia de la capa de gas libre en la formación del BSR en sismogramas de campo de presión.



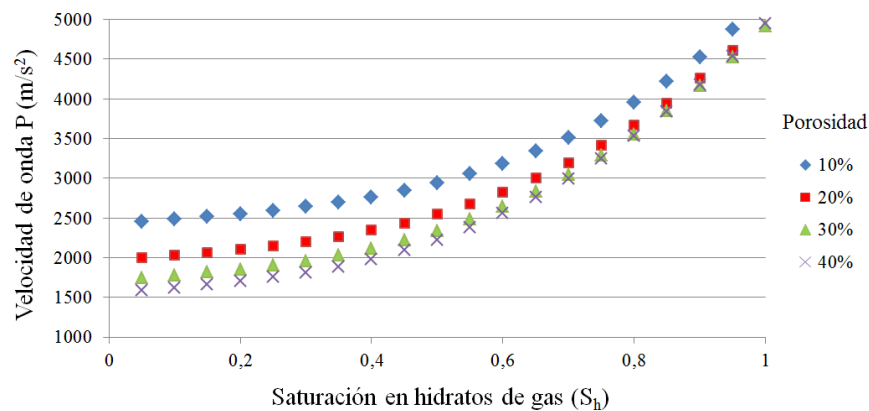
a) Modelo 4,  $x_s=200$ , b) Modelo 6,  $x_s=1700$ , c) Modelo 7,  $x_s=1800$ , d) Modelo 11,  $x_s=1100$ , I) sin capa de gas libre, II) con capa de gas libre.

Considerando un medio que corresponde a una arenisca en la que el armazón, descrito en la teoría de Biot, está formado por dos sólidos, granos de cuarzo y agregados de hidratos y el fluido que se encuentra rellenando los espacios dejados por los sólidos es agua marina, cuyos parámetros mecánicos se muestran en la Tabla 6, pueden obtenerse curvas de dependencia entre la velocidad de onda P y la densidad de la roca respecto a la saturación en hidratos de gas ( $S_h$ ) de

la misma (ver Figuras 48 y 49). La porosidad que se muestra en la leyenda de las gráficas corresponde al espacio ocupado por los hidratos de gas y el agua\*.

El método utilizado por estos autores requiere como referencia la velocidad de propagación de onda P y S en una roca completamente saturada por agua ( $V_{P0}$  y  $V_{S0}$ , ecuaciones (2.44) y (2.45)). Para esto, se toma la capa inmediatamente superior a la zona de hidratos de gas en el perfil de velocidades mostrado en la Figura 18. Se define entonces  $V_{P0} = 1775$  m/s y  $V_{S0} = 408$  m/s. La densidad de esta capa se calcula aplicando la ecuación (3.1), obteniendo que  $\rho_0 = 2026$  kg/m<sup>3</sup> y se asume una porosidad de 30% en la misma. En las curvas de velocidad y densidad se tuvieron en cuenta valores de porosidad dentro del rango de rocas sedimentarias poco consolidadas, inferiores a 40%, de acuerdo también con las suposiciones de Kuster y Töksoz (1974) en la deducción de los parámetros para un medio de dos fases (ver Sección 2.5).

**Figura 48.** Dependencia de la velocidad de onda P respecto a la saturación en hidratos de gas en una roca sedimentaria.

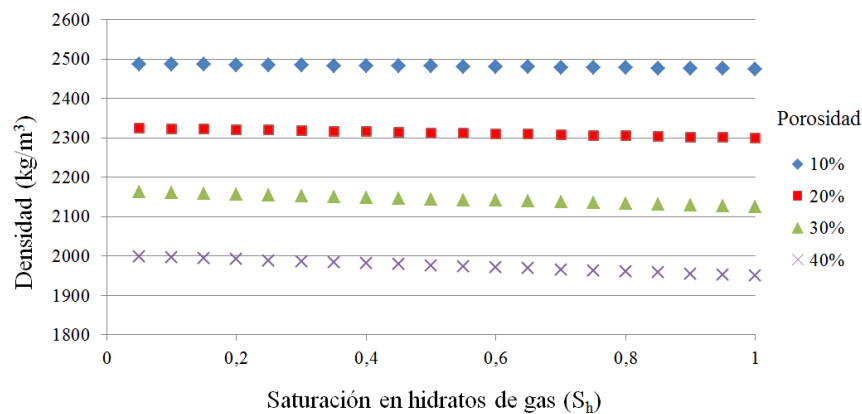


Basado en Carcione y Gei (2004).

\* La porosidad referida dentro de la teoría de Biot corresponde al espacio ocupado por la fase fluida. Los hidratos hacen parte, por lo tanto, del armazón, al comportarse mecánicamente como sólidos. Sin embargo, dentro de la descripción de rocas sedimentarias los hidratos de gas constituyen el cemento de la roca y no hacen parte del armazón, por lo que se tratan como parte del espacio poral.

En la Figura 48 se observa que, cuando la porosidad de la roca sedimentaria es baja, el comportamiento mecánico de los granos de cuarzo genera una mayor velocidad de onda P en la roca. A medida que aumenta la saturación en hidratos de gas, la diferencia en velocidad entre curvas de porosidades diferentes disminuye debido a que la proporción de hidratos es mayor en las rocas con porosidad alta, los cuales incrementan la compresibilidad y la rigidez del medio en mayor magnitud que el agua, aunque no de la misma manera que el cuarzo.

**Figura 49.** Dependencia de la densidad respecto a la saturación en hidratos de gas en una roca sedimentaria.



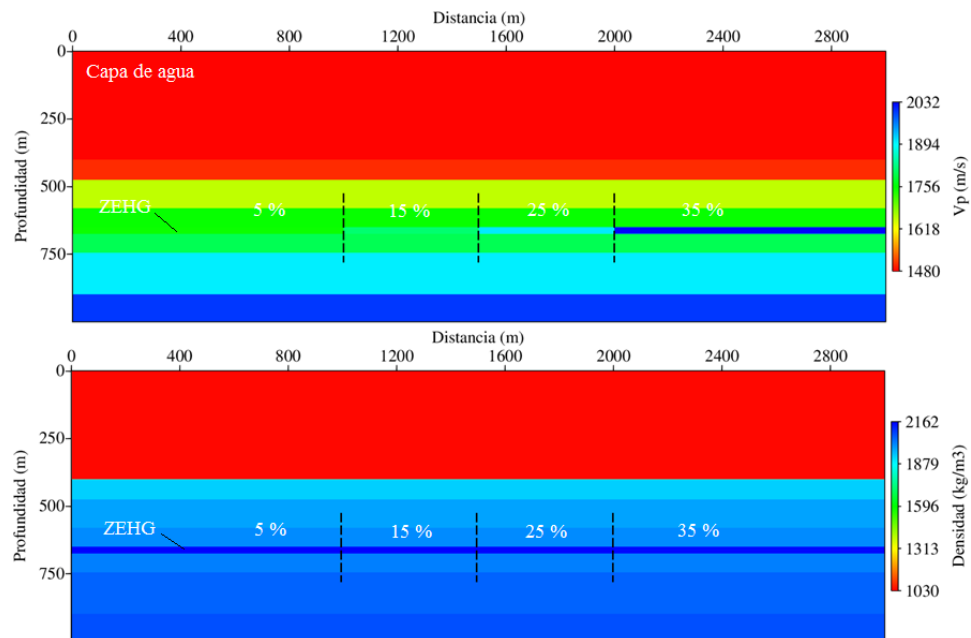
Basado en Carcione y Gei (2004).

En las curvas de la Figura 49, debido a la mayor densidad del cuarzo, la densidad de rocas sedimentarias con porosidades más bajas es superior. Para una misma porosidad, la densidad de la roca disminuye ligeramente a medida que aumenta su contenido de hidratos debido a la menor densidad de éstos respecto a la del agua.

Para evaluar la variación de la anomalía en amplitud y polaridad del BSR respecto a la saturación en hidratos de gas se consideraron dos modelos geológicos formados por capas sedimentarias horizontales (ver Figuras 50 y 51). En la parte superior se encuentra una columna de agua de 400 m y la zona de estabilidad de los hidratos de gas está ubicada entre 650 y 675 m de profundidad. Por debajo de

ésta se encuentra una capa que representa, en uno de los modelos, una capa de roca y en el otro, una capa con gas libre. El modelo corresponde a una generalización de los perfiles de velocidad de onda P y densidad usados en la Sección 3.1. La zona de estabilidad de los hidratos fue dividida en cuatro secciones a las cuales se les asignaron, de izquierda a derecha, valores de onda P y densidad correspondientes a saturaciones de 5, 15, 25 y 35% en hidratos de gas, respectivamente, asumiendo una porosidad de 30% para sedimentos marinos (Bourbié et al., 1987). El rango asignado se basó en la saturación promedio reportada por Carcione y Gei (2004) de 21 a 37%.

**Figura 50.** Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en un modelo de capas horizontales sin capa de gas libre al variar la saturación en hidratos de gas.

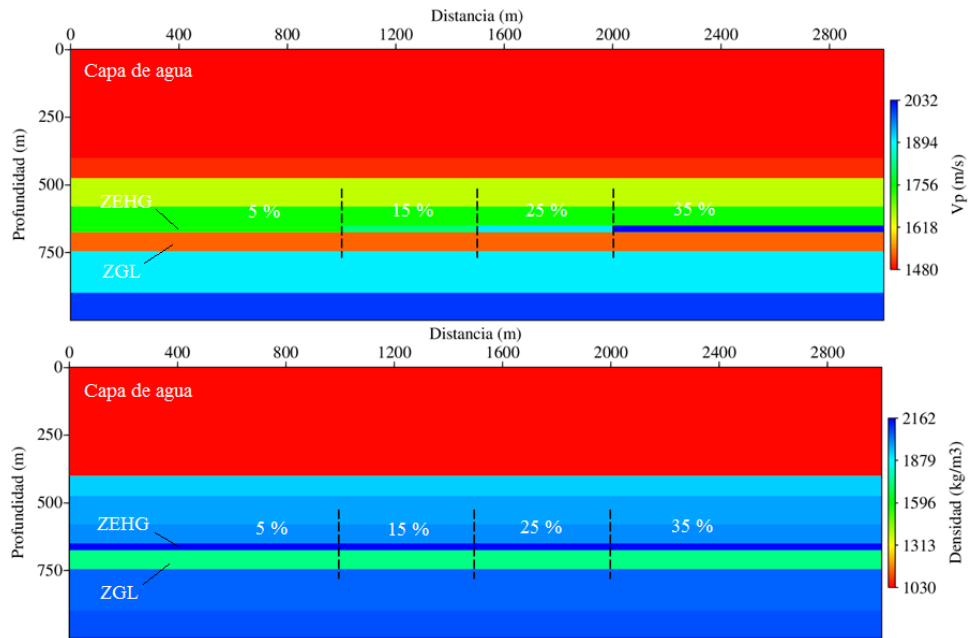


ZEHG: Zona de estabilidad de los hidratos de gas.

Los modelos de velocidad y densidad se generaron mediante el módulo *unif2* (2-D *Uniformly sampled profile*) de Seismic Un\*x. En el parámetro *v00* requerido pueden incluirse valores de velocidad de onda P, S o densidad (Vieira, 2007). La propagación del campo de onda acústico fue modelado, al igual que en las

secciones anteriores, mediante la solución de la ecuación de onda utilizando diferencias finitas (González, 2012). La secuencia de procesamiento fue descrita en la Sección 3.2.3.

**Figura 51.** Distribución del valor de velocidad de onda P y densidad en un modelo de capas horizontales con capa de gas libre al variar la saturación en hidratos de gas.

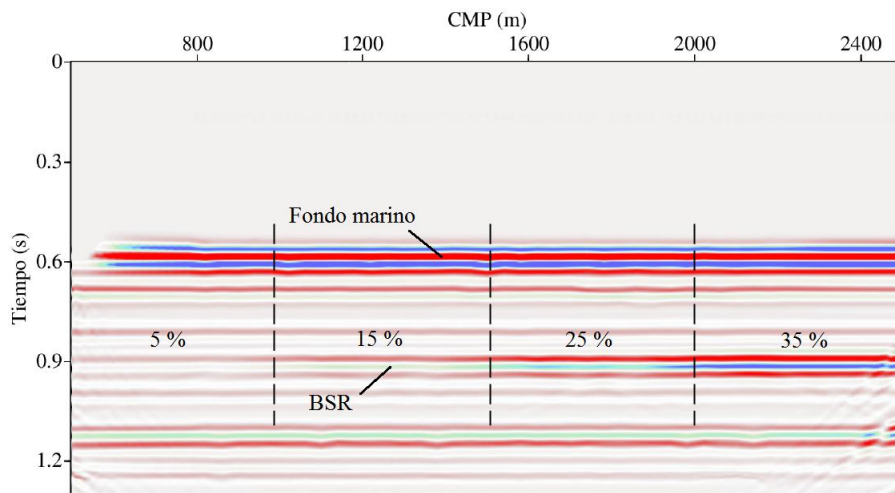


ZEHG: Zona de estabilidad de los hidratos de gas, ZGL: Zona de gas libre.

En la sección acústica generada sobre el modelo que no incluye una capa con gas libre (Figura 52), el BSR es prácticamente inapreciable a bajas saturaciones en hidratos, siendo notorio a partir de la tercera sección, en la que la saturación es del 25%. Su polaridad es inversa respecto al reflector del fondo marino. Cuando no existe una capa de gas libre debajo de la zona de estabilidad de los hidratos, la saturación en hidratos debe ser lo suficientemente alta para generar un contraste en impedancia acústica notorio para la formación del BSR. El reflector correspondiente al fondo marino se presenta con alta amplitud y polaridad positiva.

