

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



**ESTUDIO DEL EFECTO TUNING EN EL
RESERVORIO ZONA GLAUCONÍTICA,
BLOQUE ARENAL**

POR VALENTINA TAMARA ORTIZ BUSTOS

Habilitación profesional presentada al Departamento de Geofísica
para optar al título de Geofísica

Julio 2017
Concepción, Chile

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**ESTUDIO DEL EFECTO TUNING EN EL
RESERVORIO ZONA GLAUCONÍTICA,
BLOQUE ARENAL**

POR VALENTINA TAMARA ORTIZ BUSTOS

Habilitación profesional para optar al título profesional de
Geofísica

Supervisado por:

Msc. Ricardo Zapata Guerra

Profesor Guía:

Dr. Rodrigo Abarca del Rio

Comisión:

Dr. Arturo Belmonte-Pool

Dr. Matthew Miller



Diciembre 2016
Concepción, Chile

*Dedicado a
mis padres*

Agradecimientos

En primer lugar me gustaría agradecer a mis padres por su apoyo incondicional, durante toda mi vida.

A ENAP Magallanes, por darme la oportunidad de desarrollar este trabajo, financiando mi estadía en Punta Arenas y facilitando la información necesaria para desarrollar el tema.

En especial, a Ricardo Zapata y Pablo Mella, por su paciencia, apoyo y consejos, durante el tiempo en el que estuve en Punta Arenas.

Y por último, a mi profesor Rodrigo Abarca, por los consejos, el ánimo y la buena onda.

Resumen

El efecto *tuning*, sintonización o entonación sísmica, se refiere a la modulación de las amplitudes producto de la interferencia constructiva y destructiva generada por la superposición de las reflexiones sísmicas. Este fenómeno comúnmente ocurre cuando una onda descendente es reflejada por múltiples interfaces levemente espaciadas. Si la reflexión ascendente resultante se superpone, la energía sísmica reflejada será alterada e interferida la amplitud de la respuesta geológica real, impidiendo la correcta estimación del espesor bajo el umbral de resolución sísmica vertical.

En los últimos años, la Empresa Nacional del Petróleo se ha enfocado en la exploración y producción de reservorios de hidrocarburos no convencionales, en la formación Zona Glauconítica. En el bloque Arenal, está formación se asocia con un reflector sísmico que presenta una marcada anomalía de altas amplitudes, y cuyo intervalo objetivo se encuentra por debajo del límite de resolución sísmica vertical, por lo que, no es posible realizar una estimación cuantitativa de su espesor, mediante atributos sísmicos.

El presente trabajo, está enfocado en la evaluación de diferentes metodologías para lograr estimar el espesor del intervalo objetivo en la formación Zona Glauconítica. Para ello, utilizando modelos de cuña que simulaban reservorios aislados y estratificados, se evaluaron los atributos *peak* de frecuencia instantánea, *peak* de frecuencia espectral, y la descomposición espectral. Coligiendo que, para los casos en los que existen efectos de interferencia desde otras capas delgadas, un reservorio estratificado, ninguna de las técnicas estudiadas es idónea en la tarea de estimar el espesor.

Y paralelamente, mediante la aplicación del algoritmo de desintonización, se determinó que las altas amplitudes que conforman la anomalía, son principalmente generadas por interferencia constructiva, producto del efecto *tuning*. Algoritmo, que a su vez, entrega una excelente aproximación del espesor de pago neto, lo que nos proporciona una técnica que permite estimar el recurso potencial productivo de la zona de estudio, de manera rápida y económica. Revelando espesores netos de hasta 20 metros, en el centro del área de estudio, los que disminuyen progresivamente hacia Nor-Este.

Índice general

Agradecimientos	III
Resumen	V
Lista de figuras	X
Lista de tablas	XVII
1. Introducción	1
1.1. Objetivos	4
1.1.1. Objetivos generales	4
1.1.2. Objetivos Específicos	4
1.2. Zona de Estudio	4
2. Marco Geológico	6
2.1. Formación de la cuenca	6
2.1.1. Etapa Extensiva	9
2.1.2. Etapa Compresiva o de Antepaís	9
2.2. Geología Estructural	11
2.3. Estratigrafía de la Zona Glauconítica	14
3. Método Sísmico	17
3.1. Principios Básicos del método sísmico	17
3.1.1. Ondas Sísmicas	17
3.1.2. El principio de Huygnes	18
3.1.3. Principio de Fermat	18
3.1.4. Ley de Snell	18
3.1.5. Impedancia Acústica	18
3.1.6. Coeficiente de Reflexión	19
3.1.7. Reflectividad	19
3.1.8. Ondícula Sísmica	20
3.1.9. Convolución	21
3.1.10. Atenuación	22
3.2. Método sísmico de reflexión	23

4. Resolución Sísmica y <i>tuning</i>	27
4.1. Resolución Vertical	27
4.1.1. Efecto <i>tuning</i>	31
4.2. Resolución Lateral	31
5. Estimación del espesor bajo el <i>tuning</i>	33
5.1. Métodos de Amplitud	33
5.2. Métodos de frecuencia	36
5.2.1. <i>Peak</i> de frecuencia instantánea	36
5.2.2. Descomposición Espectral	38
6. Desintonización y estimacion del pago neto	45
6.1. Pago neto	45
6.2. Estimación del pago neto desde la reflectividad	47
6.3. Estimación del pago neto a partir de la impedancia de banda limitada	49
7. Metodología	53
7.1. Etapa 1:	
Evaluación de los parámetros que afectan la amplitud sísmica	55
7.1.1. Velocidad	57
7.1.2. Porosidad y presencia de fluidos	57
7.1.3. Estructura y topografía variable	58
7.2. Etapa 2:	
Estimación del espesor bajo el <i>tuning</i>	59
7.2.1. <i>Spectral Blueing</i>	59
7.2.2. Atributos instantáneos	62
7.2.3. Descomposición Espectral	62
7.3. Etapa 3:	
Desintonización y estimación del pago neto	67
7.3.1. Inversión colorida	71
8. Resultados	73
8.1. Etapa 1:	
Parámetros que afectan la amplitud sísmica de reflexión	73
8.2. Etapa 2:	
Estimación del espesor	76
8.2.1. Evaluación de los métodos de estimación del espesor bajo el límite de resolución sísmica	76
8.2.2. Aplicación de los distintos métodos de estimación del espesor para capas delgadas	85
8.3. Etapa 3:	
Desintonización y estimación del pago neto	91
8.3.1. Desde la reflectividad	91
8.3.2. Desde la impedancia de banda limitada	95
8.3.3. Discusiones de la sección	98

<i>ÍNDICE GENERAL</i>	IX
9. Conclusiones	100
A. Inversión Sísmica	108
A.1. Inversión sísmica colorida	108
B. Métodos de descomposición espectral	111
C. Descripción algoritmo <i>Matching Pursuit</i>	113

Índice de figuras

1.1. Imagen sísmica del Bloque Arenal, de las amplitudes de reflexión RMS, entre los horizontes BI20 y G7, techo y base de la Zona Glauconítica Inferior, respectivamente. Las altas amplitudes RMS, se presentan en colores rojizos, y las bajas amplitudes cercanas a cero en tonos azules.	2
1.2. Ubicación del Bloque Arenal	5
2.1. Cuenca de Magallanes (modificado de Mella (2001)).	7
2.2. Evolución tectónica de la Cuenca de Magallanes (modificado de Galeazzi (1998)).	8
2.3. Evolución tectónica de la Cuenca de Magallanes (modificado de Galeazzi (1998)).	8
2.4. Megasecuencias de la cuenca Austral - Magallanes interpretadas sobre línea sísmica en tiempo (Modificado de Mpodozis et al. (2011)).	10
2.5. Sistema de Fallas Poligonales, observado en el Terciario Inferior en la Cuenca de Magallanes, Area Sur del Bloque Arenal.	13
2.6. Sección estratigráfica de la Megasecuencia Antepaís 2 en el sector Suroeste del Bloque Arenal. uZG=Zona Glauconítica Superior, IZG= Zona Glauconítica Inferior (Carpinelli et al., 2012).	14
2.7. línea sísmica SW-NE horizontalizada a EO (Techo del Oligoceno), en ella se muestra la estratigrafía de la Zona Glauconítica del Bloque Arenal. ZGi = Zona Glauconítica inferior, ZGs = Zona Glauconítica superior. ((Carpinelli et al., 2015))	15
2.8. Descripción de corona 1:100. (Carpinelli et al., 2012)	16
3.1. Ley de Snell	19
3.2. (a) Ondícula de Ricker rotada en 90°, que representa una ondícula fase mínima. (b) Ondícula de Ricker fase cero	21
3.3. Ondícula de Ricker de 30 Hz de frecuencia dominante, (a) en el dominio de las frecuencias, (b) en el dominio del tiempo.	22
3.4. Esquema básico del método de sísmica de reflexión, en el cual existe una fuente sísmica que genera un frente de ondas las que son reflejadas en las distintas interfaces.	24

3.5. (a) Arreglo sísmico de <i>Common Depht Point</i> , (b) <i>CDP gather</i> , aquí se observa el desfase en los tiempos de arribo producto del <i>offset</i> , (c) <i>CDP gather</i> con corrección NMO aplicada. (modificado de Shearer (2009))	25
3.6. Sección sísmica del Bloque Arenal.	25
3.7. Cubo sísmico 3-D del Bloque Arenal.	26
4.1. (a) Cristerios de resolución vertical establecidos por Rayleigh y Ricker. Modelo de cuña creado a partir de la convolución entre una ondícula de Ricker de 25 Hz de frecuencia dominante y (b) una serie reflectiva de dos términos de idéntica polaridad y magnitud. (c) una serie reflectiva de dos términos de idéntica magnitud y opuesta polaridad. (Modificado de Kallweit and Wood (1982))	28
4.2. Respuesta de amplitud de la reflexión en función del espesor. (a) Para una ondícula de Ricker de 25 Hz con dos saltos reflectivos de igual amplitud e igual polaridad. (b) Para una ondícula de Ricker de 25 Hz con dos saltos reflectivos de igual amplitud y distinta polaridad. El espesor real está representado por la línea discontinua en 45° y el espesor aparente (tiempo peak a peak) por la línea discontinua. (Kallweit and Wood, 1982)	30
4.3. Definición de la Zona de Fresnel (Yilmaz, 2001).	32
5.1. Modelo simple de capa delgada, r_1 y r_2 corresponden a los coeficientes de reflexión de la interface superior e inferior, respectivamente, y t_1 y t_2 , corresponden al tiempo doble de propagación de las ondas reflejadas (Chung and Lawton, 1995).	35
5.2. Las cuatro series reflectivas fundamentales para una capa delgada intercalada en un medio homogéneo infinito (Chung and Lawton, 1995).	35
5.3. (a) Máxima amplitud en función del espesor de la cuña, para los dos modelos. (b) <i>Peak</i> de frecuencia instantánea en función del espesor de la cuña para los dos modelos. (El primer modelo con coeficientes de reflexión iguales a -0.01 y +0.01, corresponde a la línea negra continúa, y el segundo modelo con coeficientes de reflexión iguales a -0.01 y +0.009 corresponde a la línea roja punteada) (Liu et al., 2006).	38
5.4. Comportamiento de una capa delgada aislada, la cual introduce una secuencia predecible y periódica de nodos en el espectro de amplitud de la reflexión compuesta (Partyka et al., 1999).	39
5.5. Modelo reflectivo de la cuña, cuyo espesor varía de 0 a 50 ms, de izquierda a derecha. (b) amplitudes espectrales para el modelo de cuña (Modificado de Partyka et al. (1999)).	40
5.6. (a) Sintonización de las capas delgadas de la amplitud versus la frecuencia, con respecto a la frecuencia; (b) Sintonización de las capas delgadas de la amplitud versus la frecuencia, con respecto al espesor de la capa (Partyka et al., 1999).	41

5.7. (a) Modelo reflectivo de la cuña, cuyo espesor varía de 0 a 50 <i>ms</i> ; (b) Espectro de amplitud del modelo de cuña sin filtrar; (c) Espectro de amplitud del modelo de cuña filtrado entre 10 y 50 <i>Hz</i> (modificado de Partyka et al. (2001))	42
5.8. Esquema de la sintonización de capas delgadas. (a) En reservorios delgados con espesor variable; (b) los datos sísmicos con mayor frecuencia dominante destacaran las zonas más delgadas del reservorio; (c) las frecuencias dominantes menores destacaran las zonas más gruesas del reservorio (Laughlin et al., 2002).	43
5.9. <i>Peak</i> de frecuencia espectral o frecuencia dominante (en azul) y <i>peak</i> de amplitud o amplitud dominante (en rojo), en función del espesor temporal de un modelo de cuña filtrado entre 10 y 50 <i>Hz</i> (Partyka et al., 2001).	44
6.1. determinacion de “ <i>pay</i> ” (Watney and Doveton, 2004).	46
6.2. Ejemplo de un <i>crossplot</i> de la amplitud compuesta versus el espesor aparente de un reservorio objetivo. En rojo, se presenta la curva de <i>tuning</i> obtenida desde un simple modelo de cuña, y en azul, la línea base (Simm, 2009).	47
6.3. Resultados para el modelo de reflexión de cinco capas, con dos capas de arena, en amarillo en el subgráfico. En rojo se presenta la curva de <i>tuning</i> para un simple modelo de cuña de arena neta; en azul la línea base “sin sintonización” correspondiente para el modelo; y los números junto a cada punto corresponden al real espesor de pago en milisegundos (Modificado de Simm (2009)). . .	48
6.4. Resultados para el modelo de reflexión de cinco capas, con dos capas de arena. (a) N:G predicho en función del real N:G; (b) Espesor del pago neto predicho en función del real, en milisegundos (Modificado de Simm (2009)).	49
6.5. (a) Arriba, modelo de cuña; abajo, impedancia de banda limitada y el espesor aparente. (b) Curva de <i>tuning</i> , de la impedancia de banda limitada en función del espesor aparente (Modificado de Connolly (2007)).	50
6.6. Resultados para el modelo de reflexión de cinco capas, con dos capas de arena. (a) N:G predicho en función del real N:G; (b) Espesor del pago neto predicho en función del real, en milisegundos (Modificado de Simm (2009)).	51
6.7. Resultados para el modelo de reflexión de cinco capas, con dos capas de arena. (a) N:G predicho en función del real N:G; (b) Espesor del pago neto predicho en función del real, en milisegundos (Modificado de Simm (2009)).	52
7.1. Mapa conceptual de la metodología de este trabajo.	53
7.2. Ubicación geográfica de los pozos utilizados.	54

7.3.	Visualización vertical de los horizontes sísmicos utilizados. BI30=Techo Zona Glauconítica, BI20= Techo reservorio Zona Glauconítica y G7=base del reservorio Zona Glauconítica.	55
7.4.	(a) Ondícula sísmica extraída desde los datos, en una ventana de tiempo de -500 +500 ms alrededor del horizonte GL25. (b) Espectro de amplitud de los datos sísmicos.	55
7.5.	valores de impedancia acústica de una capa delgada intercalada entre dos capas gruesas. (a) Serie reflectiva tipo I, (b) serie reflectiva tipo IV.	56
7.6.	Sismogramas sintéticos de los modelos de cuñas, generados a partir de la convolución de un ondícula de Ricker fase cero de 30 Hz de frecuencia dominante con la serie reflectiva fundamental (a) Tipo I, (b) Tipo IV.	57
7.7.	Modelo de topografía variable utilizado para la estimación de la atenuación. Las elevaciones van de los 600 a los -300 metros snmm.	58
7.8.	Modelo de estructura variable utilizado para la estimación de la atenuación, la profundidad de la capa delgada fluctúa entre los -1570 a los -1800 metros snmm.	59
7.9.	Diferentes modelos de cuña utilizados para evaluar los distintos métodos para estimar el espesor en capas delgadas. (arriba) modelo de cuña tipo I, (centro) modelo de cuña tipo IV, (abajo) modelo de cuña multicapa, conformado por tres capas de arena porosa intercaladas en arena no porosa.	60
7.10.	Pasos para la aplicación del <i>Spectral Blueing</i> . (a) Espectro de reflectividad de los pozos, (b) Espectro sísmico medio de 60 trazas escogidas aleatoriamente, (c) Operador de ajuste en el dominio del tiempo, (d) Espectro sísmico medio suavizado (rojo), espectro de la reflectividad (verde) y espectro del operador (azul).	62
7.11.	Sección sísmica del bloque Arenal, in-line 2600, antes de aplicar el azulado espectral. En el extremo inferior izquierdo se despliega espectro de amplitud del cubo sísmico.	63
7.12.	Sección sísmica del bloque Arenal, in-line 2600, luego de aplicar el azulado espectral. En el extremo inferior izquierdo se despliega el espectro de amplitud del cubo sísmico	63
7.13.	Flujo de trabajo del algoritmo de descomposición espectral utilizando la técnica <i>Matching Pursuit</i> (Modificado de Liu and Marfurt (2007))	64
7.14.	Balance espectral (Modificado de Partyka et al. (1999))	65
7.15.	Ubicación geográfica de los pozos con información del espesor del reservorio.	66
7.16.	Horizontes sísmicos correspondientes al techo y la base del reservorio Zona Glauconítica, BI20 y G7, respectivamente; picados sobre los <i>zero crossings</i> de los datos de impedancia limitada.	68
7.17.	Espesor aparente entre los horizontes BI20 y G7, correspondientes al techo y la base del reservorio Zona Glauconítica.	68

7.18. <i>crossplot</i> entre (a) las amplitudes de reflexión RMS, (b) la impedancia media de banda limitada y el espesor aparente. Sobre ellos se superpone la curva de <i>tuning</i> modelada desde modelos de cuña, en rojo. Y la línea base o curva sin sintonizar, en naranja.	69
7.19. Interpretación Petrofísica del pozo Cabaña 1. El círculo rojo destaca el <i>track Net Pay thickness</i> (Modificado de Carpinelli et al. (2012)).	70
7.20. Ubicación de los pozos con información del espesor de pago neto.	71
7.21. Pasos para la aplicación de la inversión sísmica colorida. (a) Espectro sísmico medio, de los datos a los que previamente se les aplico el proceso de <i>Spectral Blueing</i> , de 60 trazas escogidas aleatoriamente, (b) Operador de ajuste en el dominio del tiempo, desfasado en -90°	72
8.1. Parámetros que afectan la amplitud de reflexión, para las serie reflectiva fundamental tipo I.	74
8.2. Parámetros que afectan la amplitud de reflexión, para las serie reflectiva fundamental tipo IV.	75
8.3. <i>Peak</i> de frecuencia instantánea en el modelo de cuña (a) tipo I, (b) tipo IV.	77
8.4. <i>Peak</i> de frecuencia instantánea estimado en el centro del modelo de los modelos de cuña tipo I, en negro, tipo IV, en rojo, y multicapa, en azul. Las líneas punteadas horizontales corresponden al límite de Nyquist, y al valor cero de frecuencias.	78
8.5. Resultados de la descomposición espectral para el modelo de cuña tipo I. (arriba) Componente de 10 Hz de frecuencia, (centro) componente de 30 Hz de frecuencia, (abajo) componente de 50 Hz de frecuencia.	79
8.6. Resultados de la descomposición espectral para el modelo de cuña tipo IV.(arriba) Componente de 10 Hz de frecuencia, (centro) componente de 30 Hz de frecuencia, (abajo) componente de 50 Hz de frecuencia.	80
8.7. Resultados de la descomposición espectral para el modelo de cuña muticapa.(arriba) Componente de 10 Hz de frecuencia, (centro) componente de 30 Hz de frecuencia, (abajo) componente de 50 Hz de frecuencia.	80
8.8. Resultados de la descomposición espectral estimados en el centro del modelo de cuña para la serie reflectiva tipo I (arriba) y tipo IV (abajo). Para los componentes de frecuencia de 10 <i>Hz</i> (en azul), 30 <i>Hz</i> (en rojo), y 50 <i>Hz</i> (en amarillo).	81
8.9. <i>Peaks</i> de frecuencia espectral para los modelos de cuña tipo I (arriba), tipo IV (centro), y multicapa (abajo). En tonos rojizos se despliegan las bajas frecuencias, en tonos amarillos y verdes los valores medios de frecuencia; y en tonos azules se exhiben las mayores frecuencias.	82

8.10. <i>Peaks</i> de magnitud espectral para los modelos de cuña tipo I (arriba), tipo IV (centro), y multicapa (abajo). Las menores magnitudes son desplegadas en tonos azules, las magnitudes medias en tonos verdes y amarillos, y las mayores magnitudes espectrales son presentadas en tonos rojizos.	83
8.11. <i>Peak</i> de magnitud espectral (arriba) y <i>peak</i> de frecuencia espectral (abajo) en función del espesor, estimado en el centro de la cuña. Para los modelos de cuña tipo I (en negro), tipo IV (en rojo), y multicapa (en azul).	84
8.12. Mapa del <i>peak</i> de frecuencia instantánea sobre el reservorio Zona Glauconítica, obtenido entre los horizontes BI20 y G7.	86
8.13. Diagrama de dispersión entre el <i>peak</i> de frecuencia instantánea y los espesores de la Zona Glauconítica, estimados desde registros de pozos.	86
8.14. Resultado de la descomposición espectral sobre el horizonte BI20 (techo del reservorio Zona Glauconítica).	87
8.15. Resultado de la descomposición espectral sobre el horizonte BI20 (techo del reservorio Zona Glauconítica).	88
8.16. Visualización en vista de planta del componente de 10 <i>Hz</i> de frecuencia sobre el horizonte BI20.	88
8.17. Diagrama de dispersión entre el componente de 10 <i>Hz</i> de frecuencia, resultante de la descomposición espectral, y los espesores de la Zona Glauconítica, estimados desde registros de pozos.	89
8.18. (a) <i>Peak</i> de frecuencia espectral y (b) <i>Peak</i> de magnitud Espectral, calculados sobre el horizonte BI20.	89
8.19. Diagrama de dispersión entre el (a) <i>peak</i> de frecuencia espectral, (b) <i>peak</i> de magnitud espectral y los espesores de la Zona Glauconítica, estimados desde registros de pozos.	90
8.20. <i>Crossplot</i> entre las amplitudes RMS de reflexión y el espesor temporal del reservorio. Sobre el se superpone la curva de <i>tuning</i> modelada, en rojo; y la línea base o curva sin interferencia, en naranja. Los puntos sobre y a la izquierda de la curva de <i>tuning</i> han sido eliminados.	92
8.21. Etapas del proceso de desintonización y estimación del pago neto. En las imágenes, pequeños valores son desplegados en tonos violetas y azules, altos valores en tonos rojizos. Se utiliza sólo una paleta de colores con el fin de evidenciar las variaciones generadas por el proceso.	93
8.22. Diagrama de dispersión entre el pago neto estimado y el pago neto real del reservorio Zona Glauconítica estimado desde registros eléctricos.	94
8.23. Visualización en vista de planta del pago neto estimado, calibrado desde registros de pozos.	95

8.24. <i>Crossplot</i> entre la impedancia media de banda limitada y el espesor temporal del reservorio. Sobre el se superpone la curva de <i>tuning</i> modelada, en rojo. Los puntos sobre y a la izquierda de la curva de <i>tuning</i> han sido eliminados.	96
8.25. Etapas del proceso de desintonización y estimación del pago neto. En las imágenes, pequeños valores son desplegados en tonos violetas y azules, altos valores en tonos rojizos. Se utiliza sólo una paleta de colores con el fin de evidenciar las variaciones generadas por el proceso.	97
8.26. Diagrama de dispersión entre el pago neto estimado desde la impedancia media de banda limitada y el pago neto real del reservorio Zona Glauconítica estimado desde registros eléctricos.	98
8.27. Visualización en vista de planta de las amplitudes RMS, estimadas entre el techo y la base de la Zona Glauconítica Inferior (BI20-G7). Destacandose, en color blanco, las altas amplitudes, superiores a la respuesta sísmica esperada, causadas por el efecto <i>tuning</i>	99
A.1. Esquema que presenta el proceso de inversión y el modelo directo (<i>forward modeling</i>) (Brown, 2011).	109
A.2. Ejemplo de los resultados de una inversión colorida. A la izquierda se despliega un operador de inversión convolucional en el dominio del tiempo, al cual se le ha aplicado un desfase de -90° . Y a la derecha, en color rojo, el espectro sísmico medio suavizado, en color verde, el espectro de la impedancia acústica obtenida desde datos de pozos, y en color azul, el espectro del operador de inversión colorida (Team et al., 2008).	110

Índice de cuadros

2.1. Descripción litológica de la Zona Glauconítica Inferior, basada en la descripción 1:100 realizada por Gschaidler (2013) (Carpinelli et al., 2015)	16
7.1. Litologías, velocidades y densidades de las capas de rocas que representan las series reflectivas fundamentales I y IV	56
8.1. Porcentajes de variación máxima de la amplitud de reflexión para cada caso.	76

Capítulo 1

Introducción

Desde los inicios de la Empresa Nacional del Petroleo, ENAP, fundada el 19 de Junio de 1950, la producción de hidrocarburos, en la Cuenca de Magallanes, provino principalmente de areniscas de la formación Sprinhill y de tobas alteradas o fracturadas desde la formación Tobífera. Transcurridas más de seis décadas de explotación y producción, se ha constatado que los recursos asociados a estas formaciones, se encuentran en una etapa con niveles de depletación muy importantes (Carpinelli et al., 2012). Y debido a la creciente necesidad de gas en la región, se ha orientado la exploración a reservorios de hidrocarburos no convencionales, como la formación Zona Glauconítica. Formación que contiene reservorios de baja permeabilidad, con saturación y producción de hidrocarburos en caudales atractivos, (Carpinelli et al., 2013).

En el Bloque Arenal, el reservorio Zona Glauconítica se asocia con un reflector sísmico que presenta una marcada anomalía de altas amplitudes en su extremo Sur-Oeste (figura 1.1), cuyos límites se reconocen como un cambio brusco hacia el Sur, y una disminución gradual hacia el Este, la que coincide con una tendencia de menor espesor total del reservorio. Hacia el Norte y Oeste, se desconoce la extensión de la zona anómala debido a que su superficie excede tanto el límite contractual del Bloque Arenal, como también la cobertura de la sísmica 3D (Carpinelli et al., 2015).

El intervalo objetivo en el reservorio, se encuentra por debajo del límite de resolución sísmica vertical, por lo que, no es posible predecir el espesor y la extensión del área productiva mediante atributos sísmicos (Burge et al., 2015).

Carpinelli et al. (2012) a partir de un modelo de impedancias simple, mostró que las variaciones de espesor de la capa de menor impedancia afectaban la amplitud de un reflector sintético, por lo cual propone que el mapa de amplitudes extraídas desde el techo del reservorio sea utilizado como un mapa de espesor de las litologías piroclásticas (espesor de pago). Razón por la cual, la exploración se ha circunscrito dentro de la zona que presenta la anomalía (Carpinelli et al., 2015).

Sobre el umbral de resolución sísmica, la estimación cuantitativa del espesor se realiza mediante la medición de la separación temporal *peak* a valle de las reflexiones desde el techo y la base del estrato de roca, respectivamente. Pero en

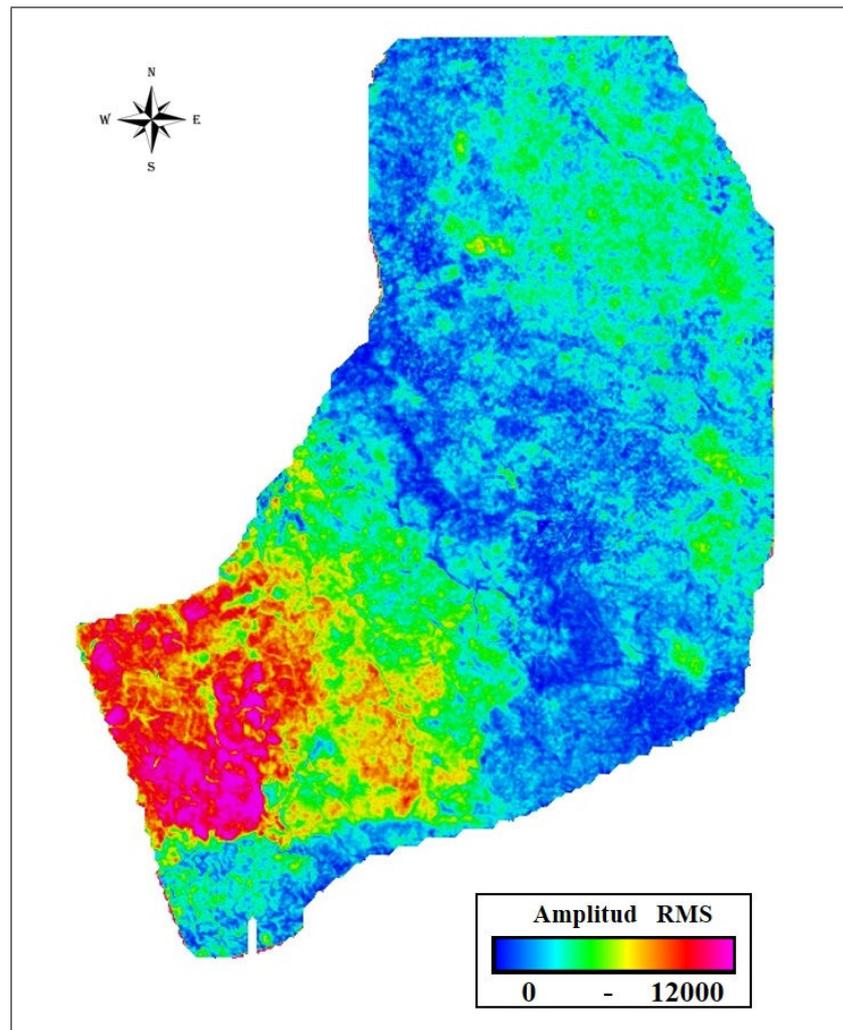


Figura 1.1: Imagen sísmica del Bloque Arenal, de las amplitudes de reflexión RMS, entre los horizontes BI20 y G7, techo y base de la Zona Glauconítica Inferior, respectivamente. Las altas amplitudes RMS, se presentan en colores rojizos, y las bajas amplitudes cercanas a cero en tonos azules.

capas sísmicamente delgadas este intervalo aparentemente se estabiliza producto de interferencia entre las reflexiones, generando, en la mayoría de los casos, una sobrestimación del espesor de la roca.

Por otra parte, las acumulaciones de hidrocarburos en capas sísmicamente delgadas, bajo el límite de resolución sísmica vertical, son comúnmente evidentes como anomalías de altas amplitudes (“*bright spots*”) (Simm, 2009). Sin embargo, aunque la presencia de hidrocarburos sea un factor importante en la amplitud sísmica, los efectos de interferencia generados por las fluctuaciones de espesor, más conocido como efecto *tuning*, corresponden al factor más significativo que afecta la amplitud sísmica. Motivo por el cual, las amplitudes sísmicas de reflexión no deben ser utilizados como indicadores directos del espesor de pago (Simm, 2009).

Diversos autores han logrado relacionar atributos sísmicos al espesor de una capa delgada Widess (1973) y Chung and Lawton (1995), demostraron que el espesor de una capa delgada puede ser evaluado a partir de la amplitud de reflexión, pero esta aproximación es propensa a errores y altamente dependiente de la magnitud y de la determinación de la fase de la reflexión. Liu et al. (2006) demostraron la utilidad del *peak* de frecuencia instantánea en la determinación del espesor. Marfurt and Kirlin (2001); Partyka (2005); Partyka et al. (1999), determinaron que el método de descomposición espectral proporciona un enfoque robusto e independiente de la fase para la estimación del espesor sísmico, sin embargo, este método tiene problemas en capas delgadas, si el ancho de banda sísmico es insuficiente para identificar la periodicidad de las nodos.

Brown et al. (1986, 1984) relacionando la curva de *tuning* y la nube de puntos resultante del diagrama de dispersión entre las amplitudes sísmicas y el espesor aparente de un reservorio objetivo, introdujo una técnica que pretende eliminar el efecto de interferencia producto de la variación del espesor, el efecto *tuning*, en las amplitudes sísmicas. Técnica a la que llamó “desintonización” o “*detuning*”, y cuyo resultado corresponde a variaciones de amplitud solamente relacionadas a variaciones de las propiedades físicas de la roca, las que se pueden relacionar directamente a la calidad del reservorio estudiado.

El conocimiento preciso del espesor del reservorio objetivo y una estimación razonablemente concisa del volumen de hidrocarburos, son factores de gran importancia, que apoyan las decisiones de exploración y perforación. El presente trabajo está enfocado en la evaluación de los atributos complejos y la descomposición espectral, como técnicas de estimación del espesor bajo el límite de resolución sísmica vertical. Como también, en la evaluación y aplicación de las técnicas de desintonización y estimación del pago neto. Con el fin de precisar el espesor del reservorio objetivo, realizar una estimación del volumen potencial de hidrocarburos y finalmente discernir si las altas amplitudes que conforman la anomalía son asociadas al efecto *tuning*.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivos generales

El objetivo general de este trabajo consiste en lograr evaluar de manera precisa el espesor del reservorio Zona Glauconítica Inferior, permitiendo una estimación del volumen potencial de hidrocarburos mediante atributos sísmicos. Y a través del proceso de desintonización sísmica lograr discernir si la anomalía de altas amplitudes es generada por el efecto *tuning*.

1.1.2. Objetivos Específicos

- Evaluar distintos parámetros que afectan la amplitud sísmica.
- Mediante la técnica de azulado espectral (Lancaster and Whitcombe, 2000) aumentar la resolución de los datos sísmicos 3D.
- Realizar una descomposición espectral de los datos sísmicos 3D, utilizando el algoritmo *Matching Pursuit* (Mallat and Zhang, 1993).
- Generar el atributo complejo, frecuencia instantánea (Taner et al., 1979).
- Evaluar mediante sencillos modelos de cuña la aplicación de los atributos frecuencia instantánea, frecuencia espectral, y la descomposición espectral, en la estimación del espesor en capas sísmicamente delgadas.
- Utilizando el algoritmo *Seismic Coloured Inversion* (Lancaster and Whitcombe, 2000), invertir los datos sísmicos 3D, a datos de impedancia acústica de banda limitada.
- Aplicar los algoritmos de desintonización y estimación del pago neto desarrollados por Brown et al. (1986, 1984) y Connolly (2007).

1.2. Zona de Estudio

El Bloque Arenal se encuentra ubicado en el Norte de la Isla Tierra del Fuego, en la Región de Magallanes y Antártica Chilena, en el extremo Sur de Chile Continental. Entre las coordenadas WGS84 4.180.750 – 4.133.523 S y 444.037 – 477.930 E, sobre la cuenca de Magallanes, en una posición relativamente central de está, a 130 *km* del frente de deformación (Adaros et al., 2006), zona destacada por el polígono azul, en la figura 1.2.

Está área corresponde a una zona delimitada por Contratos Especiales para la Operación Petrolera (CEOP), en la cual se realizó una adquisición sísmica 3D de 1000 *km*², que finalizó el año 2008, la que abarca todo el Bloque Arenal.

En el subsuelo del Bloque Arenal se encuentra la Formación “Zona Glauconítica”, definida así por Mohr en el año 1945, la que, en nomenclatura ENAP, está asociada a un marker de correlación regional denominado *G7* y ha sido caracterizada como una formación que contiene reservorios de baja permeabilidad (Carpinelli et al., 2013), reservorio que corresponde al área de estudio para este trabajo, y en la que se aprecia una marcada anomalía de alta amplitud, tal como se observa en la figura 1.1.

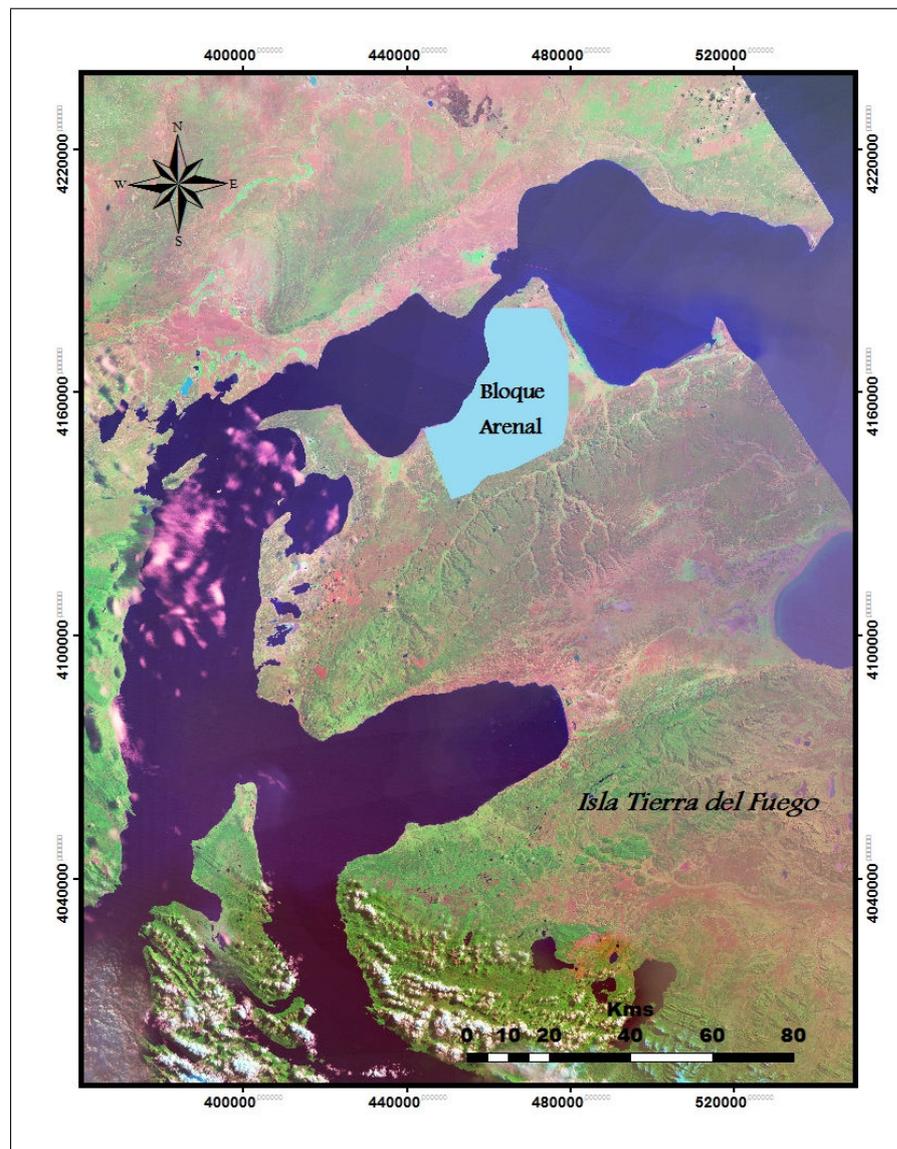


Figura 1.2: Ubicación del Bloque Arenal

Capítulo 2

Marco Geológico

Con el objetivo de ubicar la región estudiada dentro de un contexto tectónico global, se describe a continuación un resumen de la evolución geológica y la geología estructural de la Cuenca de Magallanes, y se presenta en detalle la descripción estratigráfica de la Zona Glauconítica en el Bloque Arenal.

2.1. Formación de la cuenca

La cuenca de Magallanes comprende un área de más de 160.000 km^2 , ubicada en el extremo Sur de la placa Sudamericana, en el territorio Patagónico Austral e Isla Tierra del Fuego, entre los 47° y 55° de latitud Sur. Tiene un relleno sedimentario que alcanza los 8000 m de profundidad en el centro, cerca de Punta Arenas y su profundidad disminuye gradualmente hacia el Norte y el este (Biddle et al., 1986), como es mostrado en la figura 2.1.

La evolución de la cuenca Magallanes evidencia dos etapas principales. La primera se vincula a extensión, asociada a la ruptura inicial de Gondwana, que afectó todo el sector austral de la Patagonia entre el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano, figura 2.2. (Mpodosis et al., 2011). El segundo evento de escala regional es como cuenca Antepaís, producido por la activación de sistemas de subducción compresivos en el margen pacífico de la placa Sudamericana, hecho vinculado al inicio de la apertura del Atlántico en el Turoniano-Coniaciano (85 Ma), figura 2.3. En el margen occidental de la Cuenca de Magallanes, donde se ubicaba el antiguo depocentro extensional, se desarrolla una faja plegada que carga tectónicamente la litosfera y la deflecta, iniciándose así el desarrollo de la fase antepaís de la cuenca (Carpinelli et al., 2015).

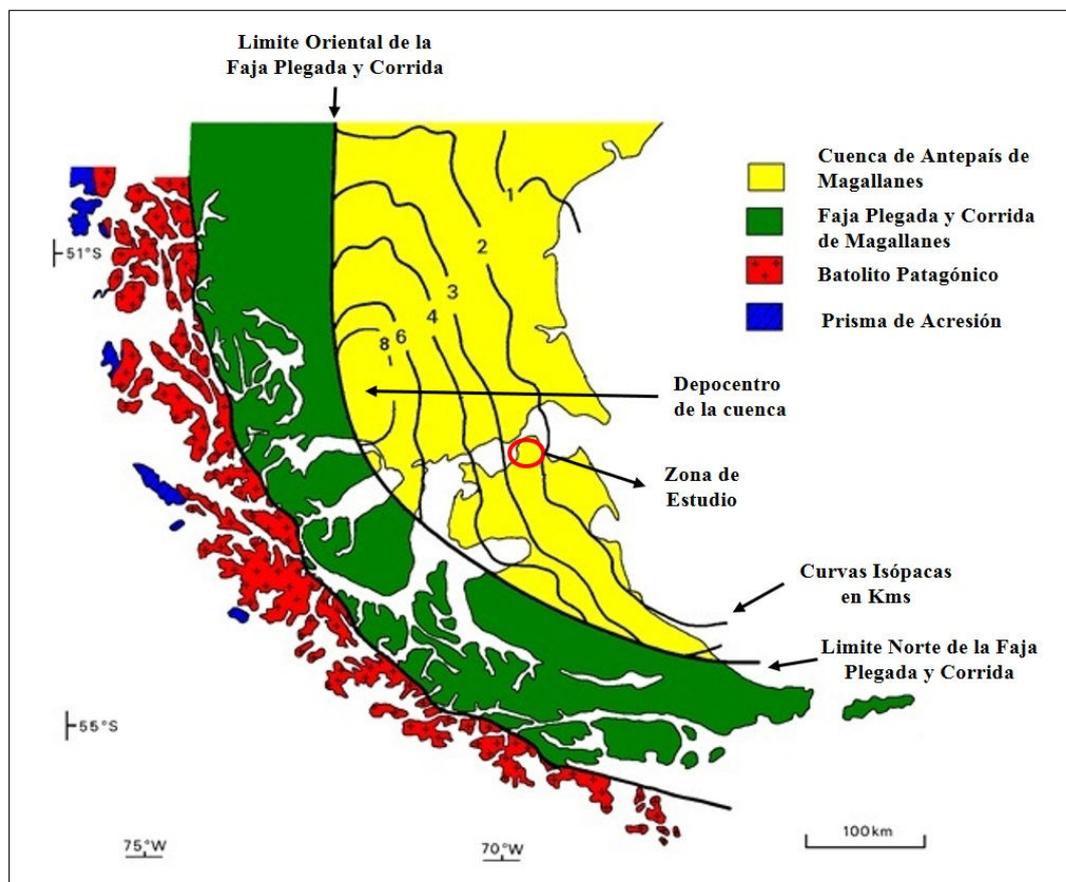


Figura 2.1: Cuenca de Magallanes (modificado de Mella (2001)).

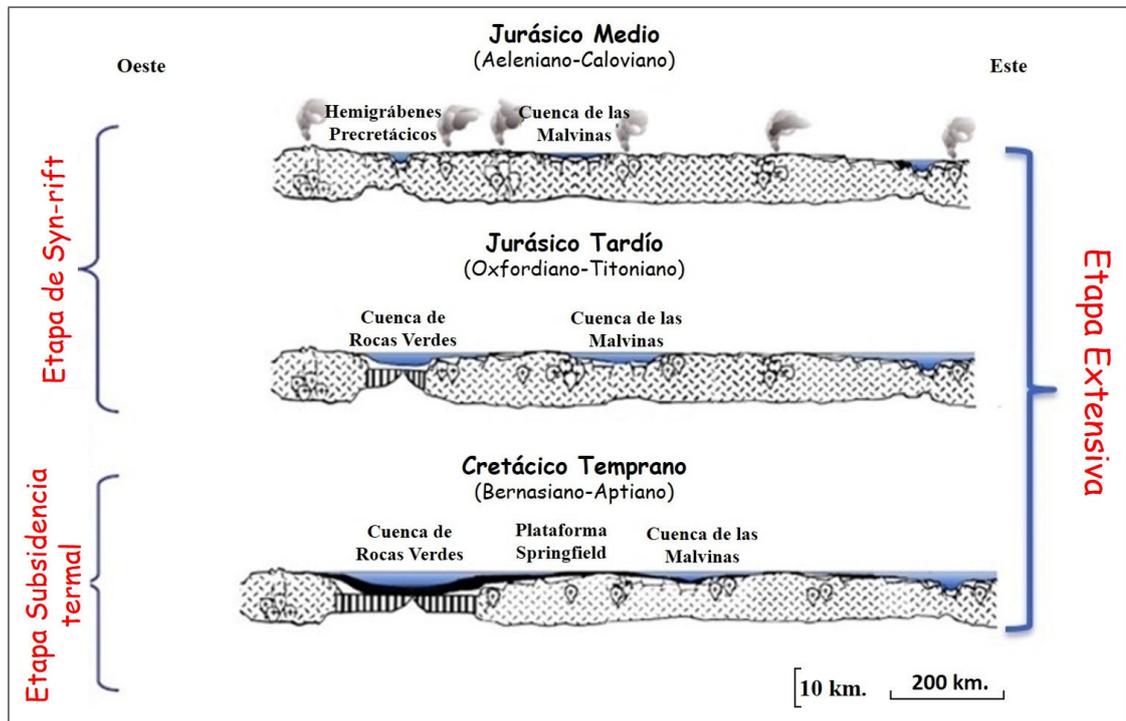


Figura 2.2: Evolución tectónica de la Cuenca de Magallanes (modificado de Galeazzi (1998)).

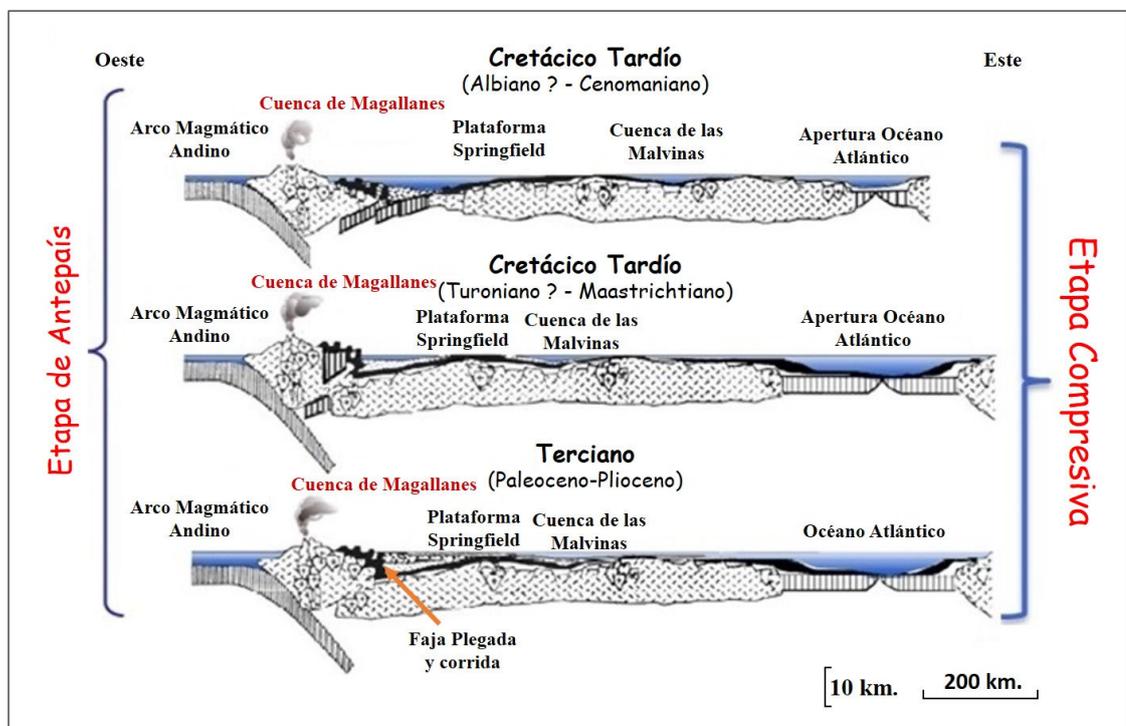


Figura 2.3: Evolución tectónica de la Cuenca de Magallanes (modificado de Galeazzi (1998)).

