

**ANÁLISIS DE INCERTIDUMBRE EN LAS VELOCIDADES DE
INTERVALO Y EN LA POSICIÓN DE REFLECTORES OBTENIDAS
POR MIGRACIÓN PRE-APILADO EN PROFUNDIDAD (PSDM)**

CARLOS ANDRÉS BECERRA BAYONA



UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE INGENIERIA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
MEDELLIN - COLOMBIA
2010

**ANÁLISIS DE INCERTIDUMBRE EN LAS VELOCIDADES DE
INTERVALO Y EN LA POSICIÓN DE REFLECTORES OBTENIDAS
POR MIGRACIÓN PRE-APILADO EN PROFUNDIDAD (PSDM)**

AUTOR
CARLOS ANDRES BECERRA BAYONA

Proyecto de grado presentado como requisito parcial para optar
al título de Magíster en Ciencias de la Tierra
Modalidad: Tesis de investigación

DIRECTOR
Ph.D. WILLIAM MAURICIO AGUDELO ZAMBRANO

UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE INGENIERIA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
MEDELLIN - COLOMBIA
2010

AGRADECIMIENTOS

A ECOPETROL-ICP por facilitar los medios y datos sísmicos requeridos para el desarrollo de la investigación.

Al Dr. William Mauricio Agudelo por sus valiosas ideas y constante asesoría fundamentales en la planeación y ejecución del proyecto.

Al Dr. Herman Jaramillo por sus correcciones y recomendaciones durante el proceso de revisión y evaluación.

Al Dr. Juan Dario Restrepo por sus acertadas sugerencias y contribuciones a la clarificación de las ideas.

Al Departamento de Geología de la Universidad EAFIT por su colaboración durante todo el desarrollo del proceso académico.

Tabla de contenido

Introducción.....	1
1. Generalidades.....	4
1.1. Objetivo general.....	4
1.2. Objetivos específicos.....	4
1.3. Datos.....	5
1.3.1. Datos Sintéticos.....	5
1.3.2. Datos reales.....	8
2. Marco Teórico.....	10
2.1. Migración de datos sísmicos.....	10
2.1.1. Algoritmos de migración.....	11
2.1.2. Estrategias de migración.....	13
2.1.2.1. Migración Pre-apilado versus Post-apilado.....	13
2.1.2.2. Migración en Tiempo versus Profundidad.....	13
2.1.3. Migración Kirchhoff.....	15
2.1.3.1. Migración en medios de velocidad constante.....	16
2.1.3.1.1. Enfoque alternativo.....	19
2.1.3.2. Migración en medios velocidad variable.....	20
2.1.3.3. Migración Pre-apilado.....	22
2.1.3.3.1. Familias de Imagen común en el dominio del Offset.....	23
2.1.3.3.2. Familias de Imagen común en el dominio del ángulo.....	25
2.1.3.4. Migración pre-apilado en profundidad.....	28
2.1.3.4.1. Ecuación de migración en profundidad.....	29
2.1.3.4.2. Cálculo de tiempos de propagación.....	31
2.1.3.4.2.1 Métodos de trazado de rayo.....	32
2.1.3.4.3 Estrategias de sumatoria.....	33

2.2. Análisis de velocidad en migración.....	34
2.2.1. Estimación de la velocidad usando migración.....	35
2.2.1.1. Análisis RMO.....	36
2.2.1.1.1 RMO en el dominio del offset.....	36
2.2.2. Actualización de la función de velocidad.....	39
2.3. Apertura en migración.....	41
2.3.1. El concepto de Apertura.....	42
2.3.2. El efecto de la apertura en la imagen sísmica.....	45
3. Estimación de Incertidumbre en la Imagen PSDM.....	47
3.1. Atributos que contiene información de iluminación.....	49
3.1.1. Cálculo de la apertura en el dominio del número de onda.....	49
3.1.1.1. Apertura a partir de datos en el dominio del disparo.....	50
3.1.1.2 Apertura a partir de datos en el dominio del Offset.....	53
3.1.2 Cálculo de ángulos de incidencia.....	54
3.2. Distribución de ángulo de difracción máximo en los CIG.....	56
3.3. Estimación de Semblanzas RMO en el dominio del ángulo.....	58
3.4. Análisis de resolución en medidas de coherencia: Semblanza RMO en MVA.....	61
3.4.1. Cálculo de mapas de error en velocidad.....	64
3.4.2. Cálculo de mapas de error en profundidad.....	67
4. Resultados.....	69
4.1 Caso de estudio Coporo Sintético.....	69
4.1.1. Mapa de error en velocidad.....	70
4.1.2. Modelo de velocidad $M+[Mx(E/100)]$	71
4.1.3. Modelo de velocidad $M-[Mx(E/100)]$	71
4.1.4. Imagen PSDM correspondiente a migración con el modelo de velocidad 100%.	72
4.1.5. Imagen PSDM correspondiente a migración con el modelo $M+[Mx(E/100)]$..	73

4.1.6. Imagen PSDM correspondiente a migración con el modelo $M-[M_x(E/100)]$...	74
4.1.7. Análisis cuantitativo del posicionamiento de reflectores sísmicos.....	75
4.1.8. Errores en el posicionamiento en la PSDM para diferentes reflectores.....	76
4.1.9. Mapa de error en profundidad.....	79
4.2. Caso de estudio Morrosquillo.....	80
4.2.1. Mapa de error en velocidad.....	80
4.2.2. Modelo de velocidad $M+[M_x(E/100)]$	81
4.2.3. Modelo de velocidad $M-[M_x(E/100)]$	81
4.2.4. Imagen PSDM resultante de migración con el modelo generado a partir de los datos.....	82
4.2.5. Imagen PSDM resultante de migración con el modelo $M+[M_x(E/100)]$	83
4.2.6. Imagen PSDM resultante de migración con el modelo $M-[M_x(E/100)]$	84
4.2.7. Análisis cuantitativo del posicionamiento de reflectores sísmicos.....	85
4.2.8. Mapa de error en profundidad.....	85
5. Discusión.....	86
5.1. Análisis de iluminación.....	86
5.2. Incertidumbre en la imagen PSDM.....	92
5.2.1. Mapas de error en velocidad.....	92
5.2.2. Mapas de error en el posicionamiento de reflectores.....	94
6. Conclusiones.....	98
7. Recomendaciones.....	100
8. Bibliografía.....	100

Lista de Figuras

Figura 1. Localización de la línea sísmica ME-1992 usada en el caso de estudio Coporo.....	5
Figura 2. Sección sísmica migrada en tiempo e interpretación de los principales reflectores en la línea ME-1992.....	6
Figura 3. Modelo de velocidad sintético para la zona Coporo.....	6
Figura 4. Algunos registros sísmicos sintéticos en disparo común del set de datos Coporo..	8
Figura 5. Localización del área de estudio, línea Morrosquillo (Tomado de Duarte y Rangel, 2007).....	9
Figura 6. Mejor modelo de velocidad intervalo generado a partir de los datos sísmicos de la línea Morrosquillo usando la metodología RMO y análisis de velocidad a lo largo de reflectores en el software GEODEPTH (Ecopetrol, 2008).....	10
Figura 7. Esquema de la trayectoria de propagación de la onda sísmica para un punto imagen ξ dado y su par fuente-receptor asociado, sobre un campo de velocidad constante (Modificado de Biondi, 2007).....	17
Figura 8. (a) Superficie de sumatoria cero-offset para un medio de velocidad constante y (b) superficie de sumatoria a offset constante para un medio de velocidad constante (Modificado de Biondi, 2007).....	19
Figura 9. (a) Elipsoide y (b) Elipse de migración pre-apilado cero offset (Modificado de Yilmaz, 2001).....	20
Figura 10. Representación de trazado de rayo a través de un campo de velocidad variable para un punto imagen ξ dado y su par fuente-receptor asociado (Modificado de Biondi, 2007).....	21
Figura 11. Campos de onda cero-Offset para el mismo punto difractante en (a) un medio de velocidad constante, (b) un medio con variación laterales de velocidad moderada, (c) un medio con fuertes variaciones laterales de velocidad, y (d) un medio geológicamente complejo con fuertes variaciones laterales de velocidad (Tomado de Yilmaz, 2001).....	22
Figura 12. (a) Esquema de adquisición virtual a offset común para un punto en el subsuelo	

en un medio de velocidad constante (b) Pirámide de Cheops: superficie de sumatoria (tiempos de propagación) en el dominio del offset (Modificado de Biondi, 2007).....	24
Figura 13. Representación de la geometría de adquisición virtual para una familia de imagen común en el dominio del ángulo (Tomado de Biondi y Symes, 2004).....	26
Figura 14. (a) Esquema de adquisición virtual a ángulo común para un punto en el subsuelo de un medio de velocidad constante (b) Pirámide de Cheops: superficie de sumatoria (tiempos de propagación) en el dominio del ángulo (Tomado de Biondi, 2007).....	27
Figura 15. Trayectoria de rayo para un reflector horizontal localizado en z, obtenido usando la velocidad de migración correcta y trayectoria de rayo para el mismo par fuente-receptor usando una velocidad incorrecta asociada a la profundidad z_m .(Tomado de Al-Yahya, 1989).....	37
Figura 16. Representación de la apertura en el dominio del número de onda, con ancho de banda limitado, para el punto imagen ξ , usando un solo par fuente-receptor (Tomado de Bleistein et al., 2000).....	44
Figura 17. Representación de la apertura sintética en el dominio del número de onda con ancho de banda limitado para en el punto imagen ξ , usando un solo par fuente-receptor (Tomado de Bleistein et al., 2000).....	44
Figura 18. Comparación de la longitud del vector número de onda, para dos puntos imagen localizados a la misma profundidad e iluminados por pares fuente-receptor con offset o ángulos pequeños y con offset o ángulos grandes.....	46
Figura 19. Esquema propuesto para la estimación de errores en velocidad asociada a la imagen sísmica.....	48
Figura 20. Contribuciones de diferentes pares fuente-receptor para la estimación de la apertura en el dominio del número de onda, correspondiente al primer y último disparo de la geometría de adquisición sintética descrita en la sección 1.3.1 sobre un campo de velocidad constante.....	50
Figura 21. Representación de la apertura en el dominio del número de onda para un rango	

de frecuencia dado, asociado al (a) disparo No.1 y (b) al disparo No. 375.....	51
Figura 22. Apertura sintética para 9 puntos imagen con diferente localización en un medio de velocidad constante. Calculados usando ASDS (basado en KAPERTURE) y datos en el dominio del disparo común. Nótese el efecto de la geometría de adquisición y de la profundidad en la apertura.....	52
Figura 23. Apertura sintética para 9 puntos imagen con diferente localización en un medio de velocidad constante. Calculados usando ASDO (basado en KAPERTURE) y datos en el dominio del offset común. Nótese el efecto de la geometría de adquisición simétrica y de la profundidad en la apertura.....	53
Figura 24. Parámetros de trazado de rayos asociado a un par fuente-receptor, para un punto imagen dado en un medio de velocidad constante (Modificado de Lambaré, 2003).....	54
Figura 25. Distribución de ángulo de difracción máximo para diferentes CIG del set de datos Coporo.....	55
Figura 26. Ángulo de difracción máximo estimado a través de (a) la representación de la apertura en el dominio del número de onda y del (b) cálculo de los ángulos de incidencia asociados a la fuente y al receptor (Modificado de Lambaré, 2003).....	56
Figura 27. Variación del ángulo de difracción máximo y de la longitud del vector número de onda en función de la localización en profundidad del punto imagen.....	57
Figura 28. Distribución del ángulo de difracción máximo en diferentes CIG del modelo Coporo sintético.....	58
Figura 29. Representación del cálculo de una semblanza RMO. (a) Evento en CIG migrado con la velocidad correcta, (b) familia de trayectorias de sumatoria, (c) semblanza RMO para el evento correspondiente.....	60
Figura 30. Semblanza RMO estimada usando el ángulo de difracción máximo como función limite del offset y asumiendo que todos los eventos en el CIG No 2000 han sido migrados con la velocidad correcta.....	60
Figura 31. Simulación de la atenuación de altas frecuencias con la profundidad en (a) un	

CIG filtrado en frecuencia como lo indican los (b) espectros de amplitud correspondientes a los eventos sísmicos en profundidad del CIG. (c) Semblanza RMO asociada al CIG en (a).	61
Figura 32. Análisis de resolución vertical en una (a) semblanza RMO asociado al CIG en la figura 31a. Nótese que el evento en (b) asociado a un reflector somero de mayor contenido frecuencial puede representarse en la semblanza RMO con mayor resolución que el evento en (c) asociado a un reflector de menor contenido frecuencial. La relación entre resolución y ancho de banda efectivo se representa en (d), a mayor contenido frecuencial mayor resolución.	62
Figura 33. (a) Algunos eventos reflectivos en el CIG $x=2000$, representados tomando en cuenta la distribución del ángulo de difracción máximo. Cada uno de los cuales tiene el mismo contenido frecuencial, como lo indica (b) el espectro de amplitud asociado. (c) Semblanza RMO estimada usando la distribución de ángulo de difracción máximo mostrada en (a) pero asumiendo un reflector plano por cada ángulo de difracción en profundidad.	64
Figura 34. Semblanza RMO, en el CIG No. 2000, del set de datos COPORO.	65
Figura 35. Error en velocidad expresado en porcentaje para el CIG No.2000 del set de datos COPORO sintético.	66
Figura 36. Metodología propuesta para la estimación de errores en profundidad asociados a la imagen sísmica PSDM.	68
Figura 37. Mapa de error en velocidad expresado en porcentaje, asociado al set de datos sísmico Coporo sintético.	70
Figura 38. Modelo de Velocidad $M+[Mx(E/100)]$ para el caso de estudio COPORO Sintético.	71
Figura 39. Modelo de velocidad $M-[Mx(E/100)]$ para el caso de estudio Coporo Sintético.	71
Figura 40. (a) Sección PSDM y (b) horizontes asociados a la migración del set de datos COPORO usando el modelo de velocidad 100% (Figura 3).	72

Figura 41. (a) Sección PSDM y (b) horizontes asociados a la migración del set de datos COPORO usando el modelo de velocidad (Figura 38).....	73
Figura 42. (a) Sección PSDM y (b) horizontes asociados a la migración del set de datos COPORO usando el modelo de velocidad (Figura 39).....	74
Figura 43. Rango posible de posicionamiento de reflectores sísmicos en la imagen Coporo PSDM.....	75
Figura 44. Error en posicionamiento en profundidad para los reflectores (a) H1, H2.H3, (b) H4, H5, H6, (c) H7, la falla (F8), H9 (d) H10, H11, H12, (e) H13, H14 y H15 en la imagen PSDM del caso de estudio Coporo, obtenidos a partir de la información en la figura 43....	78
Figura 45. Mapa de Error en el posicionamiento de reflectores sísmicos en la imagen PSDM, para el caso de estudio COPORO.....	79
Figura 46. Mapa de error en velocidad expresado en porcentaje, asociado al set de datos Sinú.....	80
Figura 47. Modelo de velocidad $M+[Mx(E/100)]$ para el caso de estudio Morrosquillo.....	81
Figura 48. Modelo de velocidad $M-[Mx(E/100)]$ para en caso de estudio Morrosquillo.....	81
Figura 49. (a) Sección PSDM y (b) horizontes asociados a la migración del set de datos Morrosquillo usando el modelo de velocidad obtenido a partir de los datos (Figura 6).....	82
Figura 50. (a) Sección PSDM y (b) horizontes asociados a migración del set de datos Morrosquillo usando el modelo de velocidad $M+[Mx(E/100)]$ (Figura 47).....	83
Figura 51. (a) Sección PSDM y (b) horizontes asociados a la migración del set de datos Morrosquillo usando el modelo de velocidad $M-[Mx(E/100)]$ (Figura 48).....	84
Figura 52. Rango posible de posicionamiento de reflectores sísmicos en la imagen Morrosquillo PSDM.....	85
Figura 53. Mapa de error en el posicionamiento de reflectores sísmicos en la imagen PSDM, para el caso de estudio Morrosquillo.....	85
Figura 54. Apertura sintética en el dominio del número de onda para el punto imagen de la figura 19, estimada usando datos en el dominio del disparo común con diferente tiempo de	

registro (a) 0.9 segundos, (b) 1.57 segundos y (c) 5.0 segundos. En (d) se muestra la superposición de las aperturas sintéticas estimadas para los diferentes tiempos de registro.	87
Figura 55. Rango de pendientes migrables para 9 diferentes puntos imagen del modelo Coporo. (b) Pendiente de los reflectores (lineas amarillas) y rango de pendientes migrables (zona sombreada) asociada a los puntos imagen I, II, III. (c) Sección sísmica PSDM resultante.....	89
Figura 56. Identificación de zonas para la evaluación del diseño de adquisición sísmico basado en información de iluminación (mapa de apertura en el dominio del número de onda) e incertidumbre en velocidades (mapa de error en velocidad).....	91
Figura 57. Comparación de un CIG migrado asociado a los modelos (a) $M+[Mx(E/100)]$ y (b) $M-[Mx(E/100)]$ del set de estudio Morrosquillo.....	94
Figura 58. Identificación de zonas más y menos confiables a partir de información del error en el posicionamiento de reflectores sísmicos en la imágenes PSDM, para el caso de estudio Coporo.....	96
Figura 59. Identificación de zonas más y menos confiables a partir de información del error en el posicionamiento de reflectores sísmicos en la imagen PSDM, para el caso de estudio Morrosquillo.....	98

RESUMEN

En este trabajo se estudia la incertidumbre en las velocidades de intervalo y la posición de reflectores de interés en imágenes sísmicas resultantes de migración pre-apilado en profundidad (PSDM). La estimación de la incertidumbre parte del supuesto que el modelo de velocidad es el mejor que puede obtenerse a través de técnicas de Análisis de Velocidad durante la Migración (MVA) tipo Residual Move-out (RMO) y está basado en el análisis de la apertura de migración en el dominio del número onda y del ángulo de difracción para cada punto del medio. El análisis de velocidad durante la migración es un problema inverso con infinitas soluciones, por lo cual el análisis de incertidumbre ayuda a entender los rangos de variación de las velocidades de intervalo. Debido a su relación con la geometría de adquisición, este análisis de incertidumbre resulta también una herramienta útil para el diseño de adquisición sísmico. Obtener familias de modelos de velocidad permite obtener interpretaciones sísmicas más confiables y por ende a la reducción del riesgo exploratorio. El método propuesto es aplicado a un set de datos sintético en el que el modelo de velocidad es conocido y a datos marinos de un área compleja, los mapas de error resultantes permiten cuantificar la sensibilidad de la migración en profundidad e identificar zonas más y menos confiables en el espacio del modelo.

ABSTRACT

This work studies the interval velocity and reflector position uncertainty on seismic images obtained by Prestack Depth Migration (PSDM). For uncertainty estimation the velocity model should be the best possible one obtained using residual moveout migration velocity analysis techniques. The uncertainty estimation is based on the aperture migration analysis in the wavenumber domain and the diffraction angle for each point in the medium. Due to the migration velocity analysis is an inverse problem with infinite solutions, the uncertainty analysis would help to understand how interval velocity variations are. The proposed uncertainty analysis is related to the seismic acquisition geometry, for that reason it would be also used as a seismic acquisition designing tool. Obtaining velocity family models allows to get more reliable seismic interpretations and then decrease the exploration risk. The proposed methodology has been applied on both a synthetic dataset (in which the velocity model is known) and a real marine dataset from a complex zone. The resulting uncertainty maps allow to quantify the PSDM sensitivity and these are a useful tool for identifying more and less reliable zones in the model space.

Introducción

La construcción de imágenes sísmicas en zonas complejas, en donde predominan altos buzamientos, geometrías irregulares y variaciones laterales de velocidad significativas, requiere el uso de técnicas de imaging en profundidad pre-apilado y técnicas de análisis de velocidad basadas en migración (Liu, 1997). La generación de imágenes del subsuelo hace parte de la teoría de Problema Inverso (ver por ejemplo Tarantola, 2005); el cual, debido a que se usan receptores y fuentes en sólo la frontera superior del subsuelo y con una apertura y frecuencia finitas, se trata de un problema mal determinado que tiene infinitas soluciones. Estas soluciones pueden variar considerablemente entre sí, como es el caso en zonas geológicamente complejas, en donde las principales suposiciones del método sísmico (moveout hiperbólico, arribo simple) no se cumplen, de modo que la información derivada de la sísmica representa solo un miembro de una familia de soluciones asociada al mismo conjunto de datos. El estudio de la incertidumbre en las velocidades y en el posicionamiento de eventos sísmicos es relevante, porque la precisión de la imagen PSDM tiene un impacto directo en el descubrimiento y desarrollo de campos petrolíferos.

Teniendo en cuenta que las zonas complejas (ej. piedemontes, zonas con cuerpos de sal o lodo) son de alto interés en exploración de petróleo y gas, y que el procesamiento convencional sólo aprovecha una parte de toda la información del campo de onda registrado en superficie, el objetivo de esta investigación es estimar la incertidumbre estudiando la familia de soluciones del campo de velocidades. Esto se lleva a cabo analizando el error en la velocidad y en el posicionamiento de reflectores de interés, mediante representación de los datos o de parámetros físicos del medio en otros dominios (ángulo de difracción, número de onda).

Actualmente existen dos grandes enfoques para el estudio de la incertidumbre en migración pre-apilado en profundidad, el primero relativo a los algoritmos de migración y el segundo asociado a la estimación de la velocidad. Aunque la incertidumbre asociada a defectos en los algoritmos de migración ha sido estudiada (Black y Brzostowski, 1994; Loveridge et al., 1994), se ha establecido que la mayor fuente de incertidumbre se debe a la estimación de la función de velocidad adecuada.

Algunos autores establecen que la incertidumbre asociada a la estimación de la velocidad puede calcularse a partir del inverso del Hessiano (Ursin, 1981; Tarantola, 2005). Otros la han estimado a partir de la ecuación de Dix (Al Chalabi, 1994). O'Brien y Lerche (1988) han derivado la incertidumbre basándose en velocidades de apilamiento. Otros autores establecen que la estimación debe calcularse considerando la incertidumbre asociada a los datos y la incertidumbre asociada al modelo (Landa et al. 1991). Bickel (1990) analizó la incertidumbre asociada a la conversión de velocidades de apilamiento a velocidades intervalo induciendo perturbaciones pequeñas de velocidad y profundidad. Lines (1993) estudió la ambigüedad velocidad-profundidad en términos de la ecuación moveout hiperbólica, relacionando los errores en velocidad con la separación fuente-receptor y con los errores en el picado de tiempos de propagación. Rathor (1997) realizó un estudio similar pero considerando reflectores buzantes. Thore et al. (2002) analizan las diferentes causas de incertidumbre en la posición de los reflectores principales o incertidumbre estructural. Estos autores concluyeron que en términos de posicionamiento geométrico cada etapa no tiene la misma importancia y determinaron que las mayores fuentes de incertidumbre se asocian a los procesos de adquisición, migración y conversión tiempo a profundidad, siendo la incertidumbre de esta última etapa el 50% o más de la incertidumbre total generada.

Con base en los antecedentes presentados, en esta investigación se propone estudiar la incertidumbre en las imágenes sísmicas a partir de los dos factores de mayor relevancia, (1)

la geometría de la adquisición sísmica; puesto que en todas las aplicaciones reales la apertura es finita, lo cual controla la incertidumbre en las velocidades de intervalo como función de la profundidad y la iluminación y (2) el modelo de velocidades de intervalo, puesto que la migración PSDM es muy sensible a cambios en las velocidades. La metodología propuesta se centra en la sensibilidad del análisis de velocidad usando medidas de coherencia, en particular de las semblanzas RMO usadas durante el proceso de construcción del modelo de velocidad basado en migración (MVA).

En el capítulo 1 se presentan los datos usados, incluyendo un set de datos sintéticos de estructuras de cabalgamiento y datos reales del Golfo de Morrosquillo (Colombia). El capítulo 2 consta de tres partes: en la primera, se clasifican los algoritmos de migración según el dominio de implementación y el principio de imaging empleado. Además se discuten sus aproximaciones y limitaciones, justificando el uso de la migración en profundidad pre-apilado tipo Kirchhoff como la estrategia más adecuada para los objetivos de esta investigación. En la segunda parte del capítulo 2 se presentan los conceptos relacionados con la construcción del modelo de velocidad a partir de los datos sísmicos. En particular, se discute la generación de modelos usando estrategias de migración en diferentes dominios. En la tercera parte del capítulo 2 se discute cómo a partir de la geometría de adquisición y del trazado de rayos sobre un modelo de velocidad dado, puede representarse la apertura en migración en el dominio del número de onda, lo que aporta información del ángulo de difracción y el rango de pendientes que es posible mapear en cada punto imagen. En el capítulo 3 se presenta el concepto de error mínimo de velocidad para una geometría de adquisición dada, el cual se basa en la incorporación de información del ángulo difracción máximo en cada Common Image Gather (CIG) y en la suposición de migración con la velocidad óptima. Finalmente, el método propuesto se aplica a un set de datos real y los resultados obtenidos, mapas de error en la velocidad y en el posicionamiento de reflectores para ambos set de datos se discuten en el capítulo 5.

1. Generalidades

1.1. Objetivo general

Estimar la incertidumbre de las velocidades de intervalo y de la posición de los reflectores obtenidos mediante migración pre-apilado en profundidad (PSDM) haciendo uso de filtros de apertura.

1.2. Objetivos específicos

Incorporar información de la geometría de adquisición a través de la apertura en el dominio del número de onda, en el proceso de análisis de velocidad en migración.

Cuantificar errores en la posición de reflectores sobre una imagen sísmica migrada en profundidad.

Construir un modelo sintético representativo de la complejidad de las estructuras del Piedemonte Colombiano.

Validar la metodología de análisis de incertidumbre por medio de filtros de apertura en el modelo sintético

Obtener la imagen sísmica y cartas de error en velocidad-profundidad usando migración en profundidad pre-apilado para una zona con complejidad estructural moderada y variaciones laterales de velocidad significativas.

1.3. Datos

Los datos sísmicos usados en esta investigación son un set de datos sintéticos y a un set de datos reales, los cuales son descritos en las secciones 1.3.1 y sección 1.3.2 respectivamente.

1.3.1. Datos Sintéticos

Con el objetivo de probar la metodología propuesta conociendo exactamente el modelo de velocidad, se construyó un modelo sintético. Dicho modelo esquematiza estructuras reales de la zona Coporo, basado en la línea sísmica ME-1992, adquirida en el piedemonte llanero al noreste de Villavicencio (Figura 1).

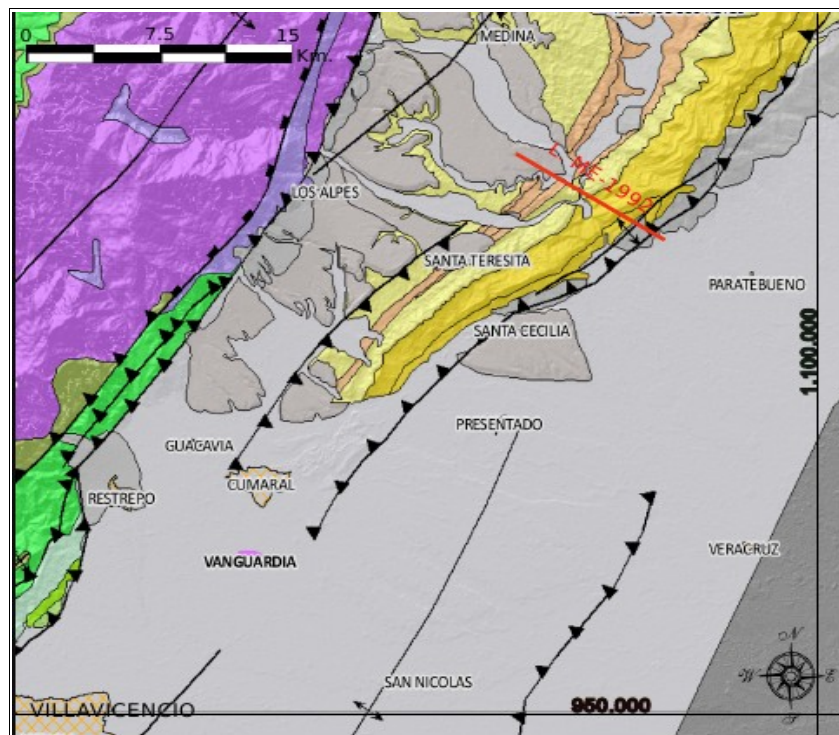


Figura 1. Localización de la línea sísmica ME-1992 usada en el caso de estudio Coporo.

La figura 2 muestra la imagen sísmica real migrada en tiempo correspondiente a la zona de estudio, que sirvió de base para la generación del modelo sintético, la cual ha sido convertida a profundidad usando velocidades típicas de las formaciones presentes (Ecopetrol, 2009). Estas velocidades y las principales características estructurales se representan en el modelo COPORO sintético (Figura 3).

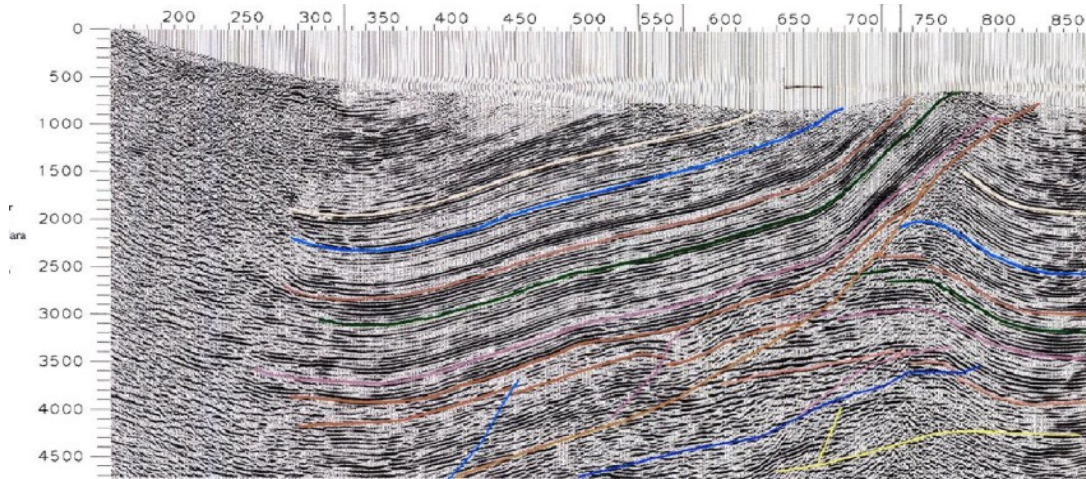


Figura 2. Sección sísmica migrada en tiempo e interpretación de los principales reflectores en la línea ME-1992.