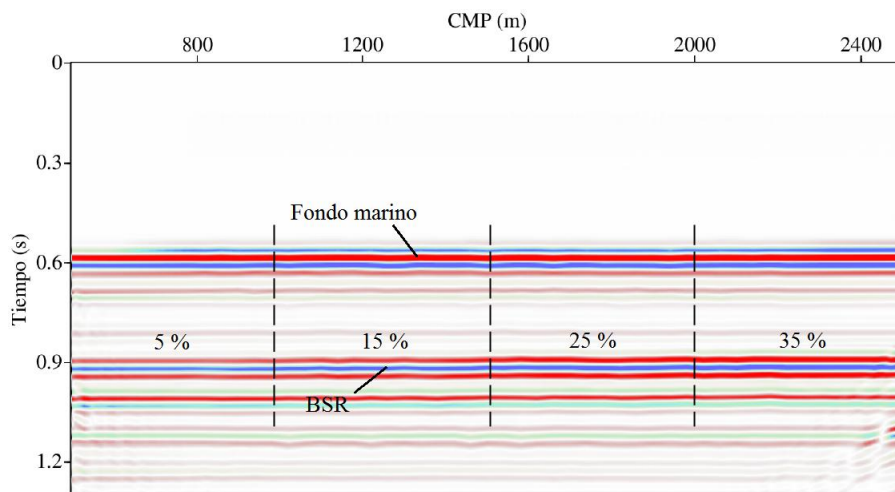
En la imagen sísmica obtenida a partir del modelo con zona de gas libre (Figura 53), el BSR presenta polaridad negativa y alta amplitud, incluso para bajas saturaciones en hidratos de gas. La variación en amplitud respecto a la saturación en hidratos no es tan notoria como en el caso en que no se presenta capa de gas libre.

**Figura 52.** Sección acústica apilada en tiempo TWT al variar la saturación en hidratos de gas en la zona de estabilidad, sin capa de gas libre.

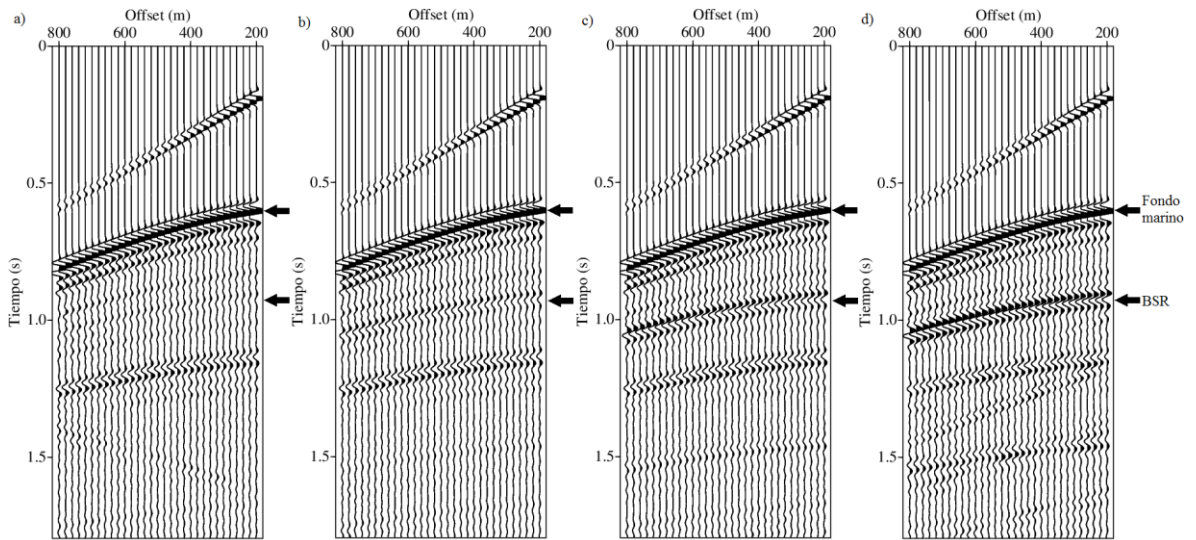


Se indica la saturación en hidratos de gas en la zona de estabilidad.

**Figura 53.** Sección acústica apilada en tiempo TWT al variar la saturación en hidratos de gas en la zona de estabilidad, con capa de gas libre.

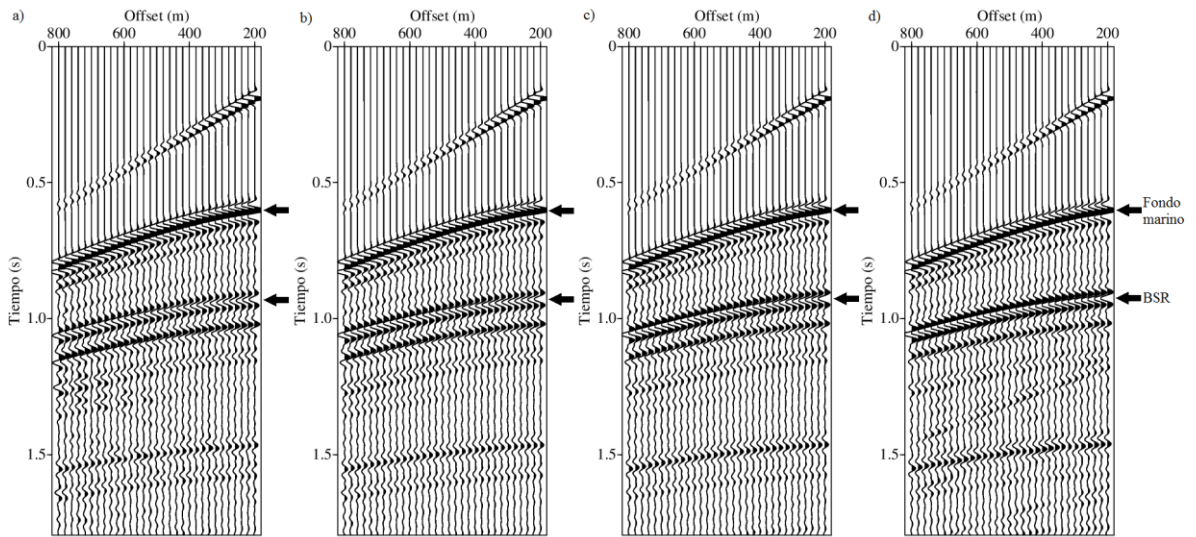


**Figura 54.** Influencia de la saturación en hidratos de gas sobre la amplitud del BSR en el campo de presión, modelo sin capa de gas libre.



Saturación en hidratos de gas: a) 5%, b) 15%, c) 25%, d) 35%.

**Figura 55.** Influencia de la saturación en hidratos de gas en la amplitud del BSR en el campo de presión, modelo con capa de gas libre.



Saturación en hidratos de gas: a) 5%, b) 15%, c) 25%, d) 35%.

En las Figuras 54 y 55 se muestra el contraste en la amplitud del BSR al variar el grado de saturación en hidratos de gas, en disparos individuales obtenidos sobre

modelos con y sin la presencia de gas libre debajo de la zona de estabilidad de los hidratos.

La amplitud del BSR es afectada de forma notoria por la saturación en hidratos de gas cuando no se presenta una capa de gas libre debajo de la zona de estabilidad de los hidratos. Cuando existe una capa de gas libre, la amplitud del BSR presenta menores variaciones respecto a la saturación.

## 7 MODELADO ELÁSTICO DE LA RESPUESTA SÍSMICA DE LOS HIDRATOS DE GAS

El modelado de la respuesta de los hidratos de gas utilizando un medio elástico, considera la propagación de ondas compresionales y transversales. Estos medios son descritos a través de la velocidad de onda P, onda S y la densidad del continuo en el que se propaga el campo de onda elástico.

### 7.1 EFECTO DE LA CAPA DE GAS LIBRE

#### 7.1.1 Generación de modelos de velocidad de onda S

Los modelos de distribución del valor de onda S fueron obtenidos siguiendo el mismo procedimiento para los modelos de velocidad de onda P y densidad, descrito en la Sección 3.2.1. Debido a que dentro del módulo *trimodel* de Seismic Un\*x los parámetros se ingresan como valor de *sloth* ( $1/v^2$ ), la velocidad de la capa de agua fue establecida en 0.1 m/s. Se usó un código en lenguaje C para asignarle un valor de velocidad de onda S a la capa de agua igual a 0 m/s en el modelo uniformemente muestreado, el cual utiliza una estructura condicionante que, para datos menores a cierto valor, le asigna un valor de 0 y aquellos mayores a éste mantienen su valor original.

La velocidad de onda P y S de un medio son dependientes entre sí a través de la relación de Poisson,  $\nu$ , (Bourbié et al., 1987)

$$\nu = \frac{0.5(V_P/V_S)^2 - 1}{(V_P/V_S)^2 - 1}. \quad (4.1)$$

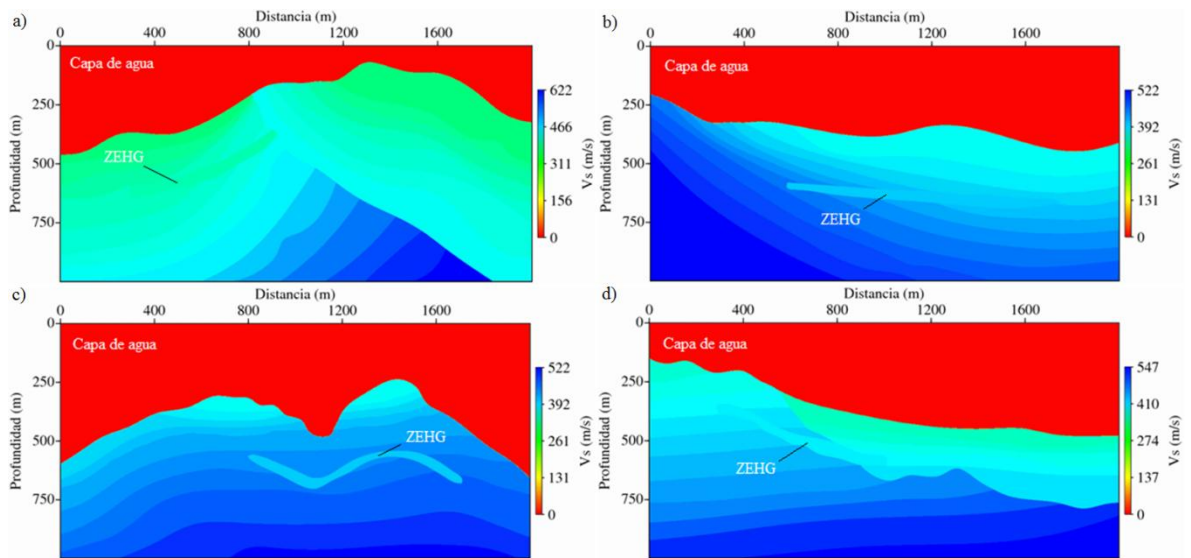
Se aplicó esta relación a las velocidades en el perfil mostrado en la Figura 18, obteniendo una relación de Poisson promedio de 0.467, la cual se encuentra

dentro del rango para sedimentos poco consolidados (Bourbié et al., 1987). Al utilizar este valor dentro de la ecuación

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}}, \quad (4.2)$$

se calcularon los valores de onda S para las capas de roca a partir de su velocidad de onda P. Para la capa saturada en hidratos de gas se asignó una velocidad de onda S igual a 417 m/s y para la capa con gas en forma libre de 433 m/s (ver Tabla 4). Los modelos de velocidad de onda S utilizados para el modelado elástico se muestran en las Figuras 56 y 57.

**Figura 56.** Distribución del valor de la velocidad de onda S, a) Modelo 4, b) Modelo 6, c) Modelo 7, d) Modelo 11, sin capa de gas libre.

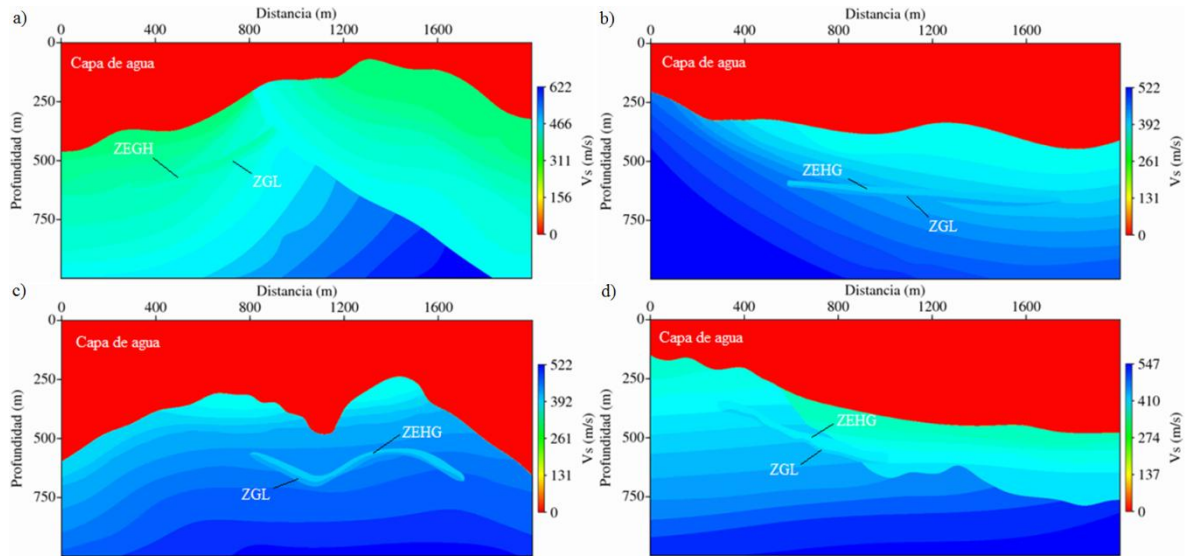


ZEHG: Zona de estabilidad de los hidratos de gas.