2.1.1. Etapa Extensiva

Etapa de Synrift

Hacia fines del Triásico y comienzos del Jurásico, se produce un importante cambio en el contexto geotectónico de Gondwana Suroccidental, al comenzar un régimen tectónico de extensión en todo el margen Sur del Paleocóntinente. Esta condición originó el fallamiento normal del Basamento metamórfico Paleozoico en una serie de grábenes y hemigrábenes de orientación NNO-SSE, dentro de los cuales se depositan secuencias de volcanitas y sedimentos continentales coluviales y marinos someros, agrupados en la nomenclatura estratigráfica como Serie Tobífera (Harambour and Soffia, 1988).

Etapa de subsidencia térmica

Le siguen al período de Synrift, dos fases de subsidencia térmica. La Fase “preatlántica” ocurrida durante el Jurásico Superior-Neocomiano, evidenciada en una transgresión generalizada, que avanzó hacia el Este y el Norte a partir del Jurásico Superior, cubriendo gran parte del Alto de Río Chico-Dungenes en el Barremiano. Este arreglo retrogradacional sobre las series volcánicas deja como facies basales los ciclos arenosos de la Formación Sprinhill, principal reservorio hidrocarbúfero de la cuenca (Mpodozis et al., 2011).

La Fase “atlántica”, ocurrida durante el período comprendido entre el Aptiano y el Coniaciano, corresponde a una etapa de rápida expansión oceánica cretácica en el Atlántico, acompañada de un incremento en la velocidad de convergencia entre las placas Pacífica y Sudamericana e inicio de la subducción en el borde interno de la Cuenca de Rocas Verdes, que llevó al cierre de esta en el Coniaciano (Mpodozis et al., 2011).

2.1.2. Etapa Compresiva o de Antepaís

Durante el Cretácico Superior, la paleografía del extremo Sur del continente americano cambió drásticamente al comenzar el levantamiento tectónico de los Andes Australes. Este fenómeno, acompañado del apilamiento tectónico de material derivado de la Cuenca de Rocas Verdes y el margen occidental de la Plataforma Magallánica sobre el borde continental, produjo carga tectónica, flexura de la corteza y la formación de una elongada y extensa cuenca de Antepaís que se desarrolló entre la zona de Lago Viedma por el Norte y Tierra del Fuego por el Sur, y que permaneció activa desde el Cretácico Superior al Cenozoico: La “Cuenca de Antepaís de Magallanes” (Harambour and Soffia, 1988), (Biddle et al., 1986). Sobre el antiguo depocentro de la cuenca se implantan entonces cuencas de Antepaís asociadas a carga tectónica. A su vez, los sucesivos cambios de configuración de las placas oceánicas y centros de expansión pacíficos ocasionaron variaciones en el ángulo y velocidad de convergencia contra la placa Sudamericana, reflejados en el registro estratigráfico como límites de las Megasecuencias de Origen Tectónico, tal como es mostrado en la figura 2.4, en la cual se diferencian

las distintas Megasecuencias sobre una línea sísmica. La información de superficie y del subsuelo permite establecer la existencia de cuatro Megasecuencias y un período transicional entre dos de éstas (Mpodozis et al., 2011).

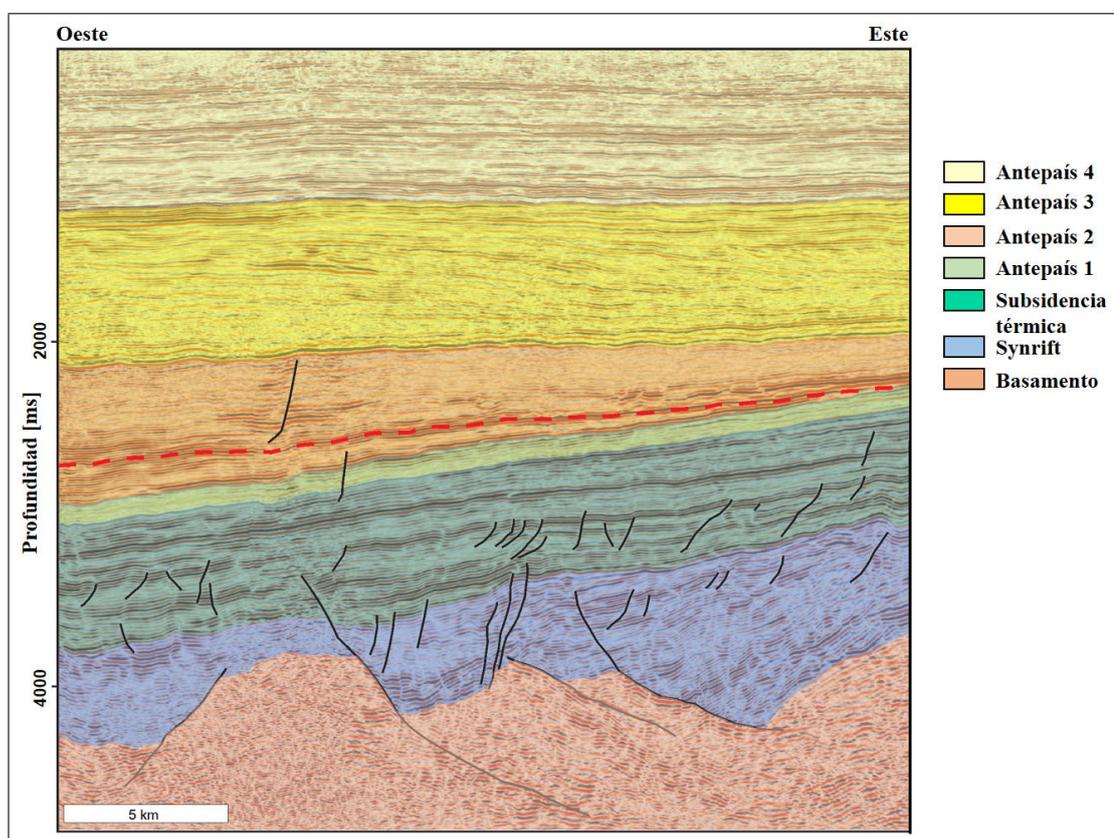


Figura 2.4: Megasecuencias de la cuenca Austral - Magallanes interpretadas sobre línea sísmica en tiempo (Modificado de Mpodozis et al. (2011)).

Megasecuencia de Antepaís 1

El desarrollo de la primera Megasecuencia de Antepaís ocurrió entre el Turoniano-Campaniano a Maastrichtiano, depositándose en el área central y oriental de la de plataforma Formación “Lutitas Gris Verdosas”, contemporánea a los complejos de turbiditas, constituyendo el relleno inicial de la cuenca de antepaís en el depocentro que actualmente ocupa la faja plegada occidental (Carpinelli et al., 2013). Por sobre las facies pelíticas de la Formación “Lutitas Gris Verdosas” se disponen facies más arenosas acumuladas entre el Coniaciano y el Campaniano, agrupadas en la Formación “Lutitas Arenosas”.

Megasecuencia de Antepaís 2

Durante el Paleoceno a Eoceno se deposita una segunda Megasecuencia de Antepaís, que se desarrolla como una cuña con un marcado engrosamiento en sentido Oeste y un importante incremento de espesor desde el Norte hacia el Sur.

Es hacia el final de este lapso donde se ubica la denominada “Zona Glauconítica”, correspondiente al área de estudio de este trabajo, caracterizada por corresponder a un evento predominantemente transgresivo, compuesto por sedimentos marinos, areniscas y limolitas que se intercalan con pulsos de influjo de sedimento volcánico que dejaron como impronta en la sísmica un patrón de *onlap*¹ de reflectores, generalmente de alta amplitud, que se acuñan hacia el Este (Carpinelli et al., 2012).

Megasecuencia de Antepaís 3

Durante el Oligoceno y el Mioceno se desarrolla la depositación de una tercera Megasecuencia. Internamente esta Megasecuencia se caracteriza por un arreglo de secuencias de carácter progradacional y un patrón sísmico clinoforme de alto ángulo, con aporte Sur-Oeste a Nor-Este, las secuencias más tardías presentan un aporte agradacional, conformando una amplia llanura fluviodeltaica. Algunas de las secuencias que constituyen la tercera Megasecuencia presentan flujos turbidíticos, entre los cuales se cuentan el sistema de flujos volcánico-arenoso que constituye el reservorio del yacimiento tropilla (Carpinelli et al., 2013).

Megasecuencia de Antepaís 4

El inicio de la colisión de la Dorsal de Chile (límite divergente entre las placas Nazca y Antártica) con el extremo Sur de Sudamérica durante el Mioceno Temprano (18 Ma), señala el inicio de la cuarta y última Megasecuencia de Antepaís de la cuenca de Magallanes (Carpinelli et al., 2012). Los ambientes sedimentarios que dominan durante la depositación de esta Megasecuencia constituyen barras mareales que han sido interpretadas como estuarios (Carpinelli et al., 2013).

2.2. Geología Estructural

A gran escala, las rocas sedimentarias acumuladas en la Cuenca de Magallanes se disponen en dos dominios estructurales mayores separados por el frente orogénico Andino. El primero corresponde a la región andina interna, producto de la tectónica compresiva que caracterizó el margen occidental de la placa Sudamericana desde el cretácico Superior hasta el presente, dispuesta al Oeste y Sur del frente orogénico. Y el segundo gran dominio estructural, en la región más externa de la Cordillera, hacia el antepaís, ubicado al Norte y el Este del frente orogénico, no afectada por los procesos tectónicos compresivos (Mpodosis et al., 2011).

¹*Onlap*: terminación sucesiva de los estratos hacia el suelo en la base de una unidad de depositación. Es evidencia de un aumento relativo del nivel del mar (Sheriff, 2002).

Dominio de deformación interna

El dominio de deformación interna de la faja plegada se caracteriza por una intensa deformación compresiva, incluyendo zonas con deformación dúctil y zonas con metamorfismo de alto grado en la Cordillera de Darwin. El rumbo de estas estructuras es paralelo a la orientación general de la cadena orogénica. Pasando progresivamente de una orientación dominante Norte-Sur en la zona de los lagos Argentino y Viedma y el sector Última Esperanza a una zona de máxima curvatura u “oroclino” cóncavo hacia el Noreste en el sector Isla Riesco y Península de Brunswick, adoptando finalmente una disposición Este-Sudeste en la Isla Tierra del Fuego (Mpodozis et al., 2011).

Dominio de deformación externa

La faja plegada y corrida externa se caracteriza por una disminución progresiva de la intensidad de deformación de Oeste a Este, que pasa de corrimientos que involucran al Basamento y cubierta sedimentaria a suaves pliegues de gran longitud de onda en su borde oriental. Allí la faja involucra sedimentos terciarios, generalmente plegados en un monoclin² frontal o en suaves anticlinales³ y sinclinales⁴ asociados a un frente orogénico no aflorante. En la zona de Antepaís, la tectónica extensional del Jurásico Superior condicionó el tipo de estructuras que se desarrollan hoy en día. El Basamento Paleozoico y los niveles Jurásicos de synrift se disponen en bloques estructurales rotados, limitados por fallas normales de alto ángulo, definiendo hemigrábenes, donde los depósitos volcanoclásticos de synrift muestran típicas geometrías de cuña con inclinaciones divergentes antitéticas a la falla de borde. Las Megasecuencias de subsidencia térmica y antepaís, describen suaves pliegues de gran amplitud, originadas por compactación diferencial sobre los bloques altos de las fallas jurásicas. La carga sedimentaria a su vez originó la reactivación extensional de las fallas Jurásicas, que en ciertos casos se propagan dentro de la sección Cretácica incrementando aún más el relieve de los pliegues generados en niveles más jóvenes (Mpodozis et al., 2011).

A estas estructuras se superponen estructuras antifor⁵ y sinfor⁶ regionales de gran escala, características de cuencas de antepaís con subsidencia por carga tectónica, las pendientes regionales se incrementan hacia el Oeste y Sur. En las zonas donde la carga tectónica cesa, las pendientes regionales decrecen y la influencia relativa de la estructura Jurásica en los niveles más jóvenes se incrementa.

²Monoclinal: suave flexión estructural, en la que el buzamiento es en la misma dirección, pero no de igual magnitud (Sheriff, 2002).

³Anticlinal: pliegue en el que rocas estratificadas se sumergen en direcciones opuestas desde una cresta. Las capas son convexas hacia arriba (Sheriff, 2002).

⁴Sinclinal: pliegue en el que rocas estratificadas se inclinan hacia una depresión central. Las rocas son concavas hacia arriba (Sheriff, 2002).

⁵Antiforme: pliegue convexo hacia arriba (Allaby, 2013).

⁶Sinforme: pliegue convexo hacia abajo (Allaby, 2013).

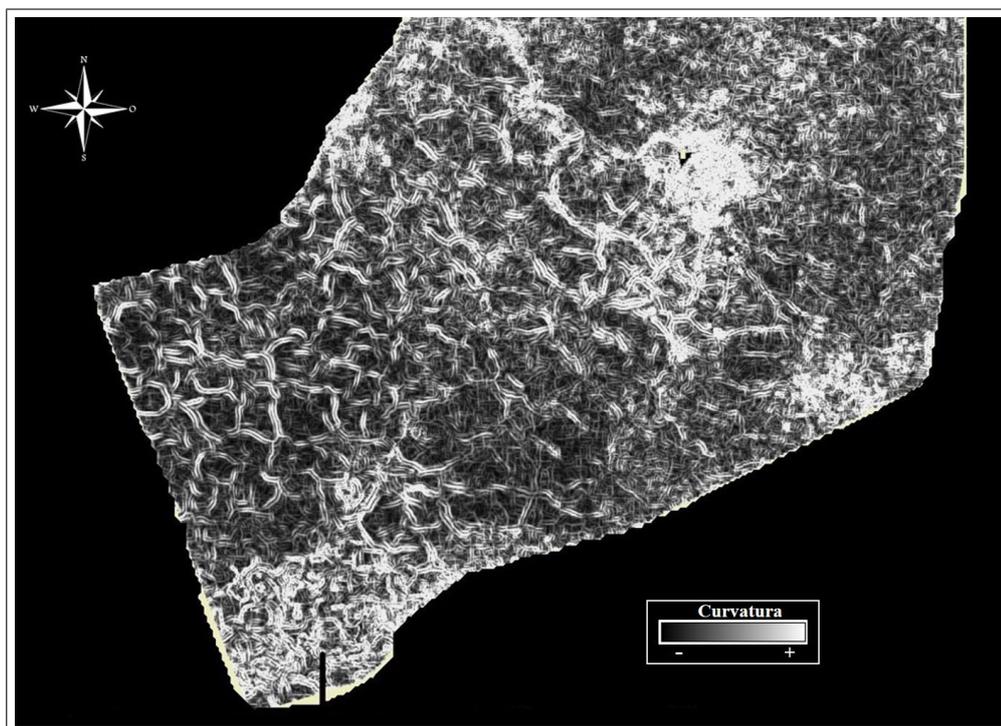


Figura 2.5: Sistema de Fallas Poligonales, observado en el Terciario Inferior en la Cuenca de Magallanes, Area Sur del Bloque Arenal.

Sistema de fallas poligonales

Los Sistemas de Fallas Poligonales (SFP) corresponden a una matriz de fallas extensionales, que se caracterizan por poseer una distribución geométrica de tipo poligonal, relacionadas a un intervalo sedimentario específico. éstos sistemas son producto de procesos diagenéticos, no tectónicos, comunes en aguas profundas de sedimentos de grano fino. A diferencia de los sistemas de fallas tectónicas, se cree que los SFP representan la acción combinada de la disminución del volumen y la expulsión de agua de arcillas expansivas, debido a la disminución de la tensión horizontal y la fracturación hidráulica episódica (Cartwright, 2011).

La sísmica de alta resolución en el Bloque Arenal, reveló un intervalo deformado por fallas en el Terciario Inferior en la Cuenca de Magallanes, como es posible apreciar en la figura 2.5. Este intervalo está limitado por una estratigrafía relativamente inalterada, caracterizada por reflexiones continuas. La naturaleza ligada al estrato y la extensa distribución del intervalo fallado con distribuciones casi isotropicas de las direcciones de las fallas y su configuración poligonal, en vista de planta, sugieren que representa una característica diagenética en lugar de tectónica compatible con un sistema de fallas poligonales (SFP) (Pinto et al., 2014).

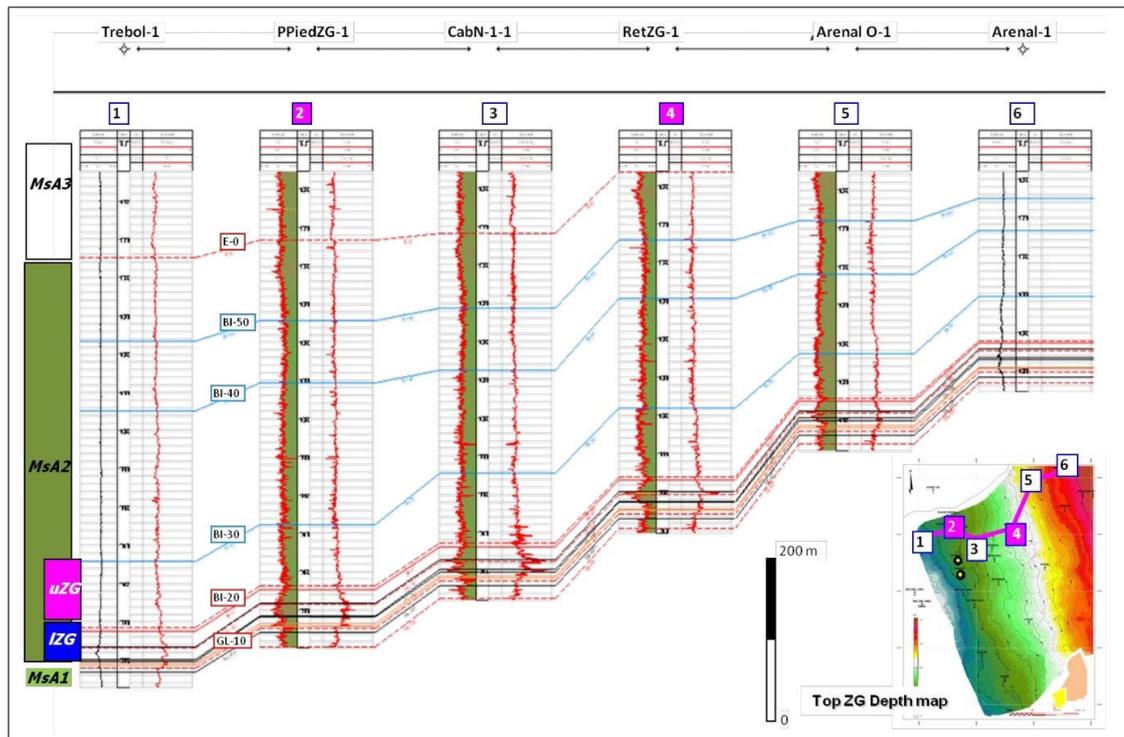


Figura 2.6: Sección estratigráfica de la Megasecuencia Antepaís 2 en el sector Suroeste del Bloque Arenal. uZG=Zona Glauconítica Superior, IZG= Zona Glauconítica Inferior (Carpinelli et al., 2012).

2.3. Estratigrafía de la Zona Glauconítica

El reservorio Zona Glauconítica se ubica en la base de una cuña sedimentaria depositada durante el Paleoceno-Eoceno, que se apoya en *onlap* costero sobre un paleo-alto continental ubicado al Este, denominada por Mella et al. (2007) como Megasecuencia de Antepaís 2, presentando mayores espesores en el Sur-Oeste del Bloque Arenal y acuñaándose hacia el Nor-Este.

Dentro de la Zona Glauconítica se reconocen dos miembros. La más reciente de estas unidades se denomina Zona Glauconítica Superior (uZG, en la figura 2.6), definida entre los markers eléctricos BI30-BI20, constituida principalmente por limolitas glauconíticas y areniscas de cuarzo. Por debajo de la Zona Glauconítica Superior se define una unidad constituida por limolitas glauconíticas y niveles de alta concentración de material volcánico retrabajado cuyo espesor varía de 40 a 70 m. esta unidad se define entre los markers eléctricos BI20-GL10 (G7) y se denomina como la Zona Glauconítica Inferior (ZGi, en la figura 2.6). La porción intermedia de esta unidad está constituida por intercalaciones de niveles de 30-50 cm de alta concentración de material volcánico explosivo vítreo. En conjunto con las litologías tobaceas constituyen el reservorio de gas de la Zona Glauconítica.

Dentro del marco de Megasecuencias, para el Bloque Arenal, se reconocen las siguientes discordancias mayores (figura 2.7):

EO = Base de la Megasecuencia de Antepaís 3, Base del Oligoceno

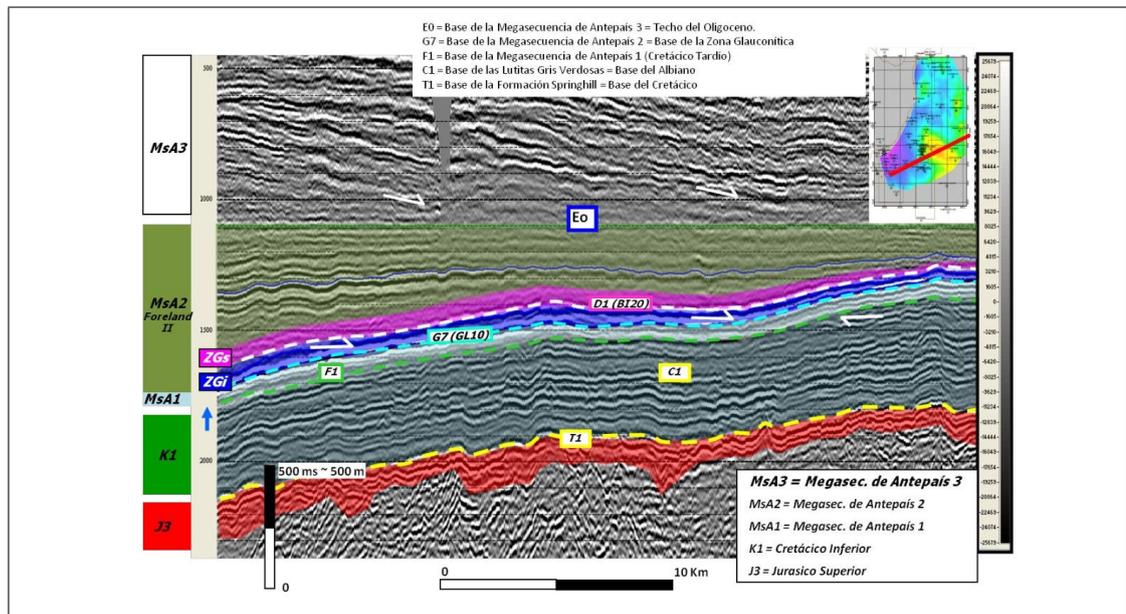


Figura 2.7: línea sísmica SW-NE horizontalizada a EO (Techo del Oligoceno), en ella se muestra la estratigrafía de la Zona Glaucónica del Bloque Arenal. ZGi = Zona Glaucónica inferior, ZGs = Zona Glaucónica superior. ((Carpinelli et al., 2015))

G7 = Base de la Megasecuencia de Antepaís 2, Base de la Zona Glaucónica

F1 = Base de la Megasecuencia de Antepaís 1

C1 = Base de Lutitas Gris Verdosas

T1 = Base de la Formación Springhill

La Zona Glaucónica es definida sobre la base de las discordancias:

BI30 = Techo de la Zona Glaucónica Superior

D1 = Techo de la Zona Glaucónica Inferior (BI20)

G7 = Base de la Zona Glaucónica Inferior

Estratigrafía en detalle de la Zona Glaucónica Inferior

Antecedentes recabados desde perfiles eléctricos, coronas, descripción de *cuttings* y cromotografía, indican que la Zona Glaucónica Inferior, para el área de Cabaña, descrito de tope a base, consiste en:

20 m	Arcillolita gris pardo, gris pardo oscuro, con inclusiones limosas y glauconita aislada.
2 m	de toba gris oscuro, fina y con cavernas llenas de minerales verdes, en parte alterados, muy dura.
18 m	de Arenisca arcillosa – arcillolita arenosa gris medio, muy fina con clastos de cuarzo y glauconita subredondeado, buena clasificación, matriz arcillosa, fragmentos líticos y arcillosos. Bien consolidada.
2 m	de toba gris oscuro, fina y con cavernas llenas de minerales verdes.
4 m	de alternancias de arcillolita pardo-grisáceo y arenisca arcillosa-arcillolita arenosa.

Cuadro 2.1: Descripción litológica de la Zona Glauconítica Inferior, basada en la descripción 1:100 realizada por Gschaider (2013) (Carpinelli et al., 2015)

esta columna está basada en la descripción 1:100 realizada por Gschaider (2013), mostrada en la figura 2.8, que es asimilable en escala, a la escala de correlación de pozo con perfiles eléctricos. De esta descripción, y de su expresión en perfiles eléctricos, se concluye que la litología más representativa de la Zona Glauconítica Inferior corresponde a una variedad de limolitas (Wackas pelíticas) glauconíticas con ocasional presencia arena fina. Puntualmente, dentro de la variedad de limolitas glauconíticas, se reconocen, al menos dos niveles estratigráficos litológicamente diferentes a estas limolitas; las limoarcillolitas y las rocas piroclásticas; siendo más abundantes las limoarcillolitas (Carpinelli et al., 2012).

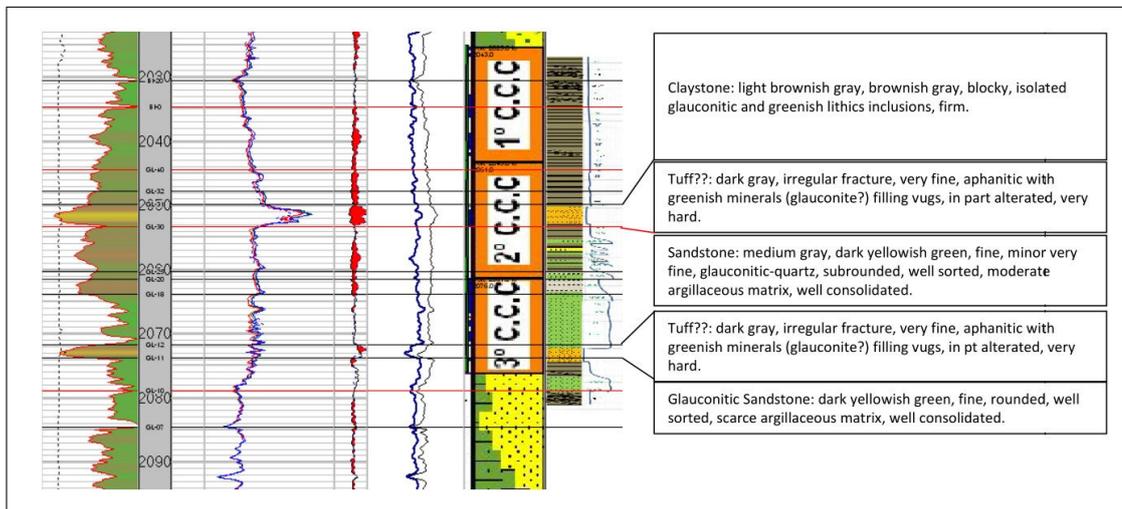


Figura 2.8: Descripción de corona 1:100. (Carpinelli et al., 2012)

Capítulo 3

Método Sísmico

La exploración sísmológica emplea ondas elásticas, generadas artificialmente, que se propagan a través del subsuelo, cuyo principal objetivo es el estudio del subsuelo en general, permitiendo obtener información sobre las propiedades físicas y elásticas de los diferentes materiales que lo conforman.

La técnica básica de la exploración sísmica consiste en la generación de las ondas sísmicas mediante una fuente emisora y la medición de los tiempos requeridos por las ondas para viajar desde la fuente a una serie de geófonos. Con el conocimiento de los tiempos de viaje en varios geófonos y la velocidad de las ondas, se reconstruyen las trayectorias de las ondas sísmicas (Shearer, 2009; Sheriff and Geldart, 1995).

Información estructural es derivada principalmente de las trayectorias, las que pueden separarse en dos categorías principales; trayectorias reflectadas o trayectorias refractadas, donde la porción principal de la trayectoria es a lo largo de una interface entre dos capas de roca, y por lo tanto su trayectoria es mayormente horizontal. Y las trayectorias reflectadas, en donde las ondas viajan inicialmente hacia abajo y en cierto punto son reflejadas de regreso a la superficie, es decir su trayectoria es mayormente vertical. Para ambos tipos de trayectoria, los tiempos de viaje dependen de las propiedades físicas de las rocas y de las características del estrato (Sheriff and Geldart, 1995). Entregando información sobre la geología del subsuelo, desde los tiempos de viaje observados y de las variaciones en amplitud, frecuencia y de forma de la onda.

3.1. Principios Básicos del método sísmico

3.1.1. Ondas Sísmicas

Una onda se puede definir como una perturbación que se propaga a través de un cuerpo o superficie de un medio, sin involucrar movimiento neto del material (Sheriff, 1991). Las ondas sísmicas son ondas elásticas que se propagan en la tierra, induciendo deformación elástica a lo largo de la trayectoria de propagación (Yilmaz, 2001). éstas pueden ser agrupadas en dos clases principales, ondas de cuerpo y ondas de superficie. Las ondas de cuerpo, ondas compresionales y de

corte, son ondas que se propagan en el interior de capas sólidas; y las ondas de superficie, corresponden a las ondas que se propagan a lo largo de interfaces o límites, y dentro de las más conocidas están las ondas *Love* y las ondas *Rayleigh*.

En la exploración sísmológica se está principalmente interesado en las ondas de cuerpo (Yilmaz, 2001).

3.1.2. El principio de Huygens

El principio de Huygens establece que todo punto de un frente de onda inicial, puede considerarse como una fuente de onda secundaria que se extiende con la misma velocidad, frecuencia y longitud de onda, que el frente de onda del que proceden (Yilmaz, 2001). De este principio se derivan las leyes de Reflexión y Refracción.

3.1.3. Principio de Fermat

El principio de Fermat decreta que el trayecto seguido por una onda al propagarse de un punto a otro, es tal, que el tiempo empleado en recorrerlo es estacionario respecto a posibles variaciones de su trayectoria, es decir, toma el mínimo tiempo posible (Sheriff, 1991). Este principio es de gran importancia ya que nos entrega información de la geometría de las trayectorias de las ondas, y a partir del cual se deriva la ley de Snell.

3.1.4. Ley de Snell

La ley de Snell establece que el parámetro del rayo p , es constante a lo largo de toda la trayectoria de la onda. Cuando una onda sísmica, encuentra un cambio en las propiedades elásticas del material, como es el caso de una interface entre dos capas de rocas, la onda será reflejada y refractada experimentando cambios en su dirección, de manera tal que:

$$p = \frac{\sin(i)}{V_{P1}} = \frac{\sin(\theta_1)}{V_{P1}} = \frac{\sin(\phi_1)}{V_{S1}} = \frac{\sin(\theta_2)}{V_{P2}} = \frac{\sin(\phi_2)}{V_{S2}} \quad (3.1)$$

Donde i es el ángulo de la onda incidente, con velocidad V_{P1} , θ_1 y ϕ_1 , corresponden a los ángulos de las ondas P y S reflejadas en el medio 1, respectivamente; y θ_2 y ϕ_2 corresponden a los ángulos de las ondas P y S, refractadas al medio 2, tal como se aprecia en la figura 3.4 (Sheriff, 1991).

3.1.5. Impedancia Acústica

La impedancia acústica es la propiedad física cuyos cambios determinan la amplitud de una onda, con incidencia normal. Y corresponde a la multiplicación entre la velocidad de una onda P (V_P) y la densidad del medio en el que se propaga (ρ):

$$Z = \rho V_P \quad (3.2)$$

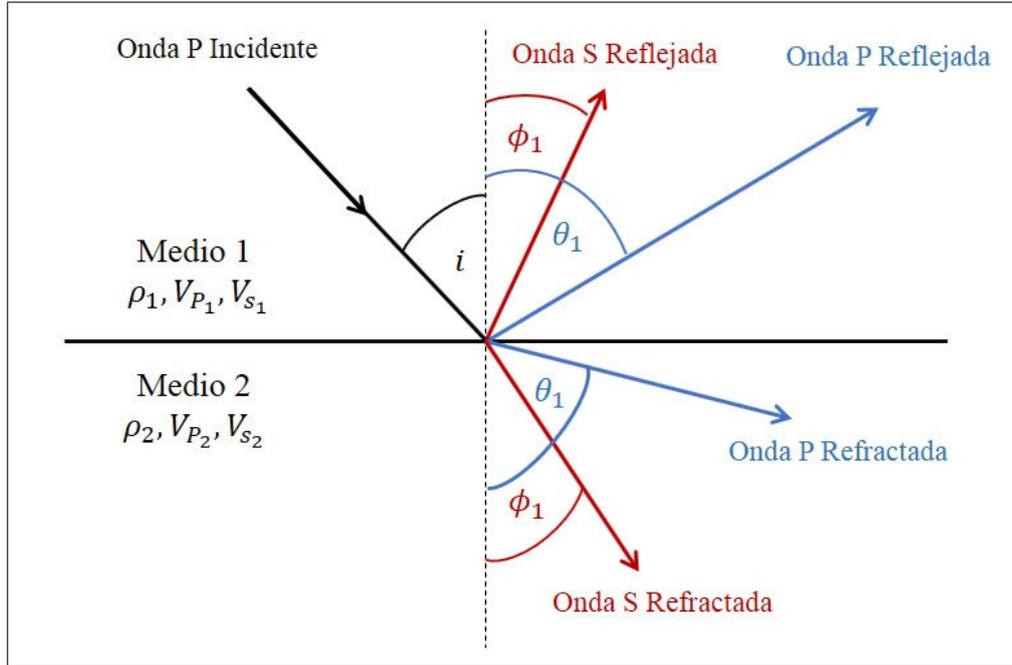


Figura 3.1: Ley de Snell

(Sheriff, 1991).

3.1.6. Coeficiente de Reflexión

Es la razón entre la amplitud (impedancia acústica) de la onda reflejada y la onda incidente. El coeficiente de reflexión, de incidencia normal, en una interface que separa medios de densidades ρ_1 y ρ_2 y velocidades V_1 y V_2 para una onda plana incidente, desde un medio 1 está definido como:

$$R = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (3.3)$$

(Sheriff, 1991).

3.1.7. Reflectividad

La serie de coeficientes de reflexión, o reflectividad, es uno de los conceptos fundamentales en el método sísmico. Representa los cambios de las propiedades elásticas entre las interfaces, y corresponde a la respuesta a los cambios de impedancia dentro de la Tierra.

$$CR_i = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} = \frac{\rho_{i+1} V_{i+1} - \rho_i V_i}{\rho_{i+1} V_{i+1} + \rho_i V_i} \quad (3.4)$$

(Sheriff, 1991)

3.1.8. Ondícula Sísmica

Matemáticamente una ondícula se describe como la suma de varias funciones armónicas que conllevan a una señal transitoria o de duración finita (González, 2000). La ondícula sísmica corresponde a un pulso unidimensional, utilizada para representar la fuente de energía, y está definida por sus espectros de amplitud y fase (Sheriff, 2002).

La fuente sísmica se origina como un paquete de energía producido por una fuente artificial, teniendo un origen y tiempo específicos. Este mismo pulso es registrado como una serie de eventos distribuidos en tiempo y energía, distribución asociada a los cambios de velocidad y densidad en el subsuelo.

Para representar las fuentes de energía se utilizan distintos tipos de ondículas, según el objetivo que se busque desarrollar, y dentro de los más conocidos se tienen las ondículas fase mínima y fase cero.

Ondículas de fase mínima

Una ondícula fase mínima corresponde a aquella en la que la energía se concentra en el inicio de su serie de tiempo (Dey, 1999), en otras palabras, la ondícula fase mínima es aquella que presenta un peak agudo en el borde cercano al eje de las ordenadas, figura 4.2 (a).

Este tipo de ondículas es ampliamente utilizado en la sísmica, ya que su forma es cercana a la de la fuente sísmica, en especial cuando se utilizan explosivos.

Ondículas de fase cero

Una ondícula fase cero es simétrica con un máximo centrado en cero (Yilmaz, 2001), es decir, presenta un peak en el eje de las ordenadas, figura 4.2 (b). En este caso la energía llega antes del tiempo cero, lo que es físicamente imposible, pero es ampliamente utilizada para facilitar la interpretación de los eventos de reflexión.

Ondícula de Ricker: Un tipo especial de ondícula fase cero, el cual fue utilizado durante todo este trabajo, es la ondícula de Ricker.

La ondícula de Ricker es una ondícula teórica obtenida mediante la resolución de la ecuación de Stokes. Ya que la ecuación toma en cuenta la viscosidad, la ondícula de Ricker es representativa de la propagación de las ondas sísmicas viajando a través de un medio viscoelástico homogéneo (Ricker, 1943; Wang, 2015).

Es una ondícula simétrica, en el dominio del tiempo y está definida por su frecuencia dominante, en el dominio de las frecuencias, como se observa en la figura 4.2 (a) y (b). En el dominio del tiempo la ondícula de Ricker queda definida como:

$$r(t) = (1 - 2\pi^2 f_m^2 t^2) e^{-\pi^2 f_m^2 t^2} \quad (3.5)$$

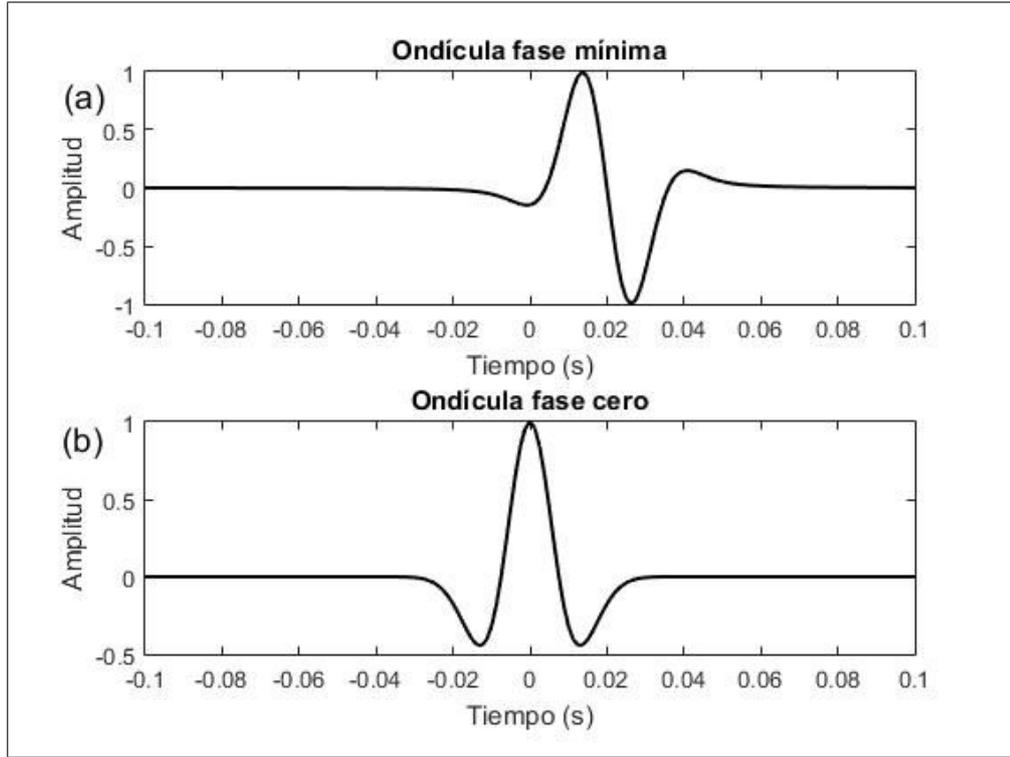


Figura 3.2: (a) Ondícula de Ricker rotada en 90° , que representa una ondícula fase mínima. (b) Ondícula de Ricker fase cero

y en el dominio de las frecuencias:

$$R(f) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{f^2}{f_m^2} e^{-\frac{f^2}{f_m^2}} \quad (3.6)$$

donde t es el tiempo en segundos, f_m es la frecuencia dominante, y f es la frecuencia.

3.1.9. Convolución

La traza o sismograma registrado en los receptores sísmicos puede ser modelado como la convolución entre la fuente sísmica y la respuesta de la tierra al impulso (Sheriff, 1991; Yilmaz, 2001).

Considerando dos series de tiempo $w(t)$ y $n(t)$. La convolución de estas dos funciones es definida como:

$$z(t) = w(t) * n(t) = \int_{-\infty}^{\infty} w(\tau)n(\tau - t)d\tau \quad (3.7)$$

Donde $z(t)$, representa la traza sísmica sintética, modelo del sismograma registrado, $w(t)$ la fuente sísmica, representada por una ondícula, y $n(t)$ es la respuesta de la tierra al impulso, función de reflectividad (Shearer, 2009; Yilmaz, 2001)

De manera sencilla podemos considerar la convolución como un operador ma-

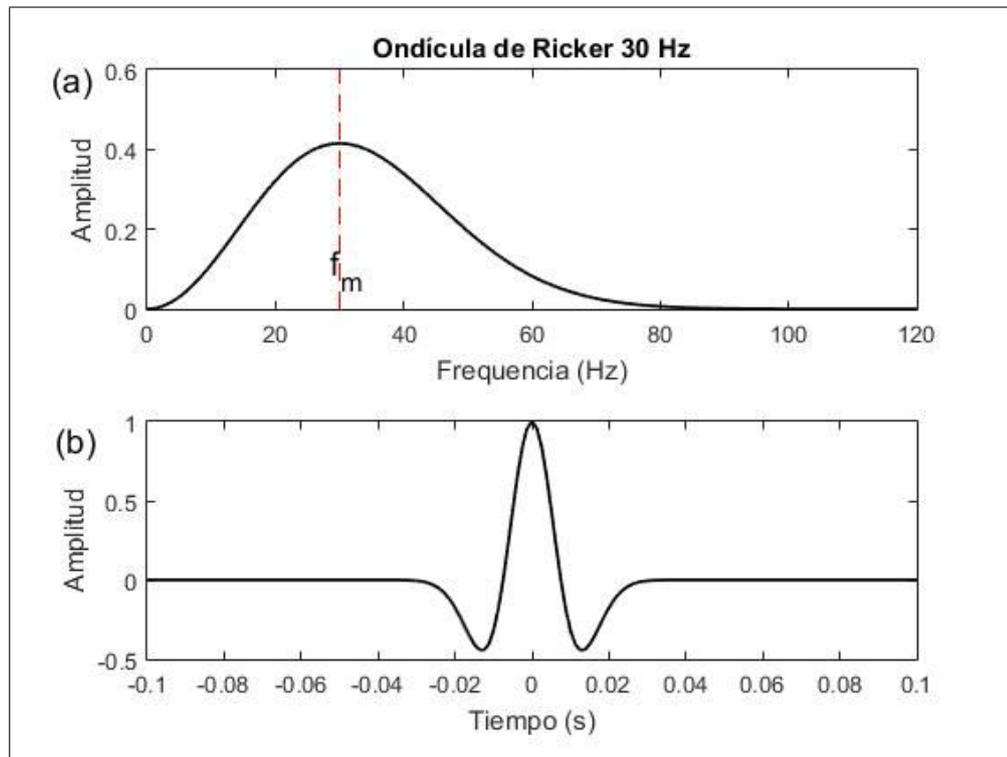


Figura 3.3: Ondícula de Ricker de 30 Hz de frecuencia dominante, (a) en el dominio de las frecuencias, (b) en el dominio del tiempo.

temático, simbolizado por un asterisco, que representa un sistema físico, en el cual dos señales son transformadas en una tercera señal.

3.1.10. Atenuación

Fenómeno de reducción de la energía o de la amplitud sísmica causado por el medio o sistema de transmisión. Usualmente generado por los efectos de dispersión geométrica, en el que la energía de las ondas se dispersa como el frente de ondas se expande, causando que la densidad de la energía varíe inversamente con la distancia a la fuente. Y por el proceso de conversión de la energía a calor, conocido como absorción (Sheriff, 2002). Este fenómeno puede ser cuantificado por el factor de calidad Q del medio (Zhang and Ulrych, 2002). El factor de calidad, Q , describe la pérdida fraccionada de energía por ciclo de oscilación. En esta definición, pequeños valores de Q , significan alta atenuación. En general, la amplitud de la onda sísmica disminuye exponencialmente con el tiempo y debido a la absorción, producto de la inelasticidad y la heterogeneidad del medio, los componentes de alta frecuencia de la onda sísmica decaen más rápidamente que los componentes de baja frecuencia, por lo cual, el espectro de una ondícula sísmica cambiará con el tiempo (Sheriff and Geldart, 1995; Tu and Lu, 2009).

Zhang and Ulrych (2002) presentaron un método para estimar el factor Q , definiendo que la absorción de las señales recibidas puede ser determinado por el factor Q intervalar y los tiempos de viaje en cada capa. Si se asume que el espectro

de amplitud de la ondícula sísmica puede ser representado como el de una ondícula de Ricker, los factores Q intervalares pueden ser calculados desde las variaciones del peak de frecuencia del espectro en función del tiempo. Desarrollando una ecuación que relaciona la absorción con la traslación del peak de frecuencia.

Asumiendo que el espectro de amplitud $B(f)$ de la ondícula fuente puede ser bien representado por el espectro de amplitud de una ondícula de Ricker, ecuación (3.6). La evolución del espectro de amplitud es ahora modelado como una ondícula de Ricker viajando en un medio visco elástico (la dispersión geométrica no es considerada). Asumiendo un medio de muchas capas y después de haber viajado t segundos, la ecuación de atenuación de la amplitud puede ser escrita como:

$$B(f, t) = A(t)B(f)e^{(\sum_{i=1}^n -\frac{ft\Delta t_i}{Q_i})} \quad (3.8)$$

Donde $A(t)$ es un factor de amplitud independiente de la frecuencia y la absorción, Q_i y Δt_i , son el factor de calidad y el tiempo de viaje en la capa, respectivamente. Se puede observar de está expresión que a medida que aumenta el tiempo, la absorción aumenta con la frecuencia, lo que resulta en un traslado del peak de frecuencia hacia las bajas frecuencias.

3.2. Método sísmico de reflexión

El método sísmico de reflexión consiste en la generación de un frente de ondas mediante una fuente de energía apropiada, (explosivos, vibroseis, etc.), y la medición de los tiempos de arribo de las ondas reflejadas en distintas interfaces del subsuelo. Estas interfaces (reflectores), corresponden a contrastes de impedancia, relacionados con las diferentes propiedades físicas de los estratos geológicos. Las reflexiones son detectadas por los receptores, ubicados en la superficie, figura 3.4 (Sheriff, 2002; Yilmaz, 2001).