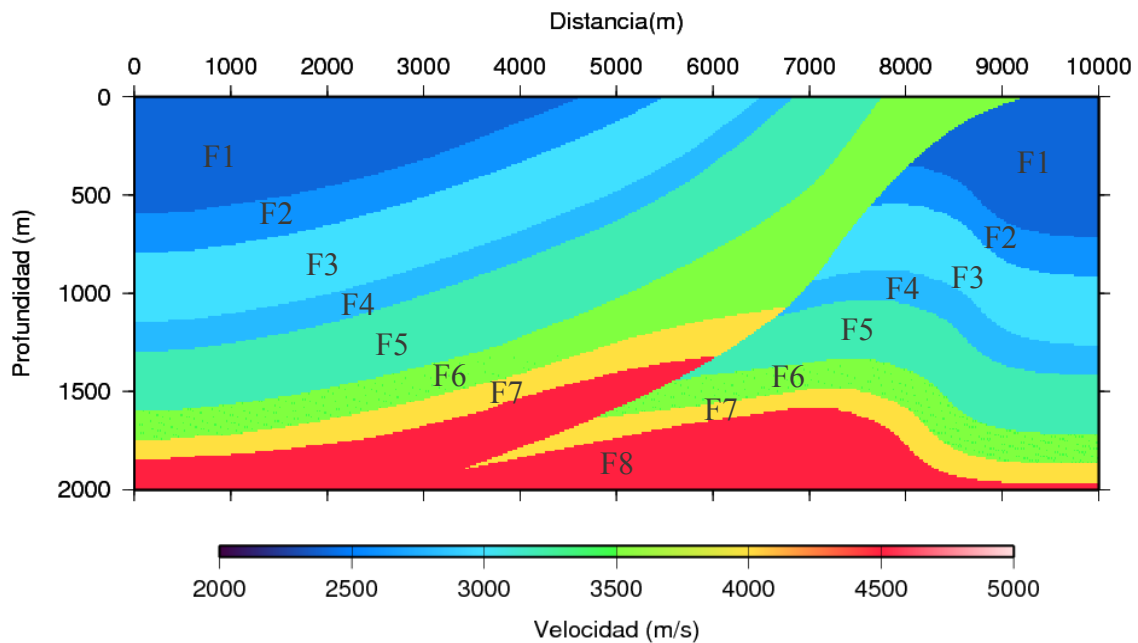


Figura 3. Modelo de velocidad sintético para la zona Coporo.

<i>Formación</i>	<i>Velocidad (m/s)</i>
<i>F1</i>	<i>2400</i>
<i>F2</i>	<i>2600</i>
<i>F3</i>	<i>3000</i>
<i>F4</i>	<i>2800</i>
<i>F5</i>	<i>3200</i>
<i>F6</i>	<i>3500</i>
<i>F7</i>	<i>4000</i>
<i>F8</i>	<i>4500</i>

Tabla 1. Velocidades asociadas a las formaciones representadas en la figura 2 (Ecopetrol, 2009).

El modelo COPORO sintético cubre un área de 10Km en extensión y 2Km en profundidad, la cual ha sido discretizada en celdas rectangulares de 10x10 metros, representando una grilla uniforme de 1000x200 nodos. El experimento sísmico fue simulado usando una versión acústica desarrollada en diferencias finitas por Herling Gonzalez (Torres, 2008). Los parámetros de adquisición usado se presentan en la siguiente tabla:

<i>Tipo de adquisición</i>	<i>Sísmica 2D</i>
<i>Número total de trazas</i>	<i>47250</i>
<i>Número de disparos</i>	<i>375</i>
<i>Número de trazas por disparo</i>	<i>126</i>
<i>Localización del primer disparo (Coordenada X)</i>	<i>1250</i>
<i>Separación entre disparos</i>	<i>20 metros</i>
<i>Separación entre receptores</i>	<i>20 metros</i>
<i>Offset máximo</i>	<i>1250 metros</i>
<i>Tipo de ondicula</i>	<i>Ricker</i>
<i>Frecuencia dominante</i>	<i>23 Hz</i>
<i>Tasa de muestreo</i>	<i>1.57 ms</i>

Tabla 2. Parámetros de adquisición sísmico para el set de datos Coporo sintético.

En la distribución geométrica sintética cada agrupamiento de disparo común tiene 126 trazas y los receptores están simétricamente distribuidos respecto a la posición de cada fuente. Los receptores cubren completamente la extensión del modelo (10km); mientras de los disparos se extienden desde las coordenadas 1250 hasta 8750 cada 20 metros. La figura 4 muestra el registro sísmico sintético para algunas agrupaciones en disparo común.

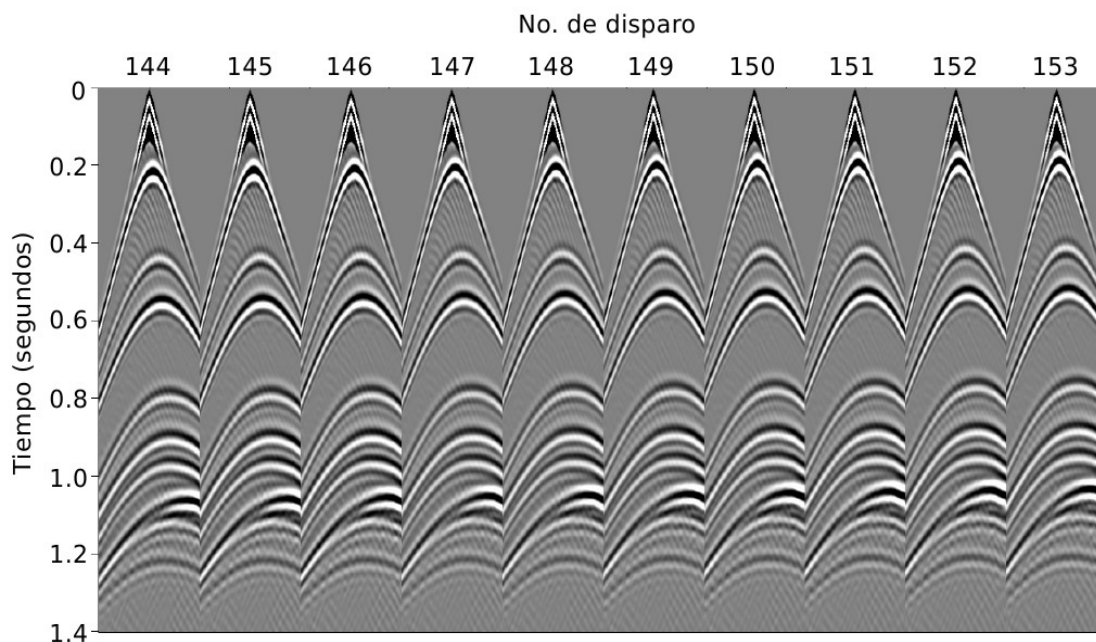


Figura 4. Algunos registros sísmicos sintéticos en disparo común del set de datos Coporo.

1.3.2. Datos reales

Los datos sísmicos reales fueron adquiridos en el Sinú, en el Mar Caribe, al NW de Colombia. La línea original cubre una extensión de 64 Km, sin embargo en esta investigación se usa solo la información correspondiente a los 32 Km más cercanos a la costa, como se indica en la figura 5. La zona de estudio es una región tectónicamente activa (Pulido, 2003), en donde el ambiente geológico actual de la plataforma continental corresponde a un prisma de acreción.

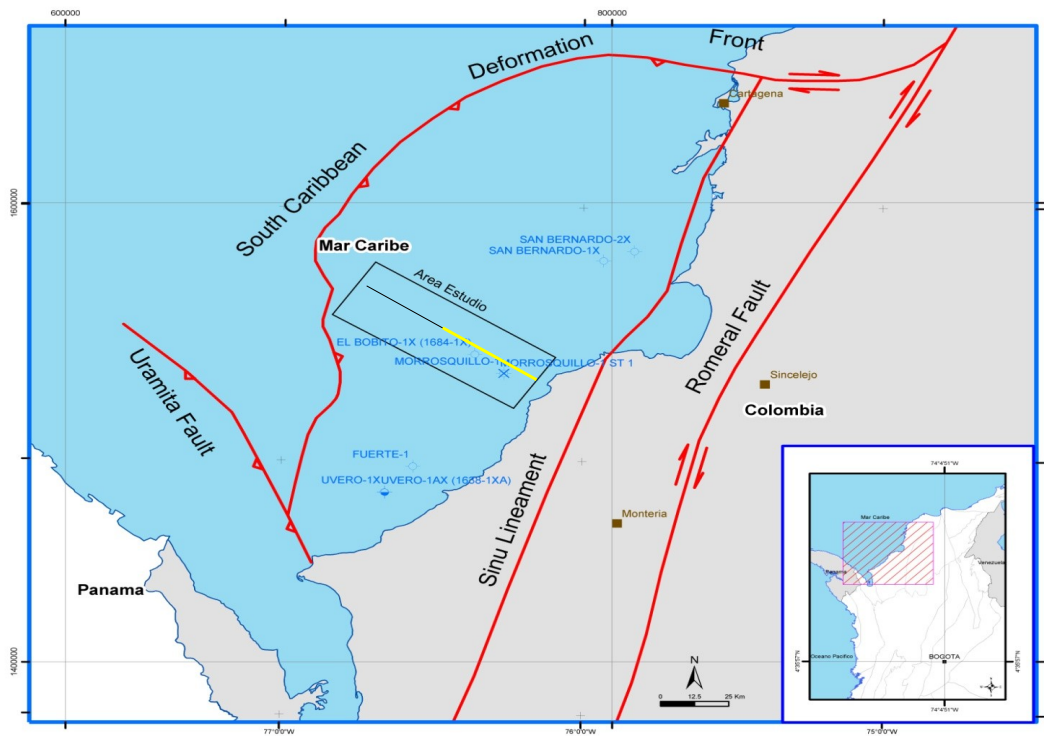


Figura 5. Localización del área de estudio, línea Morrosquillo (Tomado de Duarte y Rangel, 2007).

Los parámetros de adquisición asociados al registro del set de datos se presentan en la tabla 3. La complejidad de la zona de estudio se aprecia en el modelo de velocidad intervalo resultante (Figura 6) del proceso de imaging (Ecopetrol, 2008).

<i>Longitud total del modelo</i>	<i>32000 metros</i>
<i>Profundidad total del modelo</i>	<i>6000 metros</i>
<i>Número trazas</i>	<i>295200</i>
<i>Número de disparos</i>	<i>1230</i>
<i>Número de trazas por disparo</i>	<i>240</i>
<i>Separación entre disparos</i>	<i>25 metros</i>
<i>Separación entre receptores</i>	<i>12.5 metros</i>
<i>Offset máximo</i>	<i>3000 metros</i>
<i>Tasa de muestreo</i>	<i>4 ms</i>

Tabla 3. Parámetros de adquisición sísmico del set de datos Morrosquillo

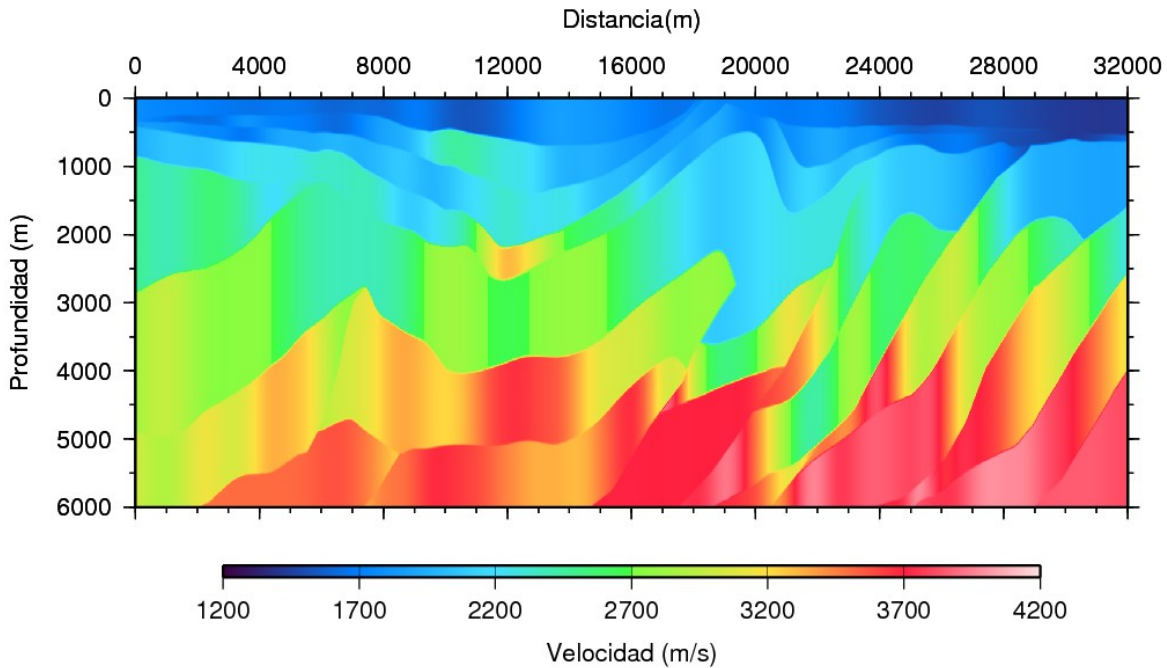


Figura 6. Mejor modelo de velocidad intervalo generado a partir de los datos sísmicos de la línea Morrosquillo usando la metodología RMO y análisis de velocidad a lo largo de reflectores en el software GEODEPTH (Ecopetrol, 2008).

2. Marco Teórico

2.1. Migración de datos sísmicos

El proceso de construir imágenes del interior de cuerpos a partir de mediciones realizadas en el exterior de los mismos es conocido como: Imaging. En general, mediciones activas (fuentes artificiales) o pasivas (haciendo uso de fuentes naturales) de cantidades estáticas o variantes en el tiempo resultan útiles para este propósito. Este trabajo comprende sólo métodos activos; en los cuales, señales generadas en la superficie se propagan como ondas en el subsuelo. La señal registrada en superficie contiene información del medio, que puede ser recuperada mediante el proceso conocido como problema inverso. Si la migración sólo tiene en cuenta tiempos de propagación, entonces la posición y la forma de los reflectores puede ser correctamente representado, pero no necesariamente puede recobrase las

propiedades físicas de los materiales del subsuelo. Cuando adicionalmente se tienen en cuenta las amplitudes, se habla de migración-inversión, que permite encontrar los valores de las perturbaciones de alta frecuencia de parámetros físicos (velocidad, densidad, impedancia, etc) sobre un modelo de referencia (Bleistein et al., 2000).

La migración sísmica hasta los noventa fue considerada solo un paso más del flujo de procesamiento de datos sísmicos. Hoy se ha convertido en el elemento central de este proceso; debido, principalmente a que la capacidad de computo actual permite descartar muchas de las hipótesis del procesamiento por CDPs o usando DMO. La migración puede verse como un enlace entre los procesos de mejoramiento de la señal y los de interpretación y sísmica cuantitativa (Gray et al. 2001). La primera parte de este capítulo (secciones 2.1.1 y 2.1.2) presenta una clasificación de los algoritmos y estrategias de migración más usados en la actualidad; así como una descripción de las principales ventajas y desventajas de cada uno. Además, de acuerdo con los objetivos de esta investigación se justifica la selección de la Migración tipo Kirchhoff pre-apilado en Profundidad. Los conceptos de migración usando métodos tipo Kirchhoff se presentan en la sección 2.1.3.

2.1.1. Algoritmos de migración

En general, debido a que las técnicas de imaging no pueden resolver simultáneamente la variación rápida de velocidades, el ruido y los grandes buzamientos, existen una gran variedad de algoritmos que tratan de mejorar las limitaciones anteriores con diversas variaciones (Gray et al., 2001). Estos algoritmos pueden clasificarse como: (1) técnicas de migración basadas en difracción, también conocida como migración por integral de Kirchhoff; (2) técnicas de migración usando diferencias finitas, que se conocen también como migración por ecuación de onda y (3) técnicas de migración en el dominio de la frecuencia, también conocidas como migración en el dominio frecuencia - número de onda o migración por transformada de Fourier. En el siguiente cuadro se comparan las principales ventajas y desventajas de cada una.

<i>Método de migración</i>	<i>Ventajas</i>	<i>Desventajas</i>
<i>Técnicas basadas en difracción (Kirchhoff)</i>	<i>Trabajan bien para medios con grandes buzamientos</i>	<i>No funcionan bien en datos con baja relación señal/ruido y están limitados a medios sin variaciones fuertes de velocidad</i>
<i>Técnicas por diferencias finitas</i>	<i>Funcionan correctamente en condiciones de baja relación señal/ruido y pueden manejar todos los tipos de velocidades</i>	<i>No funcionan adecuadamente para grandes buzamientos y usualmente el costo computacional es alto</i>
<i>Técnicas en el dominio de la frecuencia (migración por transformada de Fourier)</i>	<i>No tienen limitaciones en pendiente y corren relativamente rápido</i>	<i>Presentan limitaciones en el caso de fuertes variaciones de velocidad</i>

Tabla 4. Comparación de los principales métodos de migración (Yilmaz, 2001).

Los métodos de migración Kirchhoff son los más usados actualmente en los proyectos de imaging de exploración sísmica, debido a su flexibilidad. La mayor ventaja que ofrecen es la posibilidad de migrar subconjuntos arbitrarios del volumen de datos completo, en contraste con los métodos de migración por extrapolación del campo de onda, los cuales implican alto costo computacional y grandes volúmenes de datos de entrada y salida (Audebert et al., 1997).

El algoritmo de migración usado en esta investigación será un esquema de Kirchhoff (ver sección 2.1.3) debido a que en este tipo de migración se asume que la energía se propaga a lo largo de un solo trayecto; lo que hace que la migración Kirchhoff sea más eficiente computacionalmente que otros métodos (Gray et al., 2001). Por otro lado, el hecho de estar basada en teoría de rayo permite limitar el análisis a zonas arbitrarias de interés y facilita además la generación de CIG en comparación con las otras metodologías. Estas ventajas, así como la rapidez y precisión de su uso resultan ideales para este trabajo, puesto que se requieren múltiples realizaciones usando diferentes modelos de velocidad para generar un estimado de la incertidumbre asociada a la imagen.

2.1.2. Estrategias de migración

Existen una amplia gama de estrategias de migración, la más adecuada a usar en cierto caso depende en general de la geología estructural y de como varían las velocidades del medio. Sin embargo, actualmente en la industria el estándar es PSTM Kirchhoff a pesar de que en ciertas áreas no se conozcan con certeza el modelo estructural, ni el modelo de velocidades. En las siguientes secciones se presentan varias opciones de estrategias de migración y se especifica cual resulta más conveniente para esta investigación.

2.1.2.1. Migración Pre-apilado versus Post-apilado

Durante las ultimas décadas las estrategias de migración más usadas han sido las post-apilado y las PSTM en dos y tres dimensiones, debido a que son menos sensibles a errores en velocidad (Yilmaz, 2001). Sin embargo, en el caso de medios con fuertes variaciones laterales de velocidad y/o buzamientos en conflicto con diferentes velocidades de apilamiento (típicos en las cuencas colombianas de mayor interés de exploración petrolífera), estas metodologías no funcionan correctamente. Esto se debe a que la suposición de “moveout” hiperbólico no se cumple; por tanto, técnicas basadas en velocidad RMS como la migración pre-apilado en tiempo no pueden lograr imágenes confiables. En tales casos, el uso de estrategias de migración pre-apilado en profundidad se hace necesario. Además, a través del uso de estrategias pre-apilado las componentes de alta frecuencia de los datos pueden ser mejor preservadas. Mientras que en el caso de migración post-apilado, las componentes de alta frecuencia son eliminadas en el proceso de apilado.

2.1.2.2. Migración en Tiempo versus Profundidad

En la industria los algoritmos de migración se clasifican según (1) las suposiciones del algoritmo, (2) el dominio de implementación y (3) el principio de imaging empleado (Sava y Hill, 2009). De esta forma, cuando las imágenes son construidas en el dominio del tiempo, la migración es llamada migración en tiempo, y de manera similar para la

migración en profundidad. La principal diferencia entre ambas no está relacionada con la definición del eje vertical en la imagen, sino con la función de velocidad empleada. En el caso de migración en tiempo se usa un campo de velocidades RMS, mientras que para migración en profundidad se usan velocidades intervalo. Esto también puede ser expresado en funciones de tiempo de retardo, las cuales son definidas por trayectorias de rayo como lo ilustra la figura 10. La estimación numérica de dichas funciones puede realizarse mediante las ecuaciones 2.1 y 2.2 para migración en tiempo y en profundidad respectivamente (Biondi, 2007).

$$t_D = \sqrt{\frac{t_\xi^2}{4} + \frac{|\overline{xy}_\xi - \mathbf{s}|^2}{V_{rms}(\tau_\xi, x_\xi, \gamma_\xi)^2}} + \sqrt{\frac{t_\xi^2}{4} + \frac{|\overline{xy}_\xi - \mathbf{g}|^2}{V_{rms}(\tau_\xi, x_\xi, \gamma_\xi)^2}} \quad (\text{ec. 2.1})$$

$$t_D = t_s[\zeta, \mathbf{s}, v(z, x, y)] + t_g[\zeta, \mathbf{g}, v(z, x, y)] \quad (\text{ec. 2.2})$$

donde, \mathbf{s} : Localización de la fuente.

\mathbf{g} : Localización del receptor.

ζ : Localización del punto imagen.

t_m : Tiempo de retardo desde la fuente \mathbf{s} al punto imagen ζ .

t_g : Tiempo de retardo desde punto imagen ζ al receptor \mathbf{g} .

$v(x, y, z)$: Función de velocidad intervalo.

$\overline{XY}_\xi = (x_\xi, \gamma_\xi)$ Representa la proyección horizontal de las coordenadas del vector imagen.

τ_ξ : Tiempo de viaje de ida y vuelta.

Note que \mathbf{s} y \mathbf{g} están contenidas en el plano xz, lo que indica una geometría de adquisición 2D. Otra diferencia importante entre la migración en tiempo y profundidad, es que la migración en tiempo sólo realiza la tarea de enfocar los datos en la imagen. Por tanto, los eventos reflectivos aparecen distorsionados sobre la sección en tiempo y se hace necesario mapear la sección de tiempo a profundidad. Este mapeo es simplemente un estiramiento de la sección en tiempo usando información de velocidad, el cual no funciona adecuadamente en caso medios con variaciones de velocidad lateral. A diferencia de esto, la migración en profundidad realiza el enfoque y el mapeo simultáneamente. La migración en profundidad

puede ser más un proceso interpretativo que un ejercicio computacional y es más ambigua que la migración en tiempo (Gray et al., 2001).

En resumen, existen cuatro ventajas que ofrece el uso de migración en profundidad sobre el uso de migración en tiempo: (1) si el campo de velocidades usado es el correcto los eventos son localizados en su correcta posición vertical; (2) los eventos pueden ser localizados en su correcta posición lateral; (3) la imagen de los eventos no hiperbólicos puede ser correctamente construida y (4) el producto de la migración en profundidad, los “gathers” en profundidad, pueden ser usados para derivar un campo de velocidad preciso (Fagin, 1999). Por estas razones y considerando que el objetivo de este estudio son zonas estructuralmente complejas, donde la ocurrencia de eventos no hiperbólicos es probable, el uso de migración en profundidad resulta más adecuado.

2.1.3. Migración Kirchhoff

Todos los tipos de migración están basados en la teoría de propagación de onda; de este modo, la construcción de la imágenes del subsuelo puede verse como el proceso que elimina de los datos sísmicos, el efecto de propagación de la onda desde la fuente a los reflectores y desde estos a la superficie. La migración tipo Kirchhoff se basa en la solución integral de la ecuación de onda. En este tipo de esquema la imagen es construida realizando sumas (integrales) multidimensionales sobre los datos registrados. Esta idea (Schneider, 1978) se expresada mediante la ecuación 2.3 en forma integral y en la ecuación 2.4 en forma discreta (Biondi, 2007):

$$I(\xi) = \int_{\Omega_{\xi}} W(\xi, \mathbf{m}, \mathbf{h}) D[t=t_D(\xi, \mathbf{m}, \mathbf{h}), \mathbf{m}, \mathbf{h}] d\mathbf{m} d\mathbf{h} \quad (\text{ec. 2.3})$$

$$I(\xi) \approx \sum_{i \in \Omega_{\xi}} W_i(\xi, \mathbf{m}_i, \mathbf{h}_i) D[t=t_D(\xi, \mathbf{m}_i, \mathbf{h}_i), \mathbf{m}_i, \mathbf{h}_i] \quad (\text{ec. 2.4})$$

Donde $I(\xi)$ es la imagen sísmica correspondiente al punto $\xi=(X_{\xi}, Z_{\xi})$, la cual es construida usando solo información de la región particular Ω_{ξ} , llamada apertura en migración. Los

datos $D(\xi, \mathbf{m}, \mathbf{h})$ evaluados en $t_D(\xi, \mathbf{m}, \mathbf{h})$ representan los registros que aportan información para la formación de la imagen en el punto $\xi = (X_\xi, Z_\xi)$. Estos datos deben ser ponderados por un factor de amplitud $W(\xi, \mathbf{m}, \mathbf{h})$ dado. En las ecuaciones 2.3 y 2.4, \mathbf{m} y \mathbf{h} representan las coordenadas de los puntos medios y offset respectivamente.

Las superficies de sumatoria $t_D = t_D(\xi, \mathbf{m}, \mathbf{h})$ tiene significado físico, representan superficies de difracción creadas por puntos difractantes en el subsuelo. La forma de estas superficies dependen de la velocidad de propagación del medio. El correcto enfoque de los datos depende de que tan bien las superficies de sumatoria $D[t = t_D(\xi, \mathbf{m}_i, \mathbf{h}_i), \mathbf{m}_i, \mathbf{h}_i]$ sean evaluadas y de la definición adecuada de la apertura en migración. En las secciones 2.1.3.1 y 2.1.3.2 se discute la definición de tales superficies en medios de velocidad constante y variable respectivamente, mientras que en la sección 2.3.2 se presenta el efecto de la apertura en generación de imágenes sísmicas. En cuanto a la importancia en la construcción de la imagen de los términos de la ecuación 2.4, puede decirse que el término de amplitudes $W_i(\xi, \mathbf{m}_i, \mathbf{h}_i)$ no tiene un efecto tan importante como las superficies de sumatoria o la apertura. En medios donde la velocidad no varía bruscamente, este término puede aproximarse por un factor proporcional al inverso del tiempo de viaje. En medios con fuertes variaciones de velocidad, el término debe calcularse numéricamente con las funciones de tiempos de viaje.

2.1.3.1. Migración en medios de velocidad constante

En el caso de medios de velocidad constante, las superficies de sumatoria se pueden evaluar analíticamente. Los algoritmos que permiten implementar numéricamente la sumatoria expresada en la ecuación 2.4 se conocen como métodos de agrupamiento. La idea principal es agrupar para cada punto imagen, todas las posibles trazas que contribuyan a la construcción de la imagen, tales trazas sísmicas están restringidas por el tamaño de la apertura en migración. La figura 3 muestra un punto imagen ξ con su par fuente-receptor asociado localizado sobre el plano xz . El tiempo empleado por la onda para viajar desde la

fuente al receptor, para el punto imagen dado, esta definido por trayectorias rectas. Los tiempo t_s y t_g representan el tiempo de viaje desde la fuente al punto imagen y desde este al receptor respectivamente.

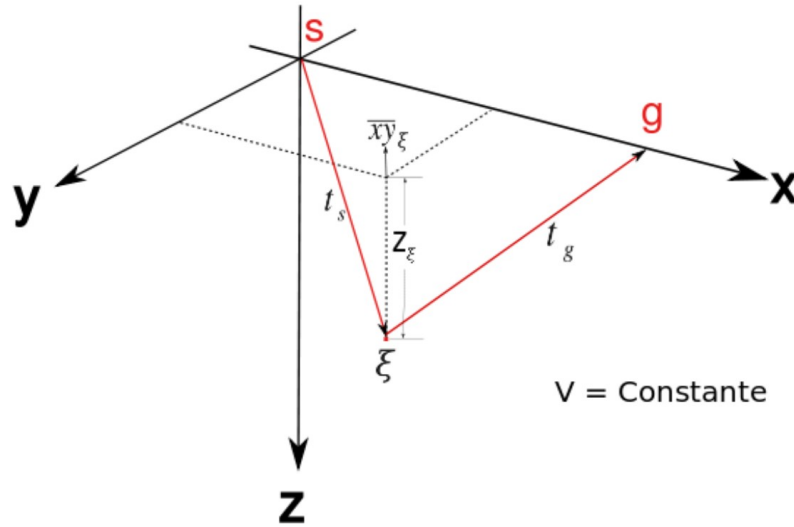


Figura 7. Esquema de la trayectoria de propagación de la onda sísmica para un punto imagen ξ dado y su par fuente-receptor asociado, sobre un campo de velocidad constante (Modificado de Biondi, 2007).

Aplicando el teorema de Pitagoras en los triángulos formados por las puntos s - ξ - \overline{XY}_ξ y g - ξ - \overline{XY}_ξ de la figura 7, puede derivarse una expresión para el tiempo de viaje en coordenadas fuente-receptor:

$$t_D = t_s + t_g = \frac{\sqrt{z_\xi^2 + |\overline{xy}_\xi - s|^2}}{V} + \frac{\sqrt{z_\xi^2 + |\overline{xy}_\xi - g|^2}}{V} \quad (\text{ec. 2.5})$$

Expresando las coordenadas de fuente y receptor en términos del punto medio común y el offset ($s = m + h$ y $g = m - h$) en la ecuación 2.5, también puede derivarse una expresión para el tiempo de viaje en coordenadas del punto medio común:

$$t_D = t_s + t_g = \frac{\sqrt{z_\xi^2 + |\overline{xy}_\xi - m + h|^2}}{V} + \frac{\sqrt{z_\xi^2 + |\overline{xy}_\xi - m - h|^2}}{V} \quad (\text{ec. 2.6})$$

Sustituyendo $x_m = \overline{XY}_\xi - m$ en la ecuación anterior, donde x_m es la coordenada del punto medio sobre eje x ; encontramos la ecuación que describe el tiempo de viaje en coordenadas de punto medio común para el caso 2D (plano x - z):

$$t_D = t_s + t_g = \frac{\sqrt{z_\xi^2 + |x_m + h|^2}}{V} + \frac{\sqrt{z_\xi^2 + |x_m - h|^2}}{V} \quad (\text{ec. 2.7})$$

Las ecuaciones 2.5 a 2.7 son conocidas como ecuaciones de la doble raíz cuadrada o ecuaciones DSR (Double Square-Root Equation). Considerando trazas que contengan información a diferentes offset para un mismo punto imagen dado, estas expresiones representan las curvas de sumatoria o trayectorias de tiempos de viaje a offset diferente de cero. En el caso de un medio 3D la superficie de sumatoria resultante para un punto imagen dado tiene 5 dimensiones. Una visualización tridimensional de este tipo de superficie puede generarse colapsando el eje del offset ($h=0$); de esta forma las ecuaciones 2.6 y 2.7 pueden reescribirse como:

$$t_D = 2 \frac{\sqrt{z_\xi^2 + |\overline{xy}_\xi - m|^2}}{V} \quad (\text{ec. 2.8})$$

$$t_D = 2 \frac{\sqrt{z_\xi^2 + |x_m - m|^2}}{V} \quad (\text{ec. 2.9})$$

para el caso 3D y 2D respectivamente. La figura 8(a) muestra el hiperboloide cero-offset construido a partir de esta ecuación 2.8. Donde el punto imagen es el vértice del hiperboloide, al cual le corresponde el tiempo de ida y vuelta $\tau_\xi = 2Z_\xi/V$. La curva hiperbólica paralela al eje x mostrada en la figura representa la trayectoria de tiempo de viaje descrita por la ecuación 2.9 para el caso cero-offset 2D. Otra forma de simplificar la superficie 5D a una superficie 3D es construir la superficie de sumatoria a offset constante. El hiperboloide resultante se muestra en la figura 8(b). Nótese que a diferencia del hiperboloide cero-offset, el hiperboloide a offset constante no es simétrico. Sin embargo, ambas superficies corresponden al mismo punto imagen.