El modelado de la propagación del campo de onda se realizó usando un código en lenguaje C (González, 2013) que emplea un esquema numérico en diferencias finitas con una aproximación de cuarto orden para las derivadas respecto al espacio y de segundo orden para las derivadas respecto al tiempo (ecuación (2.36)) para solucionar la ecuación de onda elástica y evaluar las componentes

vertical y horizontal de la velocidad. La geometría y los parámetros de las adquisiciones corresponden a los mismos utilizados para el modelado del campo de onda acústico descrito en la Sección 3.2.2.

**Figura 57.** Distribución del valor de la velocidad de onda S, a) Modelo 4, b) Modelo 6, c) Modelo 7, d) Modelo 11, con capa de gas libre.

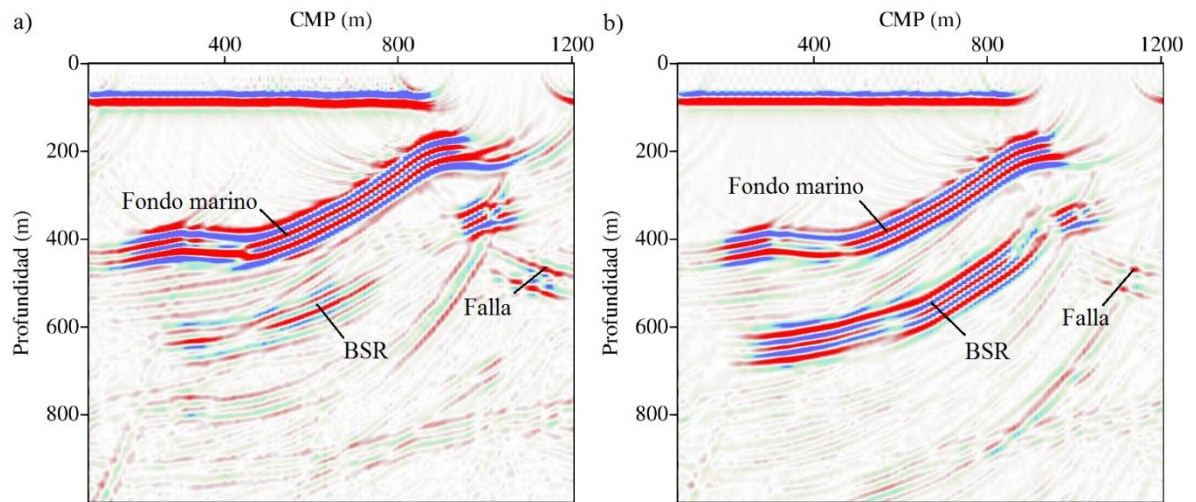


ZEHG: Zona de estabilidad de los hidratos de gas, ZGL: Zona de gas libre.

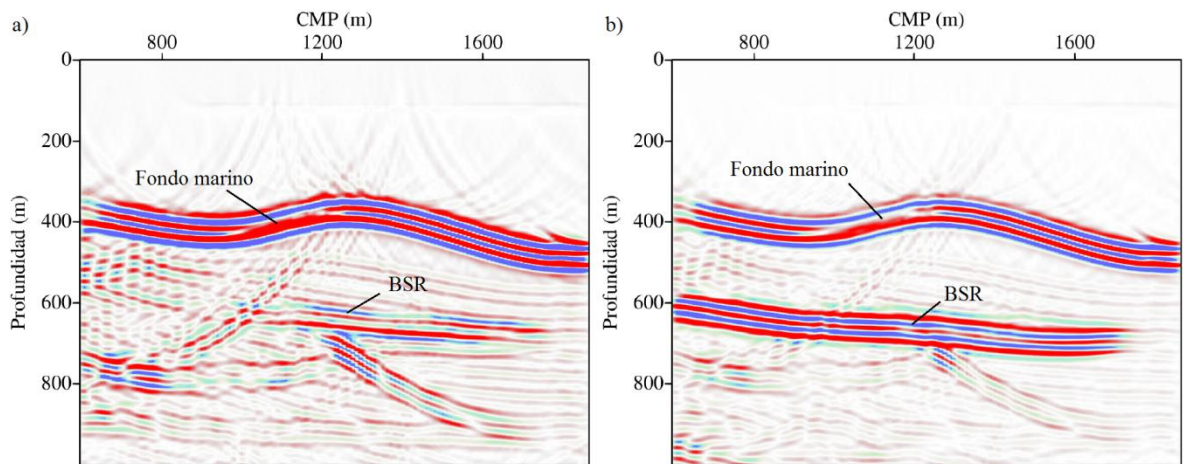
La perturbación de la fuente se propaga como un campo de onda acústico en la capa de agua y al transmitirse en las capas del lecho marino genera un campo de onda P y un campo de onda S que se reflejan en las interfaces de las capas. Al retornar a la capa de agua, las ondas se propagan nuevamente de forma compresional. La componente vertical del campo de onda elástico registra las ondas que se propagan en el plano del campo de presión, mientras que la evaluación de la componente horizontal no presenta equivalente en términos prácticos de la exploración sísmica marina de superficie.

Al registro de la componente vertical del campo de onda le fue aplicada la misma secuencia de procesamiento para los datos sísmicos del campo de presión, presentada en la Sección 3.2.3. Las secciones sísmicas migradas en profundidad obtenidas para cada uno de los modelos se muestran en las Figuras 58 a 61.

**Figura 58.** Sección sísmica migrada en profundidad, componente vertical, Modelo 4, a) sin capa de gas libre, b) con capa de gas libre.



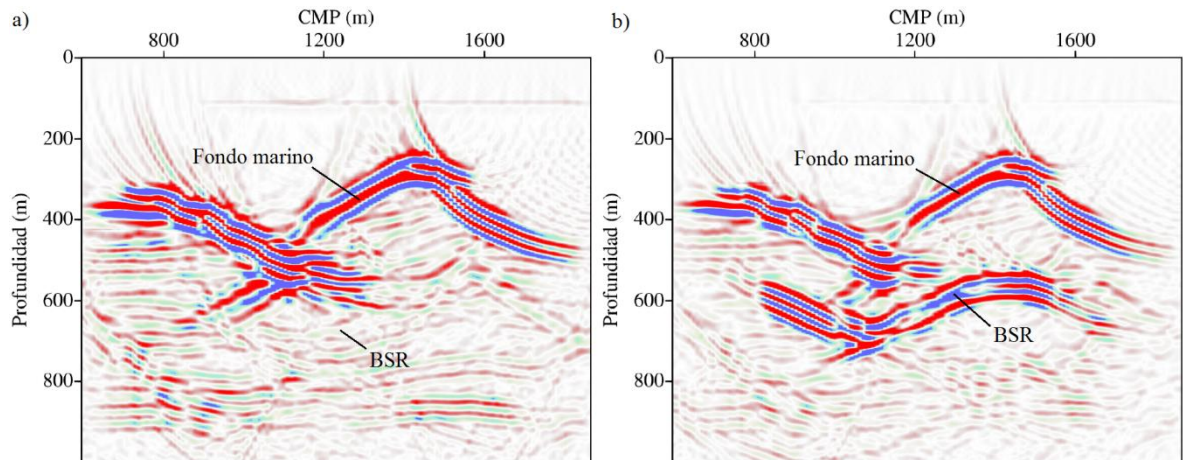
**Figura 59.** Sección sísmica migrada en profundidad, componente vertical, Modelo 6, a) sin capa de gas libre, b) con capa de gas libre.



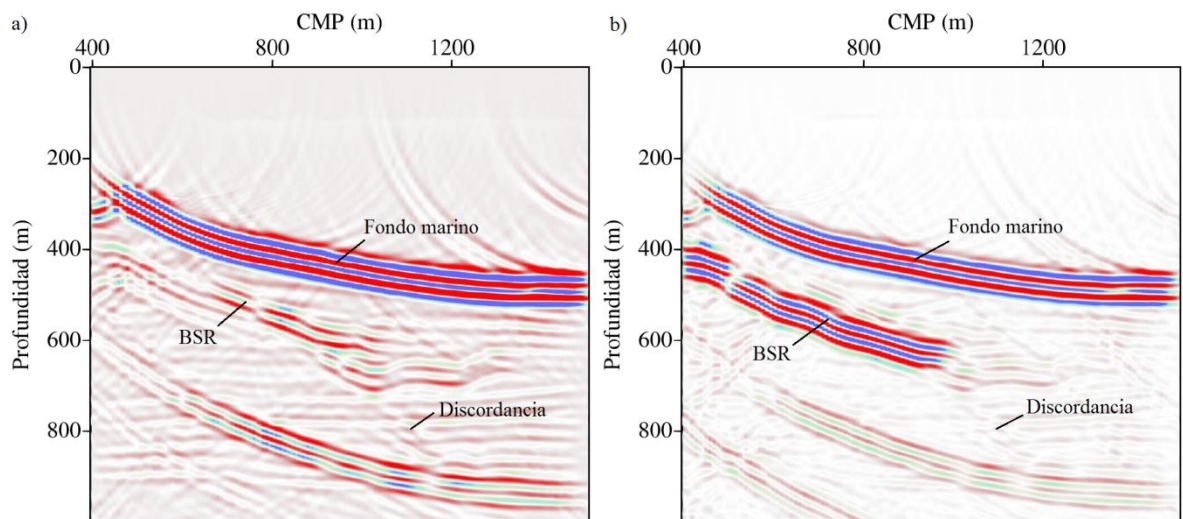
En las secciones sísmicas obtenidas se observa que, cuando se encuentra una capa saturada en gas bajo la zona de estabilidad de hidratos, el BSR presenta una mayor amplitud, con polaridad inversa respecto al reflector del fondo marino. En los casos en los que esta capa no se presenta, la amplitud del BSR es baja, llegando incluso a no ser identificable. El BSR conserva la condición de paralelismo respecto al reflector correspondiente al fondo marino. La respuesta es similar a la generada en el modelado del campo de onda acústico. La presencia de

gas libre genera un mayor contraste entre las propiedades reológicas de las rocas saturadas en hidratos de gas y las capas infrayacentes, y una mayor amplitud en el BSR.

**Figura 60.** Sección sísmica migrada en profundidad, componente vertical, Modelo 7, a) sin capa de gas libre, b) con capa de gas libre.



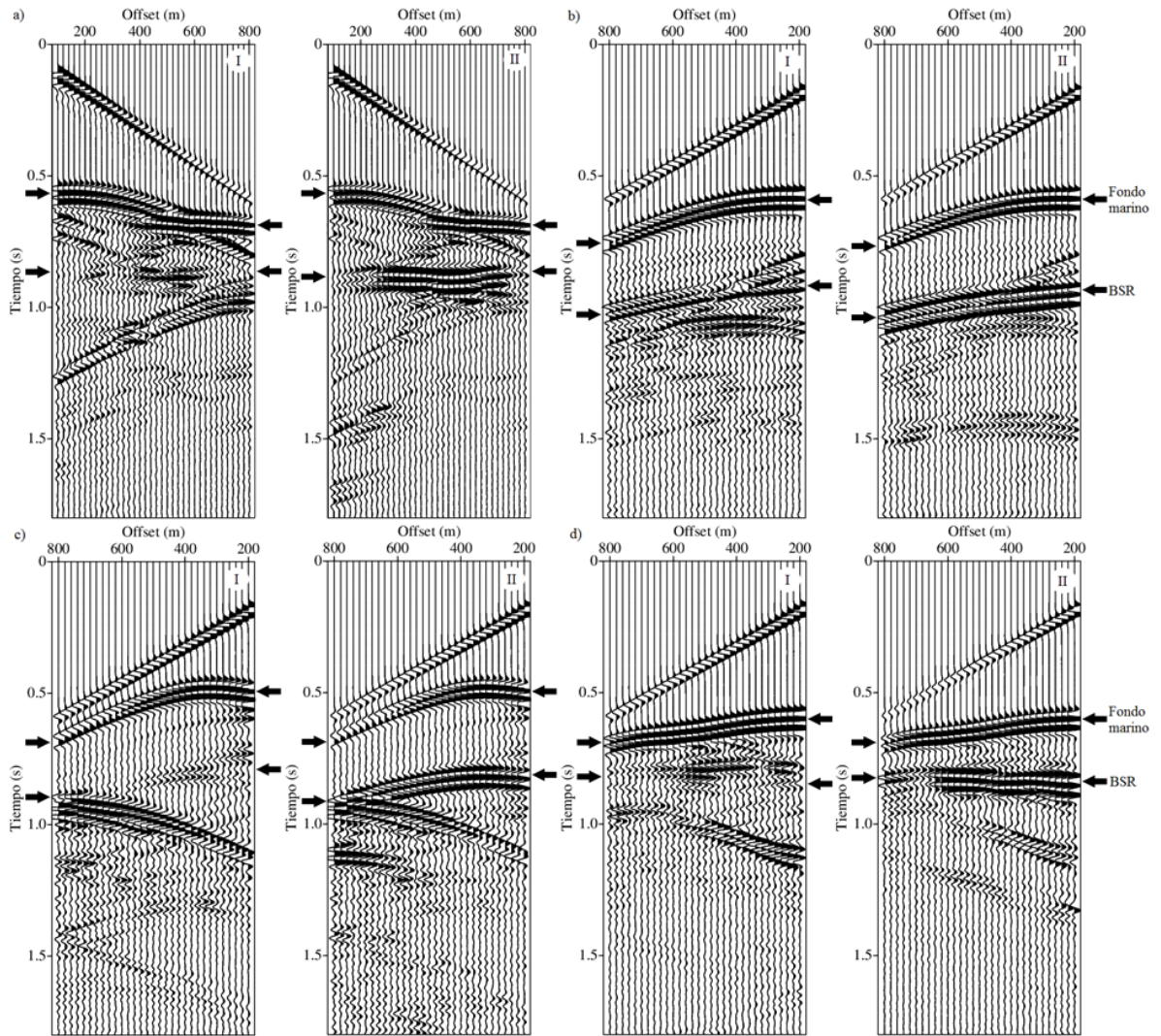
**Figura 61.** Sección sísmica migrada en profundidad, componente vertical, Modelo 11, a) sin capa de gas libre, b) con capa de gas libre.



