



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

CARACTERIZACIÓN DE YACIMIENTOS MEDIANTE ANÁLISIS SISMOESTRATIGRÁFICO E INVERSIÓN SÍSMICA ANTE PRESENCIA DE HIDRATOS DE GAS

Adriana Patricia Robayo Rodríguez

Universidad Nacional de Colombia
Facultad De Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá D.C, Colombia

2019

CARACTERIZACIÓN DE YACIMIENTOS MEDIANTE ANÁLISIS SISMOESTRATIGRÁFICO E INVERSIÓN SÍSMICA ANTE PRESENCIA DE HIDRATOS DE GAS

Adriana Patricia Robayo Rodríguez

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Magister en Ciencias – Geofísica

Director:

PhD Luis Alfredo Montes Vides

Codirector:

MSc Iván Darío Olaya López

Línea de Investigación:

Inversión Sísmica

Universidad Nacional de Colombia
Facultad De Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá D.C, Colombia

2019

A mis padres

Agradecimientos

A Dios, porque soy por El.

Agradezco al profesor PhD Luis Alfredo Montes Vides, por sus contribuciones en el desarrollo de mi investigación.

A mi codirector MSc Iván Darío Olaya López, por todas sus contribuciones y apoyo en el desarrollo de este trabajo.

Al Profesor PhD Luis Antonio Castillo, por su asesoría y por permitir el uso de la información sísmica para el desarrollo de este estudio.

A mis padres por siempre brindarme su incondicional apoyo para lograr mis metas.

A MSc Hernán Arias por su incondicional apoyo.

A Ecopetrol S.A, especialmente a: Edward Wiarda, Carlfred Bautista y Gustavo Obando, por su colaboración en el procesamiento sísmico.

A la Universidad Nacional de Colombia.

Resumen

Recientemente en Colombia, se han visto disminuidas las reservas de hidrocarburos convencionales, los hidratos de gas han sido vistos como una nueva alternativa energética de yacimientos no convencionales. En Colombia, se restringen al ambiente marino en Plataforma Continental y se forman en condiciones de presión y temperatura específicos. En secciones sísmicas el reflector simulador del fondo marino (BSR), es un indicador incipiente de la presencia de hidratos de gas. En este trabajo se identificó y caracterizó la presencia de hidratos de gas, en un área costa afuera de la subcuenca de la Baja Guajira, utilizando cuatro líneas sísmicas 2D y tres pozos. Mediante el procesamiento sísmico de la línea 1, se obtuvo una imagen sísmica migrada pre-apilada en tiempo y posteriormente el análisis AVA mostró una anomalía clase 3, indicando la presencia de gas localizado en el BSR. Así mismo, la interpretación sismoestratigráfica permitió entender la relación espacio-temporal de los sedimentos, además la influencia del diapirismo con cambios laterales y la distribución del hidrato de gas en las líneas sísmicas. y mediante el análisis petrofísico de los pozos la relación y continuidad del reflector BSR de la línea 1, con la zona de gas del Pozo-1. Por último, se construyeron cuatro modelos de inversión sísmica basados en: Velocidad de onda P, densidad, impedancia acústica y módulo de compresibilidad Bulk, que mostraron cambios contundentes en el reflector BSR y sus valores se correlacionan con los valores de las propiedades físicas de los hidratos gas.

Palabras clave: Subcuenca de la Baja Guajira, hidratos de gas, reflector simulador del fondo marino, BSR, diapirismo, análisis AVA, inversión sísmica.

Abstract

Recently in Colombia, conventional hydrocarbon reserves have been reduced. Gas hydrates have been a new energy alternative to unconventional reservoirs. Colombia is restricted to the marine environment in the Continental shelf and formed under specific pressure and temperature conditions. In seismic sections, an early indicator of the presence of gas hydrates is the Bottom Simulating Reflector (BSR). The presence of gas hydrates identified and characterized in Baja Guajira Sub-Basin offshore. For this research, 2D four seismic lines and three wells were used. By this means seismic processing of line 1, a pre-stacked time-migrated seismic imaging was obtained, and subsequently, the AVA analysis showed a class 3 anomaly, indicating the presence of gas. Likewise, the seismo-stratigraphic interpretation and the study of the petrophysical logs of the wells allowed us to observe the relationship and continuity of the BSR reflector interval of line 1, with the gas zone of Well-1, in addition to the influence of diapirism with lateral changes and the distribution of gas hydrate in seismic lines. Finally, four inversion models were constructed: acoustic impedance, P wave velocity, density and Bulk module, which showed significant changes in the BSR reflector and their values correlate with the benefits of the physical properties of gas hydrates.

Keywords: Baja Guajira Sub-Basin, gas hydrates, BSR, mud diapirism, AVA analysis, seismic inversion.

Contenido

Introducción	1
1 Localización geográfica y Marco Geológico	5
1.1 Localización e información del proyecto	5
1.2 Evolución Geológica de la Baja Guajira	7
1.3 Estratigrafía	9
1.4 Diapirismo de Lodo	11
2 Marco Teórico	13
2.1 Hidratos de Gas	13
2.2 Estratigrafía de Secuencias	16
2.3 Análisis AVO	19
2.4 Clasificación de Anomalías AVO	20
2.5 Inversión Sísmica	22
3 Procesamiento sísmico	23
3.1 Procesamiento previo	24
3.2 Atenuación de Ruido	25
3.3 Filtro de bajo y alto corte (Low-High Cut Filter)	26
3.4 Filtro de frecuencia-tiempo	27
3.5 Eliminación de múltiples relacionados con la superficie (SRME)	28
3.6 Análisis de Velocidad y corrección dinámica (NMO)	28
3.7 Filtro Radón	29
3.8 Conversión de fase mínima a fase cero	30
3.9 Migración pre apilada	31
3.10 Conversión tiempo – profundidad	33
4 Sismoestratigrafía	37
5 Petrofísica	45
5.1 Modelado de la Formación con presencia de hidrato de gas, gas y agua	57
6 Análisis AVA	61
6.1 Cálculo Intercepto A-Gradiente B	62
6.2 Análisis A*B	64
6.3 Cálculo 5A+B	66
7 Inversión Sísmica	70
8 Discusión de Resultados	87
9 Conclusiones	91
Bibliografía	93

Lista de figuras

Figura 1 Presencias conocidas e inferidas de hidratos de gas a nivel mundial. (Riedel et al., 2010)	5
Figura 2 Mapa de localización de las líneas sísmicas 2D y pozos en el área de estudio. Tomado y modificado de ANH (2007).	6
Figura 3 Marco Regional de la Península de la Guajira, mostrando los rasgos fisiográficos y tectónicos que caracterizan y delimitan la Subcuenca de la Baja Guajira. 1) Sierra Nevada de Santa Marta, 2) Serranía de Perijá, 3) Serranía de Cosinas, 4) Serranía de Jarara, 5) Serranía de Macuira, 6) Cuenca de Cesar-Ranchería, 7) Subcuenca de Portete y 8) Subcuenca de Cocinetas. Modificado de Rubio et al., (1998)	8
Figura 4 Columna estratigráfica generalizada de la Subcuenca de la Baja Guajira, (Aguilera, 2011).	9
Figura 5 Diagrama de fase de gas metano y el hidrato de metano.	14
Figura 6 Imagen sísmica de la Línea 1 con BSR en la cuenca de la Baja Guajira offshore, Colombia.	15
Figura 7 Patrones básicos de terminaciones de reflexiones sísmicas utilizadas en la estratigrafía sísmica. Tomado de (Emery, 1996).....	18
Figura 8 a) Clases de anomalía respecto al ángulo, b) Anomalías AVO Intercepto vs Gradiente. Tomado de Cediel et al., (2012)	21
Figura 9 Flujo de procesamiento marino, empleado en el procesamiento de la línea sísmica 2D “Línea 1”.....	24
Figura 10 Registro sísmico 1860 sin procesar normalizado 20 veces, ruidos y reflexiones identificados, Ruido de Arrastre, ruido de oleaje, ruido aleatorio, Múltiples y BSR.....	25
Figura 11 Registro sísmico 1860 normalizado a 20. a) Registro sísmico sin procesar, b) registro sísmico después de aplicar filtro de corte bajo y c) Ruido de arrastre y aleatorio atenuado.....	26
Figura 12 Registro sísmico 1860 normalizado a 20. a) Registro sísmico con Filtro de bajo corte, b) registro sísmico después de aplicar filtro de frecuencia-tiempo c) Ruido de oleaje y aleatorio atenuado.	27

Figura 13 Registro sísmico 2207. a) Registro sísmico con Filtro frecuencia-tiempo, b) registro sísmico después de aplicar SRME, c) Diferencia con las múltiples que se atenuaron.	28
Figura 14 Análisis de velocidad con corrección dinámica, en la izquierda se observa el panel de semblanza de velocidad y en la derecha el panel del registro CDP con las correcciones dinámicas aplicadas. Velocidad interválica (línea negra) y semblanza (color).....	29
Figura 15 Registro sísmico 2958. a) Registro sísmico con SRME, b) registro sísmico después de aplicar Filtro Radón c) Diferencia con las múltiples que se atenuaron.	30
Figura 16 Proceso de conversión de trazas de fase mínima a fase cero, a) Fase mínima b) Fase Cero con corrimiento a 100ms c) Operador generado.....	31
Figura 17 Migración pre-apilada de la línea sísmica “Línea 1”	32
Figura 18 Aplicación filtro a ángulo de 45° a migración pre-apilada, a) CDP migrado 4721 con anisotropía. b) CDP migrado 4721 sin anisotropía.	32
Figura 19 Migración pre apilado con filtro a ángulo de 45° para atenuar anisotropía.	33
Figura 20 “Línea 1” apilada convertida en profundidad (metros), escala en profundidad en ejes verticales.	35
Figura 21 Correlación litoestratigráfica y bioestratigráfica usada en la interpretación de las líneas sísmicas 1,2,3 y 4.....	38
Figura 22 Reflector BSR aplanado de la Línea 1 en tiempo. En color azul la polaridad negativa del reflector.....	38
Figura 23 Línea 4 interpretada, paralela a la línea de costa, en tiempo, con orientación W-E. Las líneas rojas muestran la ubicación y amarre pozo sísmica con los topes bioestratigráficos de los pozos 1,2 y 3. Línea verde indica la intersección con las líneas sísmicas 1, 2 y 3 orientadas en dirección N-S.....	39
Figura 24 Interpretación sísmica de la Línea 1, en tiempo, con orientación N-S. En la parte inferior se observa la carta cronoestratigráfica. BSR representado por la línea azul.	40
Figura 25 Interpretación sísmica de Línea 2 en tiempo, con orientación N-S. En la parte inferior carta cronoestratigráfica. El BSR está representado por la línea azul.	42
Figura 26 Interpretación sísmica de Línea 3 en tiempo, con orientación N-S. En la parte inferior carta cronoestratigráfica. El BSR está representado por la línea azul	43
Figura 27 De izquierda a derecha: Registros Gamma Ray (GR), Potencial espontáneo (SP), Resistividad, Densidad, Neutrón (NPHI), VSH, Porosidad, Velocidad P (Vp), Velocidad S (Vs), Módulo elástico (μ), Módulo Bulk (K), Módulo de Poisson (σ), del Pozo-1. El recuadro azul indica la zona de gas inferida.	47

Figura 28 De izquierda a derecha: Registros Gamma Ray (GR), Potencial espontáneo (SP), Resistividad, Densidad, VSH, Porosidad, Gas (Tgasc), Velocidad P (Vp), Velocidad S (Vs), Módulo elástico (μ), Módulo Bulk (K), Módulo de Poisson (σ), del Pozo-2. El recuadro azul indica la zona de gas inferida.....	49
Figura 29 Gráfico registro Resistividad vs Volumen de arcilla (Vsh) del Pozo-1.....	51
Figura 30 Distribución litológica en los registros de Vsh y resistividad del Pozo-1.	52
Figura 31 Gráfico de Velocidad de onda P (Vp) vs Densidad (ρ) del Pozo-1	53
Figura 32 Distribución litológica en los registros de Densidad (ρ) y Velocidad P (Vp). del Pozo-1	54
Figura 33 Gráfico de Densidad vs Porosidad del Pozo-1	54
Figura 34 Registro del Pozo-1 con las zonas obtenidas del gráfico de porosidad (izquierda) y densidad (derecha).	55
Figura 35 Gráfico de volumen de arcilla (Vsh) vs Porosidad del Pozo-1	56
Figura 36 Registro de Pozo-1 con las zonas obtenidas del gráfico de Porosidad y registro de Volumen de arcilla (Vsh).	56
Figura 37 Modelado de Vp, Vs y ρ en el Pozo-1 en un intervalo de 1250 pies a 1350 pies (a) Registro de velocidad de onda P (m/s), (b) Registro de velocidad de onda S (m/s) y (c) Registro de densidad (g/cm ³), en color negro registro del pozo-1, color rojo registro 100% saturado en agua, color azul 100% saturado en hidrato de gas, color verde proporción de 10% agua, 30% gas y 60% hidrato de gas.....	59
Figura 38 a) Registro modelado del módulo Bulk, (b) Registro modelado del módulo Poisson, en color negro registro de pozo, color rojo registro 100% saturado en agua salada, color azul 100% saturado en hidrato de gas, color verde proporción de 10% agua, 30% gas y 60% hidrato de gas.	60
Figura 39 Clases de anomalía AVO respecto al ángulo y Sismograma Sintético del Pozo-1.	61
Figura 40 Intercepto A obtenido de análisis AVA de la Línea 1 pre-apilada en ángulo común.	63
Figura 41 Gradiente B obtenido de análisis AVA de la Línea 1 pre-apilada en ángulo común.	63
Figura 42 Resultado del atributo A*B en la de la Línea 1 pre-apilada en ángulo común. .	64
Figura 43 Crossplot de CDPs identificados con anomalía clase 3 en la Línea 1.	65
Figura 44 Identificación de zonas en los CDPs de la Línea 1, seleccionados para el crossplot.	65

Figura 45 Línea 1 apilada en ángulo común, con anomalías clase 3 de color rojo en reflector BSR. 66

Figura 46 Resultado Intercepto-Gradiente 5A+B, en la Línea 1. 69

Figura 47 Resultado de inversión sísmica basado en el modelo de impedancia acústica de la “Línea 1”. En el panel a la derecha se encuentran las referencias de color de los valores de impedancia ($m/s * g/cm^3$) 73

Figura 48 Aplanado del reflector BSR en la inversión sísmica basada en el modelo de impedancia de la Línea 1. 75

Figura 49 Resultado de inversión sísmica basado en el modelo de densidad de la “Línea 1”. A la derecha leyenda de las referencias de color de los valores de densidad (g/cm^3)..... 77

Figura 50 Aplanado del reflector BSR en la inversión sísmica basada en el modelo de densidad de la “Línea 1”. A la derecha leyenda de las referencias de color de los valores de densidad (g/cm^3)..... 79

Figura 51 Resultado de inversión sísmica basado en el modelo de velocidad de la “Línea 1”. A la derecha leyenda de las referencias de color de los valores de velocidad (m/s) ... 81

Figura 52 Aplanado del reflector BSR en la inversión sísmica basado en el modelo de velocidad de la “Línea 1”. A la derecha leyenda de las referencias de color de los valores de velocidad (m/s) 83

Figura 53 Resultado de inversión sísmica basado en el modelo de compresibilidad Bulk de la “Línea 1”. A la derecha leyenda de las referencias de color de los valores Bulk (Gpa) 84

Figura 54 Aplanado del reflector BSR en la inversión sísmica basado en el modelo de compresibilidad Bulk de la “Línea 1”. A la derecha leyenda de las referencias de color de los valores Bulk (Gpa)..... 85

LISTADO DE TABLAS

Tabla 1 Información de adquisición de la línea sísmica 23

Tabla 2 Valores de propiedades físicas del hidrato de gas, gas y agua salada. (Michael Riedel, 2010) 57

Introducción

La exploración y explotación de zonas hidrocarburíferas costa afuera, es una de las apuestas más importantes para lograr el incremento de las reservas y garantizar el abastecimiento de hidrocarburos en Colombia. Con el consumo de las reservas de petróleo y gas convencionales en la actualidad, los reservorios de gas no convencionales como los hidratos de gas ó hidratos de metano, pueden convertirse en una importante fuente de energía para suplir la oferta en la explotación de gas convencional. En el mundo, los hidratos de gas se encuentran distribuidos principalmente en plataformas continentales y en zonas de permafrost, su localización se infiere a partir de reflexiones sísmicas, registros de pozos, muestreo directo durante la perforación, entre otros métodos. En las plataformas continentales y con frecuencia se asocian con chimeneas de gas y diapiros de lodo.

En márgenes continentales los hidratos de gas se almacenan en forma sólida y su zona de estabilidad depende de temperaturas muy bajas y presiones altas. La base de la zona del hidrato de gas es un límite entre la fase de hidrato sólido, gas libre y agua. Su profundidad está determinada principalmente por el valor del gradiente geotérmico. Comúnmente en las secciones sísmicas se destaca como un reflector paralelo al lecho marino, del cual deriva su nombre reflector simulador del fondo marino conocido como Bottom simulating reflector (BSR), con fuerte amplitud y polaridad invertida.

El estudio de los hidratos de gas comenzó con Humphry Davy en 1810, cuando obtuvo el hidrato de cloro, posteriormente Michael Faraday confirmó su existencia en 1823 (Davy H. , 1811). La ocurrencia geológica se conoce desde 1960 con el descubrimiento del campo Messoyakha en el norte de Siberia y en 1972 por ARCO-EXXON en el pozo Eilleen State 2 en Prudhoe Bay en Alaska, (Vásquez C, 2012).

En Colombia los antecedentes de las actividades de exploración de hidrocarburos costa afuera, se remontan al descubrimiento de Chuchupa en 1973, el primer descubrimiento costa afuera productor de gas convencional, (ANH,2016), posteriormente en el año 2014, el consorcio Petrobras-Ecopetrol confirmó el descubrimiento de un yacimiento gasífero más grande desde Chuchupa Ballenas con el pozo exploratorio Orca-1, que representó el primer hallazgo de gas en aguas profundas, localizado a 40 kilómetros al norte de la costa del departamento de la Guajira, (Ecopetrol,2014).

Recientemente, en 2015 y 2017, al suroeste del área de estudio, los pozos Kronos, Gorgon y Purple Angel, confirman la presencia de un sistema gasífero, en el sur del Caribe. Dada su característica físico-química, en Colombia las expectativas de encontrar hidratos de gas se restringen a los fondos marinos de plataforma continental, en el mar Caribe y las cuencas costa afuera de Chocó y Tumaco en el Pacífico, con reservas de gas estimadas entre 120 y 300 trillones de pies cúbicos (Vásquez C, 2012).

Ante el evidente decrecimiento en las reservas de hidrocarburos en el país, se hace necesario diversificar la oferta energética, motivando la búsqueda de recursos energéticos que anteriormente no generaban mayor interés debido a su compleja extracción y el desafío ambiental que representan, como es el caso de los hidratos de gas, que hace parte de los yacimientos no convencionales. En Colombia, la poca cantidad de pozos en el offshore del Caribe ha sido una limitante para la investigación y el hallazgo de nuevos prospectos, así como la poca información sobre los hidratos de gas en esta área. Sin embargo, existe gran disponibilidad de información sísmica 2D, adquirida en los bloques Nazareth, Tayrona, Caribe, Sinú-San Jacinto, disponible en el BIP (Banco de Información Petrolera), (SGC, 2019).

Teniendo en cuenta el potencial gasífero en el Caribe Colombiano, es necesario encontrar nuevos prospectos, así como obtener más información de los hidratos de gas. En este estudio se utilizaron cuatro líneas sísmicas marinas 2D; adquiridas en 1999. Tres líneas se localizan en dirección sur-norte, en las cuales el reflector BSR se observa marcadamente. Estas tres líneas sísmicas se encuentran interceptadas por una línea sísmica paralela a la línea de costa, sobre la cual se encuentran tres pozos, de los cuales dos mostraron presencia de gas convencional en un intervalo de profundidad específico en sus registros, que concuerda con el mismo intervalo donde se observa el BSR en las líneas

sur-norte. Diferentes técnicas geofísicas, como: Sismoestratigrafía, petrofísica, análisis AVA e inversión sísmica, permiten identificar, analizar e interpretar, la posible continuidad y correlación del reflector BSR con el intervalo litológico donde se evidenció gas, y de esta forma caracterizar el yacimiento.

En áreas sin pozos ó con pocos pozos, la técnica de AVA se convierte en una herramienta que permite interpretar y evaluar las propiedades físicas de la roca, cuyas características están asociadas principalmente al contenido de fluido, tipo de litología, profundidad, presión, edad, compactación, cementación, porosidad y temperatura. Gran parte de esta información puede obtenerse a través de análisis de AVA, donde la preservación de la amplitud debe estar asegurada durante el procesamiento sísmico. La variación del coeficiente de reflexión con el ángulo de incidencia proporciona la variación de la reflectividad con respecto al offset y es la base para el análisis de AVA. Así mismo, la sismoestratigrafía es un método interpretativo más que descriptivo de la información, que permite estudiar la respuesta sedimentaria de una cuenca, mediante la identificación y el análisis de los patrones sedimentarios de la cuenca, que refleja la interacción entre el espacio de acomodación y el sedimento disponible. Como resultado se obtiene una aproximación geológica de los depósitos en los que se encuentran los hidratos de gas.

El objetivo de este trabajo es identificar y caracterizar la presencia de hidratos de gas costa afuera en la subcuenca de la Baja Guajira, utilizando cuatro líneas sísmicas marinas 2D y tres pozos, disponibles en el BIP. El procesamiento sísmico, de la "Línea 1" (Raw data), que presenta marcadamente el BSR hacia el norte, obtuvo como resultado la línea migrada pre-apilada. Para la interpretación sismoestratigráfica, las líneas sísmicas se calibraron con los registros y marcadores bioestratigráficos de los pozos. Por último, se aplicó el método de inversión sísmica y análisis AVA a partir de los indicadores intercepto y gradiente.

1 Localización geográfica y Marco Geológico

1.1 Localización e información del proyecto

Los hidratos de gas se encuentran distribuidos alrededor del mundo, se encuentran principalmente en áreas de plataforma marina, debido a que estas regiones son ricas en materia orgánica y las condiciones de temperatura y presión son apropiadas para la formación de hidratos de gas Figura 1.

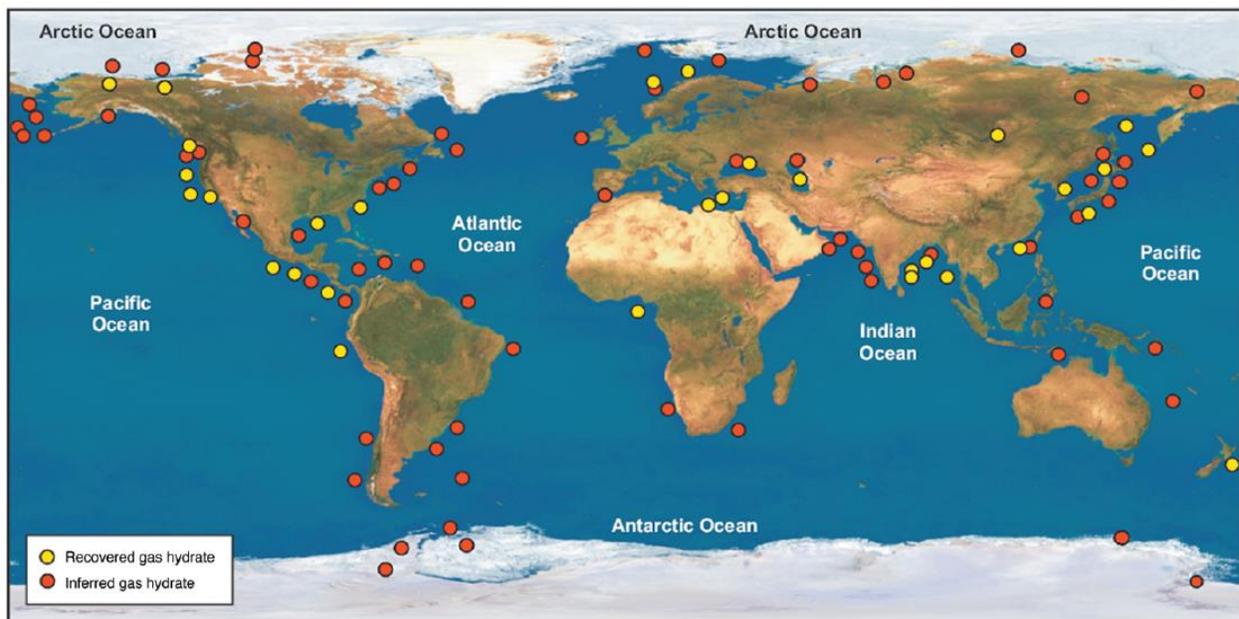


Figura 1 Presencias conocidas e inferidas de hidratos de gas a nivel mundial. (Riedel et al., 2010)

El área de estudio se encuentra al norte de Colombia en la plataforma continental, en la Subcuenca de la Baja Guajira offshore, la cual limita al norte con la Falla de Cuiza, que a su vez constituye el límite con la subcuenca de la Alta Guajira, hacia el Sur limita con la Falla de Oca y hacia el Este su límite es el Golfo de Venezuela, que constituye la frontera con Venezuela (Barrero et al., 2007). La Figura 2, muestra la localización de las cuatro

líneas sísmicas marinas 2D, que hacen parte del desarrollo de este trabajo, fueron denominadas para este trabajo como: Línea 1, Línea 2, Línea 3 y Línea 4, adquiridas en el programa sísmico Nazareth en octubre de 1999. Las tres primeras son líneas en dirección norte-sur, perpendiculares a la línea de costa, tienen una longitud aproximada de 8 kilómetros, mientras que la línea 4 se localiza paralela al margen continental, sobre esta línea se encuentran tres pozos denominados como: Pozo-1, Pozo-2 y Pozo 3.

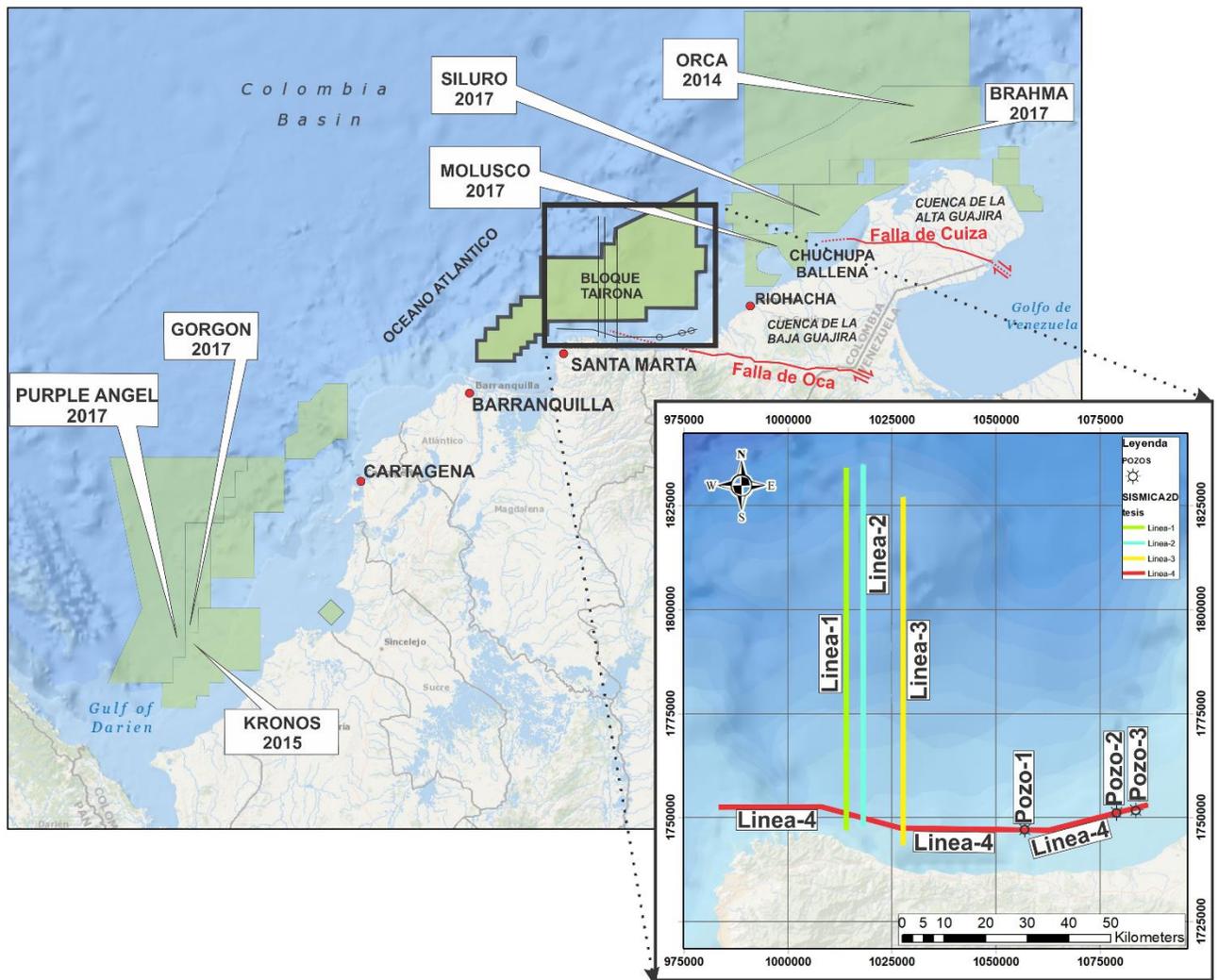


Figura 2 Mapa de localización de las líneas sísmicas 2D y pozos en el área de estudio.
 Tomado y modificado de ANH (2007).

1.2 Evolución Geológica de la Baja Guajira

El principal modelador del paisaje marino del Caribe sur es el Frente de deformación del Cinturón Deformado del Sur del Caribe (CDSC), que se originó posterior a la convergencia activa entre las Placas Suramericana y del Caribe, en el Cretácico Tardío y Paleoceno; que se observa como una franja elongada y deformada, acortada por fallas de cabalgamiento y pliegues, que se encuentra desde el golfo de Urabá hasta el final del margen continental y es interrumpido por el delta del Magdalena. El área de la Península de Guajira se ha dividido geográficamente en dos provincias fisiográficas y geológicas distintas, la "Baja Guajira" o Guajira inferior, y la "Alta Guajira", o Guajira superior (Macdonald, 1964). La Alta Guajira, delimitada al sur por la Falla de Cuiza, se caracteriza por la presencia de pequeñas cadenas montañosas y pequeñas cuencas sedimentarias cenozoicas.

Vence (2008), señala en su estudio que tres eventos de deformación afectan la región de la Guajira: El primero se trata de "Rifting" del Eoceno tardío, en una dirección E-W que produce "Half-grabens" en la parte norte del área: El segundo consiste en la Transtensión del Oligoceno en la parte sur del área, expresado por fallamiento lateral derecho y formación de cuencas extensionales; y finalmente el tercero la Transtensión del Mioceno Temprano y medio, levantamiento Andino del Mioceno tardío – Plioceno Temprano y relleno clástico de las cuencas tanto de la región continental "Onshore" como de costa afuera "Offshore"

Estructuralmente el área de estudio está controlada hacia el Sur por la Falla de Oca y está influenciada por rasgos morfológicos como el Cañón de la Aguja. La Falla de Oca-Ancon es un rasgo tectónico reciente Mioceno Tardío (Kellogg, 1984), relacionado al levantamiento de la Sierra nevada de Santa Marta y generación de la Baja Guajira como Cuenca sedimentaria, corresponde a una falla de rumbo dextral que se extiende hacia el este desde el norte de Colombia hasta el oeste de Venezuela durante unos 650 km (Audemard, 2002). Esta falla desempeñó un papel importante en la acomodación del movimiento relativo este-oeste entre las placas del Caribe y América del Sur (Burke, 1988). Varios autores sugieren que la Falla de Oca-Ancon acomodaba la mayor parte de su movimiento de deslizamiento entre 50 Ma y 10 Ma. Sin embargo, (Kellogg, 1984) propuso que el desplazamiento de la Falla Oca-Ancon comenzó en el Oligoceno medio o tardío (28-24 Ma) y fue impulsada por el levantamiento durante el Oligoceno de la Sierra nevada de Santa Marta. De acuerdo con los antecedentes exploratorios en el área de estudio la Subcuenca de la Baja Guajira se ha

caracterizado por sus campos costa afuera gasíferos como Chuchupa y Ballena, donde se produce más del 72% del gas natural doméstico de Colombia (Ecopetrol, 2005). Estos reservorios con acumulaciones comerciales de gas se encuentran en las rocas calcáreas de la Formación Siamaná de edad Oligoceno, en los Campos Ballena y Riohacha y en los niveles arenosos de la secuencia clástica basal de edad Mioceno Temprano en el Campo Chuchupa en las Formaciones Uitpa y Jimol. (Ecopetrol, 2000) reportó manifestaciones de gas durante la perforación de pozos como: Almeja-1, Aruchara-1, Calamar-1, Epehin-1 en la parte central de la Subcuenca de la Baja Guajira. Los resultados de los modelos geoquímicos 2D de migración de la subcuenca de la Baja Guajira indican que el gas ha migrado de cocinas más profundas situadas al oeste de la plataforma continental hacia el occidente de la Subcuenca de la Baja Guajira en donde de acuerdo con la evolución tectónica del Caribe sería factible encontrar antiguas plataformas calcáreas con rocas generadoras del Cretácico Superior y del Paleógeno, García et al., (2008) .