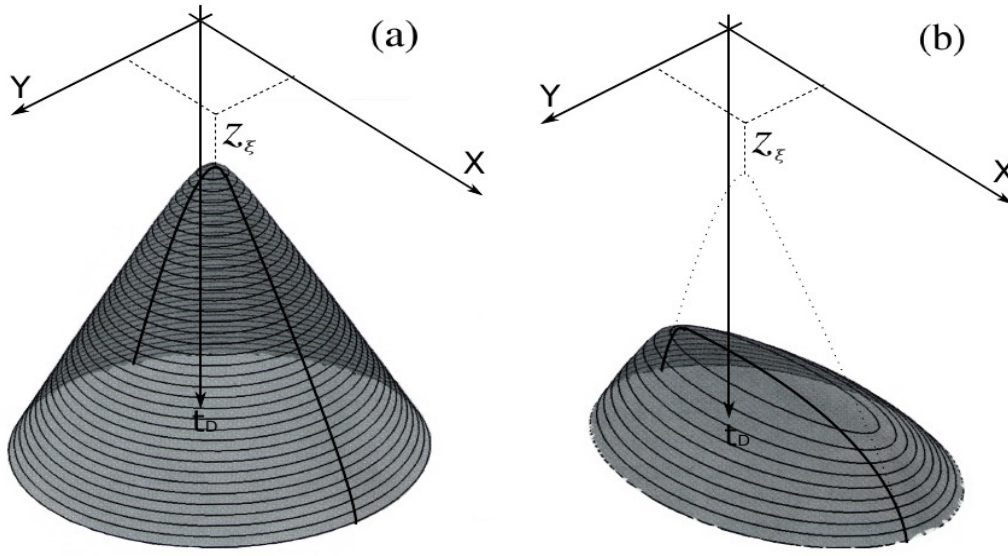


Figura 8. (a) Superficie de sumatoria cero-offset para un medio de velocidad constante y (b) superficie de sumatoria a offset constante para un medio de velocidad constante (Modificado de Biondi, 2007).

2.1.3.1.1. Enfoque alternativo

Hasta ahora la construcción de imágenes sísmicas ha sido conceptualizada según el enfoque de sumatorias de difracción sobre superficies de tiempos de viaje. Sin embargo, existe un enfoque alternativo en el cual las imágenes sísmicas se construyen a partir de interferencia constructiva en las amplitudes de semicírculos o semi-elipses. Partiendo de la ecuación 2.6, la cual representa las superficies de tiempo de viaje del primer enfoque; esta ecuación puede reescribirse en forma alternativa (Biondi, 2007):

$$\frac{4(x_{\xi} - x_m)^2}{t_D^2 V^2} + \frac{4(y_{\xi} - y_m)^2}{t_D^2 V^2 - 4x_h^2} + \frac{4z_{\xi}^2}{t_D^2 V^2 - 4x_h^2} = 1 \quad (\text{ec. 2.10})$$

De manera similar, la ecuación 2.7 que representa las superficies de tiempo de viaje en el caso 2D puede reescribirse en forma alternativa (Yilmaz, 2001, Apéndice E.5):

$$\frac{x_m^2}{(Vt_D/2)^2} + \frac{z^2}{(Vt_D/2)^2 - h^2} = 1 \quad (\text{ec. 2.11})$$

La ecuación 2.10 representa un elipsoide mostrado en la figura 9(a), sobre la cual también se aprecia la elipse representada por la ecuación 2.11, cuya geometría en el plano x - z se muestra en la figura 9(b): esta elipse representa todas las posibles posiciones del punto de reflexión R , para un par fuente-receptor dado. Puesto que, la distancia entre los puntos S , G y R es constante, siempre que R sea un punto sobre la superficie de la elipse. Para un campo de velocidad constante esto significa que el tiempo de propagación t_D registrado en G y asociado a una fuente S , es el mismo para cualquier posición de R en la elipse. Esto implica que la elipse de la ecuación 2.11 describe la respuesta al impulso del operador de migración pre-apilado aplicado a datos con offset diferentes de cero (Yilmaz, 2001).

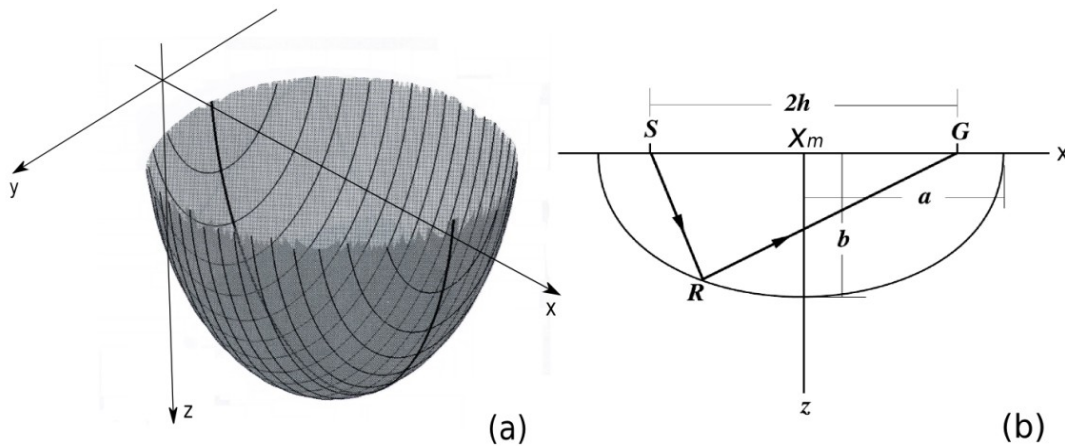


Figura 9. (a) Elipsoide y (b) Elipse de migración pre-apilado cero offset (Modificado de Yilmaz, 2001).

2.1.3.2. Migración en medios velocidad variable

En caso de medios de velocidad variable, las superficies de sumatoria no puede ser evaluadas analíticamente. En vez de ello, existen métodos que permiten calcular numéricamente tales superficies. En general estos métodos pueden clasificarse en métodos

por trazado de rayo o métodos por diferencias finitas. La aplicación de cualquiera de estos métodos requiere que el campo de velocidades sea conocido, pues es usado para calcular las superficies de sumatoria t_D . En el caso de trazado de rayo (ver sección 2.1.3.4.2.1), el cálculo de t_D para un punto imagen dado se basa en la estimación de los tiempos de propagación de la onda sísmica desde la fuente s , al punto imagen ξ y desde el punto imagen al receptor g en superficie, denotados por t_s y t_g respectivamente (Biondi, 2007).

$$t_D = t_s + t_g = t_s[\xi, s, v(x, y, z)] + t_g[\xi, g, v(x, y, z)] \quad (\text{ec. 2.12})$$

En la figura 10 se representan los rayos calculados usando un campo de velocidad variable para un punto imagen ξ dado y su par fuente-receptor asociado.

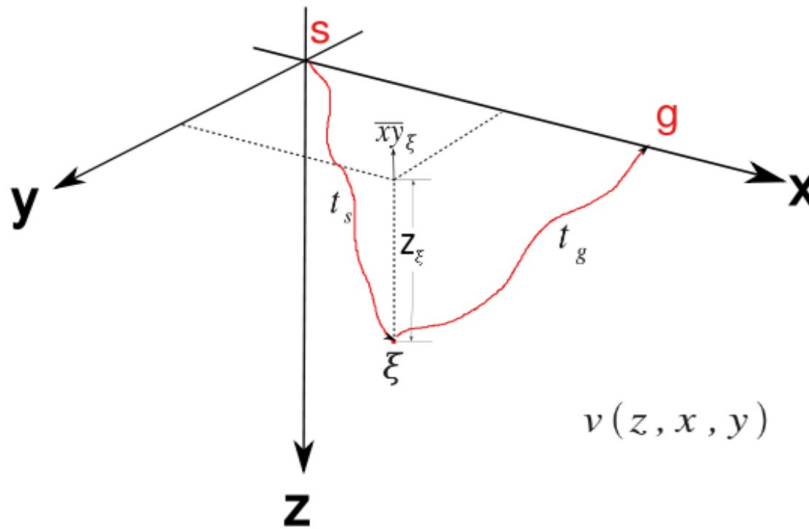


Figura 10. Representación de trazado de rayo a través de un campo de velocidad variable para un punto imagen ξ dado y su par fuente-receptor asociado (Modificado de Biondi, 2007).

Nótese que a diferencia de los rayos en la figura 7, los rayos en el caso de velocidad variable tienen trayectorias complejas, las cuales dependen de la complejidad del campo de velocidad. La figura 11 muestra secciones cero-offset obtenidas del mismo punto difractante, pero para diferentes campos de velocidades variando de menor a mayor complejidad.

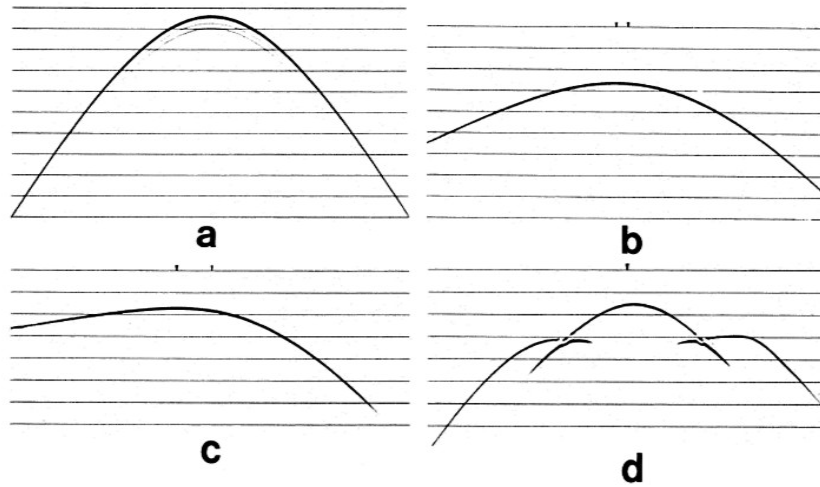


Figura 11. Campos de onda cero-Offset para el mismo punto difractante en (a) un medio de velocidad constante, (b) un medio con variación laterales de velocidad moderada, (c) un medio con fuertes variaciones laterales de velocidad, y (d) un medio geológicamente complejo con fuertes variaciones laterales de velocidad (Tomado de Yilmaz, 2001).

2.1.3.3. Migración Pre-apilado

La generación de imágenes sísmicas depende de la correcta estimación de superficies de sumatoria y selección adecuada de la apertura en migración; sin embargo, en el caso de migración Kirchhoff es posible subdividir el dominio de integración y generar imágenes parciales o preapiladas, en las cuales solo un subconjunto de los datos se usa en la sumatoria que determina la imagen. Las imágenes parciales preapiladas pueden ser consideradas un hipercubo de 5 dimensiones, el cual está conformado por las tres dimensiones espaciales (x,y,z) y por dos dimensiones que dependen de los datos usados en la construcción de la imagen. Estas dimensiones pueden ser el offset absoluto (h) y el azimut (θ_h) cuando las imágenes parciales son creadas usando datos de offset; o pueden ser el ángulo de apertura de reflexión (γ) y el ángulo azimutal de la reflexión (ϕ) cuando las imágenes parciales son creadas usando información del ángulo de reflexión.

Los subconjuntos de datos a partir de los cuales se crean las imágenes sísmicas se denominan: familias de imagen común o CIG (*common image gathers*), algunos autores

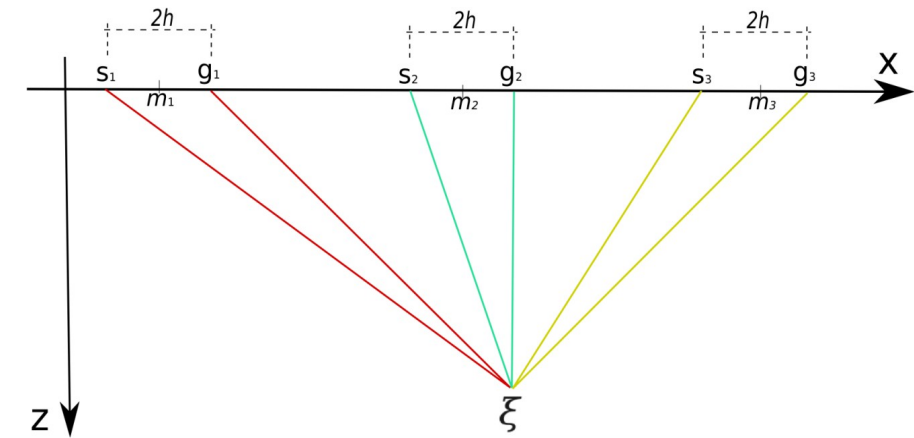
también se refieren a ellas como familias de punto de reflexión común o CRP (*common reflector point gathers*). Estas agrupaciones de datos pueden diferenciarse según el tipo de dato usado en el agrupamiento, el cual puede ser en el dominio del offset o en el dominio del ángulo de reflexión. Cada uno de los cuales se discute en las siguientes dos secciones.

2.1.3.3.1. Familias de Imagen común en el dominio del Offset

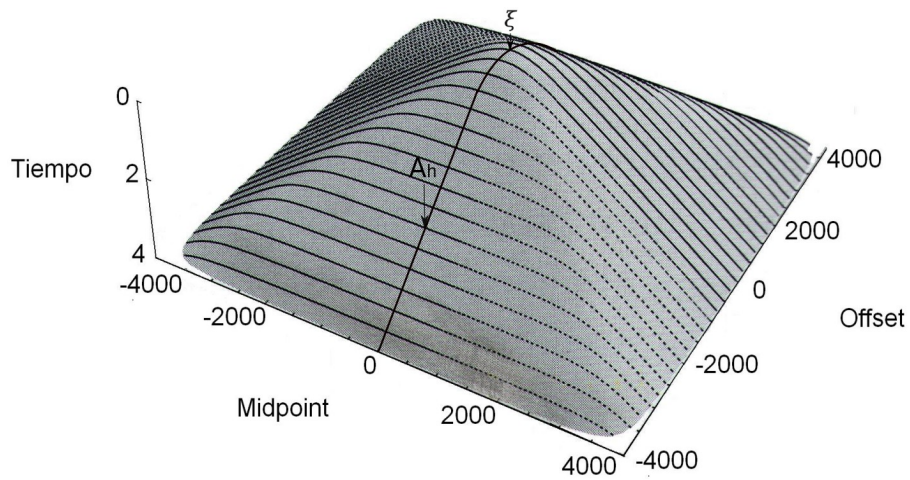
La construcción de imágenes sísmicas según la ecuación 2.4 requiere la suma de subconjuntos particulares de datos. Si se agrupan datos que contengan información a diferentes offset para un punto imagen ξ dado, la ecuación 2.4 se convierte en (Biondi, 2007):

$$I(\xi) \approx \sum_{\Omega_{\xi}} W_h(\xi, \mathbf{m}, \mathbf{h}) D[t=t_D(\xi, \mathbf{m}, \mathbf{h}), \mathbf{m}, \mathbf{h}] \quad (\text{ec. 2.13})$$

En este caso, el dominio de la sumatoria esta dado por la apertura en migración y es dividido en subdominios que dependen del offset. De esta forma, la construcción de la imagen sísmica se realiza sumando datos independientemente en cada subdominio. La información contenida en cada uno de estos subdominios es la base para el análisis de velocidad discutido en el siguiente capítulo. Para ilustrar esta idea en la figura 12(a) se representa la adquisición virtual asociada al registro de cada subdominio (secciones a offset constante). Note que en este tipo de secciones cada traza que aporta información de un punto dado en el subsuelo, esta parametrizada por el mismo valor de offset y diferentes localizaciones de punto medio común. Los tiempos de propagación registrados en cada subdominio se muestra en la figura 12(b), en la cual cada uno es representado por curvas paralelas al eje del punto medio, como se ilustra en la figura 12(b) cada curva contiene información a offset común. Todas estas curvas forman una superficie de tiempos de viaje conocida como la Pirámide de Cheops (Claerbout, 1985). Nótese que en los subdominios cercanos a offset cero las curvas son hiperbólicas; mientras que en los subdominios a offset lejano las curvas tienen formas achatadas.



(a)



(b)

Figura 12. (a) Esquema de adquisición virtual a offset común para un punto en el subsuelo en un medio de velocidad constante (b) Pirámide de Cheops: superficie de sumatoria (tiempos de propagación) en el dominio del offset (Modificado de Biondi, 2007).

La construcción de la imagen sísmica mediante migración pre-apilado consiste en encontrar para cada punto imagen ξ su reflectividad asociada; la cual para un punto imagen dado es el resultado de la suma ponderada de amplitudes sobre la pirámide de Cheops (en el caso de un medio de velocidad constante) o sobre la superficie de tiempos de propagación resultante del trazado de rayo (en el caso de medios heterogéneos). Subdividir tal superficie

en subdominios resulta útil en la práctica, pues permite realizar la sumatoria en dos pasos: primero se suman amplitudes a lo largo de cada sección de offset común y se asocia el resultado a cada punto A_h (figura 12b); luego se suman todas las amplitudes registradas en los puntos A_h de la curvatura hiperbólica y finalmente el resultado se asigna al punto imagen ξ en el apéndice de la superficie.

El agrupamiento por familias de imagen común en el dominio del offset trabajan bien en caso de medios con variaciones suaves de velocidad; sin embargo, en medios complejos pueden generarse artefactos que restringen su utilidad, por tanto en tales casos el agrupamiento por familias de imagen común en el dominio del ángulo resulta más adecuado (Xu et al., 2001). Este tipo de agrupamiento se presenta en la siguiente sección.

2.1.3.3.2. Familias de Imagen común en el dominio del ángulo

A diferencia de las agrupaciones en el dominio del offset, cuyas superficies de sumatoria son función del punto medio y del offset; las agrupaciones en el dominio del ángulo son función del punto y ángulo de reflexión. Esto implica que la construcción de imágenes sísmicas agrupando datos en el dominio del ángulo no se basa en parametrización centrada en la superficie; sino en parametrización centrada en el reflector. Para generar imágenes usando esquemas tipo Kirchhoff y datos en el dominio del ángulo, la ecuación 2.4 debe reescribirse como sigue:

$$I(\xi) \approx \sum_{\Omega_i} W_\gamma(\xi, \alpha_x, \gamma) D[t = t_D(\xi, \alpha_x, \gamma), x_m, x_h] \quad (\text{ec. 2.14})$$

Ahora el dominio de la sumatoria dado por la apertura en migración, es dividido en subdominios que dependen del ángulo de apertura γ . Nótese que las superficies de sumatoria dependen del tiempo de propagación t_D , del punto medio x_m y del offset x_h . Los cuales a su vez son función del ángulo de apertura γ , y del ángulo del reflector α_x como lo muestra el siguiente esquema:

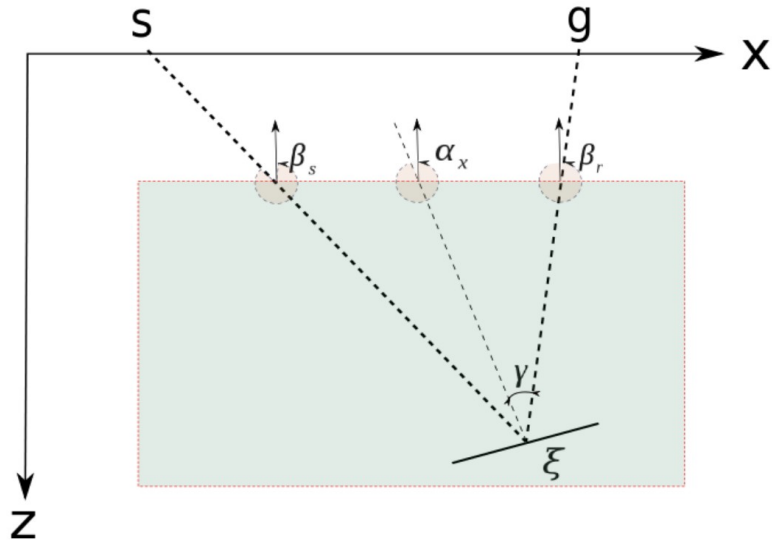


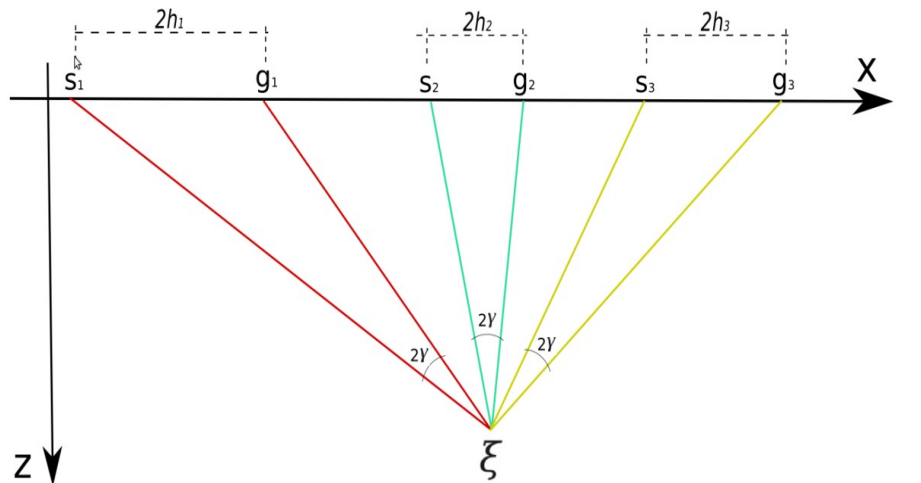
Figura 13. Representación de la geometría de adquisición virtual para una familia de imagen común en el dominio del ángulo (Tomado de Biondi y Symes, 2004).

En este esquema β_s y β_r representan los ángulos de propagación de la fuente y del receptor respectivamente, los cuales están relacionados con el ángulo de apertura y en ángulo del reflector por las siguientes expresiones respectivamente:

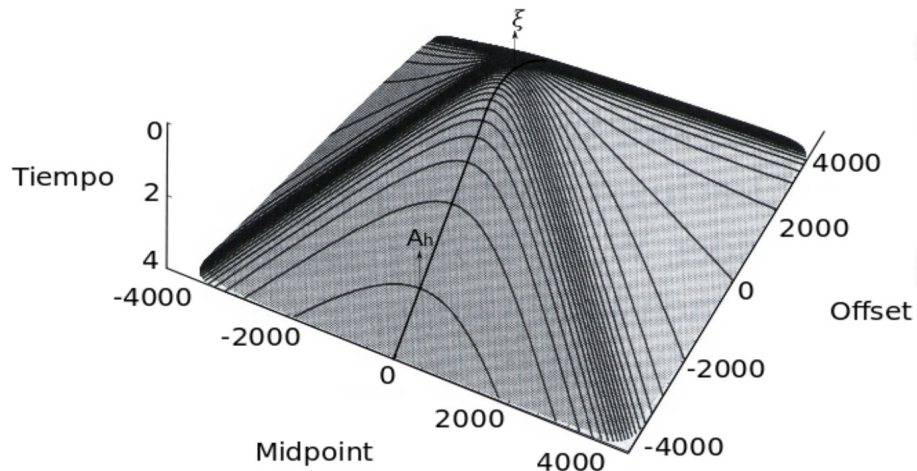
$$\gamma = \frac{\beta_r - \beta_s}{2} \quad \text{y} \quad \alpha_x = \frac{\beta_r + \beta_s}{2} \quad (\text{ec. 2.15})$$

La adquisición virtual asociada al registro de secciones de ángulo común, se representa en la figura 14(a), en este tipo de dominio cada traza que aporta información para un punto en el subsuelo, esta parametrizada por el mismo valor de ángulo y diferente valor de offset y punto medio común. De igual manera que en las agrupaciones en el dominio del offset, la sumatoria para la construcción de la imagen sísmica se realiza independientemente en cada subdominio. Los tiempos de propagación registrados en estos subdominios para un medio de velocidad constante se muestran en la figura 14(b). Nótese que tales curvas también generan la pirámide de Cheops, como en el caso de agrupación en el dominio del offset (Figura 12b). Por lo tanto, pueden obtenerse imágenes iguales apilando CIG en el dominio

del offset o en el dominio del ángulo de reflexión. Comparando las curvas de sumatoria en las figuras 12(b) y 14(b), puede verse que a cero-offset estas curvas son idénticas; también puede verse que las curvas para ángulos de reflexión pequeños, son similares a las curvas para offset cortos; mientras que curvas para ángulos de reflexión grandes, son muy diferentes de las curvas de sumatoria que las curvas con offset grandes.



(a)



(b)

Figura 14. (a) Esquema de adquisición virtual a ángulo común para un punto en el subsuelo de un medio de velocidad constante (b) Pirámide de Cheops: superficie de sumatoria (tiempos de propagación) en el dominio del ángulo (Tomado de Biondi, 2007).

En el caso de medios heterogéneos el agrupamiento de trazas por familias de ángulo común es una tarea compleja, puesto que estas familias de ángulo común dependen del modelo de velocidad, el cual es desconocido (Robein, 2003). El análisis para migración de familias de imagen común en el dominio del offset y del ángulo (secciones 2.1.3.3.1 y 2.1.3.3.2 respectivamente) se extiende igualmente para el caso de migración 3D.

2.1.3.4. Migración pre-apilado en profundidad

En las secciones anteriores se presentaron los principios básicos de imaging y algunas técnicas de migración en tiempo en diferentes dominios; sin embargo, las técnicas de migración en tiempo (PSTM) no generan buenos resultados en casos donde el medio presenta fuertes variaciones laterales de velocidad; por otro lado, el objetivo final en imaging es generar una sección profundidad, la cual es directamente generada en el proceso de PSDM, mientras que generación de este tipo de sección por PSTM involucra el proceso de conversión tiempo-profundidad, el cual introduce un porcentaje alto de errores en el posicionamiento de reflectores. El objetivo de esta sección es extender los conceptos presentados en las secciones anteriores a técnicas de migración en profundidad (PSDM).

Los algoritmos de migración en profundidad, como los de migración en tiempo usan un termino de difracción para colapsar la energía a lo largo de la curva de difracción. Sin embargo, los algoritmos de migración en profundidad incluyen un termino adicional para tomar en cuenta el moveout no-hiperbólico. Esto permite generar mejores resultados en medios con fuertes variaciones laterales de velocidad (Robein, 2003).

La migración en profundidad requiere el uso de un modelo de velocidad intervalo, el cual esta definido por dos conjuntos de parámetros, la geometría de los reflectores y la velocidad de las capas. Estos tipos de modelos son la representación sísmica de un modelo del subsuelo en profundidad y pueden incluir discontinuidades asociadas a los limites de las capas. Los modelos de velocidad intervalo son un producto del proceso de inversión que

pueden ser usados para generar imágenes del subsuelo en profundidad, la precisión de las imágenes generadas depende de la correcta estimación del modelo; por lo que la migración en profundidad puede ser también vista como una herramienta para verificar y actualizar modelos de velocidad en profundidad. La generación de este tipo de modelos se discute en la sección 2.2, mientras que en esta sección la migración en profundidad se aborda solo como una herramienta para generación de imágenes en profundidad.

2.1.3.4.1. Ecuación de migración en profundidad

En la sección 2.1.3 se presentó una expresión (ecuación 1.3) para la construcción de imágenes en tiempo basada en los métodos tipo Kirchhoff, en esta sección se presenta una expresión para la construcción de imágenes sísmicas en profundidad, también basada en métodos tipo Kirchhoff y usando datos pre-apilado.

La ecuación de Helmholtz no homogénea representa la ecuación de onda escalar cuando en el sistema actúa un fuente externa $S(\xi, w)$:

$$\left[\nabla^2 + \left(\frac{w}{v} \right)^2 \right] P(\xi, w) = S(\xi, w) \quad (\text{ec. 2.16})$$

donde ∇^2 es el operador Laplaciano, w es la frecuencia angular, $v(x,y,z)$ la velocidad del medio. $(w/v)^2$ esta relacionado con los números de onda a través de la relación de dispersión: $k_x^2 + k_y^2 + k_z^2 = (w/v)^2$. $P(\xi, w)$ representa el campo de onda dependiente de la frecuencia w , para un punto ξ arbitrario en el subsuelo. A partir de la expresión anterior e incorporando funciones de Green dependientes de la frecuencia Audebert et al (1997) derivaron una ecuación en el dominio de la frecuencia para migración en profundidad de datos pre-apilado tipo Kirchhoff:

$$R(\xi) \approx \int_w \int_s \int_g W[\hat{n} \cdot \nabla G_r(\xi, w)] G_s^*(\xi, w) \times P(g, w; s) dg ds dw \quad (\text{ec. 2.17})$$

Esta expresión relaciona el campo de onda reflejado y transmitido. Donde G_s y G_r son las funciones de Green (para fuente y receptor) solución de la ecuación 2.16, P representa los datos sísmicos registrados en superficie. ξ , s y g son las coordenadas espaciales de puntos imagen en el subsuelo, fuentes y receptores respectivamente. G_s^* es el conjugado complejo en el dominio de la frecuencia de G_s , y W es una función de ponderación dada por:

$$W^{-1} = DD^* \approx G_s(\xi, w) G_s^*(\xi, w) = |G_s|^2 \quad (\text{ec. 2.18})$$

De la ecuación 2.17 puede derivarse una versión en el dominio del tiempo, asumiendo una forma paramétrica de las funciones de Green dada por:

$$G_a(\xi, w; s_a) \approx A_a(\xi; s_a) e^{\pm i(w\tau_a + \theta_a)} \quad (\text{ec. 2.19})$$

donde G_a es la función de Green de un solo arribo parametrizada, asociada a una localización de la fuente s_a arbitraria. Los parámetros A_a , τ_a , θ_a representan las amplitudes, los tiempos de propagación y rotaciones en la fase respectivamente, los cuales son generalmente estimados por trazado de rayo. El signo en el exponencial depende de si G_a representa al campo de onda de la fuente o al de los reflectores, el cual debe ser opuesto para cada campo. Usando la forma paramétrica de las funciones de Green dada por la ecuación 2.19 y aplicando la transformada inversa de Fourier a la ecuación 2.17 se obtiene una versión en tiempo:

$$R(\xi) \approx \int_s \int_g \text{Cos}\Theta_g \hat{W} e^{i\theta_{*g}} \hat{P}(g, s; t = \tau_{sg}) dg ds \quad (\text{ec. 2.20})$$

donde $\cos\Theta_g$ es el factor de oblicuidad, el cual depende del ángulo de incidencia de cada receptor con respecto a la superficie normal y se obtiene como el producto punto: $(\nu_r \nabla\tau_g \cdot \hat{n})$. \hat{P} representa los datos P preprocesados, deconvolucionados, con rotaciones de fase (usando los parámetros de las funciones de Green $\Theta_{sg}=\Theta_s+\Theta_g$) y evaluados sobre la trayectorias de difracción dadas por las funciones de Green ($\tau_{sg}=\tau_s+\tau_g$). Las rotaciones en la fase se implementan usando la siguiente expresión:

$$e^{i(\Theta_{sg})} = [\cos(\Theta_{sg}) + \sin(\Theta_{sg}) H] \quad (\text{ec. 2.21})$$

donde H es la transformada de Hilbert, cuya representación en frecuencia esta dado por:

$$H(w) = \frac{iw}{|w|} \quad (\text{ec. 2.22})$$

Finalmente para obtener la ecuación de migración Kirchhoff pre-apilado en profundidad 2D, se hace $\hat{W} = 1$ y se reemplaza la ecuación 2.21 en la ecuación 2.20:

$$R(\xi) \approx \int_s \int_g \cos\Theta_g [\cos\Theta_{sg} \hat{P}(g, s; t=\tau_{sg})] dg ds \quad (\text{ec. 2.23})$$

El uso de esta ecuación permite estimar con suficiente precisión amplitudes de las reflectividades del medio para datos a offset cercanos; además la ecuación 2.23 establece una condición de imaging eficiente cuando se migran datos con todo el rango de offset disponible (Audebert et al., 1997).