El contraste en la respuesta de la componente vertical en modelos sin capa de gas libre y con ésta puede identificarse también en sismogramas correspondientes a

disparos individuales (ver Figura 62). En los casos que se presenta una capa saturada con gas libre debajo de la zona de estabilidad de los hidratos, El BSR presenta alta amplitud, la cual es menor cuando esta capa no se encuentra.

**Figura 62.** Influencia de la capa de gas libre en la formación del BSR.

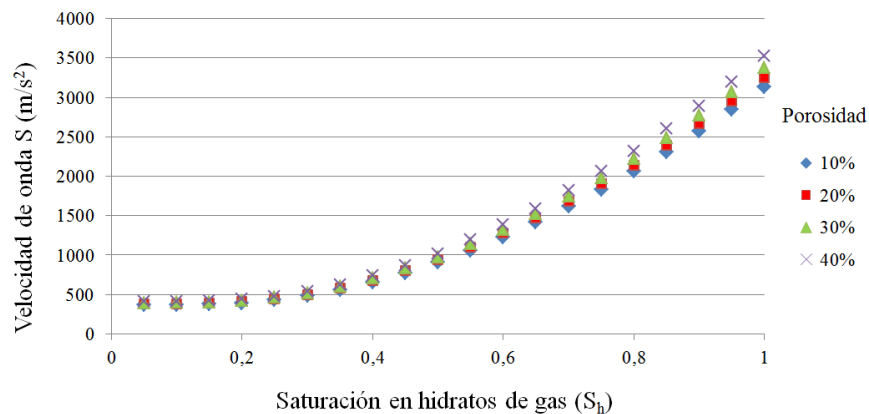


a) Modelo 4,  $x_s=200$ , b) Modelo 6,  $x_s=1700$ , c) Modelo 7,  $x_s=1800$ , d) Modelo 11,  $x_s=1100$ , I) sin capa de gas libre, II) con capa de gas libre.

## 7.2 INFLUENCIA DE LA SATURACIÓN EN HIDRATOS DE GAS

La metodología propuesta por Carcione y Gei (2004) (ver Sección 2.5), permite obtener igualmente curvas de dependencia entre el valor de la velocidad de onda S respecto a la saturación en hidratos de gas de una roca sedimentaria (ver Figura 63). A medida que la saturación en hidratos de gas se hace mayor en la roca, la velocidad de las ondas transversales se incrementa debido a la rigidez que presentan los hidratos, la cual es nula en el agua. Por la misma razón, cuando la porosidad de la roca es mayor, para una misma saturación en hidratos, la velocidad de onda S se incrementa debido a una mayor proporción de éstos respecto al agua.

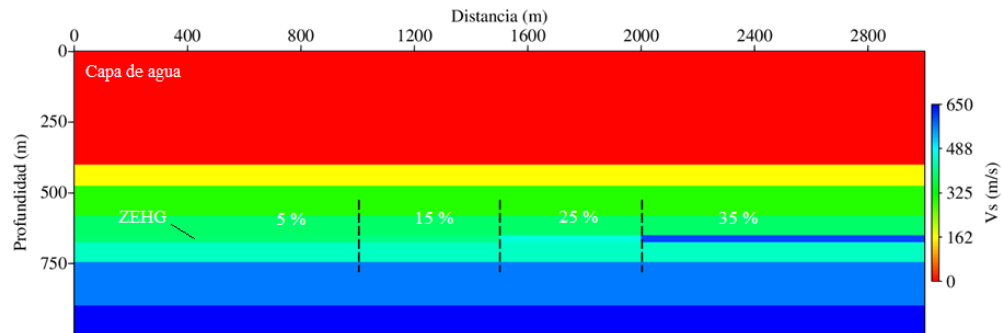
**Figura 63.** Dependencia de la velocidad de onda S respecto a la saturación en hidratos de gas en una roca sedimentaria.



Basado en Carcione y Gei (2004).

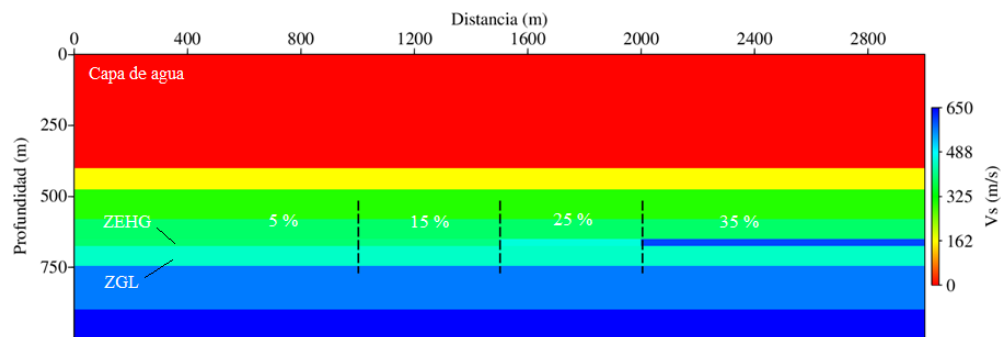
Los modelos de velocidad de onda S fueron generados como una generalización de los valores de velocidad en el perfil de velocidad mostrado en la Figura 18. Dentro de la capa de hidratos se asignaron valores de velocidad de onda S correspondientes a saturaciones de 5, 15, 25 y 35%, asumiendo una porosidad de 30% (ver Figuras 64 y 65).

**Figura 64.** Distribución del valor de velocidad de onda S en un modelo de capas horizontales sin capa de gas libre al variar la saturación en hidratos de gas.



ZEHG: Zona de estabilidad de los hidratos de gas.

**Figura 65.** Distribución del valor de velocidad de onda S en un modelo de capas horizontales con capa de gas libre al variar la saturación en hidratos de gas.



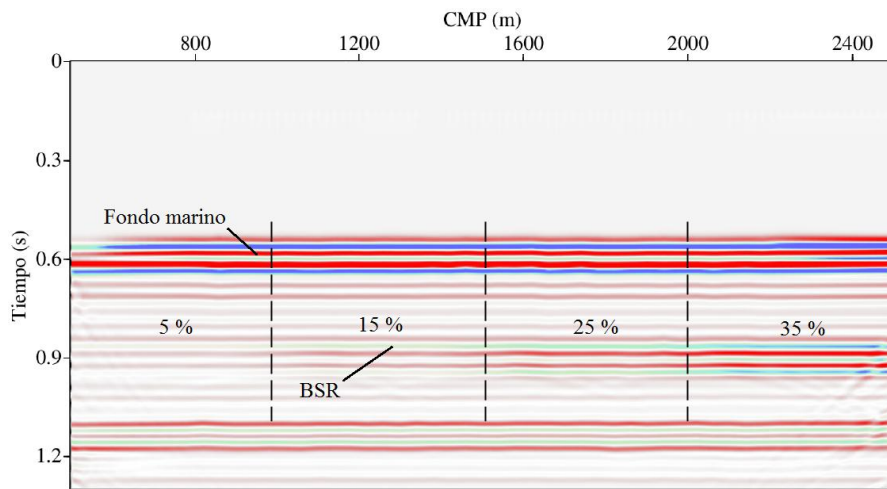
ZEHG: Zona de estabilidad de los hidratos de gas; ZGL: Zona de gas libre.

Usando como parámetros de entrada los modelos de velocidad de onda P, onda S y densidad, se simuló una adquisición sísmica en la que fue evaluada la componente vertical del campo de onda elástico en los sismogramas. Las secciones apiladas en tiempo obtenidas se muestran en las Figuras 66 y 67, en las que se indica la saturación en hidratos de gas de cada segmento.

El comportamiento del BSR es similar al observado en el modelado del campo de onda acústico. La saturación en hidratos de gas de la roca determina el contraste de propiedades mecánicas entre la zona de hidratos y las capas infrayacentes afectando la amplitud del BSR. Cuando se presenta una capa saturada con gas

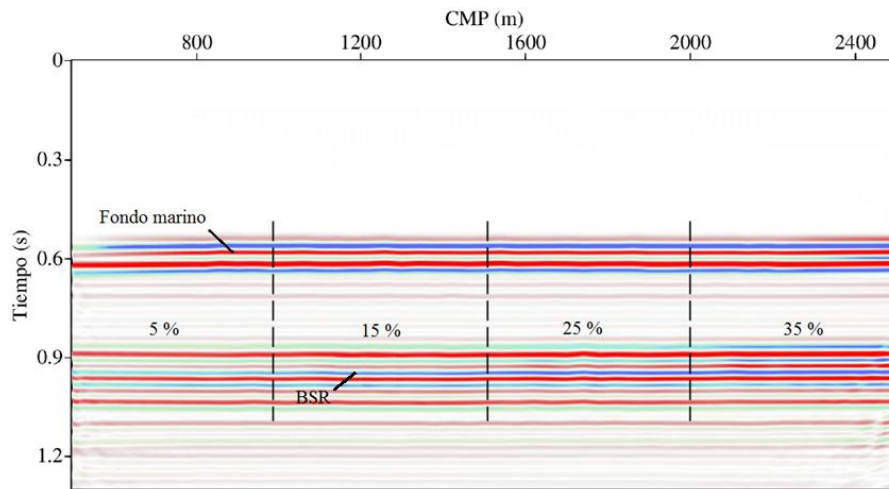
libre debajo de la zona de estabilidad de los hidratos, la amplitud del BSR permite identificarlo, incluso para bajas saturaciones en hidratos de las rocas. Cuando esta capa no se presenta, la saturación constituye un factor determinante para la amplitud del BSR, la cual es alta para valores superiores de saturación en hidratos, de tal manera que generan un contraste notorio en el comportamiento mecánico de la zona de hidratos y las capas de roca que se encuentran debajo de ella.

**Figura 66.** Sección apilada en tiempo TWT al variar la saturación en hidratos de gas, componente vertical, sin capa de gas libre.

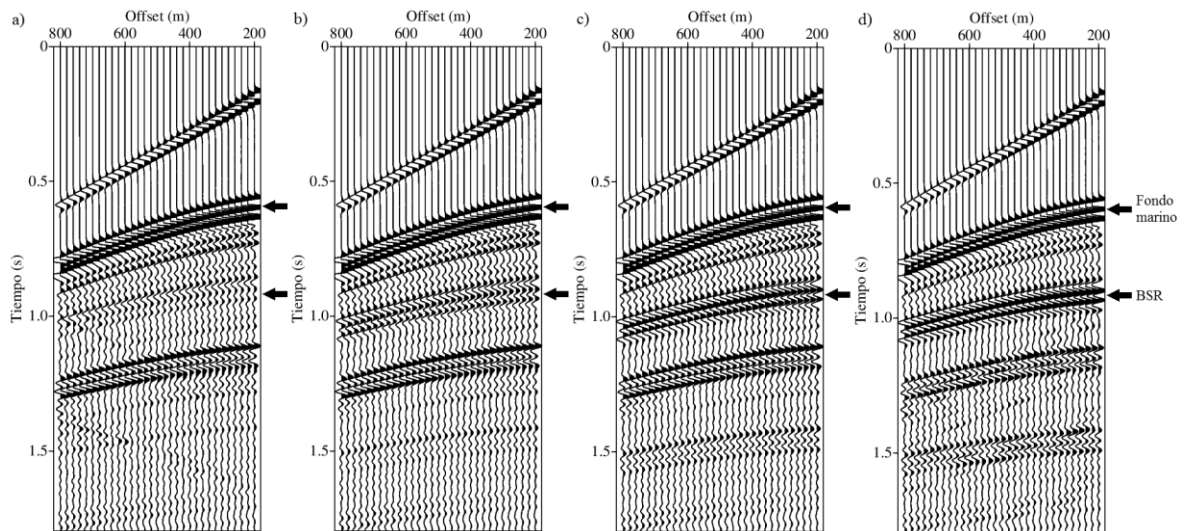


El comportamiento de la amplitud del BSR respecto a la saturación en hidratos se observa también en disparos individuales (ver Figuras 68 y 69). Cuando no se encuentra una capa con gas libre debajo de la zona de estabilidad de los hidratos, la variación de la amplitud del BSR es notoria al aumentar la saturación. Cuando esta capa se presenta, las variaciones en la saturación en hidratos de las rocas afectan en menor magnitud la amplitud del BSR. En los sismogramas obtenidos a partir del modelo con capa de gas libre, debajo del BSR se registra el reflector correspondiente a la interfaz zona de gas libre-roca, con polaridad positiva.