Todas las trazas registradas por los receptores son posteriormente agrupadas en conjuntos llamados CDP (*Common Depth Point*), o CMP (*Common Mid-point*), el que se define como punto de reflexión común de un subconjunto de datos (Sheriff and Geldart, 1995), que separa el trayecto de la onda en distancias equidistantes entre fuente-punto de reflexión y punto de reflexión-receptor y contienen información de todas las trazas registradas, tal como es mostrado en la figura 4.5 (a), el número de trazas que componen el CDP se le denomina *fold* (cobertura). Las que ulteriormente serán agrupadas en forma de *CDP gather*, organización de trazas sísmicas con punto medio fuente-receptor común (Shearer, 2009; Sheriff, 2002), figura 3.5 (b).

Los tiempos de llegada de las ondas reflejadas en cada receptor dependen de la profundidad del reflector, como también de la distancia entre la fuente y el receptor, distancia conocida como *offset*, y el aumento de está, provoca un desfase en el tiempo de llegada, el que aumenta a medida que aumenta el *offset*, como se aprecia en la figura 3.5(b), imagen en la que se agrupan las trazas con un punto medio común, *CPP gather*, en donde se percibe un aumento en el tiempo de arribo de las reflexiones a medida que aumenta la distancia.

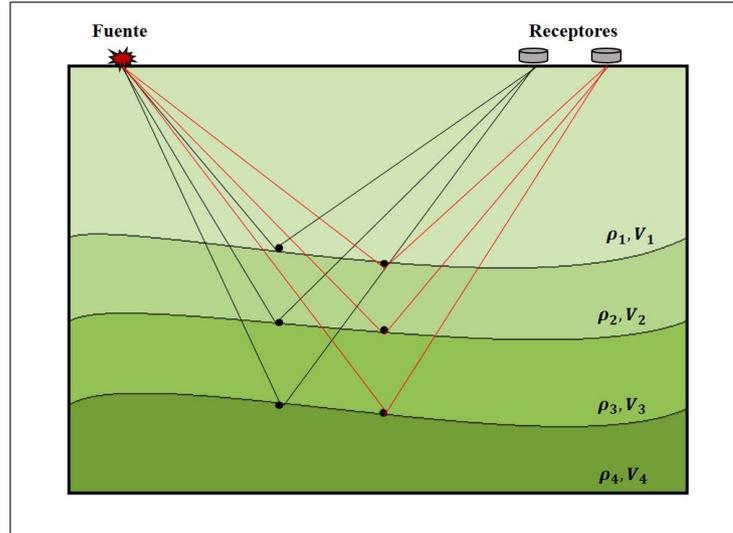


Figura 3.4: Esquema básico del método de sísmica de reflexión, en el cual existe una fuente sísmica que genera un frente de ondas las que son reflejadas en las distintas interfaces.

Con el fin de remover la dependencia del *offset* en los tiempos de arribo de las ondas reflejadas, es necesario aplicar un proceso denominado *Normal Moveout* o NMO. Corrección dinámica que resuelve las diferencias de tiempo que existen entre las trazas sísmicas que forman parte un CDP *gather*, permitiendo que las trazas sean equivalentes. A través del cálculo de la diferencia de tiempo de arribo entre una onda reflejada de *offset* x y otra *zero-offset*, es decir, para el caso en el que la fuente se encuentra en el mismo punto que el receptor, como se describe a continuación:

$$\Delta t_{NMO}(x) = 2[t(z, x/2) - t(z, 0)] \quad (3.9)$$

Donde $t(z, x/2)$ es el tiempo de viaje desde la superficie a un punto de profundidad z y *offset* horizontal x .

La diferencia en los tiempos de arribo, Δt_{NMO} es posteriormente sumada en los registros, haciéndolos equivalentes a un registro *zero-offset*. Esta corrección no es constante para cada registro, pues varía con el tiempo en la traza (Shearer, 2009), figura 3.5 (c).

Finalmente los datos corregidos son sumados y promediados para producir un solo registro compuesto, que representa un perfil *zero-offset* en la ubicación del punto medio, en un proceso llamado *Common Depth Point Stacking*, mejorando la relación señal/ruido y a la vez minimizando la influencia de eventos no deseados, como ondas de cuerpo directas u ondas de superficie (Shearer, 2009).

El conjunto de todas las trazas CDP constituye la denominada sección sísmica de reflexión. Una sección sísmica, es una imagen del subsuelo en donde las reflexiones se representan en forma de lóbulos de gran amplitud y definen las capas reflectoras que después se asociarán a estructuras geológicas. El conjunto de todas las secciones sísmicas da lugar a lo que se conoce como un cubo sísmico

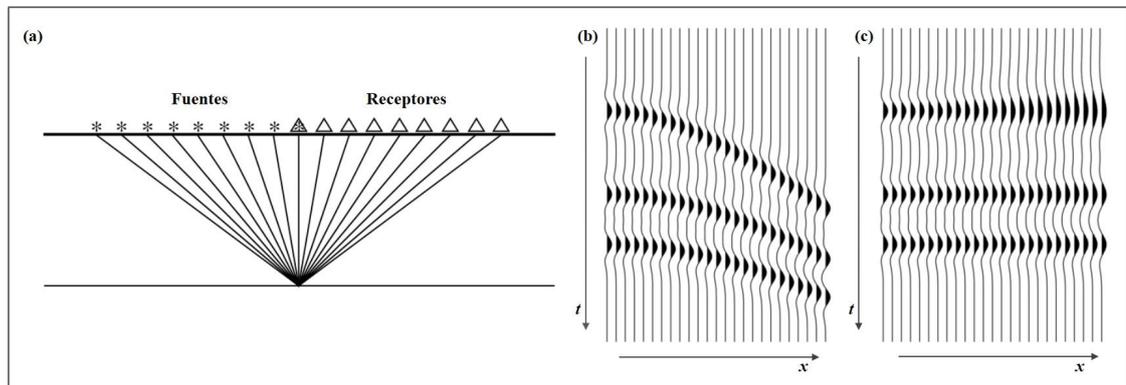


Figura 3.5: (a) Arreglo sísmico de *Common Depth Point*, (b) *CDP gather*, aquí se observa el desfase en los tiempos de arribo producto del *offset*, (c) *CDP gather* con corrección NMO aplicada. (modificado de Shearer (2009))

3D, resultado final de este método.

En la figura 3.6 se presenta una sección sísmica y en la figura 3.7 se presenta el cubo sísmico 3D del Bloque Arenal, en ellas se observan variaciones de la amplitud de reflexión producidas por cambios en las propiedades físicas de los estratos de roca, en la figura el color negro representa altas amplitudes positivas, o *peaks* de la onda, mientras que en color rojo se representan altas amplitudes negativas o valles de la onda (Bartolomé, 2002).

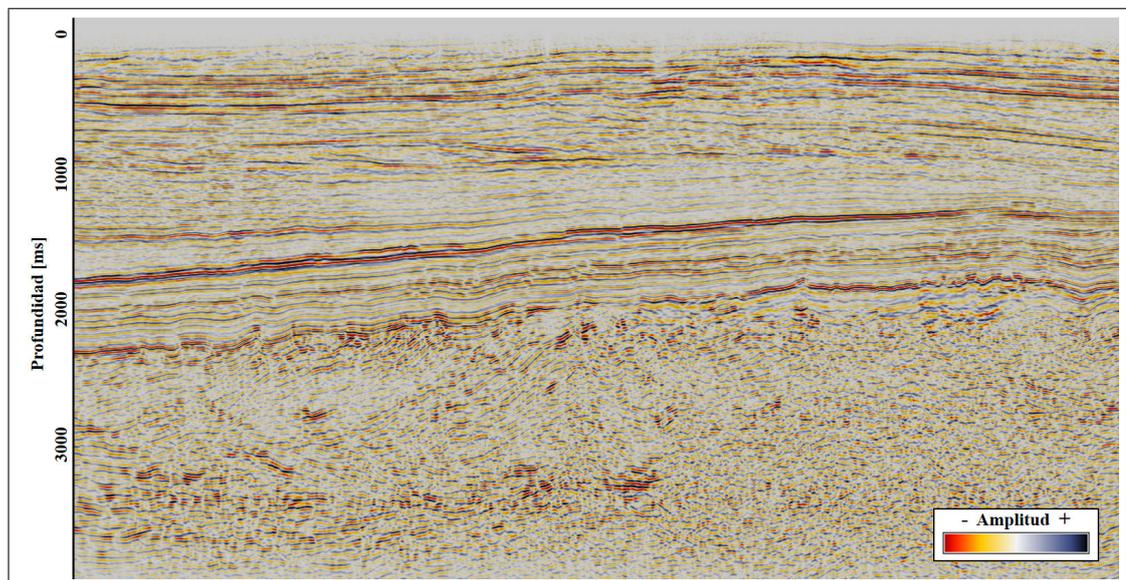


Figura 3.6: Sección sísmica del Bloque Arenal.

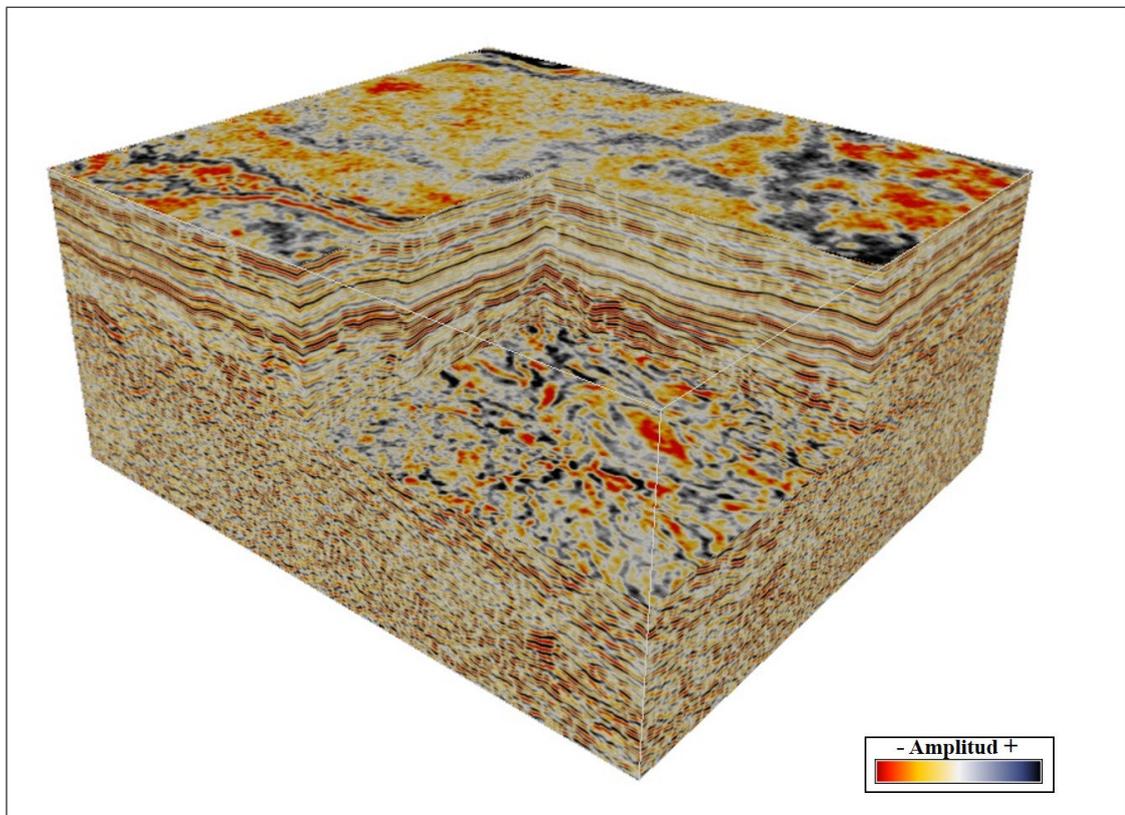


Figura 3.7: Cubo sísmico 3-D del Bloque Arenal.

Capítulo 4

Resolución Sísmica y *tuning*

La resolución sísmica se refiere a la habilidad de distinguir entre las propiedades de dos, o más, elementos. Los elementos considerados en la sísmica son las reflexiones desde las interfaces de un estrato de roca (Widess, 1973).

Considerando ondas sísmicas propagándose en el subsuelo de la tierra, podemos definirla como la distancia, en espacio o tiempo, a la cual dos interfaces litológicas deben estar, para mostrarse como reflectores separados, lo que se conoce como resolución vertical. O la distancia a la que dos características, que corresponden a una interface, deben estar para mostrarse como reflexiones distintas, lo que se conoce como resolución horizontal (Sheriff and Geldart, 1995; Yilmaz, 2001).

4.1. Resolución Vertical

Cuando el espesor de una capa de roca es lo suficientemente grande, las reflexiones de las interfaces se observan claramente separadas en el tiempo, en la traza registrada. Al disminuir el espesor, las reflexiones en la traza se observarán como una combinación de ambas reflexiones, esta tendencia continúa hasta que no es posible distinguir la presencia de ambas interfaces en la traza, este espesor se conoce como el umbral o límite de resolución vertical (Widess, 1973). Límite que aumenta con la profundidad del estrato de roca producto del efecto de absorción sísmica y cuyo valor depende de la profundidad del estrato, la velocidad del medio y la frecuencia dominante de la ondícula fuente (Yilmaz, 2001).

Varios autores han establecido criterios para determinar el umbral de resolución vertical, y entre los más destacados están Rayleigh, Ricker y Widess.

Criterio de Rayleigh

Rayleigh estableció como criterio para el límite de resolución, la separación *peak* a valle, es decir, corresponde al intervalo de tiempo entre el máximo central y su mínimo adjunto de la ondícula fuente. En otras palabras, dos reflexiones se dirán resueltas cuando su separación sea igual o mayor a $1/4$ de la longitud de onda dominante, $\lambda/4$. Similarmente, dos reflexiones se dirán indistinguibles

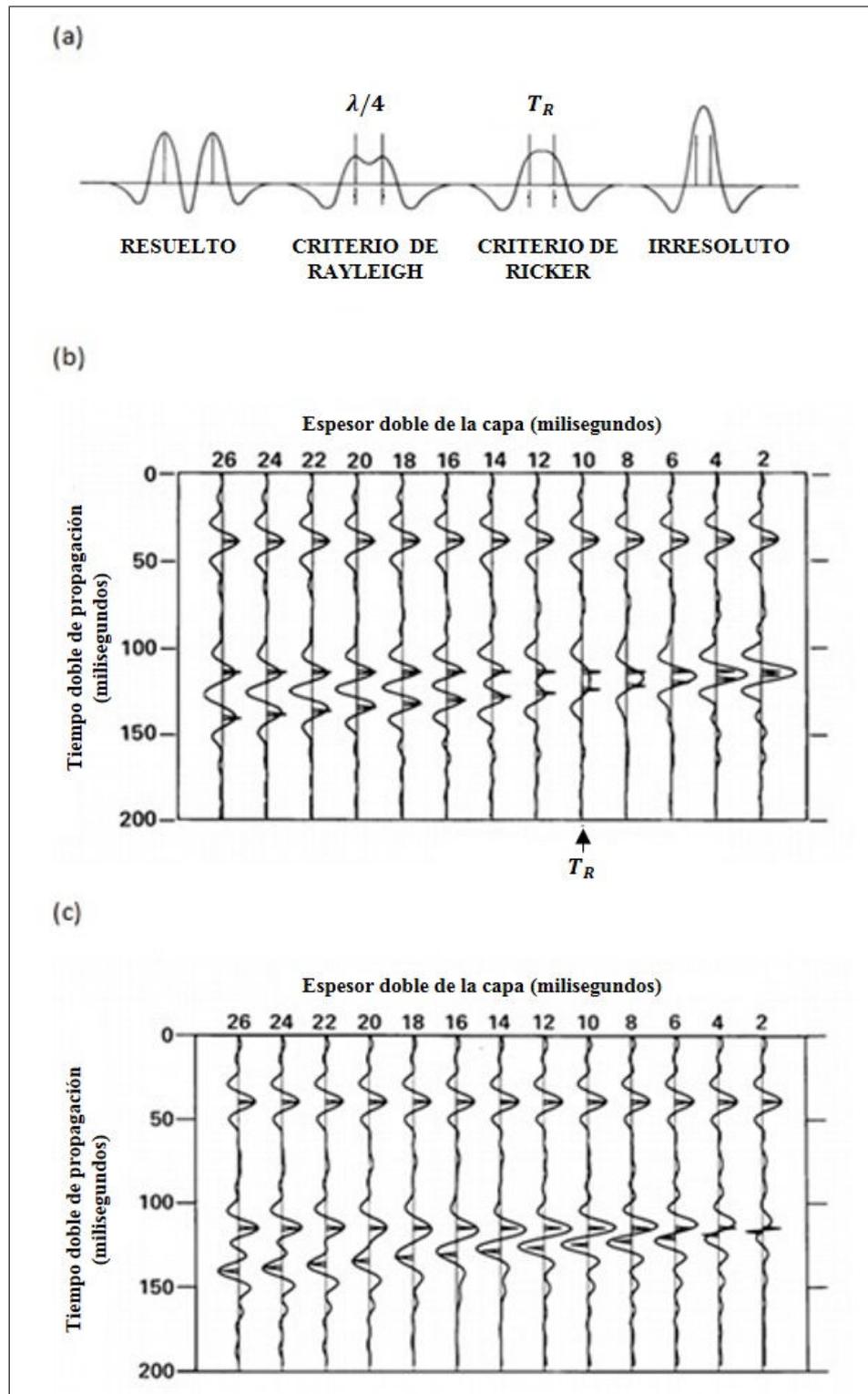


Figura 4.1: (a) Criterios de resolución vertical establecidos por Rayleigh y Ricker. Modelo de cuña creado a partir de la convolución entre una ondícula de Ricker de 25 Hz de frecuencia dominante y (b) una serie reflectiva de dos términos de idéntica polaridad y magnitud. (c) una serie reflectiva de dos términos de idéntica magnitud y opuesta polaridad. (Modificado de Kallweit and Wood (1982))

cuando su separación sea menor a $\lambda/4$ (Jenkins and White, 1957; Kallweit and Wood, 1982), como se observa en la figura 5.1 (a).

Criterio de Ricker

Ricker, estudió la traza registrada en función de la separación de dos reflexiones de igual magnitud y polaridad, como se aprecia en la figura 5.1 (b), y observó que el máximo central exhibe dos pequeños picos, *peaks*, cuando la separación entre las reflexiones disminuye, fusionándose finalmente en un solo gran *peak*, tal como se observa en la figura 5.1 (a). Ricker estableció que el límite de resolución corresponde a la separación a la cual la traza presenta una curvatura cero en su máximo central, un punto plano, T_R , y demostró que este criterio para el límite de resolución podía ser calculado por la diferenciación doble de la ondícula fuente en función del tiempo (Kallweit and Wood, 1982; Ricker, 1953).

Criterio de Widess

Widess en su destacado estudio “*How thin is a thin bed*” (Widess, 1973), describió la forma de la traza compuesta, obtenida de la convolución de una ondícula fase cero y dos reflexiones de igual magnitud y opuesta polaridad, en función de la separación entre las reflexiones, tal como se aprecia en la figura 5.1 (c)

A partir de un análisis visual, Widess (1973), determinó que al disminuir la separación entre las reflexiones, existe un punto, un espesor, en el cual la traza compuesta se estabiliza en una réplica de la derivada temporal de la traza sin interferencia, y a partir de este punto no se aprecian cambios en el intervalo *peak* a valle, solo cambios en la amplitud de la traza compuesta. Estableciendo este punto como el umbral de la resolución vertical, el que ocurre cuando el espesor de la capa de roca, es decir, la separación entre las reflexiones, es igual a $1/8$ de la longitud de onda predominante, $\lambda/8$, y en presencia de ruido este se oscurece, estableciendo $\lambda/4$ como el límite de resolución vertical práctico (Kallweit and Wood, 1982; Widess, 1973).

Kallweit and Wood (1982), evaluaron los puntos de vista de Rayleigh, Ricker (1953) y Widess (1973), utilizando dos modelos de cuña de dos reflexiones de igual magnitud y polaridad, y dos reflexiones de igual magnitud, pero diferente polaridad, figuras 5.1 (b) y (c), con el fin de remover las consideraciones de polaridad de los distintos criterios.

En la figura 5.2 (a) se presenta la amplitud absoluta de la traza y el espesor aparente, es decir, el intervalo *peak* a *peak*, en función de la separación de las interfaces, para una ondícula Ricker de 25 Hz de frecuencia dominante convolucionada con una serie reflectiva de dos reflexiones de idéntica polaridad y magnitud, caso estudiado por Rayleigh y Ricker. En la figura, se observa que para espesores mayores al espesor de *tuning*, (Criterio de Rayleigh) $\lambda/4$, el mínimo espesor al cual el espesor aparente ¹, es igual al espesor real de la capa; la estimación del

¹Espesor aparente: medición del tiempo *peak* a *peak* (Kallweit and Wood, 1982).

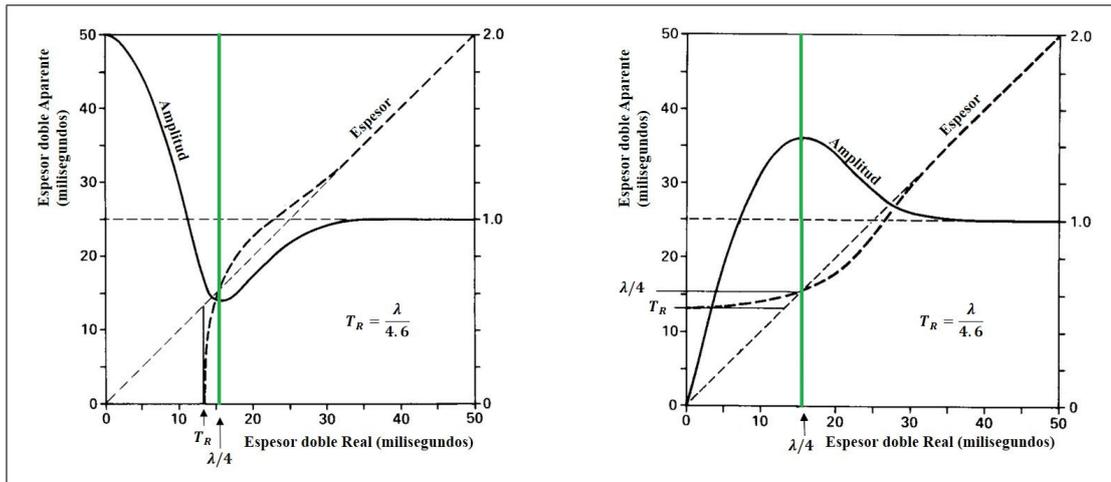


Figura 4.2: Respuesta de amplitud de la reflexión en función del espesor. (a) Para una ondícula de Ricker de 25 Hz con dos saltos reflectivos de igual amplitud e igual polaridad. (b) Para una ondícula de Ricker de 25 Hz con dos saltos reflectivos de igual amplitud y distinta polaridad. El espesor real está representado por la línea discontinua en 45° y el espesor aparente (tiempo peak a peak) por la línea discontinua. (Kallweit and Wood, 1982)

espesor aparente entrega una buena aproximación del espesor real de la capa, sobre el umbral de resolución sísmica, mientras que bajo el espesor de *tuning*, $\lambda/4$, el espesor aparente decae rápidamente a cero.

En la figura 5.2 (b) se exhibe la respuesta de la amplitud absoluta de la traza y el espesor aparente, en función de espesor de la capa, de la convolución de una ondícula Ricker de 25 Hz, con una serie reflectiva de dos reflexiones de opuesta polaridad e igual magnitud, caso que corresponde a la situación más común en los estudios geofísicos de reservorios (Chung and Lawton, 1995). En la figura, se observa que para espesores mayores al espesor de *tuning*, la medición del tiempo *peak* a valle, entrega una buena aproximación del espesor real de la capa, por el contrario, para espesores menores a $\lambda/4$, la estimación del tiempo *peak* a valle aparentemente se estabiliza, entre los espesores $\lambda/4$ y T_R .

Para este caso, la medición del tiempo *peak* a valle, el cual representa los tiempos de arribo desde el techo y base de la capa, entregan valores correctos para capas gruesas, pero no en regiones de capas delgadas, capas cuyo espesor es menor a $\lambda/4$ (Widess, 1973). La estimación del intervalo *peak* a valle, no será menor a valores cercanos a $\lambda/4$, entonces para una capa delgada, éstos efectivamente se separan entre sí, entregando tiempos de arribo precoces desde el techo y retrasados desde la base de la capa. Esta observación es de gran importancia en los estudios geofísicos de reservorios (Sheriff and Geldart, 1995).

De lo anterior se infiere que el criterio establecido por Rayleigh para determinar el umbral de resolución vertical corresponde al más práctico y apropiado de los criterios discutidos anteriormente, y no difiere mucho de éstos (Kallweit and Wood, 1982; Sheriff and Geldart, 1995).

4.1.1. Efecto *tuning*

El efecto *tuning*, sintonización o entonación sísmica se refiere a la modulación de las amplitudes sísmicas producto de la interferencia constructiva y destructiva, producida por la superposición de las reflexiones sísmicas. Este fenómeno comúnmente ocurre cuando una onda descendente es reflejada por múltiples interfaces levemente espaciadas. Si la reflexión ascendente resultante se superpone, la energía sísmica reflejada será alterada e interferida la amplitud de la respuesta geológica real (Hamlyn, 2014).

Tal como se observa en las figuras 5.2 (a) y (b), en las cuales se aprecian variaciones en la amplitud de reflexión en espesores menores a $\lambda/2$ y una respuesta constante para espesores mayores a este. Para el caso de un modelo de cuña compuesto de reflexiones de idéntica polaridad y magnitud, figura 5.2 (a), se advierte que a un espesor cercano a $\lambda/2$, la amplitud comienza a disminuir, hasta alcanzar un mínimo en el espesor de *tuning*, $\lambda/4$, coincidiendo con el umbral de resolución vertical, a partir de este punto, la curva de amplitud aumenta no linealmente hasta el doble de su valor para pequeños espesores en el límite de cero espesor, producto de interferencia destructiva y constructiva producida por la superposición de las reflexiones sísmicas, lo que se conoce como efecto *tuning*.

Para el caso de un modelo de cuña compuesto de dos reflexiones de opuesta polaridad e idéntica magnitud, figura 5.2 (b), se advierte que a espesores cercanos a $\lambda/2$, la amplitud de la reflexión aumenta, hasta alcanzar un máximo cuando el espesor de la capa es igual a $\lambda/4$, producto de interferencia constructiva, coincidiendo nuevamente con el umbral de resolución. Para capas delgadas, la amplitud disminuye no linealmente hasta cero en el límite de cero espesor, producto de interferencia constructiva y destructiva.

Claramente el espesor de la capa al cual ocurre este fenómeno, depende de la ondícula propagándose en el medio y por lo tanto de su contenido de frecuencia. El fenómeno de la sintonización es de considerable importancia en la estratigrafía sísmica, fenómeno que debe ser reconocido como efectos de la geometría de la capa y no como variaciones en las propiedades acústicas del medio (Brown, 1996).

4.2. Resolución Lateral

La resolución lateral, horizontal o espacial, se refiere a la capacidad de distinguir y reconocer dos características desplazadas horizontalmente sobre una interface, como dos eventos adyacentes distintos (Chopra et al., 2006).

Considerando un frente de ondas esférico que incide sobre un reflector plano, tal como se observa en la figura 4.3. Para un punto fuente-receptor S , en la superficie de la tierra, la energía desde el punto O en el subsuelo, arribará en un tiempo $t_0 = 2Z_0/v$. Luego de que el frente de ondas avanzó una profundidad igual a $\lambda/4$, la energía desde los puntos A o A' en el subsuelo alcanzarán al receptor en un tiempo $t_1 = 2(Z_0 + \lambda/4)/v$. La energía desde todos los puntos en el disco reflectivo, de radio OA , arribarán entre t_0 y t_1 , toda la energía que alcance al receptor en este intervalo interferirá constructivamente. El disco reflectivo AA' se

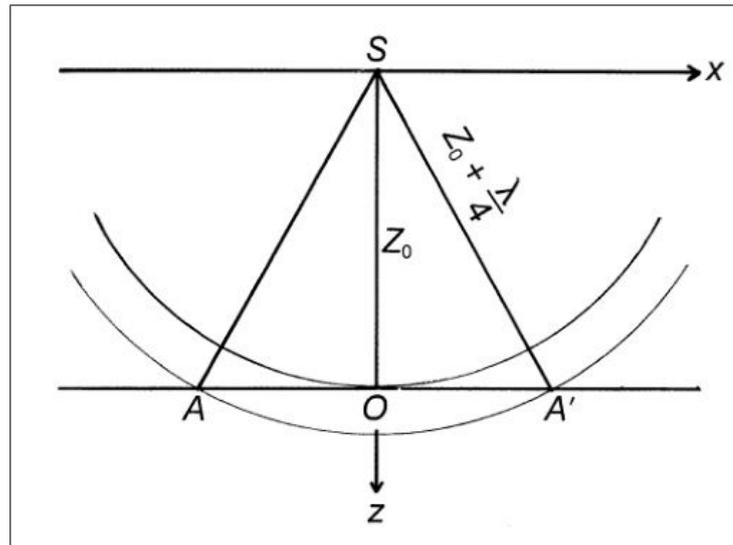


Figura 4.3: Definición de la Zona de Fresnel (Yilmaz, 2001).

conoce como una Zona de Fresnel de media longitud de onda (Hilterman, 1982) o como la primera Zona de Fresnel (Sheriff, 1991). Entonces, si dos reflectores están separados por una distancia menor al radio de Fresnel, serán considerados indistinguibles al observarlos desde la superficie de la tierra, por lo tanto se considera la Zona de Fresnel como el límite de resolución horizontal.

El tamaño de la Zona de Fresnel depende de la profundidad del reflector, la velocidad del medio, y la frecuencia dominante de la ondícula. En términos de la longitud de onda dominante, el radio de la zona de Fresnel, está definido:

$$r = \sqrt{\frac{z\lambda}{2}} \quad (4.1)$$

donde λ , es la longitud de la onda dominante y z es la profundidad del reflector (Yilmaz, 2001). El radio de Fresnel aumenta con la profundidad del reflector, entonces, la resolución espacial se deteriora al aumentar la profundidad.

Capítulo 5

Métodos para la estimación del espesor en capas delgadas

Los reservorios de capas delgadas son uno de los objetivos más importantes en la exploración de hidrocarburos, pero la identificación y la estimación cuantitativa del espesor de las capas delgadas es siempre un gran desafío.

Sobre el umbral de resolución sísmica, la estimación cuantitativa del espesor se realiza a partir de la medición de la separación temporal *peak* a valle, pero en capas de roca sísmicamente delgadas este intervalo aparentemente se estabiliza producto de interferencia entre las reflexiones desde techo y la base del estrato de roca.

La aproximación cuantitativa del espesor de capas delgadas considera dos aproximaciones generales, las cuales pueden ser clasificadas como los métodos de amplitud y frecuencia. El método de amplitud está basado en la máxima variación de la amplitud en el dominio del tiempo y los métodos de frecuencia utilizan las características espectrales. Widess (1973) y Chung and Lawton (1995), indicaron que el espesor de una capa delgada puede ser determinado por la amplitud de la reflexión, pero esta técnica es propensa a errores y altamente dependiente de la magnitud y de la determinación de la fase de la reflexión. Liu et al. (2006) demostraron la utilidad del *peak* de frecuencia instantánea en la determinación del espesor. Marfurt and Kirilin (2001); Partyka (2005); Partyka et al. (1999), demostraron que el método de descomposición espectral proporciona un enfoque robusto e independiente de la fase para la estimación del espesor sísmico, basado en el período de los nodos en el espectro de amplitud, sin embargo, este método tiene problemas en capas delgadas, si el ancho de banda sísmico es insuficiente para identificar la periodicidad de los nodos.

5.1. Métodos de Amplitud

Widess (1973) determinó que bajo el umbral de resolución vertical el intervalo *peak* a valle aparentemente se estabiliza, pero destacó también, que bajo el *tuning*, el espesor de la capa puede ser determinado a partir de la estimación de las variaciones de amplitud.

Considerando una capa delgada de baja impedancia acústica, intercalada en un medio de mayor impedancia, es decir, una serie reflectiva compuesta de dos coeficientes de reflexión de igual magnitud y opuesta polaridad, Widess (1973) derivó una relación entre la amplitud de la reflexión compuesta desde la capa delgada y su espesor. A partir de la suposición de que la porción central de la onda reflejada desde la primera interface, R_1 , puede ser considerada como una onda sinusoidal, cuya máxima amplitud, A , corresponde a la media entre las amplitudes *peak* y valle de R_1 .

$$R_1 \simeq -A \cos[(t + b/V_b)2\pi/\tau] \quad (5.1)$$

y similarmente para la onda reflejada desde la segunda interface, R_2 :

$$-R_2 \simeq -A \cos[(t - b/V_b)2\pi/\tau] \quad (5.2)$$

donde t es el tiempo, τ es el período dominante de la ondícula, V_b es la velocidad en la capa delgada y b es el espesor de la capa. Al expandir ambas ecuaciones y considerando la diferencia entre ambas, se obtiene:

$$R_d = R_1 - (-R_2) \simeq [2A \sin(2\pi b/\tau V_b)] \sin(2\pi t/\tau) \quad (5.3)$$

En la ecuación 5.3, el término entre corchetes corresponde a la máxima amplitud, A_d , de la onda reflejada desde la capa delgada, R_d . Para una capa delgada, se considera que $\sin(2\pi b/\tau V_b) \sim 2\pi b/\tau V_b$, entonces:

$$A_d \simeq \frac{4\pi Ab}{\tau V_b} \quad (5.4)$$

como $\lambda_b = \tau V_b$, se tiene que:

$$A_d \simeq \frac{4\pi Ab}{\lambda_b} \quad (5.5)$$

Donde A_d es la amplitud máxima de la onda reflejada desde la capa delgada y λ_b corresponde a la longitud de onda dominante en la capa delgada.

Esta expresión simplemente nos dice que para capas delgadas, la amplitud de la reflexión es proporcional al espesor de la capa, e inversamente proporcional a la longitud de onda predominante.

No es difícil inferir que el modelo utilizado por Widess (1973) no es representativo para la mayoría de las situaciones reales, ya que solo considera series reflectivas compuestas de dos coeficientes de reflexión de igual magnitud y opuesta polaridad, por lo tanto sus conclusiones no pueden considerarse generales. Es por esto que Chung and Lawton (1995), derivan una relación analítica para la amplitud de la reflexión desde una capa delgada en función de su espesor, basándose en la aproximación sinusoidal derivada por Widess (1973), pero considerando un caso más general.

Para ello, utilizaron un simple modelo de capa delgada intercalada en un medio homogéneo infinito, que puede ser representado por dos coeficientes de reflexión r_1 y r_2 , correspondientes a las reflexiones desde el techo y la base, y t_1

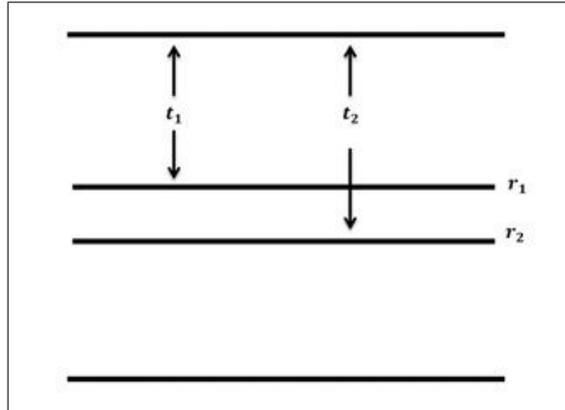


Figura 5.1: Modelo simple de capa delgada, r_1 y r_2 corresponden a los coeficientes de reflexión de la interface superior e inferior, respectivamente, y t_1 y t_2 , corresponden al tiempo doble de propagación de las ondas reflejadas (Chung and Lawton, 1995).

y t_2 tiempos dobles de propagación de las reflexiones desde el techo y base de la capa, respectivamente, tal como se presenta en la figura 5.1. Para este modelo, Chung and Lawton (1995), concluyeron que existen cuatro series reflectivas fundamentales, categorizadas como:

Tipo I:	$\perp\top$	Opuesta polaridad e igual amplitud.
Tipo II:	$\perp\perp$	Idéntica polaridad e igual amplitud.
Tipo III:	$\top\perp$	Opuesta polaridad y distinta amplitud.
Tipo IV:	$\top\top$	Idéntica polaridad y distinta amplitud.

Figura 5.2: Las cuatro series reflectivas fundamentales para una capa delgada intercalada en un medio homogéneo infinito (Chung and Lawton, 1995).

Siguiendo la suposición de primer orden de Widess (1973), que considera que la porción central de una onda, puede ser aproximada a una onda coseno, cuyo período es igual al período dominante de la onda reflejada. Y estableciendo el centro de la capa delgada como el tiempo cero de referencia, determinaron que la amplitud de la onda reflejada puede ser aproximada como:

$$A_r \simeq A_i \left\{ (r_1 + r_2)^2 \left[1 - 2 \left(\frac{\pi b}{\lambda_b} \right)^2 \right]^2 + (r_1 - r_2)^2 \left[\frac{2\pi b}{\lambda_b} \right]^2 \right\}^{1/2} \quad (5.6)$$

Donde A_r corresponde a la amplitud de la reflexión desde la capa delgada, A_i representa la máxima amplitud de la onda coseno, b el espesor de la capa delgada, y λ_b corresponde a la longitud de onda dominante en la capa delgada.

La raíz positiva de la ecuación 5.6, nos entrega la máxima amplitud de la reflexión de una capa delgada para el caso general. Para el caso en el que $r_1 = -r_2$, serie reflectiva tipo I, el primer término de la expresión es cero, y el segundo

término se convierte en $4\pi r_i b A_i / \lambda_b$, el que es igual a la expresión derivada por Widess (1973). Para el caso en el que $r_1 = r_2 = r_i$, serie reflectiva tipo *II*, el segundo término de la ecuación 5.6 es cero, y el primero se convierte en $2A_i r_i (1 - 2\pi^2 b^2 / \lambda_b^2)$, el que se aproxima a $2A_i r_i$ como el espesor de la capa, b , se aproxima a cero. Para $|r_1| \neq |r_2|$, tipos *III* y *IV*, la ecuación recibe la contribución de ambos términos.

está ecuación indica que excepto para la serie reflectiva tipo *I*, la amplitud máxima absoluta de una onda compuesta reflejada desde una capa delgada no es linealmente proporcional al espesor de la capa. Esto implica que en los datos de exploración sísmica, la calibración de las amplitudes de una reflexión desde una capa delgada para inferir el espesor basado en la relación lineal derivada por Widess (1973) conduciría a resultados erróneos a menos que $r_1 = -r_2$. Así, información significativa bajo el límite de resolución, no es capturada por la asignación de amplitudes tradicionales, que asumen coeficientes de reflexión iguales y opuestos. éstos ejemplos de coeficientes de reflexión no iguales en el techo y en la base de la capa, que son la regla y no la excepción para la mayoría de los eventos de reflexiones sísmicas, refuerzan la necesidad de un enfoque más generalizado para el análisis de amplitud de una capa delgada (Chung and Lawton, 1995).

Bajo la suposición de una capa delgada, la aproximación sinusoidal es generalmente una buena aproximación para una ondícula fase cero. Esto es de gran importancia, puesto que en los datos sísmicos reales, raramente se conoce exactamente la ondícula fuente. Pero, para espesores mayores a $\lambda/8$, está aproximación entrega resultados erróneos (Chung and Lawton, 1995).

5.2. Métodos de frecuencia

5.2.1. *Peak* de frecuencia instantánea

La frecuencia instantánea es uno de los atributos sísmicos básicos derivados desde una traza sísmica. La traza sísmica puede ser considerada como la componente real de una traza compleja, cuya componente imaginaria puede ser generada usando la transformada de Hilbert. Si $x(t)$ es una traza sísmica e $y(t)$ es su transformada de Hilbert, entonces una traza compleja es definida como:

$$z(t) = x(t) + iy(t) = R(t)e^{i\theta(t)} \quad (5.7)$$

donde $R(t)$ denota la amplitud instantánea y $\theta(t)$ corresponde a la fase instantánea, la frecuencia instantánea es definida como:

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \frac{d\theta(t)}{dt} \quad (5.8)$$

(Taner et al., 1979; Zeng, 2010).

Una conocida propiedad de la frecuencia instantánea es que presenta discontinuidades asociadas a abruptos cambios de fase, relacionados con interferencia de la onda y están emplazados donde la fuerza de la reflexión es mínima. éstas

discontinuidades o saltos anómalos de frecuencia pueden superar el límite de alta frecuencia, incluso superar el límite de *Nyquist* o por debajo del límite de baja frecuencia, incluso ser negativos (Zeng, 2010). Para remover estas discontinuidades, Taner et al. (1979), introdujo la frecuencia media ponderada o “*weighted average frequency*”, f^{avg} , definida como:

$$f_k^{avg} = \frac{\sum_{j=-k}^{+k} a_{k-j} f_{k-j} L_j}{\sum_{j=-k}^{+k} e_{k-j} L_j} \quad (5.9)$$

Donde a corresponde a la amplitud instantánea, y L a un filtro pasa bajo. La variación suavizada de la frecuencia instantánea estará, entonces, relacionada solo con las características de las capas.

La ventaja de tratar una sección sísmica como la parte real de una función compleja, es que la señal sísmica es descompuesta en funciones que distinguen la información de la amplitud de la traza original, de la información de la amplitud angular, fase y frecuencia. La amplitud instantánea (también llamada fuerza de la reflexión) es equivalente a la función envolvente de la traza sísmica y es una medición robusta, suavizada e independiente de la polaridad de la energía en la traza sísmica a un tiempo dado. La fase instantánea corresponde al ángulo entre la traza y su transformada de Hilbert a un tiempo dado, y la frecuencia instantánea es una medición muestra por muestra de la frecuencia en la traza y es equivalente a la derivada en el tiempo de la fase instantánea (Robertson and Nogami, 1984).

Liu et al. (2006) propusieron que el espesor de una capa delgada puede ser estimado cuantitativamente por el *peak* de frecuencia instantánea, cuando la capa delgada tiene pequeños efectos de interferencia desde otras capas. Demostrando experimentalmente, a partir de un simple modelo de cuña, que el *peak* de frecuencia instantánea exhibe una tendencia inversamente proporcional al espesor de la capa, presentando grandes valores de frecuencia a pequeños espesores.

Para ello, utilizaron dos modelos de cuña, en el primer modelo de cuña los coeficientes de reflexión desde el techo y base de la cuña tienen la misma magnitud, pero opuesta polaridad ($-0,01$ y $+0,01$), y para el segundo modelo de cuña los coeficientes de reflexión poseen diferente magnitud ($-0,01$ y $+0,009$). El *peak* de frecuencia instantánea es calculado en un pequeña ventana alrededor de la respuesta de la capa delgada (Liu et al., 2006).

La figura 5.3(a) presenta la máxima amplitud y la figura 5.3(b) el *peak* de frecuencia instantánea, ambas en función del espesor de la cuña. Examinando ambas imágenes es posible apreciar, que mientras la máxima amplitud es sensible a la variación en los coeficientes de reflexión, el *peak* de frecuencia instantánea no lo es. Al graficar el *peak* de frecuencia instantánea en función del espesor se percibe que este, tiene una relación inversa con el espesor, decreciendo cuando el espesor de la cuña aumenta. Para el caso de un modelo de cuña con coeficientes de reflexión de distinta magnitud, el patrón es similar, excepto para espesores muy pequeños (menores $\lambda/8$).

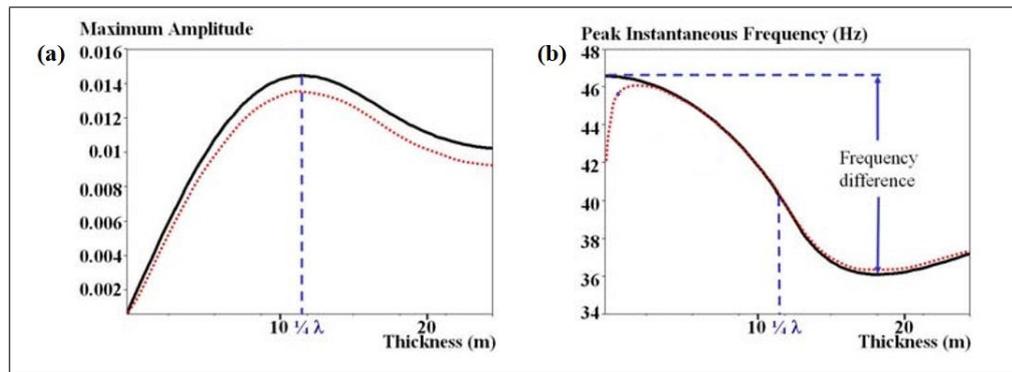


Figura 5.3: (a) Máxima amplitud en función del espesor de la cuña, para los dos modelos. (b) *Peak* de frecuencia instantánea en función del espesor de la cuña para los dos modelos. (El primer modelo con coeficientes de reflexión iguales a -0.01 y $+0.01$, corresponde a la línea negra continua, y el segundo modelo con coeficientes de reflexión iguales a -0.01 y $+0.009$ corresponde a la línea roja punteada) (Liu et al., 2006).

5.2.2. Descomposición Espectral

La descomposición espectral es la representación o el análisis de una traza sísmica en el dominio de la frecuencia y del tiempo. El análisis de tiempo-frecuencia resultante de la descomposición espectral es la superposición de los espectros de la ondícula que ocurren como una función en el tiempo (Castagna et al., 2003).

La expresión compuesta de múltiples componentes de frecuencia corresponde a la amplitud sísmica, en otras palabras, la respuesta de banda ancha sísmica de una característica geológica dada, está compuesta de la respuesta de sus bandas espectrales constituyentes. A través de interferencia constructiva y destructiva, la amplitud sísmica representará la respuesta de la frecuencia más fuerte o frecuencia dominante correspondiente a la estructura estratigráfica de un espesor de *tuning* temporal dado (Li et al., 2015).

Los métodos de descomposición espectral trazan una amplitud sísmica 1D en una magnitud espectral de frecuencia y fase. El análisis en conjunto de los componentes espectrales puede entregar una perspectiva más precisa de una estructura geológica dada y por debajo del límite de resolución sísmico (Li et al., 2015).

Partyka et al. (1999), demostraron la aplicación interpretacional en la caracterización de un reservorio a través de la descomposición espectral, transformando los datos sísmicos al dominio de la frecuencia. El espectro de amplitud delinea la variabilidad lateral del espesor temporal de una capa, mientras que el espectro de fase delinea las discontinuidades geológicas laterales. De forma más robusta e independiente de la fase, que el pionero método establecido por Widess (1973).