Figura 3 Marco Regional de la Península de la Guajira, mostrando los rasgos fisiográficos y tectónicos que caracterizan y delimitan la Subcuenca de la Baja Guajira. 1) Sierra Nevada de Santa Marta, 2) Serranía de Perijá, 3) Serranía de Cosinas, 4) Serranía de Jarara, 5) Serranía de Macuira, 6) Cuenca de Cesar-Ranchería, 7) Subcuenca de Portete y 8) Subcuenca de Cocinetas. Modificado de Rubio et al., (1998)

1.3 Estratigrafía

La estratigrafía y sedimentología de las unidades presentes en la Península de La Guajira aparecen compilados en las memorias del mapa geológico del Departamento de La Guajira de (Rodríguez & Londoño, 2002) y Mercado (2003), ver Figura 4. Las unidades geológicas presentes en la Subcuenca de la Baja Guajira comprenden un rango de edades que va desde el Jurásico Inferior hasta el reciente, abarcando ambientes de depósito continentales y marinos. El área de estudio, está directamente influenciada geológicamente por la cuenca de la Baja Guajira, en las secciones sísmicas del presente estudio se encuentran rocas desde el Paleógeno, Neógeno y Cuaternario, y basamento que consiste al occidente de esquistos del Cretácico Superior y en el Oriente se compone de Traquitas y Spilitas del Cretácico Inferior y Granito del Precámbrico, Raasveldt (1963), Rodríguez y Londoño (2002) y Mercado (2003), ver Figura 4.

EDAD Periodo	SERIE EPOCA	PISO Edad	EDAD (Ma)	LITOLOGÍA	FORMACIÓN		
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno					
		Pleistoceno	Upper				
			Middle				
	Lower						
	Neogeno	Plioceno	Gelasian	1.81		CASTILLETES	
			Piacenzian				
			Zanclean				
		Mioceno	Messinian	5.33		JIMOL	
			Tortonian				
			Serravallian				
			Langhian				
			Burdigalian				
			Aquitanian				
			Oligoceno	Chattian	23.03		
Rupelian							
Paleogeno	Eoceno	Priabonian	33.90		SIAMANA MACARAO		
		Bartoniano					

Figura 4 Columna estratigráfica generalizada de la Subcuenca de la Baja Guajira, (Aguilera, 2011).

Formación Siamana

Renz (1960), definió esta Formación en la Serranía de Cosinas y la divide en dos miembros. El miembro inferior compuesto por conglomerados con clastos de calizas, cuarcitas y rocas metamórficas. El miembro superior está formado por calizas arenosas, calizas arrecifales, calizas margosas, margas y shales arcillosos. El espesor reportado por Renz (1960), para esta unidad en la localidad tipo es de 430 m (aproximadamente 1400pies). La abundancia fósil en esta unidad, la ubica en edad Oligoceno. El contacto superior de esta unidad con la base de la Formación Uitpa es un contacto ligeramente inconforme en algunas zonas (Rollins, 1965; Thomas (1972b) y en otras el contacto es gradacional Rollins (1965).

Formación Uitpa

Renz (1960) en De Porta (1974), define la Formación en la Península de la Guajira y allí agrupa lutitas margosas a arcillosas y margas parcialmente arenosas y glauconíticas. Se considera de edad Oligoceno Superior a Mioceno Inferior de acuerdo con foraminíferos planctónicos. Rollins (1965), describe que su espesor en la sección tipo es 342m (1122 pies), aumentando su espesor hacia el Este y que se depositó en un ambiente de depósito marino nerítico a marino profundo. El contacto superior con la Formación Jimol es concordante y suprayace inconforme la Formación Siamana.

Formación Jimol

Renz (1960), en De Porta (1974) definida en la parte este de la Península de La Guajira, en la parte central de la Bahía de Cosinetas. Posteriormente, redefinida en los alrededores del Cerro Jimol por Rollins (1965). Está constituida por calizas arenosas, areniscas calcáreas y cantidades menores de arcillolita. Rubio et al; (1998), señala que de acuerdo con la información bioestratigráfica esta unidad se depositó principalmente en la parte superior del Mioceno Medio. Así mismo, describe el ambiente de depósito de esta Formación como marino poco profundo donde prevalecieron condiciones de playa durante gran parte del intervalo. Y es suprayacida por la Formación Castilletes en contacto conforme. Renz (1960); Rollins (1965) y Thomas (1972b), describen que la Formación Jimol suprayace conforme y gradacionalmente a la Formación Uitpa.

Formación Castilletes

Rollins (1965), utiliza este nombre para agrupar las rocas que Renz (1960), había denominado Formación Tucacas y que afloran en la bahía de Tucacas, parte este de la Península de La Guajira. Está dividida en dos partes: La inferior, compuesta predominantemente por intercalaciones de areniscas calcáreas fosilíferas y la superior predominantemente arcillolitas limosas y localmente arenosas. De acuerdo con la información bioestratigráfica es de edad Mioceno Tardío al Plioceno. Rollins (1965), plantea que se depositó en un ambiente marino somero. Así mismo que la Formación Castilletes descansa conforme sobre la Formación Jimol. Su contacto superior no está expuesto, está enmascarado por arenas eólicas, pero es probablemente discordante con las rocas del Pleistoceno y con los sedimentos del Holoceno.

1.4 Diapirismo de Lodo

Regionalmente, el margen continental del Caribe Colombiano hace parte del frente de deformación originado por la subducción oblicua de la Placa Caribe bajo la Placa Suramericana, fenómeno que se presenta desde el Cretáceo Temprano. Las características tectónicas, dominadas por la interacción de estas placas, determinan en parte algunos de los patrones estructurales y estratigráficos que se presentan en las provincias geológicas del norte colombiano. Las líneas sísmicas utilizadas para este estudio se localizan en la plataforma continental, donde se evidencia la presencia de estructuras geológicas diapíricas de lodo, que se originan por la presencia en profundidad de material arcilloso y gases en condiciones de alta presión, movilizándose hacia la superficie a través de fracturas o zonas de debilidad, generando tanto levantamientos y fracturamiento del terreno, como expulsión de lodos y gases por chimeneas de variadas formas y tamaños.

La relación entre la formación de volcanes y diapiros de lodo y la actividad tectónica compresiva en una cuña de acreción es bien conocida (Duque y Caro, 1979). En el Caribe Colombiano se han identificado diapiros de lodo, producto de la interacción compleja entre la sedimentación y la tectónica de compresión asociados al prisma de acreción del Frente de deformación del Cinturón Deformado del Sur del Caribe y en algunos sectores se encuentra ligado a esfuerzos y colapso gravitacional.

2 Marco Teórico

La ocurrencia de hidratos de gas en los sedimentos de los fondos marinos está controlada por la temperatura, presión, composición de la mezcla de metano y de otros gases y la impureza iónica de los contenidos en los espacios porosos de las rocas sedimentarias bajo el fondo marino. La mayoría de los hidratos marinos se estima que están confinados en las plataformas continentales donde las aguas tienen una profundidad aproximada de 1500 pies (aproximadamente 500m) pero su ubicación usual se encuentra de 325 a 1600 pies (100 a 500m) y donde las aguas ricas en nutrientes descargan residuos orgánicos para que las bacterias los conviertan en metano. Los hidratos de gas se han encontrado en el fondo del mar, pero su ubicación usual es de 325 a 1600 pies (100 a 500m) por debajo de este Collet et al., (2000).

2.1 Hidratos de Gas

Los hidratos de gas o clatratos, son estructuras físicamente similares al hielo, donde las moléculas huésped están en una red cristalina que alberga moléculas de agua conectadas por moléculas de hidrógeno y generalmente está compuesta por una sola molécula de gas para estabilizar el cristal de clatrato.

Se forman bajo condiciones naturales principalmente en los sedimentos marinos costeros y en menor proporción en zonas de permafrost asociados a ambientes árticos y pueden ser de origen biogénico o termogénico. Los clatratos biogénicos, se producen cuando bacterias anaeróbicas descomponen materia orgánica, produciendo metano (CH_4) y otros subproductos gaseosos incluyendo dióxido de carbono, sulfuro de hidrógeno, etano y propano. Todos estos pueden incorporarse como moléculas huésped en los hidratos, pero

entre ellos predomina el metano. Los clatratos termogénicos se generan por el craqueo térmico de kerógeno a altas temperaturas y profundidades de enterramiento.

Según ensayos de laboratorio, la estabilidad de la fase sólida de los hidratos de gas depende de la presión y la temperatura, Dillon (1994). La presión requerida para la estabilización de los hidratos de gas sobrepasa la presión hidrostática para temperaturas determinadas por el gradiente geotérmico. En sedimentos profundos las presiones a las cuales los hidratos permanecen estables son limitadas.

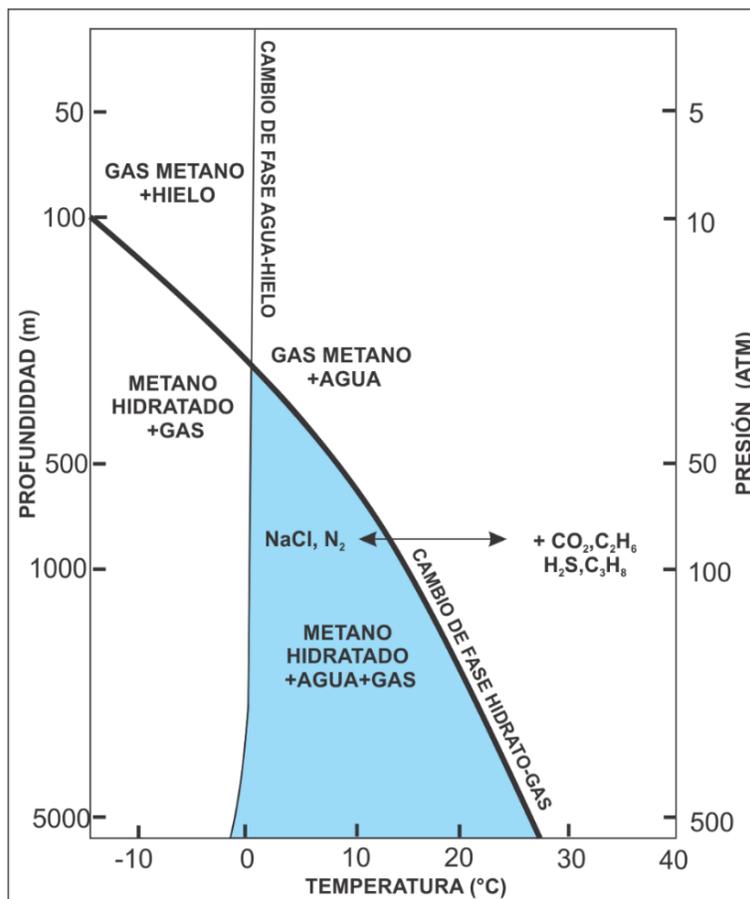


Figura 5 Diagrama de fase de gas metano y el hidrato de metano. tomado de (Kvenvolden, 1993).

La Figura 5 muestra, como concentraciones pequeñas de etano y otros gases de bajo peso molecular como el Dióxido de Carbono (CO_2), encontrados en sedimentos de márgenes continentales hacen que la fase se desplace hacia una mayor profundidad, presión y temperatura. Mientras que el agua de mar con contenido de sales como el cloruro de sodio (NaCl), provoca el desplazamiento hacia la izquierda del cambio de fase, es decir a niveles

más someros y con descenso de la temperatura. Los dos efectos tienen la misma magnitud aproximada y se cancelan mutuamente (Kvenvolden, 1993).

Durante la cristalización de las moléculas de hidratos, solo queda con agua pura, eliminando las sales y otros compuestos presentes en el mar, enriqueciendo el agua marina que los rodea con altas concentraciones de componentes expulsados como el cloruro. Es por esta razón que las mediciones de salinidad del agua intersticial, durante la perforación pueden ayudar a detectar la presencia de hidratos de gas. Esto tiene un efecto directo en el gráfico del sistema agua y metano de la Figura 5, que proporciona una estimación razonable de las condiciones presión temperatura bajo las cuales los hidratos naturales (compuestos principalmente por metano), serían estables en márgenes continentales.

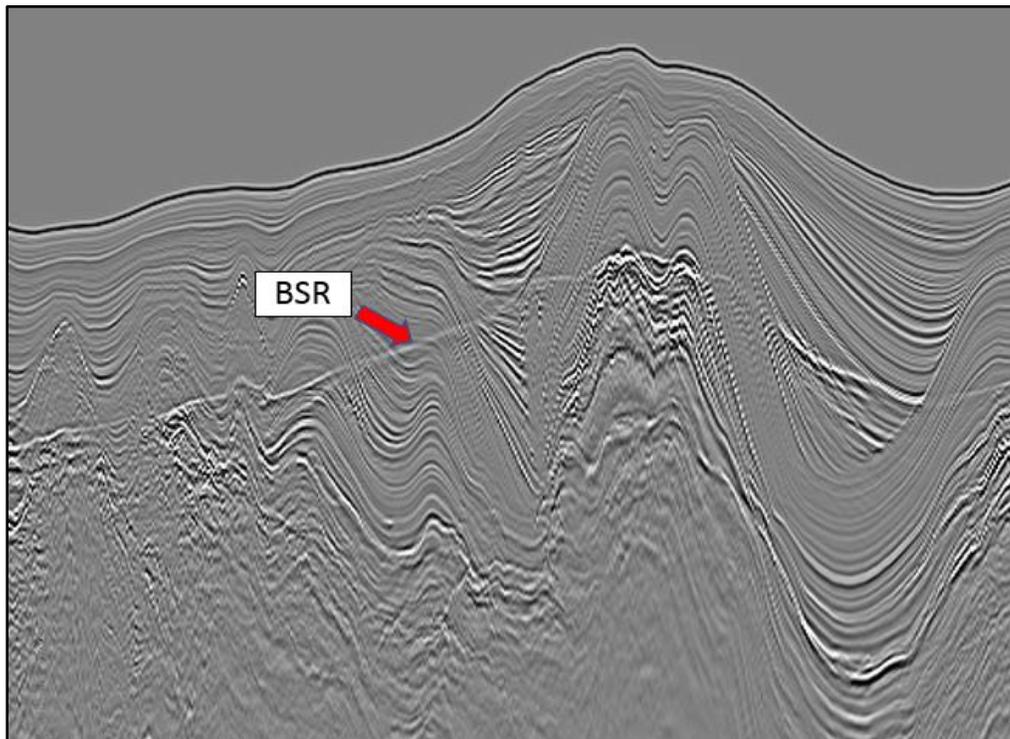


Figura 6 Imagen sísmica de la Línea 1 con BSR en la cuenca de la Baja Guajira offshore, Colombia.

Comúnmente el reflector sísmico simulador del fondo marino, conocido por sus siglas en inglés como Bottom simulating reflector (BSR), ha sido un indicador incipiente de los hidratos de gas, que puede identificarse en la información sísmica entre el lecho oceánico y la zona de estabilización, se caracteriza por ser un reflector de gran amplitud, resultado de la fuerte impedancia acústica que produce la presencia de gas que se encuentra bajo la

zona de estabilidad de los hidratos y contrasta con los sedimentos que lo subyacen. El BSR está marcado por el cambio de polaridad de la ondícula al atravesar los estratos en que se encuentra, y puede cortar transversalmente reflectores estratigráficos que presentan buzamiento.

Además, otro criterio que ayuda a diferenciar los sedimentos con agua y los sedimentos con hidrato de gas es la velocidad de propagación de la onda P y S. Las velocidades de ondas P (V_p) en los sedimentos saturados con hidrato de gas por lo general, varían entre 2000 y 4000 m/s, y la velocidad de la onda (V_s) varía entre 1400 y 1500 m/s (Dillon W. P., 2001). Estos rangos de velocidad son considerablemente mayores que las velocidades sísmicas de los sedimentos saturados de agua a poca profundidad. Este contraste de velocidad de propagación produce una reflexión muy fuerte de la energía sísmica incidente, que da origen al BSR. Figura 6.

Collet et al., (2000), describe que los hidratos de gas poseen velocidades de propagación de onda P, de alrededor del doble de la velocidad en los sedimentos del fondo marino que lo contienen y una velocidad significativamente mayor que el estrato subyacente, normalmente saturado de gas libre. Sin embargo, los hidratos de gas también pueden estar presentes sin que sea visible el BSR en la información sísmica, esto ocurre cuando no hay una cantidad importante de gas libre o si el hidrato no ha consolidado considerablemente la matriz del sedimento.

2.2 Estratigrafía de Secuencias

Vail et al., (1977), define la estratigrafía de secuencias como el estudio de las relaciones entre las rocas dentro de un marco cronoestratigráfico de estratos repetitivos relacionados genéticamente y limitados por superficies de erosión o no-depósito ó sus conformidades correlativas. Estas relaciones incluyen la distribución de ambientes deposicionales y litofacies dentro de ese marco cronoestratigráfico. Sin embargo, a principios del Siglo XX, algunos autores escribieron sobre las relaciones existentes entre sedimentación, espacio de acomodación, discontinuidades y eustasia, que son conceptos base de la estratigrafía secuencial.

La sismoestratigrafía como herramienta metodológica, permite hacer una aproximación geológica a partir de la interpretación estratigráfica de datos sísmicos, en donde las reflexiones sísmicas son generadas por la impedancia acústica de las superficies físicas de las rocas, que consisten en estratos e inconformidades, esto conlleva a un registro cronoestratigráfico de patrones deposicionales y estructurales (Vail et al., 1977).

Una secuencia deposicional representa un periodo de tiempo de sedimentación esencialmente continuo y como tal debe representarse como un episodio singular de sedimentación. Una secuencia sísmica es una secuencia deposicional identificada en una sección sísmica y se le define como una sucesión relativamente concordante de reflexiones interpretadas como estratos relacionados genéticamente. Las secuencias sísmicas se encuentran limitadas al tope y base por superficies de discontinuidad marcadas que se reconocen por sus terminaciones de reflexiones y se les reconoce como: onlap, downlap, toplap y truncación, que se interpretan como discordancias o inconformidades (Figura 7).

Debido a que los reflectores sísmicos primarios semejan superficies de estratificación (se consideran líneas de tiempo), se les otorga un significado cronoestratigráfico a estas cuatro terminaciones de reflexiones, descritas a continuación:

Truncación Erosiva (Límite superior de secuencia): Representa la terminación lateral de estratos por erosión. Implica depósito de estratos y subsecuente inclinación y remoción a lo largo de la superficie de inconformidad. Es el criterio de límite de secuencia más importante al tope de una sucesión. Cuando se disponen estratos horizontales que terminan contra una superficie irregular, erosiva, o de un canal se le denomina truncación erosiva de Corte Bajo (ó downcutting).

Toplap (Límite superior de secuencia): Es la terminación de reflexiones interpretada como estratos contra una superficie suprayacente debida a no depósito y únicamente menor erosión. Se cree que corresponde a condiciones de bypass sedimentario debido a que el nivel local de base es demasiado bajo para permitir el depósito de estratos buzamiento arriba. Toplap se asocia a medios de depósitos marinos progradales tales como deltas y márgenes de plataforma de carbonatos.

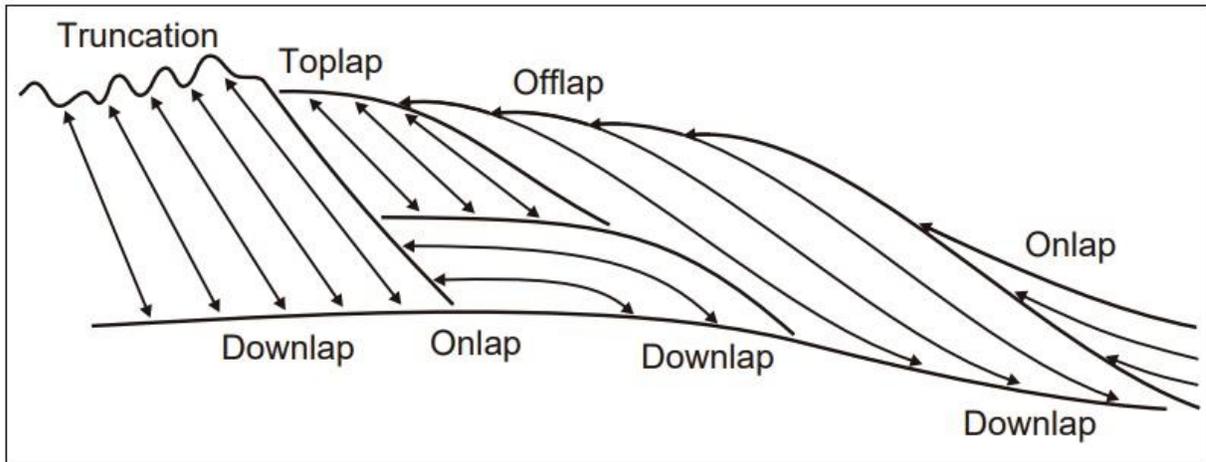


Figura 7 Patrones básicos de terminaciones de reflexiones sísmicas utilizadas en la estratigrafía sísmica. Tomado de (Emery, 1996).

Onlap (Límite inferior de secuencia): Es una relación discordante a la base en la cual estratos inicialmente horizontales terminan progresivamente contra una superficie inclinada, o en la cual estratos inicialmente inclinados terminan progresivamente buzamiento arriba contra una superficie de mayor inclinación inicial. Los patrones de solapamiento (onlapping) significan hiatos de no depósito de duración incrementante de tal manera que estratos sucesivamente más modernos solapan contra una superficie preexistente.

Downlap (Límite inferior de secuencia): Patrones de reflexiones sísmicas de estratos inclinados terminan buzamiento abajo contra una superficie inclinada u horizontal. Significan un hiato no deposicional. Así mismo de acuerdo con Posamentier et al., (1988), una Secuencia está compuesta por una sucesión de sistemas depositacionales relacionados genéticamente, a los cuales les conoce por su nombre en inglés (System Tract), reuniendo los sistemas sedimentarios depositados durante diferentes fases de cambios del nivel del mar, se definieron primero sobre la base de patrones de apilamiento de los estratos interpretados a partir de la arquitectura y terminaciones de las reflexiones sísmicas (Vail et al., 1977, Brown y Fisher, 1977). Se reconocen tres Tractos de Sistema: TMB, Tracto de Mar Bajo (Lowstand System Track – LST), TMT, Tracto Transgresivo (Transgressive System Track – TST), y TMA, Tracto de Mar Alto (Highstand System Track – HST). Estos fueron definidos con base en los límites de secuencias (LS), posición con respecto a la secuencia y su patrón de apilamiento como se describen a continuación:

Tracto de mar bajo (LST): Es depositado directamente sobre la superficie que indica la mayor caída del nivel del mar. incluye depósitos que son acumulados durante la caída de nivel relativo de nivel del mar.

Tracto Transgresivo (TST): comprende depósitos acumulados al iniciar la transgresión marina, caracterizado por una mayor relación de acomodación Vs sedimentación, debido al incremento del espacio de acomodación.

Tracto de mar alto (HST): es el evento resultante durante la etapa final de la máxima inundación, cambiando el régimen de deposición y disposición de los sedimentos.

2.3 Análisis AVO

El análisis AVO, es una técnica que se comenzó a implementar hace más de tres décadas, para detectar la presencia de hidrocarburos. Se basa en relacionar la variación de la amplitud de la señal sísmica respecto a la distancia entre la fuente y el receptor, El procesamiento de amplitud controlada está diseñado para obtener la verdadera información de amplitud donde se origina geológicamente, y determinar algunas propiedades de la roca y el contenido de fluidos en los poros de las rocas.

El análisis AVO, se fundamenta en las ecuaciones de (Zoeppritz, 1919), estas describen el comportamiento elástico de las rocas usando los coeficientes de reflexión y transmisión en función del ángulo incidente y de las propiedades del medio elástico como la densidad, velocidad de la onda P y velocidad de la onda S, permiten calcular la amplitud de una onda plana reflejada y transmitida entre dos medios (interface) en función del ángulo de incidencia, conociendo las constantes elásticas de los medios como velocidad primaria (V_p), velocidad de Cizalla (V_s) y densidad (ρ). Sin embargo, posteriormente (Bortfeld, 1961) reescribió las ecuaciones en términos de la relación de Poisson y (Shuey, 1985) desarrolló la simplificación de las ecuaciones de Bortfeld para ángulos de incidencia menores a 30° , en términos del coeficiente de Poisson, como se observa en la Ecuación 1.

$$R(\theta) = A + B \text{Sen}^2\theta + F(\tan^2\theta - \text{Sen}^2\theta) \quad (1)$$

$$\text{Donde: } A = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta Vp}{Vp} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right), B = \frac{\Delta Vp}{2Vp} - 2 \left(\frac{Vp}{Vs} \right)^2 \left(2 \frac{\Delta Vs}{Vs} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \text{ y}$$

$$F = \frac{\Delta Vp}{2Vp} \times \Delta \rho, \Delta Vp \text{ y } \Delta Vs$$

La Ecuación 1 representa el coeficiente de reflexión $R(\theta)$ y las variaciones de densidad y velocidades de ondas P y S a ambos lados de la interface; mientras ρ , Vp y Vs expresan sus promedios. El primer término de la ecuación 1, denominado intercepto A , es el coeficiente de reflexión cuando el ángulo θ es cero, el segundo término B se denomina gradiente, expresa la contribución de los offset medios y el tercer término F representa la contribución de offset lejanos. Normalmente el rango de ángulos disponibles para los análisis de AVO es menor de los 30° , razón por la cual solo se consideran los dos primeros términos de la ecuación 1. El intercepto depende solo de los contrastes de impedancia acústica, mientras el gradiente depende de Vp , Vs y ρ a ambos lados de la interfaz.

2.4 Clasificación de Anomalías AVO

El análisis de las reflexiones sísmicas de la variación de la amplitud con el offset (AVO), permite discriminar la presencia de gas, en algunas condiciones, debido a las anomalías de amplitud en el coeficiente de reflexión que ocurren como una consecuencia de la baja relación Vp/Vs . Ostrander (1984), publicó una metodología para distinguir anomalías sísmicas causadas por areniscas con o sin gas utilizando datos pre-apilados y posteriormente, Rutterford y Williams (1989) caracterizaron tres tipos de anomalías sísmicas que producen los hidrocarburos y Castagna y Swan (1997) propusieron cuatro clases de acuerdo a los valores de intercepto y gradiente.

Rutterford y Williams (1989), consideraron los efectos de los contrastes de la impedancia acústica entre arenas con gas y shales, identificando tres tipos de respuestas de anomalías AVO, todas caracterizadas por un gradiente negativo, como muestra la Figura 8a. La clase 1, corresponde a reflexiones positivas en incidencia normal (intercepto positivo) y una pendiente negativa (gradiente negativo) por lo que la amplitud va decreciendo con el offset e incluso se puede dar una inversión de la polaridad. Se da en areniscas con presencia de hidrocarburos, cuya impedancia acústica es mayor al shale que lo sella. La clase 2,

corresponde a reflexiones muy pequeñas cercanas a cero en incidencia normal (intercepto cercano a cero) y una pendiente negativa (gradiente negativo) por lo que se dan mayores amplitudes y más negativas a medida que incrementa el offset. Se da cuando la impedancia de las areniscas se acerca a los valores de impedancia de los shales que lo rodean. La clase 3, muestra reflexiones negativas en incidencia normal (intercepto negativo) y una pendiente negativa (gradiente negativo) por lo que la amplitud se vuelve más negativa con el offset. Se da cuando la impedancia de las areniscas es menor que la roca que la sella. Castagna y Swan (1998), describen la clase 4, como reflexiones negativas en incidencia normal (intercepto negativo) y pendiente (gradiente) cercana a cero o positiva, por lo que no hay grandes cambios en la amplitud con el offset. Se da cuando la arenisca o roca de interés tiene una impedancia reducida. En la Figura 8b, intercepto - gradiente, los puntos que representan amplitudes generadas por shales y arenas saturadas con agua se alinean alrededor de una recta que pasa por el origen denominada Background. Los puntos que están alejados de la nube se asocian a presencia de gas y según el cuadrante en el que estén, se asocia a uno de los cuatro tipos de anomalías.

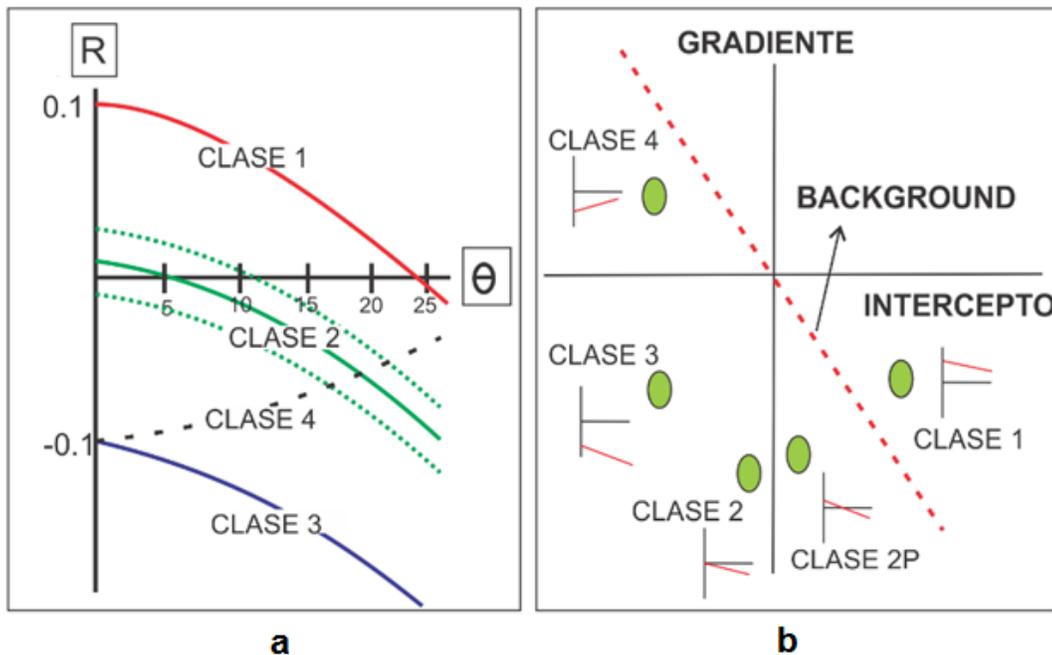


Figura 8 a) Clases de anomalía respecto al ángulo, b) Anomalías AVO Intercepto vs Gradiente. Tomado de Cediel et al., (2012)

En Colombia se han realizado estudios AVO para detectar yacimientos de gas con datos pre-apilado, principalmente en proyectos terrestres. En el trabajo de Cediel et al., (2012), los resultados del análisis AVO en datos pre-apilados del campo Chuchupa offshore productor de gas, la respuesta sísmica del yacimiento fue caracterizado como anomalía Clase I, con altos valores de intercepto lo que representa un marcado contraste de impedancia acústica entre el sello y el yacimiento y bajos valores de gradiente que se generan en yacimientos moderadamente consolidados,

2.5 Inversión Sísmica

La inversión sísmica extrae las propiedades físicas de la roca a partir de los valores de las amplitudes de las reflexiones sísmicas. Barclay et al., (2008), explica que esto es posible porque las ondas sísmicas se reflejan en las interfaces existentes entre las rocas que poseen propiedades acústicas diferentes. No obstante, los datos sísmicos tienen información que trasciende la localización del reflector; la onda sísmica lleva toda la información del subsuelo por el cual se propagó, mediante la inversión sísmica se busca recuperar la información de los coeficientes de reflectividad de las interfaces del subsuelo.