**Figura 67.** Sección apilada en tiempo TWT al variar la saturación en hidratos de gas, componente vertical, con capa de gas libre.

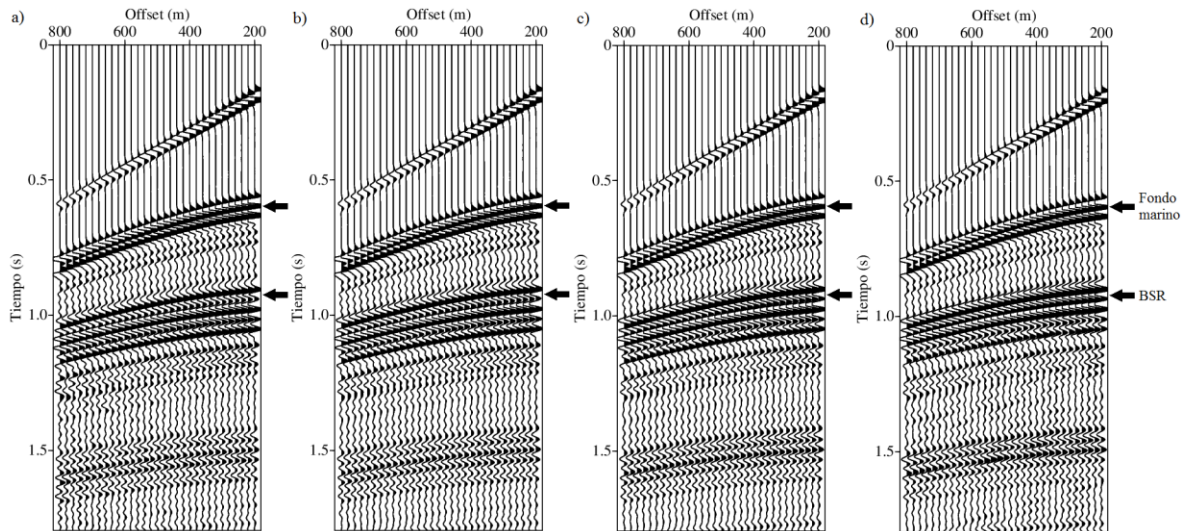


**Figura 68.** Influencia de la saturación en hidratos de gas en la amplitud del BSR, componente vertical, modelo sin capa de gas libre.



Saturación en hidratos de gas: a) 5%, b) 15%, c) 25%, d) 35%.

**Figura 69.** Influencia de la saturación en hidratos de gas en la amplitud del BSR, componente vertical, modelo con capa de gas libre.



Saturación en hidratos de gas: a) 5%, b) 15%, c) 25%, d) 35%.

### 7.3 RESPUESTA EN LA COMPONENTE HORIZONTAL DEL CAMPO DE ONDA ELÁSTICO

Con el fin de identificar las características de la respuesta sísmica de los hidratos de gas al registrar las componentes vertical y horizontal del campo de onda elástico, se modeló la propagación sobre los esquemas de capas horizontales ubicando los receptores en el límite entre la capa de agua y las rocas sedimentarias, simulando un registro con receptores de fondo marino (*Ocean Bottom Seismometers*, OBS). Los sismogramas obtenidos se muestran en las Figuras 70 y 71.

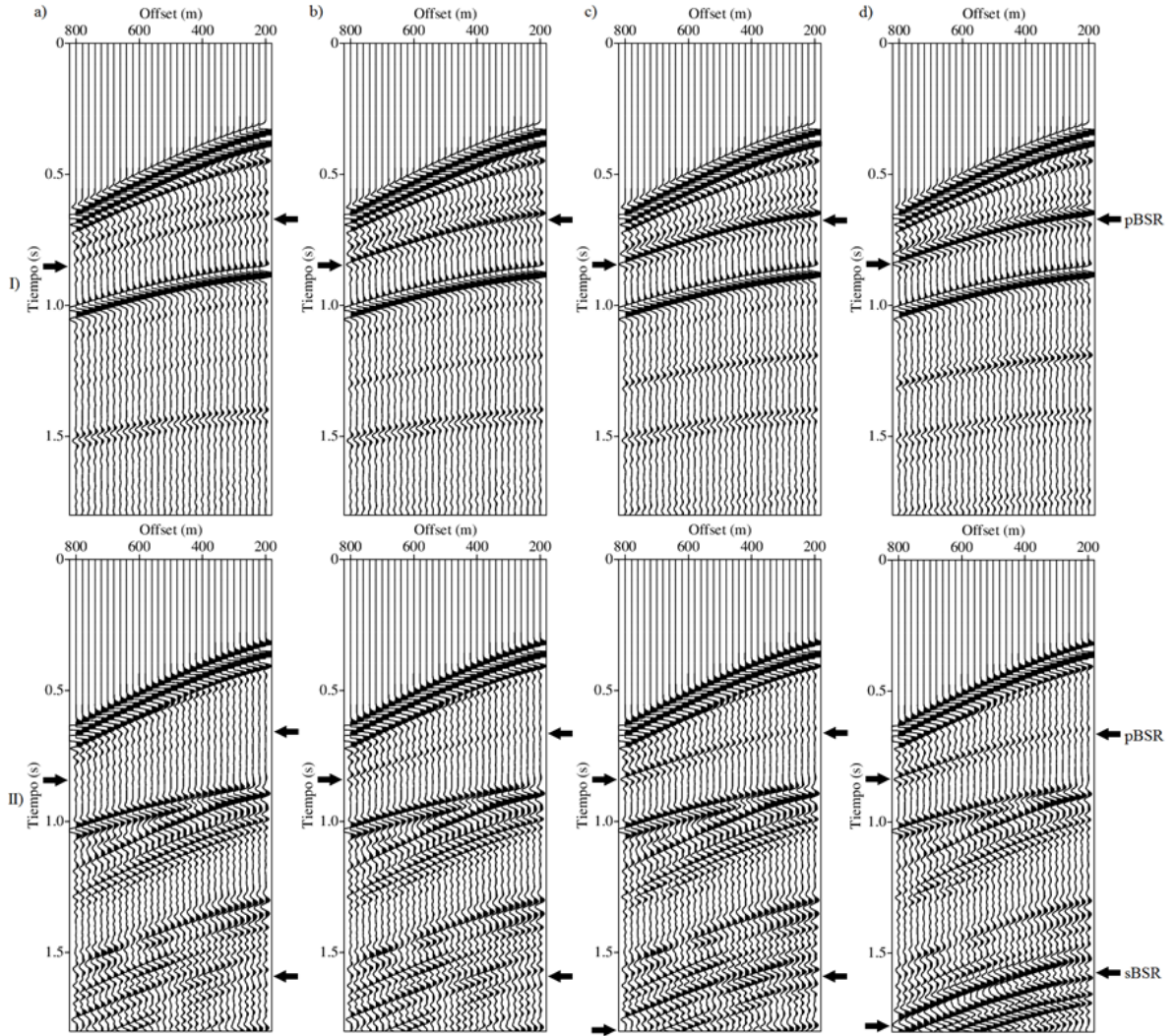
En la componente vertical del campo de onda se registra el BSR generado a partir de la incidencia de la onda P sobre la base de la zona de estabilidad de los hidratos (pBSR). La amplitud del BSR es alta cuando debajo de la capa de hidratos se encuentran concentraciones de gas en forma libre, aun para bajos valores de saturación en hidratos. En estos casos, la amplitud del BSR no varía de

forma notoria respecto a la saturación, y le sigue la reflexión de la onda P en el límite de la capa de gas libre-roca, la cual posee una polaridad positiva. Cuando no se presenta una capa de gas libre, la amplitud del BSR depende de la saturación en hidratos de gas, y es alta para valores de saturación que generan un contraste mecánico significativo entre la zona de estabilidad de los hidratos y la zona de gas libre.

El BSR generado por la reflexión de la onda compresional se registra también en los sismogramas correspondientes a la componente horizontal del campo de onda, aunque con una amplitud menor que en las respectivas componentes verticales. En este caso, su amplitud presenta la misma dependencia respecto a la capa de gas libre y la saturación en hidratos de gas. La distancia horizontal entre la fuente y los receptores afecta la amplitud del BSR registrado en la componente horizontal, siendo mayor a *offsets* más lejanos. Con el aumento de la distancia fuente-receptor, la proyección sobre la horizontal del campo de onda compresional se hace mayor a medida que se propaga a través de distancias más grandes. Al no realizar la separación de modos, tanto la sección vertical como horizontal presentan componentes de onda P y onda S.

El registro de la componente horizontal del campo de onda elástico permite observar la reflexión de la onda transversal generada a partir de la incidencia de la onda P sobre la base de la zona de estabilidad de los hidratos de gas (onda PS). Las reflexiones generadas por la conversión de la onda PS, pueden diferenciarse en los sismogramas de aquellas generadas por ondas PP al presentar un mayor retardo en el tiempo respecto al *offset* debido a que la velocidad de la onda S en el medio es menor que la de la onda P, y por el aumento de su amplitud respecto al *offset*.

**Figura 70.** Influencia de la saturación en la amplitud del BSR registrado en las componentes vertical y horizontal del campo de onda, modelo sin capa de gas libre.

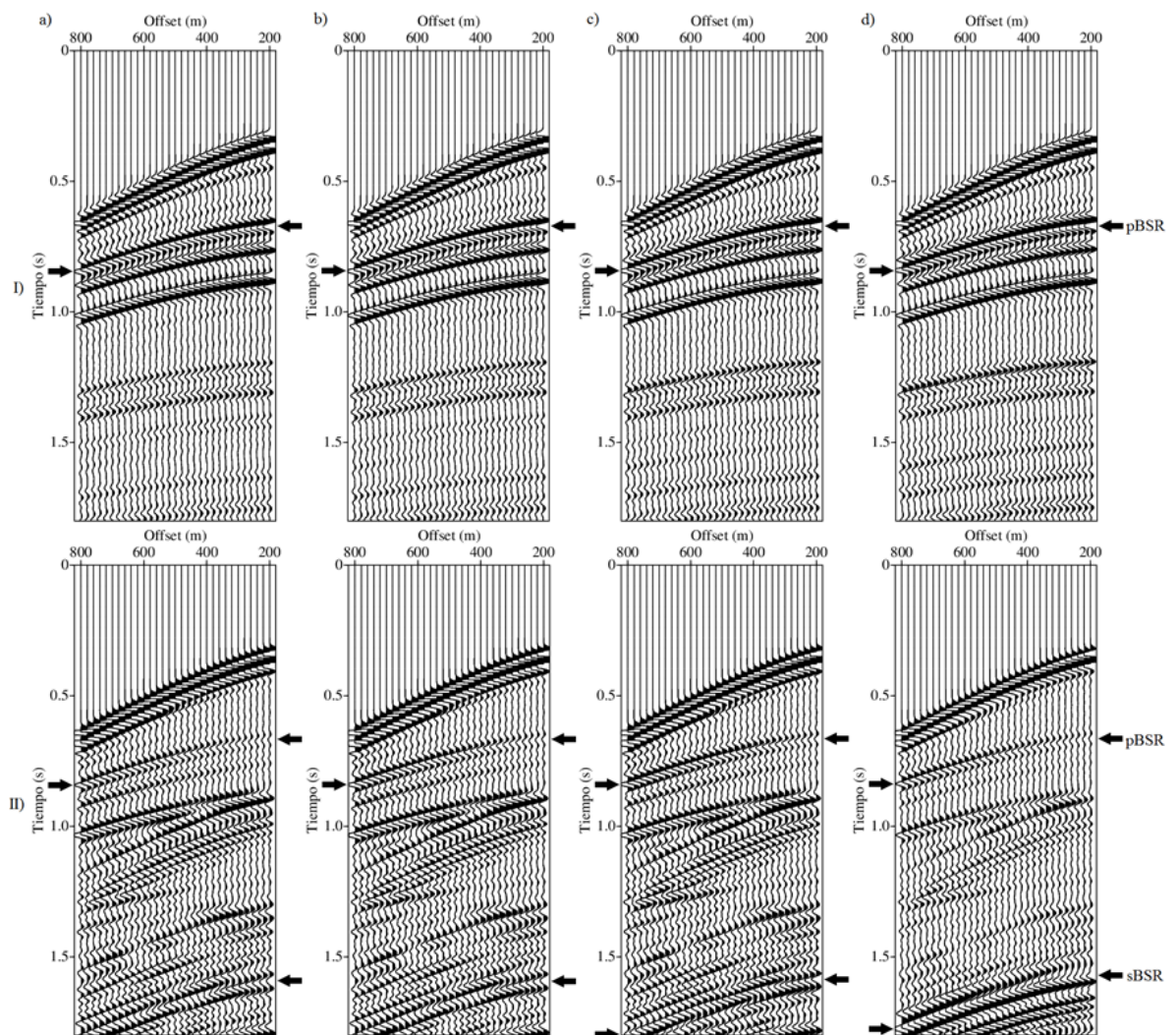


Saturación en hidratos de gas: a) 5%, b) 15%. c) 25%, d) 35%; I) componente vertical, II) componente horizontal.