El concepto básico detrás de esta técnica es que las reflexiones sísmicas desde una capa delgada tienen una expresión característica en el dominio de la frecuencia que es indicativo del espesor temporal de la capa. Tal como se observa en la figura 5.4, una capa delgada homogénea, introduce una secuencia predecible

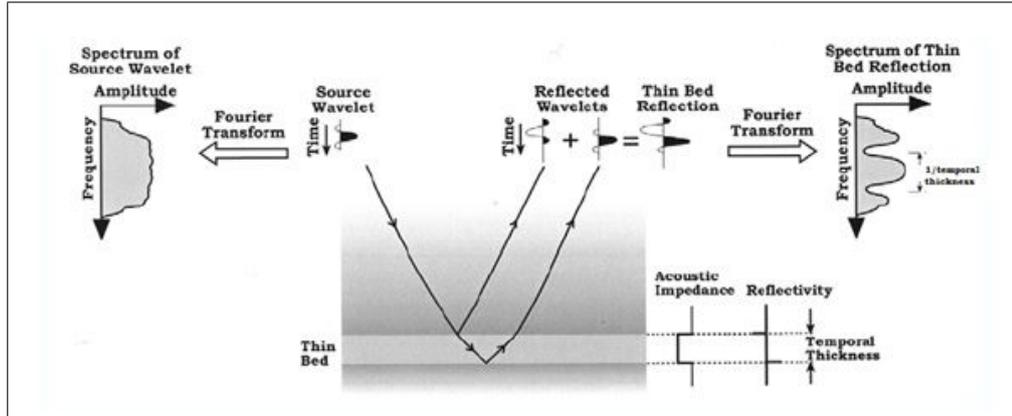


Figura 5.4: Comportamiento de una capa delgada aislada, la cual introduce una secuencia predecible y periódica de nodos en el espectro de amplitud de la reflexión compuesta (Partyka et al., 1999).

ble y periódica de nodos en el espectro de frecuencia. El período de nodos será inversamente proporcional al espesor temporal de la capa (Partyka, 2005)

Al extender este concepto a un modelo de cuña es posible ilustrar la descomposición espectral y el fenómeno de *tuning* en función del espesor temporal. Se calcula el espectro de amplitud para cada traza y se despliega en la figura 5.5 (b), con las frecuencias en el eje vertical. En la imagen se advierte que el espesor temporal tiene una relación inversa con el período de nodos. Para el caso en el que el espesor de la cuña es igual a 50 ms , mostrado por la línea roja, se presentan nodos cada 20 Hz , por el contrario, cuando el espesor de la cuña es igual a 10 ms se presentan nodos cada 100 Hz . Estableciendo que el espesor temporal de una capa puede ser determinado a partir del período de nodos en el espectro de amplitud con respecto a la frecuencia:

$$P_f = \frac{1}{t} \quad (5.10)$$

Donde P_f corresponde al período de nodos en el espectro de amplitud con respecto a la frecuencia y t corresponde al espesor temporal de la capa. Así, mientras más gruesa sea la capa, el período de nodos será menor. En la figura 5.6 (a), se presenta el espectro de amplitud en función de la frecuencia, pero en este caso para un espesor dado. En ella se advierte que la posición del primer peak espectral corresponde a la frecuencia de *tuning*, definida por Widess Widess (1973). En otras palabras, una capa de 50ms , en rojo, será “resuelta” a una frecuencia de *tuning* de 10Hz , en cambio una capa de 10ms , en azul, será “resuelta” a una frecuencia de *tuning* de 50Hz .

Desde otro punto de vista, es posible desplegar el espectro de amplitud en función del espesor temporal, para una frecuencia dada, figura 5.6 (b). Advirtiéndolo, para el caso de una frecuencia de 10Hz , mostrada por la línea discontinua azul, un aumento gradual de la amplitud de izquierda a derecha, permitiéndonos inferir la variabilidad del espesor sólo con el espectro de amplitud para la componente de

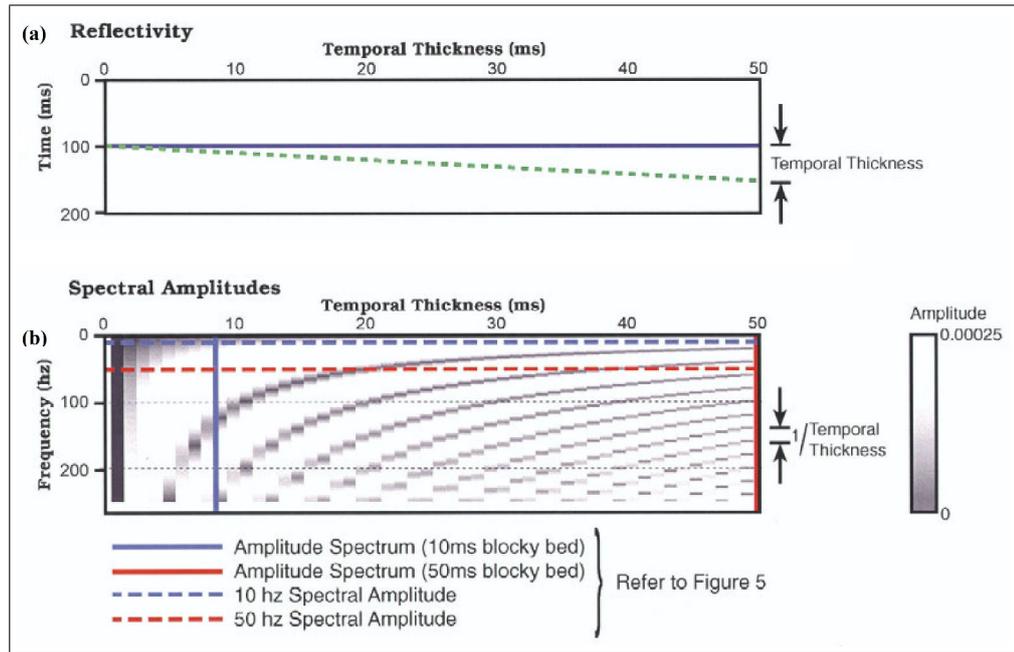


Figura 5.5: Modelo reflectivo de la cuña, cuyo espesor varía de 0 a 50 ms , de izquierda a derecha. (b) amplitudes espectrales para el modelo de cuña (Modificado de Partyka et al. (1999)).

10 Hz . Por el contrario para la componente de 50 Hz , línea discontinua roja, el espectro de amplitud exhibe nodos periódicos, por lo que se establece que el valor del componente de frecuencias determina el período de los nodos en el espectro de amplitud con respecto al espesor de la capa delgada, de la forma:

$$P_t = \frac{1}{f} \quad (5.11)$$

Donde P_t corresponde al período de nodos en el espectro de amplitud con respecto al espesor temporal y f corresponde a una componente de frecuencia discreta de *Fourier*. El primer *peak* spectral en la figura 5.6 (b), está nuevamente relacionado con el límite de resolución, pero al desplegar la información de esta manera, el primer *peak* spectral corresponde al espesor de *tuning*. En otras palabras, el componente espectral de 50 Hz tiene un mayor poder de resolución que el componente de 10 Hz , y por lo tanto puede resolver capas mucho más delgadas.

Este modelo de cuña ilustra la aplicación de la descomposición espectral a un simple modelo reflectivo de dos reflectores. Al aumentar la complejidad del modelo reflectivo se complicará el patrón de interferencia. Por otra parte, los datos sísmicos reales presentan un ancho de banda limitado, que varía generalmente entre los 10 y 60 Hz , por lo que no todos los componentes espectrales estarán disponibles para el análisis de capas delgadas. Con el fin de ejemplificar este problema, se presenta un modelo de cuña de un ancho de banda limitado entre las frecuencias 10 y 50 Hz , figura 5.8. En la figura 5.8 (c), la línea roja representa el primer máximo espectral, y el espesor al cual está se intercepta con la línea

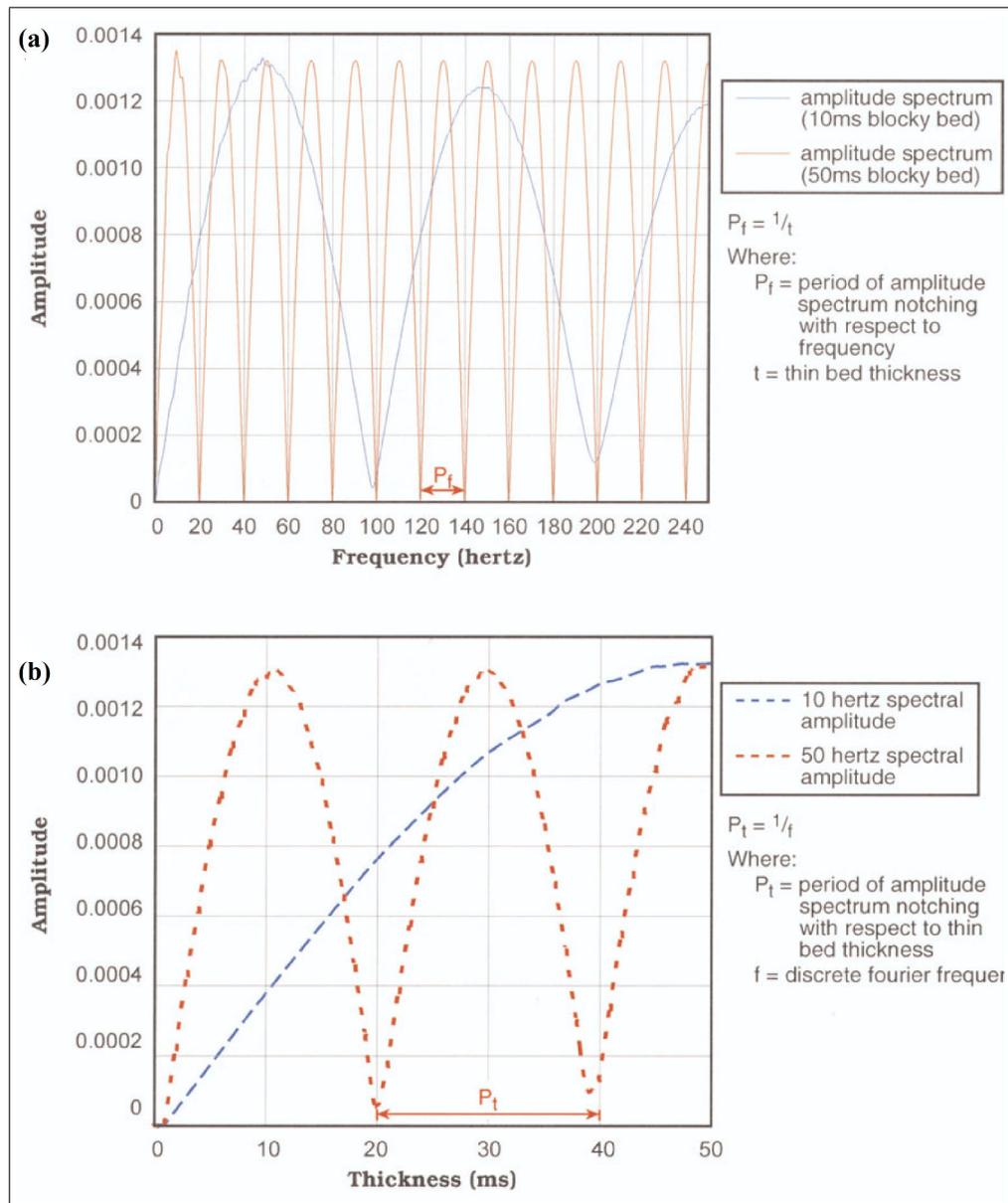


Figura 5.6: (a) Sintonización de las capas delgadas de la amplitud versus la frecuencia, con respecto a la frecuencia; (b) Sintonización de las capas delgadas de la amplitud versus la frecuencia, con respecto al espesor de la capa (Partyka et al., 1999).

amarilla, corresponde a la frecuencia de *tuning*, es decir, no hay más señal, y la cuña ya no puede ser “resuelta”. Así, si menor ancho de banda está disponible, la línea amarilla se desplazaría hacia la derecha y la cuña será “resuelta” a un mayor espesor (Partyka, 2005; Partyka et al., 2001).

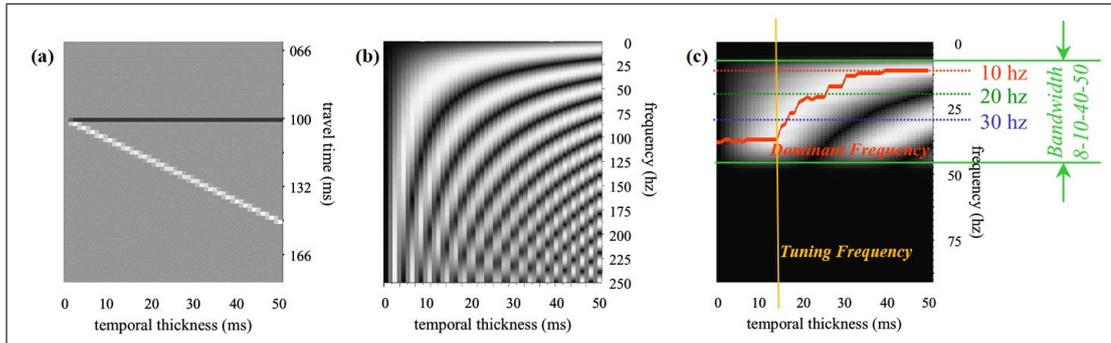


Figura 5.7: (a) Modelo reflectivo de la cuña, cuyo espesor varía de 0 a 50 *ms*; (b) Espectro de amplitud del modelo de cuña sin filtrar; (c) Espectro de amplitud del modelo de cuña filtrado entre 10 y 50 *Hz* (modificado de Partyka et al. (2001))

Peak de Frecuencia espectral

La descomposición espectral es una poderosa herramienta en el difícil análisis de delinear los efectos de *tuning* asociados al espesor variable de capas delgadas, sobre un horizonte sísmico o corte de tiempo. Desafortunadamente la aplicación directa de la descomposición espectral a extensos datos 3D, puede resultar en un desmesurado cubo 4D de datos sísmicos. Por está razón Marfurt and Kirilin (2001), desarrollaron un conjunto de atributos sísmicos que permiten delinear rápidamente el efecto *tuning* de capas delgadas en tres dimensiones. atributos entregan una herramienta rápida y económica que al ser combinados con otros atributos, como la coherencia sísmica, y se interpretan en el marco de la geomorfología y estratigrafía secuencial local, ayudan a evaluar rápidamente grandes estudios sísmicos 3D (Marfurt and Kirilin, 2001).

Desde los datos sísmicos descompuestos espectralmente, se extrae el *peak* de frecuencia espectral, o frecuencia dominante, uno de los más útiles y simples atributos sísmicos, definido como la frecuencia, f , a la cual la amplitud $a_j(f, t)$, definida como:

$$a_j(f, t) = [u_j^2(f, t) + v_j^2(f, t)]^{1/2} \quad (5.12)$$

es máxima (Marfurt and Kirilin, 2001). Con el fin de diferenciar las altas amplitudes correspondientes a los *peaks* de frecuencia con los reservorios asociados a *bright spots*¹, puntos brillantes, es necesario desarrollar un nuevo atributo, la

¹Bright spots: Aumento local de la amplitud en una sección sísmica, una anomalía de amplitud, causado supuestamente por la acumulación de hidrocarburos (Sheriff, 2002).

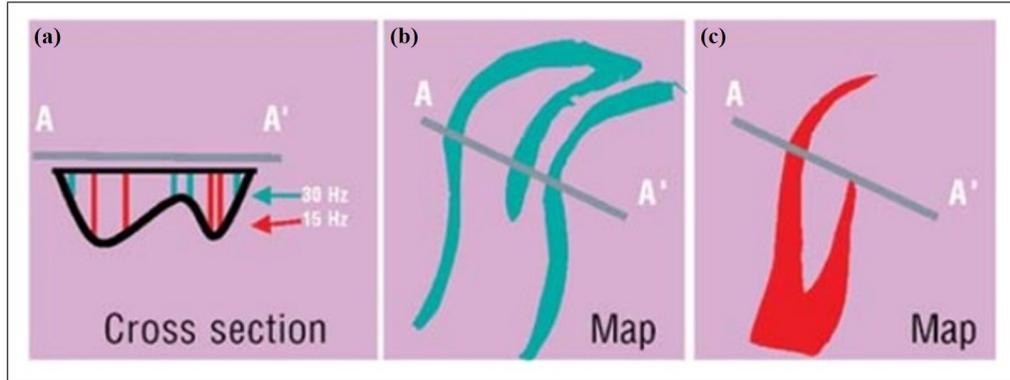


Figura 5.8: Esquema de la sintonización de capas delgadas. (a) En reservorios delgados con espesor variable; (b) los datos sísmicos con mayor frecuencia destacaran las zonas más delgadas del reservorio; (c) las frecuencias dominantes menores destacaran las zonas más gruesas del reservorio (Laughlin et al., 2002).

amplitud en el *peak* de frecuencia:

$$a_j^{peak}(t) = a_j(f^{peak}, t) \quad (5.13)$$

Juntos, f^{peak} y a_j^{peak} capturan la esencia del espectro como resultado de la entonación de las capas delgadas. Relacionándose de manera inversa con el espesor de la capa de roca, donde bajas frecuencias de *tuning* iluminarán las capas más gruesas, y altas frecuencias de *tuning* destacarán las capas más delgadas. Lo que es esquematizado en la figura 5.8, mostrando como características estratigráficas gruesas se sintonizarán en componentes de baja frecuencia y características estratigráficas delgadas serán sintonizadas por componentes de baja frecuencia (Marfurt and Kirilin, 2001).

Al igual que el método de descomposición espectral, la estimación del espesor a partir de la amplitud y frecuencia dominante, se ve limitada en los casos reales por el ancho de banda sísmico. Lo que es ejemplificado en la figura 5.9, en la que se presentan el *peak* de amplitud, línea continua roja, y el *peak* de frecuencia, línea continua azul, para un modelo de cuña de ancho de banda limitado entre las frecuencias 10 y 50 Hz. En la figura se observa que bajo el espesor de $tuning^2$, línea discontinua naranja, el espesor de la cuña no puede ser determinado por el *peak* de frecuencia espectral, y se requiere utilizar el *peak* de amplitud para estimar las variaciones de espesor. Para espesores mayores al espesor de *tuning*, el *peak* de frecuencia codifica la variabilidad del espesor. Por lo cual, ambos, el *peak* de amplitud y el *peak* de frecuencia se requieren para estimar el espesor de una capa delgada. Para espesores mayores al “espesor límite”, línea discontinua roja, espesor relacionado con la frecuencia de corte, ni el *peak* de amplitud ni el *peak* de frecuencia pueden cuantificar el espesor (Partyka et al., 2001).

²Espesor de *tuning* (T_{tu}) $\sim 1/1,4f_u \sim \lambda/4$ (f_u =frecuencia superior dentro del ancho de banda) (Kallweit and Wood, 1982).

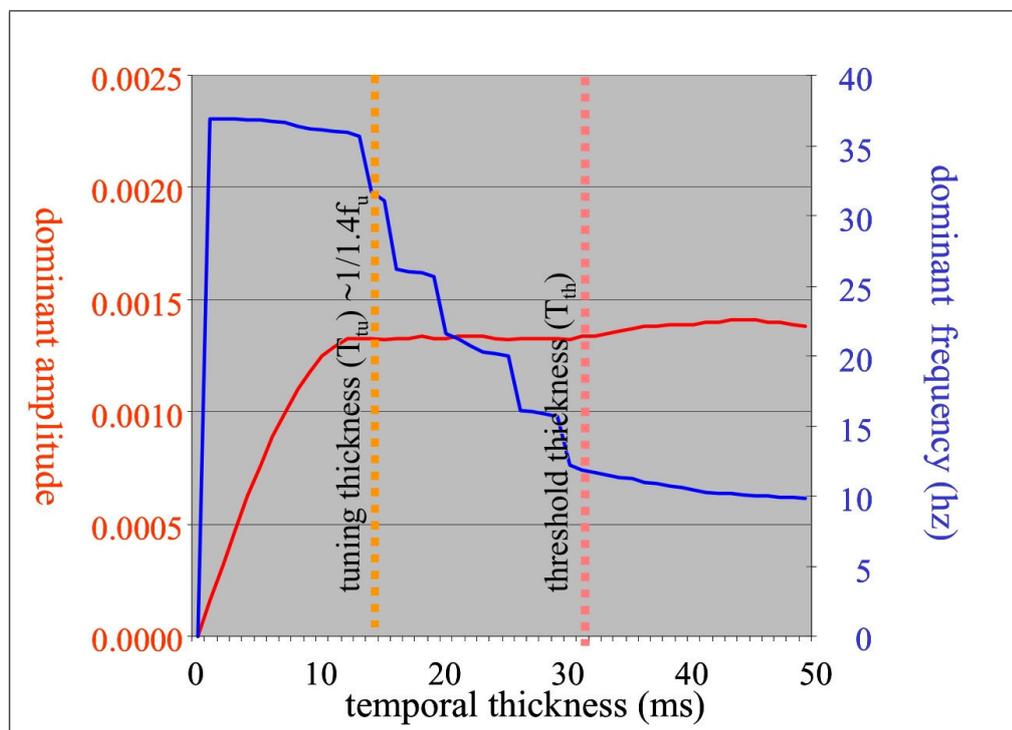


Figura 5.9: *Peak* de frecuencia espectral o frecuencia dominante (en azul) y *peak* de amplitud o amplitud dominante (en rojo), en función del espesor temporal de un modelo de cuña filtrado entre 10 y 50 Hz (Partyka et al., 2001).

Capítulo 6

Desintonización y estimación del pago neto

Las acumulaciones de hidrocarburos en capas de roca son comúnmente evidentes como amplitudes anómalas o *bright spots* (puntos brillantes). Sin embargo, aunque la presencia de hidrocarburos es un factor importante en la amplitud, las fluctuaciones de amplitud producto de las variaciones de espesor implican que las amplitudes no pueden utilizarse como indicadores directos de la presencia de gas (Simm, 2009).

Brown et al. (1986, 1984) relacionando la curva de *tuning* y la nube de puntos resultante del diagrama de dispersión entre las amplitudes sísmicas y el espesor aparente de un reservorio objetivo, introdujo una técnica que pretende eliminar el efecto de interferencia producto de la variación del espesor, efecto *tuning*, en las amplitudes sísmicas. Técnica a la que llamó “desintonización” o “*detuning*”, y cuyo resultado corresponde a variaciones de amplitud solamente relacionadas a variaciones de las propiedades físicas de la roca, las que se pueden relacionar directamente a la calidad del reservorio estudiado.

El uso de información de la amplitud sísmica para estimar el espesor de arena neto en un reservorio estratificado, fue demostrado inicialmente por Meckel Jr and Nath (1977) y Schramm Jr et al. (1977), quienes a partir de simples modelos reflectivos determinaron que para zonas delgadas, menores al *tuning*, la amplitud de la reflexión compuesta es aproximadamente lineal al espesor neto de arena. Brown et al. (1986, 1984) introduce una técnica que aborda tanto capas delgadas y gruesas¹. Y Connolly (2005, 2007) presentó una técnica de escalado de amplitud basada en la impedancia de banda limitada a través de la inversión colorida.

6.1. Pago neto

Los intervalos de los reservorios que contribuirán con la producción del reservorio son conocidos como “pay” o pago en español. Los intervalos que son aceptados o eliminados de las consideraciones de pago son determinados en base

¹Capas gruesas: Capas de roca cuyo espesor es mayor al espesor de *tuning* ($\lambda/4$).

de su porcentaje de saturación de fluidos, porosidad, permeabilidad y arcillosidad (Watney and Doveton, 2004).

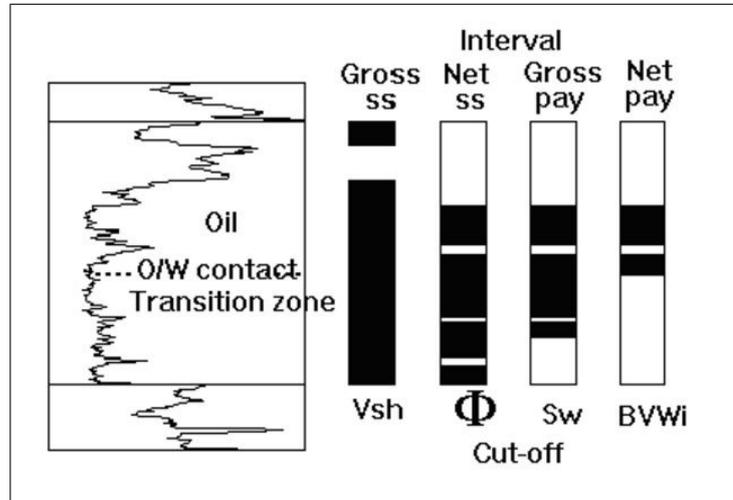


Figura 6.1: determinación de “pay” (Watney and Doveton, 2004).

En el ejemplo presentado, se exhibe un intervalo de arenisca-lutita, la cual se subdivide en una jerarquía de subintervalos de acuerdo con los cortes aplicados y de las curvas calculadas a partir de los registros de pozos. Las definiciones son:

- 1.- Intervalo bruto del reservorio (“*Gross reservoir interval*”): Unidad entre la parte superior y la base del reservorio, que incluye tanto intervalos del reservorio como del no reservorio.
- 2.- Arenisca bruta (o caliza, dolomita, carbonato) (“*Gross sandstone*”): Espesor sumado de los intervalos que se determinan como arenisca. Usualmente determinado por un cut-off de V_{sh}^2 .
- 3.- Arenisca neta (“*Net sandstone*”): Espesor sumado de las zonas brutas de arenisca, que contienen porcentajes de porosidad y permeabilidad suficientes. Usualmente determinado por un cut-off de porosidad (Φ).
- 4.- Pago bruto (“*Gross pay*”): Espesor sumado de las zonas de Arenisca neta, que presenten un porcentaje de saturación de hidrocarburos suficiente para la producción económica. Generalmente determinado por un cut-off de saturación de agua (Sw).
- 5.- Pago neto (“*net pay*”): Espesor sumado de las zonas de Pago bruto, que deben presentar una producción libre de agua. Comúnmente determinado por un cut-off del volumen irreducible de bulk del agua (BVWi).

La terminología “pay” o pago es bastante ambigua, pero los criterios definidos anteriormente son consistentes en el uso común (Watney and Doveton, 2004).

² V_{sh} : proporción de esquistos.

En el bloque Arenal, la estimación del “*net pay*” se determina según los siguientes cut-off: volúmenes de arcilla menores al 50 %, porosidad mayor al 6 % y saturación de hidrocarburos mayor al 40 % (Carpinelli et al., 2015).

6.2. Estimación del pago neto desde la reflectividad

Uno de los primeros trabajos que comprendían la estimación del pago neto para espesores variables de arena en reservorios estratificados fueron realizados por Meckel Jr and Nath (1977) y Schramm Jr et al. (1977). A partir de simples modelos reflectivos, ellos concluyeron que para capas delgadas la amplitud compuesta es aproximadamente lineal con el espesor neto de arena variable. Pero este método conlleva a una considerable sobreestimación de la arena neta en el reservorio (Simm, 2009).

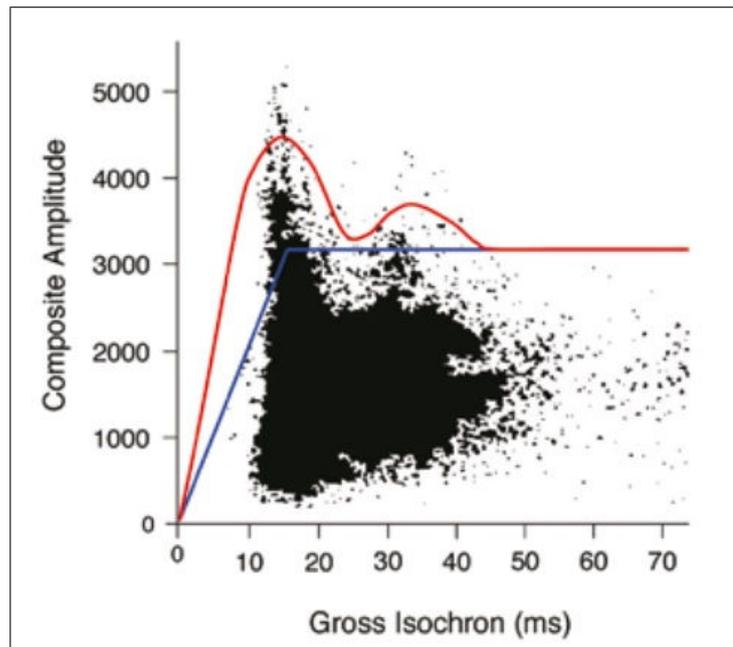


Figura 6.2: Ejemplo de un *crossplot* de la amplitud compuesta versus el espesor aparente de un reservorio objetivo. En rojo, se presenta la curva de *tuning* obtenida desde un simple modelo de cuña, y en azul, la línea base (Simm, 2009).

Brown et al. (1986, 1984) introdujo una técnica que aborda tanto capas delgadas y gruesas. Basada en la similitud entre la curva de *tuning* de un simple modelo de cuña y la nube de puntos obtenida del *crossplot* entre la amplitud compuesta y el espesor sísmico del reservorio objetivo, tal como se observa en la figura 6.2. E introdujo el concepto “net to gross” (N:G), definido como la razón entre el espesor neto de arena y el espesor total del intervalo o reservorio estudiado.

Producto de interferencia constructiva entre las ondas reflejadas desde el techo y la base de cada intervalo de arena, la amplitud de la reflexión compuesta

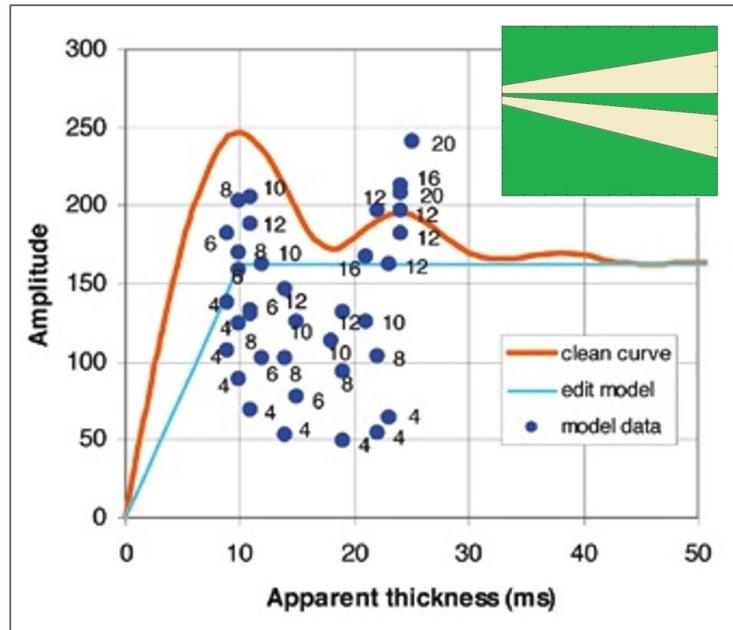


Figura 6.3: Resultados para el modelo de reflexión de cinco capas, con dos capas de arena, en amarillo en el subgráfico. En rojo se presenta la curva de *tuning* para un simple modelo de cuña de arena neta; en azul la línea base “sin sintonización” correspondiente para el modelo; y los números junto a cada punto corresponden al real espesor de pago en milisegundos (Modificado de Simm (2009)).

aumenta cuando el espesor es cercano al espesor de *tuning* y luego disminuye al disminuir el espesor. Con el fin de eliminar las amplitudes anómalas resultantes del efecto *tuning* se define una línea base “sin interferencia” o amplitud editada, presentada en color azul en la figura 6.2, de amplitud constante para espesores mayores al *tuning*, con el objetivo de que la respuesta de la amplitud pueda ser relacionada solo a la calidad del reservorio o al N:G. Y bajo el espesor de *tuning* con tendencia lineal a cero, ya que en esta zona la información del espesor neto de arena está totalmente codificada por la amplitud (Brown et al., 1986). Así, para remover los efectos del *tuning* sobre las amplitudes de un horizonte sísmico se deben multiplicar por un escalador, definido por la razón entre la línea base “sin interferencia” y la curva de *tuning*. Implícito en el método está que la posición de la curva de *tuning* representa un intervalo de arena limpia, es decir N:G=1, junto con la suposición de que para cualquier espesor aparente la razón de la amplitud compuesta a la amplitud de la curva de *tuning* es una medición del N:G (Simm, 2009). Finalmente el pago neto, o arena neta, puede ser calculado por la multiplicación entre la amplitud “corregida” y su espesor aparente.

Simm (2009) evaluó la metodología propuesta por Brown et al. (1986, 1984) utilizando un modelo de reservorio estratificado compuesto de cinco capas de roca, dos capas de arena de igual espesor y tres capas de lutita. Los espesores de las capas de arena varían de 6 a 32 metros y la capa de esquisto intermedia varía de 2 a 16 metros. Los resultados son presentados en la figura 6.3, junto con la curva de *tuning* de un simple modelo de cuña de arena neta. En la figura

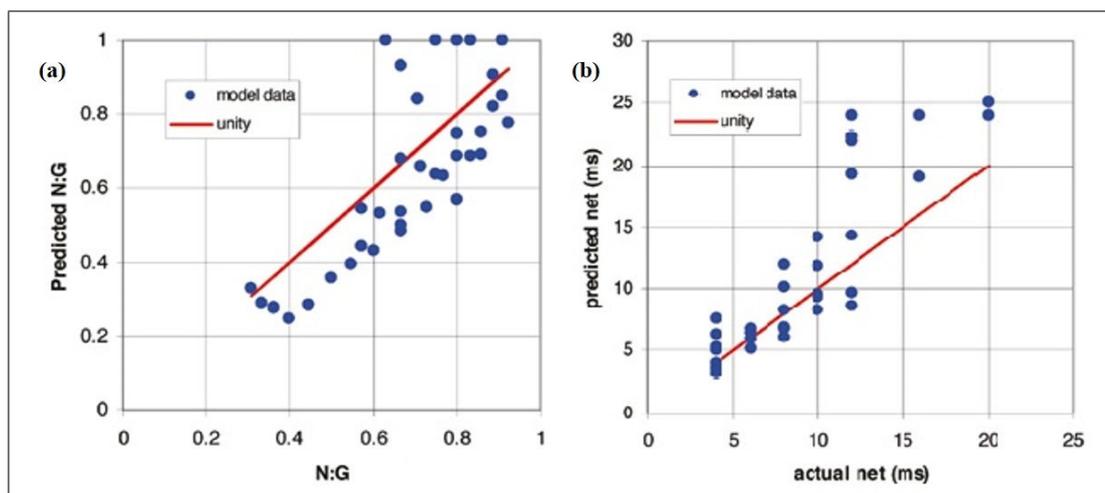


Figura 6.4: Resultados para el modelo de reflexión de cinco capas, con dos capas de arena. (a) N:G predicho en función del real N:G; (b) Espesor del pago neto predicho en función del real, en milisegundos (Modificado de Simm (2009)).

se advierte que en la presencia de estratificación la simple curva de *tuning* no representa un límite superior, ya que se hace evidente la presencia de un segundo máximo, relacionado a la presencia de dos capas de arena cercanas al espesor de *tuning*, las cuales están separadas por una delgada capa de lutita. La figura 6.4(a) ilustra los resultados del N:G predicho en función del N:G real, y la figura 6.4(b) los resultados de la estimación del pago neto o arena neta predicha en función de la real. En ellas se advierte que la técnica funciona razonablemente bien, excepto para los datos asociados con el segundo máximo en donde las predicciones están sobrestimadas (Simm, 2009).

6.3. Estimación del pago neto a partir de la impedancia de banda limitada

Connolly (2005, 2007) presento un método de escalado de las amplitudes, basado en la impedancia de banda limitada a través de la inversión colorida (Anexo A). De esta manera, la estimación del pago neto se basa en un atributo intervalar en lugar que en una medición de la amplitud de reflexión compuesta, desde dos interfaces. El método se apoya en la suposición de que la integral de la impedancia de banda limitada entre “zero crossings”³, es proporcional al pago neto, si primero se desintoniza la respuesta del intervalo.

Para describir la esencia de la técnica de Connolly (2007), se debe analizar inicialmente el caso de un reservorio de N:G=1, utilizando el modelo de cuña de impedancia de banda limitada mostrado en la figura 6.5 (a), en él los horizontes fueron picados a lo largo de los *zero crossings* del techo y la base de la unidad.

³zero crossings: cruce por cero, punto en el que el valor de la traza sísmica es cero (Sheriff, 2002)

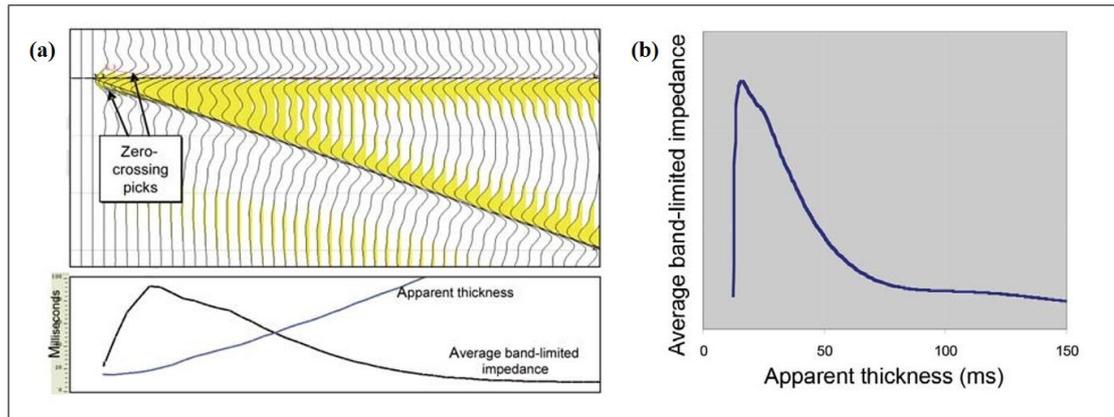


Figura 6.5: (a) Arriba, modelo de cuña; abajo, impedancia de banda limitada y el espesor aparente. (b) Curva de *tuning*, de la impedancia de banda limitada en función del espesor aparente (Modificado de Connolly (2007)).

En la imagen se advierte que la separación temporal entre los *zero crossings*, el espesor temporal, converge a un valor mínimo, mientras que la media de la impedancia de banda limitada, exhibe una respuesta de *tuning*. Debido a que generalmente no se conoce el espesor total del intervalo o es muy difícil de estimar, Connolly (2007) propone estimar la razón entre el espesor neto de arena y el espesor aparente del intervalo, razón a la que definió como “*seismic net to gross*” (N:G sísmico). Por lo cual, la media de la impedancia de banda limitada se redespliega en función del espesor aparente en la figura 6.5 (b). El proceso de desintonización desarrollado por Connolly (2007) es levemente diferente al enunciado por Brown et al. (1986, 1984), ya que en este caso se espera una respuesta constante para todos sus espesores. Entonces, para desintonizar este atributo se debe multiplicar por su recíproco, para hacerlo independiente del espesor aparente; en otras palabras transformarlo a una línea horizontal.

La figura 6.6 (a) despliega el resultado para el N:G sísmico para el reservorio de N:G=1, en función del espesor aparente. En ella se advierte que, para grandes espesores, el N:G sísmico es igual al N:G, ya que el espesor aparente es igual al espesor real del reservorio. Sin embargo a medida que el espesor se reduce, el espesor neto también disminuye, pero el espesor aparente se aproxima a un mínimo, por lo tanto el N:G sísmico decae. Y en la figura 6.6 (b) se presenta la transformación de desintonización obtenida a partir de la división del N:G sísmico y la media de la impedancia de banda limitada.

Para describir el caso de un reservorio de N:G variable, Connolly (2007) utilizó un modelo de reservorio de impedancia binaria, es decir, el pago, la arena, tiene un valor de impedancia, y el no pago tiene un valor diferente. La suposición clave para este procedimiento es que, la media de la impedancia de banda limitada en función del espesor aparente es proporcional al N:G sísmico para un espesor aparente fijo, y la dependencia al espesor aparente puede ser removida luego usando el algoritmo de desintonización. Así, la posición de cualquier muestra vertical puede ser interpretada en términos de la calidad del reservorio.

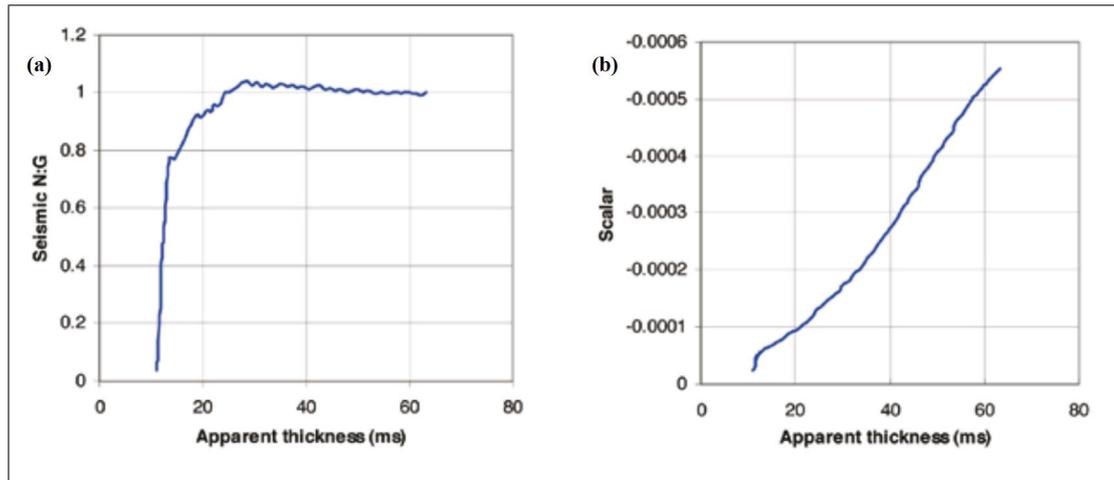


Figura 6.6: Resultados para el modelo de reflexión de cinco capas, con dos capas de arena. (a) N:G predicho en función del real N:G; (b) Espesor del pago neto predicho en función del real, en milisegundos (Modificado de Simm (2009)).

Simm (2009) evaluó la técnica descrita por Connolly (2007), utilizando un modelo basado en datos reales, incluyendo capas delgadas y gruesas, 6.7 (a). El modelo está compuesto de arena y lutitas, cuyas propiedades acústicas permanecen constantes entre los registros de pozos. Los resultados del modelo muestran un buen nivel de precisión, con una baja desviación estándar, ilustrando la validez de la técnica presentada por Connolly (2007) (Simm, 2009).

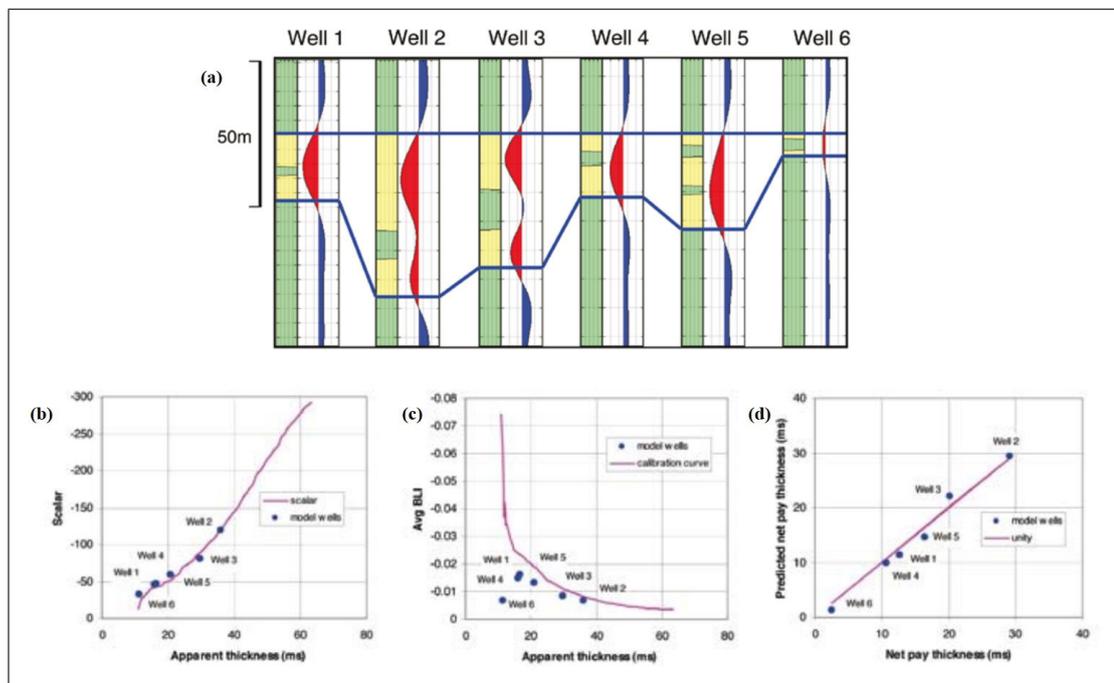


Figura 6.7: Resultados para el modelo de reflexión de cinco capas, con dos capas de arena. (a) N:G predicho en función del real N:G; (b) Espesor del pago neto predicho en función del real, en milisegundos (Modificado de Simm (2009)).

Capítulo 7

Metodología

Este capítulo está dividido en tres etapas principales, las cuales quedan expresadas en la figura 7.1. La primera etapa corresponde a la evaluación de los parámetros que afectan la amplitud de reflexión sísmica. La segunda etapa tiene como objetivo evaluar, mediante sencillos modelos de cuña, y posteriormente aplicar los distintos métodos de estimación del espesor en capas delgadas, a los datos sísmicos a los que previamente se les aumento su resolución mediante el método de *Spectral Blueing*. Y la etapa final corresponde a la desintonización de los datos sísmicos y la posterior estimación del pago neto.

Se utilizaron los *softwares* OpendTect y Hampson and Russell para el análisis y visualización de los datos y el software AASPI para la descomposición espectral.

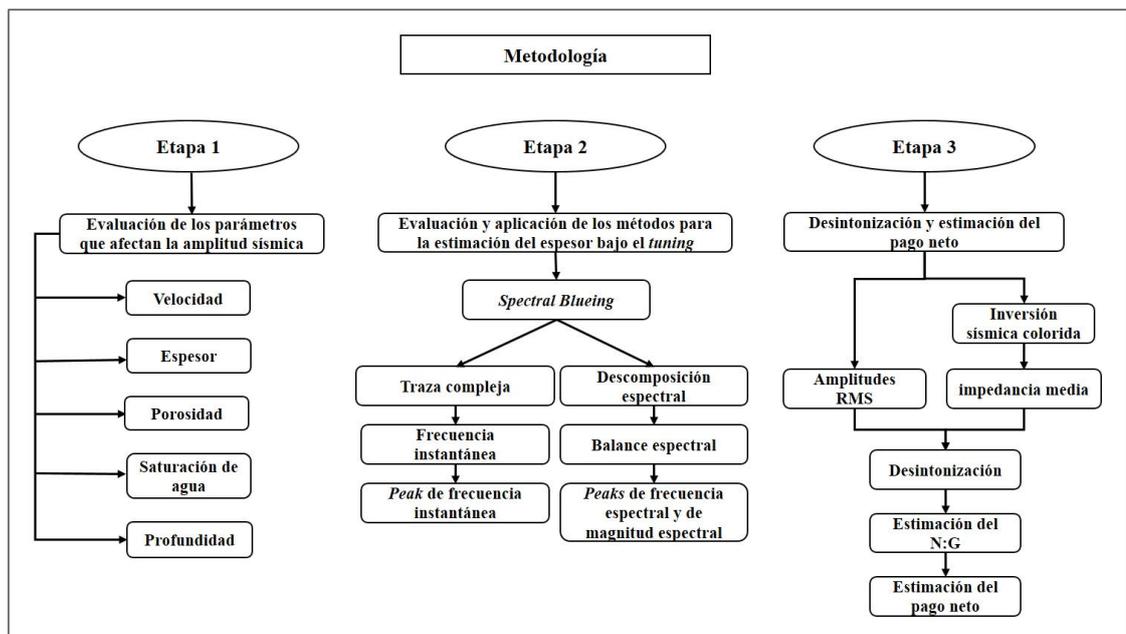


Figura 7.1: Mapa conceptual de la metodología de este trabajo.

Datos sísmicos

Los datos utilizados en este trabajo corresponden a la parte Sur-Oeste del Bloque Arenal, entre las coordenadas WGS84 470.528-448.800 S y 4.120.020-4.157.966 E, los registros, de densidad y velocidad, de 18 pozos perforados dentro de esta área, como se aprecia en la figura 7.2 y los horizontes sísmicos correspondientes al techo de la Zona Glauconítica (BI30), techo del reservorio Zona Glauconítica (BI20), reservorio Zona Glauconítica (GL25) y base del reservorio Zona Glauconítica (G7), presentados en la figura 7.3.