Existen metodologías para resolver el problema inverso, cada una de estas metodologías tendrá diferentes aplicaciones y metodologías para resolver y recuperar la impedancia acústica y generar modelos de impedancia de onda p, impedancia de onda s y densidad. Comúnmente se utilizan dos tipos de inversión sísmica, el primer tipo es la inversión de la velocidad, para generar imágenes en escala de profundidad, utiliza las trazas de datos sísmicos registrados y remueve el efecto de una ondícula estimada, creando valores de impedancia acústica en cada muestra de tiempo. El segundo tipo de inversión es la inversión de la amplitud, que utiliza el tiempo de arribo y la amplitud de las ondas sísmicas, reflejadas en cada punto de reflexión. Esta inversión se conoce como inversión sísmica para la caracterización de yacimientos, y se usa para generar modelos detallados de las propiedades de las rocas, (Barclay et al., 2008).

En este trabajo se utilizará la inversión sísmica basada en modelos: Impedancia acústica, Velocidad de onda P, densidad y modulo Bulk.

3 Procesamiento sísmico

En este capítulo se describe el procesamiento aplicado a los datos sísmicos iniciales “crudos” de la línea sísmica marina 2D “Línea 1”. El procesamiento permite obtener una imagen sísmica de calidad y ayuda a determinar los lugares donde se encuentran los indicadores BSR de hidratos de gas. Durante el procesamiento, se aplicaron algoritmos que conservaron la relación amplitud-offset y se obtuvieron los registros CDP (common depth point), que posteriormente se utilizaron para en la inversión sísmica y análisis AVO. A diferencia de los datos sísmicos originales migrados del área, que fueron procesados mediante una secuencia de procesamiento y migración estándar. La Tabla 1 resume los principales parámetros de adquisición de la línea sísmica ya que son parámetros base para el procesamiento.

Tabla 1 Información de adquisición de la línea sísmica

PARÁMETRO	ESPECIFICACIONES
Tipo de Fuente	Cañón de aire de 3959 pulgadas cubicas
Canales receptores activos	640
Canales receptores inactivos	32
Streamer (Longitud del cable)	8000m
Separación de hidrófonos	12.5m
Espaciamiento de tiro	25 m
Intervalo de registro	Cada 2 milisegundos
Tiempo máximo de registro en Profundidad	9 segundos

El flujo de procesamiento aplicado se observa en la Figura 9, se implementó en el software *ProMAX*, y se explica más adelante en forma más detallada con una descripción de cada paso.



Figura 9 Flujo de procesamiento marino, empleado en el procesamiento de la línea sísmica 2D “Línea 1”.

3.1 Procesamiento previo

Inicialmente se genera una DataBase a partir del reporte de observador y se carga la geometría que corresponde al archivo Ukooa del programa sísmico, que define las coordenadas (X, Y) y profundidad a las cual se realizaron cada uno de los disparos del cañón con los registros respectivos, así como algunas otras características como el offset. Esto permite que las coordenadas del disparo y del receptor se agreguen y almacenen en los encabezados de cada traza. Cada registro sísmico con datos sin procesar (Raw Data) incluye 640 canales y un tiempo de 0ms a 9216ms, con un intervalo de muestreo de 2ms, Figura 10. Para todos los datos apilados el número de CDPs es de 1353 a 15909, intervalo de muestreo de 4 ms y separación entre trazas de 12.5m.

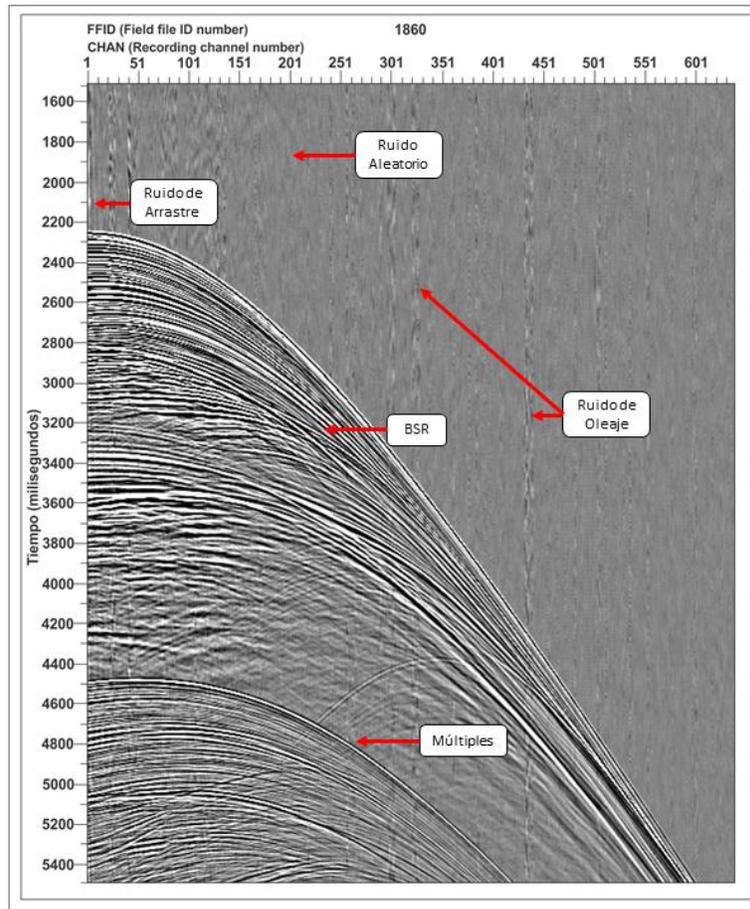


Figura 10 Registro sísmico 1860 sin procesar normalizado 20 veces, ruidos y reflexiones identificados, Ruido de Arrastre, ruido de oleaje, ruido aleatorio, Múltiples y BSR.

3.2 Atenuación de Ruido

En esta etapa de procesamiento se identificaron diferentes tipos de ruidos sísmicos que pueden corromper los datos recolectados en la adquisición sísmica marina. La Figura 10 muestra el registro sísmico 1860, que contiene diferentes ruidos sísmicos, donde se identificaron los siguientes: ruido de oleaje (*swell noise*), ruido de arrastre (*tugging noise*), ruido aleatorio y múltiples, que en algunos casos puede ser difícil de discriminar de los datos, ya que pueden contener las mismas frecuencias que los datos reales de la adquisición sísmica, sin embargo existen diferentes métodos que se aplicaron dentro del procesamiento como filtro de corte bajo (FCB) y el filtro de frecuencia-tiempo.

3.3 Filtro de bajo y alto corte (Low-High Cut Filter)

El filtro de bajo y alto corte, se aplicó con el fin de atenuar el ruido de arrastre y ruido aleatorio, originado por los cables de adquisición y/o la hélice del buque. Este método es eficaz para eliminar frecuencias que no se encuentran en la banda de frecuencias de la señal. Las especificaciones de este filtro corresponden a un filtro individual de pasa banda de fase cero de tipo Ormsby, con frecuencias de corte bajo de 1 a 3 Hz y 250 a 300 Hz. En la Figura 11-b se observa la aplicación de este filtro en el registro sísmico 1860 normalizado 20 veces y en la Figura 11-c muestra el ruido atenuado como resultado de restar los registros sísmicos con y sin filtro.

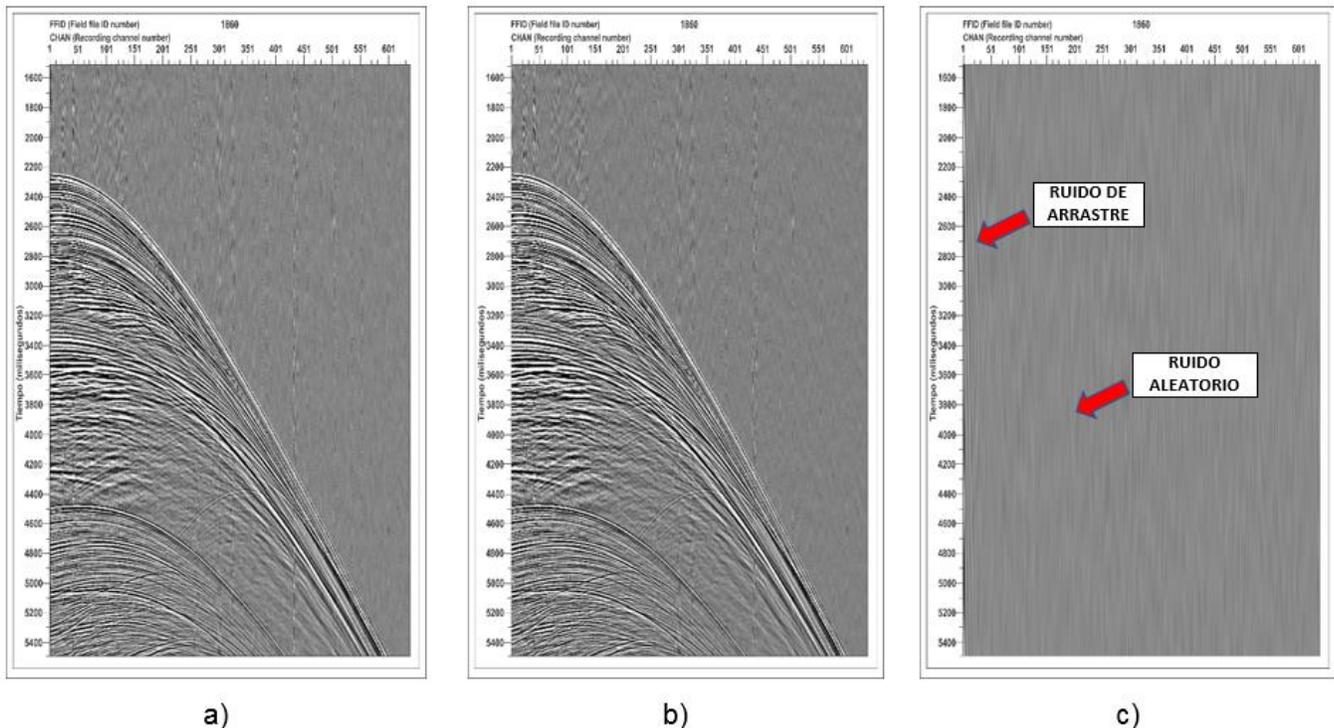


Figura 11 Registro sísmico 1860 normalizado a 20. a) Registro sísmico sin procesar, b) registro sísmico después de aplicar filtro de corte bajo y c) Ruido de arrastre y aleatorio atenuado.

3.4 Filtro de frecuencia-tiempo

Se aplicó el filtro de frecuencia-tiempo, para atenuar el ruido de oleaje que posee altas amplitudes de baja frecuencia y que afecta todo el registro sísmico como se observa en la Figura 12-a, que no se atenuó mediante el filtro de bajo y alto corte. Este filtro funciona al calcular una estimación espectral de todas las trazas dentro de una ventana deslizante. Las estimaciones de amplitud de cada frecuencia se comparan con la estimación de amplitud de una traza dentro de esta ventana. Si la diferencia de amplitud es mayor, la amplitud en cuestión se atenúa. Este proceso se repite para todas las frecuencias especificadas por el usuario. El espectro modificado se transforma finalmente en el dominio de tiempo para cada ventana. De esta forma, no se elimina simplemente las partes del espectro de frecuencia que se ven afectadas por el ruido de gran amplitud. Este filtro predice cuál debería haber sido la amplitud real de la frecuencia afectada. Los resultados de aplicar este procedimiento a los datos con frecuencias de 0 a 25 HZ se pueden observar en la Figura 12-b y el ruido de oleaje atenuado en la Figura 12 -c, donde se observa la diferencia entre el registro sísmico sin filtro y el registro sísmico con el filtro aplicado.

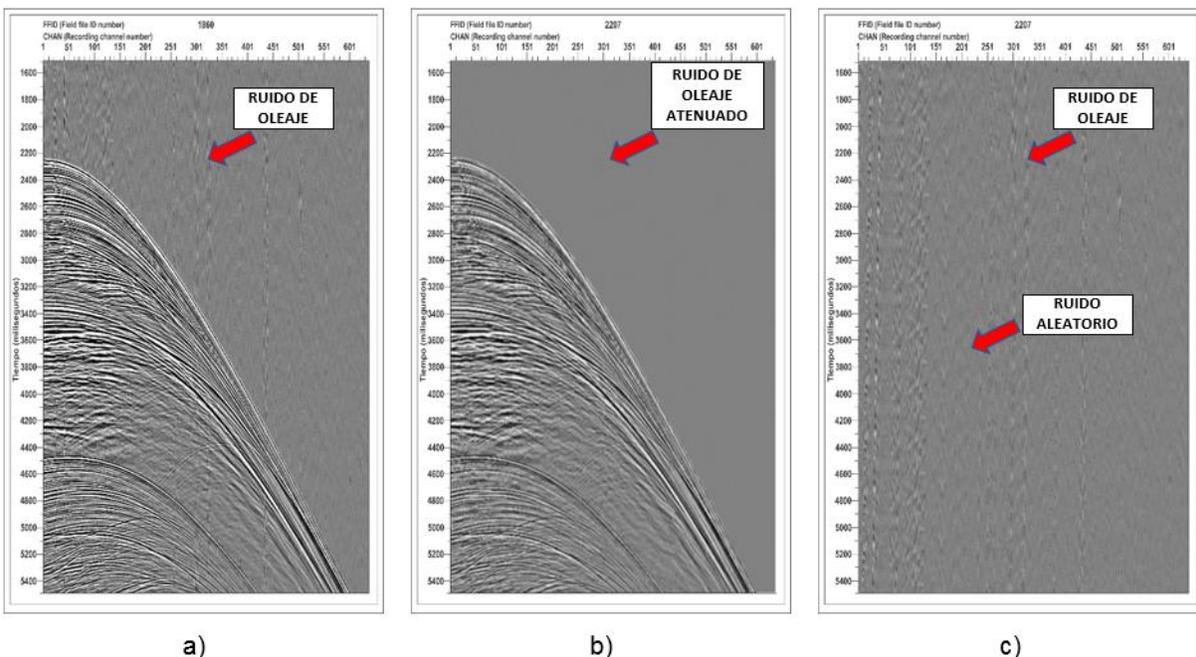


Figura 12 Registro sísmico 1860 normalizado a 20. a) Registro sísmico con Filtro de bajo corte, b) registro sísmico después de aplicar filtro de frecuencia-tiempo c) Ruido de oleaje y aleatorio atenuado.

3.5 Eliminación de múltiples relacionados con la superficie (SRME)

Este método consiste en un algoritmo que predice todas las reflexiones múltiples relacionadas a superficie, generadas por un proceso de convolución aplicado a los datos sísmicos. Cuando estas múltiples son estimadas, se combinan en un archivo y se restan a partir de un filtro por mínimos cuadrados. Este método se aplicó mediante el módulo de 2D SRME Multiple Prediction, con frecuencias de 2 a 90 Hz.

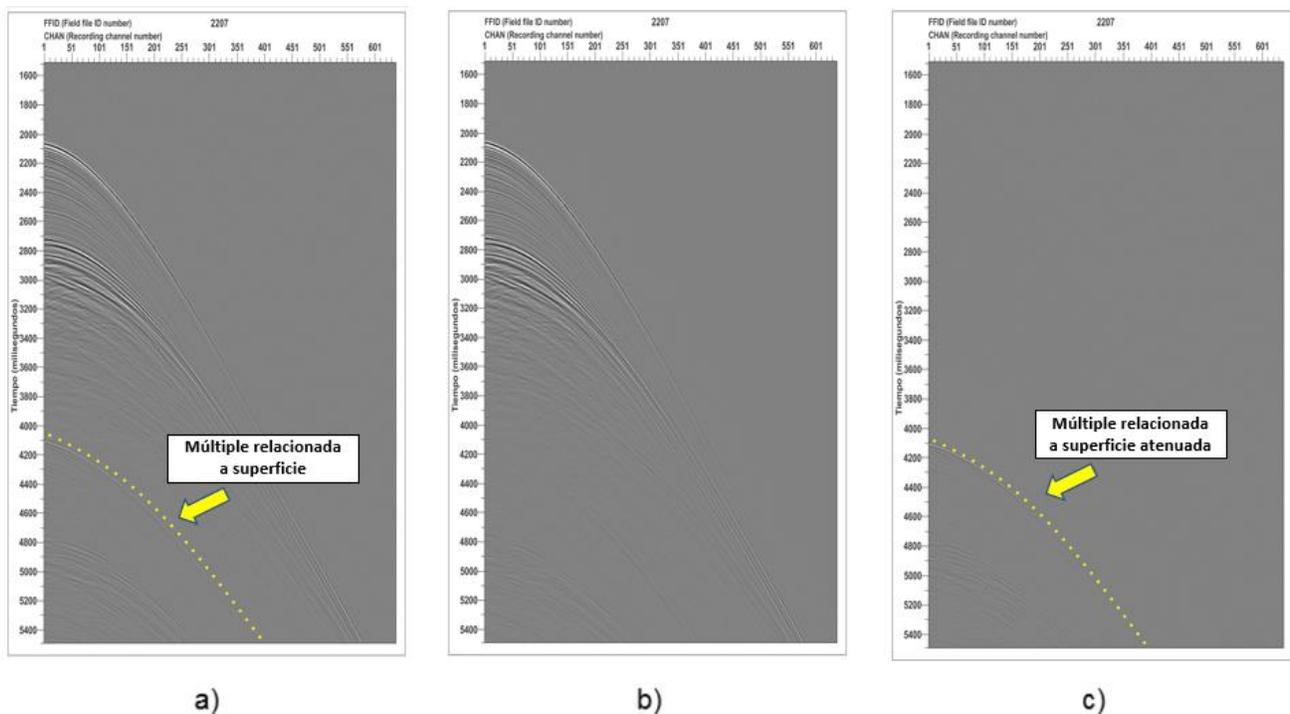


Figura 13 Registro sísmico 2207. a) Registro sísmico con Filtro frecuencia-tiempo, b) registro sísmico después de aplicar SRME, c) Diferencia con las múltiples que se atenuaron.

3.6 Análisis de Velocidad y corrección dinámica (NMO)

La línea sísmica marina requiere información acertada sobre la velocidad del subsuelo, la cual es obtenida mediante un análisis de velocidad. Este proceso se realiza sobre un conjunto de CDPs determinados. El resultado del análisis es un campo de velocidades que se usó para la corrección NMO, donde la trayectoria hiperbólica de los eventos de reflexión

debe ser transformada, en el eje del tiempo, en una línea horizontal. Esta será fundamental más adelante para el filtro radón y el apilamiento de la sección sísmica. El proceso de picado de velocidades es importante, porque si hay poca precisión en el establecimiento de las velocidades de reflexión, la calidad de la sección apilada puede degradarse, ya que las reflexiones no se suman coherentemente.

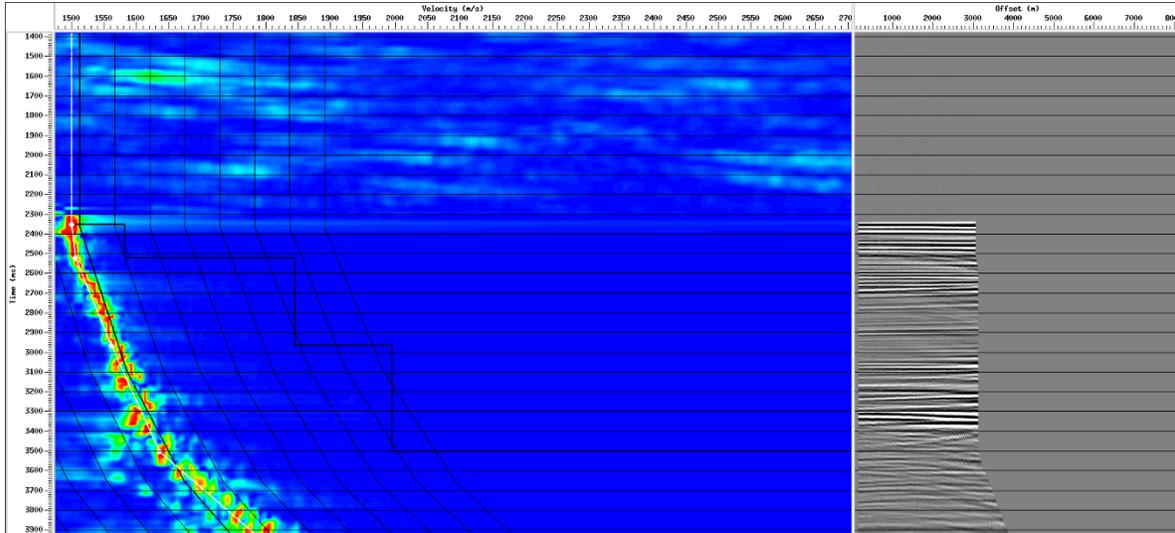


Figura 14 Análisis de velocidad con corrección dinámica, en la izquierda se observa el panel de semblanza de velocidad y en la derecha el panel del registro CDP con las correcciones dinámicas aplicadas. Velocidad interválica (línea negra) y semblanza (color).

3.7 Filtro Radón

Este método discrimina la reflexión de las múltiples del dominio CDP en la corrección NMO, donde las reflexiones primarias de los registros del CDP se aplanan, mientras que las múltiples permanecen curvas. A partir de la transformada radón parabólica, la corrección NMO deja múltiples con una trayectoria parabólica. Una vez aplicado este método las múltiples son atenuadas. Esta técnica tiene buenos resultados, si se utilizan velocidades correctas para distinguir entre reflexiones primarias y reflexiones múltiples. Las reflexiones múltiples tienen velocidades más bajas comparadas con las reflexiones primarias en profundidad. Se utiliza este filtro debido a el filtro SRME es poco efectivo en ambientes marinos poco profundos y no maneja múltiples internas, como se observa en la Figura 15-a.

El algoritmo aplicado a este módulo fue por transformada radón por mínimos cuadrados. Para aplicar el filtro radón parabólico, se usaron todos los registros sísmicos con SRME. tipo parabólico, en el offset 8137, muestreados con intervalos de 300 CDPs, con el fin de atenuar múltiples, que no fueron atenuadas durante el proceso de SRME Figura 15-b y Figura 15-c.

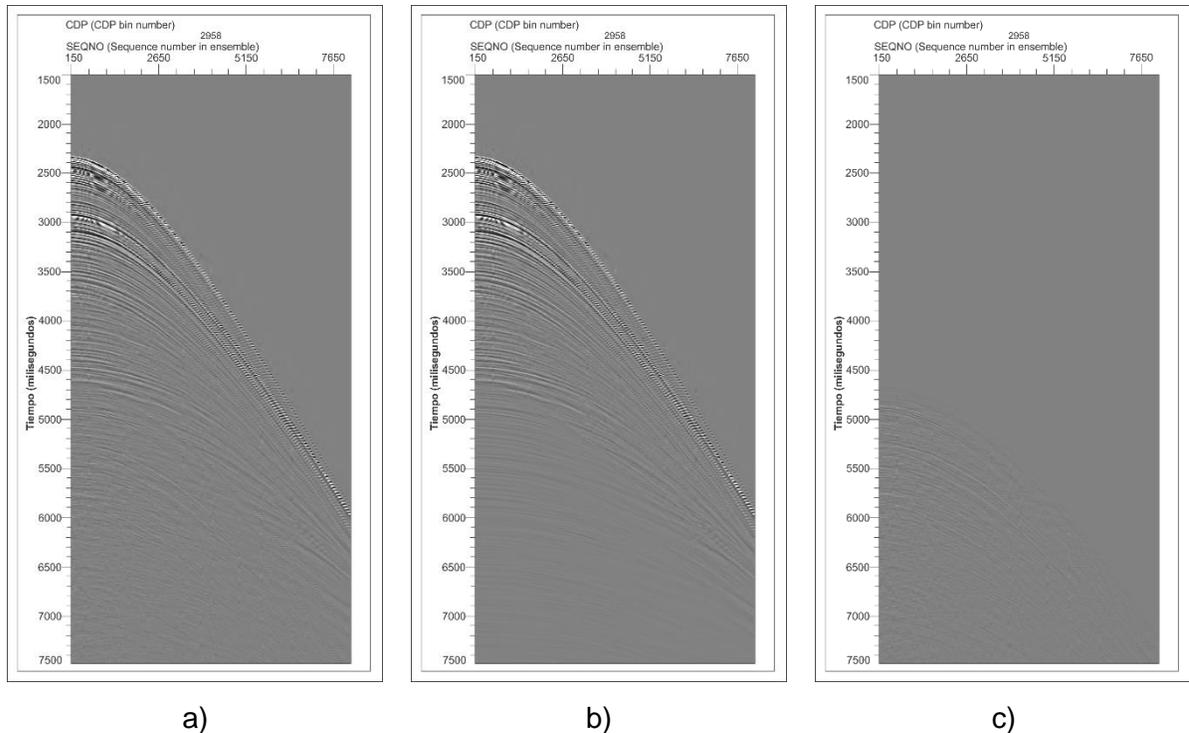


Figura 15 Registro sísmico 2958. a) Registro sísmico con SRME, b) registro sísmico después de aplicar Filtro Radón c) Diferencia con las múltiples que se atenuaron.

3.8 Conversión de fase mínima a fase cero

Para establecer una mejor correlación de los reflectores sísmicos, una mejor definición de los elementos geológicos que faciliten la interpretación, así como para el análisis de AVO, se aplicó conversión de fase mínima a fase cero, mediante el método de enfoque estadístico. Donde se utiliza una ventana de datos de entrada que se usa para definir una ondícula de fase mínima (figura a) y una ondícula de fase cero (figura b) que tienen el mismo espectro de amplitud que los datos de entrada. Posteriormente se construyó un operador (figura c) mediante un filtro de desfase en el dominio de tiempo, con una longitud de 500ms,

que convierte la ondícula de fase mínima a la ondícula de fase cero con un Bulk shift static de 100 ms, mediante un proceso de convolución, se aplica este operador a los datos sísmicos, obteniendo la conversión de todos los registros sísmicos a fase cero.

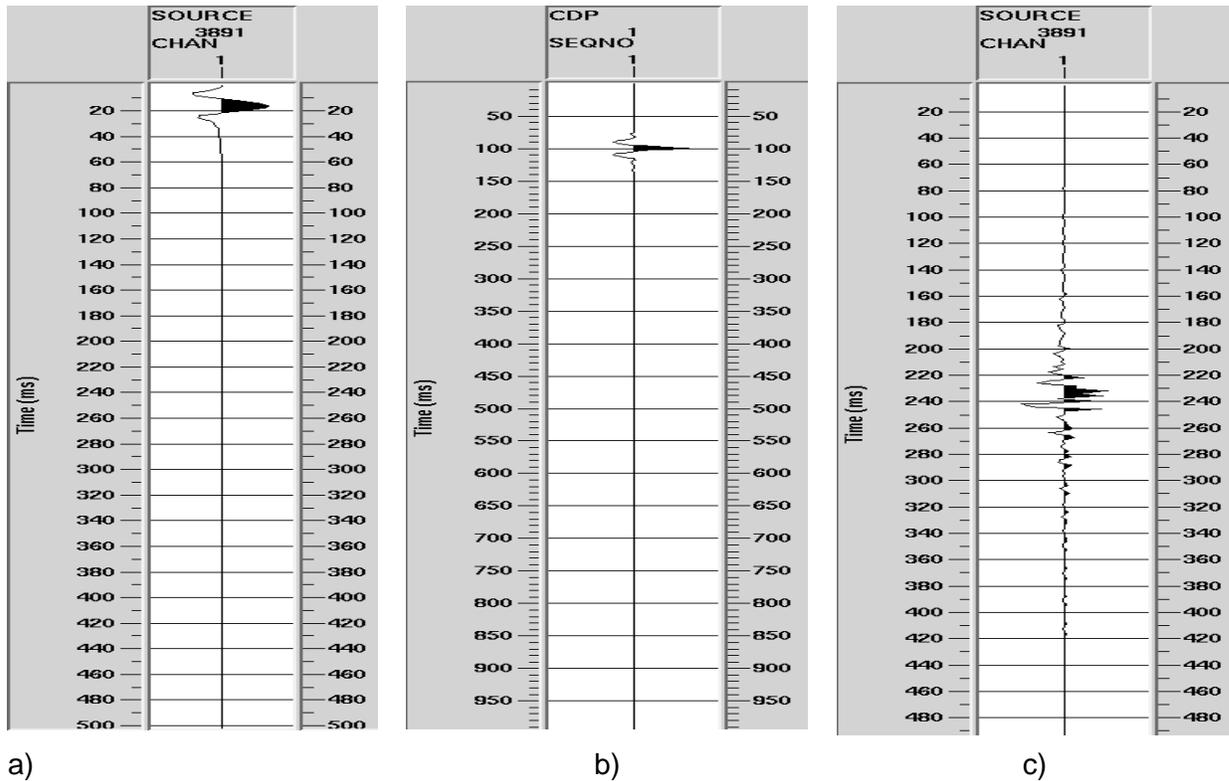


Figura 16 Proceso de conversión de trazas de fase mínima a fase cero, a) Fase mínima b) Fase Cero con corrimiento a 100ms c) Operador generado.

3.9 Migración pre apilada

Tomando el campo de velocidades se aplicó migración pre-apilado 2D, migrándose cada uno de los CDP. Como se observa en la Figura 17. Una vez generada la migración pre-apilada, se aplicó filtro de 45° para atenuar la anisotropía de la línea sísmica. Como se observa en la Figura 18.

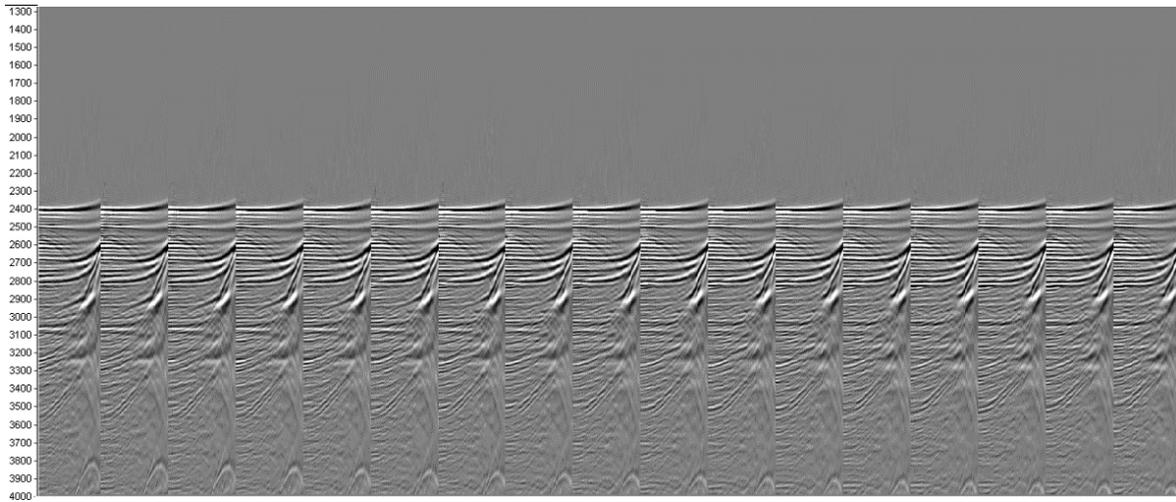


Figura 17 Migración pre-apilada de la línea sísmica "Línea 1".

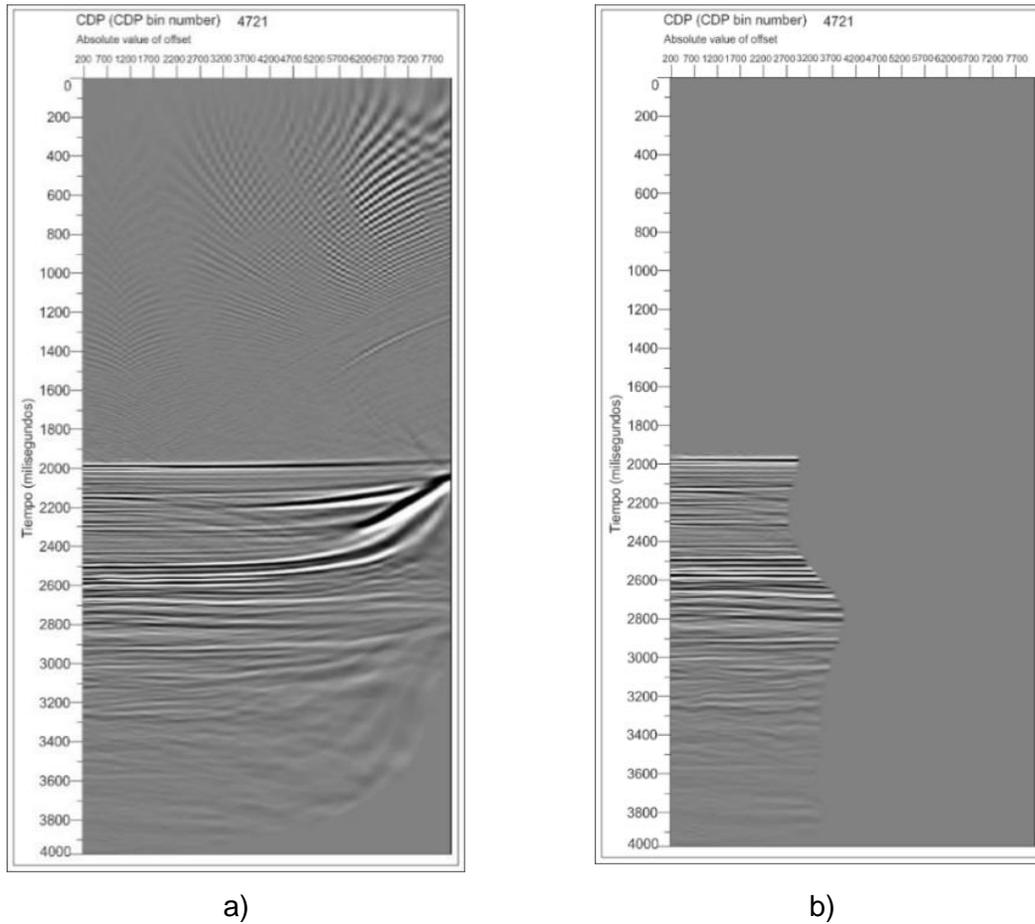


Figura 18 Aplicación filtro a ángulo de 45° a migración pre-apilada, a) CDP migrado 4721 con anisotropía. b) CDP migrado 4721 sin anisotropía.