2.1.3.4.2. Cálculo de tiempos de propagación

El factor más importante a tener en cuenta en las técnicas de migración Kirchhoff en profundidad es el método usado para evaluar las superficies de sumatoria, esto se debe a que la precisión de la implementación de la migración Kirchhoff es función de que tan bien

se aproximen las superficies de sumatoria a los tiempos de transito del campo de onda registrado (Biondi, 2007). En general, existen dos métodos disponibles, incluyendo la solución directa de la ecuación eikonal por diferencias finitas y los métodos de trazado de rayo.

Los métodos por diferencias finitas resultan ser más eficientes pero están limitados a calcular sólo un arribo. En la mayoría de los casos se calcula el primer arribo, el cual no siempre es el arribo más energético, lo que afecta la construcción de la imagen. Por otro lado, los métodos de trazado de rayo son más costosos computacionalmente, porque permiten la selección de los arribos usados en la migración. En principio, estos métodos permiten seguir todos los caminos de la propagación del campo de onda (Cerveny y Pesencik, 1981). La posibilidad de escoger el arribo a usar en la migración es la principal ventaja de estos métodos frente a los métodos por diferencias finitas. En las siguientes dos secciones se discuten ambos métodos.

2.1.3.4.2.1 Métodos de trazado de rayo

El trazado de rayo es un método directo para el cálculo de tiempos de propagación a través de un modelo de velocidad en profundidad. Para calcular el tiempo de propagación desde la fuente s en superficie, al punto imagen ξ en el subsuelo deben sumarse segmentos de rayo cuya discretización depende del modelo de velocidad. De igual manera, aplicando el principio de reciprocidad puede estimarse el tiempo de propagación desde el receptor g en superficie, al punto imagen ξ en el subsuelo. De esta forma, dado un par fuente receptor y un punto imagen en el subsuelo, el tiempo total de propagación se calcula sumando el tiempo de propagación desde la fuente al punto imagen y el tiempo de propagación desde el punto imagen al receptor. Este método es conocido como trazado de rayo de dos puntos (Yilmaz, 2001) y aunque es conceptualmente simple, la dificultad radica en su implementación que resulta ser costosa computacionalmente.

La efectividad del trazado de rayo depende de la geometría de la adquisición y de la complejidad del modelo de velocidad en profundidad, las cuales en algunos casos no permiten encontrar una trayectoria para cada par fuente-receptor y su punto imagen asociado. Por tanto se han generado algunas variaciones al método de trazado de rayo de dos puntos que permiten lidiar con esta limitación. El trazado de rayo paraxial (Keho and Beydoun, 1988) en la cual se generan rayos adicionales en zonas donde es requerido; trazado de rayo con campanas Gaussianas en el cual cada trayectoria se representa por una pequeño grupo de rayos; y por reconstrucción del frente de onda (Vinje et al., 1993; Lecomte, 1999) en la cual el trazado de rayo para una trayectoria dada se realiza usando varios rayos.

2.1.3.4.3 Estrategias de sumatoria

Los tiempos de propagación a través de un medio de velocidad variable, dependen de la trayectoria recorrida por la onda desde un punto a otro, la trayectoria usada en la sumatoria influye en la calidad de la imagen sísmica resultante. En general, existen siguientes posibilidades: (1) la trayectoria que corresponde al primer arribo, también conocida como trayectoria de sumatoria de tiempo mínimo, (2) la trayectoria de sumatoria de máxima energía, (3) la trayectoria que corresponde a la distancia mas corta, también conocida como trayectoria de sumatoria de distancia mínima, y finalmente (4) trayectorias múltiples.

La estrategia de tiempo mínimo produce buenos resultados en medios con variación lateral de velocidad moderado o fuerte; las estrategias de energía máxima es una buena elección en casos geológicamente complejos en los que las variaciones laterales de velocidad son considerables. Por otro lado, el uso de estrategias basadas en trayectorias múltiples es la opción más precisa, pero además la más costosa, resultando inadecuada en el caso de migración pre-apilado (especialmente en 3D). En general, se suele escoger el arribo más energético en lugar del primer arribo. También es posible usar el arribo más energético

teniendo en cuenta consideraciones de fase (rotaciones), lo que resulta una opción eficiente para corregir el efecto de las causticas y la superposición de arribos múltiples (Audebert et al., 1997).

2.2. Análisis de velocidad en migración

Mediante el uso de las técnicas de migración post-apilado y pre-apilado discutidas en el capítulo anterior, los eventos reflectivos en las imágenes sísmicas pueden ser correctamente posicionados si el campo de velocidad de propagación del medio es conocido. Sin embargo, en datos reales esta función de velocidad debe estimarse de los datos sísmicos, lo que resulta ser un problema inverso mal determinado, debido a que los datos no contienen toda la información necesaria para definir una función de velocidad que varíe simultáneamente en profundidad y en la dirección lateral (Biondi, 2007). Por tal razón, se han desarrollado las técnicas de análisis de velocidad basadas en migración.

En general, las técnicas de análisis de velocidad basadas en migración son un proceso iterativo de dos etapas, (1) la construcción de la imagen y extracción de información de velocidad y (2) la actualización de la función de velocidad basada en los resultados de la migración. En cuanto a la construcción de la imagen en la primera etapa, la migración en profundidad pre-apilado es la estrategia más adecuada para el análisis de velocidad, debido a que es muy sensible a los errores en velocidad. Por otro lado, en cuanto a la actualización de la función de velocidad, existen varios métodos; que van desde la simple aplicación de la fórmula de Dix, hasta el uso de inversión tomográfica, la cual produce mejores resultados en casos con medios complejos, donde el uso de métodos simples falla. Cada una de estas etapas y sus métodos asociados se discuten en las secciones 2.2.1 y 2.2.2 respectivamente.

2.2.1. Estimación de la velocidad usando migración

Varios autores han propuesto diferentes métodos para extraer información de velocidad a partir del resultado de la migración, la primera serie de métodos se basa en el poder de apilamiento y en las medidas del error en velocidad, Yilmaz y Chambers (1984) por ejemplo, propusieron una técnica para estimar la velocidad basada en la extrapolación del campo de onda registrado en superficie, sin embargo en este método la migración se realiza en el dominio del espacio y el número de onda, por lo que esta limitado a medios sin variación lateral de velocidad. Fowler (1985) propuso que los datos pre-apilado debían ser migrados y luego apilados usando un rango de velocidades de migración, de esta forma las velocidades intervalo puede obtenerse de los eventos con mayor amplitud en las secciones apiladas. Faye y Jeannot (1986) propusieron una técnica de análisis de velocidad en migración basada en el análisis del enfoque en profundidad.

La segunda serie de métodos se basa en el análisis de la curvatura residual, los cuales se conoce como métodos RMO (*residual moveout*), en estos métodos el criterio para estimar velocidades es que no exista diferencia entre puntos imagen en profundidad a diferentes offset; es decir, que cuando se usa el campo de velocidad correcto, los eventos reflectivos en los CIGs (*common images gathers*) sean planos. Los métodos RMO han sido la herramienta de análisis de velocidad en migración más usada en los últimos años. Al-Yahya (1989) propuso su uso en el dominio del offset, Biondi y Symes (2004) propusieron su uso en el dominio del ángulo, Liu y Bleisten (1995) propusieron un enfoque analítico para la estimación de velocidades, Stork (1992) propuso el uso de tomografía como herramienta para actualizar el campo de velocidades. Otros autores han sugerido mejoras al método original, entre ellos: (Deregowsky, 1990; Yan y Lines, 2001; Fei y McMechan, 2005). En la siguiente sección se presentan detalles de las técnicas RMO.

2.2.1.1. Análisis RMO

El análisis RMO esta basado en el principio de que si se usa el campo de velocidad correcto, una imagen en una familia de imagen común (Common Image Gather) debe estar alineada horizontalmente, después de la migración pre-apilado. El alineamiento horizontal no depende de la estructura y puede usarse como una medida del error en velocidad. Si los eventos en las familias de imagen común presentan curvatura hacia arriba, esto indica que la velocidad usada en la migración es más baja que la velocidad del medio; en caso contrario, si los eventos presentan curvatura hacia abajo en las familias de imagen común, la velocidad usada en la migración es mayor que la velocidad del medio.

La estimación de errores en velocidad usando análisis RMO es un proceso iterativo que requiere que los datos de entrada se registren con suficiente offset. Para estimar errores en velocidad, estos datos pre-apilado deben migrarse en profundidad usando un campo de velocidad inicial. Este campo de velocidad inicial puede obtenerse a partir del análisis de velocidad convencional. La estrategia de migración en profundidad pre-apilado usada no debe estar limitada a variaciones laterales de velocidad y cualquiera de los dos enfoques: estrategias basadas en diferencias finitas o sumatorias de Kirchhoff, pueden ser usados para este propósito.

2.2.1.1.1 RMO en el dominio del offset

Para ilustrar la estimación de errores en velocidad en el dominio del offset, partamos del caso más simple, supongamos que la velocidad del medio es constante y que el reflector que caracteriza el medio es horizontal, el cual esta localizado en z mediante la migración con la velocidad correcta. Si la velocidad usada en la migración es diferente de la correcta, el reflector podría estar localizado en la posición incorrecta z_m , como se ilustra en la siguiente figura:

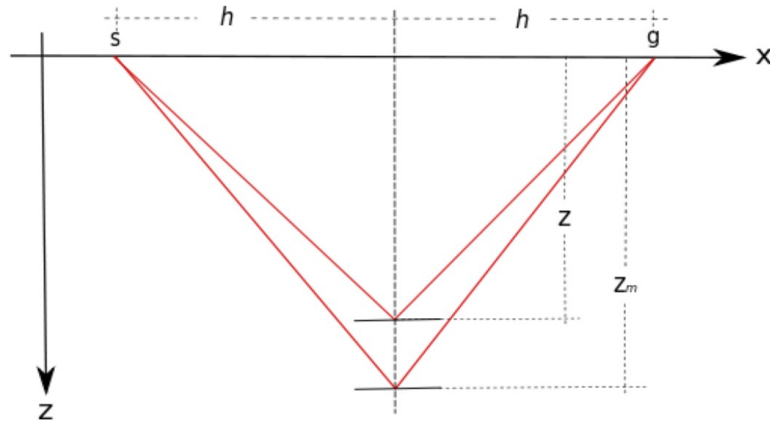


Figura 15. Trayectoria de rayo para un reflector horizontal localizado en z , obtenido usando la velocidad de migración correcta y trayectoria de rayo para el mismo par fuente-receptor usando una velocidad incorrecta asociada a la profundidad z_m . (Tomado de Al-Yahya, 1989).

La velocidad de medio se representa mediante su recíproco, de esta forma \tilde{w} y \tilde{w}_m son el recíproco de la velocidad sobre el reflector correctamente posicionado y el reflector mal posicionado respectivamente. El tiempo de propagación para un par fuente-receptor dado, asociado a la localización correcta del receptor esta dado por:

$$t = 2\sqrt{h^2 + z^2} \tilde{w} \quad (\text{ec. 2.24})$$

mientras que el tiempo de propagación para el mismo par fuente-receptor, asociado a la localización incorrecta del receptor esta dado por:

$$t = 2\sqrt{h^2 + z_m^2} \tilde{w}_m \quad (\text{ec. 2.25})$$

El tiempo de propagación t en las ecuaciones anteriores es igual, para ciertos valores de z_m y W_m , por tanto la ambigüedad en estas ecuaciones esta dada por la profundidad y velocidad sobre el reflector. Igualando las ecuaciones tenemos:

$$\sqrt{h^2 + z^2} \frac{\tilde{w}}{\tilde{w}_m} = \sqrt{h^2 + z_m^2} \quad (\text{ec. 2.26})$$

haciendo $\gamma = \frac{\tilde{w}}{\tilde{w}_m}$ y despejando z_m :

$$z_m = \sqrt{\gamma^2 z^2 + (\gamma^2 - 1) h^2} \quad (\text{ec. 2.27})$$

la ecuación resultante relaciona la profundidad obtenida usando la velocidad incorrecta y la verdadera profundidad, en función de la relación de velocidades γ . Nótese que si la velocidad usada en la migración es igual a la velocidad correcta, es decir el caso $\gamma=1$, entonces según la ecuación 2.27 $z_m=z$ sin depender del offset h . Este es el principio de análisis de velocidad RMO en el dominio del offset. Si la velocidad usada en migración es correcta, los eventos en las familias de imagen común deben alinearse horizontalmente. Sin embargo, el caso $\gamma \neq 1$ es de mayor interés, puesto que nuestro objetivo es obtener una medida del error en velocidad en función del offset. Para esto, la ecuación 2.27 debe reescribirse en tiempo:

$$\tau_m = \sqrt{\tau^2 + (\gamma^2 - 1) h^2 \tilde{w}_m^{-2}} \quad (\text{ec. 2.28})$$

En la ecuación anterior, para el caso cero-offset ($h=0$) se tiene que $\tau_m=\tau$ sin depender de la velocidad. Esto indica que el error en velocidad solo puede estimarse en valores de offset diferentes de cero. De la ecuación 2.28 también puede verse que si la velocidad usada en la migración es mayor que la velocidad del medio ($\gamma>1$), los eventos en los CIG presentan curvatura hacia abajo. Por otro lado, si la velocidad usada en la migración es menor que la velocidad del medio ($\gamma<1$), los eventos en los CIG presentan curvatura hacia arriba. Esta curvatura es función de la profundidad y esta directamente relacionada con el error en velocidad.

La curvatura de los eventos en los CIG puede medirse sobre semblanzas construidas para diferentes tiempos de propagación definidos por la ecuación 2.28 y usando diferentes

valores de γ . De esta forma, para un conjunto de CIG $p(\tau_{m,h})$ la semblanza puede estimarse usando la siguiente expresión normalizada (Al-Yahya, 1989):

$$g(\tau, \gamma) = \frac{[\sum_h p(\tau_m = \sqrt{\tau^2 + (\gamma^2 - 1)h^2} \tilde{w}_m^2, h)]^2}{\sum_h [p(\tau_m = \sqrt{\tau^2 + (\gamma^2 - 1)h^2} \tilde{w}_m^2, h)]^2} \quad (\text{ec. 2.29})$$

2.2.2. Actualización de la función de velocidad

Los errores de velocidad calculados según los métodos presentados en la sección anterior, pueden usarse para actualizar el campo de velocidad usado en el proceso de migración. El objetivo principal es encontrar el campo de velocidad que produce el mejor enfoque de los eventos sísmicos y por ende la mejor imagen. La convergencia al modelo de velocidad que produce la mejor imagen, es un proceso iterativo que involucra las siguientes tres etapas: migración de los datos usando un modelo de velocidad dado; estimación de errores en velocidad a partir de los resultados de la migración y actualización del campo de velocidad usando los errores de velocidad estimados. Existen varias metodologías disponibles para actualizar del campo de velocidades a partir de la información de la curvatura en los CIGs migrados. En la practica común ellas comienzan con un modelo inicial calculado haciendo uso de la formula de Dix, para después aplicar una técnica iterativa. Esta formula fue propuesta en 1955 por el autor del mismo nombre y establece una relación entre velocidades RMS y velocidades de intervalo:

$$v^2(\tau_N) = \frac{\tau_i V_{rms}^2(\tau_i) - \tau_{i-1} V_{rms}^2(\tau_{i-1})}{\Delta \tau_i} \quad (\text{ec. 2.30})$$

donde $\Delta \tau_i$ es el tiempo de propagación en la i -ésima capa y $\Delta \tau_N = \sum_i(\Delta \tau_i)$ es el tiempo de propagación de ida y vuelta total hasta la base de la N -ésima capa. Ejemplos de técnicas iterativas son el ciclo de Deregowski y las metodologías basadas en inversión tomograficas.

El ciclo de Deregowski es un método iterativo para estimar y actualizar el campo de velocidad usando migración pre-apilado en profundidad (Deregowski, 1990), el cual normalmente se combina con la construcción del modelo de velocidad capa por capa; puesto que de esta forma, puede facilitar la interpretación geológica de la sección sísmica. El primer paso en el ciclo de Deregowski es realizar la migración en profundidad preapilado (PreSDM) de los datos usando un modelo de velocidad inicial, el resultado de este proceso son CIGs, en los cuales la curvatura es la información base para actualizar del campo de velocidad. Los CIGs producto de PreSDM están en profundidad; sin embargo, el método de actualización de Deregowski debe realizarse en el dominio del tiempo, por lo que el segundo paso en el ciclo es la transformación de los CIG de profundidad a tiempo. Este paso implica la transformación de velocidad intervalo a velocidades-rms. El siguiente paso en el ciclo de Deregowski es aplicar una corrección NMO inversa al campo de velocidades-rms obtenido en el paso anterior. Esto permite realizar análisis de velocidad convencional a los CIGs (con NMO inverso aplicado) y generar una función de velocidad-rms corregida. Esta función de velocidad-rms debe ser convertida a velocidad intervalo, para este propósito puede usarse la formula de Dix (ecuación 2.30) presentada en la sección anterior. Como resultado de este proceso se obtiene un campo de velocidades intervalo, el cual debe ser probado usando nuevamente PreSDM. Si los CIGs no presentan curvatura no se requieren más iteraciones, en caso contrario el proceso debe repetirse hasta que el modelo inicial converja a una buena aproximación del modelo de velocidad real.

Algunos ejemplos de la aplicación del ciclo de Deregowski han sido presentados por Yilmaz (2001). Este método puede usarse exitosamente para migración en profundidad si el campo de velocidad no presenta variaciones fuertes en la dirección lateral y en el caso en que la geometría de los reflectores no sea demasiado compleja. Audebert et al., (1997) probaron que el uso del ciclo de Deregowski en medios complejos no garantiza la convergencia del modelo inicial al modelo de velocidad óptimo. Por tanto, para el caso de medios complejos el uso técnicas basadas en tomografía resulta más adecuado.

El objetivo de MVA basado en tomografía es hacer que la función RMO medida en los CIG sea nula; por tanto, las actualizaciones en velocidad se calculan minimizando la diferencia entre los errores medidos en los CIG y los errores modelados. La información contenida en los CIG, puede ser utilizada para actualizar un campo de velocidad supuesto, usando técnicas de migración tipo Kirchhoff (Brandsberg-Dahl et al, 1999; Brandsberg-Dahl et al, 2003; Biondi, 2007) o técnicas de migración basadas en la extrapolación del campo de onda (Prucha et al., 1999; Biondi y Sava, 1999; Clapp y Biondi, 2000). El análisis de velocidad en migración basado en tomografía sísmica, al igual que la tomografía de reflexión como herramienta para la construcción de modelos de velocidad son problemas inversos comparables; debido a esto, la dependencia del modelo inicial y la no unicidad de la solución son factores que deben ser considerados. En cuanto a la dependencia del modelo inicial Deregowski (1990) estableció que se requiere un modelo de velocidad inicial más preciso cuando la técnica de imaging emplea usa datos en el dominio de disparo común que cuando se emplea una técnica de imaging en el dominio de offset común.

2.3. Apertura en migración

Un problema importante en sismología de exploración es que las imágenes sísmicas del subsuelo obtenidas mediante información registrada en superficie usando el método sísmico; son realmente, una versión filtrada de la imagen real. El filtro que distorsiona la imagen real depende de la geometría de la estructura iluminada, la localización en superficie de fuentes y receptores, así como de los aspectos propios de la propagación de las ondas sísmicas en el medio estudiado. El análisis de estos filtros puede ayudar a comprender las imágenes filtradas obtenidas, aportando además información de lo que no puede ser mapeado de la imagen real. En este capítulo se estudian dichos filtros a partir de la apertura en migración. Cuya definición y relación con la geometría de la adquisición se presentan en la primera sección. Luego usando la geometría de adquisición del modelo COPORO sintético se estudia el efecto del dominio de agrupamiento de los datos sísmicos

en el cálculo de la apertura en migración. Para este propósito se prueban datos agrupados en diferentes dominios: del disparo, del offset y del ángulo común. Finalmente se presenta la relación entre la apertura y la resolución en la imagen asociada a cada uno de los dominios discutidos.

2.3.1. El concepto de Apertura

Apertura en óptica se define como el diámetro máximo del haz de rayos que atraviesa un sistema óptico dado (telescopio, microscopio, ojo humano). A este concepto también está asociado el poder de resolución, el cual es la capacidad de un instrumento para identificar individualmente dos fuentes de luz que están ubicadas muy cerca una de la otra. Haciendo la analogía al caso de imágenes sísmicas del subsuelo, la apertura está relacionada con el cubrimiento angular del objetivo que se desea mapear y el poder de resolución al tamaño de la apertura empleado. En el sentido de los esquemas de migración tipo Kirchhoff (presentados en el primer capítulo), en los que deben sumarse amplitudes a lo largo de hipérbolas, curvas o superficies de difracción, la apertura en migración se define como la extensión espacial a lo largo de la cual se realiza la sumatoria (Yilmaz, 2001).

La definición de la apertura depende del dominio de los datos usado en la estrategia de migración (Robein, 2003). Por ejemplo para migración en el dominio del disparo, la apertura está limitada a los receptores activos durante la adquisición y se define como dos veces el máximo offset; para el caso de migración en el dominio de offset común, la apertura es un área de agrupamiento (generalmente rectangular) alrededor de las coordenadas del punto imagen; por otro lado para el caso de migración en el dominio del ángulo común, la apertura en migración está definida como un rango de ángulos de reflexión, los cuales forman una superficie de apertura que puede ser determinada a través del trazado de rayo sobre el modelo de velocidad. Por otro lado, la generación de la imagen de un punto dado en el subsuelo a partir de registros sísmicos, se logra integrando

información de múltiples fuentes iluminando dicho punto, por lo que la apertura en este caso, es en realidad una suma de las aperturas de experimentos múltiples e independientes. Este concepto se denomina “apertura sintética” en el lenguaje de imágenes de radar; sin embargo, en el caso de imágenes sísmicas no se hace normalmente ninguna distinción y simplemente se denomina: “apertura”. La apertura para cada punto imagen puede representarse en el dominio del número de onda, dado que existe una relación entre el número de onda (k) y la dirección del campo de onda transmitido (\hat{r}_s) y reflejado (\hat{r}_g). Dicha relación esta dada por la siguiente expresión (Bleistein et al., 2000):

$$k = \frac{\omega}{V} [\hat{r}_s + \hat{r}_g] \quad (\text{ec. 2.31})$$

nótese que el número de onda también es función de la frecuencia (ω) y la velocidad (V). Usando las siguientes relaciones:

$$[\hat{r}_s + \hat{r}_g]^2 = 2(1 + \cos 2\theta) \quad \text{y} \quad 2\cos^2\theta = 1 + \cos 2\theta \quad (\text{ec. 2.32})$$

se obtiene la magnitud del vector número de onda en la ecuación 2.31, la cual esta dada por:

$$|k| = 2 \frac{|\omega|}{V} \cos\theta \quad (\text{ec. 2.33})$$

donde θ es la mitad del ángulo entre los vectores \hat{r}_s y \hat{r}_g directores. Lecomte (2008) también propuso una derivación de la ecuación 2.31 a partir del vector iluminación. Suponiendo un campo de velocidad constante y usando un rango de frecuencias dado, la apertura para un solo par fuente-receptor en el punto imagen ξ , es determinada por la diferencia entre los vectores número de onda calculados según la ecuación 2.31, como se ilustra en la siguiente figura:

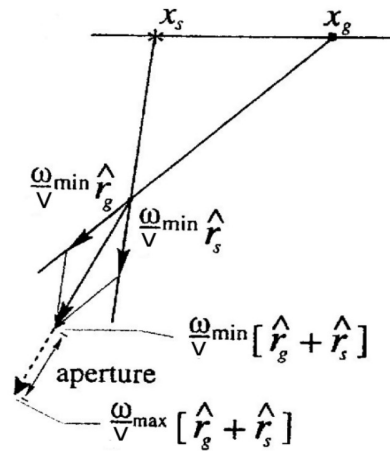


Figura 16. Representación de la apertura en el dominio del número de onda, con ancho de banda limitado, para el punto imagen ζ , usando un solo par fuente-receptor (Tomado de Bleistein et al., 2000).

Para el caso de velocidad variable, los vectores \hat{r}_s y \hat{r}_g pueden estimarse mediante trazado de rayo. La figura anterior representa la apertura asociada a un solo par fuente-receptor. Sin embargo; como se menciono antes, la apertura para un punto imagen dado en el caso de imágenes sísmicas es apertura sintética, esto implica que deben considerarse todos los pares fuente-receptor que iluminen dicho punto. La siguiente figura es una extensión de la figura 16, al caso de apertura sintética.

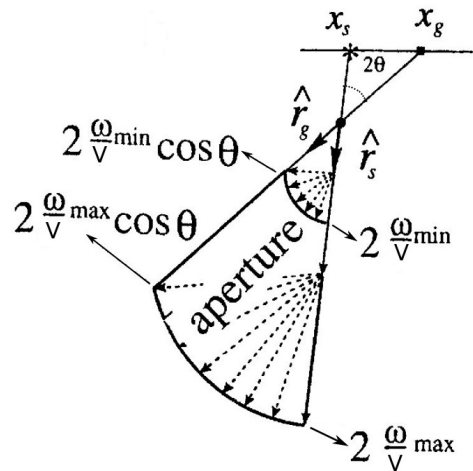


Figura 17. Representación de la apertura sintética en el dominio del número de onda con ancho de banda limitado para en el punto imagen ζ , usando un solo par fuente-receptor (Tomado de Bleistein et al., 2000).

En este caso también se ha considerado el campo de velocidad constante y se supone que los receptores están ubicados continuamente desde la posición del disparo x_s hasta la localización del último receptor x_g . Como se aprecia en las dos figuras anteriores, la determinación de la apertura para un punto imagen dado esta relacionada directamente con la geometría de la adquisición. Por tanto, dado que la construcción de imágenes puede realizarse en diferentes dominios, en las siguientes secciones se presenta la determinación de la apertura sintética en el dominio del disparo, del offset y del ángulo común.

2.3.2. El efecto de la apertura en la imagen sísmica

La apertura en migración es uno de los factores más importantes en la determinación de la calidad de la imagen sísmica. Puesto que, el tamaño de la apertura limita el rango de pendientes de los reflectores que pueden ser mapeados/migrados y además porque tiene un impacto en la resolución de la imagen resultante (Robein, 2003).

En cuanto al tamaño de la apertura seleccionado, si los datos sísmicos son migrados con una apertura menor que la óptima, los eventos de mayor pendiente pueden eliminarse. Mientras que si la apertura seleccionada es mayor que la óptima la calidad de la migración se puede degradar en zonas someras, especialmente en datos con pobre relación señal/ruido. Sun (1998) y Sun (1999) estudió el efecto del uso de un tamaño de apertura limitado en migración para el caso 2D y 3D respectivamente. También, Rastogi et al., (2002) investigaron tres diferentes criterios de selección para el tamaño de la apertura en migración, el primero de ellos basado en un tamaño de apertura constante, el segundo como una función basada en el desplazamiento horizontal en migración y el último basado en un porcentaje de corte de la amplitud de difracción (usualmente 30%); siendo este último el enfoque más práctico y el que produce mejores resultados. Otros autores demostraron (Sun y Bancroft, 2001) que la apertura mínima requerida para preservar la amplitud verdadera en datos pre-apilado debe ser dos veces el tamaño de la zona de Fresnel.

Por otro lado, en cuanto al efecto de la apertura en la resolución, Lecomte (2008) mostró que el espesor local de los reflectores migrados es inversamente proporcional a la longitud del vector número onda, de este modo longitudes cortas de vectores número de onda se asocian a baja resolución. Para ilustrar este argumento, en la figura 18 se muestra la longitud del vector número de onda resultante de la iluminación de los puntos imagen ξ_1 y ξ_2 por varios pares fuente-receptor.

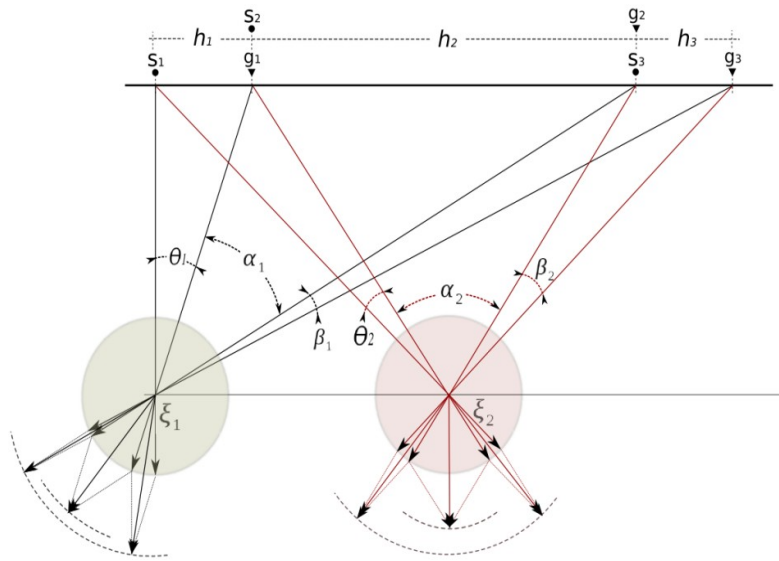


Figura 18. Comparación de la longitud del vector número de onda, para dos puntos imagen localizados a la misma profundidad e iluminados por pares fuente-receptor con offset o ángulos pequeños y con offset o ángulos grandes.

Los pares fuente-receptor s_1-g_1 y s_3-g_3 , mapean los puntos imagen con ángulos pequeños (θ y β), los cuales también están asociados a valores pequeños de offset (h_1 y h_3) y que producen vectores número de onda de mayor longitud que los generados a través del mapeo de puntos imagen usando grandes ángulos como α , los cuales en cambio se asocian con valores grandes de offset como h_2 . Longitudes pequeñas del vector número de onda producen isócronas (respuesta de migración al impulso) de mayor espesor lo que se asocia a baja resolución; mientras que longitudes grandes del vector número de onda producen isócronas de menor espesor. El siguiente cuadro resume las relaciones establecidas entre longitud del vector número de onda y resolución, para datos mapeados en diferentes

dominios:

<i>Ángulo</i>	<i>Offset</i>	<i>Longitud del vector número de onda</i>	<i>Resolución</i>
<i>grande</i>	<i>largo</i>	<i>corto</i>	<i>baja</i>
<i>pequeño</i>	<i>corto</i>	<i>largo</i>	<i>alta</i>

Tabla 5. Relaciones entre la longitud del vector número de onda y resolución para datos mapeados en diferentes dominios.