Los datos sísmicos presentan una frecuencia dominante de 28 [Hz], obtenido desde la extracción de la ondícula sísmica en una ventana de tiempo de -500 a +500 [ms] alrededor de la Zona Glauconítica (figura 7.4 (a)), y un ancho de banda aproximado de 8 - 60 [Hz], (figura 7.4(b)). Por lo tanto, para el área del reservorio Zona Glauconítica, considerando una velocidad media en el reservorio igual a 3425 [m/s], el umbral de resolución vertical es cercano a $\lambda/4 = 30,58$ [ms].

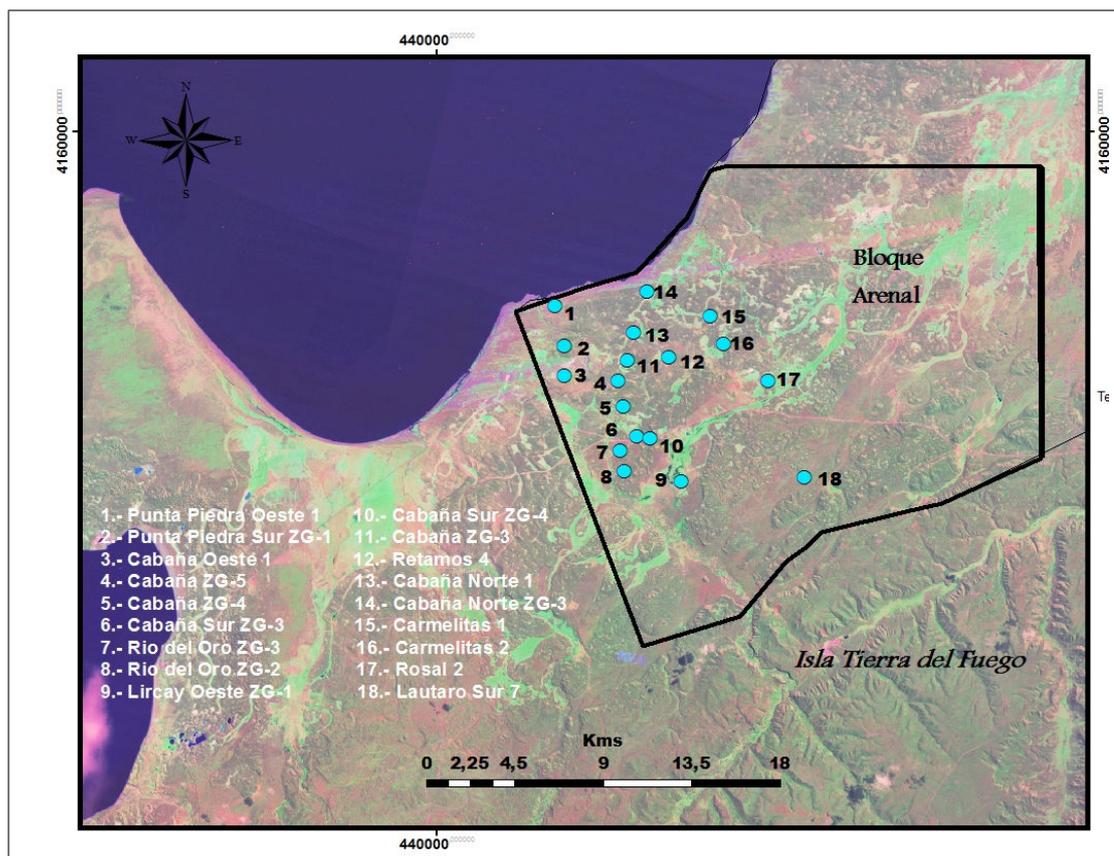


Figura 7.2: Ubicación geográfica de los pozos utilizados.

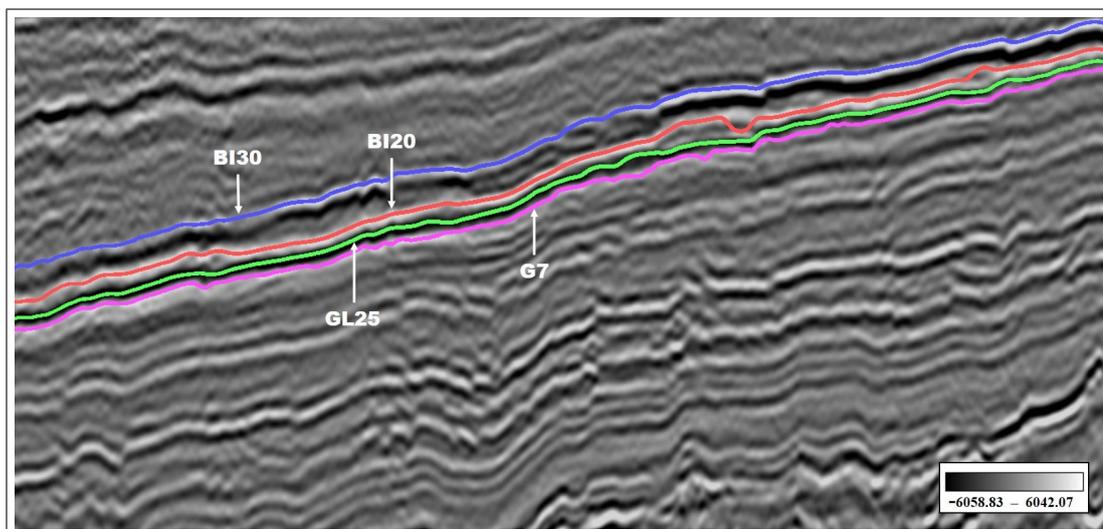


Figura 7.3: Visualización vertical de los horizontes sísmicos utilizados. BI30=Techo Zona Glauconítica, BI20= Techo reservorio Zona Glauconítica y G7=base del reservorio Zona Glauconítica.

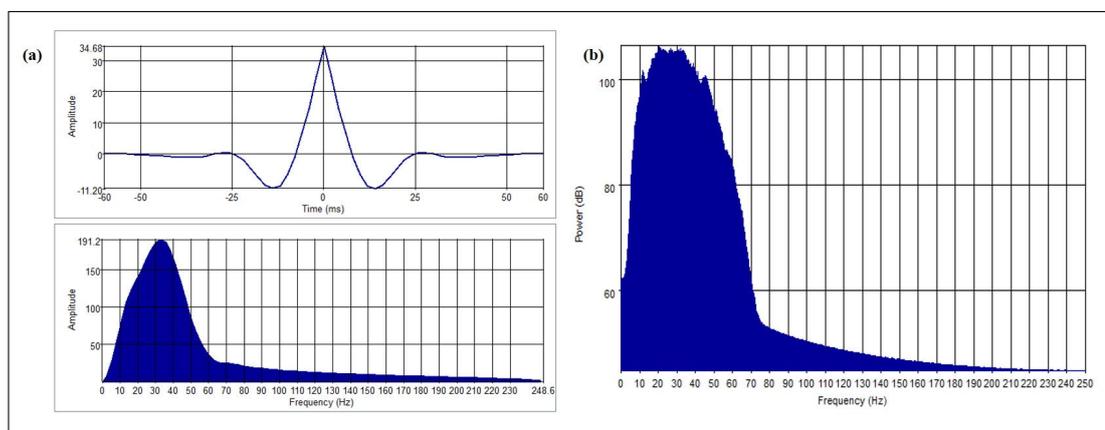


Figura 7.4: (a) Ondícula sísmica extraída desde los datos, en una ventana de tiempo de -500 +500 ms alrededor del horizonte GL25. (b) Espectro de amplitud de los datos sísmicos.

7.1. Etapa 1: Evaluación de los parámetros que afectan la amplitud sísmica

En un estudio sísmico, la amplitud sísmica corresponde a la medición del contraste entre las propiedades elásticas de dos capas de roca (Francis, 2015). Altos valores de amplitud se asocian a menudo a cambios litológicos importantes entre capas de roca adyacentes, como a través de disconformidades o límites

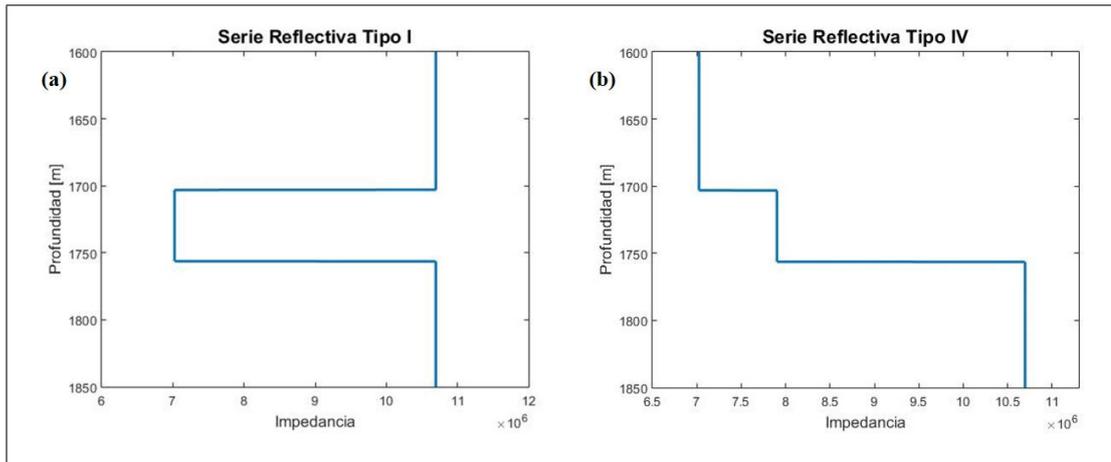


Figura 7.5: valores de impedancia acústica de una capa delgada intercalada entre dos capas gruesas. (a) Serie reflectiva tipo I, (b) serie reflectiva tipo IV.

relacionados con cambios bruscos en el nivel del mar o en ambientes de depositación. Altos valores de amplitud son asociados también a acumulaciones de hidrocarburos (Sheriff and Geldart, 1995), como también al efecto de interferencia constructiva en capas delgadas. El contraste entre las propiedades de las rocas puede ser afectado por variados factores tales como; la profundidad de la capa de roca, o profundidad burial, la porosidad, su composición litológica y la presencia de fluidos en la roca, entre otros.

Con el fin de analizar los efectos en la respuesta de amplitud sísmica a la variación de distintos parámetros en la capa delgada se utilizó un simple modelo de cuña de capa aislada. Las velocidades y densidades utilizadas en los modelos, representan las series reflectivas fundamentales tipo I y IV, y son presentadas en la tabla 7.1, siguiendo los parámetros escogidos por Chung and Lawton (1995). En la figura 7.5 se presentan los valores de impedancia resultantes para los modelos sintéticos.

Tipo de serie reflectiva	Capa superior $V_1(ms) - \rho_1(Kg/m^3)$	Capa intermedia $V_1(ms) - \rho_1(Kg/m^3)$	Capa inferior $V_1(ms) - \rho_1(Kg/m^3)$
I	Arena no porosa 4270 - 2505	Arena porosa 3050 - 2303	Arena no porosa 4270 - 2505
IV	Arena porosa 3050 - 2303	Lutita 3350 - 2359	Arena no porosa 4270 - 2505

Cuadro 7.1: Litologías, velocidades y densidades de las capas de rocas que representan las series reflectivas fundamentales I y IV

Utilizando el *software Hampson & Russell* se generaron sismogramas sintéticos de modelos de cuña, a partir de la convolución de una ondícula Ricker fase cero de 30 Hz de frecuencia dominante, con las series reflectivas de dos términos fundamentales, descritas en la tabla 7.1, presentados en la figura 7.6. Todos los

sismogramas fueron generados con un intervalo de muestreo de 0.2 ms. En los sismogramas sintéticos generados, se pican los horizontes que contienen la información de la amplitud y el tiempo del *peak* a valle generado en respuesta al cambio de impedancia.

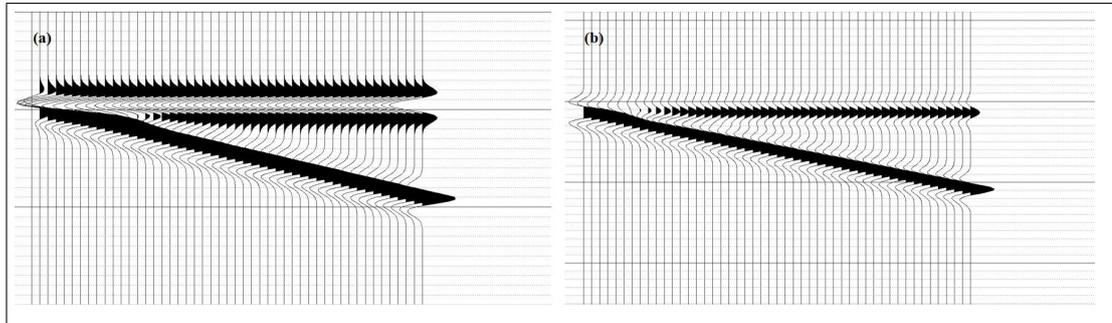


Figura 7.6: Sismogramas sintéticos de los modelos de cuñas, generados a partir de la convolución de un ondícula de Ricker fase cero de 30 Hz de frecuencia dominante con la serie reflectiva fundamental (a) Tipo I, (b) Tipo IV.

7.1.1. Velocidad

Cambios en la velocidad entre capas de rocas adyacentes generaran variaciones en la amplitud de la reflexión. Alteraciones en la velocidad de propagación de la onda en una capa de roca son producidos principalmente por cambios en su composición litológica, como también por cambios en la porosidad y en sus fluidos intersticiales (Sheriff and Geldart, 1995).

Se generaron múltiples modelos sintéticos a partir de los parámetros presentados en la tabla 7.1, modificando las velocidades de propagación de la onda en las capas de roca. Posteriormente se generan sismogramas sintéticos de modelos de cuña, y finalmente se extrae la información de amplitud para cada modelo generado.

7.1.2. Porosidad y presencia de fluidos

La porosidad de un material representa un porcentaje que relaciona el volumen que ocupan los poros en un volumen unitario de roca (Sheriff and Geldart, 1995). Las porosidades de las formaciones sedimentarias pueden variar en alto grado; los carbonatos densos y las evaporitas, pueden tener una porosidad practicamente cero. Las areniscas bien consolidadas pueden tener una porosidad del 10 al 15 %, las areniscas no consolidadas pueden llegar al 30 % o más de porosidad, y las lutitas pueden tener una porosidad del 40 % (Schlumberger, 1995). Dentro de la formación Zona Glauconítica, desde datos de corona, se observan máximas variaciones que van entre 13 al 20 % (Carpinelli et al., 2015)

Las rocas sedimentarias, casi siempre están saturadas con fluido, generalmente agua salada. Y los poros de los reservorios de gas y petróleo están saturados con variadas cantidades de agua salada, petróleo y gas (Sheriff and Geldart, 1995).

Utilizando las ecuaciones desarrolladas por Gassmann (1951) y Biot (1941) y la herramienta *Fluid Replacement Modeling* (FRM) del *software Hampson & Russell*, se modificó el porcentaje de porosidad de la capa delgada, variando de un 10 % a un 20 %, y el porcentaje de saturación de agua en los poros, de un 0 % a un 100 %, considerando que los poros estaban saturados de una combinación de agua salada y petróleo, y de agua salada y gas. Para cada caso se generan generen sismogramas sintéticos y se analizan sus variaciones de amplitud.

7.1.3. Estructura y topografía variable

Las ondas sísmicas sufren pérdida de amplitud o energía cuando se propagan a través del subsuelo de la tierra producto del fenómeno de atenuación (capítulo 3.1.10), disminuyendo exponencialmente en función del tiempo de propagación de la onda (Sheriff and Geldart, 1995; Zhang and Ulrych, 2002). Razón por la cual una topografía variable y variaciones en la profundidad de la capa de roca analizada producirán variaciones en la amplitud de la reflexión.

Utilizando valores experimentales del factor de calidad para rocas sedimentarias, Q , se cuantifica la pérdida de los componentes de alta frecuencia producto del fenómeno de atenuación sísmica a partir de la traslación del *peak* de frecuencia, mediante las ecuaciones desarrolladas por Zhang and Ulrych (2002), producto de una topografía y estructura variable. Para ello se construyen dos modelos 3D de capas delgadas intercaladas en dos capas gruesas, siguiendo los parámetros expuestos en la tabla 7.1. El primero considera una topografía con fuertes variaciones, presentando fluctuaciones de superficie que van de los 600 a los -300 metros snmm, y una capa delgada plana de espesor constante a una profundidad de 1700 ms TWT, tal como se observa en la figura 7.7. Y el segundo modelo, considera una superficie plana y una capa delgada de espesor constante, con variaciones en su profundidad que van de -1570 a -1800 ms snmm TWT, tal como se observa en la figura 7.8. Para cada caso se generan sismogramas sintéticos y se analizan sus variaciones de amplitud.

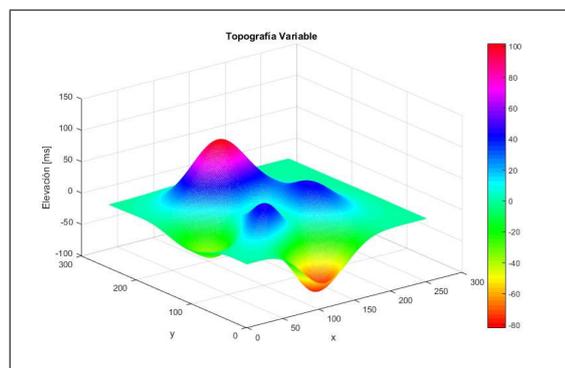


Figura 7.7: Modelo de topografía variable utilizado para la estimación de la atenuación. Las elevaciones van de los 600 a los -300 metros snmm.

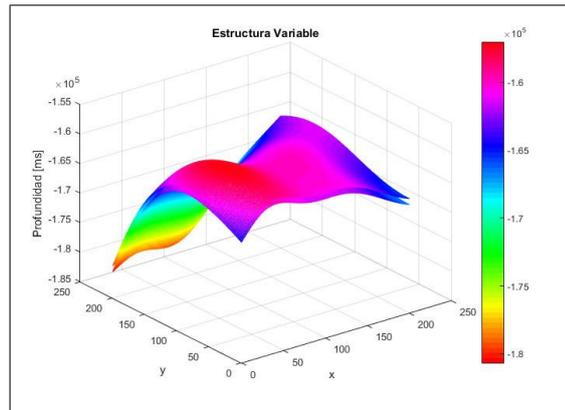


Figura 7.8: Modelo de estructura variable utilizado para la estimación de la atenuación, la profundidad de la capa delgada fluctúa entre los -1570 a los -1800 metros snmm.

7.2. Etapa 2: Estimación del espesor bajo el *tuning*

Esta sección se divide en dos secciones, en la primera se evalúan los métodos de estimación del espesor bajo el *tuning* de frecuencia utilizando simples modelos de cuña. Y en segundo lugar se estiman los espesores del reservorio Zona Glauconítica, en los datos sísmicos del Bloque Arenal, a los que previamente se les aplicó el proceso de *Spectral Blueing*, utilizando los métodos anteriormente evaluados.

En la primera sección se utilizan los modelos de cuña sintéticos generados a partir de la convolución de una ondícula Ricker fase cero de 30 Hz de frecuencia dominante con las series reflectivas de dos términos tipo I y tipo IV, presentadas en la tabla 7.1 y en las figuras 7.5 y 7.6; y un modelo de cuña multicapa, similar al modelo de cuña tipo I, pero adhiriendo dos capas delgadas, de arena porosa, sobre y bajo la cuña, simulando un reservorio estratificado, tal como es presentado en la figura 7.9.

7.2.1. *Spectral Blueing*

El *Spectral Blueing*, o azulado espectral, es una técnica que aumenta la resolución de los datos sísmicos 3D, recuperando las altas frecuencias atenuadas del espectro sísmico, dentro de una determinada banda de frecuencias (Blache-Fraser and Neep, 2004), a través de la generación de un operador de coincidencia que ajusta el espectro sísmico medio a la forma del espectro de reflectividad. Este método, al igual que el método *Seismic Coloured Inversion* (Apéndice A), se basa en que la reflectividad del subsuelo de la tierra es azul, es decir, que el espectro de frecuencias de la reflectividad aumenta como f^β , donde $\beta > 0$, mientras que el espectro de impedancia acústica medido desde los registros de pozos disminuye su energía hacia las altas frecuencias como f^α , donde $\alpha < 0$, (Neep, 2007).

Los pasos para la aplicación del *Spectral Blueing* son los siguientes:

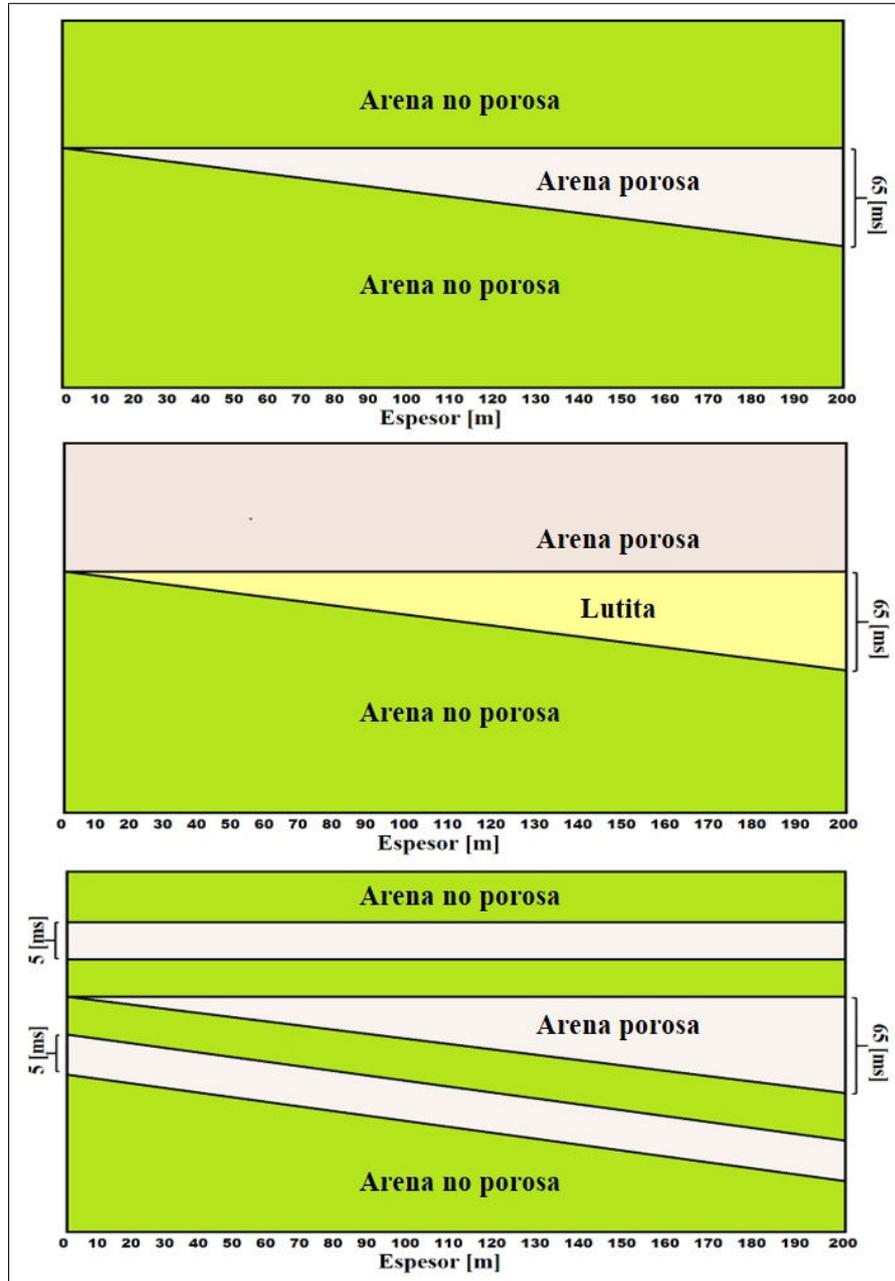


Figura 7.9: Diferentes modelos de cuña utilizados para evaluar los distintos métodos para estimar el espesor en capas delgadas. (arriba) modelo de cuña tipo I, (centro) modelo de cuña tipo IV, (abajo) modelo de cuña multicapa, conformado por tres capas de arena porosa intercaladas en arena no porosa.

- Se estimó el espectro de los registros de impedancia acústica para cada pozo (figura 7.10 (a)), los que fueron previamente ajustados a los datos sísmicos utilizando, registros de velocidad, *check shot* o VSP (Hardage, 1985). Las curvas fueron promediadas para generar un espectro global de los registros de pozos.
- Se estimó el espectro sísmico medio en una ventana de tiempo entre -500 y +500 milisegundos alrededor del horizonte GL25 (Team et al., 2008), para 60 trazas seleccionadas aleatoriamente, (figura 7.10 (b)).
- Finalmente se diseñó un operador (figura (7.10) (c)), para realizar el ajuste entre espectro sísmico medio suavizado al espectro de los registros de pozos suavizados. (figura 7.10 (d)).
- El operador es transformado al dominio del tiempo para luego ser convolucionado con los datos sísmicos.

En las figuras 7.11 y 7.12 se despliega una sección sísmica del Bloque Arenal (inline 2692), con sus respectivos espectros de amplitud, antes y después de aplicar el *Spectral Blueing*. En ellas se aprecia un claro aumento de la resolución sísmica, y en el espectro de amplitud sísmica un aumento de las altas frecuencias, dentro del ancho de banda sísmico.

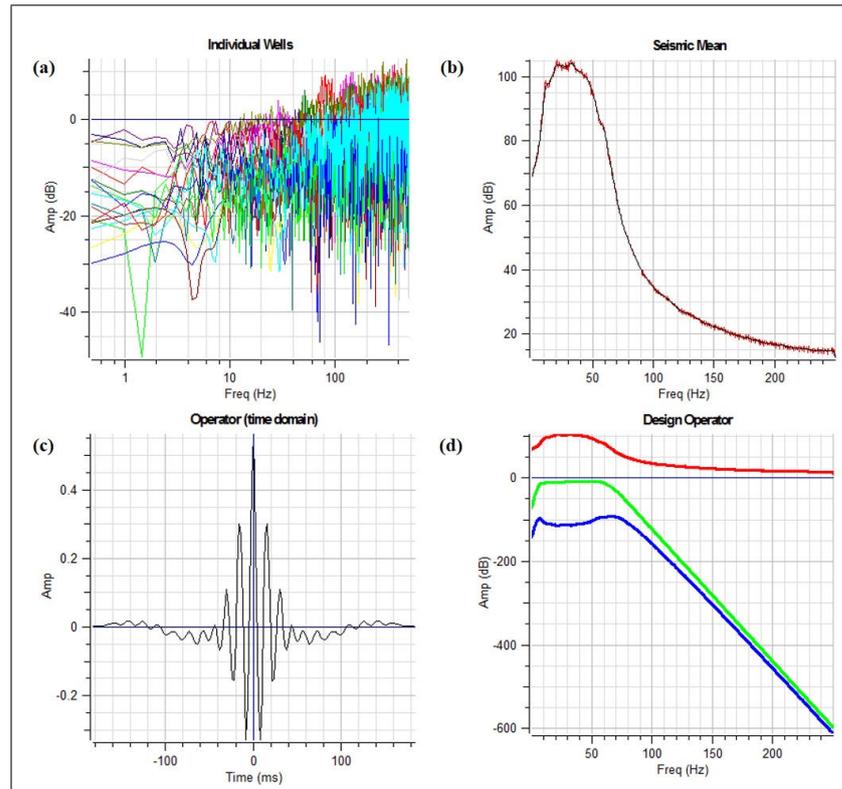


Figura 7.10: Pasos para la aplicación del *Spectral Blueing*. (a) Espectro de reflectividad de los pozos, (b) Espectro sísmico medio de 60 trazas escogidas aleatoriamente, (c) Operador de ajuste en el dominio del tiempo, (d) Espectro sísmico medio suavizado (rojo), espectro de la reflectividad (verde) y espectro del operador (azul).

7.2.2. Atributos instantáneos

La frecuencia instantánea es uno de los atributos sísmicos básicos derivados desde una traza sísmica compleja, la que es estimada a partir de la consideración de la traza sísmica como la componente real de una traza compleja, la generación de la componente imaginaria, se realiza mediante la transformada de Hilbert, la cual es un operador lineal que toma una función real $s(t)$, la convoluciona con una respuesta impulsiva $h(t) = 1/\pi t$ y genera la traza imaginaria $H(s)(t)$. Se genera el *peak* de frecuencia instantánea, como es descrito en el capítulo 5.2.1. El *peak* de frecuencia instantánea es extraído en una ventana de 10 ms alrededor de el horizonte GL25.

7.2.3. Descomposición Espectral

La descomposición espectral es una técnica ampliamente usada en la comunidad de exploración sísmica. En simples palabras, esta técnica permite la extracción de los componentes de frecuencias individuales desde los datos sísmicos

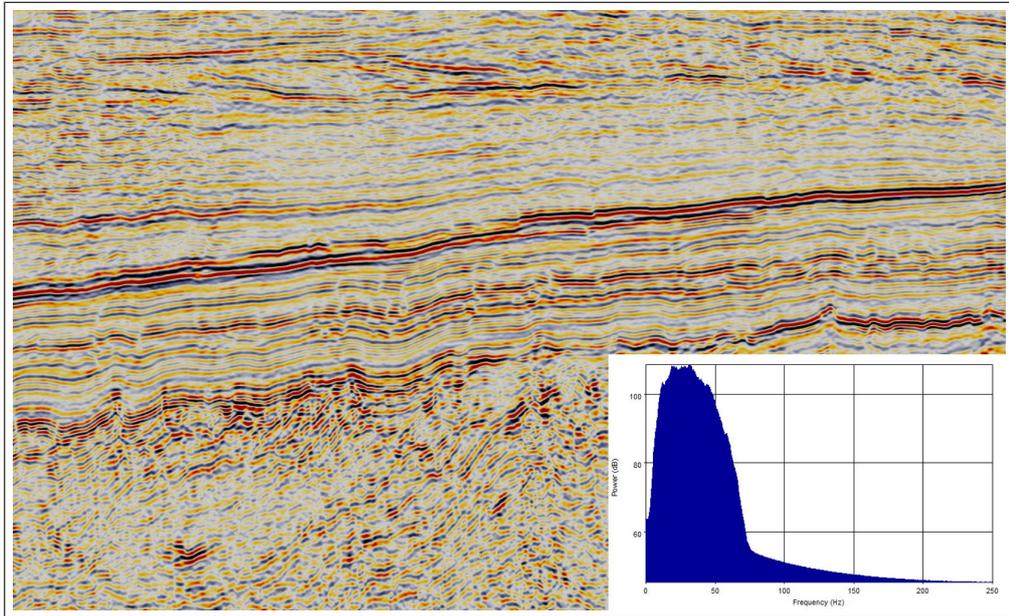


Figura 7.11: Sección sísmica del bloque Arenal, in-line 2600, antes de aplicar el azulado espectral. En el extremo inferior izquierdo se despliega espectro de amplitud del cubo sísmico.

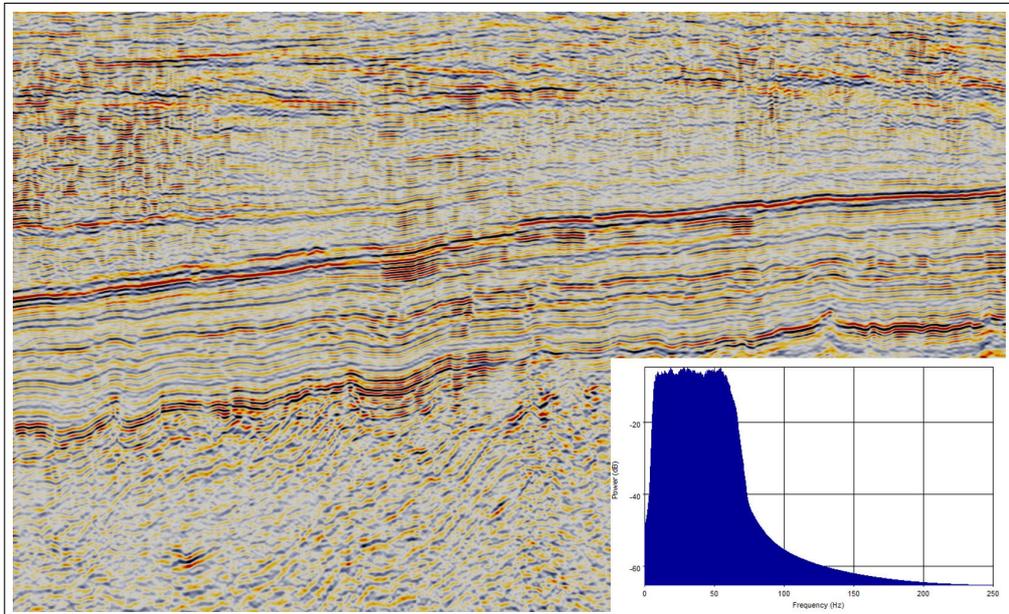


Figura 7.12: Sección sísmica del bloque Arenal, in-line 2600, luego de aplicar el azulado espectral. En el extremo inferior izquierdo se despliega el espectro de amplitud del cubo sísmico

de banda ancha. Existen varias técnicas para la aplicación de la descomposición espectral, incluyendo la transformada discreta de Fourier (DFT), la transformada continua de ondícula (CWT) y la descomposición por *Matching Pursuit* o búsqueda de coincidencia (técnicas discutidas en el anexo B), entre otras (Correa and Potter, 2009).

La técnica utilizada en este trabajo es la descomposición por búsqueda de la coincidencia o *Matching Pursuit*, desarrollada por Mallat and Zhang (1993). Esta técnica, descompone la traza sísmica en un conjunto de funciones (ondículas) de tiempo y frecuencia, estas funciones tienen combinaciones de todas las posibles combinaciones de tiempo y frecuencia, y por lo tanto constituyen un conjunto redundante de funciones. Una vez que se definen las ondículas, se busca la mejor coincidencia entre la señal y las ondículas. Posteriormente se calcula su residuo, este proceso es repetido hasta que la energía de la traza residual sea menor a un umbral deseado (Liu and Marfurt, 2007; Wang, 2006), los detalles de la descripción del algoritmo son presentados en el anexo C.

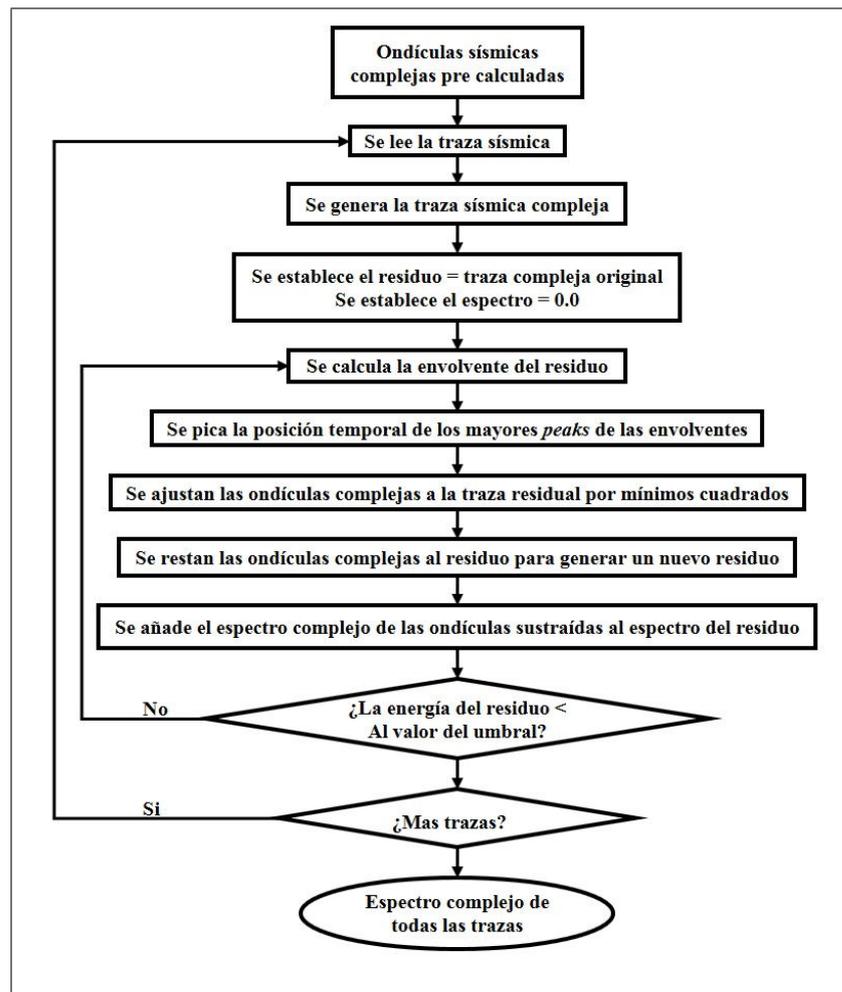


Figura 7.13: Flujo de trabajo del algoritmo de descomposición espectral utilizando la técnica *Matching Pursuit* (Modificado de Liu and Marfurt (2007))

Se descomponen los datos sísmicos a los que previamente se les aplicó el *Spectral Bleeding*, entre 2 y 98 Hz, con un incremento de 2 Hz. Los pasos para la descomposición espectral son los siguientes:

- Se utilizaron ondículas Ricker para descomponer la traza sísmica, ya que éstas ajustan mejor a los datos sísmicos (Liu and Marfurt, 2007).
- Se estimó la envolvente y la frecuencia para cada traza sísmica de entrada.
- Se identificaron los eventos sísmicos claves, escogiendo un conjunto de *peaks* en la envolvente que pertenezcan al 80 % de los mayores *peaks* de la traza (residual) actual.
- Se calcularon las amplitudes y las fases para cada ondícula utilizando el algoritmo de mínimos cuadrados. Cada evento picado tiene su ondícula correspondiente.
- La traza residual es calculada al restar las ondículas ajustadas a la traza.
- Se calculó el espectro complejo de la traza modelada, simplemente adhiriendo el espectro complejo de cada ondícula constituyente.

Este proceso es repetido hasta que la energía de la traza residual sea menor a un umbral deseado. Estos pasos son ilustrados en la en la figura 7.13.

Balance espectral

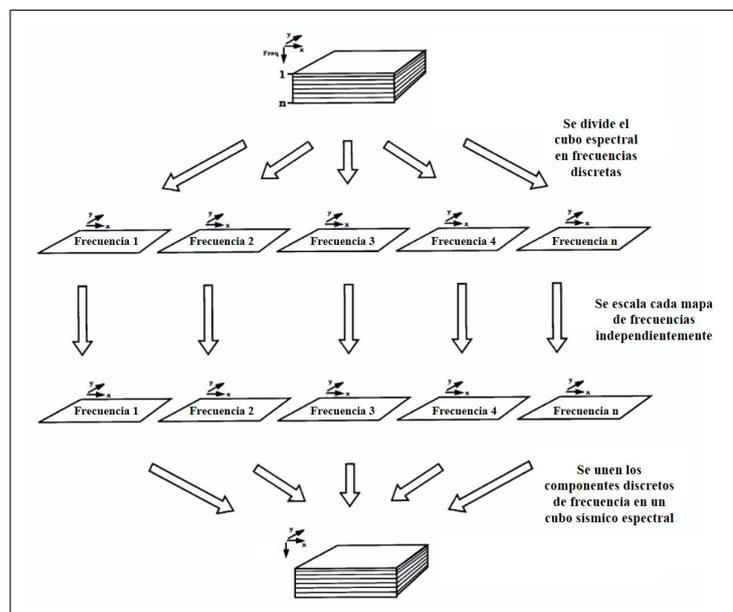


Figura 7.14: Balance espectral (Modificado de Partyka et al. (1999))

Los datos resultantes de la descomposición están compuestos principalmente de la interacción entre la interferencia entre las capas, el espectro de la ondícula

sísmica y ruido (Partyka et al., 1999). Por lo cual, deben ser posteriormente balanceados para eliminar la “impresión” de la ondícula. Al suponer que la geología varía considerablemente sobre un horizonte, se espera que su espectro reflectivo sea blanco. Entonces, se balancea el espectro por la equalización de cada componente de frecuencia de acuerdo a la amplitud media, tal como es descrito en la figura 7.14 (Liu and Marfurt, 2007; Partyka et al., 1999).

Peaks Espectrales

Finalmente se generan los *peaks* de magnitud espectral y de frecuencia espectral, como un subproducto de la descomposición espectral por *Matching Pursuit*, tal como es indicado en Marfurt et al. (2012), utilizando las ecuaciones desarrolladas por Marfurt and Kirilin (2001), presentadas en el capítulo 5.2.2.

Los resultados obtenidos por los distintos métodos de estimación del espesor, son posteriormente comparados con 60 registros de pozos, los cuales contaban con información de la profundidad del techo y la base del reservorio (figura 7.15).

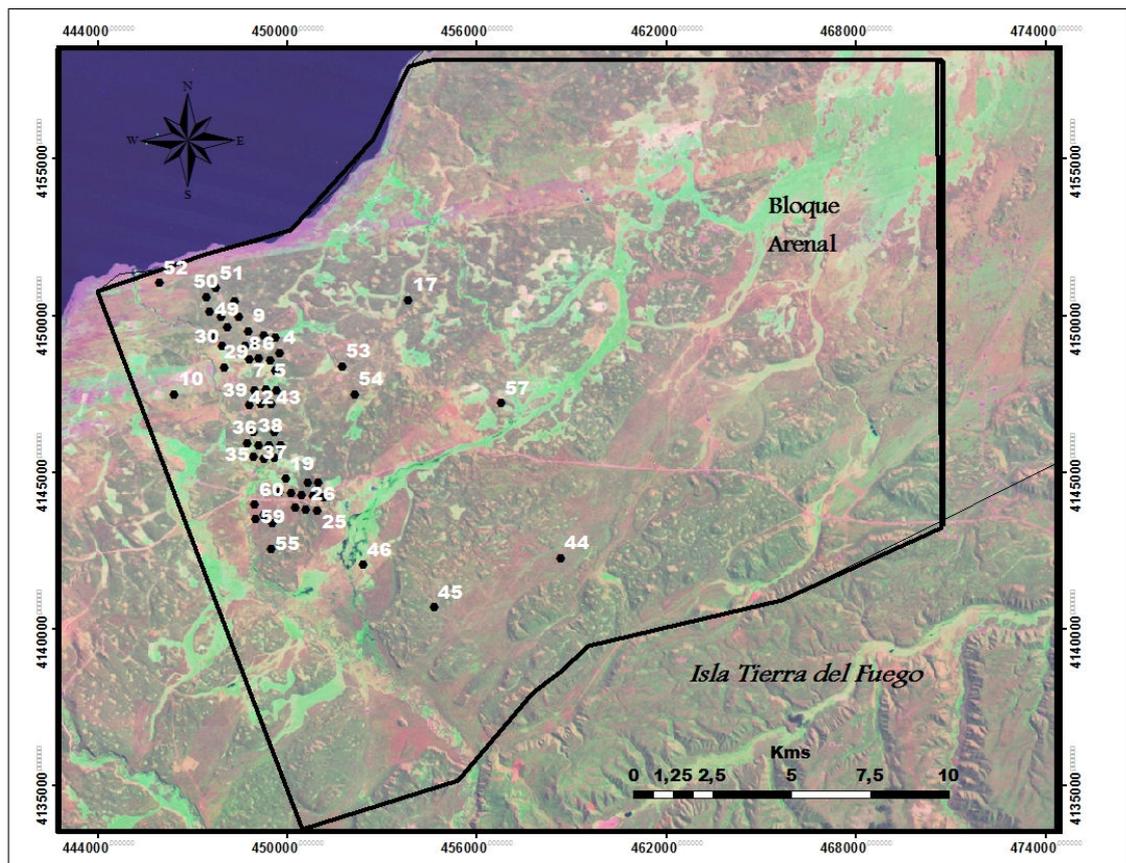


Figura 7.15: Ubicación geográfica de los pozos con información del espesor del reservorio.

7.3. Etapa 3: Desintonización y estimación del pago neto

El objetivo de esta etapa es eliminar los efectos de interferencia en los datos producto de las variaciones de espesor, a través del proceso de desintonización o *detuning*, presentado por Brown et al. (1986, 1984) y Connolly (2005, 2007). Y posteriormente estimar la proporción entre el espesor neto de arena y el espesor aparente del reservorio, razón definida como *seismic Net-to-Gross* (S.N:G), (capítulo 6).

Los pasos para la desintonización y la estimación del pago neto son:

- Para el caso de la estimación del pago neto desde la impedancia de banda limitada, los datos sísmicos deben ser previamente transformados a impedancia mediante la inversión sísmica colorida, cuya metodología es descrita en 7.3.1.
- Se extraen las amplitudes de reflexión RMS y la impedancia media del reservorio objetivo, entre los horizontes techo y base, BI20 y G7, picados sobre los *zero crossings* de los datos de impedancia media de banda limitada (Connolly, 2007), tal como se observa en la figura 7.16.
- Se estimó el espesor aparente entre los horizontes techo y base del reservorio, presentado en la figura 7.17. Y posteriormente se genera un diagrama de dispersión (*crossplot*) entre las amplitudes RMS y el espesor aparente, figura 7.18 (a) y la impedancia media de banda limitada y el espesor aparente del reservorio, figura 7.18 (b).
- Se modela una curva de *tuning* desde un modelo de cuña, y se superpone sobre la nube de puntos resultante de los *crossplot*, línea roja continúa en las imágenes figura 7.18 (a) y (b). Este paso provee una primera auto-calibración de los datos y también expone la calidad de los datos al comprobar que las envolventes de ambas nubes de puntos tienen una forma similar a las curvas modeladas (Connolly, 2007).
- Se asume que los puntos sobre y a la izquierda de las curvas modeladas son principalmente causados por errores en el picado de los horizontes, por lo cual son eliminados (Connolly, 2007).
- Para un espesor dado, los puntos en la parte superior de las nubes de puntos resultantes presentan valores de *Net-to-Gross* (N:G) cercanos a uno, y los puntos menores tendrán proporcionalmente menores valores de N:G (Brown et al., 1984; Connolly, 2007). Para el caso de la impedancia media, se asumió que los valores negativos presentan un N:G igual a cero.

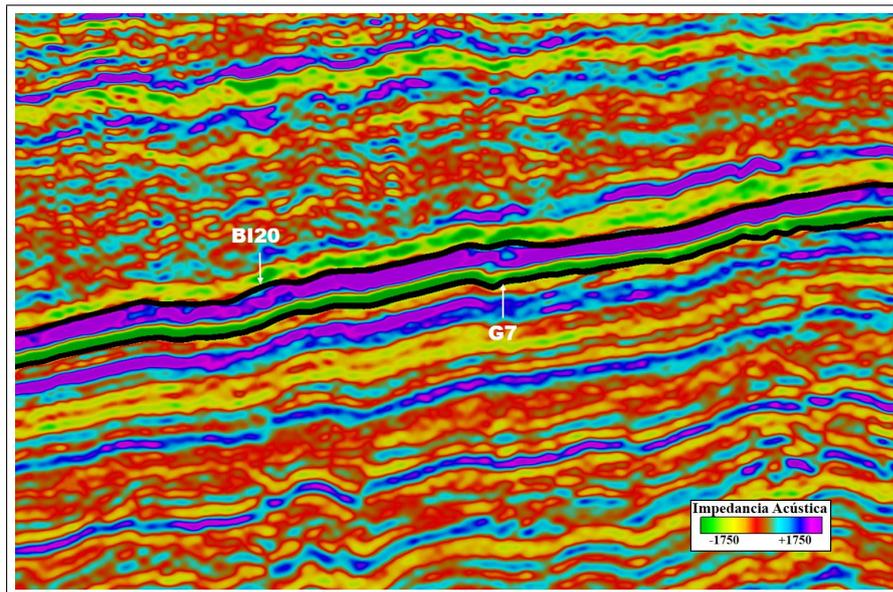


Figura 7.16: Horizontes sísmicos correspondientes al techo y la base del reservorio Zona Glaucónica, BI20 y G7, respectivamente; picados sobre los *zero crossings* de los datos de impedancia limitada.