El resultado obtenido, es una migración pre-apilada sin anisotropía de la “Línea 1”, que se utilizará para el análisis AVO, ver Figura 19.

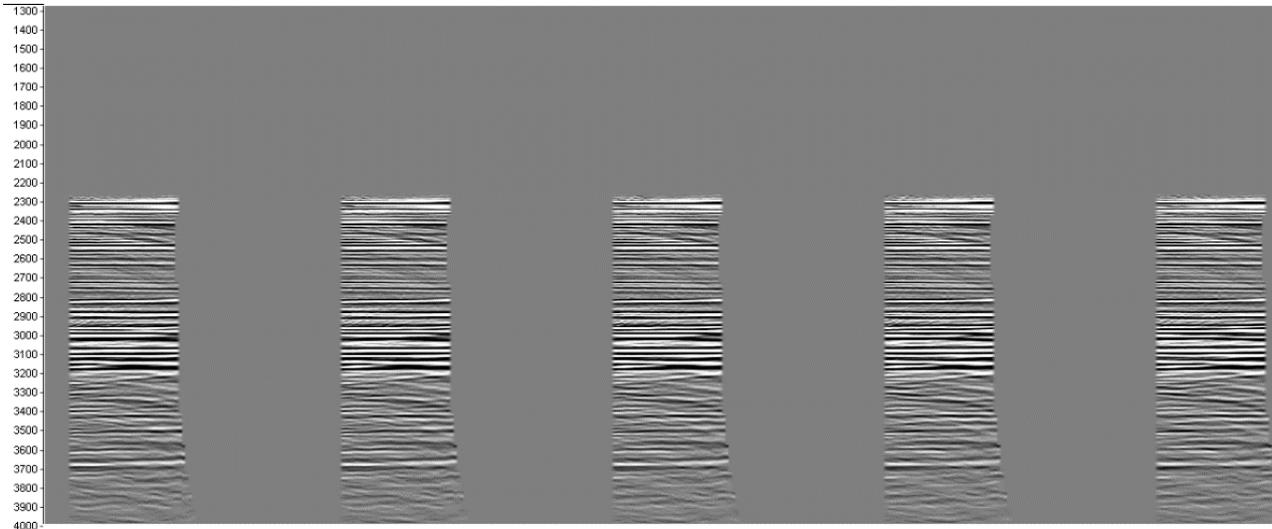


Figura 19 Migración pre apilado con filtro a ángulo de 45° para atenuar anisotropía.

3.10 Conversión tiempo – profundidad

Los eventos de reflexión sísmica se registran en tiempo doble de viaje, estos tiempos se convierten en unidades de profundidad para que puedan estar atados a los pozos y establecer la profundidad de las estructuras que se requieren identificar. Para este procesamiento, la conversión en tiempo se aplicó mediante la estimación de un modelo de velocidad RMS obtenido en el análisis de velocidad de apilamiento, como resultado se obtuvo la “Línea 1” apilada en profundidad como se observa en la Figura 20.

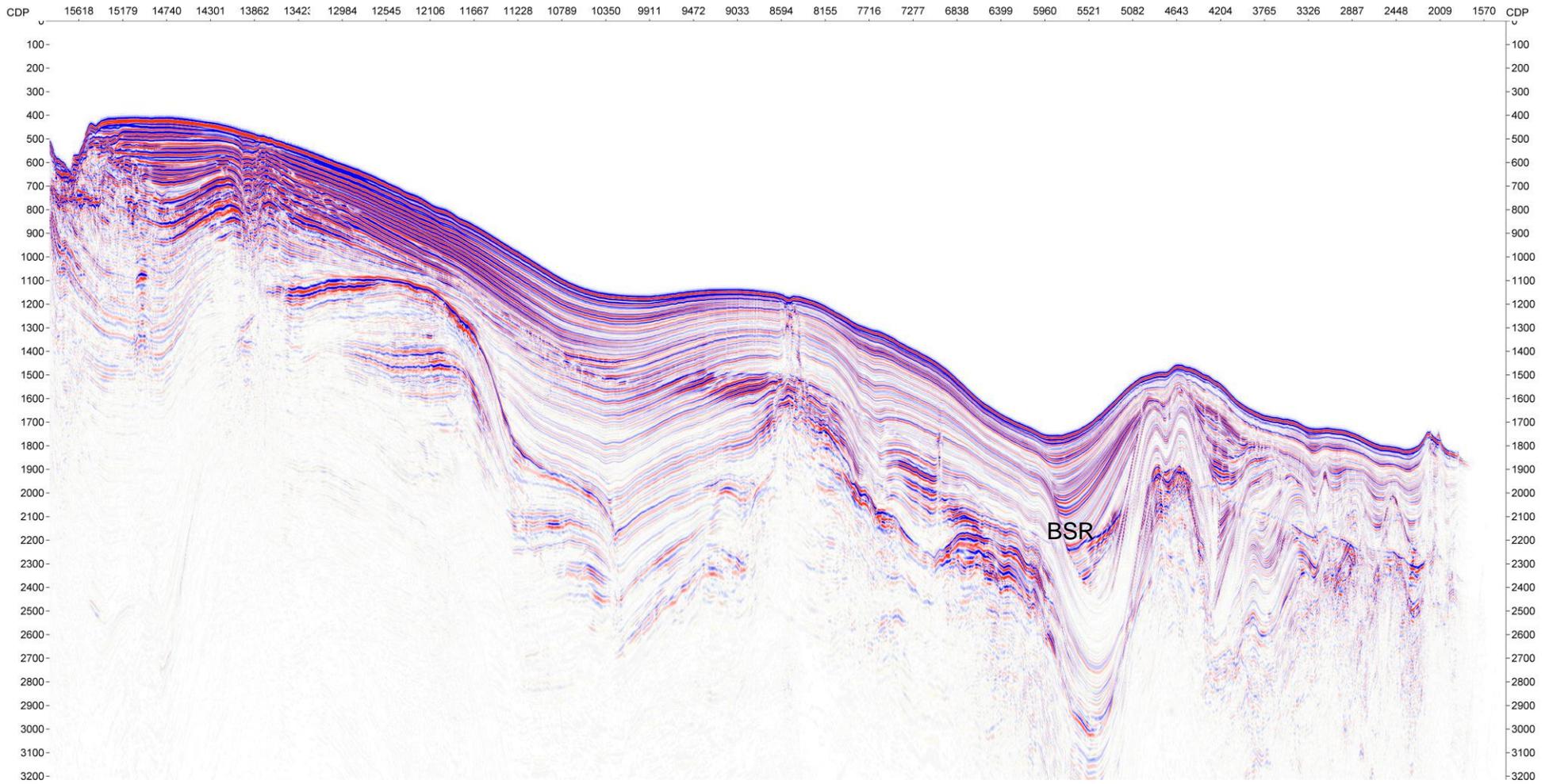


Figura 20 “Línea 1” apilada convertida en profundidad (metros), escala en profundidad en ejes verticales.

4 Sismoestratigrafía

La sismoestratigrafía forma parte de la interpretación estratigráfica de secuencias, siendo un método rápido para la estimación de variaciones cronoestratigráficas regionales, a partir de la interpretación de secuencias y límites de sistemas deposicionales, basada en la distribución de las reflexiones y las terminaciones sísmicas, pues se asume que los reflectores evidencian superficies cronoestratigráficas y su definición puede ser correlacionada con información de registros de pozo y datos de bioestratigrafía. Mediante este método, se realizó la interpretación de las líneas sísmicas 1,2,3 y 4, para analizar el comportamiento del reflector BSR, así como rasgos estructurales en el área de estudio: fallas, diapiros, discordancias etc.

A partir de los datos bioestratigráficos de los pozos 1,2 y 3 localizados en la parte oriental de la línea 4, en la plataforma continental se determinó la edad de los reflectores identificados como límites de secuencia en las líneas sísmicas de estudio. Las asignaciones de edad se basan en diversidad de taxones (foraminíferos, polen, nanoplancton, y otros). La base de datos bioestratigráfica para la cuenca de la Guajira, fue recopilada por Rubio et al;(1998) y revisado e interpretado por (Rubio y Ramírez 2000), que compararon y calibraron los diferentes enfoques utilizados para datar la edad de las unidades en la cuenca.

La Figura 21, muestra las principales biozonas de foraminíferos plantónicos como marcadores reconocidos regionalmente que se encuentran en los pozos de estudio. Sin embargo, un gran número de otros grupos fósiles se utilizaron en combinación con las unidades litoestratigráficas correspondientes a las Formaciones Castilletes, Jimol y Uitpa, para proporcionar los horizontes de cada una de las edades, en las líneas sísmicas del área de estudio. Se identificaron 6 horizontes cronoestratigráficos: Basamento, Mioceno

Temprano, Mioceno Medio, Plioceno y Pleistoceno reciente. Con base en lo anterior a continuación se describe la interpretación de las Líneas sísmicas 1, 2, 3 y 4.

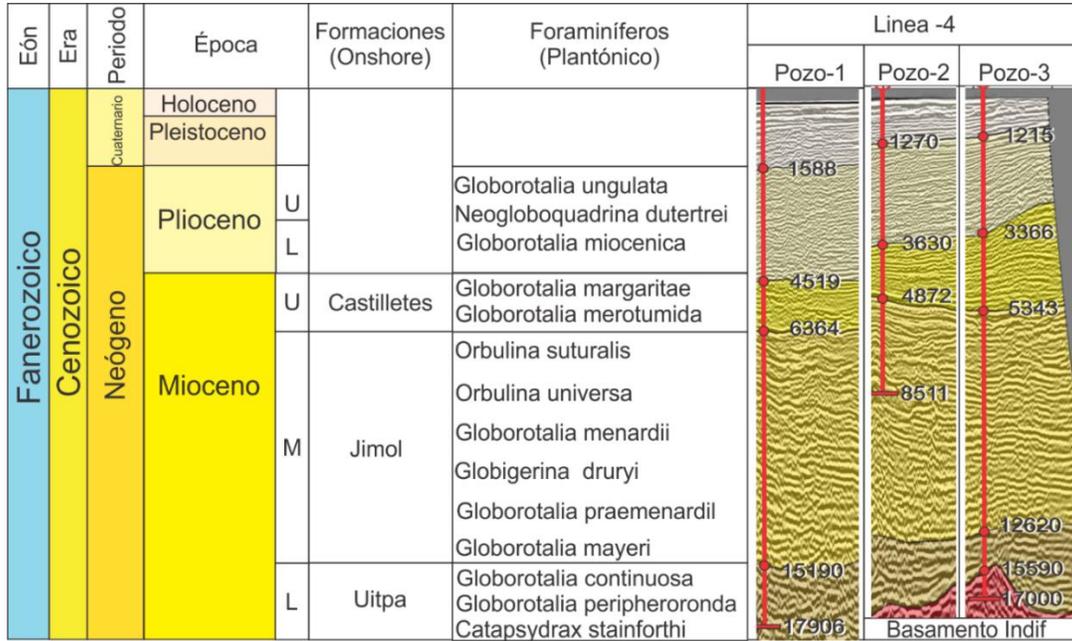


Figura 21 Correlación litoestratigráfica y bioestratigráfica usada en la interpretación de las líneas sísmicas 1,2,3 y 4.

El aplanado del reflector BSR de la Figura 22 permite observar el paleorelieve de la Línea 1, el reflector se destaca por su polaridad negativa y su recorrido lo muestra atravesando, otros reflectores.

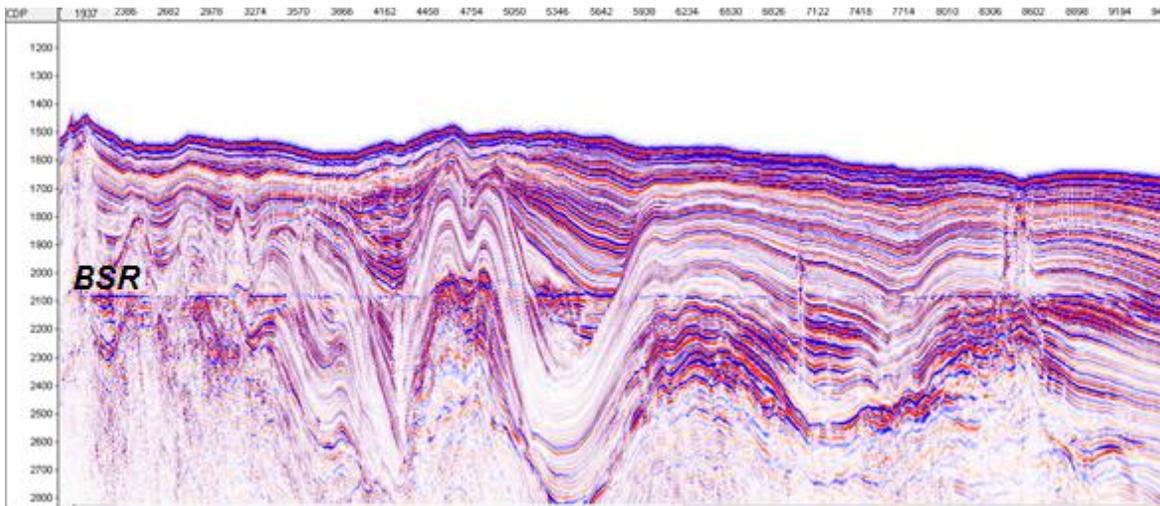


Figura 22 Reflector BSR aplanado de la Línea 1 en tiempo. En color azul la polaridad negativa del reflector.

La Figura 23, muestra la interpretación sísmica de la Línea 4, localizada paralela a la línea de costa. Se identificaron seis horizontes sísmicos, que corresponden al tope de las unidades cronoestratigráficas identificadas a partir de los topes bioestratigráficos de los pozos 1, 2 y 3. De base a techo corresponden al tope Basamento (Cretácico?), Formación Uitpa asociado al tope Mioceno Temprano, la suprayace discordantemente la Formación Jimol identificada con el tope del Mioceno medio, discordantemente se encuentra suprayaciendo la Formación Castilletes al tope del Mioceno tardío.

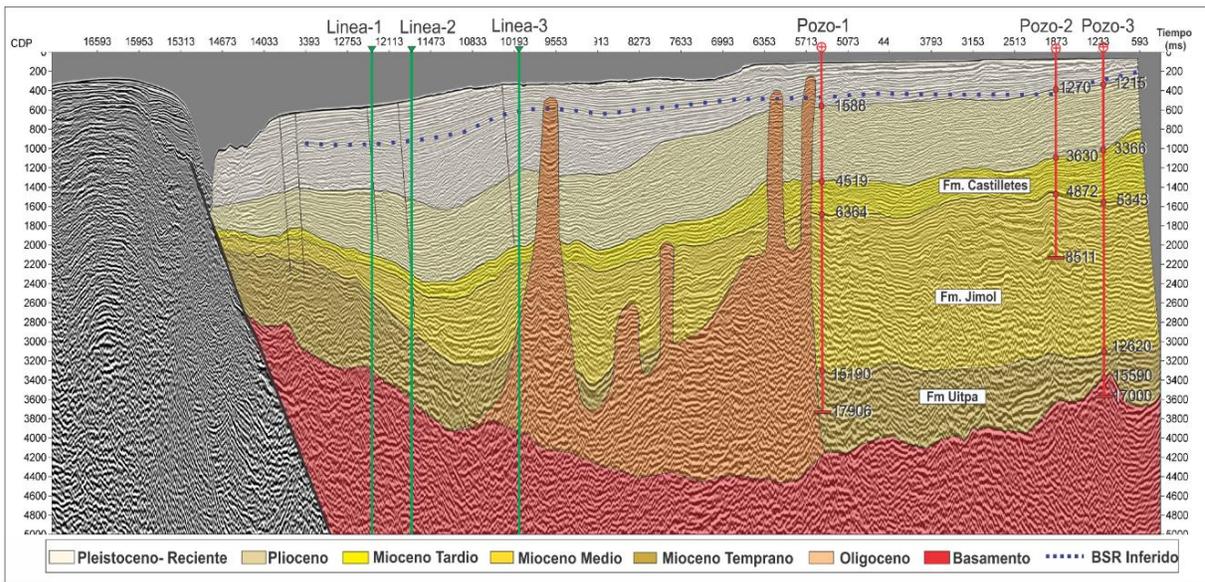


Figura 23 Línea 4 interpretada, paralela a la línea de costa, en tiempo, con orientación W-E. Las líneas rojas muestran la ubicación y amarre pozo sísmica con los topos bioestratigráficos de los pozos 1,2 y 3. Línea verde indica la intersección con las líneas sísmicas 1, 2 y 3 orientadas en dirección N-S.

Los últimos dos horizontes no se correlacionan con ninguna unidad litoestratigráfica onshore del área, por lo que los horizontes asociados a los topos del Plioceno y del Pleistoceno reciente estarían correlacionados en offshore. Al oeste de la línea se observa una incisión pronunciada en forma de V, que corresponde al Cañón submarino La Aguja, resultado de una combinación de fallas normales a lo largo de la terminación occidental de la Falla de Oca, erosión submarina e incisión axial y levantamiento estructural. Hacia la parte central se observan diapiros de lodo, generados durante la actividad tectónica reciente, que afecta los horizontes desde el Mioceno Temprano hasta el Pleistoceno. Hacia el este de la línea se observa el amarre pozo-sísmica de los pozos 1, 2 y 3 con sus respectivos topos bioestratigráficos, donde el pozo 3 es el único que alcanza el basamento.

La Figura 24, corresponde a la interpretación sísmica de la Línea 1, que fue procesada con el fin de hacer el análisis AVO para el reflector BSR. De sur a norte se observa cómo se profundiza hacia la cuenca, hacia el sur y centro se encuentran dos estructuras diapíricas afectando depósitos del Mioceno, en medio de estas estructuras se observan dos fallas de tipo normal generadas en el Mioceno. Hacia el norte se observa otra estructura diapírica que afecta todos los horizontes, indicando actividad reciente, estas estructuras presentan chimeneas de gas y hacia el extremo norte volcanes de lodo. Por último, se identificó el reflector BSR que sigue la forma del lecho marino, atravesando los horizontes desde el Pleistoceno al Mioceno Inferior, donde se observó que la amplitud del BSR aumenta en las rocas más antiguas y en general se encuentra a una profundidad que varía entre 440m y 465m medidos a partir del lecho marino.

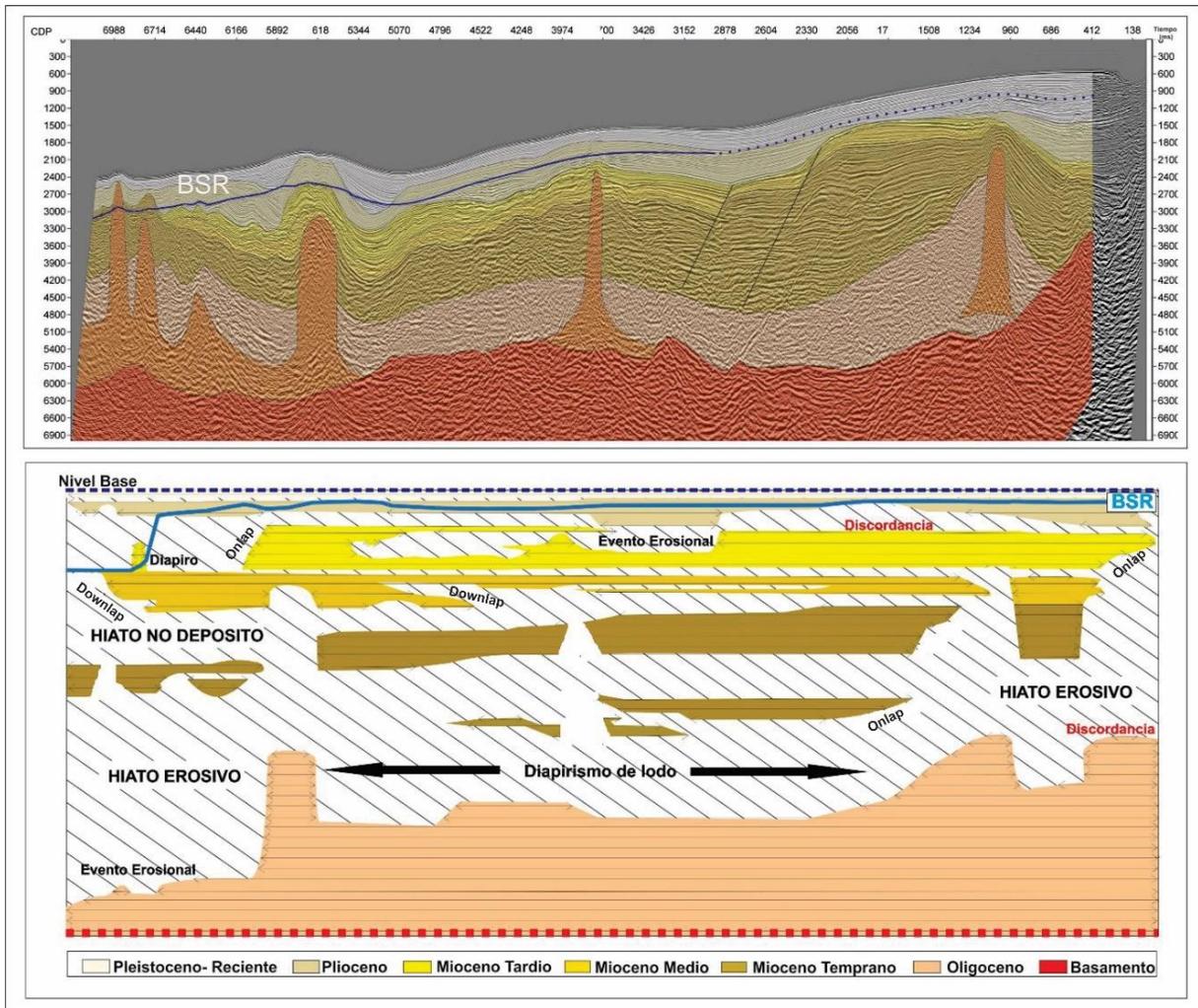


Figura 24 Interpretación sísmica de la Línea 1, en tiempo, con orientación N-S. En la parte inferior se observa la carta cronoestratigráfica. BSR representado por la línea azul.

La carta cronoestratigráfica de la Línea 1 (Figura 24), permite entender la relación espacio-temporal de los sedimentos depositados, para el entendimiento entre la tectónica y la sedimentación en un área de la cuenca con deformación asociada a diapiros de lodo y presencia de hidratos de gas. Los principales eventos interpretados en la sismica son los horizontes cronoestratigráficos, Oligoceno, Mioceno Temprano, Mioceno medio, Mioceno tardío, Plioceno y Pleistoceno reciente, algunos de los cuales representan hiatos erosivos, otros hiatos de no depósito. Un rasgo de carácter regional lo constituye el hiato erosivo Oligoceno a Mioceno medio, que se presenta en la mayor parte de la sección sísmica. El segundo hiato importante se relaciona con la discordancia Mioceno Superior a Plioceno, se interpreta como no depositacional por las relaciones de sus terminaciones y refleja un control de la sedimentación tal vez por un evento tectónico acaecido en ese tiempo. La tectónica en esta zona evidencia la presencia de actividad de diapiros de lodo desde el Oligoceno hasta el Mioceno Superior y una menor actividad hacia el Pleistoceno-reciente.

La Figura 25, muestra la interpretación sísmica de Línea 2, con orientación norte sur. Hacia el sur las unidades desde el Plioceno hasta el Mioceno Medio se acuñan. En el sector central se observan varias fallas normales, generadas en el Mioceno Tardío, afectando hasta sedimentos del Mioceno Temprano y una fuerte erosión del Mioceno Temprano en la Formación Uitpa, que disminuye el espesor de esta unidad. Por el contrario, se observa mayor espesor de las unidades suprayacentes correspondientes a la Formación Jimol y la Formación Castilletes. Hacia el norte, se observa como se profundiza la cuenca y así mismo aumentan las estructuras diapíricas, que levantan y pliegan la Formación Uitpa, colocándola en contacto discordante con las otras unidades geológicas más jóvenes. Así mismo, se observa la amplitud del BSR es mayor hacia el norte, donde la profundidad aumenta, mientras que hacia el sur la amplitud se atenúa notablemente.

En la carta cronoestratigráfica de la Línea 2 (Figura 25), se evidencia un fuerte hiato erosivo generado por un fuerte diapirismo de lodo a lo largo de toda la línea, afectando depósitos sedimentarios de edad Oligoceno, así mismo, el hiato afecta en los norte sedimentos que varían desde el Oligoceno hasta el Mioceno Medio. La sedimentación del Plioceno y Pleistoceno, muestran continuidad en toda el área, sin embargo, se evidencia en la base del Plioceno una discordancia con el Mioceno Tardío, por otra parte, las reflexiones onlap están al sur de esta área, esto sugiere la dirección de la sedimentación. La presencia de hidratos de gas en la línea sísmica se encuentra asociada a sedimentos de edad

Pleistoceno en la parte sur, en la parte central con sedimentos de edad Plioceno y hacia el norte se observa como el reflector BSR atraviesa los horizontes desde el Plioceno hasta el Mioceno Temprano.

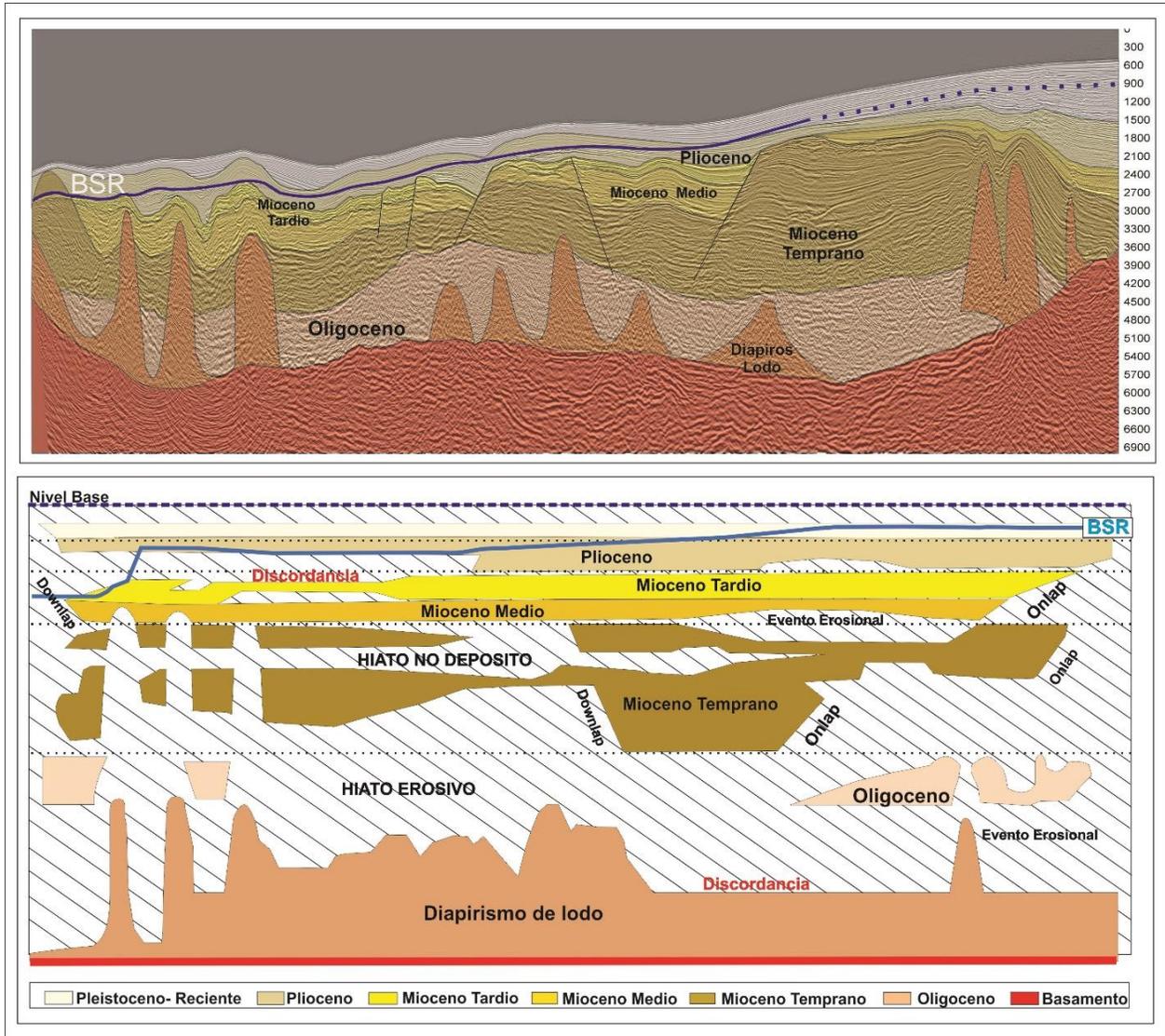


Figura 25 Interpretación sísmica de Línea 2 en tiempo, con orientación N-S. En la parte inferior carta cronoestratigráfica. El BSR está representado por la línea azul.

La Figura 26 muestra la interpretación sísmica de la línea 3, localizada en la parte este del área de estudio con orientación sur norte. Se observa al norte de la línea sísmica un fuerte plegamiento del Mioceno Inferior asociado a la formación Uitpa, que llega hasta la superficie del lecho oceánico, asociado a la fuerte actividad de los diapiros de lodos, además se observa como el reflector del BSR tiene una alta amplitud. Por otra parte, las unidades

geológicas desde el Mioceno Medio hasta el reciente se acuñan, al quedar en contacto discordante con la Formación Uitpa. El espesor de las unidades del Oligoceno aumenta notablemente en comparación de las anteriores líneas sísmicas interpretadas.