3. Estimación de Incertidumbre en la Imagen PSDM

Las mayores fuentes de incertidumbre durante la generación de la imagen sísmica se asocian a la geometría de adquisición y al proceso de migración visto como una corrección de la posición de los eventos sísmicos (Thore et al, 2002). Por tanto, el método propuesto en este trabajo para estimar la incertidumbre en las velocidades de intervalo o en la posición de los reflectores, se basa en usar la apertura como límite de ángulo (u offset) en función de la profundidad en los CIG y estudiar el efecto de esta apertura limitada en las semblanzas RMO. En este capítulo se describe esta metodología usando el set de datos sintético COPORO como base de prueba.

La figura 19 esquematiza la metodología e ilustra además, su relación con el proceso de imaging convencional. El método se divide en 4 etapas: la primera consiste en estimar a través del trazado de rayos atributos adicionales a las tablas de tiempo de propagación: mapas de apertura en el dominio del número de onda y mapas de ángulo de incidencia, que son descritos en la sección 3.1. En la segunda etapa (sección 3.2) se usa la información contenida en los atributos adicionales estimados, para generar mapas de ángulo de incidencia máximo, los cuales contienen información útil acerca de las restricciones en la iluminación de la estructura, asociadas a la apertura en cada CIG. Una vez obtenida la distribución del ángulo de difracción máximo en cada CIG, la tercera etapa consiste en filtrar (hacer un mute) el CIG con la función de apertura y estimar semblanzas RMO. El

espaciamiento entre CIG usado en el análisis depende de la complejidad del modelo, en particular de la variación lateral de velocidades existente. Por otro lado, como los CIG que están siendo utilizados están en el dominio del ángulo, el cálculo de las semblanzas RMO debe ser consistente con este dominio y realizarse según la metodología descrita en la sección 3.3.

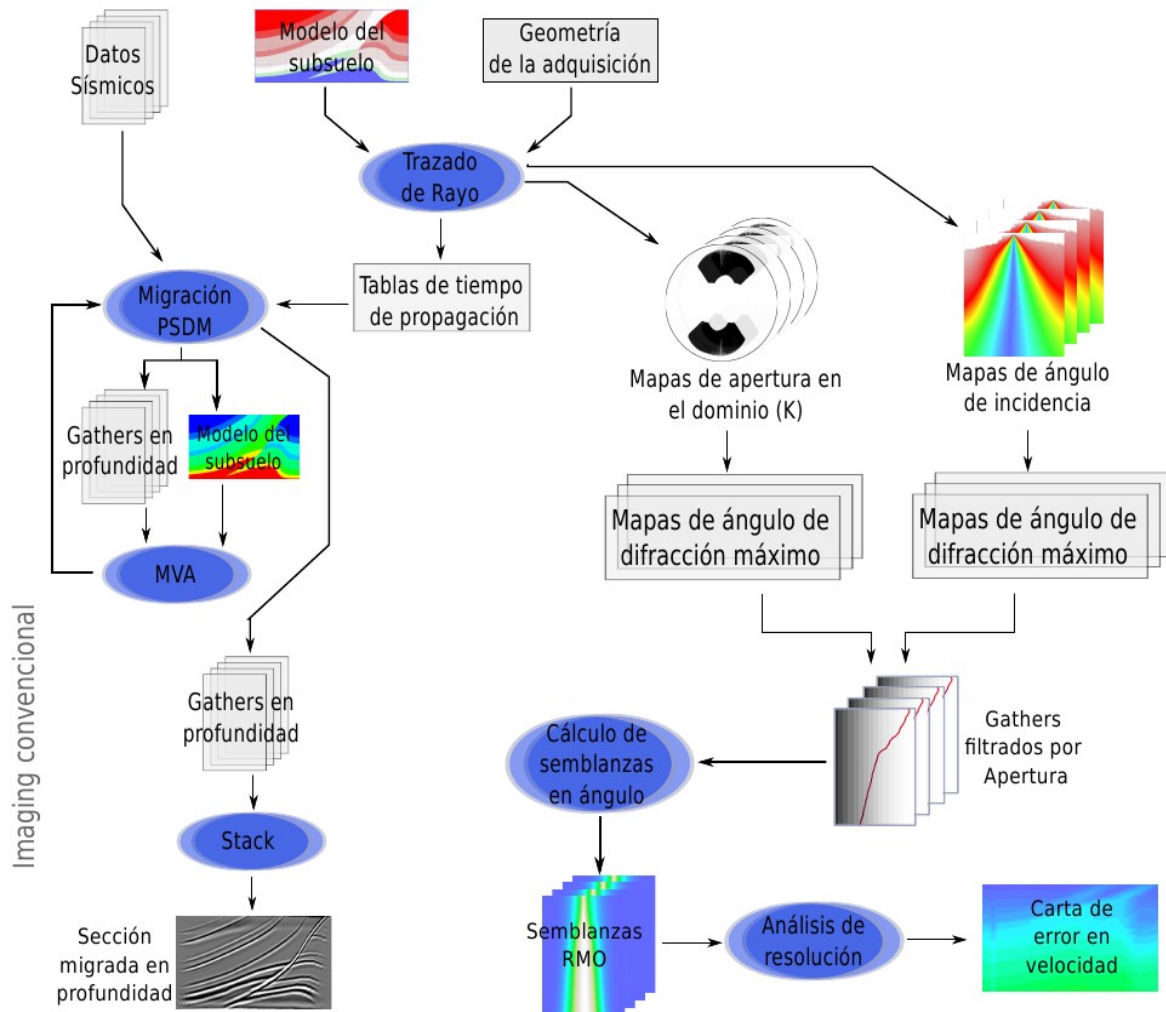


Figura 19. Esquema propuesto para la estimación de errores en velocidad asociada a la imagen sísmica.

Las semblanzas RMO son usadas para refinar el campo de velocidad de intervalo, pero también pueden usarse para estudiar la incertidumbre asociada a la imagen sísmica, porque su dispersión (spread) es una medida cuantitativa de que tan bien las velocidades usadas en el proceso de migración pueden estimarse con la geometría de adquisición utilizada en superficie. De este modo en la etapa 4, la dispersión de las semblanzas RMO se usa como un indicador del error en la velocidad de migración (ver sección 3.4).

3.1. Atributos que contiene información de iluminación

Como se aprecia en la figura 19, durante el proceso de imaging convencional se generan tablas de tiempo de propagación a través del trazado de rayos sobre un modelo de velocidad y geometría de adquisición dados. Los tiempos de propagación calculados y los datos sísmicos registrados en superficie son las entradas para el proceso denominado Migración PSDM (ver sección 2.1) que genera colecciones de imagen común en profundidad (CIG). El apilamiento de estas colecciones, produce las imágenes sísmicas resultantes de este proceso. Además del tiempo de propagación, pueden ser calculados la amplitud, el parámetro de rayo y sus derivadas, la distancia sobre el rayo, el índice KMAH y en particular el ángulo de incidencia que usamos para obtener la apertura en el dominio del número de onda. En este trabajo se utilizó un algoritmo de trazado de rayos desarrollado por Lambaré et al (1996).

3.1.1. Cálculo de la apertura en el dominio del número de onda

Así como la imagen sísmica migrada puede construirse a partir de colecciones de datos en diferentes dominios, el cálculo de la apertura también puede realizarse en dominios diferentes. En las siguientes dos secciones se discute el cálculo de la apertura en los dominios del disparo y del offset común usando la geometría de adquisición del modelo sintético COPORO (descrita en la sección 1.3.1).

3.1.1.1. Apertura a partir de datos en el dominio del disparo

Para ilustrar el cálculo de la apertura usando datos en el dominio del disparo común, supongamos que se desea estimar la apertura en el punto imagen ζ , el cual como se ilustra en la figura 20 esta localizado directamente bajo la coordenada x del primer disparo (s_1) y a 500 metros en profundidad. Para facilitar el cálculo se supone que la velocidad en el modelo del subsuelo es constante e igual a 3000 m/s.

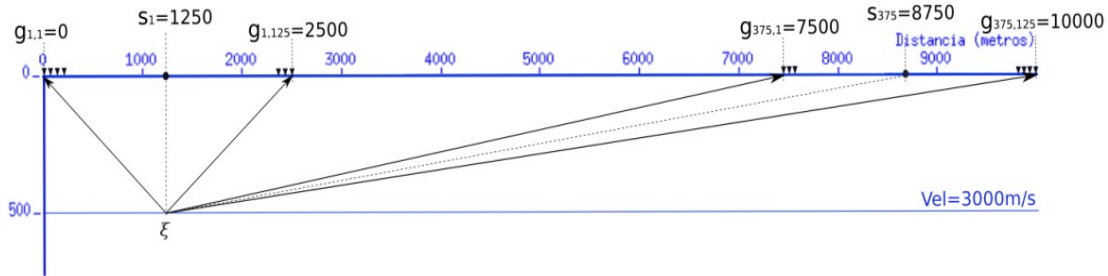


Figura 20. Contribuciones de diferentes pares fuente-receptor para la estimación de la apertura en el dominio del número de onda, correspondiente al primer y último disparo de la geometría de adquisición sintética descrita en la sección 1.3.1 sobre un campo de velocidad constante.

El cálculo de la apertura en el dominio del número de onda para el punto imagen ζ , se basa en el uso de las ecuaciones 2.31 o 2.33 (Bleistein et al, 2000) y la geometría de adquisición dada. De este modo la apertura para un solo par fuente-receptor y un ancho de banda limitado esta dada por la diferencia de vectores números de onda:

$$Apertura = \left(\frac{\omega_{max}}{V} [\hat{r}_s + \hat{r}_g] \right) - \left(\frac{\omega_{min}}{V} [\hat{r}_s + \hat{r}_g] \right) \quad (\text{ec. 3.1})$$

Donde ω_{max} y ω_{min} determinan el ancho de banda limitado en frecuencia, V es la velocidad del medio, y \hat{r}_s y \hat{r}_g son los vectores directores. Debido a que la velocidad del medio es constante, los vectores directores son definidos por las trayectorias rectas entre fuente, punto imagen y receptor, punto imagen respectivamente. Usando este hecho, se escribió el programa “ADS” (Apertura en el Dominio del Shot) basado en el programa KAPERTURE de *Seismic Un*x* para estimar la apertura en el dominio del número de onda asociada a una

sola colección en disparo común y a un solo punto imagen. La figura 21 muestra los resultados obtenidos para el punto imagen ζ de la figura 20, asociados a la primera y última colección en disparo común respectivamente siguiendo la geometría de adquisición sintética del modelo COPORO:

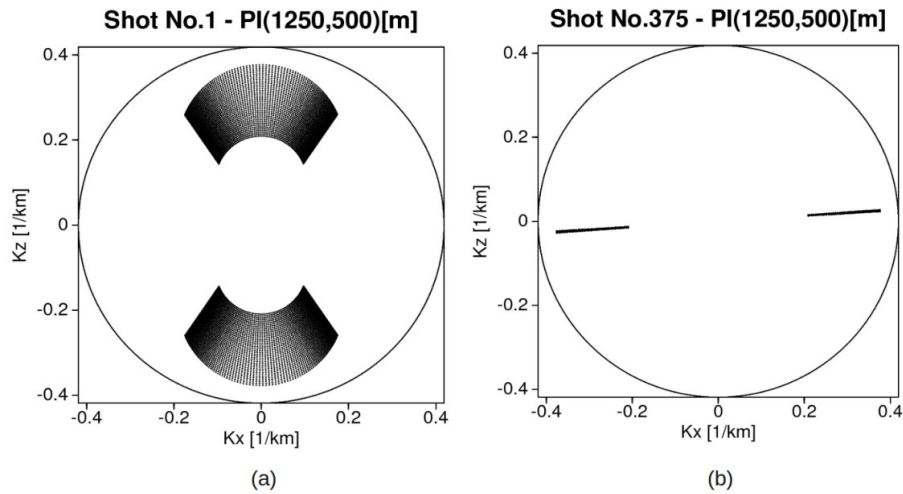


Figura 21. Representación de la apertura en el dominio del número de onda para un rango de frecuencia dado, asociado al (a) disparo No.1 y (b) al disparo No. 375.

Ambas aperturas asociadas al primer y último disparo en la figura 20, han sido estimadas suponiendo el mismo rango de frecuencias, dicho rango define la extensión radial de las secciones sombreadas, como lo ilustra el esquema en la figura 17. Puede verse que tal extensión es igual para el primer y último agrupamiento de disparo común (Figuras 21a y 21b) y como se espera, el rango de frecuencias está contenidas dentro del círculo que define la frecuencia de Nyquist en ambos casos. Las figuras 21(a) y 21(b) representan la apertura para el punto imagen ζ de la figura 20, asociada sólo a dos colecciones en disparo común. Sin embargo, la redundancia del método sísmico hace que cada punto imagen sea mapeado muchas veces por diferentes pares fuente-receptor correspondientes a múltiples disparos, por lo que la apertura para un punto imagen dado es en realidad la suma de aportes de agrupaciones de disparo común individuales (apertura sintética). Esto implica que para cada punto imagen deben considerarse solo los pares fuente-receptor que aportan información,

que son restringidos por el tiempo de registro. El cálculo de la apertura sintética usando diferente tiempo de registro, implica que un número diferente de colecciones de disparo común sea usado en cada punto imagen. Basado en este concepto se ha escrito el código “ASDS” (Apertura Sintética en el Dominio del Shot), el cual se basa en el programa KAPERTURE de *Seismic Un*x*. ASDS permite estimar la apertura sintética en el dominio del número de onda a partir de la geometría de adquisición en el dominio del disparo común. Usando ASDS se ha estimado la apertura sintética en el dominio del número de onda, para la geometría de adquisición del modelo sintético COPORO, cuyo tiempo de registro empleado en los datos sintéticos es 1.57 segundos. La figura 22 muestra 9 diferentes aperturas resultantes distribuidas sobre el espacio del modelo, en el cual el centro de los ejes coincide con la localización espacial del punto imagen:

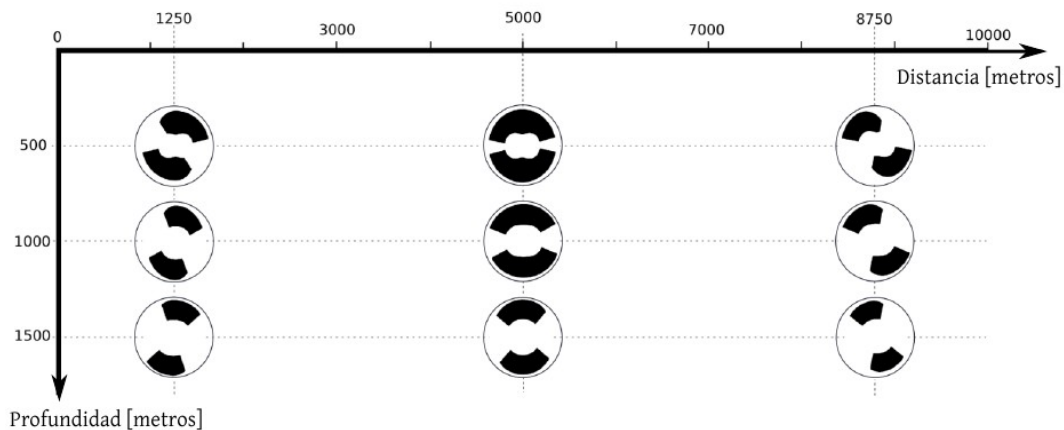


Figura 22. Apertura sintética para 9 puntos imagen con diferente localización en un medio de velocidad constante. Calculados usando ASDS (basado en KAPERTURE) y datos en el dominio del disparo común. Nótese el efecto de la geometría de adquisición y de la profundidad en la apertura.

según los resultados obtenidos, puede verse que la apertura disminuye con la profundidad, es máxima en el centro del tendido y disminuye progresivamente en puntos imagen localizados en los bordes del modelo. Además reflectores con pendiente positiva son bien reconstruidos en la parte izquierda del modelo, mientras que aquellos con pendiente negativa lo son a la derecha del modelo.

3.1.1.2 Apertura a partir de datos en el dominio del Offset

En cuanto a la construcción de imágenes usando datos agrupados en diferentes dominios, se sabe que las imágenes resultantes son equivalentes. Sin embargo, la estimación de la apertura en el dominio del número de onda usando datos en el dominio del offset presenta diferencias. Basándose en la geometría de adquisición para el mapeo de un punto imagen a partir de agrupaciones en offset resumido en la figura 12(a), se ha escrito el código “ASDO” (Apertura Sintética en el Dominio del Offset). Usando ASDO y la misma geometría de adquisición empleada en la sección anterior, correspondiente al set sintético COPORO se ha estimado la apertura en el dominio del número de onda. La figura 23 muestra los resultados obtenidos para 9 diferentes localizaciones de punto imagen:

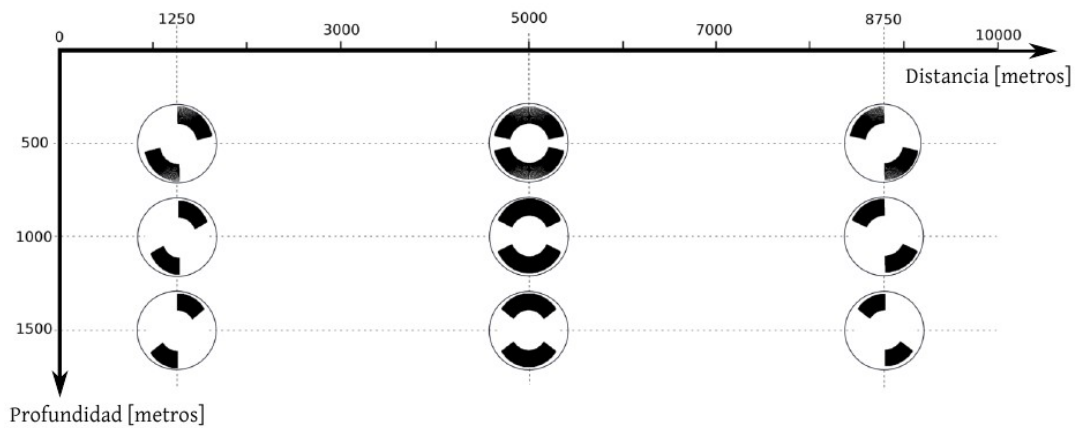


Figura 23. Apertura sintética para 9 puntos imagen con diferente localización en un medio de velocidad constante. Calculados usando ASDO (basado en KAPERTURE) y datos en el dominio del offset común. Nótese el efecto de la geometría de adquisición simétrica y de la profundidad en la apertura.

Comparado las aperturas sintéticas obtenidas usando datos en el dominio del disparo y offset común, figuras 22 y 23 respectivamente; puede verse que en ambos casos la apertura es máxima en la parte más somera y central del tendido y que disminuye progresivamente hacia los bordes del modelo. Sin embargo, note que la extensión radial (frecuencia) de la apertura presenta una distorsión más significativa cuando el cálculo se realiza usando datos en el dominio del disparo común (figura 22), que cuando se realiza usando datos en el

dominio del offset común (figura 23). Esta distorsión esta asociada al cambio de la magnitud del número de onda en función del ángulo (θ) medio entre los rayos fuente-imagen y receptor-imagen (ecuación 2.33). El ángulo θ se hace más pequeño a medida que el par fuente-receptor en superficie se aleja del punto imagen. Entonces dicha distorsión produce un efecto más significativo en la apertura cuando se usan datos en el dominio del disparo, porque θ cambia rápidamente de cero (para el primer receptor coincidiendo con el disparo) al máximo ángulo para el offset lejano. En el caso del uso de datos en el dominio del offset para el cálculo de la apertura la distorsión resultante es de menor importancia porque la variación de θ es muy pequeña, iniciando del ángulo máximo para el punto medio encima del punto imagen a cero para un punto medio en el infinito.

3.1.2 Cálculo de ángulos de incidencia

A partir del trazado de rayo también pueden estimarse ángulos de incidencia en cada punto imagen (Lambaré, 1996). Estos ángulos (Φ_s , Φ_r) como se indican en la Figura 24 están definidos por la vertical y los vectores recíprocos de velocidad \mathbf{P}_r y \mathbf{P}_s , asociados a la fuente y al receptor respectivamente.

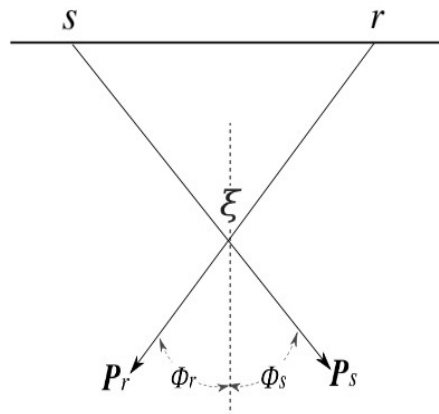


Figura 24. Parámetros de trazado de rayos asociado a un par fuente-receptor, para un punto imagen dado en un medio de velocidad constante (Modificado de Lambaré, 2003).

Debido a que cada punto imagen es muestreado por múltiples pares fuente-receptor durante

el experimento sísmico, existe una distribución de ángulos de incidencia para cada punto imagen, como se muestra en la figura 35.

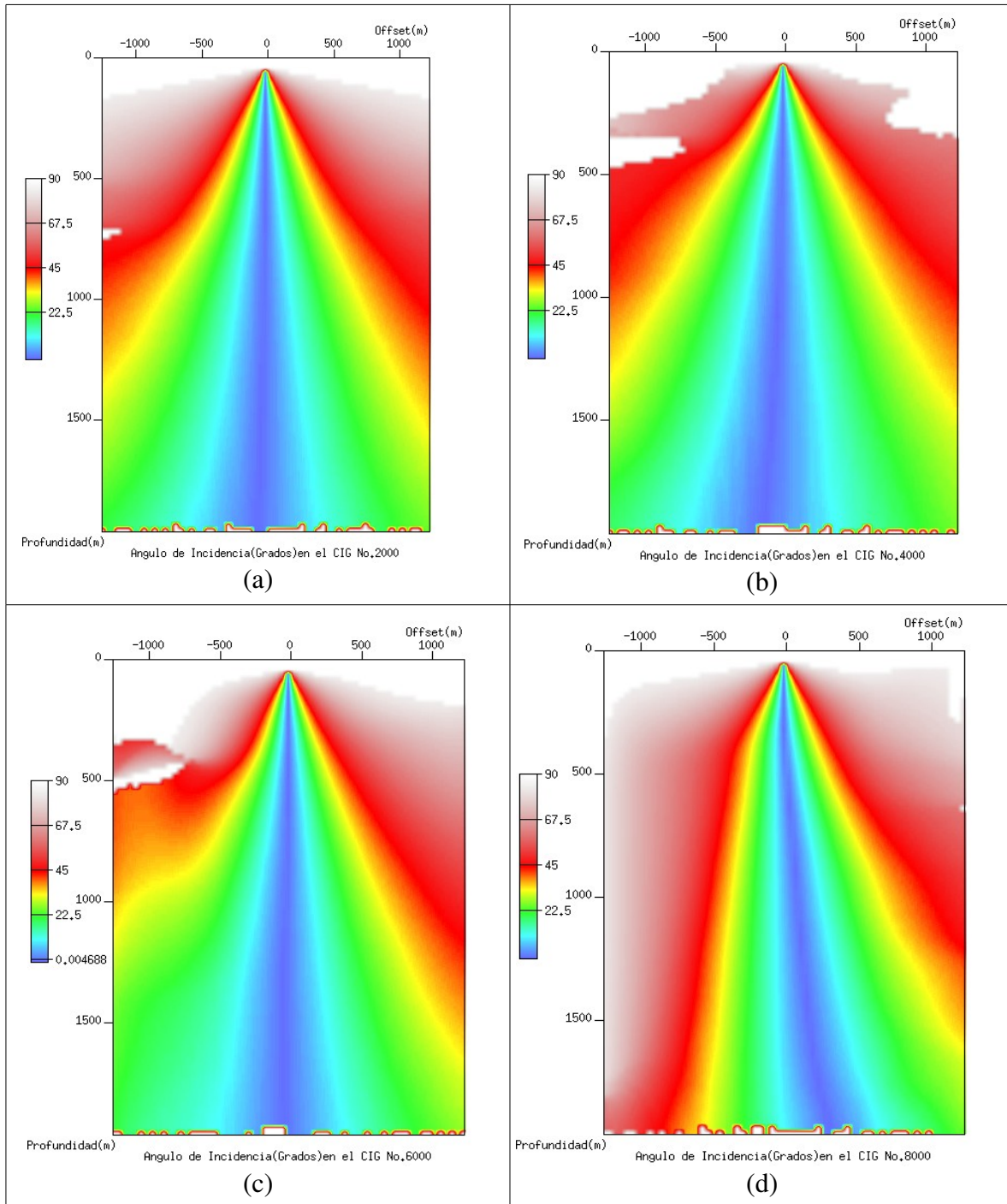


Figura 25. Distribución de ángulo de difracción máximo para diferentes CIG del set de datos Coporo.

Esta distribución de ángulos de difracción fue generada para diferentes CIG a partir del trazado de rayos sobre el modelo de velocidad (figura 3) y la geometría de adquisición del set COPORO sintético.

3.2. Distribución de ángulo de difracción máximo en los CIG

Los atributos presentados en la sección anterior contienen información de restricciones en la iluminación de cada punto imagen a partir del modelo de velocidad y de la geometría de la adquisición sísmica. En la sección 3.1.1 se estudió la representación de la apertura en el dominio del número de onda, en el cual para cada punto imagen ξ , el ancho de la apertura sintética representa el ángulo de difracción máximo θ y la extensión radial representa el contenido frecuencial (Figura 26a). En la sección 3.1.2 se estudió la distribución de ángulos de incidencia (Φ_s , Φ_r) para cada punto imagen en un CIG. Siendo, el ángulo de difracción el resultado de la diferencia entre ángulos de incidencia asociados a la fuente y al receptor:

$$\theta = \Phi_s - \Phi_r \quad (\text{ec. 3.2})$$

En la figura 26(b) el ángulo θ está definido por una serie de rayos cero-offset disparados desde la posición “s” hasta la posición “r”. Por tanto, existe un par fuente-receptor para el cual dicha suma representa el ángulo de difracción máximo, como se indica en la figura:

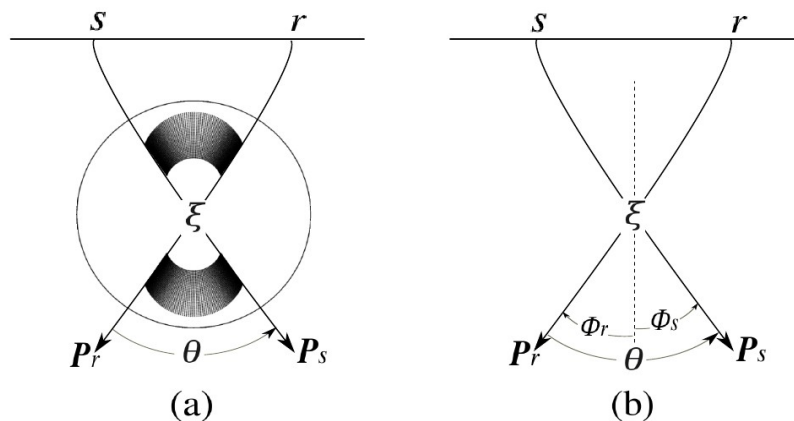


Figura 26. Ángulo de difracción máximo estimado a través de (a) la representación de la apertura en el dominio del número de onda y del (b) cálculo de los ángulos de incidencia asociados a la fuente y al receptor (Modificado de Lambaré, 2003).

Tomando como base los resultados en las figuras 22 y 23, puede declararse que el ángulo de difracción máximo es menor en cuanto a mayor profundidad este localizado en punto imagen. En la figura 27 se esquematiza la variación del ángulo de difracción máximo en función de la profundidad para una localización con x constante. Note que en cada punto imagen, se incluye además el vector número de onda, cuya longitud aumenta con la profundidad, como lo indican las relaciones presentadas en la figura 18.

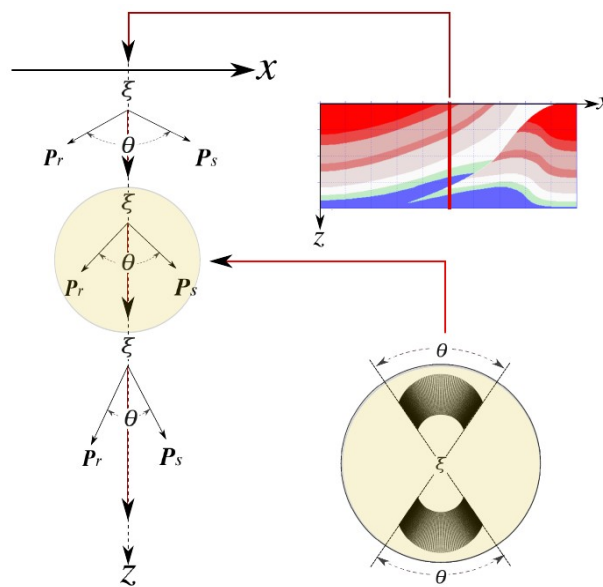


Figura 27. Variación del ángulo de difracción máximo y de la longitud del vector número de onda en función de la localización en profundidad del punto imagen.

El ángulo de difracción máximo define para cada punto imagen, el mayor ángulo de iluminación con el cual un evento es mapeado. Por lo tanto si se tiene el modelo de velocidad es posible conocer para cada CIG la distribución de ángulos de iluminación máximo, aun antes de que los CIG sean migrados, esta información puede ser usada para el estudio de la incertidumbre asociada a la estimación de la velocidad en migración. La figura 28 muestra dicha distribución asociada a diferentes CIG del modelo sintético Coporo.