La amplitud del BSR registrado en la componente horizontal del campo de onda elástico, producto de la conversión de la onda PS sobre la base de la zona de estabilidad de los hidratos de gas, indicado como sBSR, se observa poco influenciada por la presencia de la capa de gas libre, dado que es similar al comparar los sismogramas obtenidos sobre los modelos con capa de gas libre y

sin ésta, y aumenta con la saturación en hidratos. La respuesta registrada de la onda transversal provee información acerca de la saturación en hidratos de gas que es independiente de la existencia de una capa de gas libre, a diferencia del registro del BSR en la componente vertical del campo de onda, producto de la conversión PP (pBSR).

**Figura 71.** Influencia de la saturación en la amplitud del BSR registrado en las componentes vertical y horizontal del campo de onda, modelo con capa de gas libre.



Saturación en hidratos de gas: a) 5%, b) 15%. c) 25%, d) 35%; I) componente vertical, II) componente horizontal.

Esto permite que el BSR, producto de la reflexión de la onda PS, se observe también en los sismogramas obtenidos sobre el modelo sin capa de gas libre para valores bajos de saturación, en los que la respuesta de la componente vertical es de amplitud muy baja.

El registro sísmico de la componente horizontal del campo de onda es, por lo tanto, una posibilidad para la estimación de la saturación en hidratos de gas y para la identificación de acumulaciones de hidratos de gas cuya respuesta no es evidente en las secciones del campo de onda compresional. En las secciones sísmicas de componente horizontal, el BSR puede presentar una amplitud similar a la de los demás reflectores, pero su geometría, paralela al fondo marino, permite su interpretación. Esta relación de paralelismo entre el BSR y el fondo marino es una propiedad que depende únicamente de la formación de los hidratos de gas, y no de la existencia de una capa de gas libre.

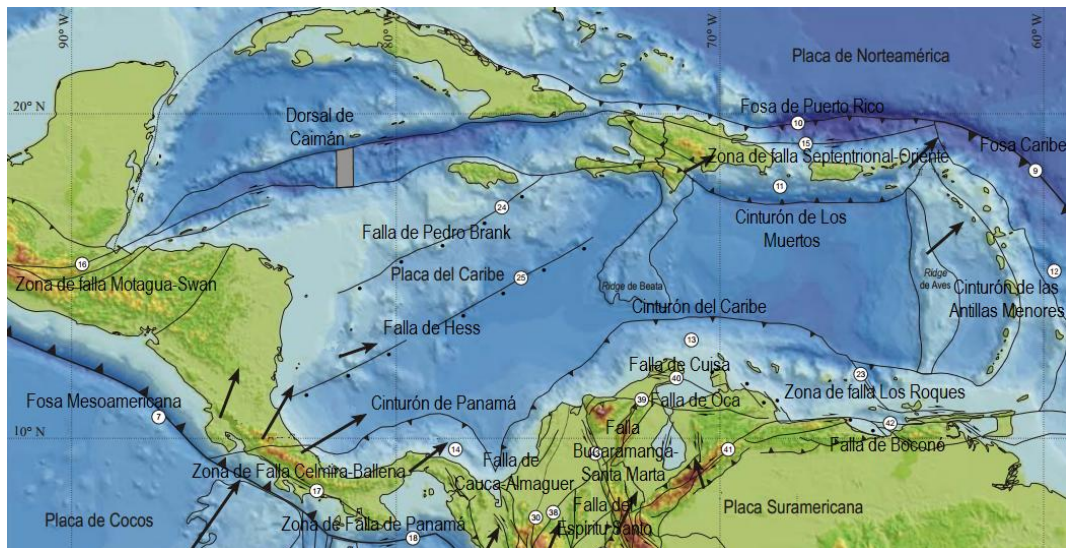
Entre 1.0 y 1.5 s, aproximadamente, en el registro de la componente horizontal se observa un blanqueamiento en la amplitud de los reflectores como un efecto atenuador debido, posiblemente, por la existencia de una zona de gas libre y una mayor saturación en hidratos.

## 8 OBSERVACIONES EN DATOS DEL CARIBE COLOMBIANO

### 8.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El Caribe Colombiano se encuentra formando parte de las Placas Suramericana y del Caribe (ver Figura 72). En el límite de estas dos placas se desarrolla una sutura en la que la Placa Caribe subduce bajo la Suramericana, dando lugar a un límite convergente de placas en el que se forma un prisma de acreción sobre la placa continental, denominado Cinturón Deformado o Prisma de Acreción del Caribe. Debido a esta interacción, en la parte norte de Colombia se presentan regímenes compresionales, generando fallas inversas (Falla de Guachaca, por ejemplo) y fallas laterales (Falla de Oca, Falla de Cuisa). Los efectos de la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Suramericana que se da al este del territorio, junto al esquema estructural del norte, contribuyen al desarrollo de otros Sistemas de Fallas regionales como Cauca-Almaguer y Bucaramanga-Santa Marta (Pindell y Kennan, 2009).

**Figura 72.** Marco tectónico del Caribe Colombiano.



Fuente: Ingeominas (2007).

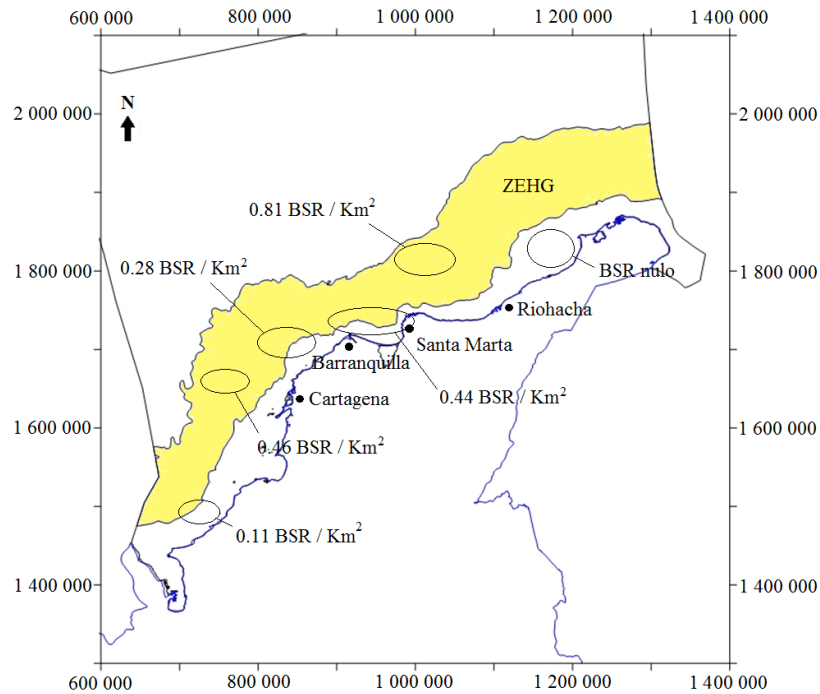
La estratigrafía del norte de Colombia se caracteriza por la depositación de sucesiones sedimentarias marinas a transicionales y aluviales del Cenozoico, los cuales forman parte igualmente del Prisma de Acreción del Caribe en el que se encuentran deformados, dando lugar a cinturones plegados, fallas inversas y pliegues anticlinales (Pindell y Kennan, 2009). En la Sierra Nevada de Santa Marta afloran rocas ígneas plutónicas del Paleozoico Tardío al Jurásico Temprano y del Eoceno, volcanosedimentarias del Jurásico y metamórficas del Neoproterozoico y el Cretácico, que constituyen el basamento cristalino, algunas de las cuales también se encuentran hacia el norte, en la Cuenca de la Guajira, aflorando junto a rocas sedimentarias del Cretácico y las sucesiones del Cenozoico (Ingeominas, 2007).

## **8.2 INDICADORES DE HIDRATOS DE GAS EN EL CARIBE COLOMBIANO**

El reflector simulador del fondo marino, BSR, ha sido identificado en varias secciones sísmicas adquiridas en el área de costa afuera (*offshore*) del Caribe en Colombia y ha permitido estimar la zona de estabilidad de los hidratos de gas en la zona (ver Figura 73). La frecuencia con la que se observa el BSR en secciones sísmicas del Caribe Colombiano aumenta hacia costa afuera, donde se dan condiciones más favorables para la formación de los hidratos de gas (González y Calle, 2012).

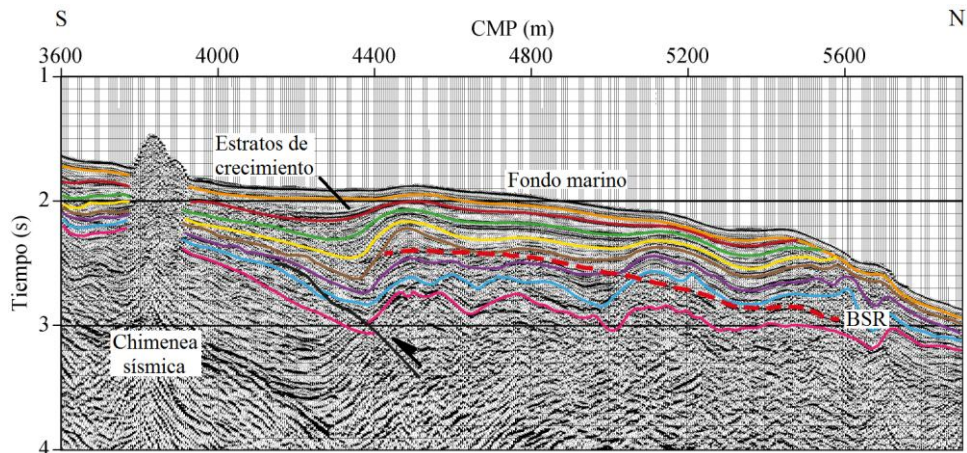
En una sección sísmica 2D adquirida en un área de interés para Ecopetrol fue identificado un caso de BSR. La interpretación de esta línea sísmica se muestra en la Figura 74; el BSR se señala mediante trazos discontinuos, interpretado al presentarse siguiendo la misma orientación del reflector de fondo marino, polaridad inversa respecto a la de éste y alta amplitud.

**Figura 73.** Zona de estabilidad de los hidratos de gas estimada a partir de la identificación del BSR en el Caribe Colombiano.



Fuente: González y Calle (2012).

**Figura 74.** Interpretación de una sección sísmica del Caribe Colombiano.

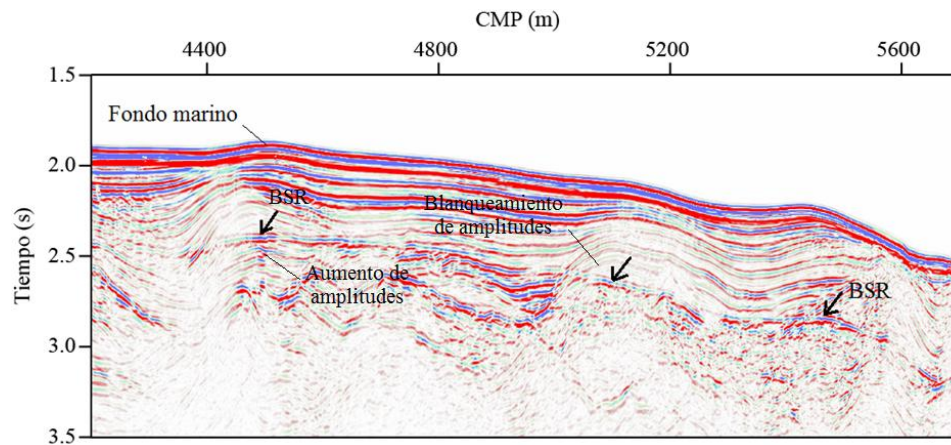


En la sección se interpretaron estructuras formadas bajo regímenes compresionales: anticlinales seguidos de sinclinales apretados, así como también una falla inversa. Según la clasificación propuesta por Lin et al. (2009), el BSR

identificado corresponde al tipo cinturón (*ridge-type BSR*) presente en estructuras anticlinales. Dada la identificación de estratos de crecimiento, es decir, capas sedimentarias contemporáneas con la deformación, y la existencia de la sutura de subducción del Caribe hacia el norte de la zona, el BSR hace parte del tipo formado en anticlinales activos. En la misma sección, se encuentran algunas estructuras de migración de fluidos que se presentan deformando las capas que atraviesan (chimeneas sísmicas), las cuales han sido interpretadas como diapiros de lodo (González y Calle, 2012).

De acuerdo a los resultados obtenidos en el modelado, la amplitud alta del BSR sugiere la existencia de dos escenarios posibles: (1) debajo de la zona de formación de los hidratos de gas se presenta una capa de gas libre, o (2) la saturación en hidratos es lo suficientemente alta para generar un contraste de impedancia notorio entre su zona de estabilidad y las capas de roca infrayacentes, en las que el gas en forma libre es ausente.