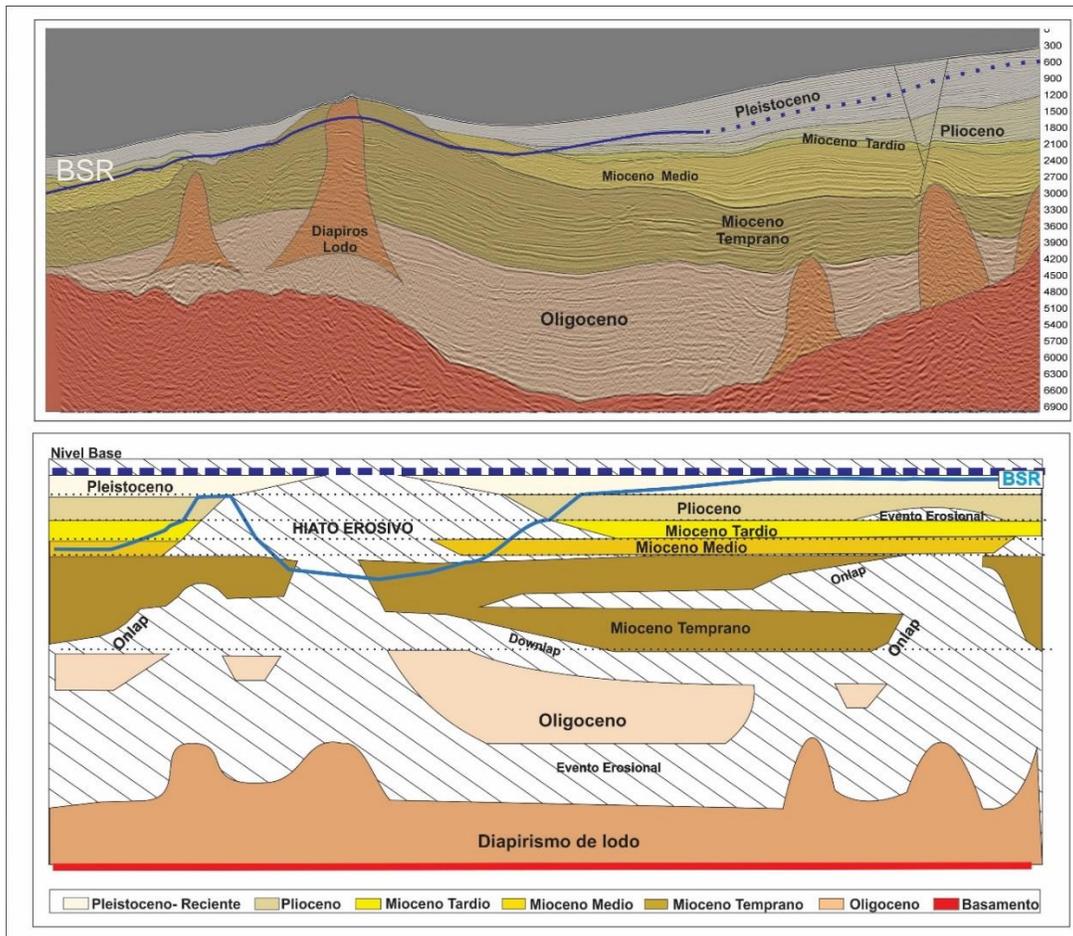


Figura 26 Interpretación sísmica de Línea 3 en tiempo, con orientación N-S. En la parte inferior carta cronoestratigráfica. El BSR está representado por la línea azul

Por último, la carta cronoestratigráfica de la línea 3, evidencia mayor deposición de sedimentos de edad Oligoceno donde se observa continuidad en los reflectores y un fuerte hiato erosivo en la parte norte que afecta todos los horizontes cronoestratigráficos. Así como en las líneas anteriores el segundo hiato importante se relaciona con la discordancia Mioceno Superior a Plioceno, finalmente se observa como el reflector BSR hacia la parte sur muestra continuidad en sedimentos de edad Plioceno mientras que en dirección norte el comportamiento de este reflector varía fuertemente, por el levantamiento de los sedimentos de edad Mioceno Temprano, por donde pasa este reflector.

5 Petrofísica

La interpretación sismoestratigráfica de la “Línea 1” muestra continuidad del reflector BSR, hasta la Línea 4, siendo interceptada por el Pozo-1 y Pozo 2. De acuerdo a lo anterior, la continuidad del reflector se asocia en el Pozo-1 al intervalo entre 1280 a 1340 pies, y entre 980 a 1250 pies en el Pozo-2, denominada zona de gas inferida, en la Figura 27 y Figura 28. Con el fin de analizar la posible relación del intervalo del reflector BSR de la línea 1, con la zona de gas inferida en el Pozo-1 y Pozo-2, se realizan diferentes análisis petrofísicos básicos, evaluados en una ventana de 1000 a 2000 pies en el Pozo-1 y de 700 a 1650 pies en el Pozo-2. Las características petrofísicas se estimaron utilizando la información disponible de los registros de cada uno.

El Pozo-1, cuenta con información de los registros: Gamma Ray (GR), Potencial espontáneo (SP), Resistividad, Densidad (RHOB), Velocidad de onda P (Vp) y Neutrón (NPHI); aunque este último, inicia debajo del intervalo de la zona de gas inferida. Mientras que el Pozo-2 no presenta información de ningún registro en el intervalo entre 1050 a 1220 pies. Sin embargo, posee un registro disponible en ese intervalo, de gas (TGasc), el cual confirma la presencia de gas para dicho intervalo inferido.

Por último, para ambos pozos, se calcularon valores de porosidad, velocidad de onda S (Vs), modulo Bulk (k) y módulo de cizalla (μ) y módulo de poisson (σ), con el fin de entender la relación entre la compresibilidad de la roca, así como la presencia de fluidos. Los resultados para la zona de gas inferida servirán como valores de referencia para posteriormente hacer el reemplazamiento de fluidos.

En el Pozo-1 el registro GR (Figura 27), muestra valores mínimos de 40 API y valores máximos de 89 API. En la zona de gas inferida, el GR es en promedio de 50 API, mientras que el registro SP presenta valores muy bajos de -1.6 a -10 mV, no evidencia deflexiones que identifiquen las diferencias de salinidad entre el agua de formación y la del filtrado de

lodo en los contactos arena- lodo. El contraste de los resultados entre estos registros, permiten concluir que el registro GR resulta muy útil para definir el volumen de arcilla en el pozo. El registro de resistividad eléctrica en la segunda columna, muestra valores en promedio de 1.7 omh-m, para el Pozo-1, mientras que en la zona de gas inferida la resistividad aumenta a 3.5 omh-m, mostrando una clara diferencia para este sector en comparación con valores de resistividad de otras profundidades. Lo que indica la presencia de algún fluido (agua, petróleo ó gas), en los espacios de los poros de la matriz de roca en este intervalo.

El registro de Densidad (RHOB) en la columna tres (Figura 27), tiene un rango de valores entre 1.8 a 2.7 g/cc, establecido para litologías arenosas. Esta curva muestra en la zona de gas inferida un valor promedio de 2.14 g/cc que corresponde a una zona predominantemente arenosa, mientras que en las zonas donde el porcentaje de lodo es mayor, la densidad es de 2.0 g/cc, para los demás intervalos arenosos la densidad varía de 2.12 a 2.18 g/cc, esta variación se relaciona a la composición litológica que en algunos casos incluye paquetes de fragmentos de corales, de acuerdo al informe de descripción de muestras del Pozo-1. Frecuentemente el cruce entre las curvas de densidad-neutrón indican la presencia de gas. Sin embargo, el intervalo de la zona de gas inferida no cuenta con información del registro porosidad neutrón (NPHI).

En la cuarta columna de la Figura 27 se observa el registro del cálculo de volumen de arcilla (Vsh) de 0 a 1, donde valores inferiores a 0.5 corresponden a una composición arenosa (color amarillo), mientras que valores mayores a 0.5 indican una composición arcillosa (color gris). Para el Pozo-1, el valor de Vsh en la zona inferida de gas, varía entre 0.21 a 0.32, indicando que su composición es principalmente arenosa.

El registro de porosidad en la Figura 27 se ubica en la quinta columna, tiene un rango de 0 a 0.5, representado con la curva de color negro, y su relleno indica el porcentaje ocupado del volumen de agua ó gas en la formación. El relleno de color azul indica el porcentaje ocupado por agua y en color rojo por gas. En el Pozo-1, en el intervalo de 1280 pies a 1340 pies, la proporción es de 0.24 de agua y 0.33 de gas, muy similar en el Pozo-2 donde la proporción es de 0.35 de gas a una profundidad de 1210 pies. Finalmente, el registro TGASC de la sexta columna de la Figura 28, muestra la concentración de gas en el intervalo de 950 pies a 1258 pies, cuyos valores corresponden a 0.02 L/L.

POZO-1

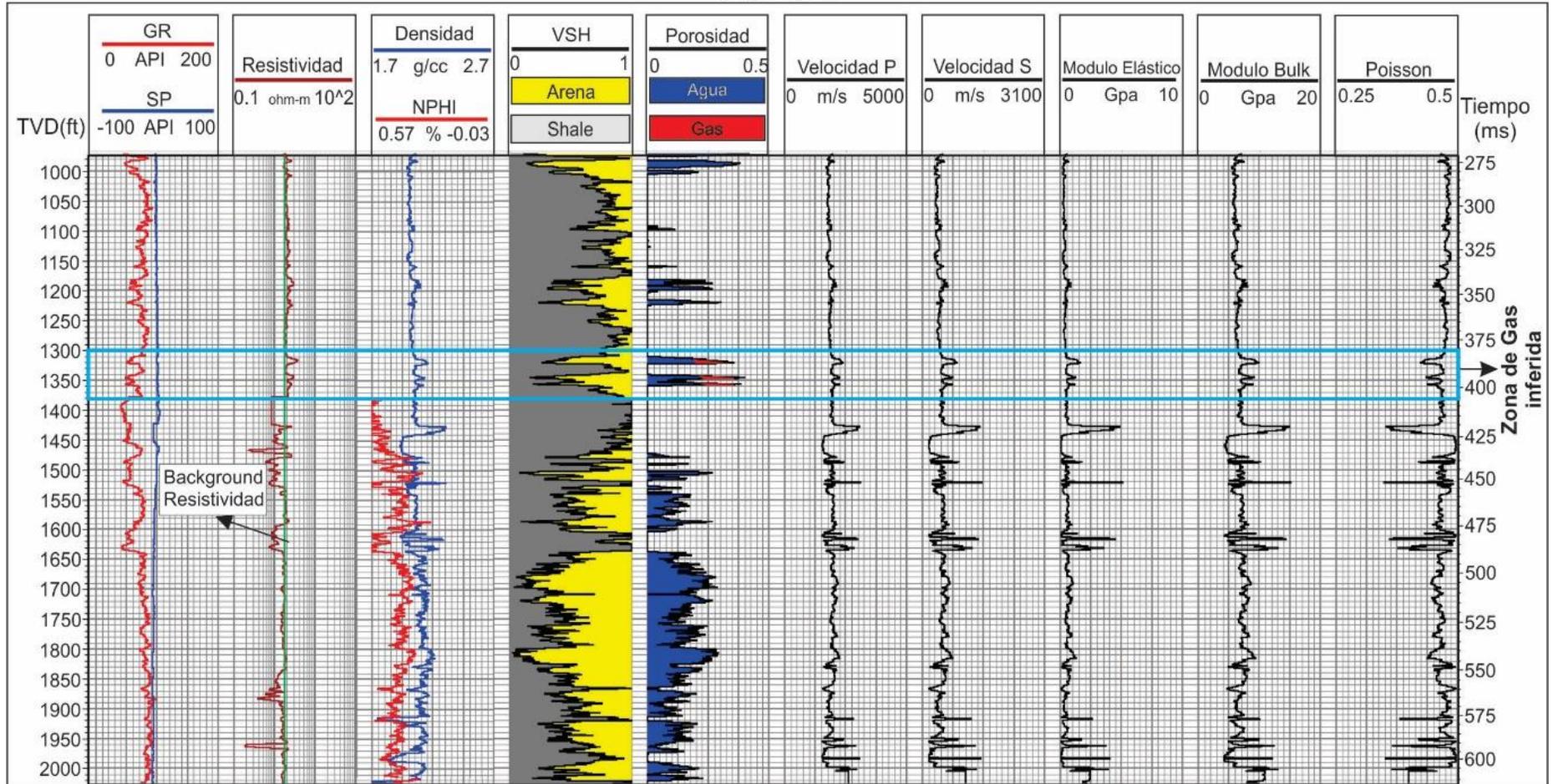


Figura 27 De izquierda a derecha: Registros Gamma Ray (GR), Potencial espontáneo (SP), Resistividad, Densidad, Neutrón (NPHI), VSH, Porosidad, Velocidad P (Vp), Velocidad S (Vs), Módulo elástico (μ), Módulo Bulk (K), Módulo de Poisson (σ), del Pozo-1. El recuadro azul indica la zona de gas inferida.

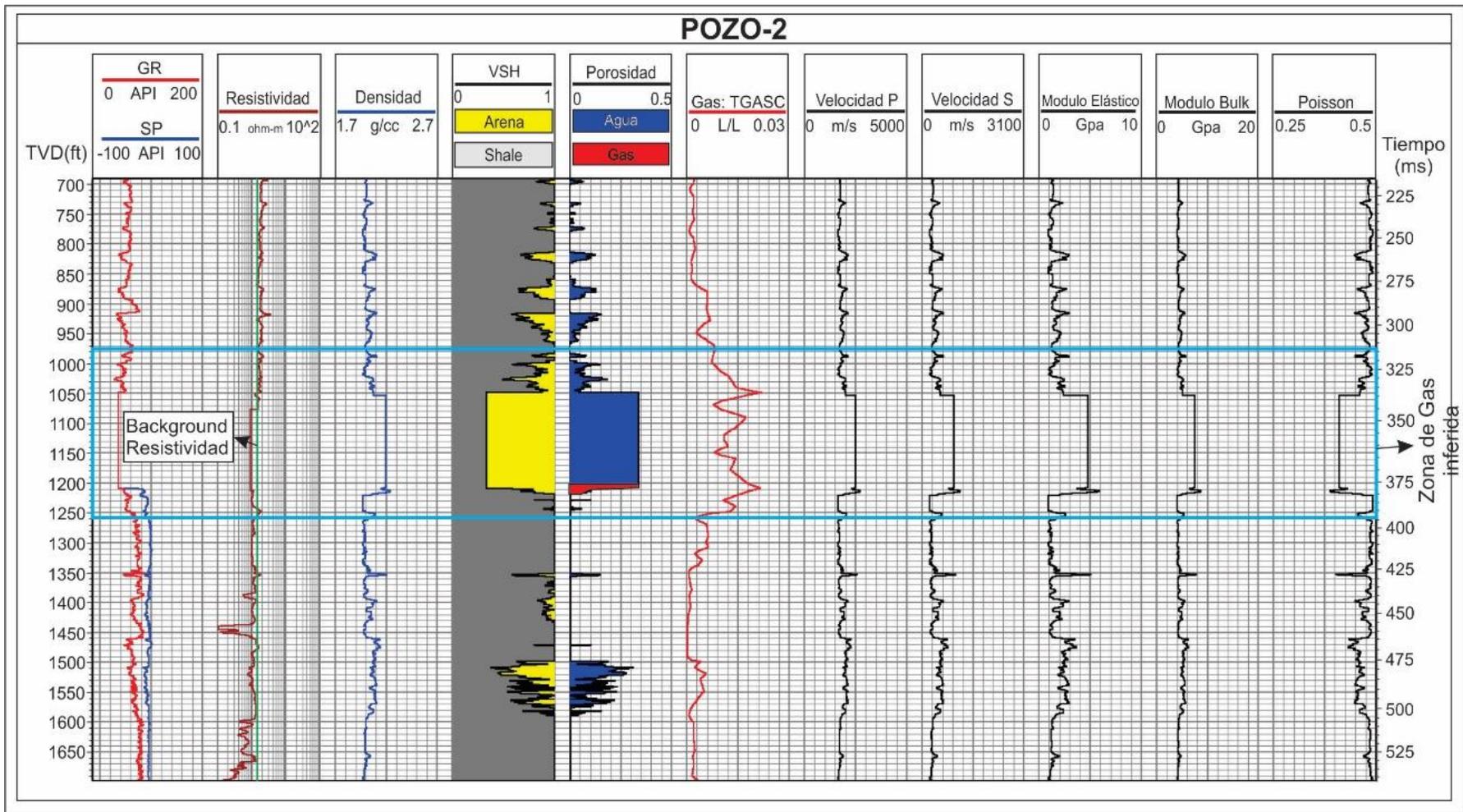


Figura 28 De izquierda a derecha: Registros Gamma Ray (GR), Potencial espontáneo (SP), Resistividad, Densidad, VSH, Porosidad, Gas (Tgasc), Velocidad P (Vp), Velocidad S (Vs), Módulo elástico (μ), Módulo Bulk (K), Módulo de Poisson (σ), del Pozo-2. El recuadro azul indica la zona de gas inferida.

El gráfico de resistividad contra volumen de arcilla (Vsh) del Pozo-1 (Figura 29), determina la relación existente entre estas dos propiedades petrofísicas, evaluadas en el intervalo de 1000 a 2000 pies. Se diferencian 5 zonas que se encuentran distribuidas litológicamente en los registros de Vsh y resistividad del Pozo-1, como lo muestra la Figura 30. La zona 1 (color amarillo) se caracteriza por una litología arenosa a arena lodosa con resistividades menores entre 1.5 y 2.0 ohm-m, mientras que la zona 2 (color gris) evidencia una litología lodosa con resistividades mayores a 2 ohm-m y $Vsh \geq 0.5$, y se localizan por encima de la zona de gas inferida. La zona 3 (color verde), corresponde con una litología lodosa con valores menores a 1.6 ohm-m y $Vsh \geq 0.5$, localizada por debajo de la zona de gas inferida. La zona 4 (color azul) corresponde con litología arenosa donde los valores de resistividad están entre 0.3 y 1.25 y $0.1 < Vsh < 0.5$ mientras que la zona 5 (color rojo), caracteriza una litología arenosa que se caracteriza por valores de resistividad superiores a 2.5 ohm-m y valores entre $0.2 < Vsh < 0.5$. Lo anterior permite concluir que los valores de resistividad y Vsh identificados como zona 5 (color rojo), coinciden con la zona de gas inferida del Pozo-1, como muestra en la Figura 30, comprobando la posible presencia de gas este intervalo.

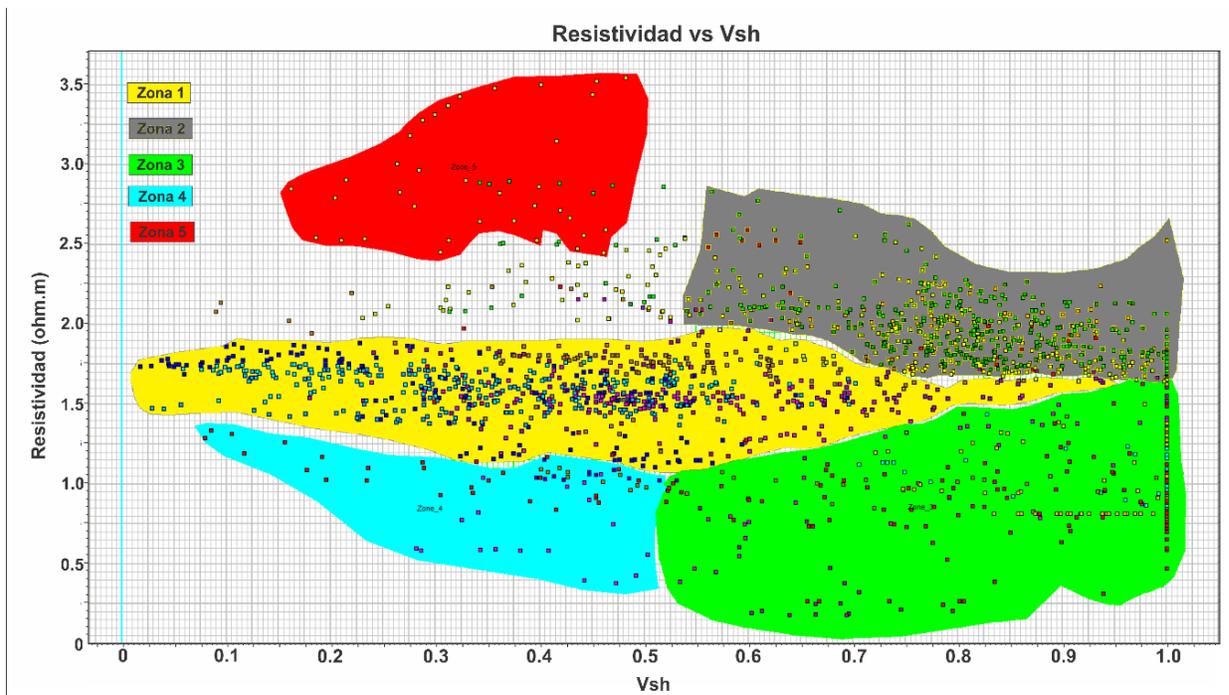


Figura 29 Gráfico registro Resistividad vs Volumen de arcilla (Vsh) del Pozo-1

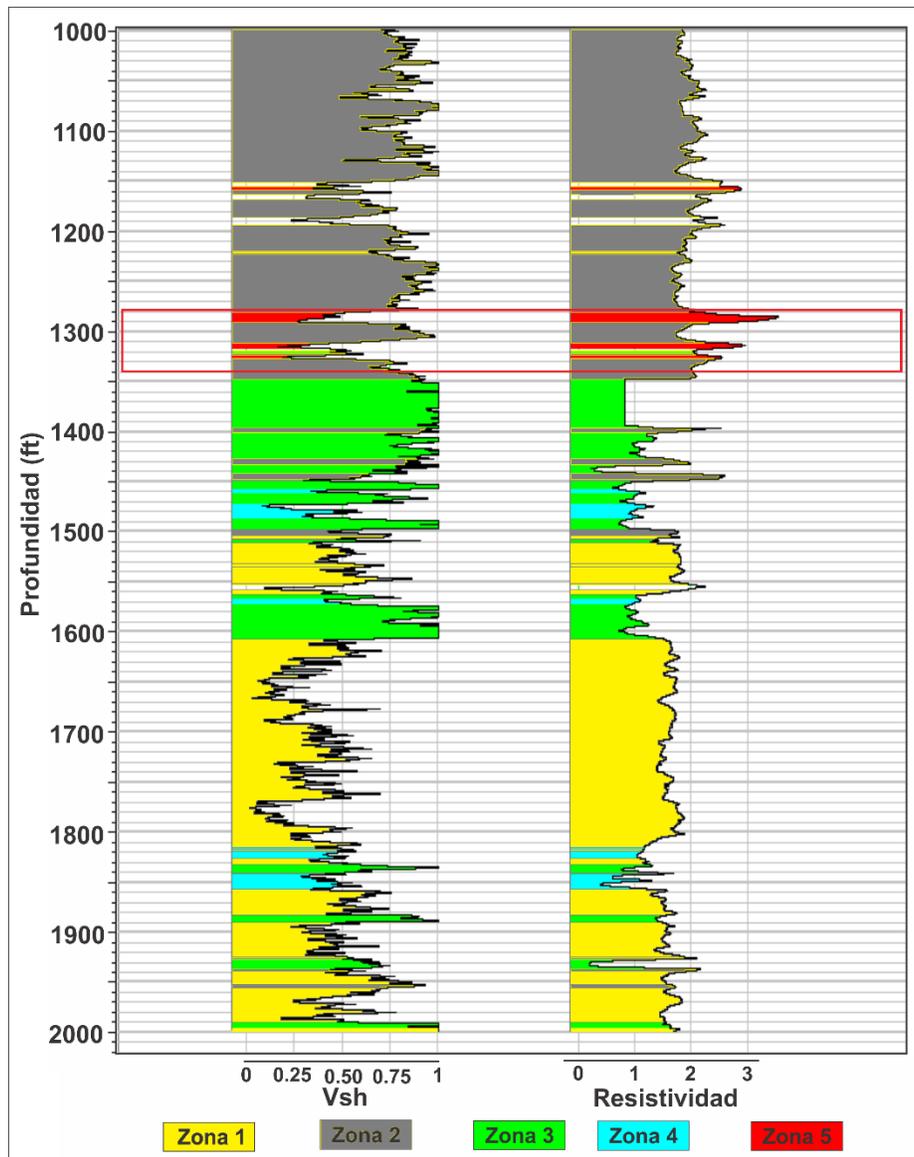


Figura 30 Distribución litológica en los registros de Vsh y resistividad del Pozo-1.

El gráfico de velocidad de onda P (V_p) contra densidad (ρ) de la Figura 31, muestra una agrupación de datos en la zona 2 (color amarillo), con valores entre $1600 < V_p < 2000$ m/s y $2.0 < \rho < 2.2$ g/cc. Así mismo, la zona 3 (color verde) presenta valores de $V_p \geq 2200$ m/s y $\rho \geq 2.1$ g/cc, mientras que la zona 4 (color rojo) valores entre $2000 < V_p < 2200$ m/s y una densidad promedio de 2.1 g/cc. Este gráfico difícilmente permite discriminar fluidos o litologías, dado que la dispersión de los valores de los datos en la zona 2, es amplia, como se observa en el registro de densidad y V_p del Pozo-1 en la Figura 32.

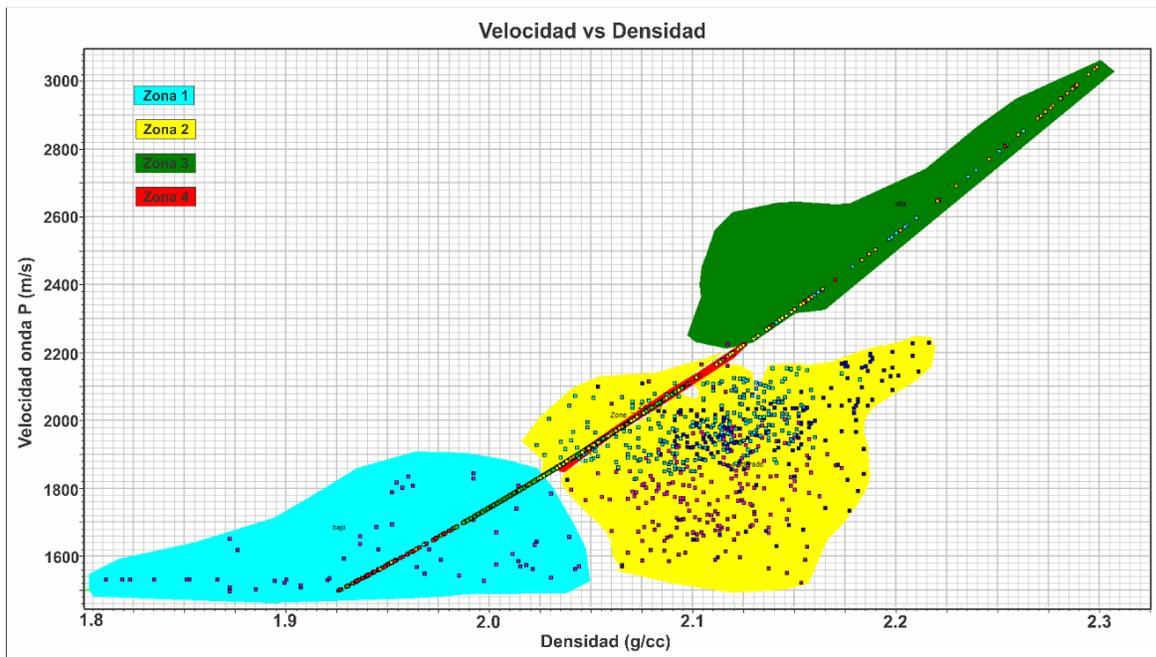


Figura 31 Gráfico de Velocidad de onda P (V_p) vs Densidad (ρ) del Pozo-1

La Figura 32, muestra las zonas diferenciadas anteriormente en los registros de densidad y velocidad de onda P del Pozo-1. El primer intervalo de 1000 pies a 1300 pies corresponde a la zona 1 (color azul) con las velocidades y densidades más bajas posiblemente asociado a sedimentos no consolidados, sin embargo a 1300 pies y 1400 pies se observa disminución de la velocidad y la densidad, por debajo de la zona 3 (color verde) que corresponde a las velocidades y densidades más altas, el cual puede estar asociado a la presencia de gas y al contraste litológico por la presencia de fragmentos calcáreos según el informe de pozo. La zona 4 (color rojo) se encuentra en el intervalo de 1300 a 1600 pies, que de acuerdo con el gráfico de la Figura 29, corresponde a una litología de lodo y arenas lodosas.

El gráfico de densidad contra porosidad de la Figura 33 muestra en la zona 2 (color rojo), un área con porosidades mayores a 0.28 y densidades entre 2.1 g/cc y 2.15 g/cc, este resultado coincide con las zonas de presencia de gas en los registro de densidad y porosidad de la Figura 34, localizado a una profundidad de 1300 a 1350 pies.

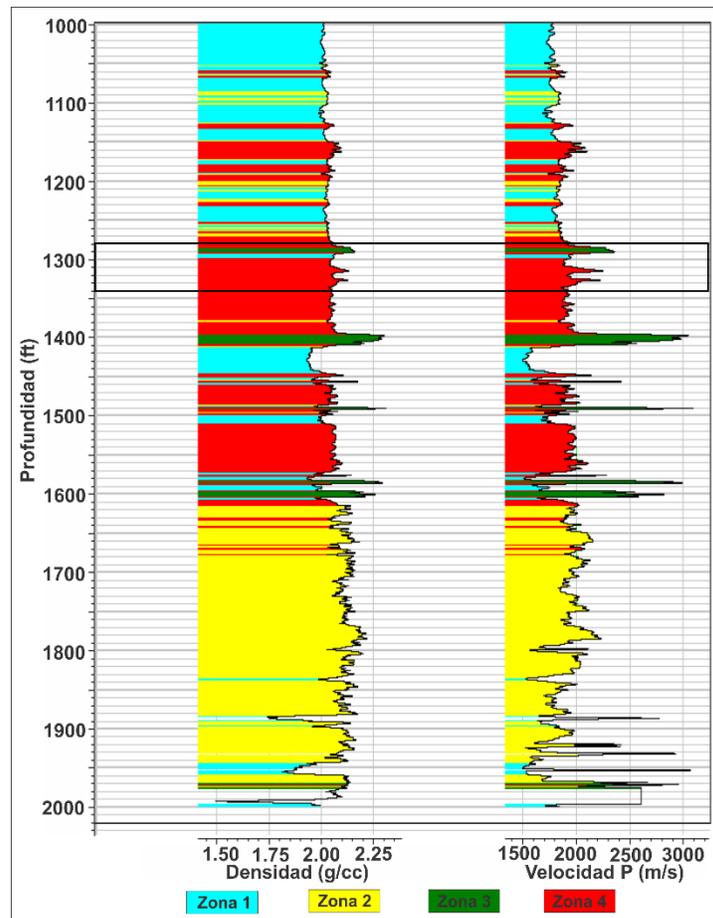


Figura 32 Distribución litológica en los registros de Densidad (ρ) y Velocidad P (V_p) del Pozo-1

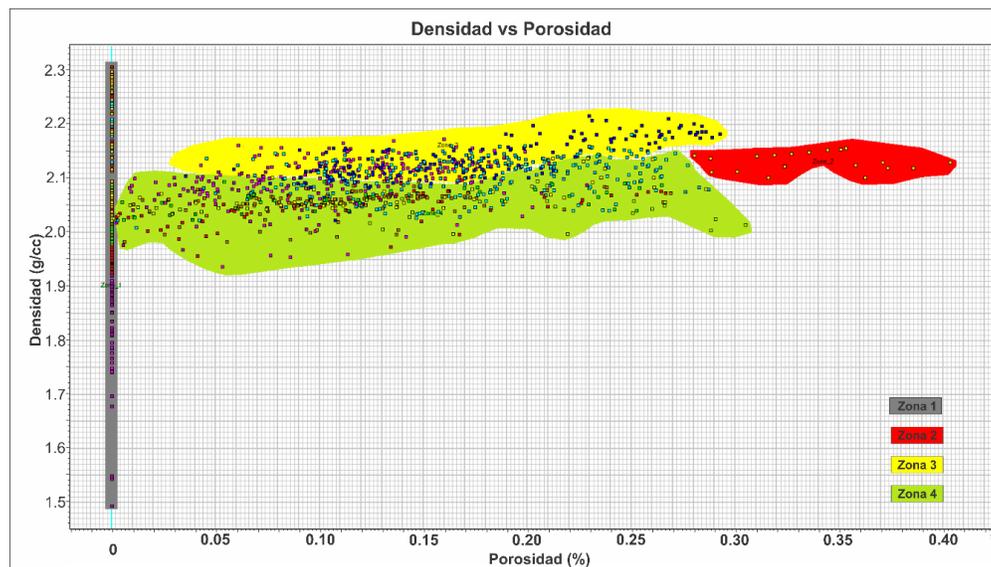


Figura 33 Gráfico de Densidad vs Porosidad del Pozo-1

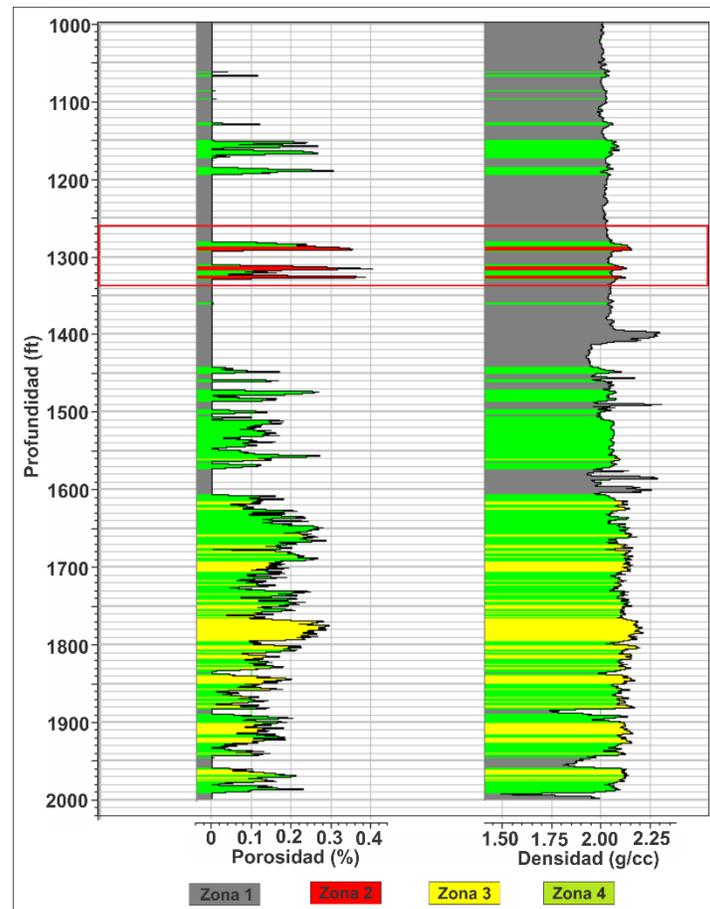


Figura 34 Registro del Pozo-1 con las zonas obtenidas del gráfico de porosidad (izquierda) y densidad (derecha).