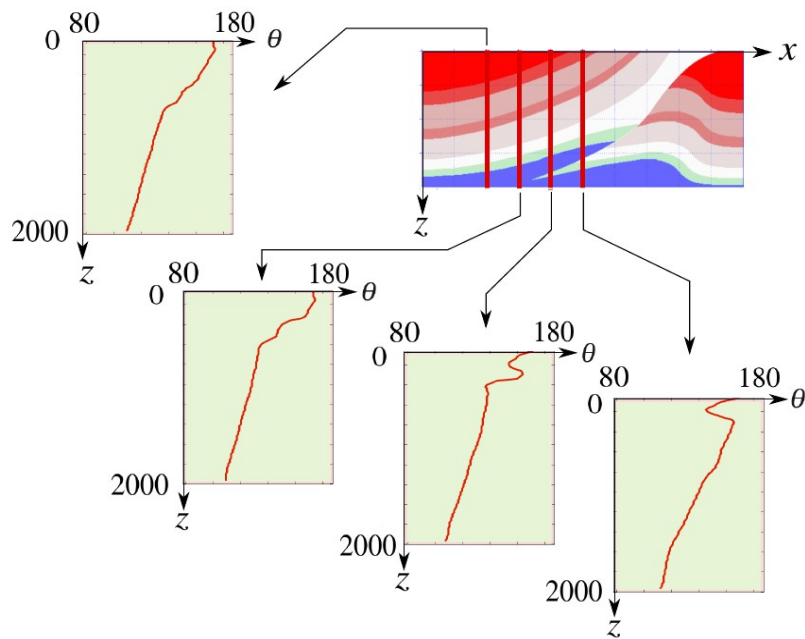


Figura 28. Distribución del ángulo de difracción máximo en diferentes CIG del modelo Coporo sintético

3.3. Estimación de Semblanzas RMO en el dominio del ángulo

El cálculo de semblanzas en el análisis de la curvatura residual sobre CIG implica la estimación de una familia de trayectorias que representen eventos sísmicos en sus posiciones migradas. Estas trayectorias según Al-Yahya (1989) pueden estimarse usando la ecuación 2.27, si los CIG migrados están en el dominio del Offset. Sin embargo, la información de limitación en iluminación estimada en la sección anterior, esta en el dominio del ángulo. Por lo que la estimación de dichas trayectorias en los CIG debe realizarse ese mismo dominio. Esto implica una transformación de la expresión presentada por Al-Yahya (ecuación 2.27) para el cálculo de semblanza en el dominio del offset, la cual según Agudelo (2005) puede darse a partir de las siguientes relaciones:

$$h = z \tan\left(\frac{\theta}{2}\right) = z_m \tan\left(\frac{\theta_m}{2}\right) \quad (\text{ec. 3.3})$$

donde h es el semi-offset, z y z_m son la profundidad correcta y la usada en la migración

respectivamente. Reemplazando la ecuación 3.3 en la ecuación 2.27 se tiene que:

$$z_m^2 = \gamma^2 z^2 + (\gamma^2 - 1) z_m^2 \tan^2\left(\frac{\theta_m}{2}\right) \quad (\text{ec. 3.4})$$

reordenando los términos y despejando Z_m tenemos:

$$z_m = \frac{\gamma z}{\sqrt{1 - (\gamma^2 - 1) \tan^2\left(\frac{\theta_m}{2}\right)}} \quad (\text{ec. 3.5})$$

finalmente el cálculo de la semblanza puede realizarse sumando amplitudes en los CIG a lo largo de la familia de trayectorias definidas por la ecuación 3.5, como sigue:

$$g(\gamma, z) = \frac{\left[\sum_{\theta_m} A(z_m, \theta_m) \right]^2}{\sum_{\theta_m} A^2(z_m, \theta_m)} \quad (\text{ec. 3.6})$$

Es posible minimizar el efecto que produce sumar amplitudes negativas y generar semblanzas con mayor claridad usando la siguiente expresión:

$$g(\gamma, z) = \frac{\sum_{\theta_m} A^2(z_m, \theta_m)}{\theta_m^2} \quad (\text{ec. 3.7})$$

Para ilustrar el cálculo de la semblanza, tomemos solo un evento sísmico de un CIG en el dominio de ángulo y supongamos que ha sido migrado con la velocidad correcta, como se ilustra en la figura 29(a). Ahora usando la ecuación 3.7 se estima una familia de trayectorias, que se representan en la figura 29(b) mediante líneas azules, donde cada curva está asociada a un valor γ . De este modo, la semblanza para dicho evento se construye sumando amplitudes sobre las trayectorias previamente definidas, como lo indica la ecuación 3.6 y 3.7. La semblanza resultante (figura 29c) muestra máxima coherencia en $\gamma=1$, lo que concuerda con nuestra suposición de evento migrado con la velocidad correcta.

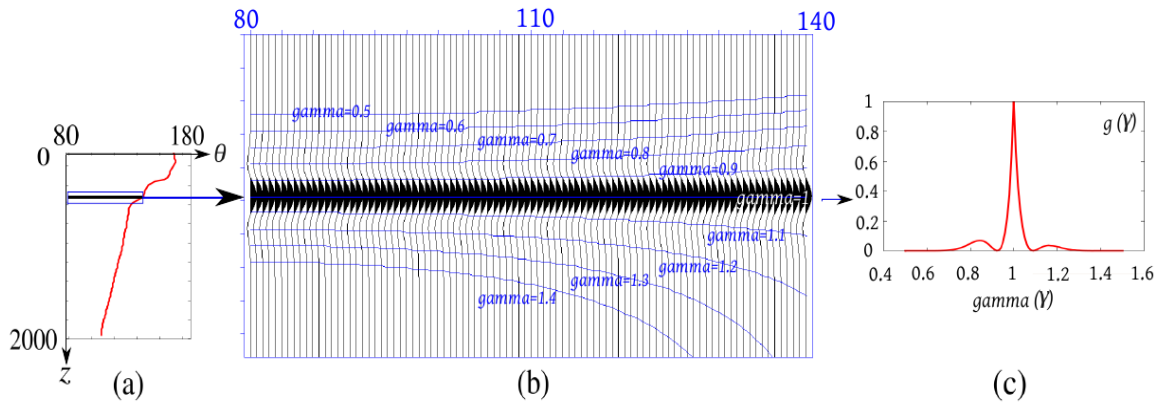


Figura 29. Representación del cálculo de una semblanza RMO. (a) Evento en CIG migrado con la velocidad correcta, (b) familia de trayectorias de sumatoria, (c) semblanza RMO para el evento correspondiente.

Si asumimos que todos los eventos del CIG son perfectamente planos y repetimos el proceso esquematizado en la figura 29, para cada profundidad z en el gather, se obtiene la semblanza $g(\gamma, z)$ representada en el figura 30.

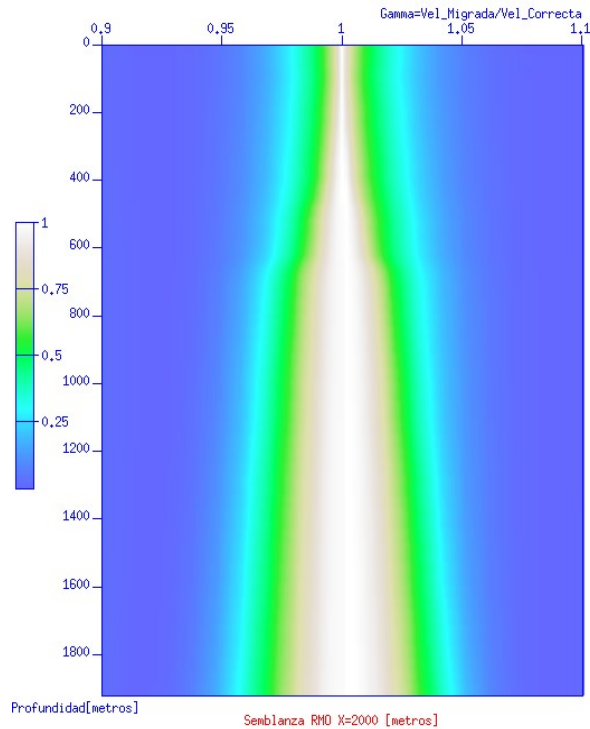


Figura 30. Semblanza RMO estimada usando el ángulo de difracción máximo como función límite del offset y asumiendo que todos los eventos en el CIG No 2000 han sido migrados con la velocidad correcta

3.4. Análisis de resolución en medidas de coherencia: Semblanza RMO en MVA

El objetivo de esta sección es probar que la resolución vertical obtenida en semblanzas RMO durante el proceso de análisis de velocidad en migración esta directamente relacionado con el contenido frecuencial y que la resolución lateral depende del ángulo de incidencia máximo en los CIG migrados en ángulo. Para ilustrar la primera hipótesis se ha construido un CIG (figura 31a) en el cual todos los eventos son planos, además se ha supuesto que todos los eventos sin importar la profundidad han sido mapeados con un amplio rango de ángulos de difracción. Para simular el efecto de la atenuación de altas frecuencias en la señal sísmica con el tiempo, los eventos que conforman el CIG han sido filtrados, de modo que el contenido frecuencial disminuya con la profundidad como lo indican los espectros de amplitud en la figura 31(b).

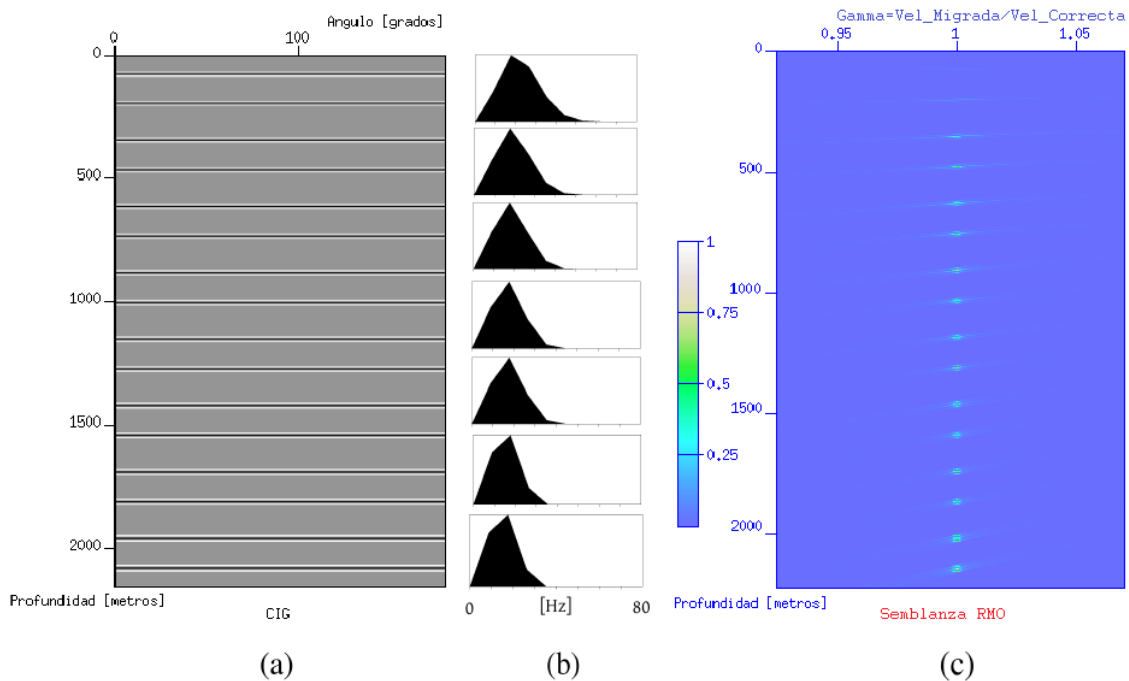


Figura 31. Simulación de la atenuación de altas frecuencias con la profundidad en (a) un CIG filtrado en frecuencia como lo indican los (b) espectros de amplitud correspondientes a los eventos sísmicos en profundidad del CIG. (c) Semblanza RMO asociada al CIG en (a).

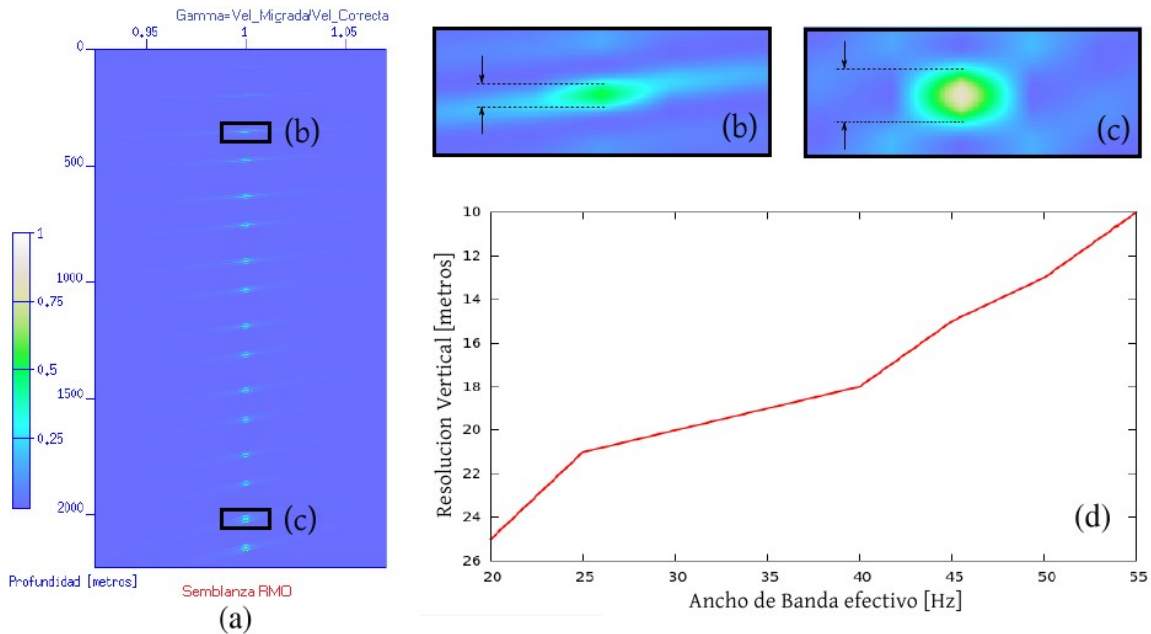


Figura 32. Análisis de resolución vertical en una (a) semblanza RMO asociado al CIG en la figura 31a. Nótese que el evento en (b) asociado a un reflector somero de mayor contenido frecuencial puede representarse en la semblanza RMO con mayor resolución que el evento en (c) asociado a un reflector de menor contenido frecuencial. La relación entre resolución y ancho de banda efectivo se representa en (d), a mayor contenido frecuencial mayor resolución.

La figura 31(c) muestra la semblanza RMO obtenida mediante el proceso descrito en la sección 4.2. Note que la máxima coherencia para todos los eventos se localiza sobre el eje de valores $\gamma=1$. Sin embargo, las zonas de alta coherencia tienen mayor espesor para reflectores profundos que para reflectores someros, como se ilustra en las figuras 32(b) y 32(c). Este cambio en la resolución de las zonas de alta coherencia en las semblanzas RMO esta asociado al contenido frecuencial de cada reflector, esta relación puede obtenerse a partir de los resultados encontrados y es presentada en la figura 32(d), en donde el ancho de banda efectivo se refiere a la máxima frecuencia usada para filtrar cada reflector. Como lo indican los resultados obtenidos, la relación entre la resolución en la semblanza RMO y el contenido frecuencial es monótonica creciente. Eventos de reflexión sísmica con alto contenido frecuencial, pueden representarse en una semblanza RMO con resolución vertical de aproximadamente 10 metros; mientras que la resolución vertical para eventos con bajo contenido frecuencial disminuye 250%, siendo aproximadamente 25 metros.

Para ilustrar que la resolución horizontal en una semblanza RMO depende del ángulo de difracción máximo, se ha construido el CIG de la figura 33(a), en la cual para fines ilustrativos se representan sólo algunos eventos, en relación como el número total de eventos usados para el cálculo de la semblanza. Cada uno de estos eventos tiene el mismo contenido frecuencial, sin importar a que profundidad se encuentren en el CIG (como lo indica el espectro de amplitud en la figura 33b). Sin embargo, en este CIG se ha incluido el efecto de la geometría de adquisición a través de la inclusión del ángulo de difracción máximo, siendo menor a mayor profundidad (como lo indica la figura 28 en la Sección 3.2). La semblanza resultante se muestra en la figura 33(c), en donde la variación de la coherencia muestra que la resolución lateral es mayor para eventos reflectivos someros mapeados con ángulos de difracción grandes; que para eventos profundos mapeados con ángulos de difracción pequeños.

El análisis de la resolución lateral en las semblanzas RMO es la base para la estimación de errores en velocidad propuesta en esta investigación, debido a que en el eje lateral de las semblanzas RMO se representan valores γ , los cuales son una relación entre la velocidad correcta y la velocidad usada durante el proceso de migración. Esta metodología es discutida en detalle en la siguiente sección.

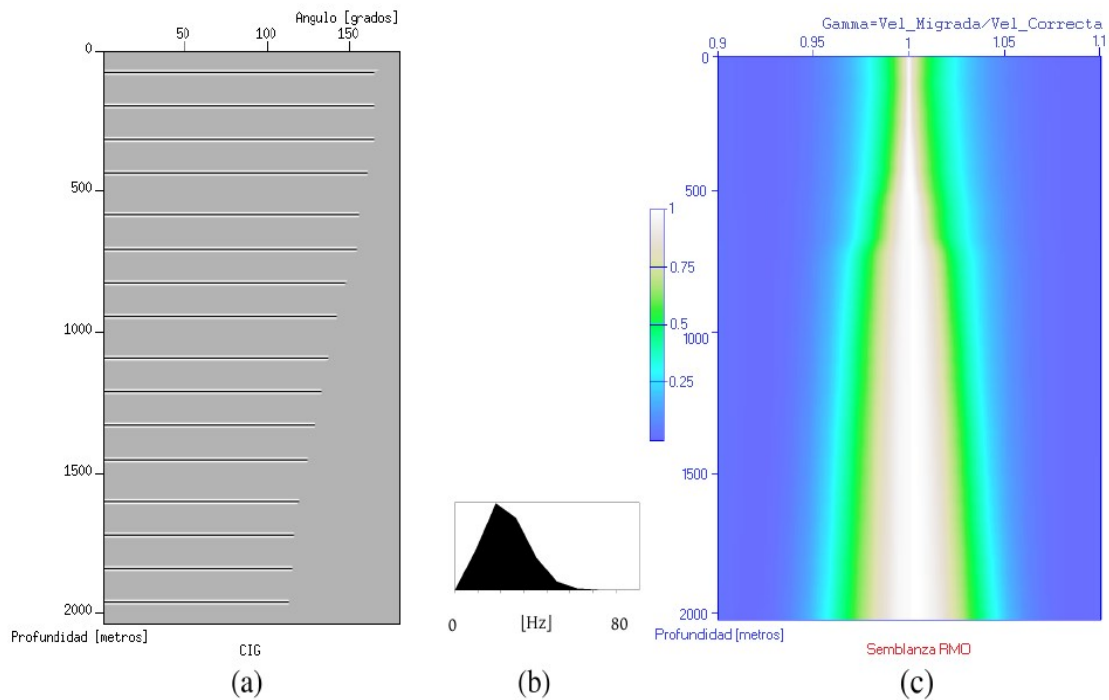


Figura 33. (a) Algunos eventos reflectivos en el CIG $x=2000$, representados tomando en cuenta la distribución del ángulo de difracción máximo. Cada uno de los cuales tiene el mismo contenido frecuencial, como lo indica (b) el espectro de amplitud asociado. (c) Semblanza RMO estimada usando la distribución de ángulo de difracción máxima mostrada en (a) pero asumiendo un reflector plano por cada ángulo de difracción en profundidad.

3.4.1. Cálculo de mapas de error en velocidad

La estimación de la incertidumbre asociada a velocidades puede llevarse a cabo mediante el análisis de resolución en semblanzas RMO (calculadas según la metodología presentada en la sección 3.3), debido a que la resolución lateral en esas semblanzas es una medida de la precisión con la que las velocidades pueden ser estimadas. Dicha resolución lateral puede expresarse en función del parámetro γ (gama), el cual es un indicador de que tanto la velocidad de migración se aproxima a la velocidad correcta (ver sección 3.4). De este modo, el error en velocidades puede medirse directamente de las semblanzas RMO, calculando el ancho de la resolución lateral. Sin embargo, como la estimación de esta relación involucra el factor de error humano, se hace necesario tener en cuenta un criterio de precisión en el picado de las semblanzas RMO, el cual para esta investigación se asume

es 50%. Para ilustrar este hecho se considera la semblanza RMO estimado a partir de CIG $x=2000$ del modelo COPORO (figura33c) y se estima el rango de posibles valores γ , el cual se representa mediante líneas azules en la figura 34.

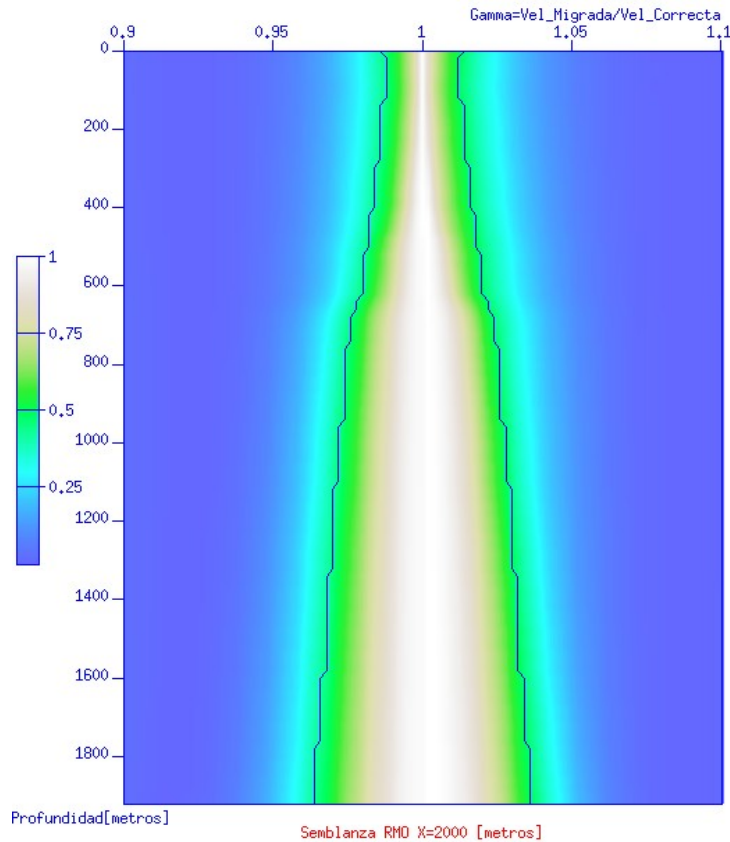


Figura 34. Semblanza RMO, en el CIG No. 2000, del set de datos COPORO.

Las semblanza usadas para este análisis deben ser discretizadas con un número suficiente de nodos, de tal forma que pequeñas variaciones puedan registrarse. Para el caso del set de datos COPORO todas las semblanza, incluyendo la correspondiente al CIG No.2000 mostrada en la figura 34, fueron representadas por una grilla de 101x97 nodos. Los cuales permiten representar variaciones en el espacio de la semblanza de hasta 0.002γ en el eje horizontal y 20.6 metros en el eje vertical. El siguiente pseudocódigo ilustra el cálculo del error en velocidad a partir de medidas de resolución lateral sobre semblanzas RMO:

```

for(int i=0; i<n2; i++) { //n2: No. nodos en profundidad
  for(int j=(n1/2); j<n1; j++) { //n1: No. nodos en el eje gamma
    if(SEMBLANCE[i][j] < CPP) { //CCP:Criterio de Presión en el Picado=0.5
      ErrorVelocidad= (2 x ( j - (n1/2) ) x (Δgamma) ) ); //Resolución Lateral
    j=n1;} //Δgamma = (gamma.max - gamma.min) / n1 = 0.002 } }

```

Una vez se ha definido el ancho de la resolución lateral, esta puede expresarse como un múltiplo de gamma (γ), y puede definirse una función del error en velocidad para cada profundidad en la semblanza RMO. La figura 35 muestra esta función para el CIG No.2000 de la figura 34.

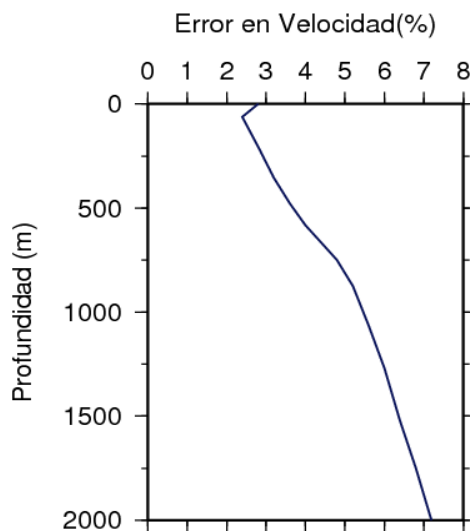


Figura 35. Error en velocidad expresado en porcentaje para el CIG No.2000 del set de datos COPORO sintético.

Repitiendo este proceso puede generarse una función error en velocidad para cada CIG seleccionado del set de datos. De esta manera, es posible construirse un mapa de error en velocidad. La figura 37 muestra el mapa de error resultante para el set de datos COPORO.

3.4.2. Cálculo de mapas de error en profundidad

El objetivo final de la migración PSDM es proporcionar una imagen no distorsionada del medio de estudio, en la cual la estructura geológica se posiciona en profundidad. Sin embargo, este posicionamiento en profundidad tiene un error asociado, el cual puede ser estimado usando la metodología presentada en esta sección. Dicha metodología se basa en el que los errores en posicionamiento son una consecuencia directa de la incertidumbre en las velocidades (Pon y Lines, 2005).

En la figura 36 se esquematiza la metodología propuesta para la estimación de mapas de error en profundidad, la cual consiste en partir del mejor campo de velocidades (**M**) obtenible de los datos y su mapa de error en velocidad (**E**) asociado, calculado según la metodología presentada en la figura 19. Luego, usando la ecuación 3.8 deben estimarse campos de velocidad asociados a bajas y altas velocidades en el rango de errores estimados. Sin embargo, como el mapa de errores en velocidad (**E**) esta asociado a velocidades promedio, las velocidades del modelo (**M**) estimado a partir de los datos deben ser previamente convertidas a velocidades promedio.

$$V(M, E) = M \pm [M \times (\frac{E}{100})] \quad (\text{ec. 3.8})$$

Una vez los modelos han sido estimados mediante el uso de la ecuación anterior, estos deben ser convertidos nuevamente a velocidades intervalo, esta conversión puede llevarse a cabo por medio de la ecuación de Dix (ecuación 2.30). Luego los modelos intervalo resultantes deben ser migrados, para obtener secciones sísmicas en profundidad que representen el posicionamiento máximo y mínimo para cada evento reflectivo. Una vez las imágenes sísmicas han sido obtenidas, es posible construir un mapa de error en profundidad a través del picado y comparación de los horizontes en profundidad en cada sección PSDM.

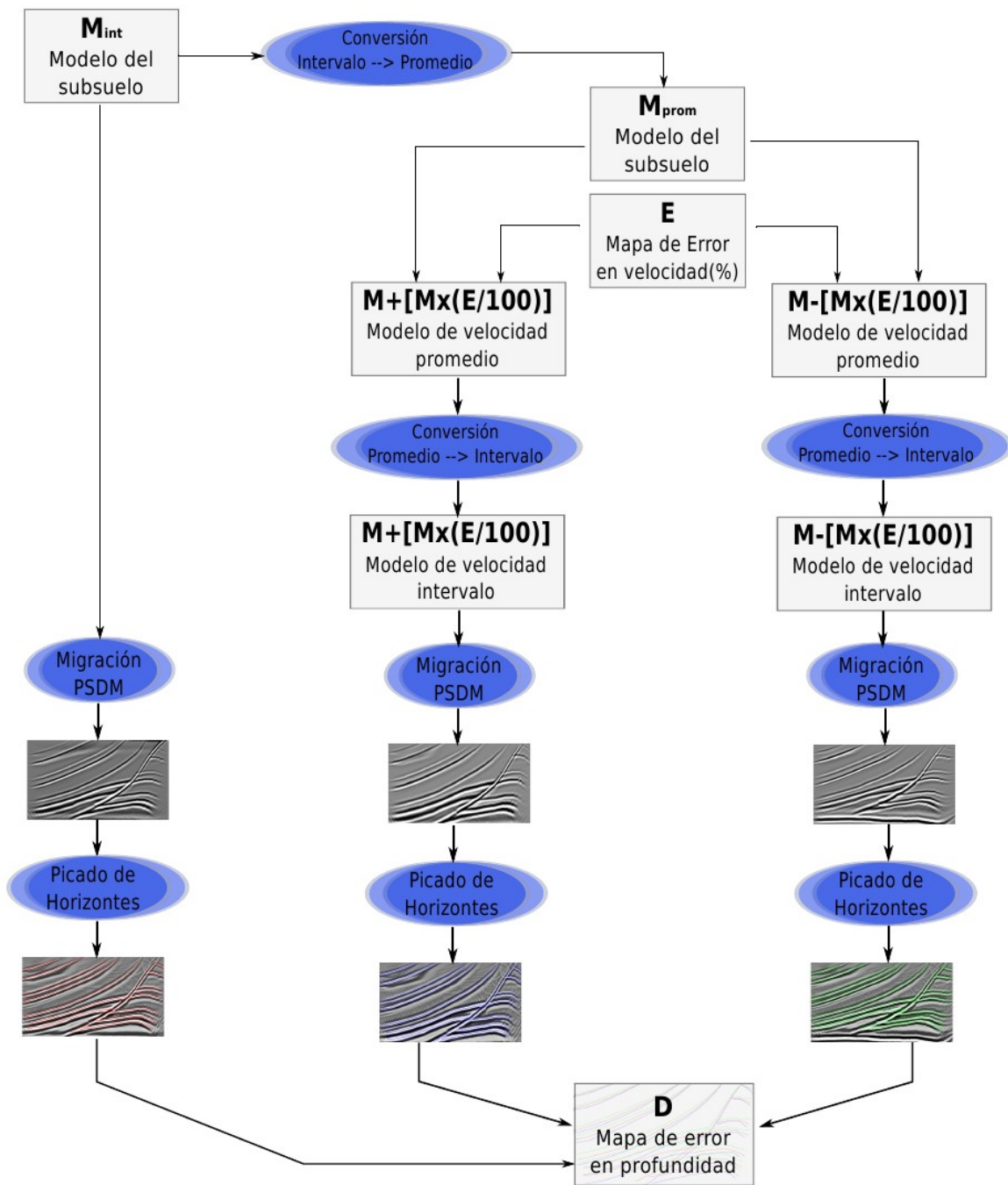


Figura 36. Metodología propuesta para la estimación de errores en profundidad asociados a la imagen sísmica PSDM.

Para ilustrar y probar la metodología propuesta se usa el campo de velocidad correcto (figura 3) del caso de estudio COPORO Sintético y su mapa de error en velocidad asociado (figura 37). Como se indica en la metodología propuesta, el primer paso es generar modelos de velocidad que incluyan los errores estimados. Esto se logra mediante el uso de la ecuación 3.8. Los modelos de velocidad resultantes se muestran en las figuras 38 y 39, los cuales representan el modelo de velocidad correcto con los errores adicionados y substraídos respectivamente. Luego, cada modelo se usa para migrar el set de datos sísmico. La figura 40(a) muestra la sección PSDM resultante de la migración usando el modelo correcto (figura 3); mientras que las figuras 41(a) y 42(a) muestran las secciones PSDM resultantes de la migración, usando los modelos de velocidad: $M+[M \times (E / 100)]$ (figura 38) y $M-[M \times (E / 100)]$ (figura 39) respectivamente. La comparación de la localización de los eventos sísmicos en las diferentes imágenes PSDM generadas, permite construir el mapa de error en posicionamiento de reflectores (sección 4.7). La figura 45 muestra el mapa de error en posicionamiento resultante para el caso de estudio COPORO.

4. Resultados

4.1 Caso de estudio Coporo Sintético

En esta sección se presentan los resultados asociados al set de estudio Coporo, el cual fue presentado en la sección 1.3.1.