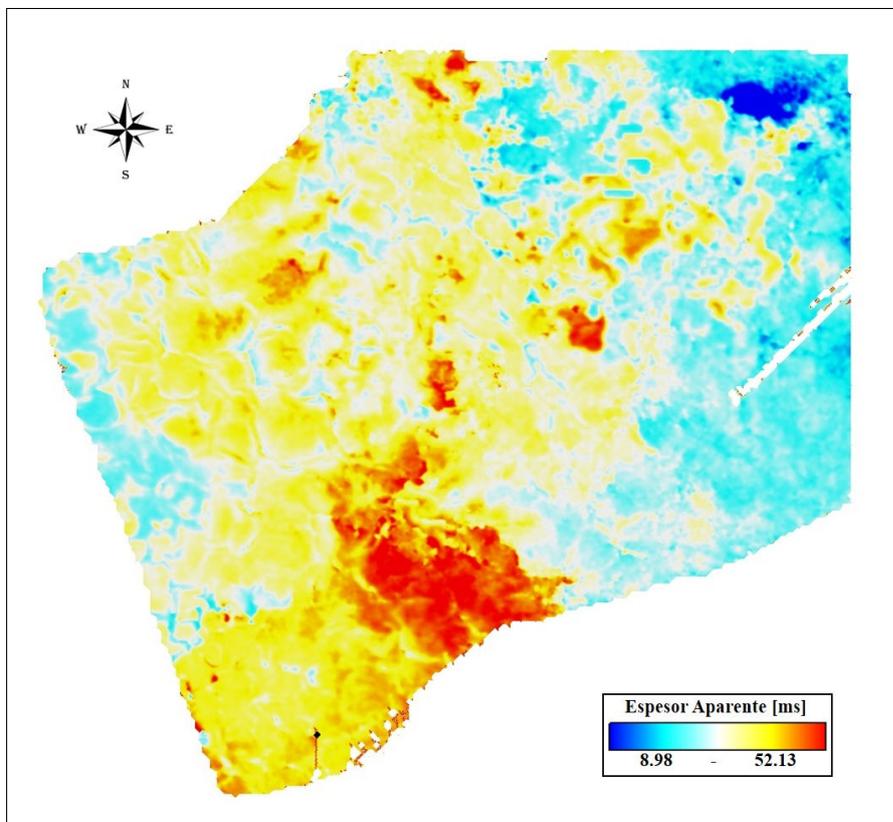
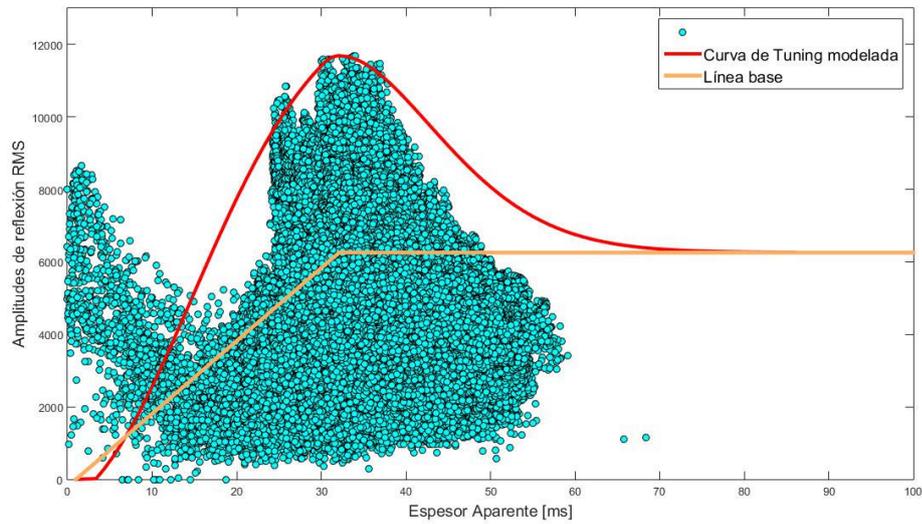
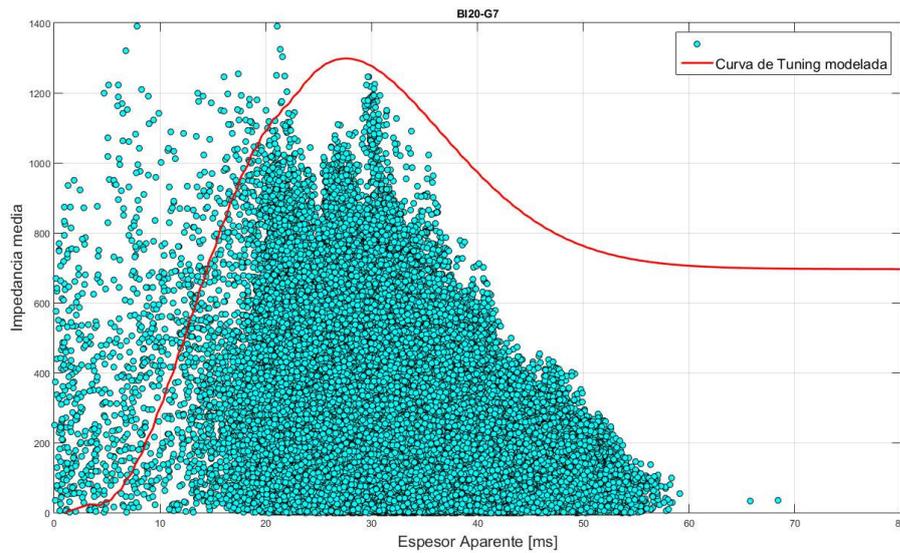


Figura 7.17: Espesor aparente entre los horizontes BI20 y G7, correspondientes al techo y la base del reservorio Zona Glaucónica.



(a) Desde las amplitudes RMS de reflexión.



(b) Desde la impedancia media de banda limitada.

Figura 7.18: *crossplot* entre (a) las amplitudes de reflexión RMS, (b) la impedancia media de banda limitada y el espesor aparente. Sobre ellos se superpone la curva de *tuning* modelada desde modelos de cuña, en rojo. Y la línea base o curva sin sintonizar, en naranja.

- Para el caso de la reflectividad, se definió arbitrariamente la respuesta sísmica de referencia o línea base, sin sintonizar, presentada por la línea naranja en la imagen figura 7.18 (a). Se calculó el factor de desintonización definido como la razón entre la línea base y la curva de *tuning* modelada, el cual es posteriormente aplicado a los datos de amplitud (Simm, 2009). Para la estimación desde la impedancia de banda limitada, se genera una transfor-

mación de desintonización definida como la razón entre el N:G sísmico y la curva de *tuning* modelada, la cual es aplicada a los datos de impedancia media.

- Finalmente se multiplican ambos casos por el espesor aparente y se obtiene el pago neto sísmico (Simm, 2009).

Los resultados obtenidos son posteriormente comparados con estimaciones del espesor de pago neto (*Net Pay thickness*), obtenidas desde la interpretación petrofísica de los registros eléctricos.

Estimación que discrimina los intervalos que presenten: volúmenes de arcilla menores al 50 %, porosidad mayor al 6 %, y saturación de hidrocarburo mayor al 40 %. Tal como es presentado en la figura 7.20, imagen en la que se presentan los registros eléctricos del pozo Cabaña 1.

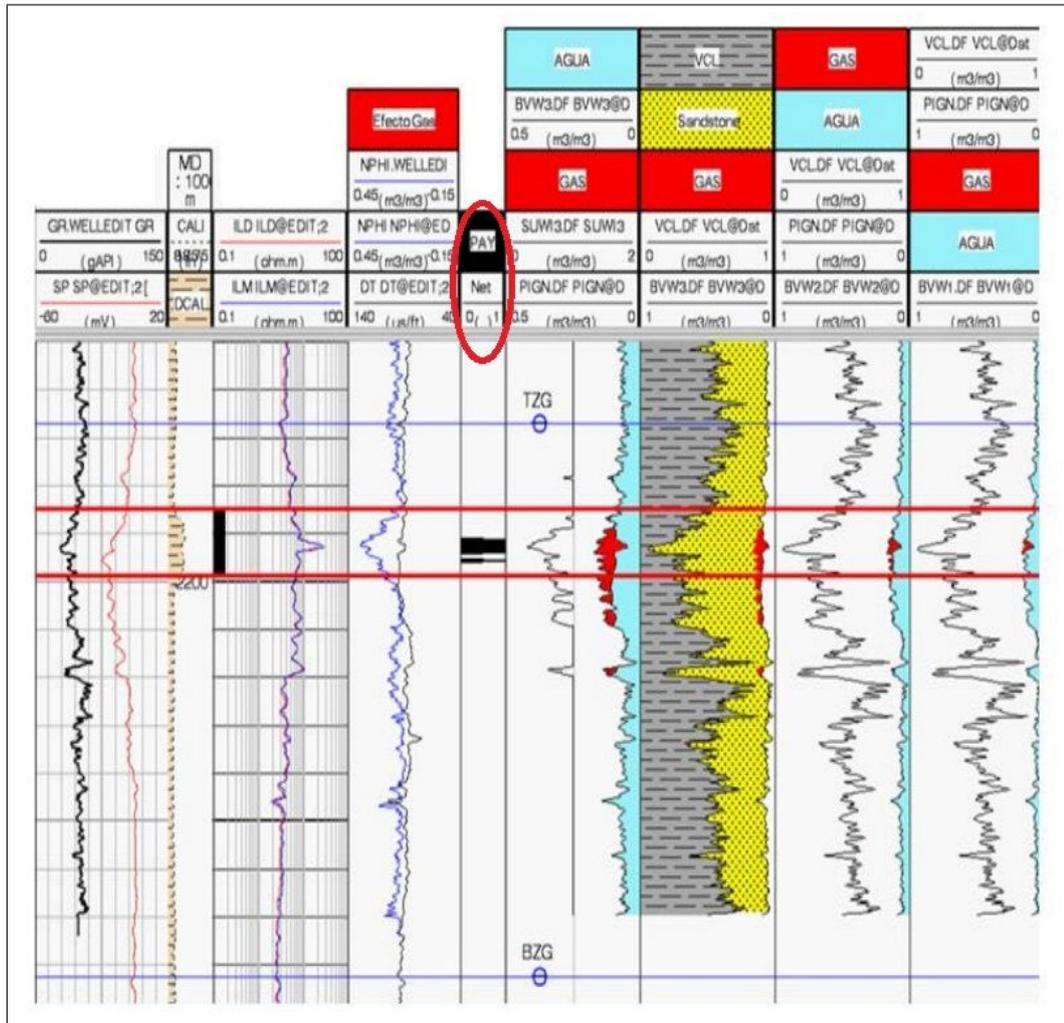


Figura 7.19: Interpretación Petrofísica del pozo Cabaña 1. El círculo rojo destaca el *track Net Pay thickness* (Modificado de Carpinelli et al. (2012)).

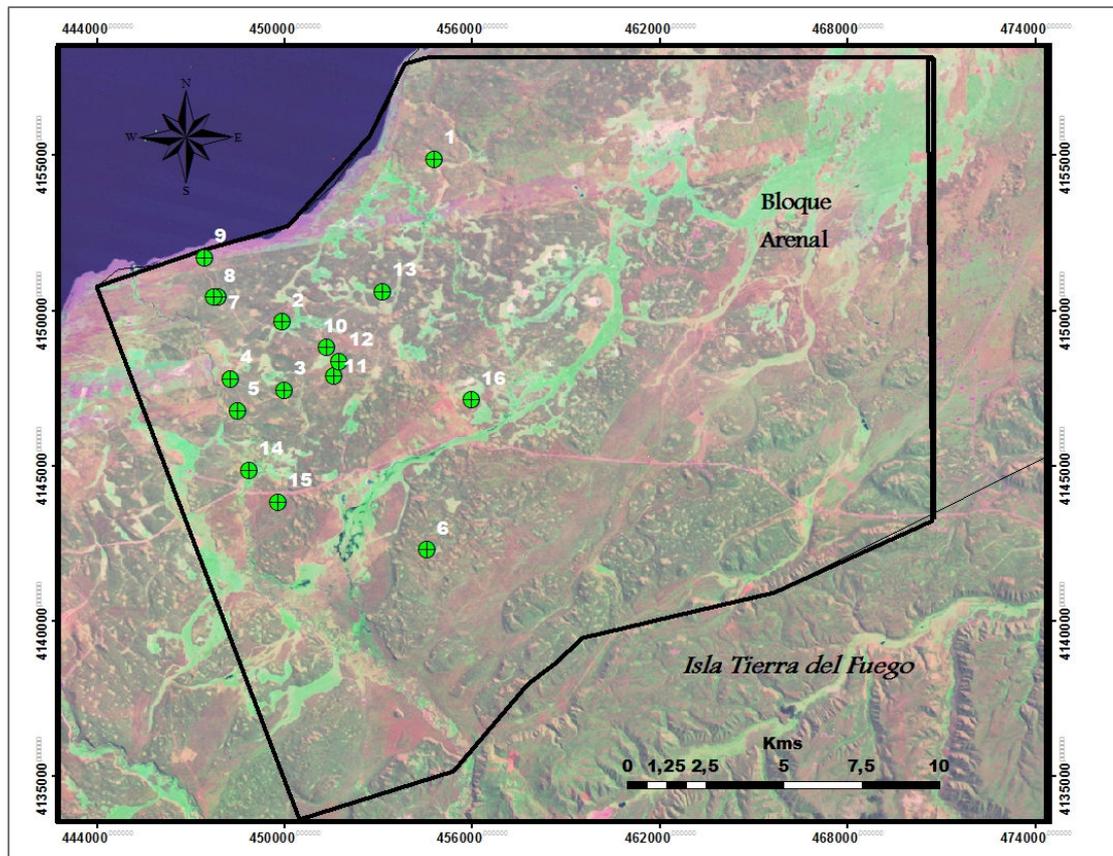


Figura 7.20: Ubicación de los pozos con información del espesor de pago neto.

7.3.1. Inversión colorida

La inversión colorida es una simple y rápida técnica para invertir los datos sísmicos de banda limitada a impedancia relativa (Lancaster and Whitcombe, 2000). La cual es realizada mediante la generación de un operador para ajustar el espectro sísmico medio a la forma del espectro de impedancia de los registros de pozos, (Descrita en mayor detalle en el anexo A). Y al igual que el proceso de *Spectral Blueing*, este método se basa en las observaciones empíricas de Walden and Hosken (1985), quienes notaron que el espectro de reflectividad del subsuelo aumenta como f^β , donde $\beta < 0$, mientras que el espectro de impedancia acústica medido desde los registros de pozos disminuye su energía hacia las altas frecuencias como f^α , donde $\alpha > 0$, (Neep, 2007).

Los pasos para la aplicación de la inversión colorida son los siguientes:

- Se estimó el espectro de los registros de impedancia acústica para cada pozo (figura 7.10 (a)), los que fueron previamente ajustados a los datos sísmicos utilizando, registros de velocidad, *check shot* o VSP (Hardage, 1985). Las curvas fueron promediadas para generar un espectro global de los registros de pozos.
- Se estimó el espectro sísmico medio de los datos sísmicos, a los que previa-

mente se aplicó el proceso de *Spectral Blueing*, en una ventana de tiempo entre -500 y +500 milisegundos alrededor del horizonte GL25 (Team et al., 2008), para 60 trazas seleccionadas aleatoriamente, (figura 7.21 (a)).

- Se diseñó un operador para ajustar el espectro sísmico medio al espectro de los registros de pozos suavizados.
- El operador de banda limitada es posteriormente transformado al dominio del tiempo y es desfasado en -90° (figura 7.21(b)), para finalmente ser convolucionado con los datos sísmicos de entrada (Neep, 2007).

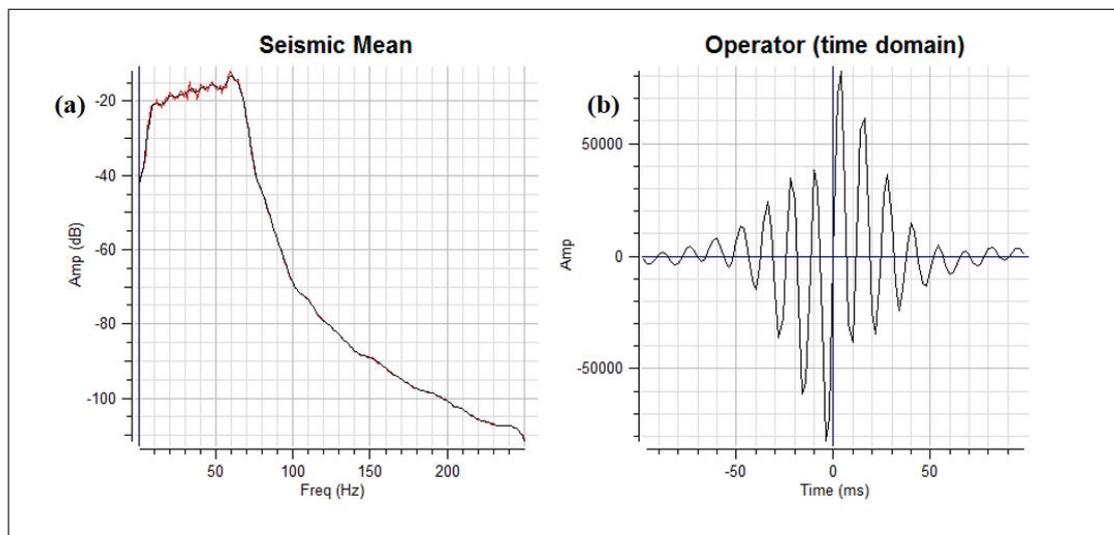


Figura 7.21: Pasos para la aplicación de la inversión sísmica colorida. (a) Espectro sísmico medio, de los datos a los que previamente se les aplicó el proceso de *Spectral Blueing*, de 60 trazas escogidas aleatoriamente, (b) Operador de ajuste en el dominio del tiempo, desfasado en -90° .

Capítulo 8

Resultados

8.1. Etapa 1:

Parámetros que afectan la amplitud sísmica de reflexión

A continuación se presentan los resultados de la evaluación de los principales parámetros que afectan la amplitud sísmica; con el objetivo de poder comprender y visualizar como repercuten las variaciones de espesor, en comparación con las fluctuaciones de la velocidad de la roca, el porcentaje de porosidad, de saturación de agua, profundidad del estrato y el efecto de una topografía variable, en la amplitud sísmica de reflexión.

En la figura 8.2 (a) se presentan los resultados para el modelo de cuña generado a partir de la serie reflectiva fundamental tipo I, y en la figura 8.2 (b) los resultados para el modelo generado a partir de la serie reflectiva fundamental tipo IV, resumidos en la tabla 8.1. En ambas figuras es posible apreciar que variaciones en la porosidad y velocidad de la roca originan variaciones considerables en la amplitud de reflexión, produciendo fluctuaciones que alcanzan el 123 % y el 237 %, respectivamente, para la serie tipo I; y el 233 % y 63 %, respectivamente, para la serie tipo IV. Cambios en el porcentaje de saturación de agua pueden originar alteraciones de la amplitud del orden de 24 – 25 %, para el caso en el que los poros están saturados de una combinación de agua salada y petróleo, y del 24 al 36 % cuando están saturados de agua salada y gas; al pasar de un 100 % de saturación de petróleo o gas, a un 100 % de saturación agua. Por el contrario grandes variaciones en la topografía y en la profundidad burial del estrato de roca, generaran cambios apenas perceptibles en la amplitud de reflexión. Y finalmente, variaciones en el espesor del estrato de roca generan alteraciones de amplitud del orden del 44 al 160 %, cuando el espesor del estrato es cercano a $\lambda/4$, y del 160 al 400 %, cuando el espesor de la capa es cercano al límite de cero espesor.

Por lo cual la porosidad, velocidad y el espesor de la capa de roca, son los factores más significativos que afectan la amplitud sísmica de reflexión.

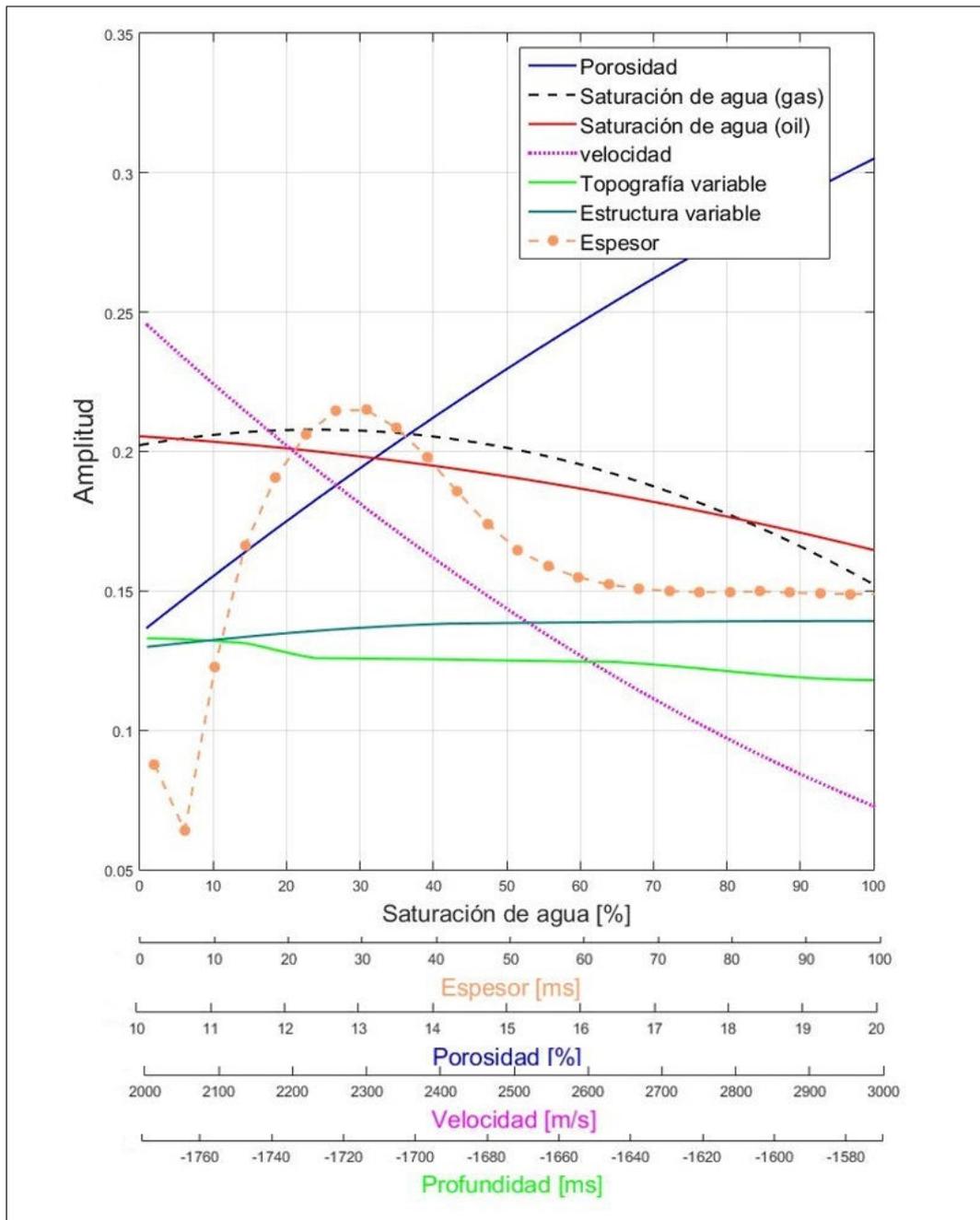


Figura 8.1: Parámetros que afectan la amplitud de reflexión, para las serie reflectiva fundamental tipo I.

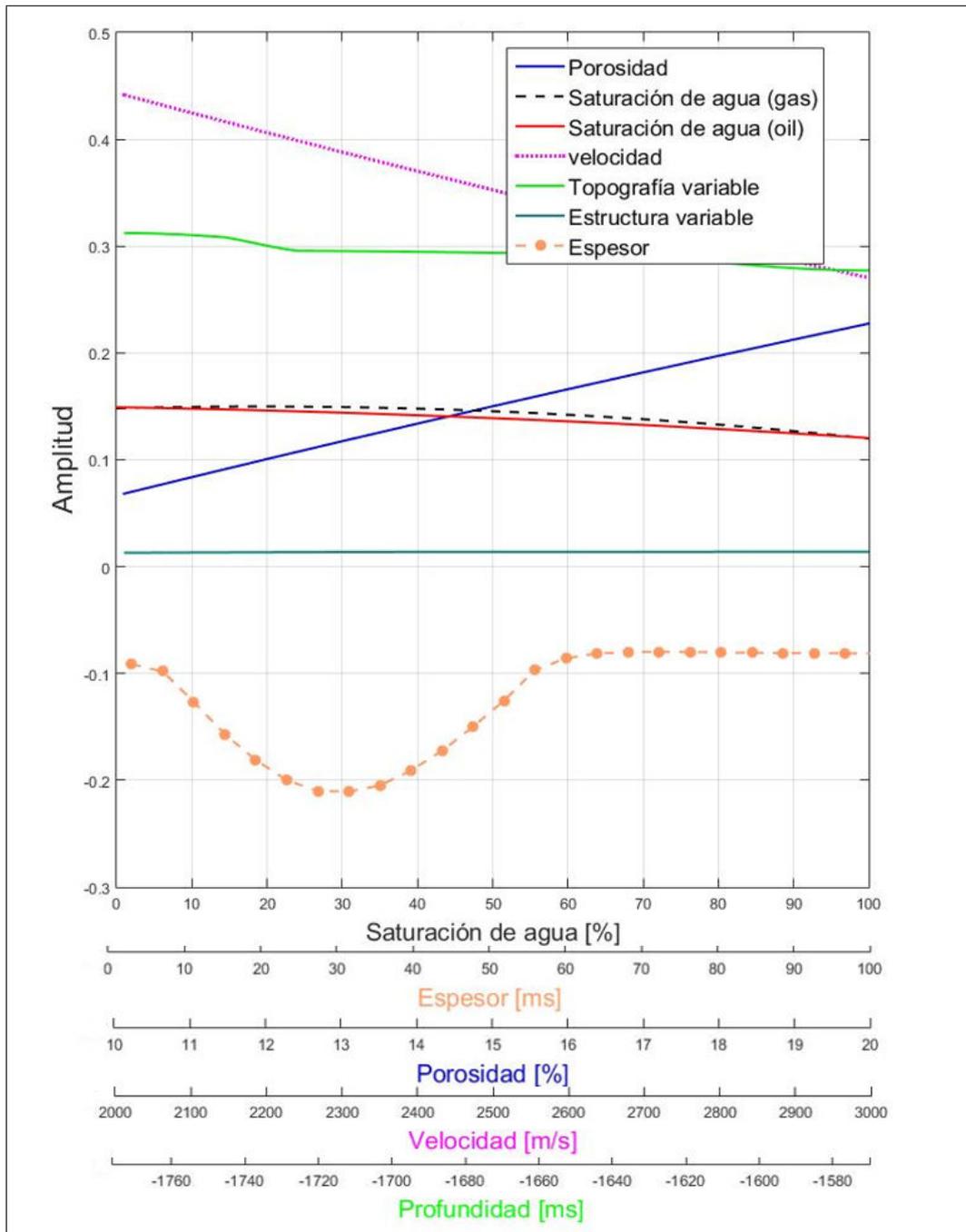


Figura 8.2: Parámetros que afectan la amplitud de reflexión, para las serie reflectiva fundamental tipo IV.

	Tipo I	Tipo IV
Velocidad	237,22 %	63,35 %
porosidad	122,95 %	233,08 %
WS oil+agua	24,77 %	23,92 %
WS gas+agua	36,28 %	23,56 %
Estructura	7,15 %	6,92 %
Topografía	12,62 %	12,66 %
Espesor ($\lambda/4$)	44,22 %	159,55 %
Espesor (0)	400 %	160 %

Cuadro 8.1: Porcentajes de variación máxima de la amplitud de reflexión para cada caso.

8.2. Etapa 2: Estimación del espesor

8.2.1. Evaluación de los métodos de estimación del espesor bajo el límite de resolución sísmica

En esta sección se presentan los resultados de la evaluación de los métodos de estimación del espesor en capas delgadas, en simples modelos de cuña, los que representan las series reflectivas fundamentales tipo I, tipo IV y multicapa.

Peak de frecuencia instantánea

En la figura 8.3 (a), (b) y (c), se exponen los *peaks* de frecuencias instantáneas para los modelos de cuña generados a partir de las series reflectivas tipo I, tipo IV y multicapa, respectivamente. El *peak* de frecuencia instantánea es desplegado de manera tal que los valores de frecuencia negativos, valores anómalos, son presentadas en negro, las frecuencias bajas en tonos azules, las medias en tonos verdes y amarillos, y las altas frecuencias en rojo; las frecuencias que superan el límite de Nyquist son desplegadas en blanco. En la figura 8.4 se presenta el *peak* de frecuencia instantánea en función del espesor de la cuña, estimado en el centro de la cuña, para los tres casos.

Para el modelo de cuña tipo I, en negro, se observa que el *peak* de frecuencia disminuye de manera inversamente proporcional con el espesor, alcanzando valores negativos, cuando el espesor del modelo es del orden de $\lambda/2$, posteriormente aumenta abruptamente hasta alcanzar valores de frecuencia que sobrepasan el límite de Nyquist, patrón al que Zeng (2010) llamó “salto de frecuencias tipo I”, luego el *peak* de frecuencia instantánea disminuye de manera inversa con el espesor. Al igual que para el caso del modelo tipo IV, en rojo, en el que el *peak* de frecuencia disminuye a medida que el espesor de la cuña aumenta, alcanzando valores cercanos a cero y luego aumenta rápidamente hasta alcanzar valores que

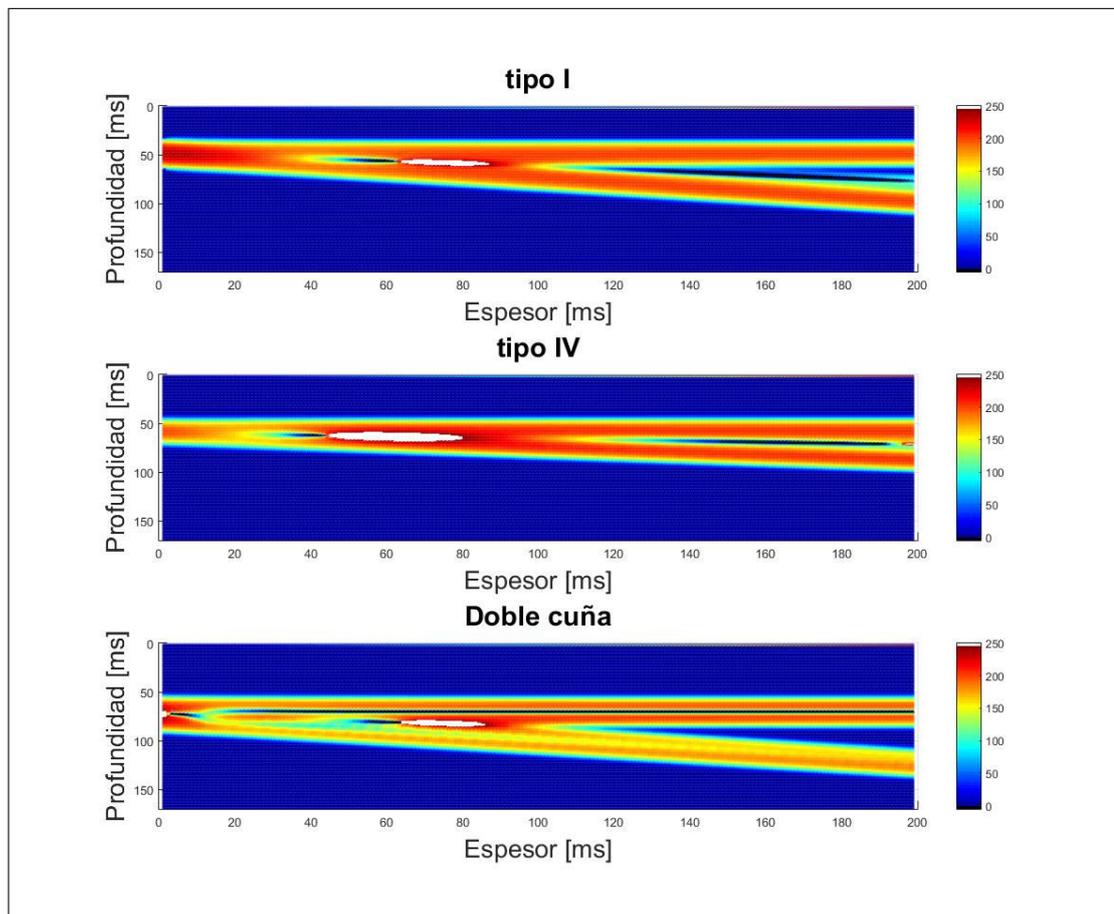


Figura 8.3: *Peak* de frecuencia instantánea en el modelo de cuña (a) tipo I, (b) tipo IV.

superan el límite de Nyquist, cuando el espesor es del orden de $3\lambda/8$.

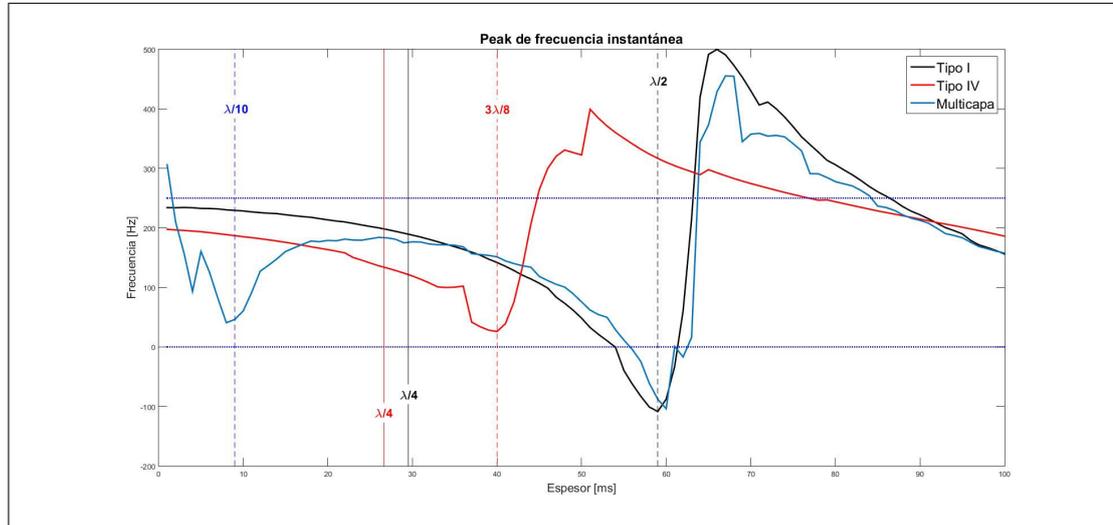


Figura 8.4: *Peak* de frecuencia instantánea estimado en el centro del modelo de los modelos de cuña tipo I, en negro, tipo IV, en rojo, y multicapa, en azul. Las líneas punteadas horizontales corresponden al límite de Nyquist, y al valor cero de frecuencias.

Para el modelo de cuña multicapa, en azul, caso en el que la capa presenta efectos de interferencia desde otras capas, el *peak* de frecuencia instantánea, presenta un comportamiento similar al de la serie reflectiva tipo I, excepto por una fuerte disminución y posterior aumento del *peak* de frecuencia, cuando el espesor es muy pequeño, cercano al límite de cero espesor, patrón al que Zeng (2010) llamó “salto de frecuencias tipo II”, el cual se relaciona exclusivamente con capas sísmicamente delgadas (Zeng, 2010).

Examinando la figura 8.4, es posible apreciar, tal como enuncio Liu et al. (2006), que el *peak* de frecuencia instantánea se relaciona de manera inversamente proporcional con el espesor del estrato de roca, presentando altos valores de frecuencia en pequeños espesores y disminuyendo a medida que aumenta el espesor, para los casos en los que la capa presenta pequeños efectos de interferencia desde otras capas de roca (Liu et al., 2006). Demostrando que el atributo *peak* de frecuencia instantánea puede proveer una buena estimación del espesor del reservorio estudiado en capas menores al límite de resolución sísmica.

Por el Contrario para reservorios estratificados o conformados por varias capas de rocas sucesivas, simulados por el modelo de cuña multicapa, el *peak* de frecuencia instantánea se relaciona de manera no lineal con el espesor, incluso en capas delgadas. Por lo cual no es posible estimar el espesor utilizando este atributo.

Descomposición Espectral

En las figuras 8.5, 8.6 y 8.7, se despliegan los componentes de frecuencia de 10 Hz (arriba), 30 Hz (centro), y 50 Hz (abajo), resultantes de la descomposición espectral por *Matching Pursuit*, para los modelos de cuña tipo I, tipo IV y multicapa, respectivamente. Y se despliegan de manera tal, que las bajas magnitudes son presentadas en tonos azules, los valores medios en tonos verdes y amarillos, y las altas magnitudes espectrales en tonos rojizos.

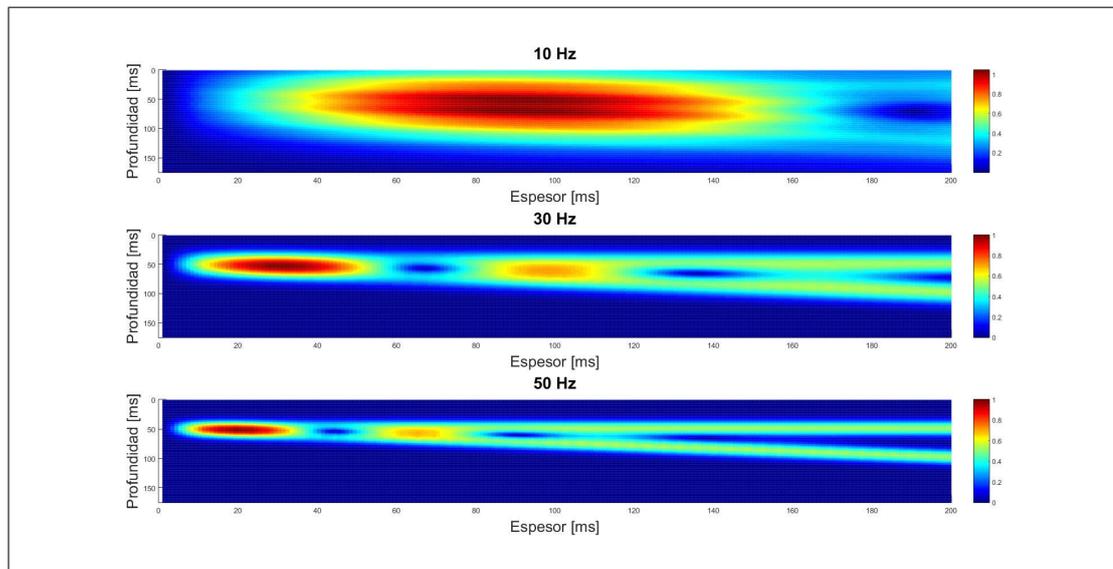


Figura 8.5: Resultados de la descomposición espectral para el modelo de cuña tipo I. (arriba) Componente de 10 Hz de frecuencia, (centro) componente de 30 Hz de frecuencia, (abajo) componente de 50 Hz de frecuencia.

La figura 8.8 resume estos resultados, presentando el espectro de magnitud espectral en función del espesor temporal de la cuña, estimado en el centro de la cuña, para los componentes de frecuencias de 10 Hz (en azul), 30 Hz (en rojo), y de 50 Hz (en amarillo); para los tres casos analizados.

Para el modelo de cuña tipo I, se advierte que el componente de frecuencia de 10 Hz presenta un aumento gradual de la amplitud de izquierda a derecha, lo que nos permite inferir la variabilidad del espesor solo con el espectro de amplitud para está componente, al igual que para el modelo multicapa. Por el contrario para las componentes de 30 y 50 Hz , el espectro de amplitud exhibe nodos periódicas cada 67 y 44 ms , para el caso del modelo de cuña tipo I, y cada 72 y 48 ms , para el modelo multicapa. Para el caso del modelo de cuña tipo IV, el componente de frecuencia de 10 Hz exhibe una disminución gradual de izquierda a derecha, a diferencia de los componentes de 30 y 50 Hz , los cuales exhiben nodos periódicas cada 120 y 80 ms , respectivamente.

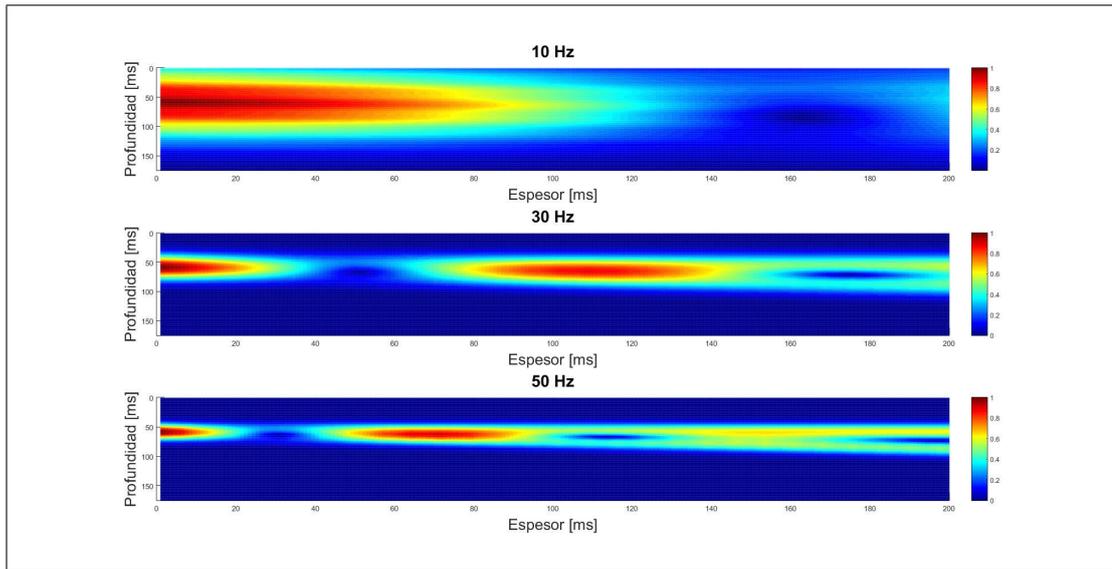


Figura 8.6: Resultados de la descomposición espectral para el modelo de cuña tipo IV. (arriba) Componente de 10 Hz de frecuencia, (centro) componente de 30 Hz de frecuencia, (abajo) componente de 50 Hz de frecuencia.

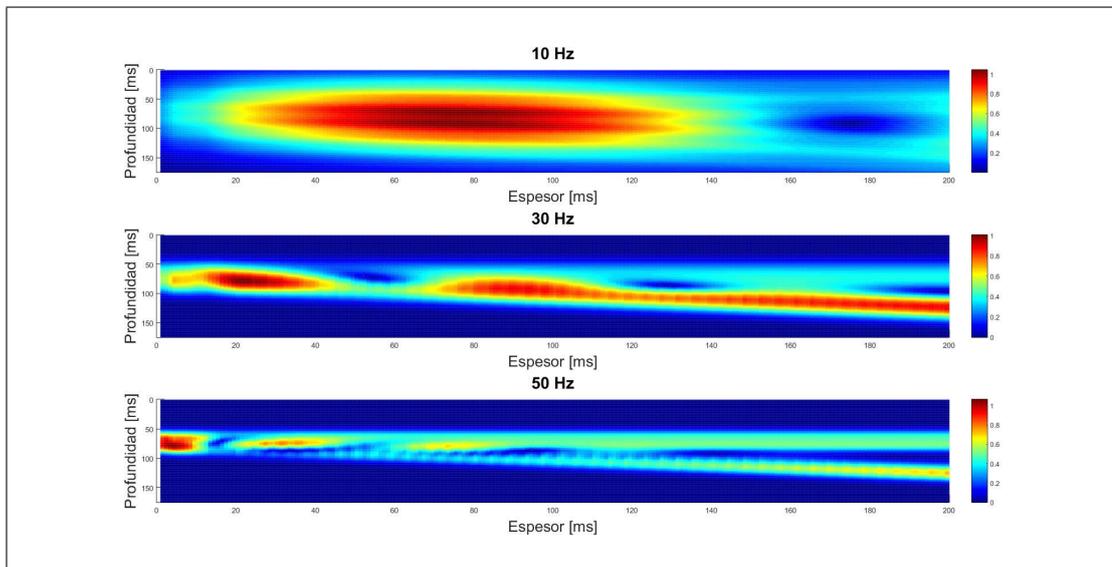


Figura 8.7: Resultados de la descomposición espectral para el modelo de cuña muticapa. (arriba) Componente de 10 Hz de frecuencia, (centro) componente de 30 Hz de frecuencia, (abajo) componente de 50 Hz de frecuencia.

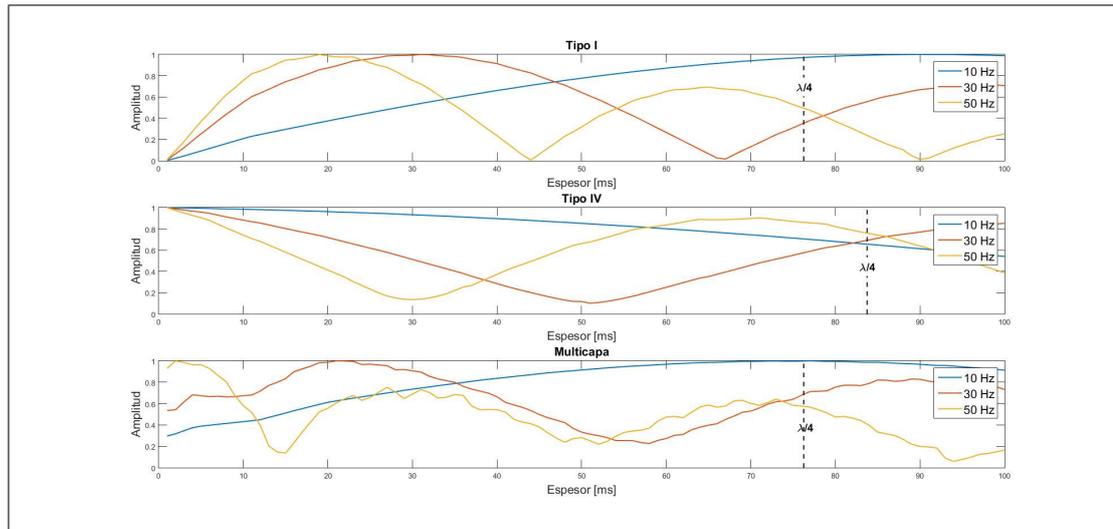


Figura 8.8: Resultados de la descomposición espectral estimados en el centro del modelo de cuña para la serie reflectiva tipo I (arriba) y tipo IV (abajo). Para los componentes de frecuencia de 10 Hz (en azul), 30 Hz (en rojo), y 50 Hz (en amarillo).

Para los modelos de cuña tipo I y multicapa, descritos en la figura 8.8, el primer máximo espectral corresponde al espesor de *tuning* definido por Widess (1973) y Kallweit and Wood (1982) (Partyka, 2005). En otras palabras, el componente de 50 Hz de frecuencia tiene un poder resolución mucho mayor que el componente de 10 Hz , 20 ms versus 90 ms .

Efecto que nos permite apreciar la variabilidad de los espesores a partir de la animación a través de todo el rango de frecuencias (Partyka et al., 1999). Observando que pequeños espesores exhibirán altas amplitudes en los mayores componentes de frecuencia y grandes espesores presentaran altas magnitudes en los menores componentes de frecuencia. Pero está metodología se ve limitada por al ancho de banda de los datos sísmicos, como es descrito en la sección 5.2.2.