La Figura 35 muestra el gráfico de volumen de arcilla (Vsh) contra Porosidad, del Pozo-1, permitió identificar tres zonas: La zona 1 en color gris, corresponde a una litología con porosidad es de 0% y valores de Vsh superiores a 0.5, lo cual corresponde en el Pozo-1 con intervalos arcillosos. La zona 2 en color rojo, mostró valores de porosidad entre el 18% y 38% que corresponden a valores bajos de volumen de arcilla que oscilan entre 0.2 y 0.45. Así mismo, la zona 3 en color amarillo, muestra que la mayoría de la litología se ubica en este background, donde el comportamiento de Vsh y Porosidad es inversamente proporcional, es decir que a medida que aumenta el porcentaje de porosidad los valores de Vsh disminuyen. La Figura 36, permitió identificar estas tres zonas en los registros de porosidad y Vsh del Pozo-1, donde la zona 2, coincide con la zona de gas inferida, con valores altos de porosidad y bajos de Vsh, comprobando que la litología en esta zona corresponde a arenas con buena porosidad.

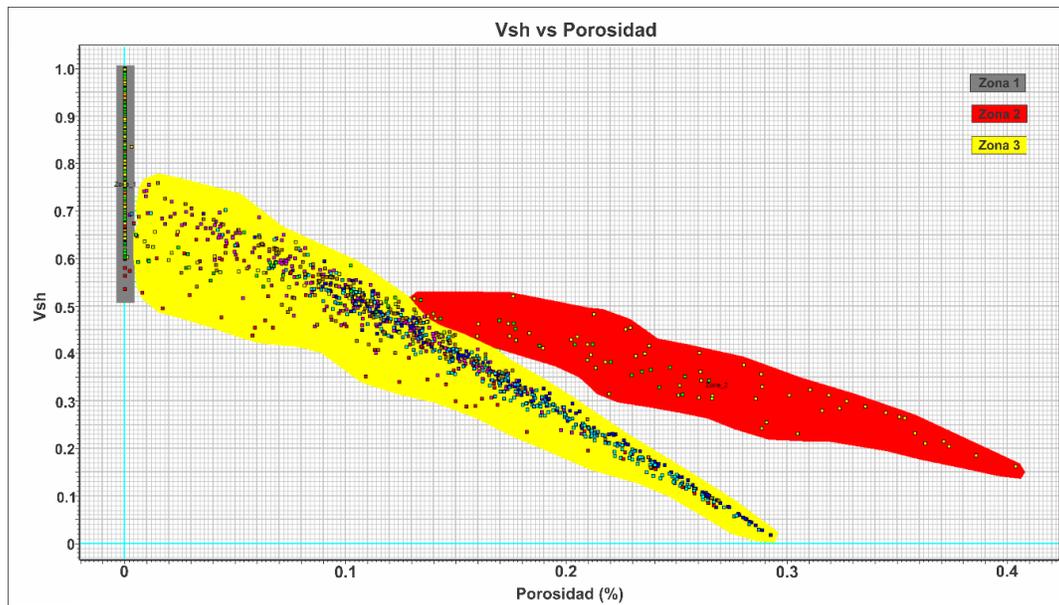


Figura 35 Gráfico de volumen de arcilla (Vsh) vs Porosidad del Pozo-1

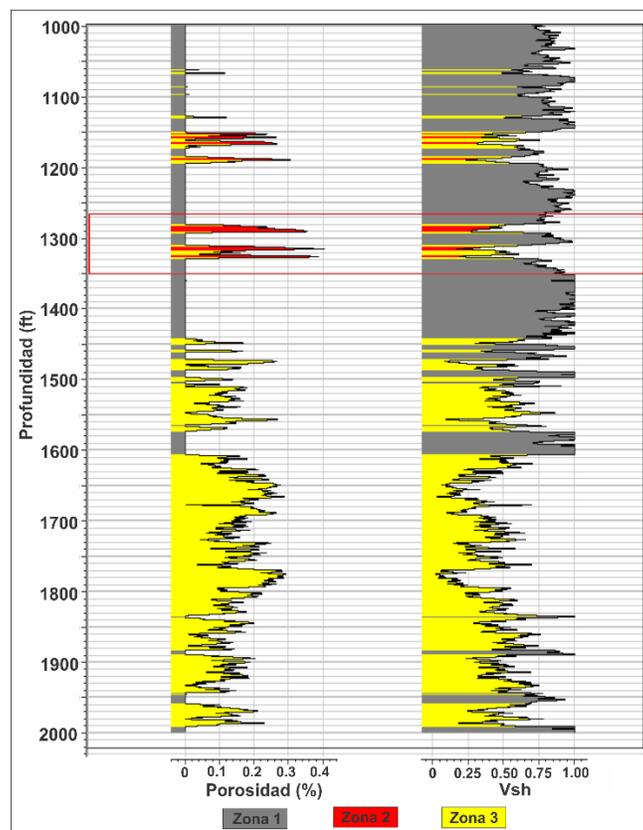


Figura 36 Registro de Pozo-1 con las zonas obtenidas del gráfico de Porosidad y registro de Volumen de arcilla (Vsh).

5.1 Modelado de la Formación con presencia de hidrato de gas, gas y agua

El comportamiento de las propiedades elásticas de los hidratos de gas depende de sus condiciones de formación, estructura ó composición y grado de solidificación. A partir de la interpretación sismoestratigráfica, la profundidad en la que se correlaciona el reflector BSR presente en las líneas sísmicas 1, 2 y 3 con la información del Pozo-1, se encuentra en un intervalo entre 1280 a 1340 pies, denominado zona de gas inferida. El modelado se realizó para observar las respuestas de: velocidad de onda P (V_p), velocidad de onda S (V_s), densidad (ρ), módulo compresibilidad ó Bulk (K) y módulo de poisson (σ), cuando la roca se encuentra saturada con hidrato de gas, gas y/o agua, en diferentes proporciones porcentuales, asumiendo que todos los espacios porosos de la matriz rocosa están conectados. De esta forma se compara la relación de los valores de las propiedades del pozo-1, con los valores modelados. En este trabajo se utilizaron como referencia los valores de las propiedades físicas del hidrato de gas, gas y agua que se muestran en la Tabla 2.

Constituyente	Módulo Bulk (K) Gpa	Módulo de Cizalla (μ) Gpa	Densidad (ρ) g/cm ³
Hidrato de gas	5.6	2.4	0.91
gas	0.04696	0	0.1868
Agua salada	2.3	0	1.04

Tabla 2 Valores de propiedades físicas del hidrato de gas, gas y agua salada. (Michael Riedel, 2010)

Una vez calculados los nuevos valores de compresibilidad y densidad, es posible obtener el comportamiento de las velocidades de onda P y velocidad de onda S con las nuevas condiciones de los constituyentes, observados en la Figura 37. El primero corresponde al registro de pozo (color negro), el segundo al registro 100% saturado en agua salada (color rojo), el tercer registro 100% saturado en hidrato de gas (color azul) y el cuarto registro considerando tres fluidos: agua, hidrato de gas y gas (color verde). A partir de los cuales se calculó la curva del módulo de Poisson, el módulo de cizalla es independiente del fluido de poro y por lo tanto permanece constante durante el modelado de fluido.

La velocidad de onda P y onda S de los sedimentos presentes en la zona de gas inferida del Pozo-1, depende de la saturación de los fluidos (hidrato de gas, gas y agua). Por esta

razón, se emplean los datos de porosidad y las propiedades mecánicas de la matriz de la roca, a partir de las cuales se calculan diferentes saturaciones para calcular el nuevo módulo de compresibilidad, asumiendo que los hidratos de gas forman parte de la composición de la roca y por lo tanto modifican el módulo de compresibilidad, como se observa en el registro de color verde de la Figura 37.

El registro del Pozo-1 tiene una V_p aproximada de 1900 m/s, en contraste con el intervalo de gas inferido donde incrementa a 2300 m/s. Cuando se modela con las propiedades del fluido saturado 100% con agua salada, tiene una velocidad de onda P promedio de 2200 m/s, mientras que saturado 100% con hidrato de gas la V_p aumenta hasta 2450 m/s, lo que indica que el aumento de estas velocidades se debe a los fluidos presentes, además de las variaciones asociadas a la litología. Por otra parte, la respuesta del registro modelado con saturación de 60% de hidrato de gas, 30% saturado en gas y 10% saturado en agua salada, se correlaciona muy bien con el registro del pozo-1 en la zona de gas inferida con valores de V_p entre 2200 m/s y 2300 m/s.

Una de las características de la V_s es que no se transmite en fluidos, entonces, su medida no está influenciada por el fluido que tenga la roca. La Figura 37-b, muestra que la V_s aumenta cuando los poros son saturados de hidrato de gas, gas y agua, en comparación a cuando la saturación es 100% de agua salada y similar al registro saturado de hidrato de gas al 100%. Esto refleja la relación de la velocidad de onda S, en función del módulo de cizalla que permanece constante cuando hay presencia de fluidos y cambia en medios sólidos como se constató en el modelado saturado de hidrato de gas.

La Figura 38a, corresponde a la respuesta del modelamiento del módulo Bulk (K), con diferentes concentraciones de los tres constituyentes en el poro, muestra un incremento considerable de 12 Gpa cuando se encuentra saturado 100% con hidrato de gas, mientras que una saturado 100% con agua salada es de 10Gpa, finalmente, el registro modelado con hidrato de gas 60%, gas 30% y agua salada 10%, presenta pequeñas variaciones en comparación con el módulo (K) del registro de Pozo-1.

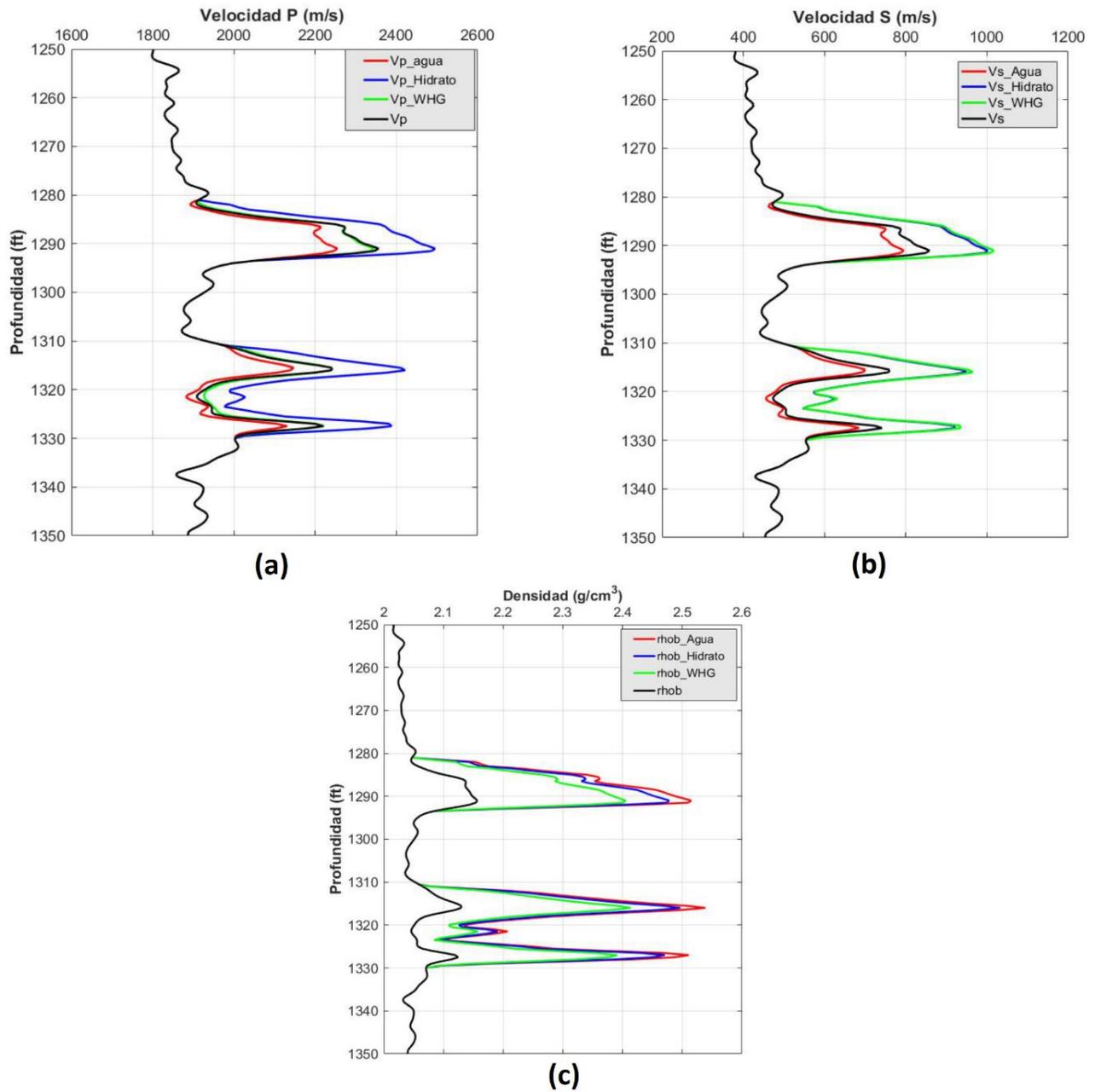


Figura 37 Modelado de Vp, Vs y ρ en el Pozo-1 en un intervalo de 1250 pies a 1350 pies (a) Registro de velocidad de onda P (m/s), (b) Registro de velocidad de onda S (m/s) y (c) Registro de densidad (g/cm³), en color negro registro del pozo-1, color rojo registro 100% saturado en agua, color azul 100% saturado en hidrato de gas, color verde proporción de 10% agua, 30% gas y 60% hidrato de gas.

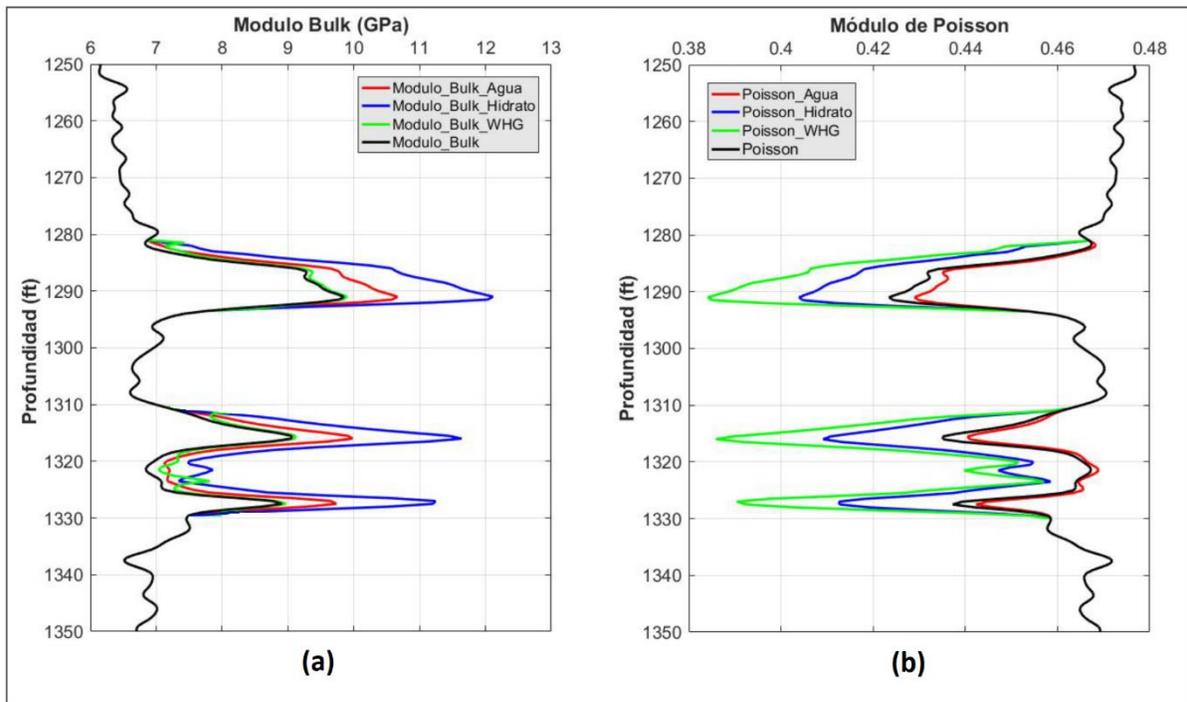


Figura 38 a) Registro modelado del módulo Bulk, (b) Registro modelado del módulo Poisson, en color negro registro de pozo, color rojo registro 100% saturado en agua salada, color azul 100% saturado en hidrato de gas, color verde proporción de 10% agua, 30% gas y 60% hidrato de gas.

El módulo de Poisson (σ), es un indicador de la variación del fluido en los poros de la roca, especialmente de la existencia de gas. La Figura 38-b, en la zona de gas inferida del Pozo-1, cuando la saturación es 100% hidrato de gas y agua salada, respectivamente, el módulo de Poisson modelado aumenta alcanzando valores de 0.41, mientras que cuando la composición es agua salada, gas e hidrato de gas, el valor modelado disminuye a 0.39, comparado con los valores calculados del módulo de Poisson del registro Pozo-1, que permanecen constantes en 0,42.

6 Análisis AVA

Dado que los pozos 2 y 3, no presentan información de registros antes de los 1500 pies, intervalo que corresponde a la zona de gas inferida asociada al BSR de la línea-1, se seleccionó el “Pozo-1” que cuenta con mayor disponibilidad de información de registros en esta zona; se generó un sismograma sintético a partir de las ecuaciones de Zoeppritz, para calcular los ángulos de incidencia con un offset de 4000 metros, basado en el offset de la línea sísmica pre-apilada y las amplitudes de los coeficientes de reflexión calculados a partir del registro de velocidad de onda P y el registro de densidad en un rango de profundidad de 1000 a 2000 pies. El resultado del sismograma sintético muestra que la amplitud disminuye a medida que incrementa el offset en el intervalo de la zona de gas inferida, lo cual confirma la presencia de gas en esta zona, de acuerdo con el diagrama de clases de anomalía AVO respecto al ángulo de la Figura 39.

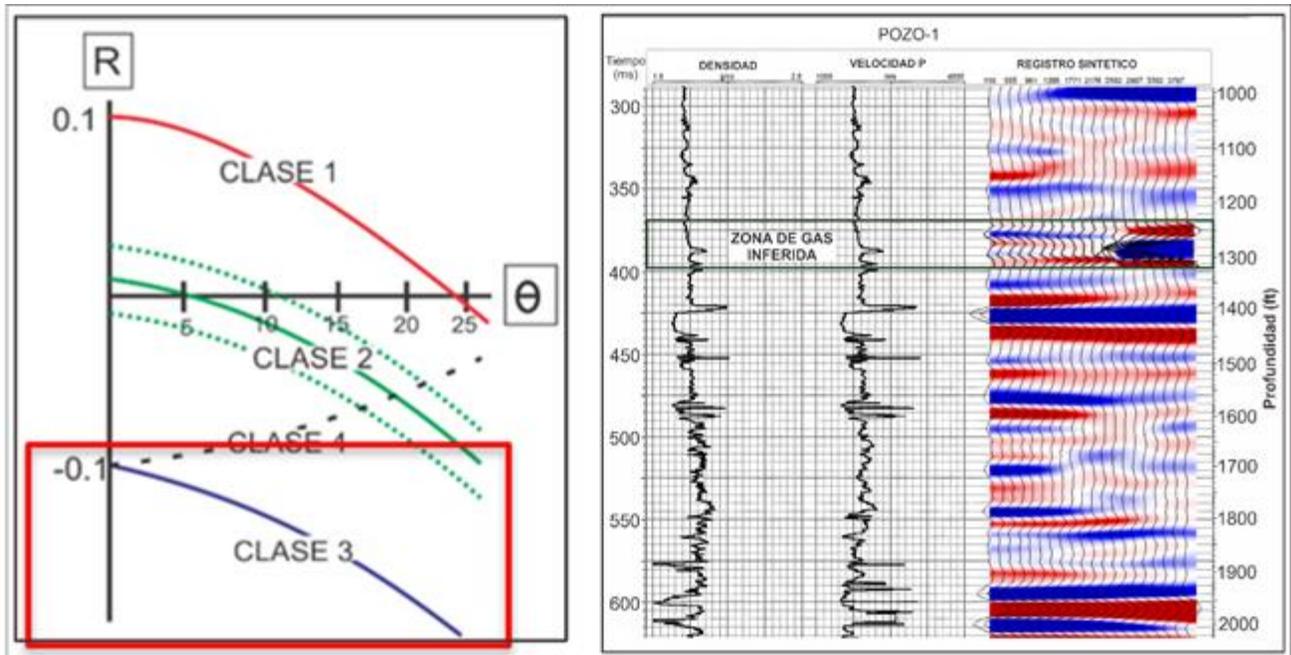


Figura 39 Clases de anomalía AVO respecto al ángulo y sismograma sintético del Pozo-1.

6.1 Cálculo Intercepto A-Gradiente B

Los trabajos de Hilterman (1975), Smith y Gidlow (1987), introdujeron los conceptos de intercepto-A y gradiente-B, que son atributos calculados mediante los registros de pozo conociendo V_p , V_s y densidad de dos capas en contacto, y permiten analizar el comportamiento de las amplitudes sísmicas a través de gráficas de correlación. El intercepto-A es el valor del coeficiente de reflexión en offset cero y está en función de la densidad y la velocidad P, mientras que el gradiente-B es la razón de cambio de la amplitud en función del offset o ángulo y depende de las velocidades P, S y densidad.

Los valores de los atributos intercepto-A y gradiente-B, fueron calculados para la línea 1 procesada pre-apilada y migrada en tiempo. La Figura 40 muestra el resultado del atributo Intercepto-A aplicado a la Línea 1, donde el coeficiente de reflectividad a cero offset, es representado en color rojo cuando los valores son mayores a cero, mientras que los valores negativos o menores a cero son de color azul.

El resultado del Intercepto-A muestra el reflector BSR con valores negativos. Así mismo, durante todo su recorrido el BSR muestra el comportamiento del reflector atravesando otros reflectores siguiendo la forma del lecho marino. En sectores donde su valor es casi cero, su color es un azul menos intenso casi blanco. Los valores de los atributos intercepto-A y gradiente-B, muestran como resultado valores negativos de intercepto y gradiente Figura 40 y Figura 41.

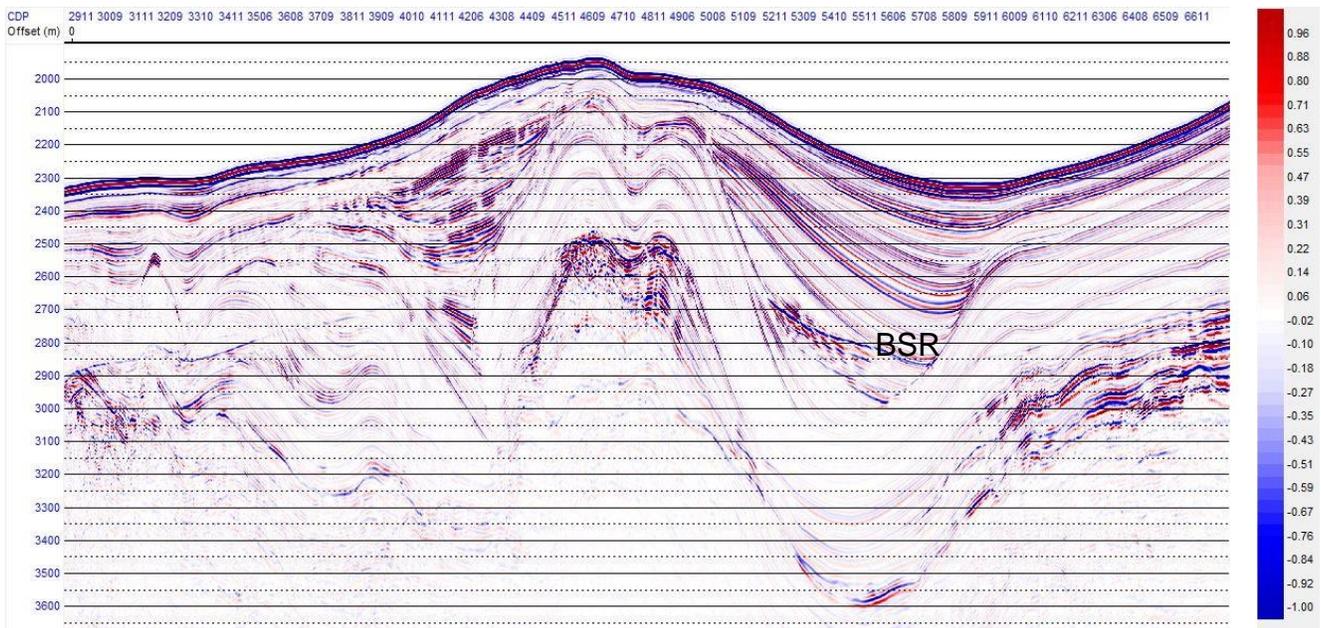


Figura 40 Intercepto A obtenido de análisis AVA de la Línea 1 pre-apilada en ángulo común.

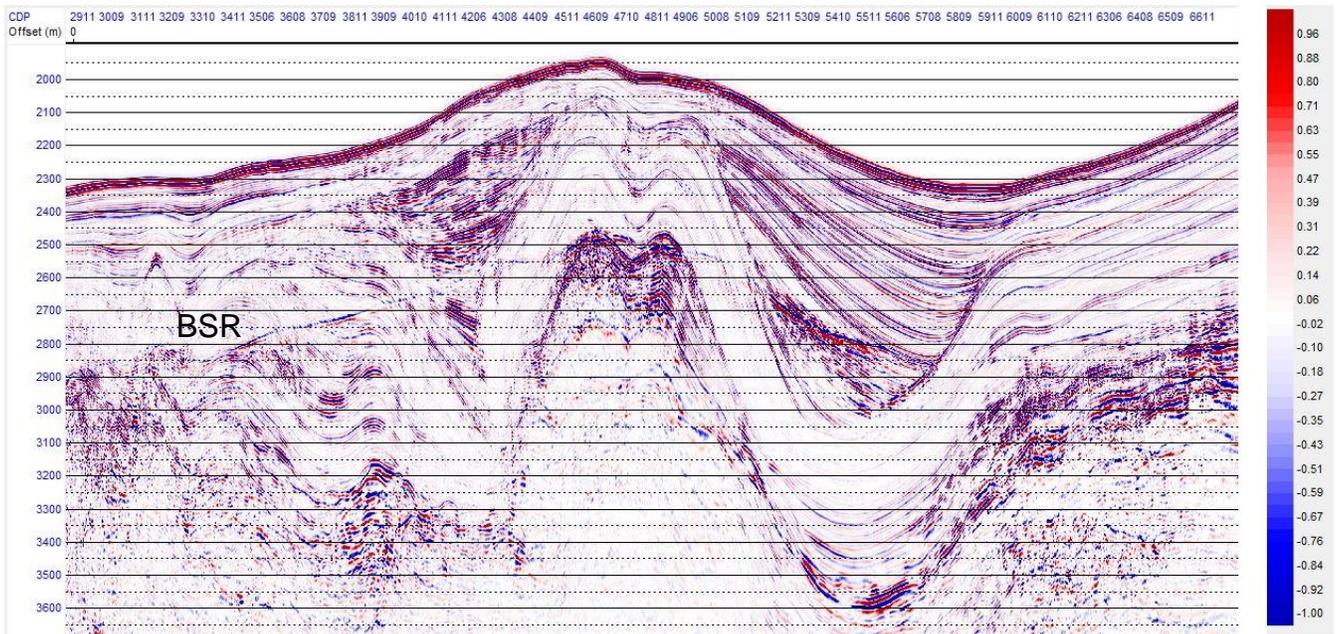


Figura 41 Gradiente B obtenido de análisis AVA de la Línea 1 pre-apilada en ángulo común.

6.2 Análisis A*B

Se calculó A*B en todo el volumen, se obtiene como resultado de estos dos atributos valores positivos que corresponden a zonas con reflexiones negativas en el intercepto A y un gradiente B negativo por lo que la amplitud se vuelve más negativa con el offset. Dando como resultado valores positivos que corresponden a los colores verde aguamarina a fucsia en el reflector BSR, ver Figura 42, estos valores se correlacionan en los crossplot con zonas clase 3, indicando presencia de gas.

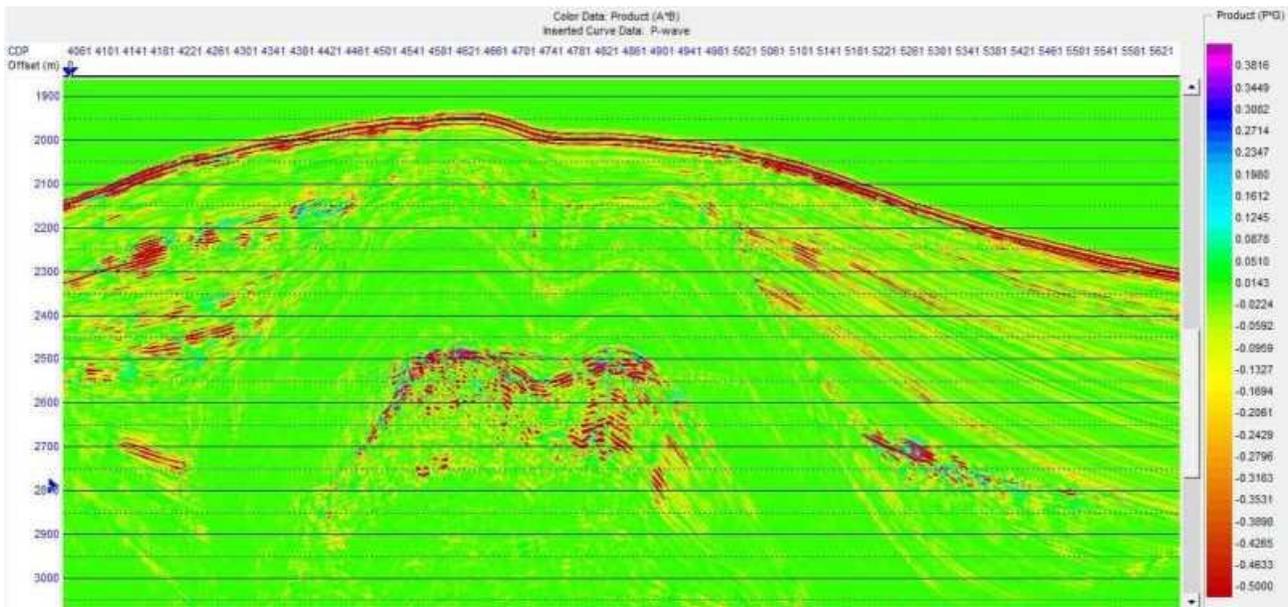


Figura 42 Resultado del atributo A*B en la de la Línea 1 pre-apilada en ángulo común.

Posteriormente se realizan los crossplot **de que** seleccionando únicamente los CDP's 3398, 4600, 5267, 8395, que mostraban las **anomalías de** con valores positivos altos a muy altos, para discriminar las zonas e identificar las clases a las que corresponden. Se identifican 4 zonas que se diferencian de la siguiente manera: La zona 1 delimitada de color rojo, está ubicada en la anomalía clase 3, la zona 2 delimitada de color amarillo se ubica en la anomalía clase 2, la zona 3 de color verde se localiza en clase 1, y únicamente se observó para los CDPs donde el fondo marino está más cerca al continente. Y la última zona corresponde a la 4 que es el background de los CDP, ver Figura 43.