**Figura 75.** Influencia de la configuración estructural en la amplitud del BSR, Caribe Colombiano.



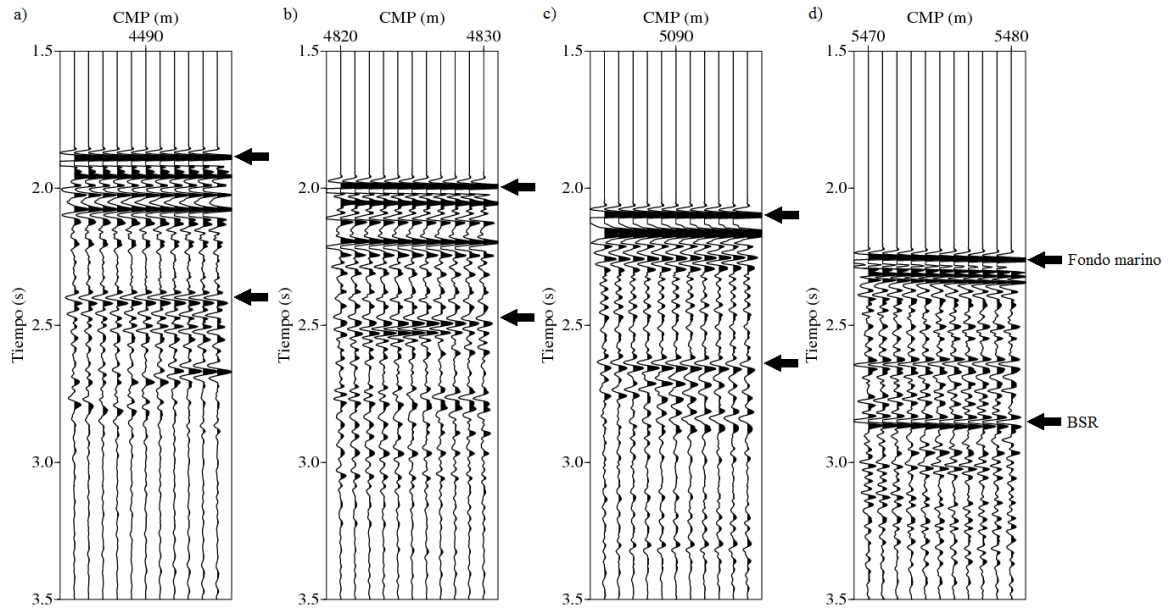
La amplitud del BSR varía lateralmente y muestra un fuerte control estructural, presentando una mayor amplitud bajo las crestas de los pliegues anticlinales (ver Figura 75). Estas estructuras actúan como trampa para los fluidos, favoreciendo la acumulación de gases bajo sus crestas que generan un mayor contraste entre las

propiedades reológicas de la zona de hidratos y las capas de roca infrayacentes. El BSR presenta menor amplitud en aquellas partes en las que los fluidos se entrapan debido a la baja permeabilidad generada por la cementación de los hidratos de gas en las rocas que los contienen, donde los fluidos pueden migrar con relativa facilidad.

Las variaciones en la amplitud del BSR y su dependencia de la configuración estructural se observa también al comparar las trazas de CMPs correspondientes a diferentes sectores de la sección sísmica (ver Figura 76), indicando la existencia de una capa saturada en gas en forma libre debajo de la zona de estabilidad de los hidratos, dentro de un marco de un sistema petrolífero en el que el gas atrapado constituye una fuente de hidrocarburos gaseosos para la cristalización de los hidratos. También se observa el blanqueamiento de las amplitudes por encima del BSR, que ha sido explicado como producto de la disminución de los contrastes en la impedancia acústica de los estratos que origina la cementación de los hidratos, y el aumento de la amplitud sísmica por debajo de dicho reflector, producto de la presencia de gas libre en las rocas (Thakur y Rajput, 2011).

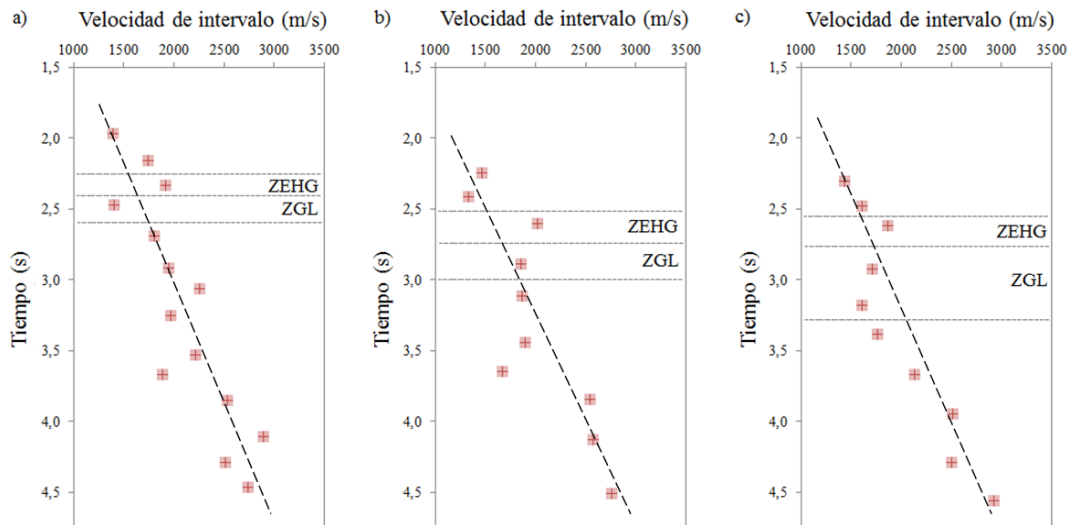
Para la línea sísmica se reportan las velocidades de intervalo en función del tiempo obtenidas dentro del procesamiento de la sección mediante el método de Dix a partir de la velocidad RMS para varios CMPs. Los valores de velocidad de intervalo permiten validar, de cierto modo, la hipótesis de la formación de una capa de gas libre debajo de la zona de hidratos al identificar la existencia de una capa de baja velocidad debajo de una anomalía de alta velocidad respecto a la tendencia de aumento (ver Figura 77). Esta inversión en la tendencia de la velocidad representa el paso de la zona de hidratos a la de gas libre en profundidad. En el perfil del CMP 5375 la inversión en la tendencia de la velocidad debajo del BSR no es tan notoria respecto a los otros, apoyando el modelo en el que la concentración de gas debajo de la zona de estabilidad de los hidratos es menor en aquellos sitios que no corresponden a crestas de pliegues anticlinales.

**Figura 76.** Variación lateral de la amplitud del BSR debido a la configuración estructural, Caribe Colombiano.



Los sismogramas a), c) y d) corresponden a CMPs registrados sobre crestas de pliegues anticlinales.

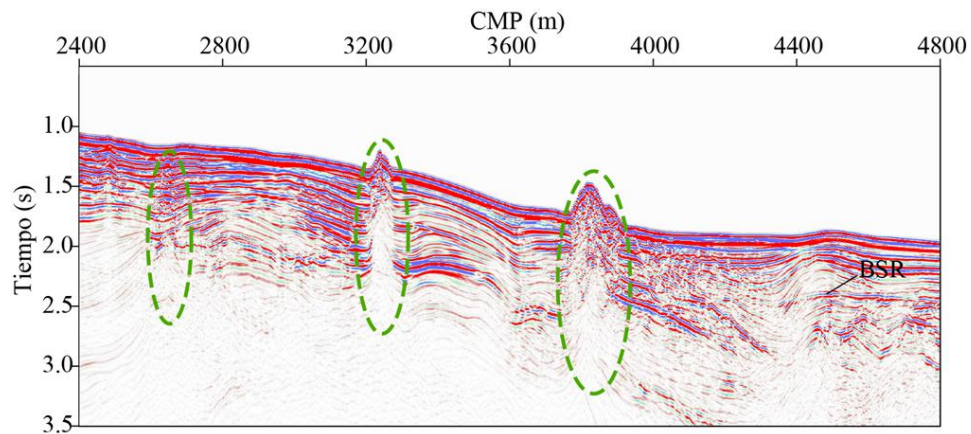
**Figura 77.** Velocidad de intervalo en función del tiempo TWT, CMP=4650 (a), 5375 (b) y 5525 (c), Caribe Colombiano.



ZEHG: Zona de estabilidad de los hidratos de gas, ZGL: Zona de gas libre.

Las chimeneas identificadas en la línea sísmica se originan a mayor profundidad que la zona de gas libre y disminuyen en magnitud hacia el sur, sugiriendo una dependencia entre el aporte de los fluidos que las genera y la dirección de desplazamiento de los materiales debido a los regímenes compresionales establecidos por la subducción en el Cinturón Deformado del Caribe (ver Figura 78). En algunas localidades identificadas de hidratos de gas, estas formaciones se han encontrado asociadas genéticamente a diapiros de lodo, tales como el Cinturón de Okinawa en el Pacífico Oeste (Thakur y Rajput, 2011).

**Figura 78.** Estructuras de escape de fluidos identificadas en la línea sísmica, Caribe Colombiano.



Si existe una relación genética entre los diapiros de lodo y los hidratos de gas generados en el Caribe Colombiano, el mecanismo de formación de éstos estaría influenciado por la concentración de gases por migración de fluidos hacia el continente dentro del prisma de acreción. Los gases que dan lugar a su cristalización tendrían una fuente mixta, con aportes biogénicos generados en la superficie marina, que alcanzan la zona de estabilidad mediante la subsidencia de los sedimentos, y termogénicos, que se concentran en el prisma por el mecanismo de migración de fluidos y entran a esta zona a través de rutas de ascenso.

## 9 CONCLUSIONES

La anomalía en amplitud y polaridad del reflector simulador del fondo marino, BSR, se observa en la respuesta sísmica de la propagación de campos de onda acústicos y elásticos, con polaridad inversa respecto al reflector correspondiente al fondo marino y contrastes en amplitud debidos a la saturación en hidratos de gas y la presencia de una capa de gas libre.

La contribución de la capa de gas libre en la anomalía en amplitud del BSR en las secciones sísmicas de onda compresional es mayor que la debida a la formación misma de los hidratos de gas.

La presencia de una capa con gas libre debajo de la zona de estabilidad de los hidratos de gas, genera una anomalía de amplitud alta en el BSR en las secciones de onda compresional. Cuando la capa de gas libre no se presenta, el BSR se observa con amplitud alta para valores de saturación que generen un contraste de impedancia notorio entre la zona de estabilidad de los hidratos y las rocas infrayacentes. La inexistencia de una capa con gas libre debajo de la zona de formación de hidratos constituye una explicación a la no identificación del BSR en algunas áreas donde se han recuperado muestras de hidratos de gas.

El BSR puede identificarse en los sismogramas de la componente horizontal del campo de onda elástico como resultado de la conversión PS sobre la base de la zona de estabilidad de los hidratos de gas; su amplitud es independiente de la existencia de una capa de gas libre y constituye una posibilidad para la identificación de formaciones de hidratos de gas cuando su respuesta no es evidente en los registros del campo de onda compresional debido a la inexistencia de una capa de gas libre y baja saturación en hidratos.

Los cambios en amplitud del BSR en el registro del campo de onda compresional no son suficientes para estimar la saturación en hidratos de gas; factores como la

capa de gas libre, enmascaran el efecto de la saturación en su amplitud. Sin embargo, el registro del BSR en el plano de propagación de las ondas transversales, al ser independiente de la presencia de una capa de gas libre, permite obtener información acerca de la saturación en hidratos de gas en la zona de estabilidad.

## 10 RECOMENDACIONES

La relación que se observa entre la saturación en hidratos de gas y la amplitud del BSR generado por la conversión de la onda PS permitiría el uso de técnicas basadas en la inversión, como la separación del campo de onda PP y PS para el análisis de inversión conjunta elástica (*Joint Elastic Inversion*) o inversión AVO (*Amplitude Versus Offset*), para realizar estimaciones de la saturación en hidratos con base en los cambios de amplitud para los modos PP y PS.

Se recomienda hacer un análisis de PP+PS de inversión conjunta elástica que puede seguir la siguiente metodología:

1. Separar los modos PP y PS de los datos sintéticos.
2. Llevar los datos PS al tiempo TWT de PP.
3. Hacer inversión AVOpp y AVOps y obtener Vp/Vs.
4. Estimar la saturación en función de Vp/Vs.

El avance hacia el modelado poro-elástico de rocas con presencia de hidratos de gas mediante la introducción de las ecuaciones de onda para medios porosos en el modelado ha de permitir la verificación de los resultados obtenidos mediante la aproximación desarrollada por Carcione y Gei (2004).

La metodología desarrollada por Carcione y Gei (2004) puede aplicarse para estimar las reservas de metano en hidratos de gas en el Caribe Colombiano, para lo cual es necesario contar con registros de pozo que permitan estimar la porosidad, densidad, contenido de arcilla y velocidad de onda P y S *in situ*.

Los estudios geoquímicos de gases en hidratos permiten definir la fuente de los hidrocarburos que éstos hospedan, como un aporte para la definición de un modelo geológico de formación de hidratos de gas en el Caribe Colombiano.