Por el contrario, para el modelo de cuña tipo IV, el primer mínimo espectral corresponde al doble del espesor de *tuning*, y a diferencia de lo enunciado por Partyka et al. (1999), para este caso, no es posible apreciar la variabilidad espacial del espesor a través de la animación de los componentes de frecuencias. Puesto que los máximos espectrales, para todo el rango de frecuencias, están asociados al espesor cero.

Por otra parte, al utilizar componentes de frecuencia apropiadamente bajos, el rango completo de los espesores posibles son forzados bajo el espesor de *tuning*, y por lo tanto, el espesor de una capa delgada puede ser cuantificado utilizando un solo atributo: la variabilidad de la magnitud, removiendo la necesidad de frecuencias dominantes y simplificando el análisis (Partyka et al., 2001). Tal como es posible apreciar en la figura 8.8, en las cuales se observa que el espesor de una capa delgada puede ser cuantificado utilizando el componente de 10 Hz de frecuencia, incluso para el caso en el que el modelo presenta efectos de interferencia desde otras capas delgadas, modelo de cuña multicapa.

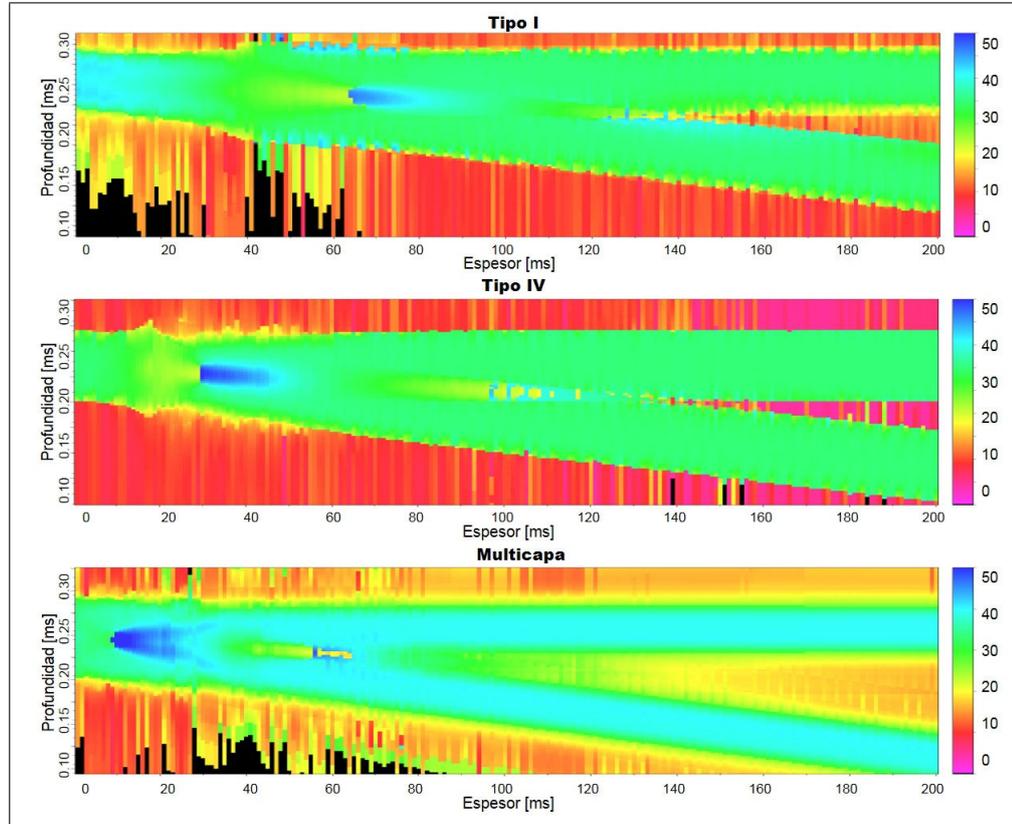
Peaks espectrales

Figura 8.9: *Peaks* de frecuencia espectral para los modelos de cuña tipo I (arriba), tipo IV (centro), y multicapa (abajo). En tonos rojizos se despliegan las bajas frecuencias, en tonos amarillos y verdes los valores medios de frecuencia; y en tonos azules se exhiben las mayores frecuencias.

En las imágenes 8.9 y 8.10, se presentan los *peaks* de frecuencia y magnitud espectrales resultantes para los modelos de cuña tipo I (arriba), tipo IV (centro), y multicapa (abajo), respectivamente. En la imagen 8.9, pueden apreciarse en color negro las frecuencias cercanas a cero, en tonos rojizos frecuencias bajas, en tonos verdes y amarillos frecuencias medias y altas frecuencias espectrales en tonos azules. El *peak* de magnitud espectral (figura 8.10), es desplegado de manera tal que las magnitudes cercanas a cero son presentadas en negro y azul, las magnitudes medias en colores verdes y amarillos y las mayores magnitudes en tonos rojizos.

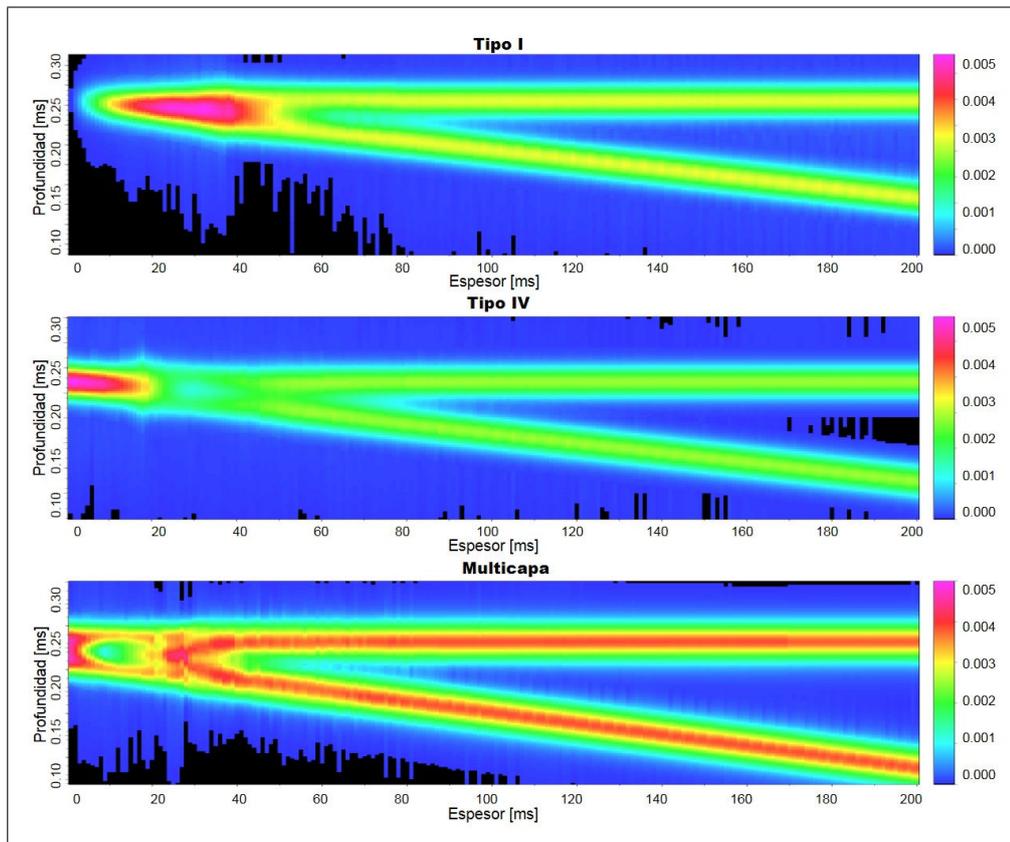


Figura 8.10: *Peaks* de magnitud espectral para los modelos de cuña tipo I (arriba), tipo IV (centro), y multicapa (abajo). Las menores magnitudes son desplegadas en tonos azules, las magnitudes medias en tonos verdes y amarillos, y las mayores magnitudes espectrales son presentadas en tonos rojizos.

La figura 8.11, resume estos resultados presentando ambos *peaks* espectrales, evaluados en el centro de los distintos modelos de cuña, en función de su espesor. Logrando apreciar de mejor manera su comportamiento con el espesor. En la imagen es posible apreciar que el *peak* de frecuencia espectral para el modelo de cuña tipo I, en negro, exhibe un comportamiento que se relaciona de manera inversa con el espesor, para pequeños espesores, hasta que el espesor es del orden de $5\lambda/8$, punto en el que se observa un fuerte aumento o “salto de frecuencias”, posteriormente este atributo disminuye a medida que aumenta el espesor. El modelo de cuña multicapa, en azul, presenta un comportamiento similar, excepto por un abrupto aumento de las frecuencias en pequeños espesores cercanos a $\lambda/8$. En cambio, para el caso del modelo de cuña tipo IV, en rojo, el *peak* de frecuencia espectral disminuye al aumentar el espesor, hasta que este es del orden de $\lambda/4$, en donde presenta un fuerte aumento, y luego disminuye nuevamente en función del espesor, hasta que el espesor es del orden de λ , punto en el que exhibe un nuevo aumento.

El *peak* de magnitud espectral se relaciona de manera directa con el espesor para el modelo de cuña tipo I, para pequeños espesores menores a $\lambda/4$. En cambio para el modelo tipo IV, este se relaciona de manera inversa con el espesor,

en capas delgadas. Por el contrario para el caso de un reservorio estratificado, simulado con el modelo multicapa, el *peak* de magnitud espectral se relaciona de manera no lineal con el espesor, incluso en capas delgadas.

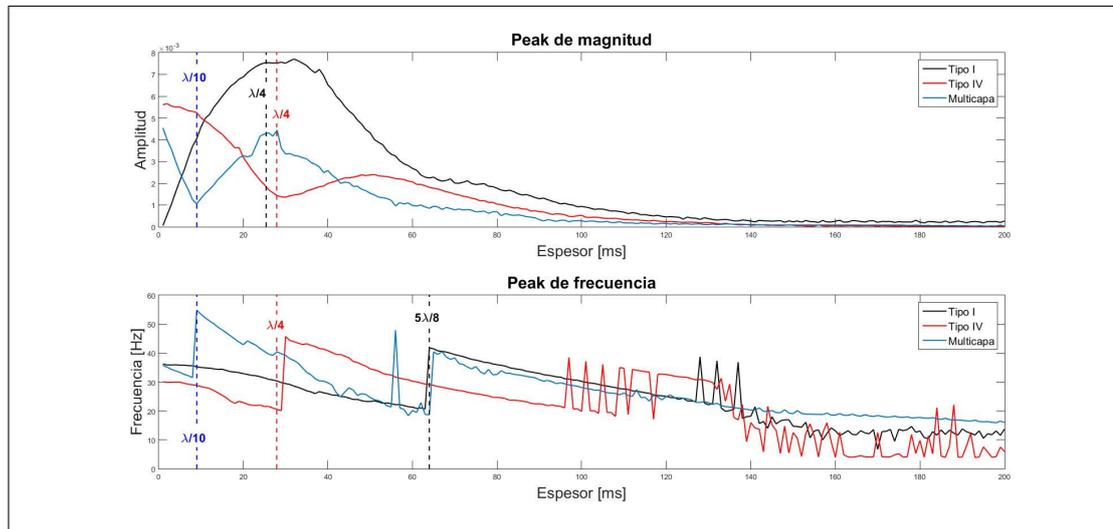


Figura 8.11: *Peak* de magnitud espectral (arriba) y *peak* de frecuencia espectral (abajo) en función del espesor, estimado en el centro de la cuña. Para los modelos de cuña tipo I (en negro), tipo IV (en rojo), y multicapa (en azul).

Marfurt and Kirilin (2001) enunciaron que la variabilidad del espesor del estrato de roca puede ser inferido utilizando solamente el atributo *peak* de frecuencias espectrales, entregando buenos resultados incluso en capas gruesas, relacionándose de manera inversa con el espesor. Lo que es correcto para el modelo tipo I, en el que el atributo *peak* de frecuencia entrega buenos resultados hasta que el espesor es del orden de $5\lambda/8$. Al igual que para el modelo multicapa, excepto en espesores muy pequeños, menores a $\lambda/10$. En cambio para el modelo de cuña generado a partir de la serie reflectiva tipo IV, este atributo, entrega una buena estimación del espesor solo para capas delgadas, menores a $\lambda/4$.

Discusiones de la sección

De los resultados obtenidos desde los modelos de cuña es posible inferir que los métodos de estimación del espesor en capas delgadas a través de la utilización del *peak* de frecuencia instantánea y el *peak* de frecuencia espectral entregan buenos resultados para capas delgadas (menores a $\lambda/4$), para los casos en los que no existen efectos de interferencia desde otras capas delgadas.

Por el contrario, la estimación del espesor mediante la utilización de un componente de frecuencia, resultante de la descomposición espectral, adecuadamente bajo¹, entrega buenos resultados para todos los casos, incluso en capas gruesas, permitiéndonos inferir todo el rango de espesores, utilizando un solo atributo.

¹Dentro del ancho de banda sísmico

Solo en el caso en el que las propiedades elásticas de la capa de roca a evaluar se mantengan aproximadamente constantes, ya que esta técnica es sensible a la variación en los coeficientes de reflexión, tal como es posible apreciar en la figura 8.8, relacionándose de manera directa con el espesor, para los modelos de cuña tipo I y multicapa, y de manera inversa para el modelo de cuña tipo IV.

Los resultados obtenidos para todos los casos anteriormente evaluados corresponden al caso en el que todo el espectro de frecuencia está disponible, pero datos sísmicos reales presentan un ancho de banda limitado. Partyka et al. (2001) evaluó los métodos de estimación mediante la descomposición espectral y los *peaks* espectrales para un modelo de cuña (tipo I), filtrado entre las frecuencias 8 y 50 Hz. Obteniendo que la estimación del espesor mediante el *peak* de frecuencia espectral se ve limitada, permitiéndonos inferir el espesor para estratos de grosores mayores a $1/1,4f_{up}^2$. Y finalmente, la estimación del espesor mediante la descomposición espectral, entregara resultados correctos, si se presentan componentes de frecuencia lo suficientemente bajos para estimar todo el rango de espesores.

8.2.2. Aplicación de los distintos métodos de estimación del espesor para capas delgadas

A continuación se presentan los resultados de la aplicación de los distintos métodos de evaluación del espesor bajo el límite de resolución sísmica, en los datos sísmicos del Bloque Arenal. Y su correlación con los espesores estimados desde 60 registros de pozos (figura 8.13).

Peak de frecuencia instantánea

En la figura 8.12 se despliega el *peak* de frecuencia instantánea sobre el techo del reservorio Zona Glauconítica, estimado entre los horizontes BI20 y G7. En ella, pequeños valores de frecuencia son representados en tonos rojos, valores medios en blanco y altos valores de frecuencia son presentados en tonos azules, las frecuencias negativas son desplegadas en amarillo, y en verde los valores que superan el límite de Nyquist.

Las áreas en verde, en el extremo superior derecho de la imagen, coinciden con las zonas de menor espesor aparente, tal como es mostrado en la imagen 7.17, por lo cual podemos vincularlas al “salto de frecuencias tipo II” (Zeng, 2010), el cual se relaciona exclusivamente con capas sísmicamente delgadas, destacando la zona de mayor acuñaamiento.

² f_{up} : frecuencia superior del ancho de banda.

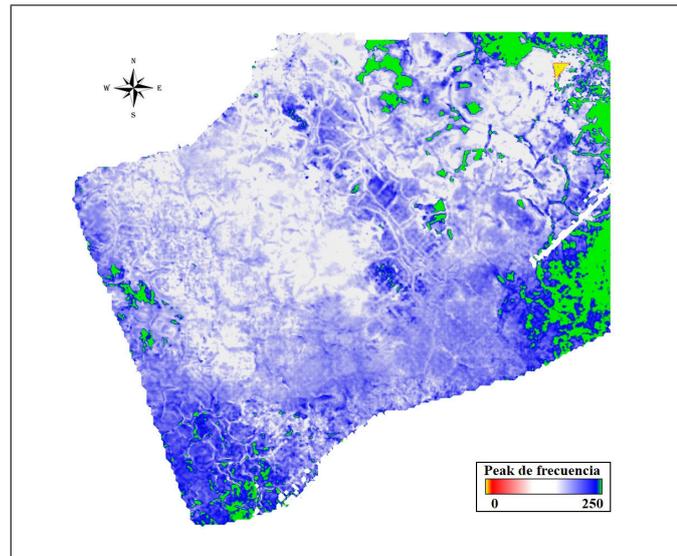


Figura 8.12: Mapa del *peak* de frecuencia instantánea sobre el reservorio Zona Glauconítica, obtenido entre los horizontes BI20 y G7.

En el diagrama de dispersión entre el *peak* de frecuencia instantánea y el espesor de la Zona Glauconítica, presentado en la figura 8.13, no es posible apreciar una clara relación entre ambas variables, presentando un bajo coeficiente de correlación positiva ($r = 0,3912$) y relacionándose de manera directamente proporcional con el espesor, al contrario de lo enunciado por Liu et al. (2006) y de lo obtenido en la sección anterior (8.2.1).

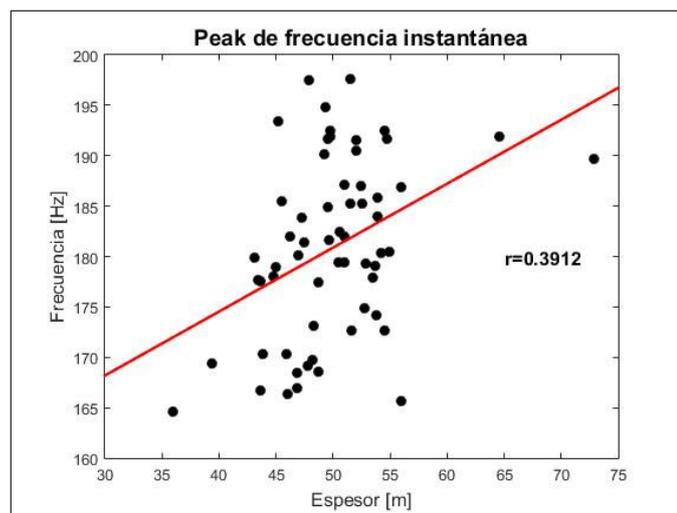


Figura 8.13: Diagrama de dispersión entre el *peak* de frecuencia instantánea y los espesores de la Zona Glauconítica, estimados desde registros de pozos.

Descomposición Espectral

En las figuras 8.14 y 8.15, se presenta una visualización en vista de planta de distintos componentes de frecuencia resultantes de la descomposición espectral por *Matching Pursuit* en los datos sísmicos del Bloque Arenal, sobre el horizonte BI20. En las figuras, los tonos azules representan bajas magnitudes, en tonos verdes y amarillos magnitudes medias, y en tonos rojos, altas magnitudes espectrales.

Según lo enunciado por Partyka (2005); Partyka et al. (1999), los mayores componentes espectrales presentaran mayores magnitudes en las zonas en las que el estrato es muy delgado, en otras palabras se entonaran en las zonas de mayor acuñaamiento, por el contrario, los menores componentes espectrales se entonaran en las áreas en las que el estrato tiene un mayor grosor.

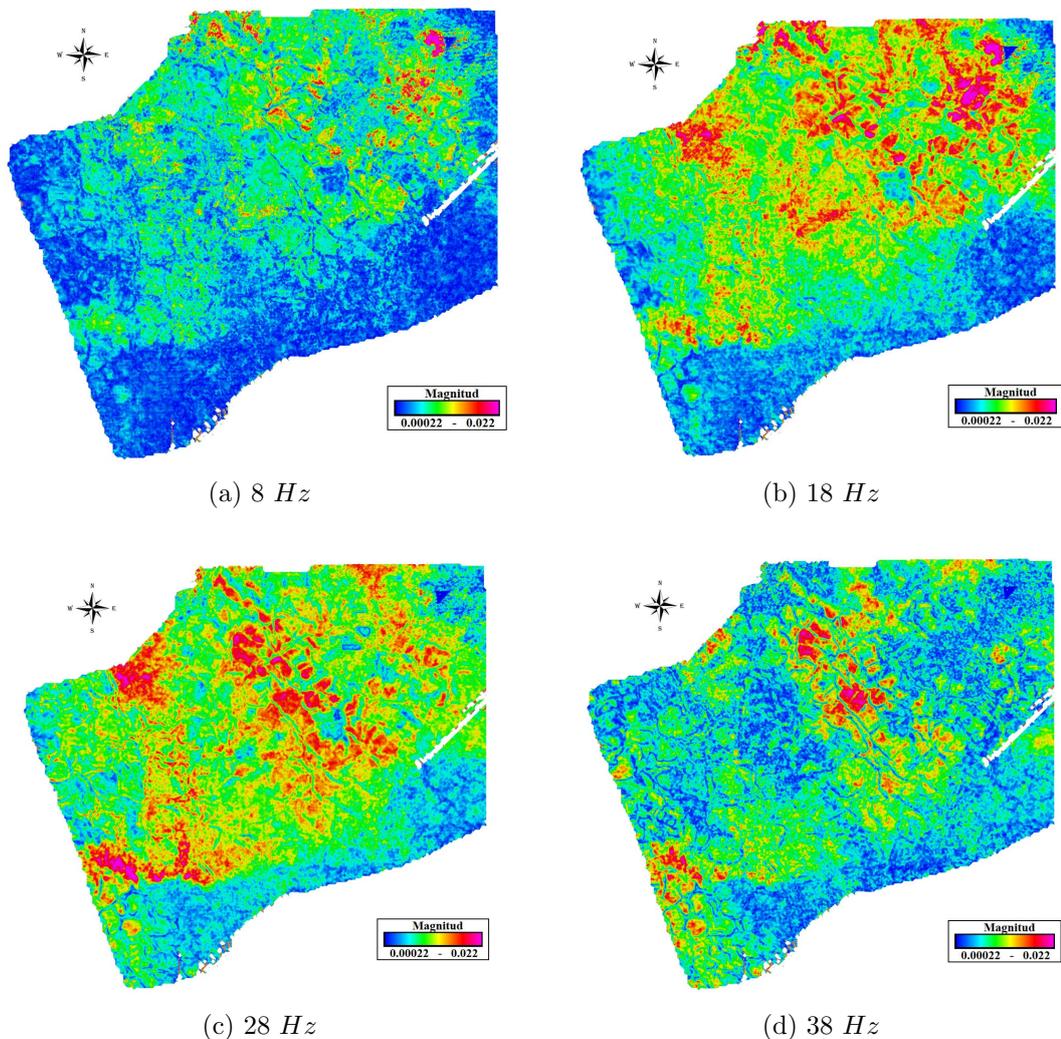


Figura 8.14: Resultado de la descomposición espectral sobre el horizonte BI20 (techo del reservorio Zona Gluaconítica).

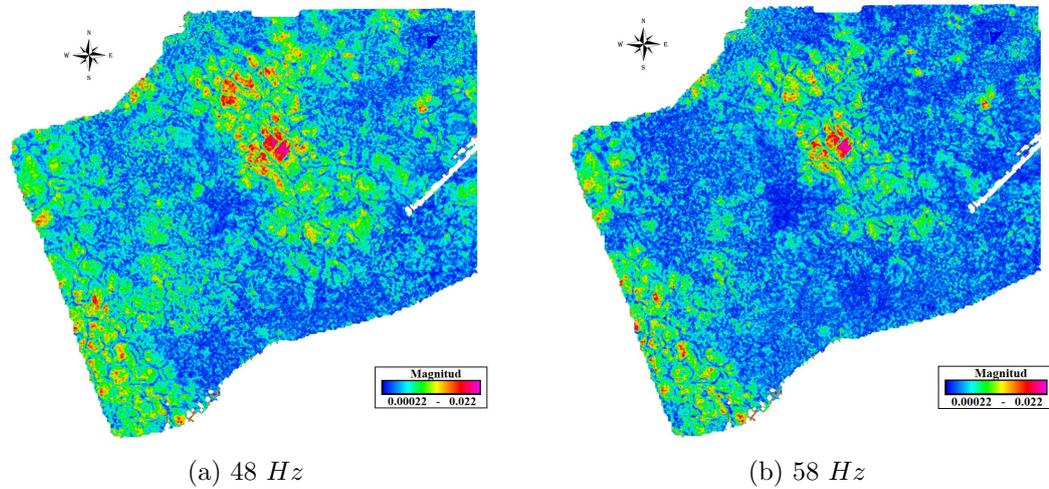


Figura 8.15: Resultado de la descomposición espectral sobre el horizonte BI20 (techo del reservorio Zona Glauconítica).

Siguiendo los resultados anteriormente obtenidos, en la sección 8.2.1, se escoge la componente de 10 Hz de frecuencia, presentada en vista de planta en la figura 8.16, para la estimación de los espesores. Desplegada de manera tal que las bajas magnitudes espectrales son presentadas en tonos azules, y en tonos rojizos, las mayores magnitudes.

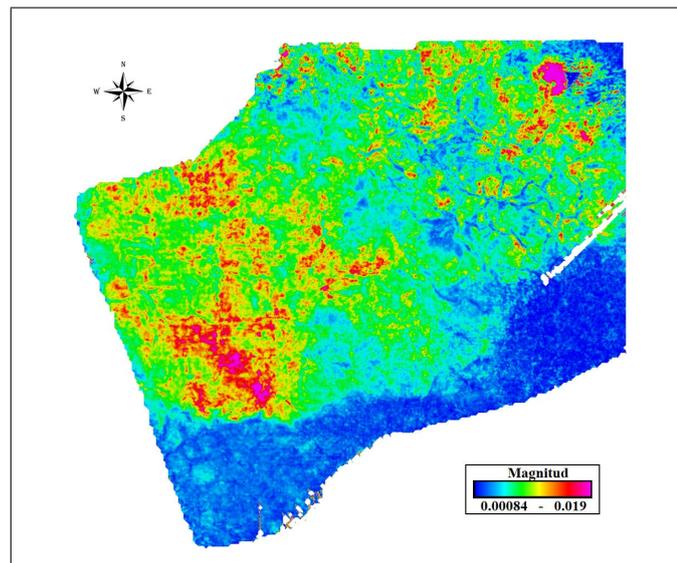


Figura 8.16: Visualización en vista de planta del componente de 10 Hz de frecuencia sobre el horizonte BI20.

En la imagen 8.17 se presenta el diagrama de dispersión entre el componente de 10 Hz de frecuencia y los espesores del reservorio Zona Glauconítica, en ella es posible apreciar, que este atributo se relaciona de manera negativa con el espesor,

presentando un coeficiente de correlación igual a $r = -0,6322$.

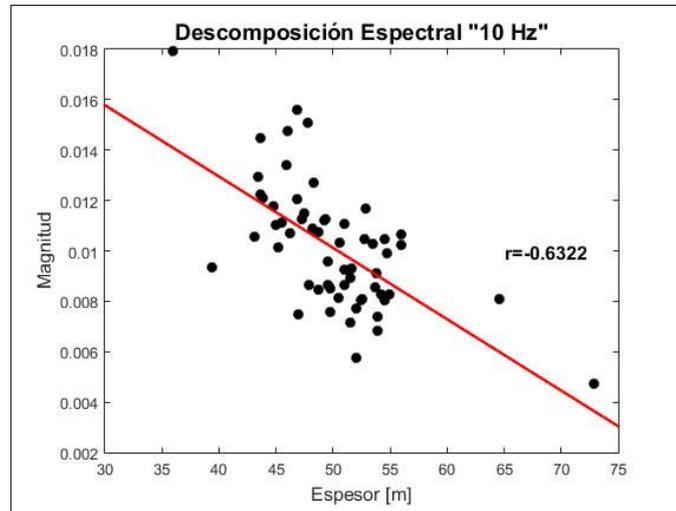
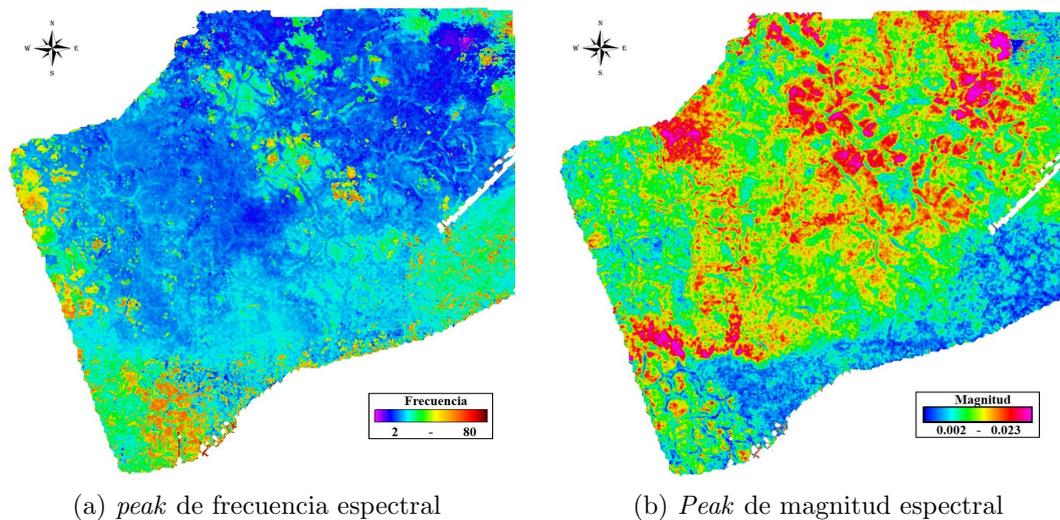


Figura 8.17: Diagrama de dispersión entre el componente de 10 Hz de frecuencia, resultante de la descomposición espectral, y los espesores de la Zona Glauconítica, estimados desde registros de pozos.

Peaks Espectrales

En la figura 8.18 (a), se despliega el *peak* de frecuencia espectral o frecuencia dominante, en vista de planta, estimado en el techo del reservorio Zona Glauconítica, horizonte BI20. En la figura los tonos violetas y azules representan los menores valores de frecuencia, y los tonos rojizos, altas frecuencias.



(a) *peak* de frecuencia espectral

(b) *Peak* de magnitud espectral

Figura 8.18: (a)*Peak* de frecuencia espectral y (b)*Peak* de magnitud Espectral, calculados sobre el horizonte BI20.

La figura 8.18 (b) exhibe el *peak* de magnitud espectral o magnitud dominante, definida como la amplitud en el *peak* de frecuencia, en vista de planta, estimada en el horizonte BI20. En ella, los colores azules representan bajas magnitudes y los colores rojizos altos valores de amplitud.

El diagrama de dispersión entre el *peak* de frecuencia espectral y los espesores del reservorio estimados desde registros de pozos, presentado en la figura 8.19 (a), exhibe un coeficiente de correlación casi nulo ($r = 0,1056$) y un alto grado de dispersión de los datos, evidenciando la ineficiencia de este atributo en la tarea de estimar las variaciones de espesor de una capa de roca, bajo el límite de resolución vertical. De igual manera que el diagrama de dispersión entre el *peak* de magnitud espectral y el espesor del reservorio, figura 8.19 (b), exhibiendo un alto grado de dispersión en los datos y una baja correlación ($r = -0,096$).

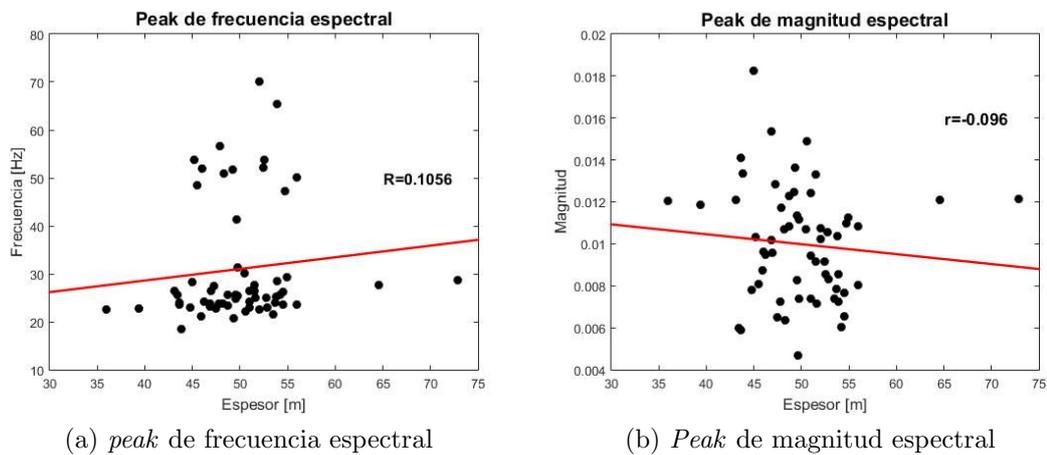


Figura 8.19: Diagrama de dispersión entre el (a) *peak* de frecuencia espectral, (b) *peak* de magnitud espectral y los espesores de la Zona Gluaconítica, estimados desde registros de pozos.

Discusiones de la sección

Considerando que la velocidad de propagación en el reservorio oscila aproximadamente entre 2800 y 3500 [ms], entonces, todos los espesores evaluados, estimados desde registros de pozos, están por debajo del límite de resolución sísmica vertical ($\lambda/4$), fluctuando entre $\sim \lambda/10 - \lambda/4$. Partiendo de esta afirmación, es posible comparar los resultados obtenidos con los resultados para los distintos modelos de cuña, obtenidos en la sección 8.2.1.

En la figura 8.13, se presenta el diagrama de dispersión entre el *peak* de frecuencia instantánea y el espesor del reservorio, estimado desde registros de pozos, el diagrama evidencia la pobre relación existente entre este atributo y el espesor, presentando un bajo coeficiente de correlación. Al comparar este resultado, con aquellos obtenidos para los distintos modelos de cuña, figura 8.4, es posible colegir que el reservorio presenta efectos de interferencia desde otras capas de roca, alterando la relación del atributo con el espesor, para capas muy delgadas;

demostrando finalmente, que en la presencia de estratificación, el atributo *peak* de frecuencia instantánea no es eficaz en la tarea de estimar el espesor de una capa de roca, bajo el límite de resolución sísmica.

Partyka et al. (2001) enunció que para datos sísmicos, de ancho de banda limitado, el *peak* de frecuencia espectral permite estimar la variación del estrato de roca en espesores mayores al límite $1/1,4f_{up} \sim 12[ms]$ ($\sim 36 - 42[m]$), y en menores espesores el *peak* de magnitud espectral debía ser utilizado. Por lo cual, considerando las limitaciones encontradas por Partyka et al. (2001), el atributo *peak* de frecuencia espectral nos permitiría estimar las variaciones de espesor, para el rango de espesores evaluados. Pero, de manera similar que el atributo *peak* de frecuencia instantánea, el *peak* de frecuencia espectral, tal como es mostrado en la figura 8.19 (a), no se relaciona de manera lineal con el espesor, presentando un coeficiente de correlación casi nulo; evidenciando la presencia de interferencia desde otras capas de rocas. Demostrando así, que el atributo evaluado no es idóneo en la tarea de estimar el espesor de capas delgadas.

Por otra parte, la estimación del espesor mediante la elección de un componente de frecuencia adecuadamente bajo, dentro del ancho de banda sísmico, el componente de $10 [Hz]$ de frecuencia, en este caso. Se relaciona de manera negativa con el espesor presentando un coeficiente de relación igual a $r = -0,6322$, tal como es posible apreciar en la figura 8.17. Al comparar este resultado con aquellos obtenidos para los distintos modelos de cuña (figura 8.8), es posible apreciar que el reservorio se comporta de manera similar al modelo de cuña tipo IV, en otras palabras, como una capa de roca cuyas capas supra e infrayacente presentan menor y mayor velocidad, respectivamente. Aún, considerando que este atributo presenta un buen coeficiente de correlación con el espesor, no es idóneo en la misión de estimar el espesor en capas delgadas, puesto que, su relación se invierte al variar las propiedades acústicas de los estratos de rocas evaluados, tal como es posible observar en la figura 8.8.

8.3. Etapa 3: Desintonización y estimación del pago neto

En la presente sección se exhiben los resultados de la estimación del pago neto, espesor total de arena dentro del reservorio, a partir de los datos sísmicos de reflexión y de datos sísmicos de impedancia de banda limitada.

8.3.1. Desde la reflectividad

En la figura 8.20 se presenta el *crossplot* entre las amplitudes sísmicas de reflexión RMS y el espesor aparente del reservorio Zona Glauconítica. Sobre el, se superpone la curva de *tuning* modelada desde una ondícula estimada, en rojo y en naranja la respuesta sísmica esperada o línea base “sin interferencia” definida por Brown et al. (1986, 1984).

Para un espesor dado, los puntos en la parte más alta de la nube, tendrán un *Net to Gross* (N:G) cercano a 1, y puntos menores tendrán proporcionalmente menores valores de N:G (Connolly, 2007).

En la figura, todos los puntos sobre y a la izquierda de la curva de *tuning*, causados principalmente por errores en el picado de los horizontes, han sido eliminados.

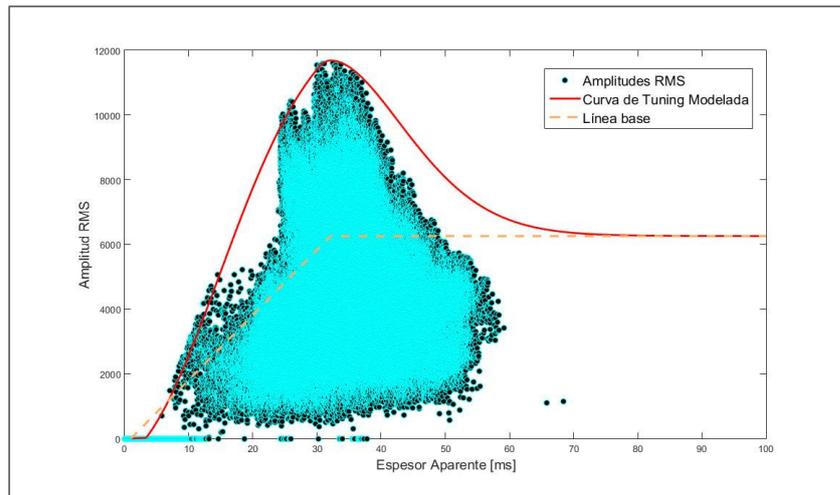
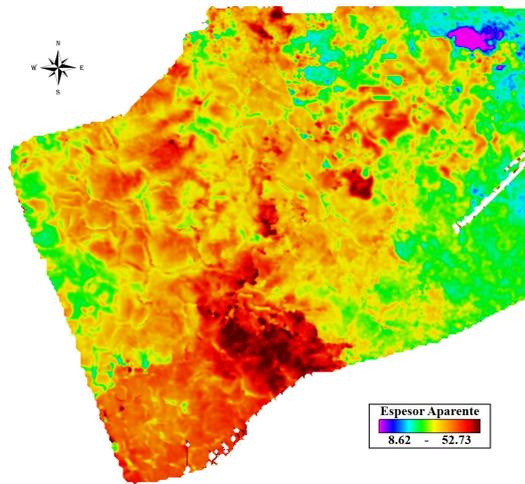


Figura 8.20: *Crossplot* entre las amplitudes RMS de reflexión y el espesor temporal del reservorio. Sobre el se superpone la curva de *tuning* modelada, en rojo; y la línea base o curva sin interferencia, en naranja. Los puntos sobre y a la izquierda de la curva de *tuning* han sido eliminados.

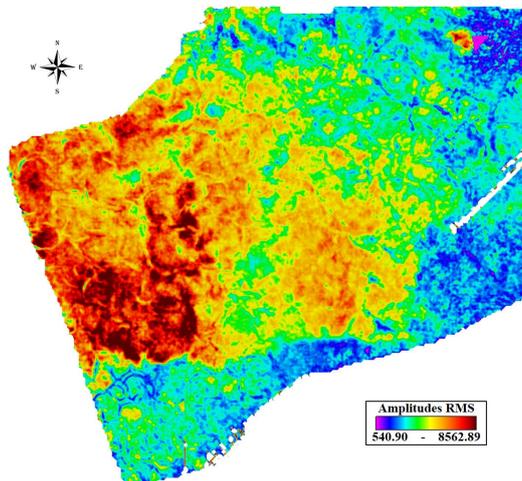
La figura 8.21 ilustra las sucesivas etapas del proceso de desintonización y estimación del pago neto. La imagen 8.21 (a) despliega el espesor temporal del reservorio Zona Glauconítica, y la figura 8.21 (b) exhibe las amplitudes RMS, estimadas entre el techo y la base del reservorio, en ellas es posible apreciar una considerable disminución de las amplitudes hacia el Noreste, coincidiendo con la zona de mayor acuñaamiento (menor espesor aparente), y que las altas amplitudes en el borde inferior izquierdo están asociadas a espesores delgados, cercanos al espesor de *tuning* ($\lambda/4 \sim 30[ms]$).

La imagen 8.21 (c) expone el resultado del proceso de desintonización. Presentando las amplitudes RMS sin el efecto de interferencia producido por la variación de los espesores, efecto *tuning*. En la imagen, se observa una apreciable disminución de las amplitudes, principalmente en las zonas asociadas a pequeños espesores. Evidenciando, que la anomalía de altas amplitudes observada en el reservorio es principalmente producida por el efecto *tuning*.

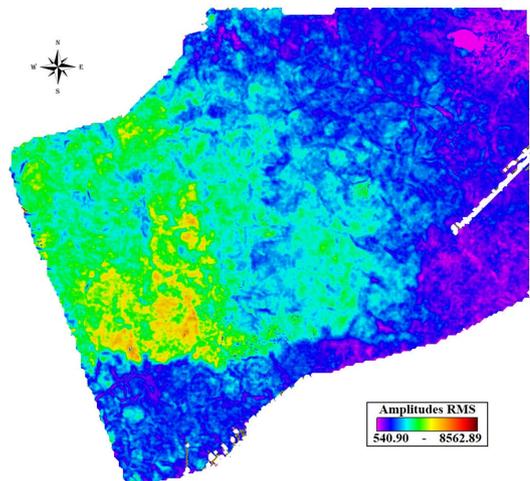
Y finalmente la razón entre el espesor neto de arena y el espesor aparente del reservorio, N:G, es desplegado en la figura 8.21 (d), y su producto con el espesor aparente (figura 8.21 (a)), el espesor total de arena, o pago neto, en la figura 8.21 (e), resultado que es multiplicado por la velocidad media del reservorio, con el fin de convertir sus valores a metros.



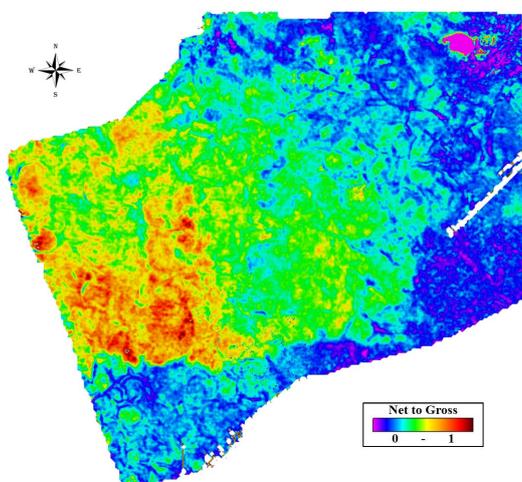
(a) Espesor aparente.



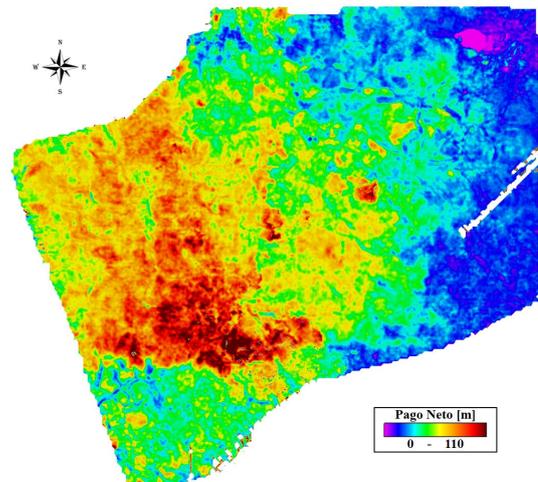
(b) Amplitudes RMS.



(c) Amplitudes RMS desintonizadas.



(d) *Net to Gross*.



(e) Pago neto.

Figura 8.21: Etapas del proceso de desintonización y estimación del pago neto. En las imágenes, pequeños valores son desplegados en tonos violetas y azules, altos valores en tonos rojizos. Se utiliza sólo una paleta de colores con el fin de evidenciar las variaciones generadas por el proceso.

En la figura 8.21 se utiliza sólo una paleta de colores con el fin de evidenciar las variaciones generadas por el proceso.

El resultado final de este proceso, el espesor de pago neto, es finalmente comparado con estimaciones de pago neto, obtenidas desde la interpretación petrofísica de registros eléctricos. En la figura 8.22 se presenta el diagrama de dispersión entre el pago neto estimado y el pago neto medido en el reservorio Zona Glauconítica, en ella es posible apreciar que los resultados obtenidos entregan una excelente estimación del espesor de pago neto, presentando un coeficiente de correlación igual a $r = 0,7895$. Pero exhiben una considerable sobreestimación del pago neto, por lo cual, deben ser calibrados, utilizando información de registros de pozos, para poder ser utilizados.

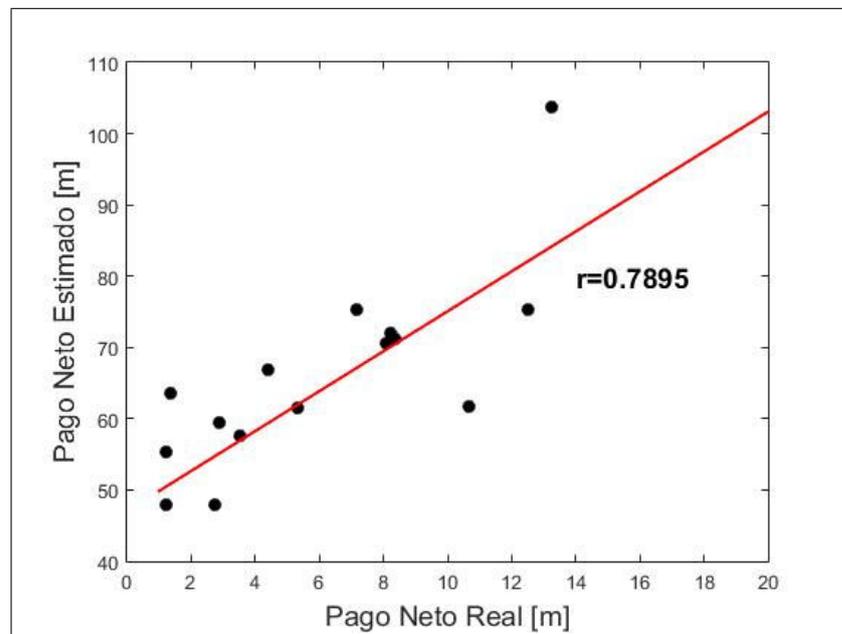


Figura 8.22: Diagrama de dispersión entre el pago neto estimado y el pago neto real del reservorio Zona Glauconítica estimado desde registros eléctricos.

A partir del diagrama de dispersión, figura 8.22, se calibra el pago neto, mediante una regresión lineal, resultado presentado en la figura 8.23. Revelando espesores de arena de hasta 20 m, en el centro del área de estudio, y una progresiva disminución de estos hacia el Noreste.