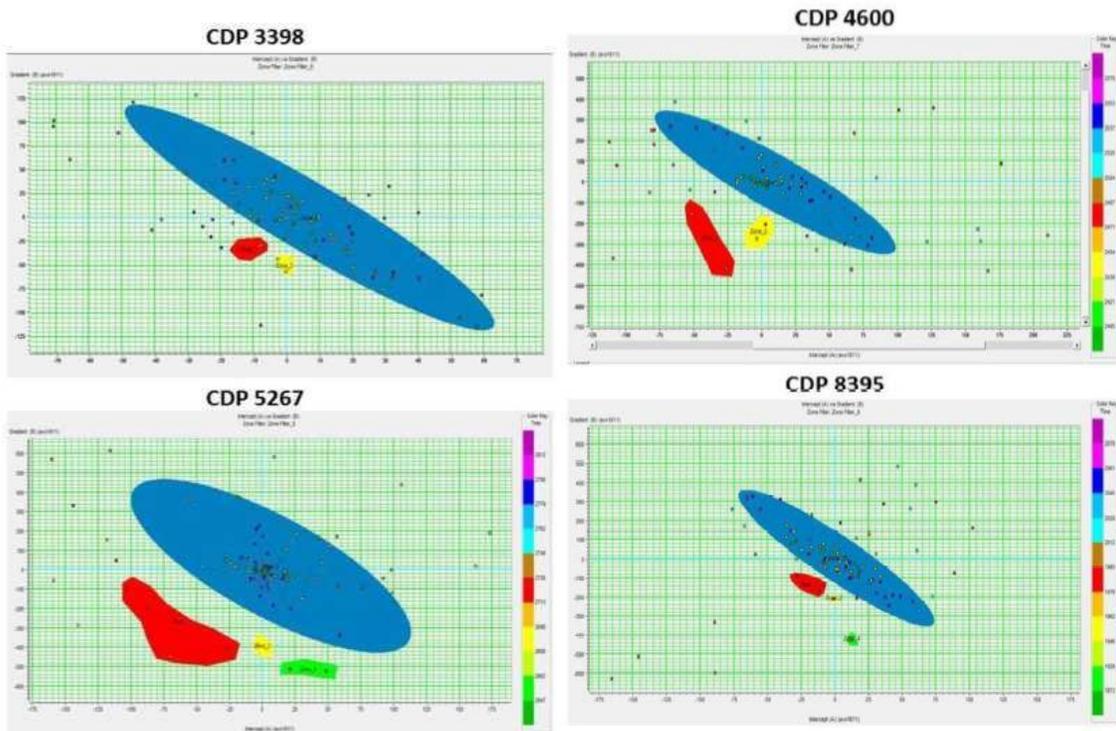


Figura 43 Crossplot de CDPs identificados con anomalía clase 3 en la Línea 1.

Para correlacionar los resultados de los CDPs analizados en los crossplot se localizaron la ubicaciones exactas en tiempo de las clases de anomalías AVO, en especial de la zona 1, que corresponde a la clase 3, que coinciden con la reflexión del BSR posible indicador de gas, esta clase se demarcó en rectángulos, además se puede observar cómo se correlacionan con el apilado de la sísmica en ángulo común, ver Figura 45.

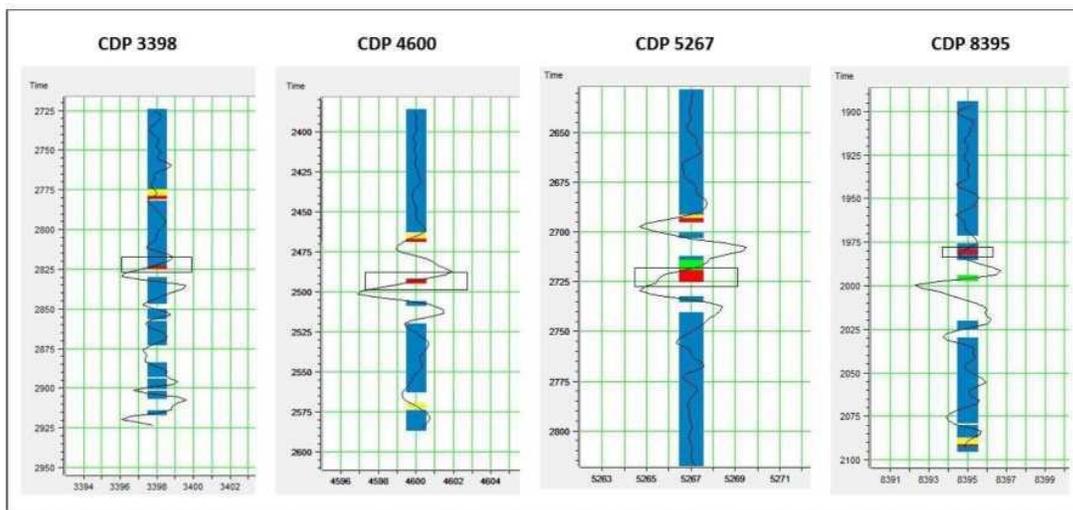


Figura 44 Identificación de zonas en los CDPs de la Línea 1, seleccionados para el crossplot.

Como resultado final, se seleccionó un área entre los CDPs 4261 hasta 5880, la cual se caracteriza por tener un BSR muy marcado correlacionándose con la zona 1 (color rojo) que corresponde a las anomalías clase 3 donde es más representativa las zonas marcadas en el crossplot en el apilado de ángulo común.

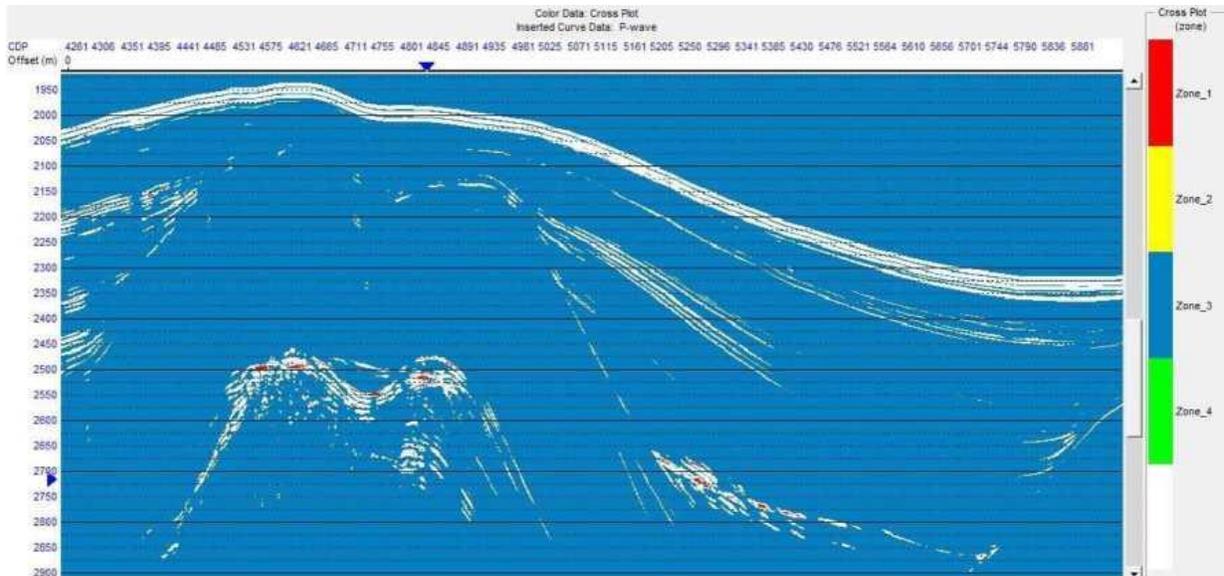


Figura 45 Línea 1 apilada en ángulo común, con anomalías clase 3 de color rojo en reflector BSR.

6.3 Cálculo 5A+B

La técnica de análisis AVO, del producto entre intercepto (A) y gradiente (B), es utilizada para resaltar la presencia de hidrocarburos. Según (Dong, 1996), desafortunadamente, estos parámetros no son los más sensibles al cambio de contenido de fluidos en las rocas porosas. Esta insensibilidad se puede observar de dos maneras: Primero, el coeficiente de reflexión Zero offset-intercepto (A), el gradiente (B) y la curvatura (C), todos dependen del módulo de cizalla que no está relacionado con el contenido de fluido. En segundo lugar, porque la variación de velocidad de la onda P no refleja de manera óptima el cambio de contenido de fluido.

Para ver estos dos aspectos, (Dong, 1996) calculó mediante una matriz los cambios diferenciales normalizados de la velocidad de la onda P, velocidad de la onda S y la densidad, donde obtuvo que los parámetros elásticos fundamentales como el módulo de compresibilidad (k), y la densidad disminuyen cuando el fluido de poro cambia de agua salada a hidrocarburos. Mientras que el módulo de cizalla (μ) permanece sin cambios debido a que el esqueleto de la roca permanece invariable. Los signos opuestos en los coeficientes de Δk y $\Delta \rho$ en la fila superior de (1) causan una cancelación de su efecto en ΔV_p . Por lo tanto, ΔV_p refleja un pequeño cambio en las propiedades de la roca y es menos sensible al cambio de contenido de fluido.

Lo anterior permite ver que la influencia del cambio en el módulo de cizalla (μ) en el gradiente (B) tiene una influencia cinco veces negativa sobre A y C. La interferencia constructiva aparece en A entre los cambios de los dos parámetros fundamentales sensibles al fluido: módulo de compresibilidad y densidad. Sin embargo, los términos de gradiente y curvatura implican interferencia destructiva entre el módulo de compresibilidad y los cambios de densidad. Esta dependencia e interferencia destructiva perjudica la sensibilidad de los coeficientes de reflexión angular como indicadores de hidrocarburos. Para mejorar la sensibilidad, los indicadores de hidrocarburos deben enfatizar solo los cambios de los dos parámetros elásticos sensibles a los fluidos. Por lo tanto, después de muchas combinaciones, el único indicador útil es $5A + B$.

Este indicador tiene la propiedad de módulo de compresibilidad y cambios de densidad que se refuerzan entre sí, lo cual es muy deseable para la roca porosa con hidrocarburos. Otra ventaja de $5A + B$ es que el ruido de datos reales en las trazas A y B estimadas están negativamente correlacionados. Cinco veces el ruido en A cancela el ruido en B. En la Línea 1, se implementó la combinación $5A+B$, propuesto por (Dong, 1996), y este permitió distinguir una anomalía negativa marcada y continua asociada al reflector BSR, en comparación con el resultado de $A*B$, como se observa en la Figura 46.

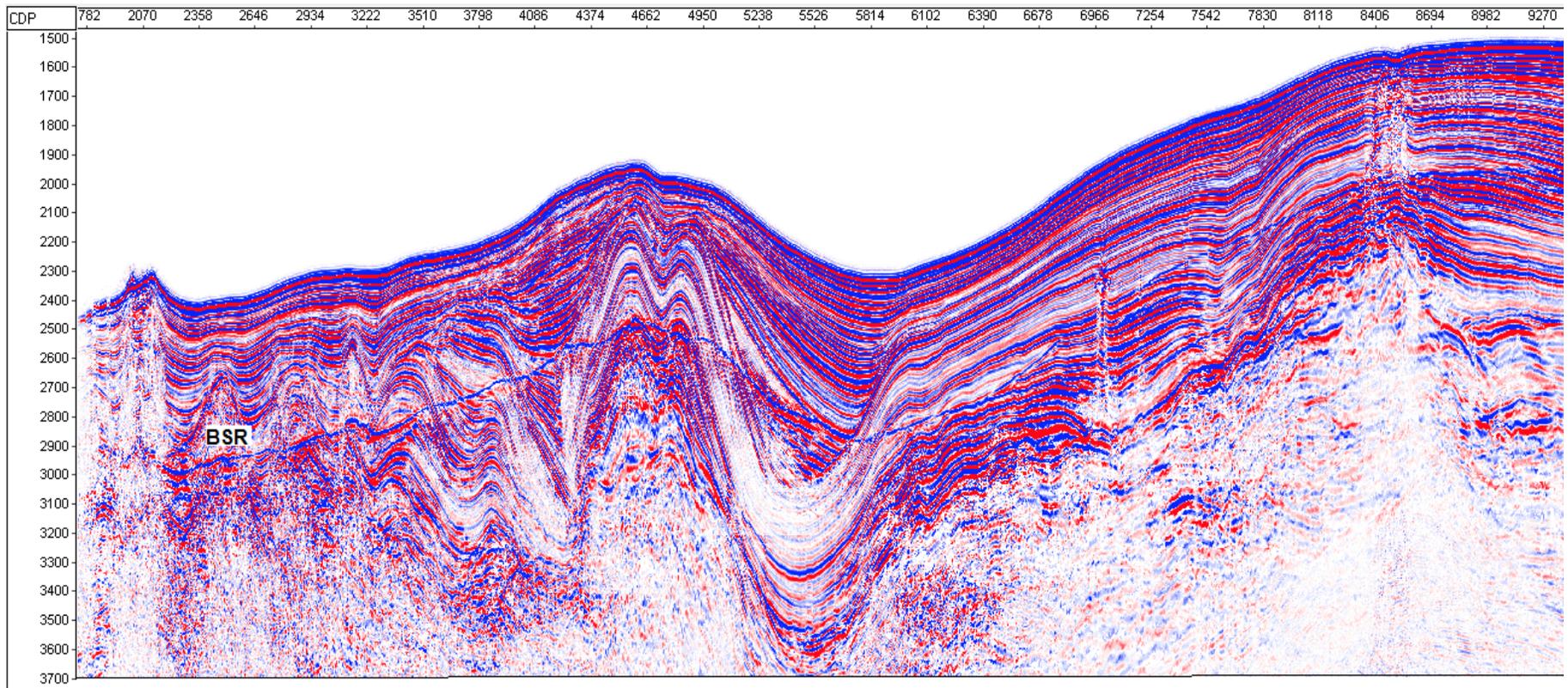


Figura 46 Resultado Intercepto-Gradiente 5A+B, en la Línea 1.

7 Inversión Sísmica

La interpretación de los diferentes horizontes sísmicos de la Línea 1 apilada y la información de los registros de velocidad de onda P y densidad del Pozo-1, permitieron construir los modelos iniciales de impedancia acústica, velocidad de onda P y densidad. El propósito de estos modelos es reflejar correctamente las estructuras geológicas, los cambios laterales y la distribución espacial del hidrato de gas. Una vez obtenidos los modelos de impedancia, densidad y velocidad de onda P, se analizan las trazas sísmicas apiladas y se obtienen los modelos de inversión. La Figura 47, Figura 49 y Figura 51, representan los resultados de inversión estimados en los datos sísmicos de la Línea-1 apilada, mostrando una buena correspondencia entre la propiedad estimada del Pozo-1 y la inversión sísmica. Así mismo la Figura 48, Figura 50 y Figura 52, muestran el aplanado del horizonte BSR, en los resultados de la inversión sísmica, basados en cada modelo.

Los resultados de la inversión sísmica muestran diferentes valores de impedancia, densidad y velocidad de onda P, los cuales se pueden clasificar en tres zonas principales: la zona-1, corresponde a valores que se encuentran entre la superficie del fondo marino y el reflector BSR, la zona-2 se asocia al horizonte del BSR y la zona-3 corresponde a valores que se encuentran por debajo del reflector BSR.

La zona 1, se asocia a sedimentos de edad Pleistoceno-reciente al Plioceno, con valores bajos de impedancia acústica entre 3500 y 4125 m/s*g/cc (Figura 48), reflectores con fuertes cambios de impedancia acústica, posiblemente asociados a discordancias o cambios litológicos con fragmentos calcáreos, la Figura 48 muestra algunas chimeneas de gas por encima del reflector BSR.

La densidad de la zona 1 muestra aumento gradual en profundidad con valores de 2.0 a 2.3 g/cc, adicionalmente se observa incrementos de densidad en algunas zonas plegadas

afectadas por el diapirismo de lodo en contacto con el reflector BSR con valores de 2.4 g/cc. Mientras que la velocidad de onda P presenta velocidades entre 1938 m/s y 2135 m/s, al igual que la impedancia acústica los valores más altos pueden estar asociados a discordancias y cambios litológicos.

En la zona-2, el reflector BSR sigue la forma del lecho marino como consecuencia de sedimentos que contienen hidrato de gas. Este reflector atraviesa horizontes desde el Pleistoceno hasta el Plioceno, hacia la parte somera y media de la cuenca, mientras que donde se profundiza la cuenca, la deformación producida por el diapirismo pone en contacto el reflector BSR con sedimentos del Mioceno Inferior. El aplanado del reflector BSR en la inversión del modelo de impedancia (Figura 48), muestra un fuerte contraste de la impedancia que se encuentra entre 4875 y 5000 m/s*g/cc, que facilita la visualización del BSR con una marcada continuidad en el reflector, mientras que los sedimentos con presencia de gas libre, por debajo de este reflector presentan valores bajos de impedancia. La inversión del modelo basado en densidad evidencia un fuerte contraste de la densidad hacia el tope del reflector BSR, con valores entre 2.0 y 2.3 g/cc. El cambio más fácilmente observable en las propiedades físicas de los sedimentos resultante de la formación de hidrato de gas es un aumento en la velocidad de onda P de 2155 m/s, mientras que disminuye a aproximadamente 1750 m/s por debajo del BSR en los sedimentos de la base del Plioceno.

Los modelos de inversión mostraron que el comportamiento de la velocidad de onda P y la densidad, coinciden con el cambio entre el hidrato de gas y el gas libre, en la zona del reflector BSR.

Por último, la zona-3 se asocia a sedimentos de edad Plioceno hasta Oligoceno, aumentando los valores de impedancia a medida que aumenta la profundidad desde 4500 m/s*g/cc hasta valores de 5816 m/s*g/cc, de la misma forma estructuras diapíricas mostraron valores entre 4800 y 5200 m/s*g/cc, contrastando con la zona subyacente del basamento con valores mayores 6800 m/s*g/cc. En contraste, la zona de gas libre ubicada debajo del reflector BSR mostró como resultado valores bajos de impedancia acústica de 3600 m/s*g/cc y en algunos sectores alcanza los 4000 m/s*g/cc, como se evidencia en la Figura 48.

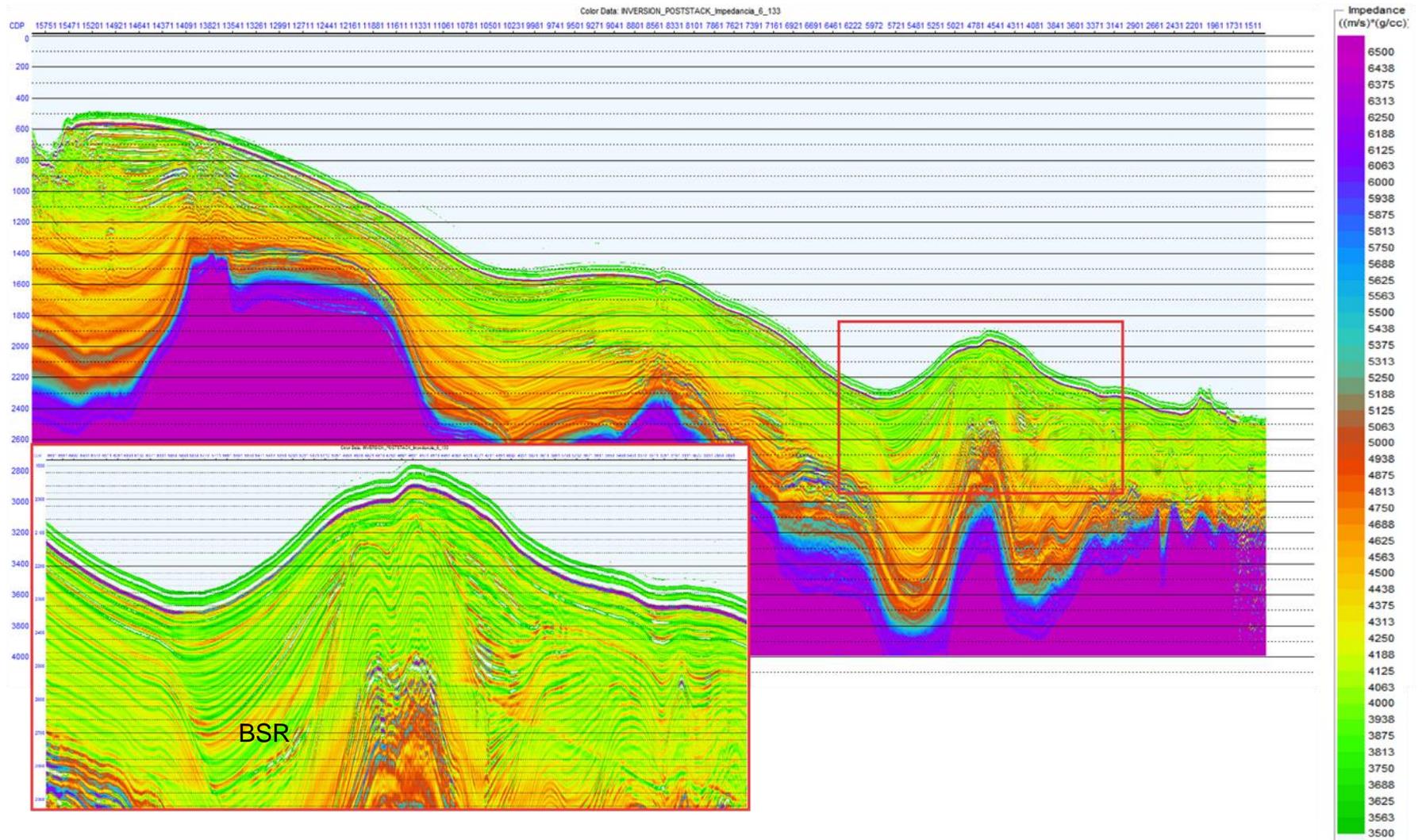


Figura 47 Resultado de inversión sísmica basado en el modelo de impedancia acústica de la “Línea 1”. En el panel a la derecha se encuentran las referencias de color de los valores de impedancia (m/s * g/cm³)

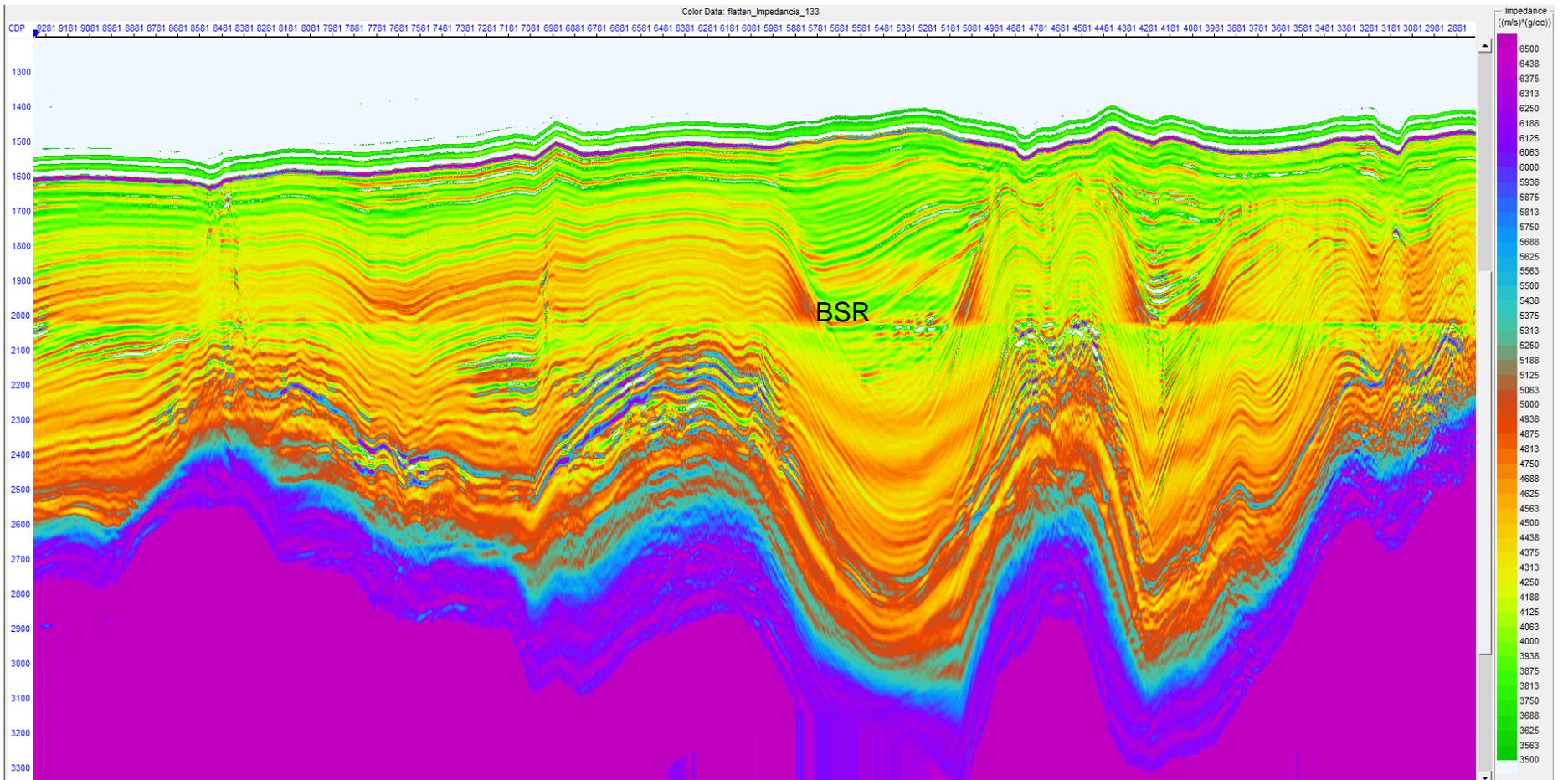


Figura 48 Aplanado del reflector BSR en la inversión sísmica basada en el modelo de impedancia de la Línea 1.

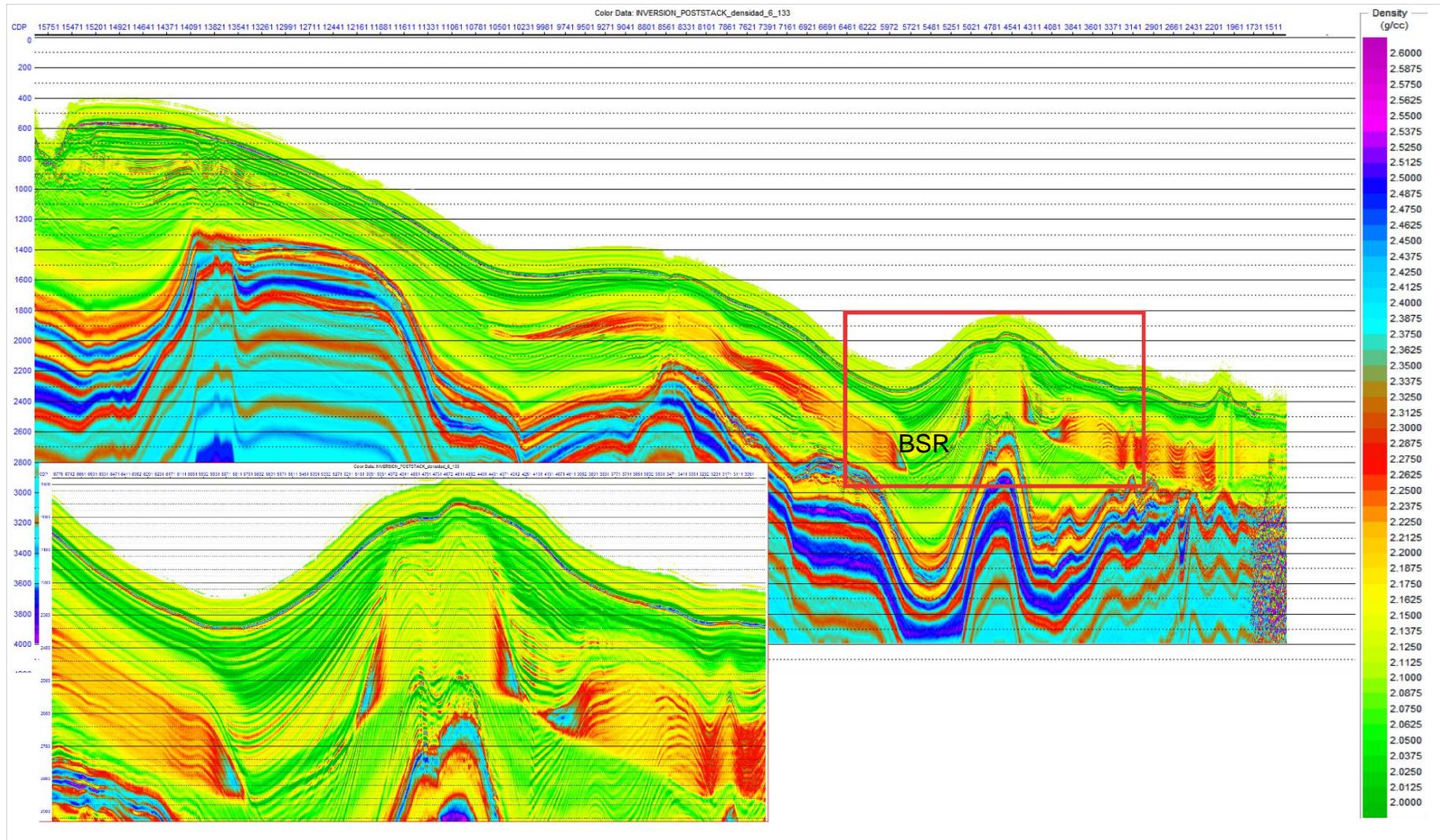


Figura 49 Resultado de inversión sísmica basado en el modelo de densidad de la “Línea 1”. A la derecha leyenda de las referencias de color de los valores de densidad (g/cm³)

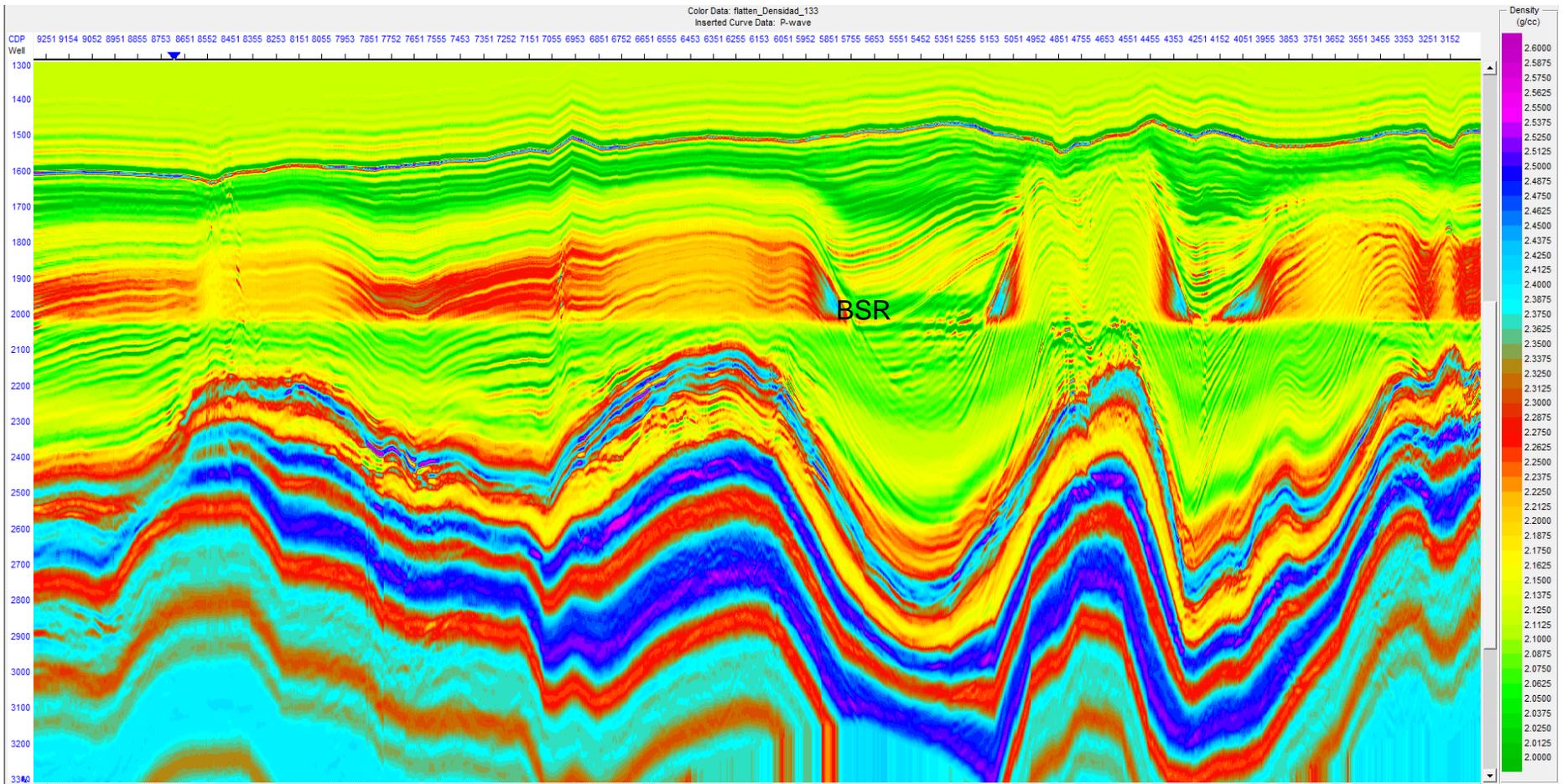


Figura 50 Aplanado del reflector BSR en la inversión sísmica basada en el modelo de densidad de la “Línea 1”. A la derecha leyenda de las referencias de color de los valores de densidad (g/cm³)