4.1.1. Mapa de error en velocidad.

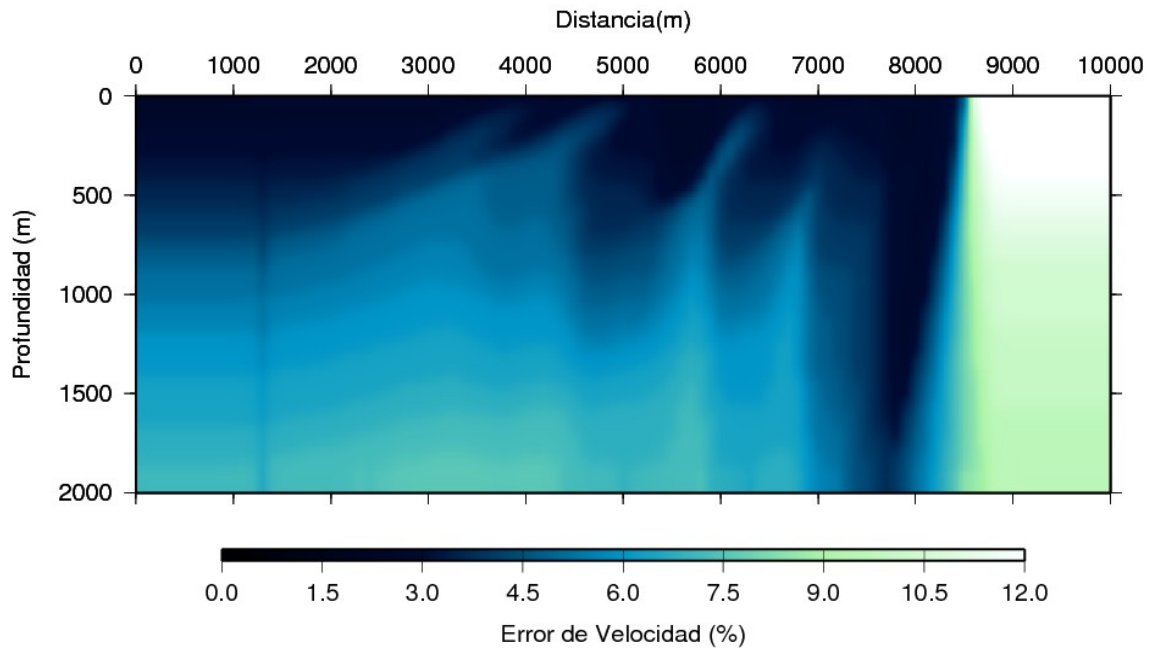


Figura 37. Mapa de error en velocidad expresado en porcentaje, asociado al set de datos sísmico Coporo sintético.

La figura 37 muestra el mapa de error resultante para el set de datos del modelo COPORO, en el cual se aprecia que los errores en las zonas someras entre los 0 y 8500 metros, son en general menores al 5%; mientras que para zonas profundas están alrededor de 9%, también existe una zona en el extremo derecho del modelo en donde los errores son mayores (12%) que en el resto de la sección. Esto puede estar asociado a que esta zona se localiza bajo la falla principal de la estructura (ver figura 3-capítulo 1). Además, se aprecia en el extremo izquierdo una correspondencia entre el cambio de errores en velocidad y el buzamiento de la primeras capas del modelo COPORO. La geometría de las correspondencias encontradas no es exacta, pero son interesantes teniendo en cuenta que la sección no ha sido migrada.

4.1.2. Modelo de velocidad $M+[Mx(E/100)]$.

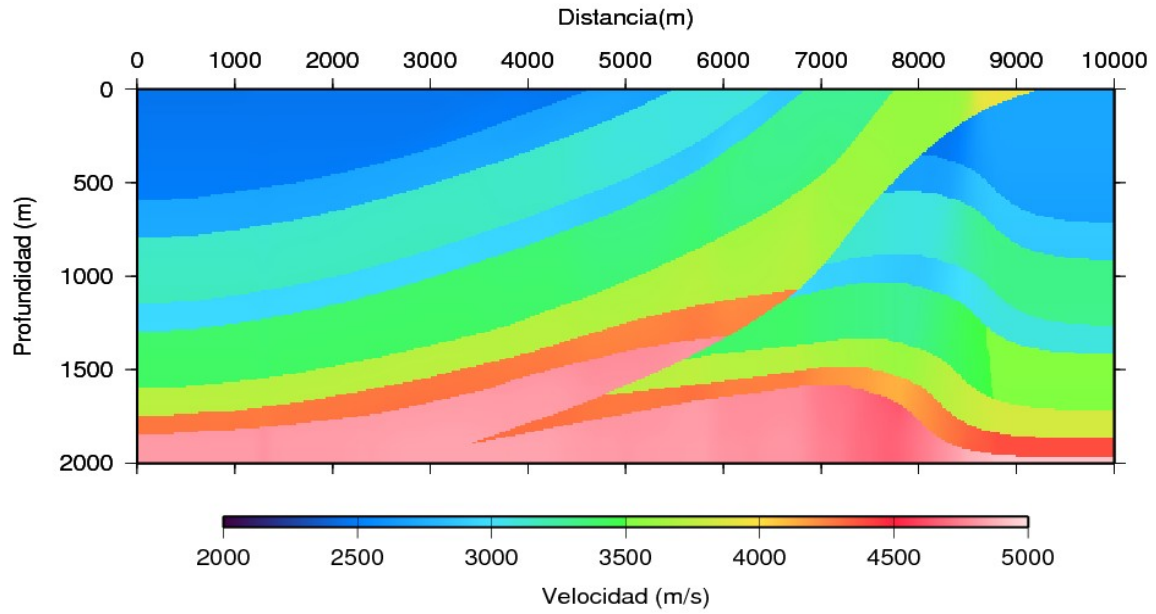


Figura 38. Modelo de Velocidad $M+[Mx(E/100)]$ para el caso de estudio COPORO Sintético.

4.1.3. Modelo de velocidad $M-[Mx(E/100)]$.

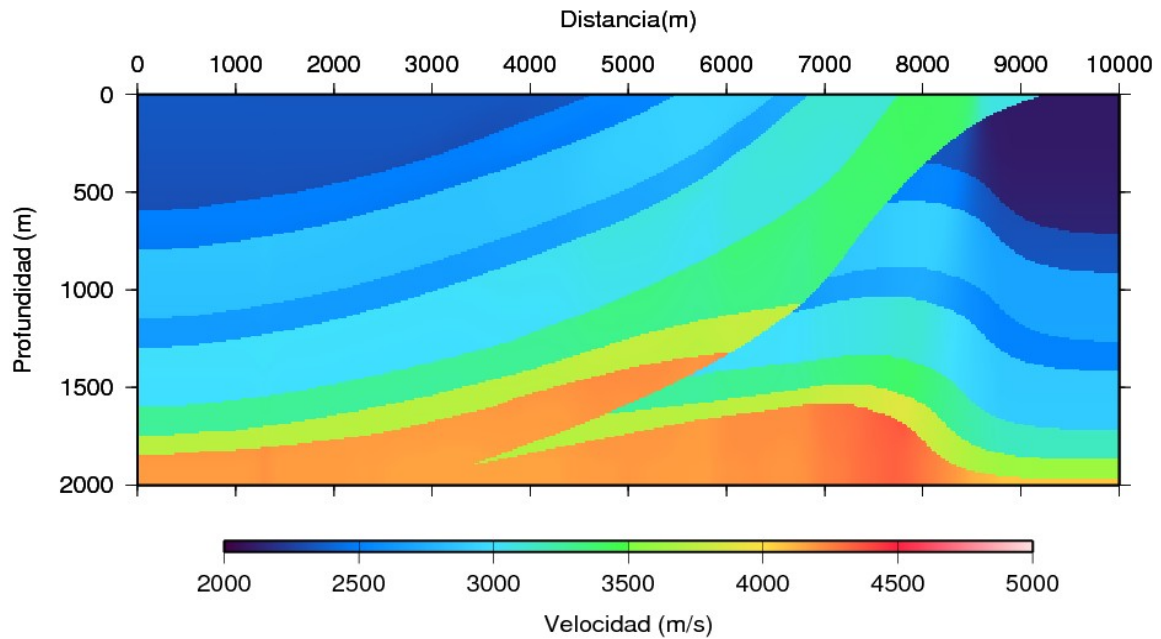
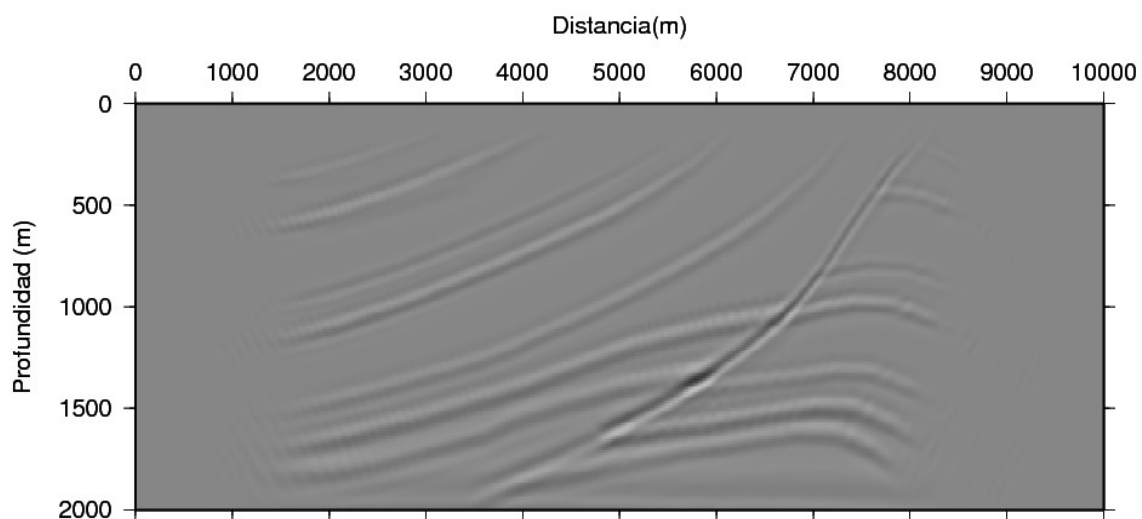
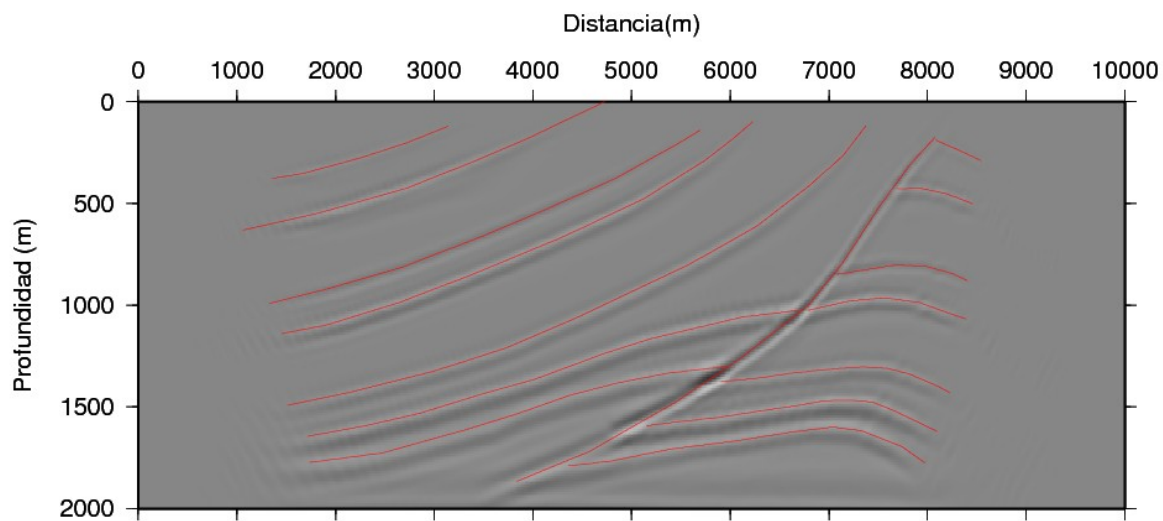


Figura 39. Modelo de velocidad $M-[Mx(E/100)]$ para el caso de estudio Coporo Sintético.

4.1.4. Imagen PSDM correspondiente a migración con el modelo de velocidad 100%.



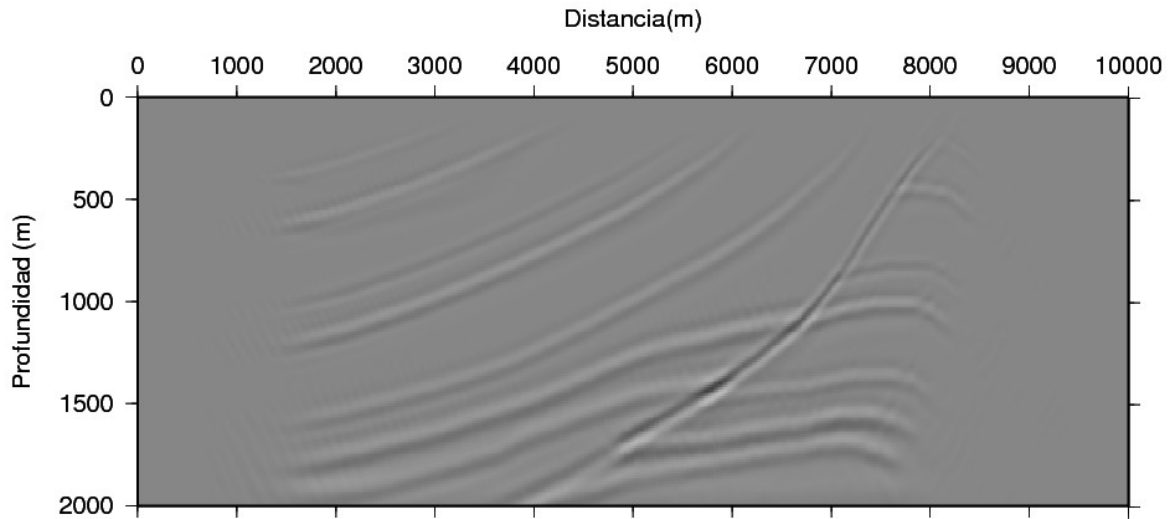
(a)



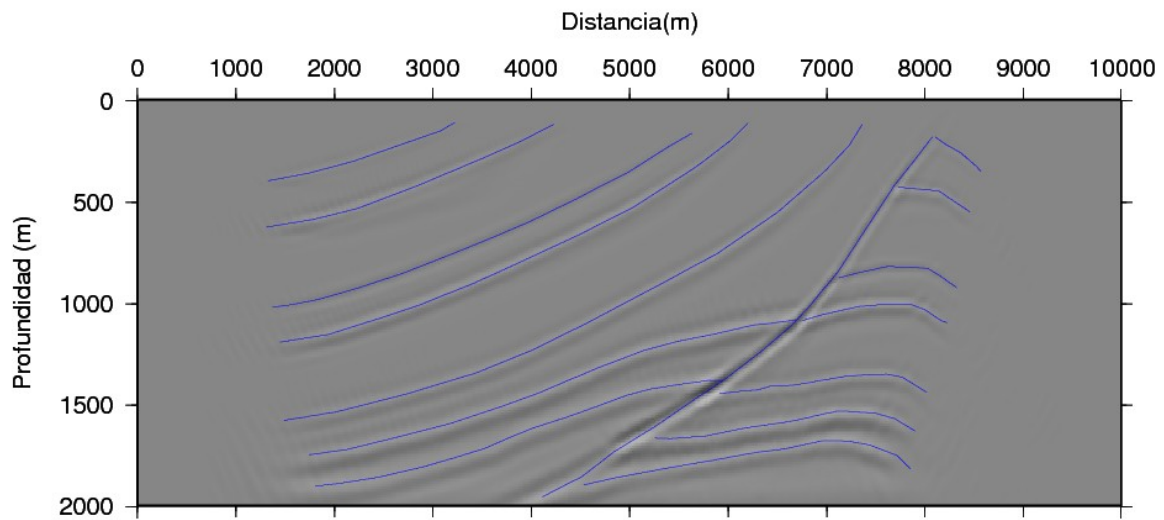
(b)

Figura 40. (a) Sección PSDM y (b) horizontes asociados a la migración del set de datos COPORO usando el modelo de velocidad 100% (Figura 3).

4.1.5. Imagen PSDM correspondiente a migración con el modelo $M+[Mx(E/100)]$.



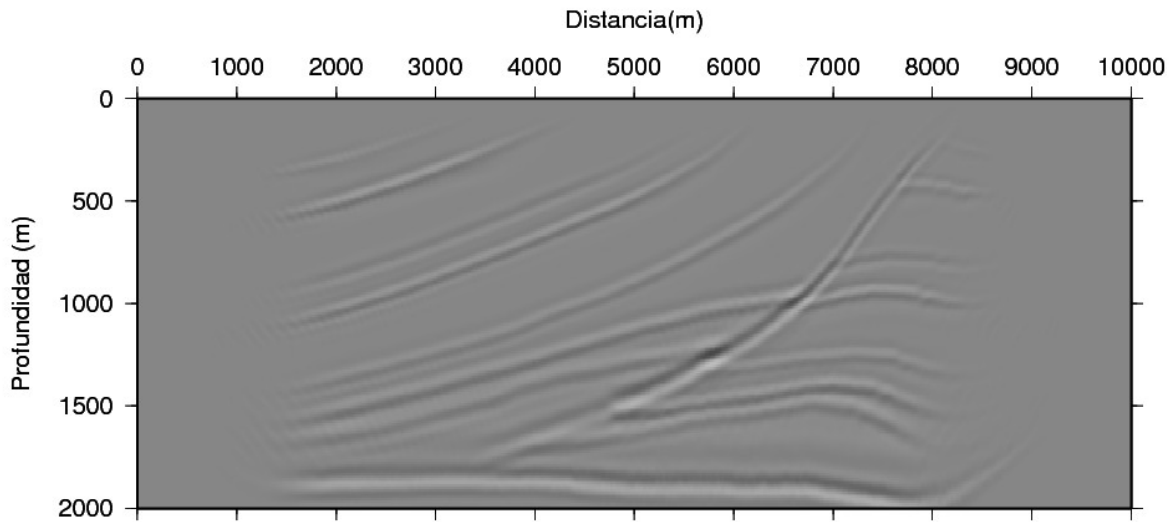
(a)



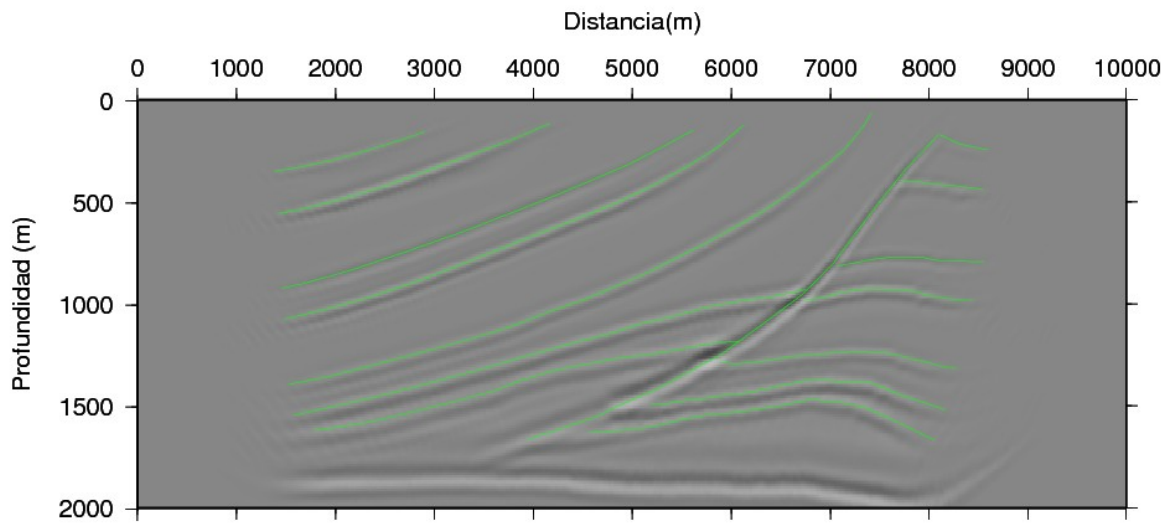
(b)

Figura 41. (a) Sección PSDM y (b) horizontes asociados a la migración del set de datos COPORO usando el modelo de velocidad (Figura 38).

4.1.6. Imagen PSDM correspondiente a migración con el modelo $M-[Mx(E/100)]$.



(a)



(b)

Figura 42. (a) Sección PSDM y (b) horizontes asociados a la migración del set de datos COPORO usando el modelo de velocidad (Figura 39).

4.1.7. Análisis cuantitativo del posicionamiento de reflectores sísmicos.

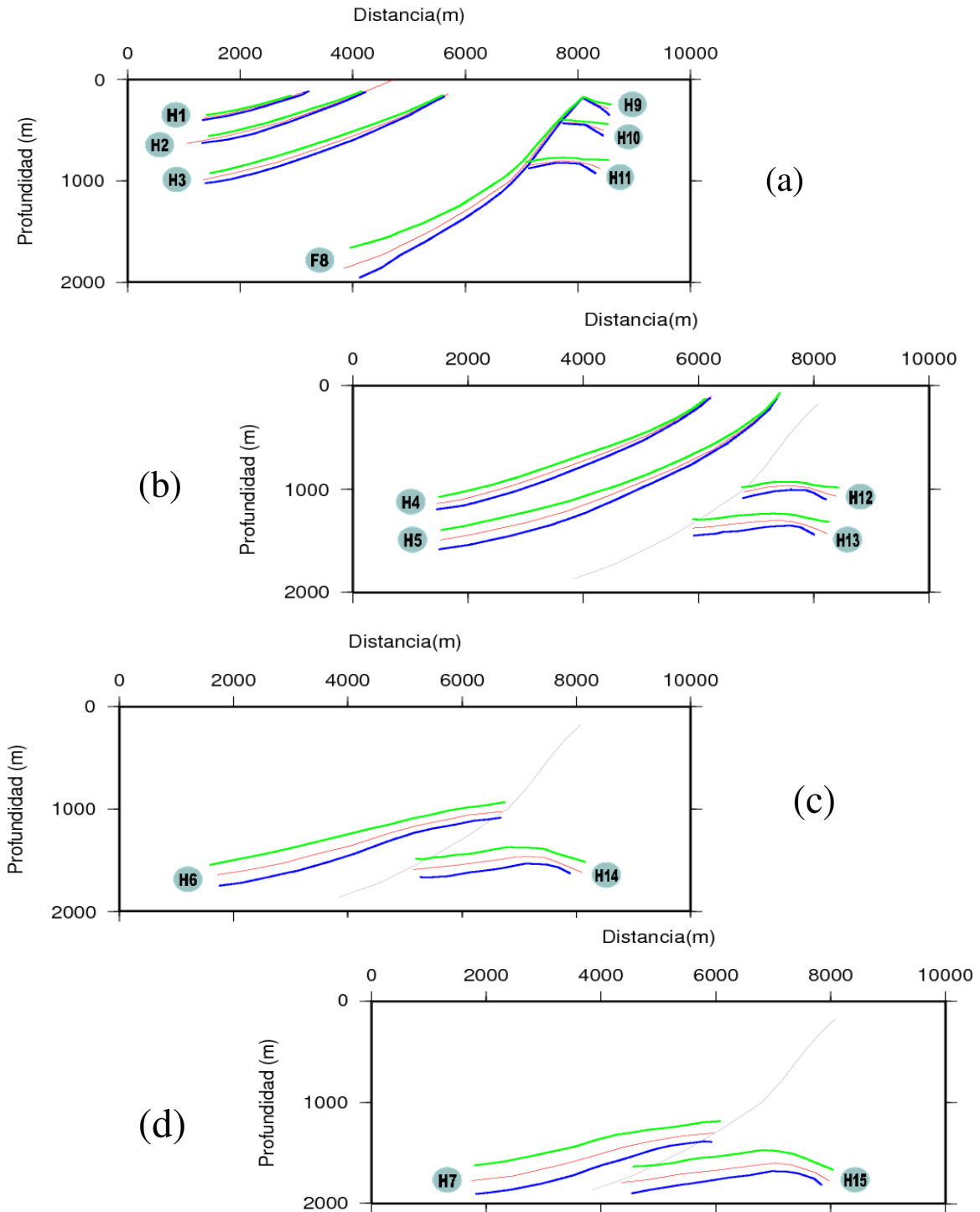
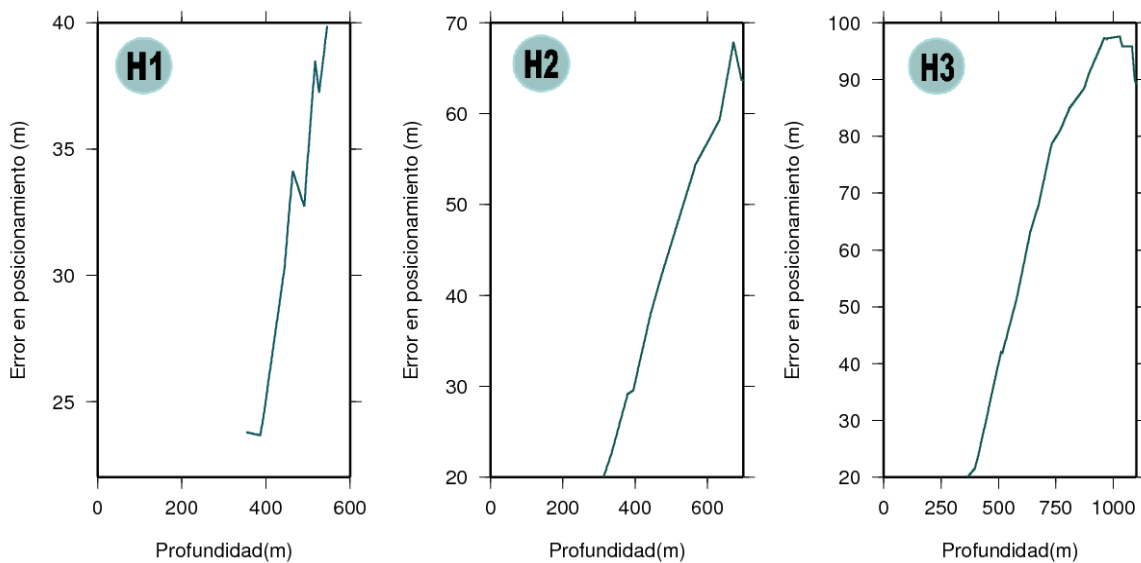


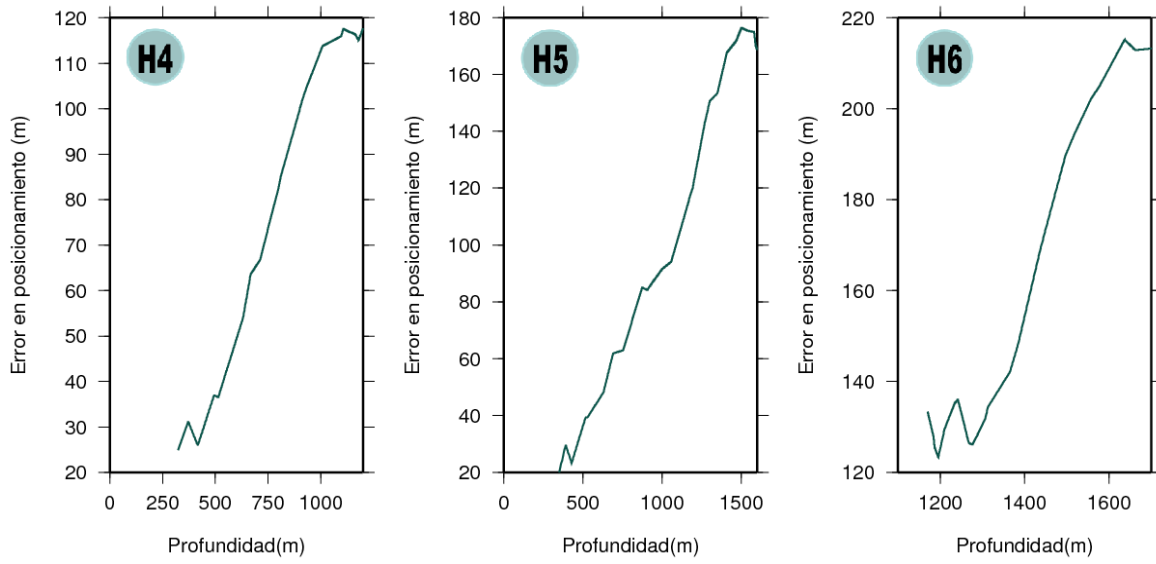
Figura 43. Rango posible de posicionamiento de reflectores sísmicos en la imagen Coporo PSDM.

En la figura 43 se muestra la localización de cada horizonte y de la falla (identificada como F8) del modelo COPORO. La correcta posición se representa mediante los horizontes rojos, mientras que los horizontes en verde y azul representan el posicionamiento de la estructura asociado al rango de errores estimado. Horizontes en azul corresponden al producto de la migración del set de datos usando el modelo de la figura 38 y los horizontes en verde corresponden a migrar con el modelo de la figura 39.

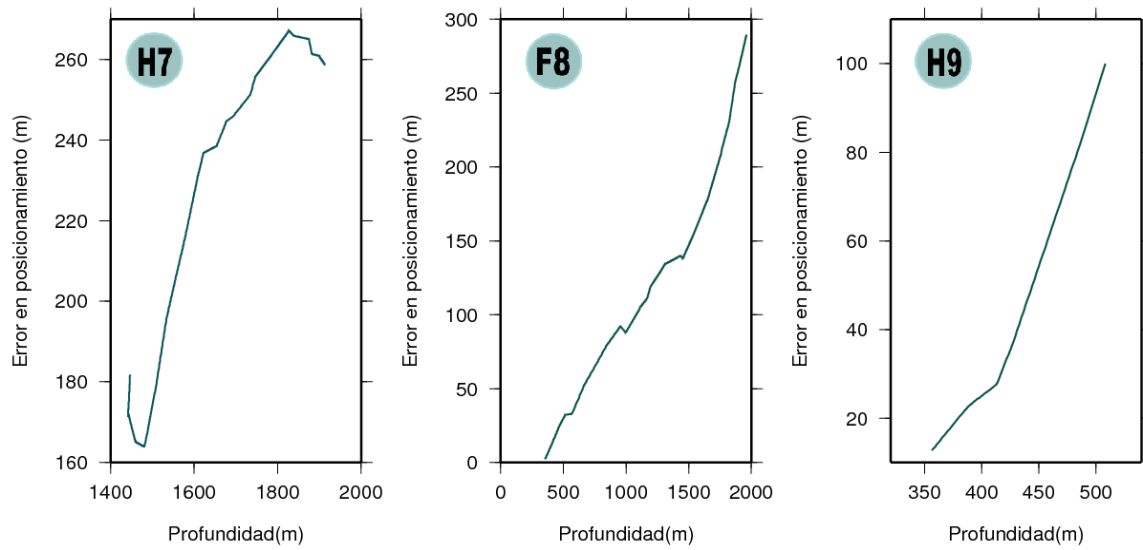
4.1.8. Errores en el posicionamiento en la PSDM para diferentes reflectores.