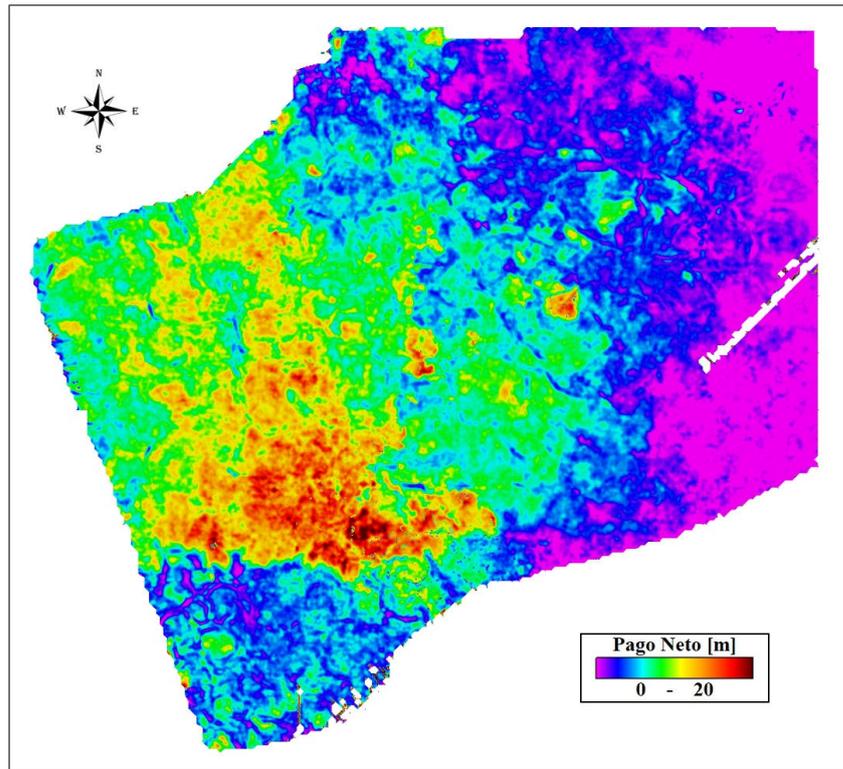


Figura 8.23: Visualización en vista de planta del pago neto estimado, calibrado desde registros de pozos.

8.3.2. Desde la impedancia de banda limitada

En la figura 8.24 se presenta el *crossplot* entre la impedancia media de banda limitada (ABLI) y el espesor aparente del reservorio Zona Glauconítica. Sobre el, se superpone la curva de *tuning* modelada desde una ondícula estimada, en rojo. Para un espesor dado, los puntos en la parte más alta de la nube, tendrán un *Net to Gross* (N:G) cercano a 1, y puntos menores tendrán proporcionalmente menores valores de N:G. Los puntos posicionados sobre y a la izquierda de la curva de *tuning* han sido eliminados.

En la figura 8.25 se presentan las distintas etapas del proceso de desintonización y estimación del pago neto, en ella se utiliza solo una paleta de colores, con la intención de destacar las variaciones generadas en el proceso. El espesor aparente del reservorio Zona Glauconítica es exhibido en la figura 8.25 (a), y la impedancia media de banda limitada en este intervalo es presentada en la figura 8.25 (b). En la imagen podemos advertir una zona de baja impedancia, en tonos morados y verdes, en el borde inferior izquierdo, la que coincide con las altas amplitudes RMS presentadas en la figura 8.21 (b).

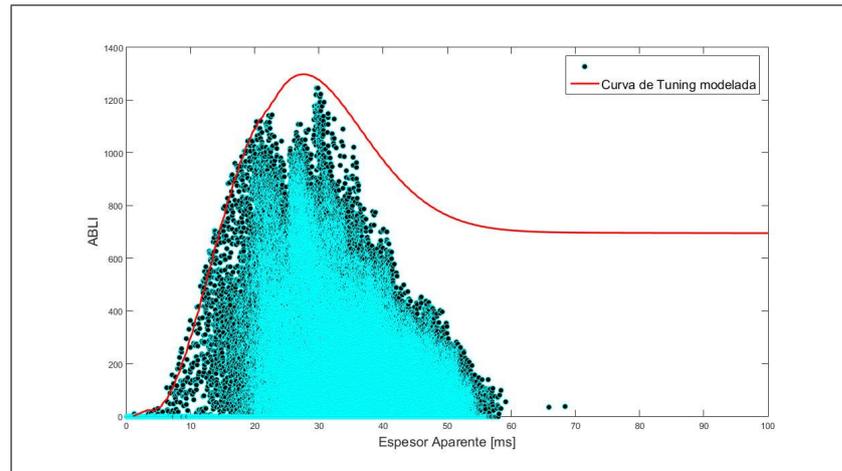
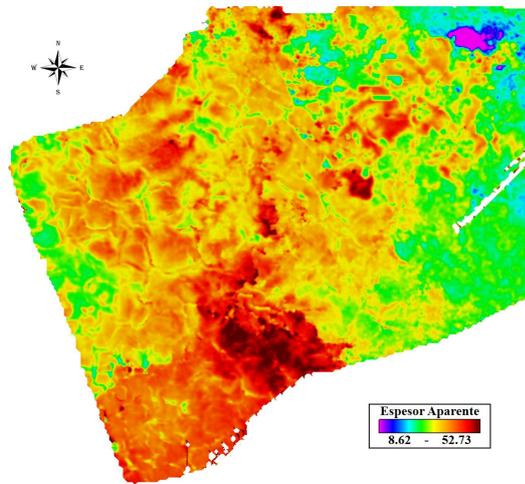


Figura 8.24: *Crossplot* entre la impedancia media de banda limitada y el espesor temporal del reservorio. Sobre el se superpone la curva de *tuning* modelada, en rojo. Los puntos sobre y a la izquierda de la curva de *tuning* han sido eliminados.

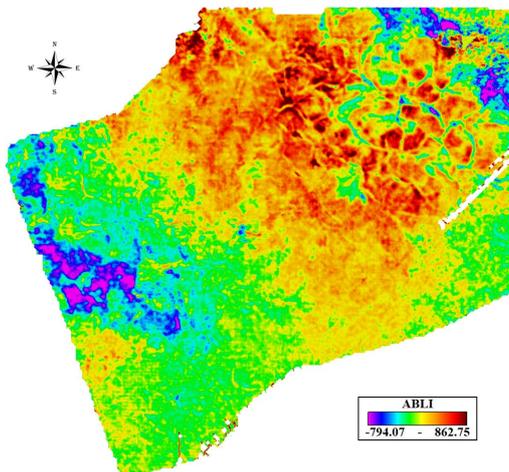
En la figura 8.25 (c) se exhibe el resultado del proceso de desintonización, en ella es posible apreciar que toda el área con valores medios de impedancia de banda limitada positivos, en tonos amarillos y rojos en la figura 8.25 (b), ahora presentan valor cero, debido a que estás áreas no son consideradas en el proceso de desintonización a partir de datos de impedancia media de banda limitada. En la imagen es posible apreciar una disminución de las magnitudes, especialmente en el borde inferior izquierdo de la imagen, en el que el área de muy baja impedancia es relativamente suprimida.

En la figura 8.25 (d) se exhibe el *Seismic Net-to-Gross* (N:G), definido como la proporción entre el espesor neto de arena y el espesor aparente del reservorio. Y la figura 8.25 (e) presenta el espesor neto de arena, o pago neto, obtenido por la multiplicación entre el N:G sísmico (figura 8.25 (d)) y el espesor aparente del reservorio (figura 8.25 (a)). En ella, es posible apreciar espesores de arena de hasta 20 *ms* en el centro del reservorio, presentados en rojo oscuro.

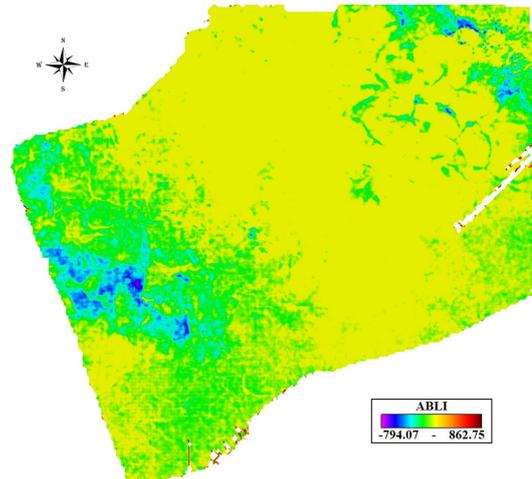
Finalmente, la predicción del espesor de pago neto obtenida a partir de datos de impedancia media de banda limitada es comparada con mediciones de espesor de pago neto en el reservorio. En el diagrama de dispersión entre el espesor de pago neto estimado y el espesor de pago neto real en el reservorio, presentado en la figura 8.26, no es posible apreciar una clara relación entre ambas variables, presentando un bajo coeficiente de correlación positivo ($r = 0,3970$).



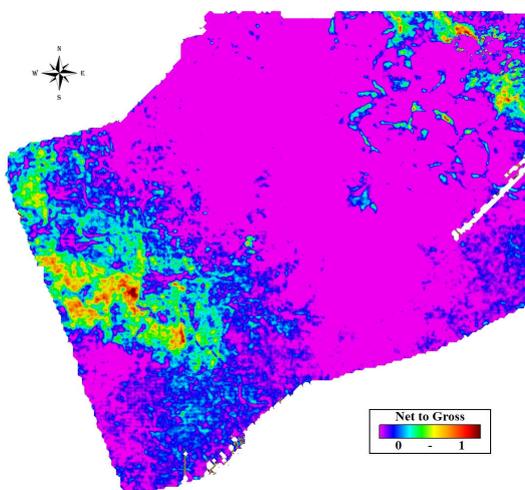
(a) Espesor aparente.



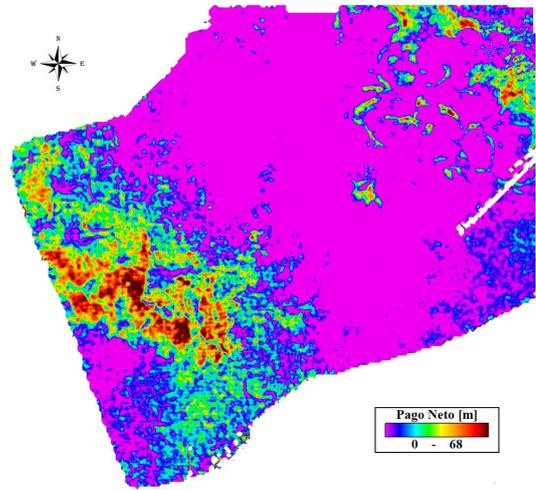
(b) Impedancia acústica de banda limitada media (ABLI).



(c) ABLI desintonizada.



(d) *Net to Gross*.



(e) Pago neto.

Figura 8.25: Etapas del proceso de desintonización y estimación del pago neto. En las imágenes, pequeños valores son desplegados en tonos violetas y azules, altos valores en tonos rojizos. Se utiliza sólo una paleta de colores con el fin de evidenciar las variaciones generadas por el proceso.

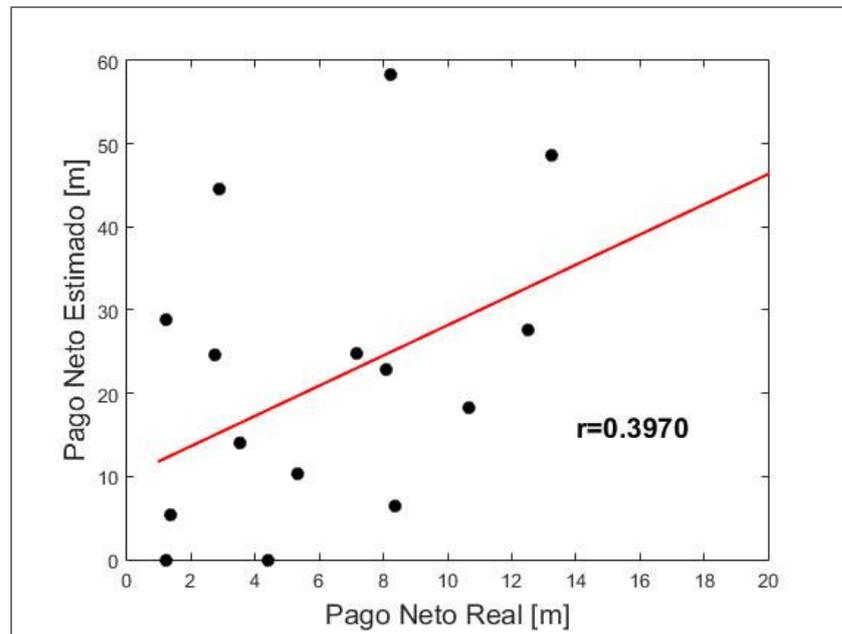


Figura 8.26: Diagrama de dispersión entre el pago neto estimado desde la impedancia media de banda limitada y el pago neto real del reservorio Zona Glauconítica estimado desde registros eléctricos.

8.3.3. Discusiones de la sección

El proceso de desintonización desde datos sísmicos de reflexión, desarrollado por Brown et al. (1986, 1984), revela que las altas amplitudes que conforman la anomalía de amplitud, observada en el reservorio Zona Glauconítica, son principalmente generadas por los efectos del *tuning*, producto de interferencia constructiva producida por la superposición de las reflexiones sísmicas, respondiendo una de las grandes interrogantes de este trabajo. Tal como es posible apreciar en la figura 8.27, en donde se distinguen las altas amplitudes, superiores a la respuesta sísmica esperada (Francis, 2015, 2016), provocadas por entonación sísmica, en color blanco.

Una vez que los efectos del espesor han sido removidos, la amplitud sísmica está sólo relacionada con las propiedades elásticas de la roca, permitiendo la realización de una evaluación directa de la calidad del reservorio a partir de las amplitudes sísmicas (Francis, 2015, 2016).

En la figura 8.22, se presenta el diagrama de dispersión entre el espesor de pago neto estimado a partir de datos sísmicos de reflexión y el espesor de pago neto real, en ella es posible apreciar que la técnica de escalado de amplitudes, introducida por Brown et al. (1986, 1984), entrega una excelente aproximación del espesor neto de arena, presentando una fuerte correlación ($r = 0,7895$).

Proporcionándonos una técnica que permite evaluar el recurso productivo potencial de un área, de manera rápida y económica, sin la necesidad de realizar costosos pozos exploratorios. Permitiendo destinar los recursos a zonas con mayor potencial productivo, disminuyendo el riesgo de nuevas ubicaciones de pozos.

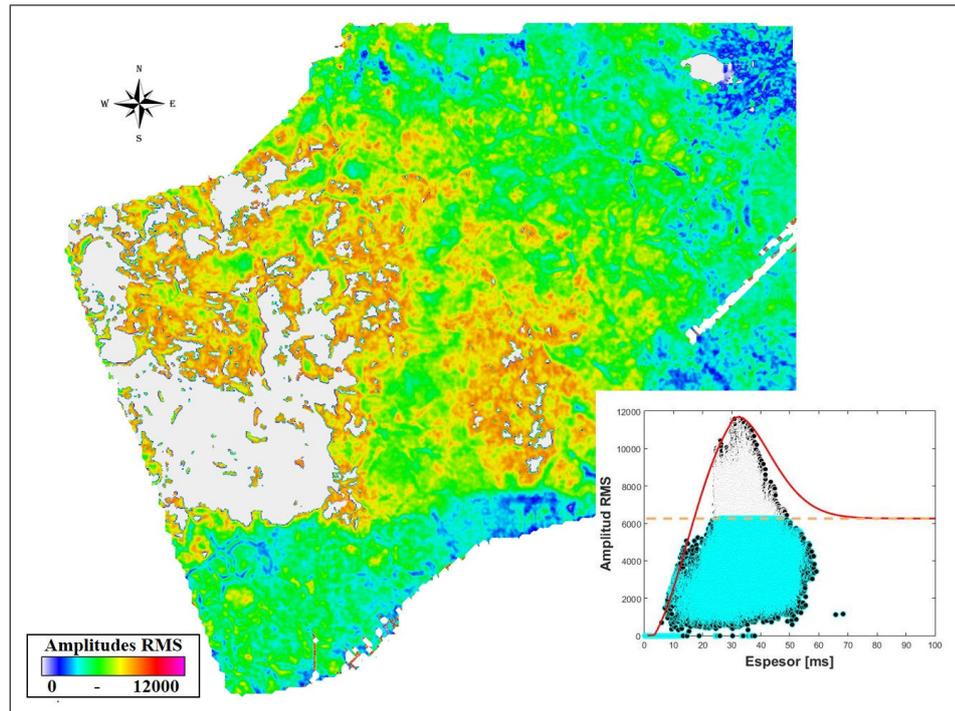


Figura 8.27: Visualización en vista de planta de las amplitudes RMS, estimadas entre el techo y la base de la Zona Glauconítica Inferior (BI20-G7). Destacándose, en color blanco, las altas amplitudes, superiores a la respuesta sísmica esperada, causadas por el efecto *tuning*.

De diferente manera, el algoritmo de desintonización y estimación del pago neto desde la impedancia media de banda limitada, desarrollado por Connolly (2007), sólo considera valores de impedancia media negativos, por lo cual, no puede ser aplicado en toda el área evaluada; tal como es posible apreciar en la figura 8.25 (d), en donde los valores de impedancia media positivos han sido eliminados (se considera que presentan un $N:G=0$). Limitando la predicción. Además de los errores asociados al proceso de inversión colorida, no evaluados en este trabajo.

Simm (2009) concluyó que esta técnica corresponde a una mejora significativa a la técnica basada en la reflexión desarrollada por Brown et al. (1986, 1984), pero sólo es aplicable a ambientes geológicos simples conformados como un sistema binario, es decir, las capas de “pago” presentan un valor de impedancia y las de “no pago” otro valor.

Al comparar el resultado final de este proceso con estimaciones de espesor de pago neto interpretadas desde registros eléctricos, figura 8.26, se desprende que el espesor neto de arena no se relaciona con los valores estimados en el reservorio, presentando un alto grado de dispersión de los datos y un bajo coeficiente de correlación ($r = 0,3970$). En la figura es interesante notar, que registros de pozos localizados en zonas con valores de impedancia media positivos, consideradas con un $N:G=0$, presentan espesores netos de arena considerables. Demostrando que el algoritmo no puede ser aplicado en el reservorio.

Capítulo 9

Conclusiones

Los efectos de interferencia generados por la superposición de las reflexiones sísmicas, más conocidos como efecto *tuning*, corresponden a uno de los parámetros más significativos que afectan la amplitud de las reflexiones sísmicas, en conjunto con la porosidad y la velocidad de propagación en la roca. Por lo cual, una apropiada interpretación geológica de las amplitudes sísmicas, sólo puede ser realizada cuando los efectos de las fluctuaciones de espesor, hayan sido removidas.

El principal objetivo del presente trabajo, era el de evaluar diferentes metodologías para la estimación cuantitativa del espesor de un reservorio delgado, permitiendo la evaluación, de manera precisa, del reservorio Zona Glauconítica, utilizando atributos sísmicos.

La evaluación, mediante diferentes modelos de cuña, de los atributos *peak* de frecuencia instantánea, *peak* de frecuencia espectral y de un componente de frecuencia, resultante de la descomposición espectral, adecuadamente bajo (en este caso de 10 Hz); nos permite colegir que para los casos de reservorios aislados, estos atributos se relacionan de manera lineal con el espesor, posibilitándonos estimar cuantitativamente el grosor del estrato, bajo el límite de resolución sísmica. De diferente manera, para el caso de un reservorio estratificado, sólo la utilización de un componente de frecuencia adecuadamente bajo, nos permitiría evaluar el espesor de una capa delgada, incluso estimar el grosor de capas gruesas. Pero la relación de este atributo con el espesor se invierte al variar levemente las propiedades elásticas del reservorio evaluado. Por lo cual, ninguna de las metodologías evaluadas es idónea en la tarea de la estimación del espesor de un estrato de roca sísmicamente delgado, tal como queda demostrado en la sección 8.2.2. Impidiéndonos inferir el espesor del reservorio Zona Glauconítica, a través de la utilización de atributos sísmicos.

El proceso de escalado de amplitudes, desarrollado por Brown et al. (1986, 1984), entrega una excelente aproximación del espesor de pago neto del reservorio estudiado, proporcionándonos una técnica que permite evaluar el recurso productivo potencial de un área, de manera rápida y económica, apoyando las decisiones de exploración y perforación. Revelando, además, que las amplitudes que conforman la anomalía de altas amplitudes, observada en el reservorio Zona Glauconítica, son principalmente generadas por los efectos del *tuning*.

Por otra parte, el algoritmo de estimación del pago neto desde datos de impedancia de banda limitada, es sólo aplicable a ambientes geológicos simples, conformados como un sistema binario (Connolly, 2007; Simm, 2009), por lo cual, no puede ser aplicado al reservorio.

Bibliografía

- Adaros, R., Alvarez, P., Arriagada, I., Chavez, A., Mendez, D., and Vieytes, H. (2006). Estudio exploratorio de los bloques arenal y caupolicán. Technical report, Inédito. Archivo Técnico ENAP.
- Allaby, M. (2013). *A dictionary of geology and earth sciences*. Oxford University Press.
- Bartolomé, R. (2002). *Evolución tectónica del margen continental oeste de México: Fosa Mesoamericana y Golfo de California (CORTES-P96)*. PhD thesis, Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona.
- Biddle, K., Uliana, M., Mitchum, R., Fitzgerald, M., and Wright, R. (1986). The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern magallanes basin, southern south america. *Foreland basins*, pages 41–61.
- Biot, M. A. (1941). General theory of three-dimensional consolidation. *Journal of applied physics*, 12(2):155–164.
- Blache-Fraser, G. and Neep, J. (2004). Increasing seismic resolution using spectral blueing and colored inversion: Cannonball field, trinidad. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2004*, pages 1794–1797. Society of Exploration Geophysicists.
- Brown, A., Wright, R., Burkart, K., Abriel, W., and McBeath, R. (1986). Tuning effects, lithological effects and depositional effects in the seismic response of gas reservoirs. *Geophysical prospecting*, 34(5):623–647.
- Brown, A. R. (1996). Interpretation of three-dimensional seismic data.
- Brown, A. R. (2011). *Interpretation of three-dimensional seismic data*. Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum Geologists.
- Brown, A. R., Wright, R. M., Burkart, K. D., and Abriel, W. L. (1984). Interactive seismic mapping of net producible gas sand in the gulf of mexico. *Geophysics*, 49(6):686–714.
- Burge, D. W., Rodriguez, E., Salazar, J., Rogers, N., McNamara, S., Young, J., Mukavitz, S., Post, T., Stovall, S., Oakes, S., Van Metre, L., Westerman, T., and Ellis, J. (2015). Cop zg arenal update. In *CONOCOPHILLIPS*.

- Carpinelli, A., Saá, A., Radic, J., and Zurita, E. (2013). Propuestas de pozo 2013-2014, área cabaña-río del oro, formación glauconítica inferior. Technical report, Inédito. Archivo Técnico ENAP.
- Carpinelli, A., Saá, A., and Zurita, E. (2012). Antecedentes y propuesta exploratoria, bloques dorado-riquelme y arenal. Technical report, Inédito. Archivo Técnico ENAP.
- Carpinelli, A., Saá, A., Zurita, E., Radic, J., and Soto, L. (2015). Propuesta de desarrollo y extensión de la zona glauconítica desde locaciones multi-pozo, bloque arenal. Technical report, Inédito. Archivo Técnico ENAP.
- Cartwright, J. (2011). Diagenetically induced shear failure of fine-grained sediments and the development of polygonal fault systems. *Marine and Petroleum Geology*, 28(9):1593–1610.
- Castagna, J. P., Sun, S., and Siegfried, R. W. (2003). Instantaneous spectral analysis: Detection of low-frequency shadows associated with hydrocarbons. *The Leading Edge*, 22(2):120–127.
- Chakraborty, A. and Okaya, D. (1995). Frequency-time decomposition of seismic data using wavelet-based methods. *Geophysics*, 60(6):1906–1916.
- Chopra, S., Castagna, J., and Portniaguine, O. (2006). Seismic resolution and thin-bed reflectivity inversion. *CSEG recorder*, 31(1):19–25.
- Chung, H.-M. and Lawton, D. C. (1995). Amplitude responses of thin beds: Sinusoidal approximation versus ricker approximation. *Geophysics*, 60(1):223–230.
- Connolly, P. (2005). Net pay estimation from seismic attributes. In *67th EAGE Conference & Exhibition*.
- Connolly, P. (2007). A simple, robust algorithm for seismic net pay estimation. *The Leading Edge*, 26(10):1278–1282.
- Correa, H. and Potter, D. (2009). Using new techniques to extract stratigraphic information from seismic data in tight gas reservoirs. In *10th Simposio Bolivariano-Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas*.
- Dey, A. K. (1999). *An analysis of seismic wavelet estimation*. University of Calgary.
- Filippova, K., Kozhenkov, A., and Alabushin, A. (2011). Seismic inversion techniques: choice and benefits. *First Break*, 29(5):103–114.
- Francis, A. (2015). A simple guide to: Seismic amplitudes and detuning. *GEO-ExPro*, 12(5):68–72.

- Francis, A. (2016). De-risking seismic amplitude interpretation by 3d seismic volume detuning. In *DEVEX*.
- Galeazzi, J. S. (1998). Structural and stratigraphic evolution of the western malvinas basin, argentina. *AAPG bulletin*, 82(4):596–636.
- Gassmann, F. (1951). Elastic waves through a packing of spheres. *Geophysics*, 16(4):673–685.
- González, R. T. (2000). Ondículas. *Números*, (43):423–426.
- Goupillaud, P., Grossmann, A., and Morlet, J. (1984). Cycle octave and related transforms in seismic signal analysis, geoexploration 23 (1984/1985) elsevier science publishers, bv amsterdam85-102. *MR849345*.
- Hamlyn, W. (2014). Thin beds, tuning, and avo. *The Leading Edge*, 33(12):1394–1396.
- Harambour, S. and Soffia, J. (1988). Transición desde el margen pasivo a cuenca de antepaís modelo de evolución para el extremo norte de última esperanza. In *Acta V Congreso Geológico Chileno. Magallanes, Chile*, volume 1, pages 385–402.
- Hardage, B. A. (1985). Vertical seismic profiling. *The Leading Edge*, 4(11):59–59.
- Hilterman, F. J. (1982). Interpretative lessons from three-dimensional modeling. *Geophysics*, 47(5):784–808.
- Jenkins, F. A. and White, H. E. (1957). *Fundamentals of optics*. Tata McGraw-Hill Education.
- Kallweit, R. and Wood, L. (1982). The limits of resolution of zero-phase wavelets. *Geophysics*, 47(7):1035–1046.
- Lancaster, S. and Whitcombe, D. (2000). Fast-track ‘coloured’ inversion. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2000*, pages 1572–1575. Society of Exploration Geophysicists.
- Landa, E. and Treitel, S. (2016). Seismic inversion: What it is, and what it is not. *The Leading Edge*, 35(3):277–279.
- Laughlin, K., Garossino, P., and Partyka, G. (2002). Spectral decomposition applied to 3d. *AAPG Explorer*, 23:28–31.
- Li, F., Qi, J., and Marfurt, K. (2015). Attribute mapping of variable-thickness incised valley-fill systems. *The Leading Edge*, 34(1):48–52.
- Liu, J. and Marfurt, K. J. (2005). Matching pursuit decomposition using morlet wavelets. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2005*, pages 786–789. Society of Exploration Geophysicists.

- Liu, J. and Marfurt, K. J. (2007). Instantaneous spectral attributes to detect channels. *Geophysics*, 72(2):P23–P31.
- Liu, J., Marfurt, K. J., et al. (2006). Thin bed thickness prediction using peak instantaneous frequency. In *2006 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.
- Mallat, S. G. and Zhang, Z. (1993). Matching pursuits with time-frequency dictionaries. *IEEE Transactions on signal processing*, 41(12):3397–3415.
- Marfurt, K. and Kirilin, R. (2001). Narrow-band spectral analysis and thin-bed tuning. *Geophysics*, 66(4):1274–1283.
- Marfurt, K. J., Dowdell, B., Atish, R., Davogustto, O., Verma, S., and Kwiatkowski, J. T. (2012). *AASPI Software Manual*. The University of Oklahoma.
- Meckel Jr, L. and Nath, A. (1977). Geologic considerations for stratigraphic modeling and interpretation. *Seismic stratigraphy: AAPG Memoir*, 26:417–438.
- Mella, P. (2001). Control tectónico en la evolución de la cuenca de antepaís de magallanes, xii región, chile. *Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas*.
- Mella, P., Moraga, J., Saá, A., and Donoso, L. (2007). Sedimentary history of magallanes foreland basin: a review. In *Congreso Geológico Chileno*.
- Morlet, J. (1982). Sampling theory and wave-propagation. In *Geophysics*, volume 47, pages 489–489. SOC EXPLORATION GEOPHYSICISTS 8801 S YALE ST, TULSA, OK 74137.
- Mpodozis, C., Mella, P., and Pavda, D. (2011). Estratigrafía y megasecuencias sedimentarias en la cuenca austral-magallanes, argentina y chile. In *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, volume 35.
- Nawab, S. and Quatieri, T. (1988). Advanced topics in signal processing. *Short-Time Fourier Transform*.
- Neep, J. (2007). Time variant coloured inversion and spectral blueing. In *69th EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2007*.
- Partyka, G. (2005). Spectral decomposition: Seg distinguished lecture.
- Partyka, G., Gridley, J., and Lopez, J. (1999). Interpretational applications of spectral decomposition in reservoir characterization. *The Leading Edge*, 18(3):353–360.
- Partyka, G. A. et al. (2001). Seismic thickness estimation: three approaches, pros and cons. In *2001 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.

- Pinto, J. A., Montecinos, M., and Mella, P. (2014). Polygonal fault system in the cretaceous of the magallanes basin, southern chile. In *International Conference & Exhibition*.
- Ricker, N. (1943). Further developments in the wavelet theory of seismogram structure. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 33(3):197–228.
- Ricker, N. (1953). Wavelet contraction, wavelet expansion, and the control of seismic resolution. *Geophysics*, 18(4):769–792.
- Robertson, J. D. and Nogami, H. H. (1984). Complex seismic trace analysis of thin beds. *Geophysics*, 49(4):344–352.
- Schlumberger (1995). *Principios y Aplicaciones de la interpretación de registros*. SCHLUMBERGER EDUCATIONAL SERVICES.
- Schramm Jr, M., Dedman, E., and Lindsey, J. (1977). Practical stratigraphic modeling and interpretation. *Seismic stratigraphy: AAPG Memoir*, 26:477–502.
- Shearer, P. M. (2009). *Introduction to seismology*. Cambridge University Press.
- Sheriff, R. E. (1991). *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*. Number 03) 550.3 SHE.
- Sheriff, R. E. (2002). *Encyclopedic dictionary of applied geophysics geophysical references series*.
- Sheriff, R. E. and Geldart, L. P. (1995). *Exploration seismology*. Cambridge university press.
- Simm, R. (2009). Simple net pay estimation from seismic: a modelling study. *first break*, 27(9):45–53.
- Taner, M. T., Koehler, F., and Sheriff, R. (1979). Complex seismic trace analysis. *Geophysics*, 44(6):1041–1063.
- Team, A. C. et al. (2008). Ark cls seismic coloured inversion v2. 94 opendtect plugin version. *ARK CLS Limited, hal*, pages 211–219.
- Tu, N. and Lu, W.-k. (2009). An improved peak-frequency-shift method for q estimation. In *Beijing International Geophysical Conference and Exposition 2009: Beijing 2009 International Geophysical Conference and Exposition, Beijing, China, 24–27 April 2009*, pages 115–115. Society of Exploration Geophysicists.
- Walden, A. and Hosken, J. (1985). An investigation of the spectral properties of primary reflection coefficients. *Geophysical Prospecting*, 33(3):400–435.
- Wang, Y. (2006). Seismic time-frequency spectral decomposition by matching pursuit. *Geophysics*, 72(1):V13–V20.

- Wang, Y. (2015). Frequencies of the ricker wavelet. *Geophysics*, 80(2):A31–A37.
- Watney, W. L. and Doveton, J. H. (2004). Geo-engineering modeling through internet informatics (gemini). Technical report, University of Kansas (US).
- Widess, M. (1973). How thin is a thin bed? *Geophysics*, 38(6):1176–1180.
- Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic data analysis*, volume 1. Society of exploration geophysicists Tulsa.
- Zeng, H. (2010). Geologic significance of anomalous instantaneous frequency. *Geophysics*, 75(3):P23–P30.
- Zhang, C. and Ulrych, T. J. (2002). Estimation of quality factors from cmp records. *Geophysics*, 67(5):1542–1547.

Apéndice A

Inversión Sísmica

La inversión sísmica es definida como: “*la derivación de un modelo desde datos sísmicos para describir el subsuelo consistente con los datos registrados*” (Sheriff, 2002).

Generalmente hablando, los métodos de inversión sísmica son un conjunto de procedimientos matemáticos diseñados para extraer información estructural y litológica desde los datos sísmicos de reflexión registrados. Y está estrechamente relacionado al modelo directo, ya que en este se calculan los efectos producidos por el modelo, por el contrario, en un problema inverso, se intenta derivar el modelo desde la observación de sus efectos, tal como es mostrado en la figura A.1 (Landa and Treitel, 2016; Sheriff and Geldart, 1995).

Las técnicas de inversión pueden ser clasificadas por el tipo de datos sísmicos utilizados para la inversión (inversión antes o después del apilamiento). En una inversión sísmica utilizando datos apilados (*post stack*) solo una propiedad elástica, la impedancia acústica, puede ser estimada. Por el contrario, utilizando datos sin apilar (*pre stack*) o de apilado parcial, múltiples propiedades elásticas, como la impedancia-P, impedancia-S, la razón Vp/Vs , y la densidad pueden ser estimadas.

Y también por la aproximación matemática utilizada para la solución del problema inverso. Aquí se distinguen las aproximaciones geoestadística, o estocástica, y determinística que resultan en diferentes niveles de detalles de las estimaciones de las propiedades del reservorio. Los algoritmos determinísticos solo pueden proveer una solución en el ancho de banda sísmico, mientras que algoritmos geoestadísticos pueden incluir detalles de escala fina, más allá del ancho de banda sísmico (Filippova et al., 2011).

Dentro de las inversiones determinísticas desde datos sísmicos *post stack* encontramos la inversión sísmica colorida o *Coloured Seismic Inversion* (CSI), técnica de inversión utilizada en este trabajo para la estimación del pago neto.

A.1. Inversión sísmica colorida

La inversión sísmica colorida o *seismic coloured inversion* (CSI), es una simple y rápida técnica utilizada para invertir los datos sísmicos de banda limitada a

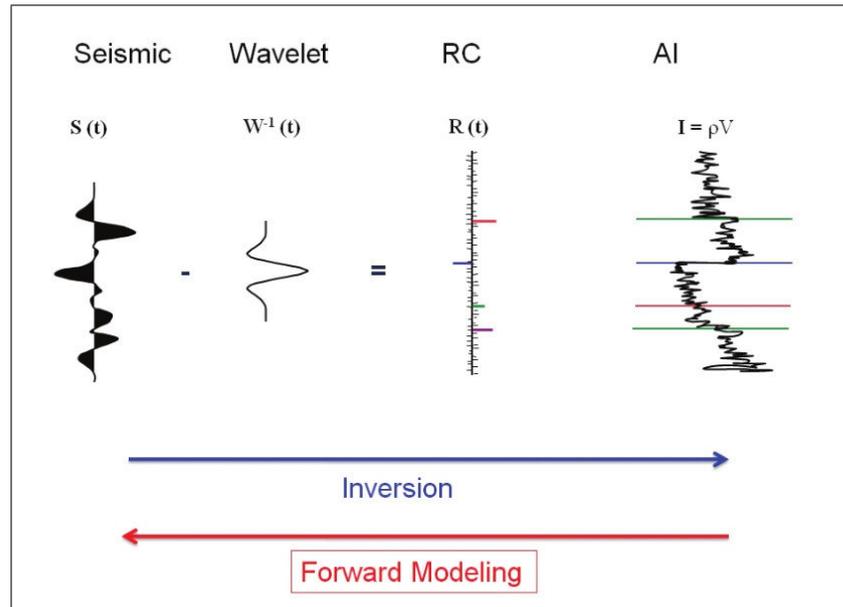


Figura A.1: Esquema que presenta el proceso de inversión y el modelo directo (*forward modeling*) (Brown, 2011).

impedancias acústicas relativas a partir de un operador convolucional que ajusta el espectro sísmico al espectro medio de la impedancia acústica de la tierra, desarrollado por Lancaster and Whitcombe (2000).

Este procedimiento está basado en que los espectros de amplitud de las series reflectivas en cualquier lugar de la tierra exhiben una tendencia similar, la cual puede ser simplemente descrita como f^β . El término β es una constante positiva, la que puede variar de un lugar a otro pero se mantiene razonablemente constante, y f es la frecuencia (Walden and Hosken, 1985). Al igual que el espectro de amplitud de la impedancia acústica desde los datos de pozos, pero en este caso el exponente es negativo, y se define como α (Lancaster and Whitcombe, 2000).

Por consiguiente, cuando se ha determinado el valor de α para el área de estudio por medio de los registros de pozos, el espectro de amplitud del operador inversor puede ser determinado por la comparación entre la media del espectro sísmico y la forma de la curva de f^α . Una vez que el operador haya sido derivado, es aplicado luego a todo el cubo sísmico (Lancaster and Whitcombe, 2000; Team et al., 2008). El espectro de la fase sísmica es asumido como fase cero y el operador de inversión colorida incluye un cambio de fase a -90° para convertir la reflectividad a impedancia. En la figura A.2, se despliega un ejemplo del operador de inversión convolucional en el dominio del tiempo con un desfase de -90° , a la izquierda. Y a la derecha, el espectro sísmico medio, en rojo; el espectro de impedancia desde datos de pozos, en verde, y el espectro del operador de inversión colorida, en azul. En ella se observa que el operador de inversión ajusta la forma del espectro medio sísmico a la curva de impedancia para cada frecuencia.

Así, la SCI permite una rápida inversión de los datos 3D, a partir de la obtención de un único operador de inversión convolucional que invierte optimamente

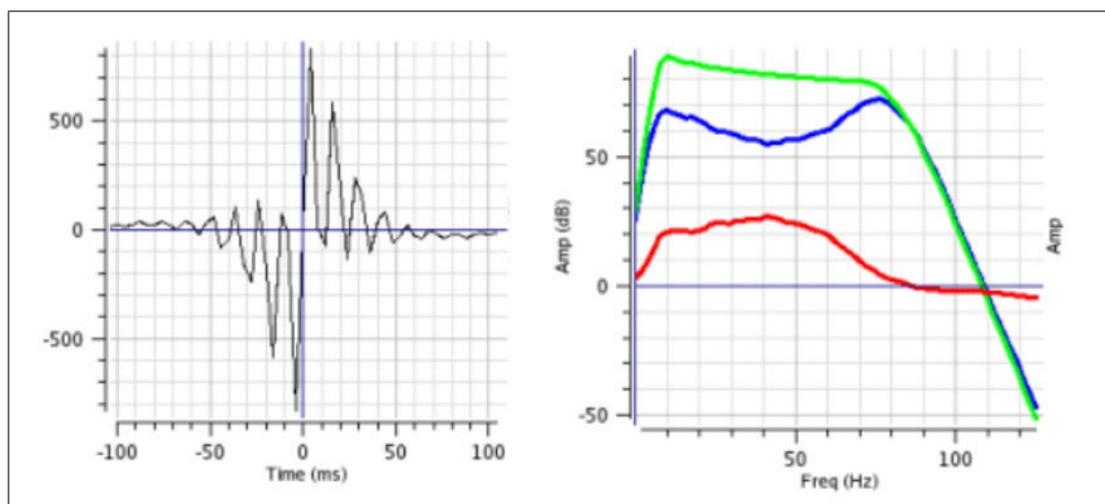


Figura A.2: Ejemplo de los resultados de una inversión colorida. A la izquierda se despliega un operador de inversión convolucional en el dominio del tiempo, al cual se le ha aplicado un desfase de -90° . Y a la derecha, en color rojo, el espectro sísmico medio suavizado, en color verde, el espectro de la impedancia acústica obtenida desde datos de pozos, y en color azul, el espectro del operador de inversión colorida (Team et al., 2008).

los datos sísmicos según los registros de pozos disponibles. De esta manera, el proceso es inherentemente estable y consistente con la tendencia conocida de la impedancia acústica en el área. Una de las principales desventajas de este método, es que los resultados obtenidos presentan un ancho de banda limitado, y además al no utilizar la ondícula sísmica, se requiere que los datos de entrada sean fase cero. Adicionalmente, supone que el espectro medio de los pozos disponibles es representativo de la reflectividad real del área de estudio Brown (2011); Lancaster and Whitcombe (2000).

Apéndice B

Métodos de descomposición espectral

Varias técnicas han sido desarrolladas para el análisis en el tiempo y la frecuencia. De éstas la más ampliamente usadas son: la transformada de Fourier de ventana de corta duración en el tiempo (STFT) (Nawab and Quatieri, 1988), la transformada continua de la ondícula (Goupillaud et al., 1984; Morlet, 1982), y la transformada por búsqueda de la coincidencia (Mallat and Zhang, 1993).

La transformada de ventana de corta duración en el tiempo o STFT, por sus siglas en inglés, descompone la señal en pequeñas ventanas móviles de tiempo y calcula su espectro de Fourier. esta técnica tiene una limitada resolución en el tiempo, debido a que los sismogramas son descompuestos en ventanas, limitando así su resolución. Si la función ventana, tiene una larga duración en el tiempo, la transformada se aproximara al espectro de la ondícula, y por su larga duración abarcará muchas variaciones geológicas que estadísticamente hará aleatoria la localización de los patrones individuales de las capas delgadas y el resultante espectro de efectividad será blanco o plano. En cambio si la función ventana tiene una corta duración, la localización de las características geológicas será menos aleatoria, pero el espectro de amplitud ya no se aproximara al de la ondícula (Partyka et al., 1999). En otras palabras si se tiene una función ventana de larga duración en el tiempo se tendrá una buena resolución en el eje de las frecuencias, pero las pequeñas variaciones en el dominio del tiempo no podrán ser observadas, y por el contrario si se restringe el tamaño de la ventana, se tendrá una buena resolución temporal pero se perderá resolución en el eje de las ondículas. esta desventaja es conocida como el principio de incertidumbre de Heisenberg (Chakraborty and Okaya, 1995).

Otro método ampliamente usado son los métodos de transformadas de la ondícula, en especial la descomposición por la transformada continua de la ondícula (CWT), este método descompone la señal en un conjunto de ondículas o funciones ventanas que tienen una corta duración en el tiempo y son de banda limitada en el dominio de las frecuencias. La descomposición por el método de transformada continua de la ondícula posee una buena resolución en el dominio de las frecuencias, en bajas frecuencias y buena resolución en el dominio del tiempo, en

altas frecuencias.

La descomposición por el método de búsqueda de la coincidencia o Matching Pursuit (MP) descompone la señal en un conjunto de funciones básicas, llamadas “átomos” de tiempo frecuencia, estas funciones básicas o átomos tienen combinaciones de todas las posibles combinaciones de tiempo y frecuencia, y como resultado constituyen un conjunto redundante de funciones. Una vez que los átomos son definidos, se busca la mejor coincidencia entre la señal y estos átomos, proyectando los átomos en la señal y luego calculando su máximo. Posteriormente se calcula su residuo por la sustracción de la señal y el producto de estos átomos y el producto cruz de los átomos seleccionados y la señal. Esta descomposición continúa hasta que la energía del residuo cae bajo un umbral, previamente definido (Chakraborty and Okaya, 1995).

Castagna et al. (2003); Chakraborty and Okaya (1995) compararon distintos métodos de descomposición espectral concluyendo que el método de descomposición espectral por Matching Pursuit posee la mejor resolución en el plano tiempo-frecuencia, puesto que este método no está regido por el principio de incertidumbre de Heisenberg al no utilizar ventanas.

Apéndice C

Descripción del algoritmo de descomposición espectral por *Matching Pursuit*

Mallat and Zhang (1993) desarrollaron el algoritmo Matching Pursuit el cual produce un espectro de frecuencia para cada ubicación en el tiempo, o distribución tiempo-frecuencia. Este método descompone la traza sísmica en series de ondículas que conforman un diccionario redundante de funciones, funciones llamadas átomos de tiempo-frecuencia. En lugar de trabajar con las populares ondículas de Morlet, se utilizaran ondículas Ricker ya que Liu and Marfurt (2007) determinaron que está ondícula calza mejor con los datos sísmicos.

Suponiendo que cada traza sísmica $u(t)$, es de banda limitada y puede ser representada por una combinación lineal de ondículas Ricker:

$$u(t) = \sum_j a_j \cdot w(t - t_j, f_j, \varphi_j) + noise \quad (C.1)$$

Donde a_j , t_j , f_j y φ_j representan la amplitud, el tiempo central, el *peak* de frecuencia y la fase de la j -ésima ondícula. El tiempo de dilatación de cada ondícula, puede ser estimado por el máximo local de la envolvente instantánea. El *peak* de frecuencia para una ondícula de Ricker es estimado de la forma:

$$f_j = \left(\sqrt{\frac{\pi}{2}}\right) f_{avg} \quad (C.2)$$

Donde f_{avg} es la frecuencia media. El comportamiento de una ondícula de Ricker, en el dominio de tiempo, es dado por:

$$w_R(t, f_j) = (1 - 2\pi^2 f_j^2 t^2) e^{-\pi^2 f_j^2 t^2} \quad (C.3)$$

Y en el dominio de la frecuencia:

$$\overline{w}_R(t, f_j) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{f_j^2}{f_j^3} e^{-\frac{f_j^2}{f_j^2}} \quad (C.4)$$

Para resolver eficientemente la amplitud y la fase de cada ondícula, se utiliza la transformada de Hilbert, para formar la traza compleja:

$$U(t) = u(t) + iu^H(t) \quad (\text{C.5})$$

Y un conjunto de ondículas Ricker complejas:

$$W(t, f_j) = w(t, f_j) + iw^H(t, f_j) \quad (\text{C.6})$$

Donde w indican ondículas cosenos simétricos y w^H indican ondículas seno anti-simétricas. Así la traza sísmica analítica, es entonces definida:

$$U(t) = \sum_j A_j \cdot W_j(t - t_j, f_j) + noise \quad (\text{C.7})$$

El objetivo de la descomposición es minimizar la energía de la traza residual $R(t)$, definida como la diferencia entre la traza sísmica y las ondículas coincidentes

$$R(t) = [U(t) - \sum_j^J A_j \cdot W_j(t - t_j, f_j)]^2 \quad (\text{C.8})$$

Donde t_j y f_j , son conocidos y A_j es desconocido. Para estimar todos los coeficientes de las ondículas en una iteración, se reescribe la ecuación anterior en forma de matriz.

$$A = [W^H W + \varepsilon I]^{-1} W^H U \quad (\text{C.9})$$

Donde $W = [W(t - t_1, f_1), W(t - t_2, f_2), \dots, W(t - t_m, f_m)]$ es un vector de ondículas centradas en cada peak de la envolvente, $A = A(A_1, A_2, \dots, A_m)^T$ es un vector de las amplitudes de las ondículas complejas, I es la matriz identidad, y ε es un pequeño número que hace la solución estable (Liu and Marfurt, 2005).

El algoritmo de la descomposición por búsqueda de la coincidencia o Matching Pursuit, es un proceso iterativo. En el que en cada iteración, la ondícula correspondiente a la mayor amplitud es sustraída desde la traza sísmica. La iteración continúa hasta que la energía del residuo es aceptablemente baja. Finalmente el espectro complejo es definido como la sumatoria de los espectros complejos de las ondículas Ricker, calculadas en cada instante de tiempo, es distribuido en un plano 2D tiempo-frecuencia:

$$\bar{u}(t, f) = \sum_{j=1}^J A_j \cdot \bar{w}_j(f, f_j) env[w(t - t_j, f_j)] e^{i2\pi f(t-t_j)} \quad (\text{C.10})$$

Donde

$$env[w(t - t_j, f_j)] = [w^2(t - t_j, f_j) + (w^H(t - t_j, f_j))^2]^{1/2} \quad (\text{C.11})$$

Es la envolvente de las ondículas complejas. El espectro de amplitud es simplemente la magnitud de $u(t, f)$, y la fase es el ángulo entre las partes real y la

imaginaria (Liu and Marfurt, 2005).