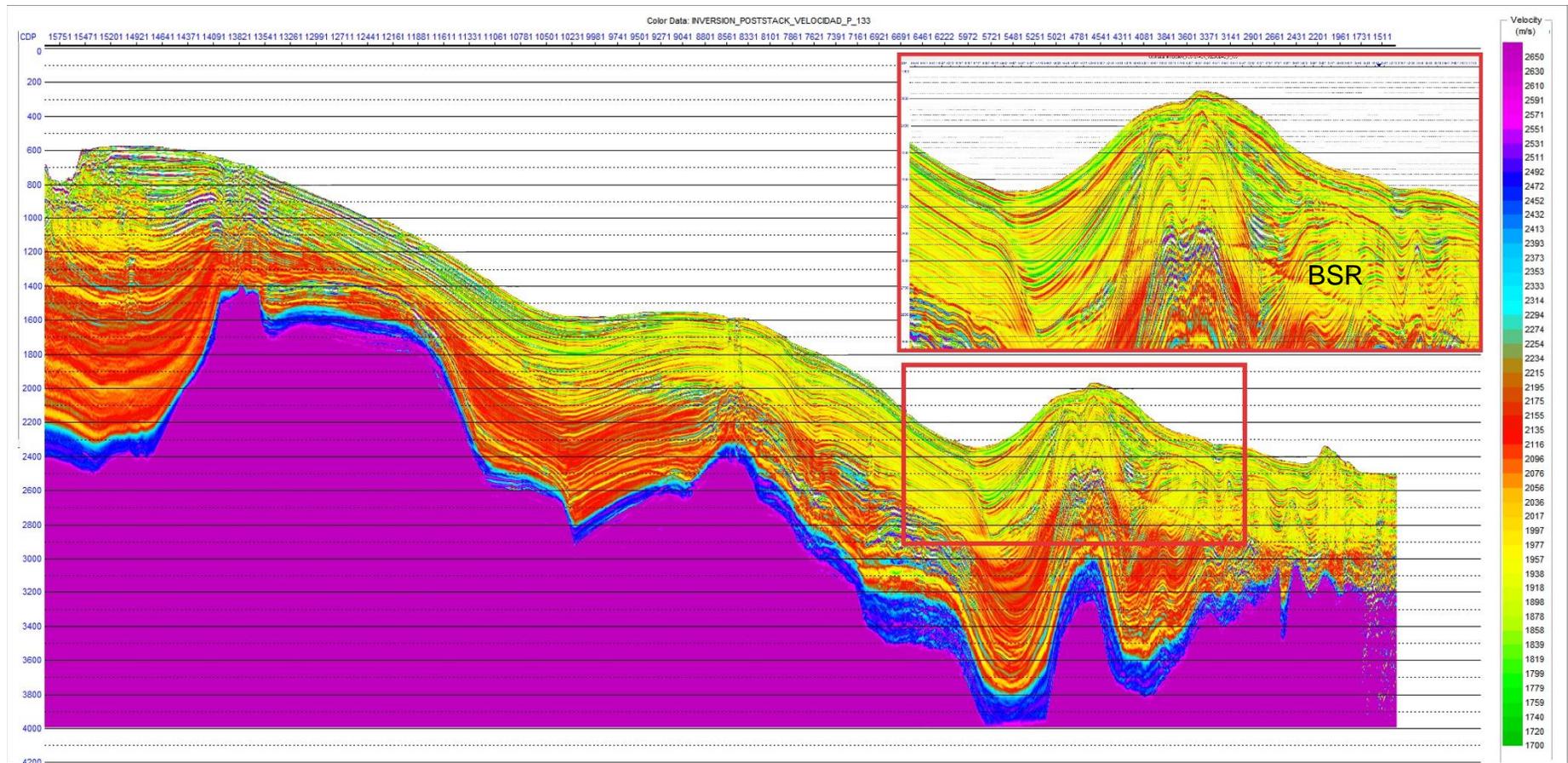


Figura 51 Resultado de inversión sísmica basado en el modelo de velocidad de la “Línea 1”. A la derecha leyenda de las referencias de color de los valores de velocidad (m/s)

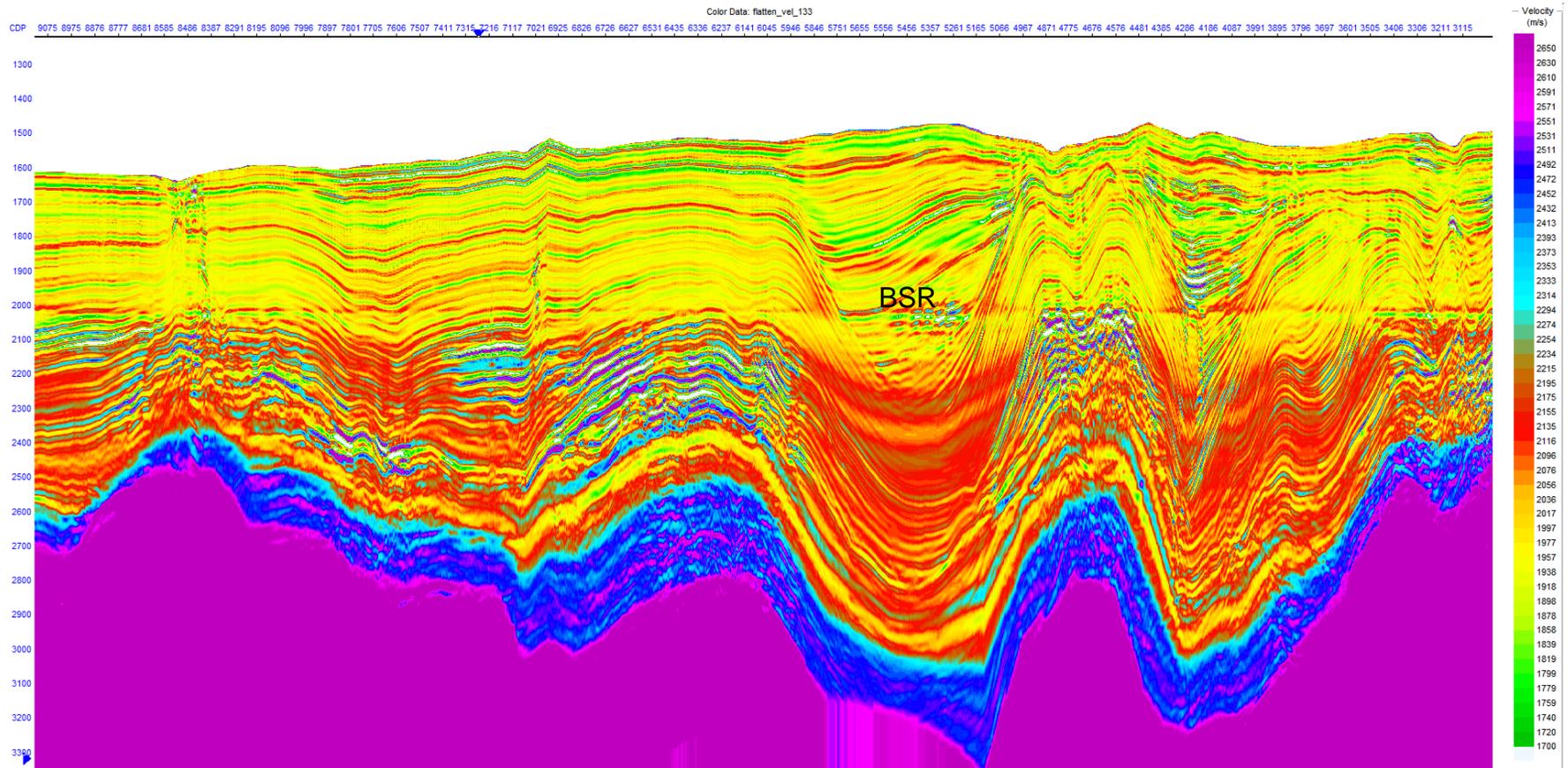


Figura 52 Aplanado del reflector BSR en la inversión sísmica basado en el modelo de velocidad de la “Línea 1”. A la derecha leyenda de las referencias de color de los valores de velocidad (m/s)

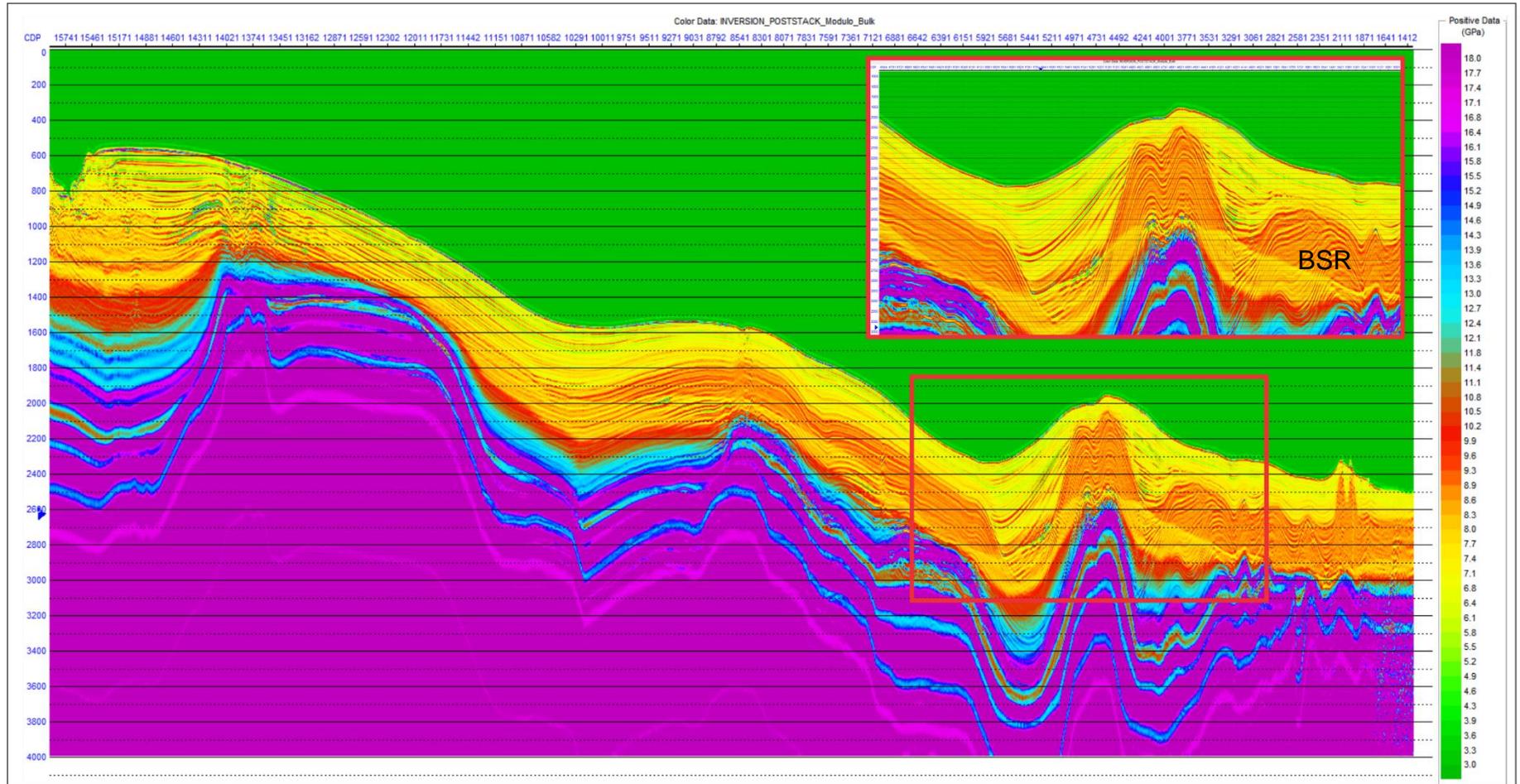


Figura 53 Resultado de inversión sísmica basado en el modelo de compresibilidad Bulk de la “Línea 1”. A la derecha leyenda de las referencias de color de los valores Bulk (Gpa)

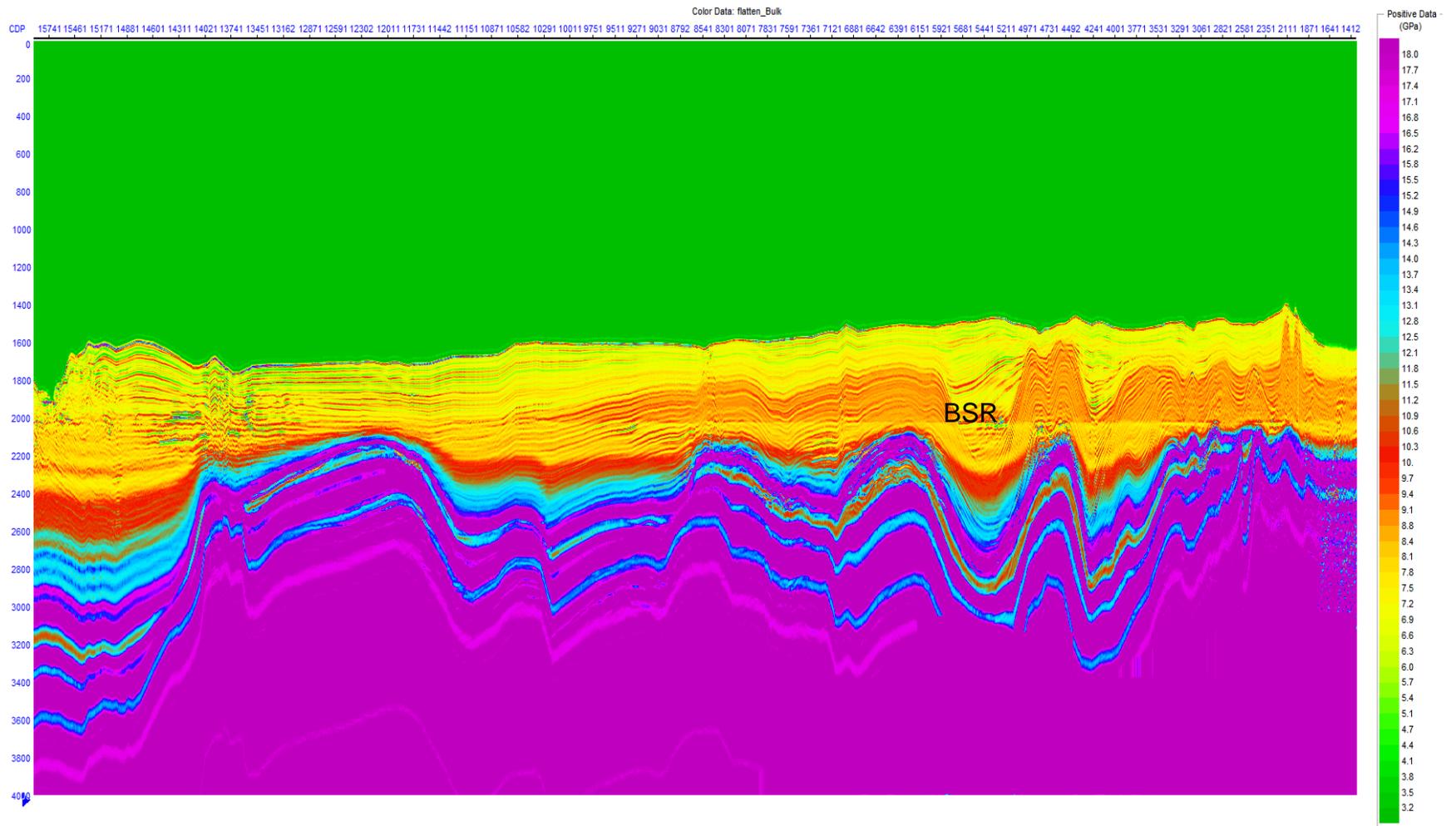


Figura 54 Aplanado del reflector BSR en la inversión sísmica basado en el modelo de compresibilidad Bulk de la “Línea 1”. A la derecha leyenda de las referencias de color de los valores Bulk (Gpa)

8 Discusión de Resultados

La subcuenca de la Baja Guajira offshore, limitada al norte con la Falla de Cuiza y en el sur con la Falla de Oca, se originó por la convergencia activa entre las Placas Suramericana y del Caribe, en el Cretácico Inferior relacionado al levantamiento de la Sierra Nevada y generación de la Baja Guajira como Cuenca sedimentaria. Estos eventos orogénicos, se asocian a la generación de diapirismo de lodo que se origina por la presencia en profundidad de material arcilloso y gases en condiciones de alta presión de edad Oligoceno, movilizándose hacia la superficie a través de fracturas o zonas de debilidad, generando tanto levantamientos como plegamientos de las unidades geológicas suprayacentes presentes en el área de estudio. En la plataforma continental y en la costa, el diapirismo de lodo actualmente está en proceso, pero la tectónica compresiva es probablemente baja en la actualidad, debido a que las capas del Pleistoceno están levemente plegadas, mientras que las capas del Plioceno-Mioceno están altamente deformadas.

Teniendo en cuenta que la ocurrencia de hidratos de gas en ambiente marino, según (Kvenvolden, 1993) se asocia a condiciones termodinámicas específicas, el rango de temperatura debe estar entre los -0°C a 350m y 28°C a 5000m. En Colombia, el estudio realizado por Vargas et al.,(2009), establece un gradiente geotérmico de $16^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ en la cuenca Guajira offshore, a partir de observaciones directas en 22 pozos, de la temperatura del fondo del pozo (BHT). Los resultados en la línea-1 convertida a profundidad permiten localizar el reflector BSR a una profundidad promedio de 450m, medidos a partir del lecho marino y a 2300m teniendo en cuenta la tabla de agua, lo cual indica que el BSR se encuentra dentro de la zona de estabilidad para el hidrato de gas en el diagrama de fase de gas metano y el hidrato de metano de la Figura 5.

La Subcuenca de la Baja Guajira se ha caracterizado por sus campos offshore gasíferos como Chuchupa y Ballena, donde se produce más del 72% del gas natural doméstico de Colombia (Ecopetrol 2005). Así mismo, El Pozo-2, localizado sobre la línea-4, reportó manifestaciones de gas a una profundidad de 1200 pies (365.76 m), de acuerdo con el registro de gases (TGAS).

Las líneas sísmicas permitieron observar el reflector BSR claro y consistente según sus características de polaridad opuesta a la del fondo oceánico, simulando la forma del fondo oceánico y cortando transversalmente los reflectores estratigráficos, distinguiéndose por su fuerte amplitud continua hacia el norte de las líneas sísmicas. Mientras que en sectores donde no corta transversalmente los reflectores estratigráficos, por coincidir con el buzamiento de estos, se hizo difícil detectar con precisión su ubicación, sin embargo, con herramientas de ayuda como el aplanado de este reflector, el análisis AVA, A*B y 5A+B permitieron detectar su ubicación.

La amplitud del BSR es variable lateralmente, lo cual puede deberse a la cantidad de gas presente bajo la zona de estabilidad de los hidratos de gas. Sin embargo, su amplitud es mayor cerca de los altos estructurales y topográficos, lo cual es consistente con la migración de gas en estas estructuras, asociándose con estructuras diapíricas y chimeneas de gas.

Hacia el oriente del área de estudio, en la línea 4 se comprobó la presencia de gas a la profundidad de 1200 pies mediante el registro de Tgas del Pozo-2, por encima del tope del reflector del Plioceno, siguiendo este reflector se encontró su continuidad en la Línea 1, evidenciando que este reflector es continuo hacia el oeste del área, coincidiendo con el reflector BSR de la Línea 1 (es decir estamos viendo el mismo reflector en dos puntos distintos). Esto conlleva a concluir que anteriormente este mismo reflector estaría a unas condiciones más profundas y pudo haber sido un hidrato de gas. Sin embargo, por las condiciones tectónicas del Mioceno tardío y el diapirismo del Plioceno reciente, generaron altos topográficos que pudieron llevar a una profundidad más somera este reflector cambiando sus condiciones de temperatura y presión, impidiendo que conservara sus condiciones de estabilidad como hidrato de gas, por lo que al ser más somero la estructura del clatrato desapareció, dejando únicamente gas almacenado en la roca.

Sismoestratigráficamente el horizonte del reflector BSR en la “Línea 1” se puede correlacionar con la profundidad en la cual se encuentra presencia de gas en el “Pozo-2” de acuerdo con las evidencias de gas del registro T- gas, como se observa en la Figura 28.

Para garantizar que existieran contrastes de impedancia, se revisaron los resultados de la inversión, resaltándose las anomalías de interés en el BSR restringiendo el rango de valores a mostrar en las secciones en tiempo a interpretar de acuerdo con las profundidades a las cuales se encuentra la presencia de gas en los pozos 1 y 2.

9 Conclusiones

En el amarre sísmica-pozo de la línea 4 se interpretaron 5 horizontes sismoestratigráficos a partir de los topes bioestratigráficos planctónicos de los pozos 1,2 y 3 esto permitió establecer los topes de las edades desde el Mioceno Temprano hasta el Pleistoceno que corresponden a las formaciones litoestratigráficas costa adentro (onshore) Castilletes, Jimol y Uitpa. Mientras que, en las líneas 1, 2 y 3, la plataforma continental se profundiza mostrando depósitos sedimentarios más antiguos, que corresponden a la edad Oligoceno, siendo la base del diapirismo de lodo en el área. Así mismo el modelo geológico muestra que la actividad de los diapiros de lodo continua hasta el reciente, evidenciado por la presencia de volcanes de lodo en el lecho marino.

Se identificó que el reflector BSR en las líneas sísmicas analizadas se encuentra a una profundidad que varía entre 440m y 465m medidos a partir del lecho marino, esto indica que se encuentra dentro de la zona de estabilidad para el hidrato de gas según el diagrama de fase de gas metano y el hidrato de metano.

La respuesta del reflector BSR en la interpretación sísmica, permitió identificarlo en un rango de edad Plioceno, paralelo a la forma del lecho marino, y en algunos sectores atraviesa horizontes desde el Pleistoceno al Mioceno inferior, por la influencia de estructuras diapíricas, aumentando la amplitud del reflector BSR, debido a los cambios de impedancia entre los diferentes sedimentos.

La respuesta AVO del reflector BSR, mostró amplitudes negativas en los atributos intercepto (A) y gradiente(B). Por otra parte, el análisis (A*B), generó respuestas positivas para el mismo reflector, y se confirmó esta respuesta para CDP's específicos que se localizaron mediante la correlación de las gráficas donde se ubica en arenas gasíferas de clase 3.

La interpretación sismoestratigráfica, mostró la continuidad del BSR en las líneas sísmicas hasta el Pozo-1 en un intervalo entre 1280 a 1340 pies, denominado zona de gas inferida. Adicionalmente los análisis petrofísicos en esta zona mostraron una excelente correlación entre los valores de los registros GR y Vsh, que discriminan este intervalo en dos paquetes predominantemente arenosos concordando con los valores de porosidad que alcanzaron el 28%. Así mismo, el aumento en este intervalo de los valores de Vp y Vs, y en consecuencia los módulos elásticos calculados K, μ , mostraron un comportamiento diferente a otras unidades litológicas en el Pozo-1. En contraste, propiedades como la densidad no diferencian en gran medida este intervalo. Además, el modelamiento de la formación en la zona de gas inferida, bajo condiciones estables mostró que para la formación de hidrato de gas, las saturaciones se aproximarían en las siguientes proporciones: Hidrato de gas (60%), gas(30%), y agua(10%).

De acuerdo con los resultados anteriores, en este trabajo se logró la identificación geofísica de la presencia de hidratos de gas en el offshore del Caribe Colombiano, asociados al BSR. Incentivando a un mayor conocimiento del subsuelo costa afuera, para la exploración y desarrollo de nuevas alternativas energéticas como los hidratos de gas.

Bibliografía

- Agencia nacional de hidrocarburos (ANH). (01 de 01 de 2007). *www.anh.gov.co*. Obtenido de <https://geovisor.anh.gov.co/tierras/>: <https://geovisor.anh.gov.co/tierras/>
- Aguilera, R. (2011). Petroleum Geology of Colombia Guajira and Cayos Basins.
- Aki, K., & Richards, P. G. (1980). Quantitative seismology. *Theory and methods*, 1.
- Andreassen, K. 1. (1992). Amplitude versus offset modeling. *Marine Geology*, 137, 25-40.
- Audemard, F. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*(345), 299-327.
- Barclay, F., Bruun, A., Alfaro, J., Cooke, A., Cooke, D., Salter, D., . . . McHugo, S. (2008). Inversión Sísmica: Lectura entre líneas. *Shulumberger OilField review* , 1-23.
- Barrero et al. (2007). *Colombian Sedimentary Basins: Nomenclature, Boundaries and Petroleum Geology, a New Proposal*. Bogotá, Colombia: ANH and B&M Exploration Ltda.
- Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C., & Martínez, J. (2007). *Colombian sedimentary basins*. Bogotá: ANH, B&M exploration LTDA.
- Bortfeld , R. (1961). Approximation to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse waves. *Geophysical Prospecting*, 9(4), 485-502.
- Burke, K. C. (1988). Tectonic Evolution of the Caribbean. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 16, 201-230.
- Castagna, J. P., & Swan, H. W. (1997). Principles of AVO crossplotting. *The Leading Edge*, 16(4), 337-342.
- Castagna, J. P., & Swan, H. W. (1998). Framework for AVOGradient and intercept interpretation. *Geophysics*, 63(3), 948-956.
- Catuneanu, O., Abreu, V., J.P. B., Blum, M., & Dalrymple, R. (2009). Towards the Standardization of Sequence. *Earth and Atmospheric Sciences, University of Nebraska - Lincoln*, 1, 35.
- Cediel, M., Almanza, O., & Montes, L. (2012). Análisis AVO en el yacimiento de alta impedancia del campo Chuchupa. *Boletín de geología*, 34(2), 139-148.

- Chopra, S., & Castagna, J. (2014). *Investigations in Geophysics No 16*. AVO. Tulsa, Oklahoma, U.S.A: Society of Exploration Geophysicists.
- Collet, T., Lewis, R., & Takashi, U. (2000). El creciente interés de los hidratos de gas. *Shulumberger Oilfield Review*, 1-16.
- Collett, T. S. (2002). Energy resource potential of natural gas hydrates. *AAPG Bulletin*, 1972-199.
- Davy, H. (1811). Elements of Chemical Philosophy. En *On combination of Oximuriatic gas and Oxigene gas* (págs. 155-162). New York.
- De Porta, J. (1974). *Lexique Stratigraphique International*. Amerique Latine, Colombie (deuxième partie): Tertiaire et Quaternaire.
- Dhananjay Kumar, M. K. (May 2006). Seismic characteristics of gas hydrates at Hydrate Ridge, offshore Oregon. Vol. 25, No. 5, pp. 610-614.
- Dillon, W. P. (2001). Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Detection. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series*, 124, 315.
- Dong, W. (1996). A sensitive combination of AVO slope and intercept for hydrocarbon indication. *Conference and Technical Exhibition- EAGE 58th*.
- Duque y Caro, H. (1979). Major structural elements and evolution of Northwestern Colombia. *American Association Petroleum Geology*, 329-351.
- Emery, D. a. (1996). *Sequence Stratigraphy*. U. K.: Oxford.
- Foster, D. J., Keys, R. G., & Lane, F. D. (2010). Interpretation of AVO anomalies. *Society of Exploration Geophysicists*, 75(5), 75A3-75A13.
- García, M., Cruz Guevara, L. E., Mier Umaña, R., Pinto, V., Jimenez Jácome, M., & Moreno, M. (2008). *Evolución térmica de la subcuenca de la Baja Guajira*. Informe final N° 56 UIS-ANH. Obtenido de www.anh.gov.co
- Kellogg, J. N. (1984). Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá Venezuela-Colombia and adjacent basins. *Geological Society of America Memoir*, 162, 239-261.
- Kvenvolden, K. (1993). Gas hydrates – geological Perspective and global Change. *Reviews of Geophysics*, 2(31), 173-187.
- López, C., & Ojeda, G. (2006). Heat Flow in the Colombian Caribbean from the Bottom Simulating Reflector (BSR):. *Instituto Colombiano de Petróleo*, 3, 29-39.
- Macdonald, W. D. (1964). Geology of the Serrania de Macuira Area, Guajira. *Tesis PhD*, 167.
- Michael Riedel, E. C. (2010). *Geophysical Characterization of Gas Hydrates*. Society of Exploration Geophysicists.

- Mitchum, R., Vail, P., & Thompson, S. (1977). The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *American Association of Petroleum Geologists*(Bulletin 1), 53-62.
- Ostrander, W. J. (1984). Plane-wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal angles of incidence. *Geophysics*, 49(10), 1637-1648.
- Posamentier, H. W., Jervey, M. T., & Vail, P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition I. Conceptual framework. In: Wilgus, C. K.; Hasting, B.S.; Kendall, C. G. S. T. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J.C. (Eds), *Sea Level Changes-An integrated Approach*, . *SEPM*, 42(Special Publication), 110-124.
- R, S. (2003). Introduction to Physical Oceanography. *Department of Oceanographic, Texas A&M University*.
- Raasveldt, H. C. (1963). *Mapa geológico de las planchas A-14, A15-A-16, B-14, B-15 Guajira*. Servicio Geologico Nacional.
- Ramírez, V. (2007). *Stratigraphic framework and petroleum systems modeling–Guajira Basin, offshore northern Colombia*. Master Thesis, University of Alabama, Tuscaloosa, Alabama.
- Ramírez, V., Vargas, L., Rubio, C., Niño, H., & Mantilla, O. (2015). Petroleum Systems of the Guajira Basin. *AAPG, Memoir*(108), 399-430.
- Renz, O. (1960). Geología de la parte sureste de la Península de La Guajira. *Bol Geol, publicación especial, Venezuela*, 1(3), 317-349.
- Riedel et al. (2010). *Geophysical Characterization of gas Hydrates*. Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicist.
- Rodríguez, G., & Londoño, A. (2002). *Memorias del mapa geológico del Departamento de La Guajira*. Geología, recursos minerales y amenazas potenciales,: Ingeominas.
- Rollins, J. F. (1965). Stratigraphy and structure of the Guajira Península, northwestern Venezuela and northeastern Colombia. *University of Nebraska*, 30, 1-1102.
- Rubio, R., Ramírez, V., Rubiano, J., Garnica, M., Moreno, N., Plata, J., . . . Meza, J. (1998). *Evaluación regional, Cuenca de la Baja Guajira. Informe Final Vicepresidencia adjunta de exploración, gerencia de estudios regionales*. . Ecopetrol. Informe Interno: Ecopetrol.
- Russell, H. (2007). *STRATA guide Hampson-Russell* (CGG ed.). Veritas.
- Rutterford, S., & Williams, R. (1989). Amplitude-versus-offset variations in gas sands. *Geophysics*(54), 680-688.
- SGC. (2019). *Servicio Geologico Colombiano*. Obtenido de Banco de Información Petrolera.

- Shuey, R. T. (1985). A simplification of the Zoeppritz equations . *Geophysics*, 50(4), 609–614.
- Taylor, J. T. (2004). *Advances in the Study of Gas Hydrates*. New York: Springer.
- Thomas, D. (1972b). *The Tertiary geology and systematic paleontology*. State University New York, Binghamton.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M., & Thompson, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 4. Global cycles of relative changes in sea level, in C.E. Payton, (ed), Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration. AAPG(Memoria 26), 83-97.
- Vargas, C., Alfaro, C., Briceño, L. A., Alvarado, I., & Quintero, W. (2009). Mapa Geotérmico de Colombia. *Proceedings of X Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas*, (pág. 5). Cartagena.
- Vásquez C, H. (2012). Hidratos de gas. *Revista Universidad EAFIT*, 32(102), 87-96.
- Vence, E. (2008). Subsurface structure, stratigraphy, and regional tectonic controls of the Guajira margin of northern Colombia. *Thesis Master of Science in Geological Sciences, University of Texas at Austin*, 128.
- Zoeppritz, K. (1919). Erdbebenwellen VII, VII B. Über Reflexion und Durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitsflächen (On the reflection and transmission of seismic waves at surfaces of discontinuity). *Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-physikalische Klasse*, 66-84.