## APÉNDICES

### APÉNDICE A. SCRIPT GENERACIÓN DE MODELO DE VELOCIDAD

```
#!/bin/sh
# Generación de modelo de velocidad en sloth por triangulación
# Conversión a modelo uniformemente muestreado
# Modelo 6, sin capa de gas libre
# Autor: González, José Luis
# Mostrar mensajes
set -x
# Eliminar archivos .eps anteriores
rm -f $psfile

# Definir las superficies dentro del modelo
trimodel xmin=0 xmax=2000 zmin=0 zmax=1000 \
1 xedge=0,2000 zedge=0,0 sedge=0,0 \
2 xedge=0,81,168,266,339,401,437,599,1041,1205,1854,2000 \
  zedge=205,236,284,327,324,326,323,336,377,340,447,413 \
  sedge=0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0 \
3 xedge=599,756,1084,1801,2000 \
  zedge=336,446,468,554,527 \
  sedge=0,0,0,0,0 \
4 xedge=401,484,598,949,1431,1775,2000 \
  zedge=326,371,420,513,594,625,598 \
  sedge=0,0,0,0,0,0,0 \
5 xedge=585,582,624,738,970,1215,1697,1734,1755 \
  zedge=582,602,613,627,651,669,680,673,669 \
  sedge=0,0,0,0,0,0,0,0,0 \
6 xedge=585,645,815,991,1200,1250,1308,1500,1651,1729,1755 \
  zedge=582,586,598,610,620,625,631,640,650,656,669 \
  sedge=0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0 \
7 xedge=339,379,650,1250 \
  zedge=324,363,478,625 \
  sedge=0,0,0,0 \
8 xedge=1734,1798,2000 \
  zedge=673,680,657 \
  sedge=0,0,0 \
9 xedge=266,366,478,991 \
  zedge=327,390,449,610 \
  sedge=0,0,0,0 \
10 xedge=1215,1407,1663,1873,2000 \
  zedge=669,720,737,741,728 \
  sedge=0,0,0,0,0 \
11 xedge=168,229,523,726,815 \
  zedge=284,347,500,577,598 \
  sedge=0,0,0,0,0 \
12 xedge=970,1173,1482,1818,2000 \
  zedge=651,721,784,799,785 \
  sedge=0,0,0,0,0 \
```

```

13 xedge=81,192,411,645 \
    zedge=236,349,484,586 \
    sedge=0,0,0,0 \
14 xedge=738,795,1162,1531,1752,2000 \
    zedge=627,652,788,854,868,858 \
    sedge=0,0,0,0,0,0 \
15 xedge=0,372,743,1057,1428,1614,1838,2000 \
    zedge=239,502,706,844,922,943,932,915 \
    sedge=0,0,0,0,0,0,0,0 \
16 xedge=0,174,504,659,1031,1133,1164,1245,1453 \
    zedge=299,435,657,748,900,937,937,950,1000 \
    sedge=0,0,0,0,0,0,0,0 \
17 xedge=0,328,616,970,1044,1135 \
    zedge=358,635,806,960,969,1000 \
    sedge=0,0,0,0,0,0 \
18 xedge=0,228,455,834 \
    zedge=442,664,817,1000 \
    sedge=0,0,0,0 \
19 xedge=0,2000 zedge=1000,1000 sedge=0,0 \
# Identificar los índices para cada superficie
kedge=1,2,3,4,5,6,7,8,9,10,11,12,13,14,15,16,17,18,19 \

# Definir el valor de sloth dentro de cada área cerrada
# x, z, x0, z0, s00 [1/(km/s)^2], ds/dx, ds/dz
# El sloth es calculado como  $s(x,z) = s00+(x-x0)*dsdx+(z-z0)*dsdz$  para
cada área cerrada (Stokcwell y Cohen, 2008)
sfill=50,50,0,0,0.4570,0,0 \
sfill=800,400,0,0,0.4162,0,0 \
sfill=600,400,0,0,0.3906,0,0 \
sfill=500,400,0,0,0.3673,0,0 \
sfill=800,550,0,0,0.3460,0,0 \
sfill=350,400,0,0,0.3265,0,0 \
sfill=285,400,0,0,0.3086,0,0 \
sfill=100,300,0,0,0.2922,0,0 \
sfill=100,350,0,0,0.2770,0,0 \
sfill=100,400,0,0,0.2630,0,0 \
sfill=100,500,0,0,0.2500,0,0 \
sfill=100,700,0,0,0.2268,0,0 \
sfill=1900,700,0,0,0.3460,0,0 \
sfill=1900,750,0,0,0.3265,0,0 \
sfill=1900,850,0,0,0.3086,0,0 \
sfill=1200,650,0,0,0.3002,0,0 > slothvp-1000x2000.dat

# Conversión de modelo extrapolado por triangulación
# a modelo uniformemente muestreado
tri2uni < slothvp-1000x2000.dat > slothvp-1000x2000.bin n1=1000 n2=2000
d1=1 d2=1

exit

```

## APÉNDICE B. CÓDIGO CONVERSIÓN DE MODELO EN SLOTH A VELOCIDAD

```
#include<cmath>
#include<cstdio>
#include<cstdlib>
#define N (1000)*(2000)
using namespace std;
float *dat = new float[N];
void readbin(char*);
void writebin(char*, float*);
int main(int argc, char* argv[]){
    readbin("slothvp-1000x2000.bin"); // read sloth-file
    // sloth [s/km]^2 to velocity
    // [m/s] conversion
    for(int i=0; i<N; i++){
        dat[i] = 1.0/dat[i];
        dat[i] = sqrt(dat[i])*1e3;
    }

    writebin("vp-1000x2000.bin", dat); // write velocity-file
    delete[] dat;
    return(0);
}

void readbin(char* file){
    float tmp;
    FILE *indat = fopen (file,"rb");
    if( indat==NULL ){
        fprintf(stdout,"\nFile Not Found: %s \n",file);
        exit(1); // break running
    }
    for(int i=0; i<N; i++){ //read all data
        fread (&tmp, sizeof(tmp), 1, indat );
        dat[i] = tmp;
    }
    fclose(indat);
}

void writebin(char *file, float *array){
    FILE *outdat = fopen ( file, "wb" );
    float tmp;
    for(int i=0; i<N; i++){
        tmp = array[i];
        fwrite (&tmp, sizeof(tmp) , 1 , outdat );
    }
    fclose(outdat);
    fprintf(stdout,"\n Successfully write file \n");
}
```

## APÉNDICE C. SCRIPT ADICIÓN DE CABECERAS

```
#!/bin/bash
# Concatenar sismogramas y agregar cabeceras al archivo sísmico
# Basado en los scripts de Vieira (2007)
# Variables de entrada
nmin=0
nmax=48
xdispl=1000 # posición x del primer disparo
offsetmax=800 # máximo offset
offsetmin=200 # mínimo offset
ID=20 # intervalo entre disparos
IR=20 # intervalo entre receptores
ND=51 # número de disparos
NR=31 # número de receptores en cada disparo
#rm -f *.su; # eliminar archivos .su anteriores
# Realizar la concatenación y la adición de cabeceras
for i in $(seq ${nmin} ${nmax})
# Definir parámetros iniciales en cada disparo
do
n1=`bc -l <<-END
$i * $NR + 1
END`
sx1=`bc -l <<-END
$ID * $i + $xdispl
END`
gx1=`bc -l <<-END
$ID * $i + $xdispl - $offsetmin
END`
    suaddhead < Shot-${i}.bin ns=10000 | # agrega el número muestras
    sushw key=dt a=200 | # tamaño del muestreo 0.2 ms (20 Hz)
    sushw key=tracf a=1 b=1 j=$NR | # define ID entre trazas (1 - 31)
    suresamp nt=500 dt=0.004 | # submuestreo a 4 ms (20 Hz)
    sushw key=ep,trid a=$i,1 |
    sushw key=tracl,tracr,flidr,offset,sx,gx \
    a=$n1,$n1,$(($i+1)),$offsetmin,$sx1,$gx1 \
    b=1,1,0,$IR,0,-$IR \
    j=$(($NR*$ND)),$(($NR*$ND)),$NR,$NR,$NR,$NR | # otras cabeceras
    suchw key1=cdp key2=gx key3=sx b=1 c=1 d=2 > Shot-${i}.su #define cmp

# Concatenar los archivos sísmicos
cat "Shot-${i}.su" >> shots_${nmin}-${nmax}.su
echo "--- Adicionado disparo $i ---"
done
rm -f Shot*.su;
```

## APÉNDICE D. SCRIPT MIGRACIÓN EN PROFUNDIDAD

```
#!/bin/sh
# Realizar la migración en profundidad por extrapolación del campo de
onda
# Parámetros de ingreso en los módulos
# r = factor de suavizado
# dt = intervalo de muestreo del archivo sísmico
# dx = intervalo entre cdp's en la sección apilada
# nz = número de celdas en profundidad

# Suavizado de las interfaces del modelo de velocidad
smooth2 < vp-1000x2000.bin n1=1000 n2=2000 r1=10 r2=10 > modr10.bin

# Trasposición del modelo de velocidad
transp < modr10.bin n1=1000 > velint-z.bin

# Migración Gazdag por corrimiento de fase con interpolación lateral
sumigpspi < stack.su vfile=velint-z.bin dt=0.004 dx=10 \
          nz=1000 dz=1 verbose=1 > migpspi.su

exit
```

## BIBLIOGRAFÍA

BOURBIÉ, Thierry, COUSSY, Olivier y ZINSZNER, Bernard. Acoustics of porous media. Traducido por Nissim Marshall. París: Éditions Technip, 1987. 334 p. ISBN 2-7108-0516-2.

CARCIONE, José María. Wave fields in real media: Wave propagation in anisotropic, anelastic and porous media. Kidlington, Oxford: Pergamon, Elsevier Science Ltd, 2007. 390 p. ISBN 978-0-08-046408-4.

CARCIONE, José María y GEI, David. Gas-hydrate concentration estimated from P- and S-wave velocities at the Mallik 2L-38 research well, Mackenzie Delta, Canada. En: Journal of applied geophysics. 2004, v. 56, p. 73-78.

CARROLL, John J. Natural gas hydrates: A guide for engineers. Burlington, MA: Gulf Professional Publishing, Elsevier Science, 2003. 270 p. ISBN 0-7506-7596-1

DABLAIN, M. A. The application of high-order differencing to the scalar wave equation. En: Geophysics. 1986, v. 51, no. 1, p. 54-66.

FOREL, David, BENZ, Thomas y PENNINGTON Wayne D. Seismic data processing with Seismic Un\*x. Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists, 2005. 150 p. ISBN 0-931830-48-6

GONZÁLEZ, Herling. Acoustic wave propagation in isotropic model, based on finite differences time domain method fourth order. Código lenguaje C. 2012.

\_\_\_\_\_. Conversion sloth models to velocity models. Código lenguaje C. 2011.

\_\_\_\_\_. Elastic wave propagation in isotropic stratified media using a staggered grid finite-differences time domain fourth order, velocity-stress formulation. Código lenguaje C. 2013.

GONZÁLEZ, Herling y CALLE, Andrés. Identificación y caracterización de anomalías de amplitud sísmica en gas libre asociado a hidratos de gas. Jornadas tecnológicas de E&P. Grupo empresarial Ecopetrol S.A. No publicado. Bucaramanga: 2012.

INSTITUTO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA Y MINERÍA. Mapa Geológico de Colombia. Segunda edición. Escala 1: 2 800 000. Compilado por: GÓMEZ TAPIAS, Jorge, et al. Bogotá D.C: Ingeominas, 2007.

KUSTER, Guy T. y TOKSÖZ, M. Nafi. Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media: Part I. Theoretical formulations. En: Geophysics. 1974. v. 39, no. 5, p. 587-606.

LEE, Myung W., HUTCHINSON, D.R., DILLON, W.P., MILLER, J.J., AGENA, W.F. y SWIFT, B.A. Method of estimating the amount of in situ gas hydrates in deep marine sediments. En: Marine and Petroleum Geology. 1993. vol. 10, no. 5, p. 493–506.

LEVANDER, Alan R. Fourth order finite-difference P-SV seismograms. En: Geophysics. 1988. vol. 53, no. 11, p. 1425-1436.

LIN, Che-Chuan et al. Geological controls on BSR occurrences in the incipient arc-continent collision zone off southwest Taiwan. En: Marine and petroleum geology. 2009. vol. 26, p. 1118-1131.

LÓPEZ CASTELLANOS, Cároll Damarys. Determinación del gradiente geotérmico en un área del Caribe Colombiano a partir del reflector simulador de fondo (BSR). Trabajo de grado Geólogo. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología, 2005. 115 p.

MAKOGON, Yuri Fedorovich. Hydrates of hydrocarbons. Tulsa, Oklahoma: PennWell Publishing, 1997. 482 p. ISBN 0-87814-718-7.

PINDELL, James L. y KENNAN, Lorcan. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. En: Geological Society, London, Special publications. 2009. v. 328, p. 1-55.

SLAWINSKI, Michael A. Seismic waves and rays in elastic media. Kidlington, Oxford: Pergamon, Elsevier Science Ltd, 2003. 401 p. ISBN 0-08-043930-6.

STOCKWELL, John W. Jr. y COHEN, Jack K. The New SU User's Manual. Versión 4.0. Center for Wave Phenomena. Colorado School of Mines. 2008. 141 p.

STRIKWERDA, John C. Finite difference schemes and partial differential equations. Filadelfia: Society for Industrial and Applied Mathematics, SIAM, 2004. 435 p. ISBN 0-89871-567-9

THAKUR, Naresh Kumar y RAJPUT, Sanjeev. Exploration of gas hydrates: Geophysical techniques. Berlín: Springer, 2011. 281 p. ISBN 978-3-642-14233-8.

VIEIRA PACHECO, Adelo Alemán. Modelado básico de datos sísmicos preapilados y su correspondiente secuencia de procesamiento utilizando los programas del paquete Seismic Unix. Trabajo de grado Ingeniero Geofísico. Sartenejas: Universidad Simón Bolívar, 2007. 180 p.

VILLARREAL, Alberto. Distributed seismic modeling. Center for Wave Phenomena. Colorado School of Mines, 1998. CWP-290. 65 p.

VIRIEUX, Jean. P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. En: Geophysics. 1986. vol. 51, no. 4, p. 889-901.

YILMAZ, Özdoğan. Seismic data analysis: Processing, inversion and interpretation of seismic data. Volumen I. Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists, 2008. 653 p. ISBN 978-1.56080-098-9.