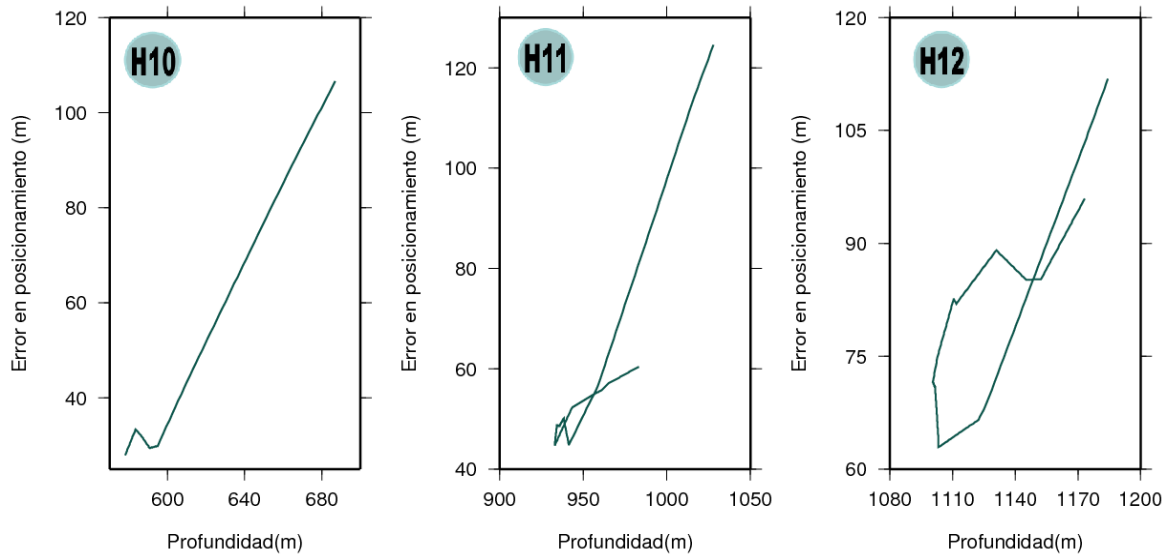
(a)



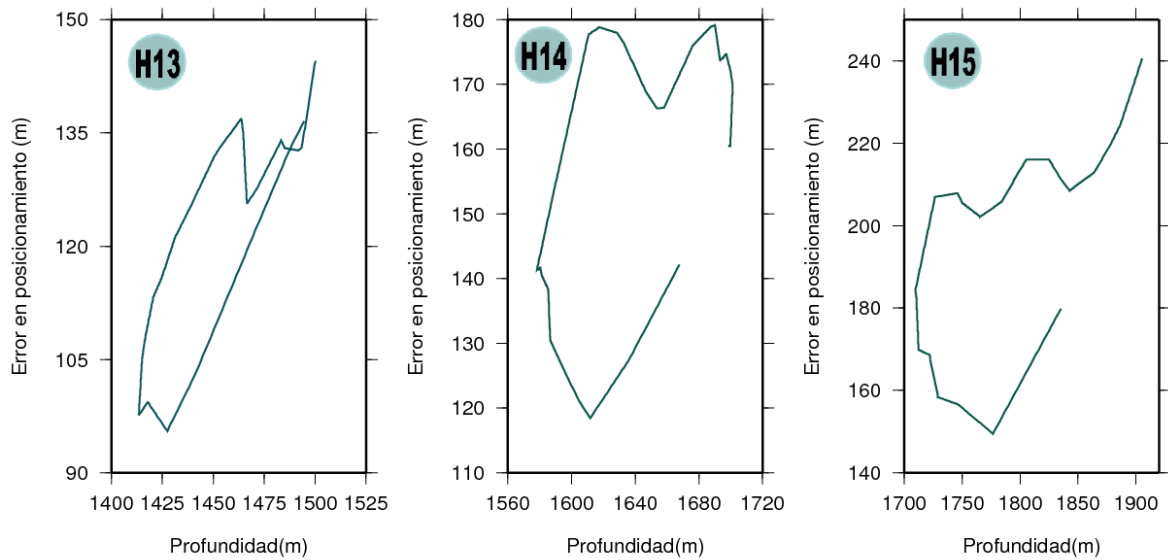
(b)



(c)



(d)



(e)

Figura 44. Error en posicionamiento en profundidad para los reflectores (a) H1, H2.H3, (b) H4, H5, H6, (c) H7, la falla (F8), H9 (d) H10, H11, H12, (e) H13, H14 y H15 en la imagen PSDM del caso de estudio Coporo, obtenidos a partir de la información en la figura 43.

4.1.9. Mapa de error en profundidad

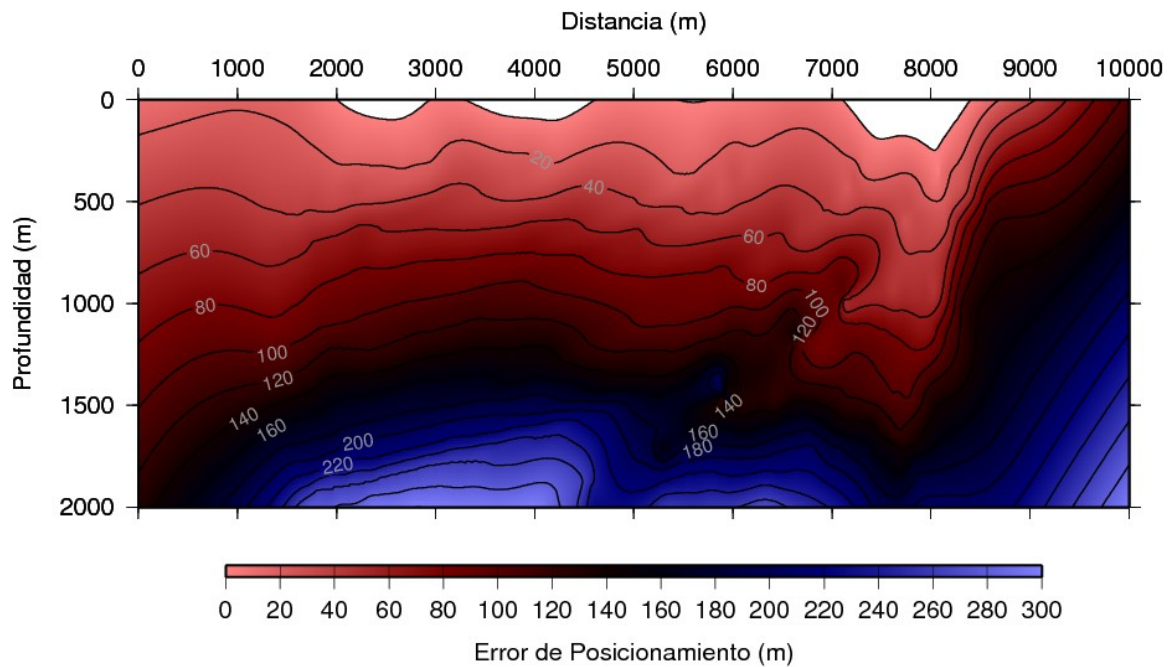


Figura 45. Mapa de Error en el posicionamiento de reflectores sísmicos en la imagen PSDM, para el caso de estudio COPORO.

La figura 45 representa el error en el posicionamiento de reflectores sísmicos en la imagen PSDM para el caso de estudio COPORO. El mapa fue construido a partir de la información contenida en las figuras 43 y 44. El error en el posicionamiento de reflectores sísmicos se ilustra en el mapa usando colores que van desde tonos rojizos para zonas de baja incertidumbre, hasta tonos azules que identifican zonas de mayor incertidumbre. Además, el mapa incluye una serie de curvas, cada una de ellas asociada a un valor de error particular. El cambio en la tendencia de estas curvas permiten identificar claramente la falla del modelo Coporo (ver figura 3 - capítulo 1). Por otro lado, también se aprecia que a la izquierda de la falla las curvas de iso-error son paralelas a la estratificación y que la incertidumbre aumenta con la profundidad; mientras que en la zona localizada a la derecha de la falla estas curvas no presentan paralelismo con la estratificación sino con la falla misma y la incertidumbre aumenta hacia el borde del modelo.

4.2. Caso de estudio Morrosquillo

En esta sección se presentan los resultados obtenidos de la aplicación de la metodología propuesta para la estimación de la incertidumbre en la imagen PSDM, para el set de estudio Sinú, el cual fue presentado en la sección 1.3.2.

4.2.1. Mapa de error en velocidad

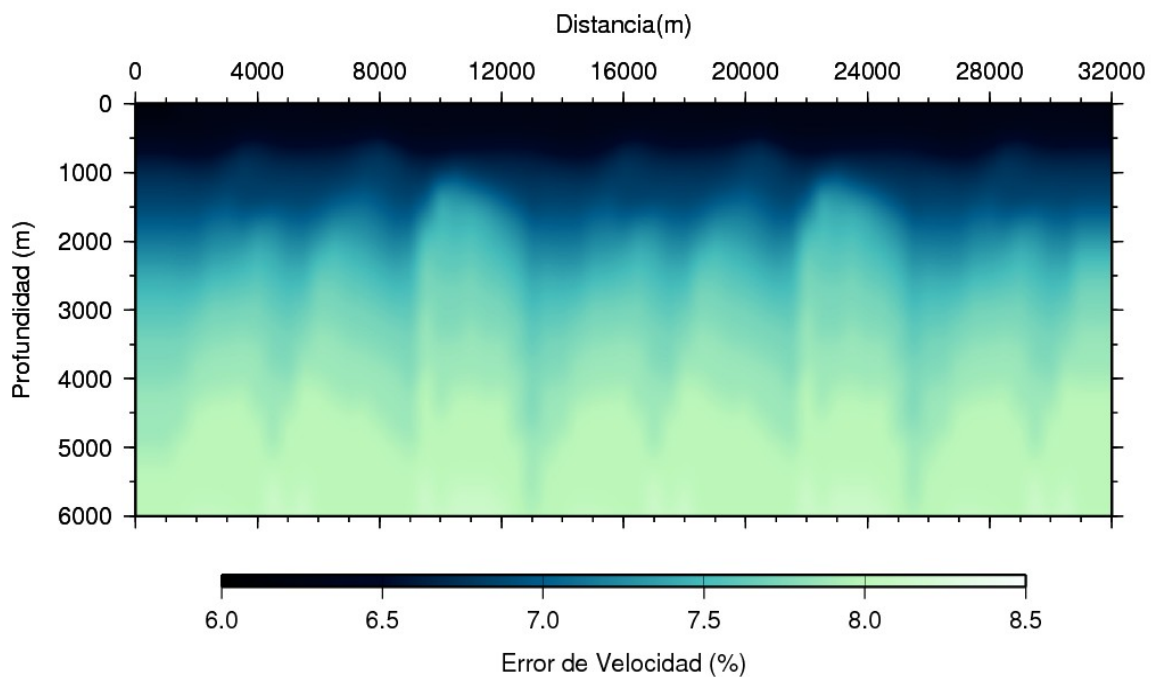


Figura 46. Mapa de error en velocidad expresado en porcentaje, asociado al set de datos Sinú.

El mapa de error en velocidad para el caso de estudio Sinú, representa la incertidumbre asociada a la estimación de la velocidades intervalo. Como se aprecia en la figura 46 los errores en velocidad de las zonas someras son menores al 6.5%, aumenta con la profundidad y alcanza valores cercanos a 8.5% en las zona más profundas (alrededor de 6Km). También se aprecia cierta correspondencia con los principales rasgos estructurales en la sección.

4.2.2. Modelo de velocidad $M+[Mx(E/100)]$

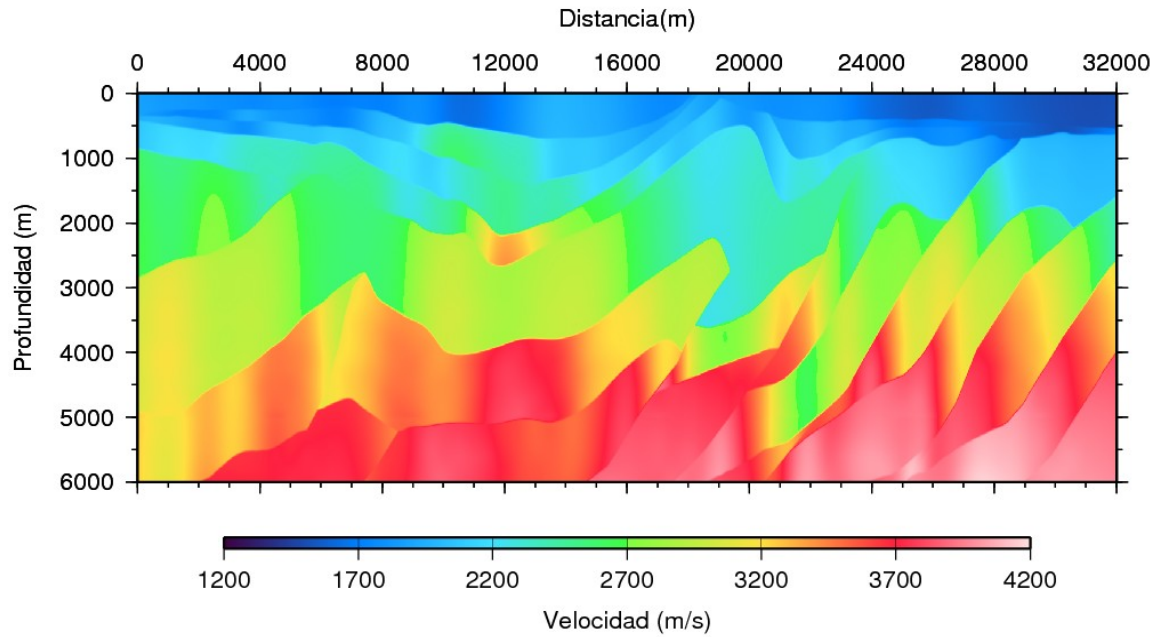


Figura 47. Modelo de velocidad $M+[Mx(E/100)]$ para el caso de estudio Morrosquillo.

4.2.3. Modelo de velocidad $M-[Mx(E/100)]$

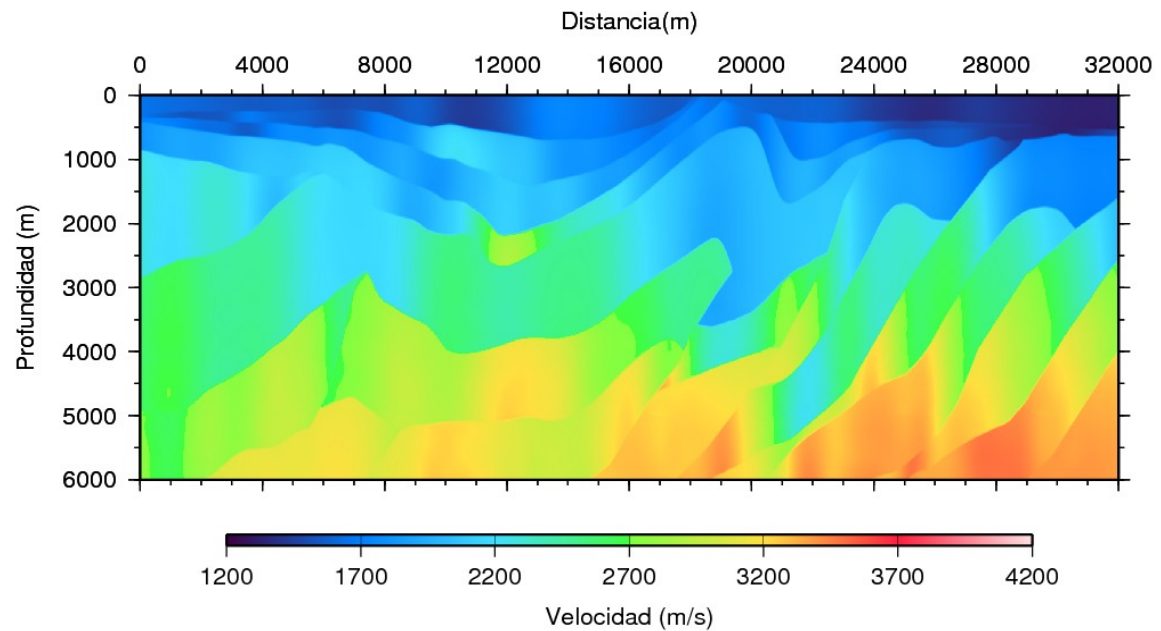


Figura 48. Modelo de velocidad $M-[Mx(E/100)]$ para en caso de estudio Morrosquillo.

4.2.4. Imagen PSDM resultante de migración con el modelo generado a partir de los datos

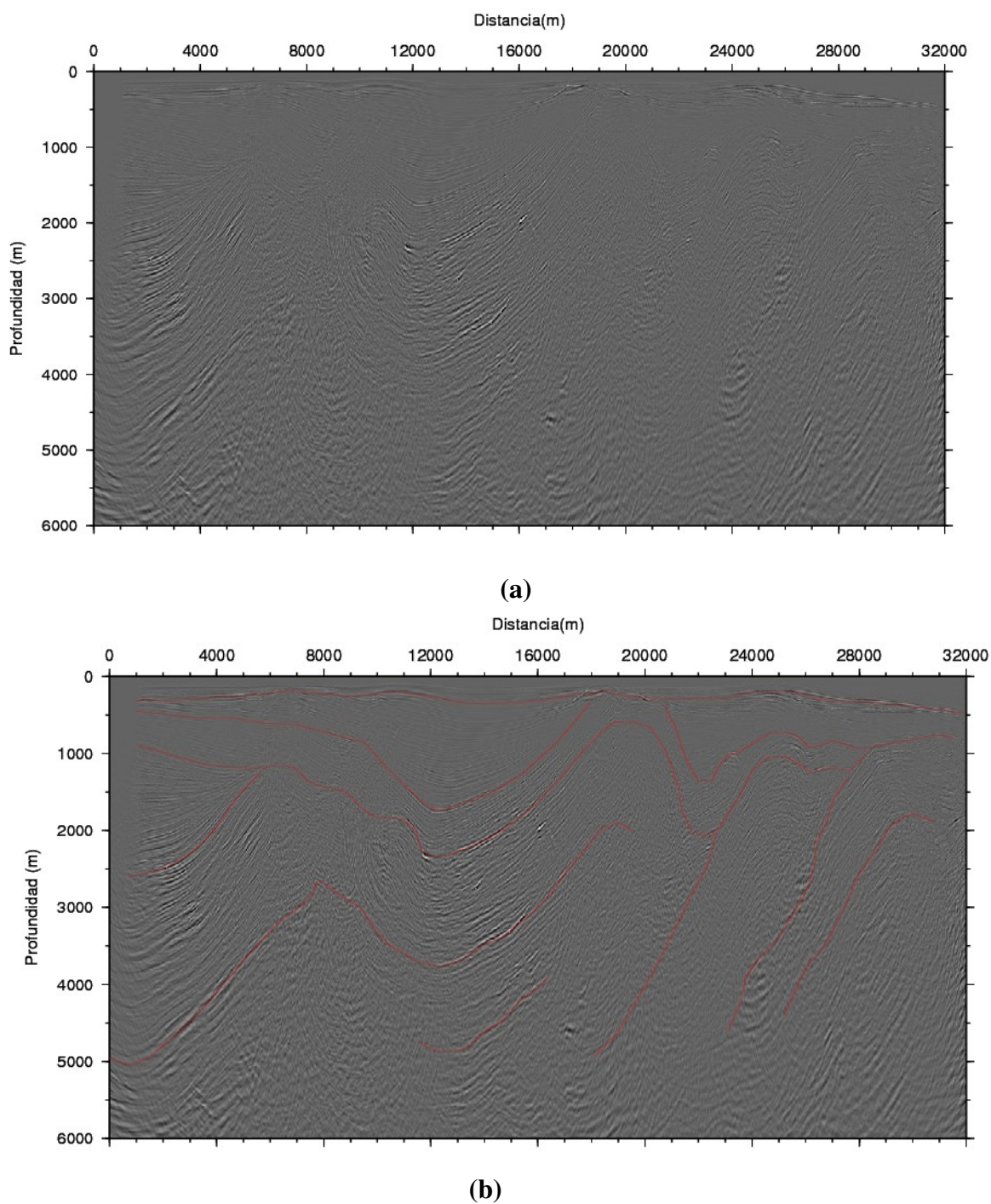
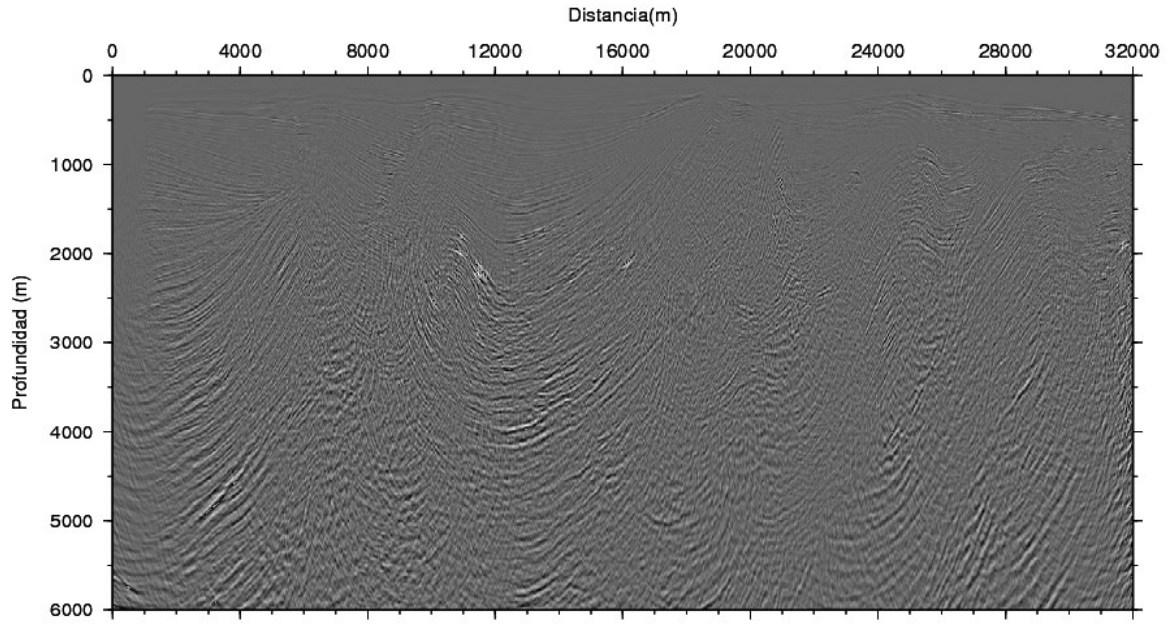
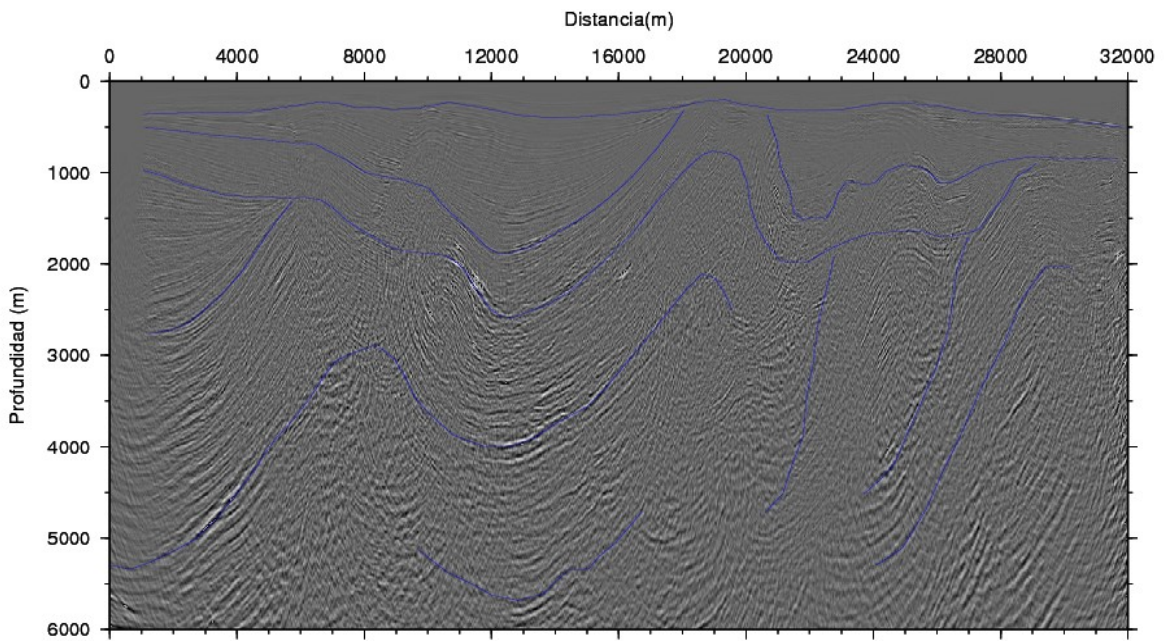


Figura 49. (a) Sección PSDM y (b) horizontes asociados a la migración del set de datos Morrosquillo usando el modelo de velocidad obtenido a partir de los datos (Figura 6).

4.2.5. Imagen PSDM resultante de migración con el modelo $M+[Mx(E/100)]$



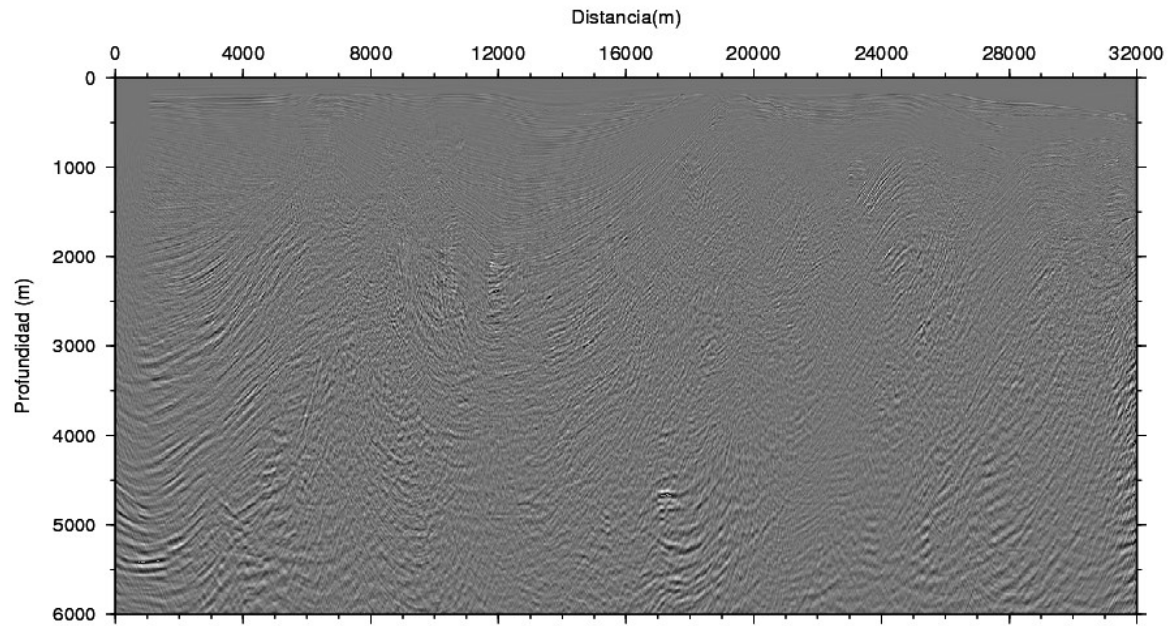
(a)



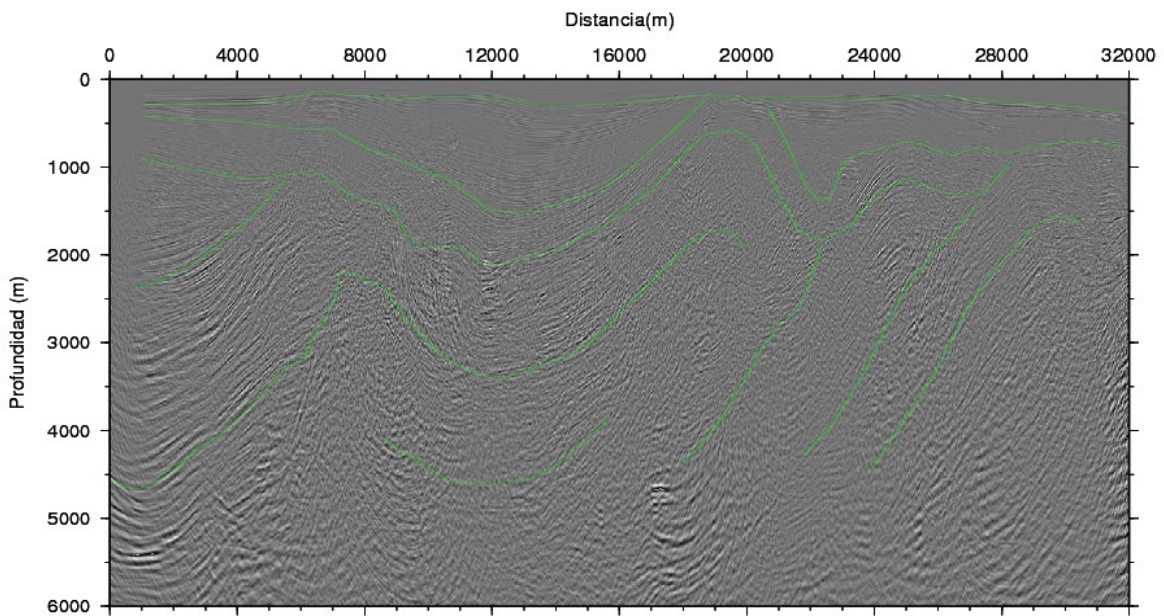
(b)

Figura 50. (a) Sección PSDM y (b) horizontes asociados a migración del set de datos Morrosquillo usando el modelo de velocidad $M+[Mx(E/100)]$ (Figura 47).

4.2.6. Imagen PSDM resultante de migración con el modelo M-[Mx(E/100)]



(a)



(b)

Figura 51. (a) Sección PSDM y (b) horizontes asociados a la migración del set de datos Morrosquillo usando el modelo de velocidad M-[Mx(E/100)] (Figura 48).

4.2.7. Análisis cuantitativo del posicionamiento de reflectores sísmicos

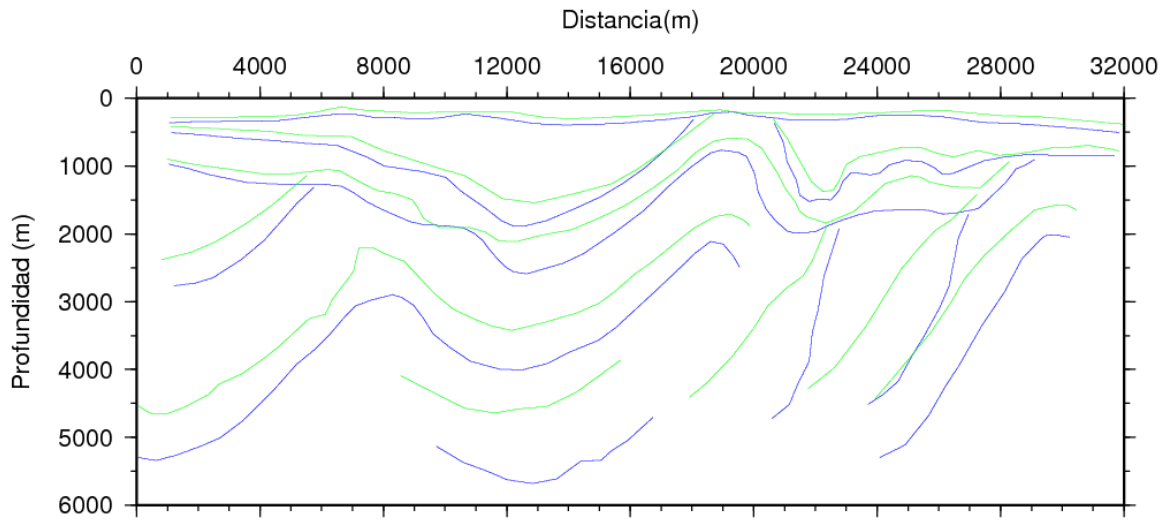


Figura 52. Rango posible de posicionamiento de reflectores sísmicos en la imagen Morrosquillo PSDM.

4.2.8. Mapa de error en profundidad

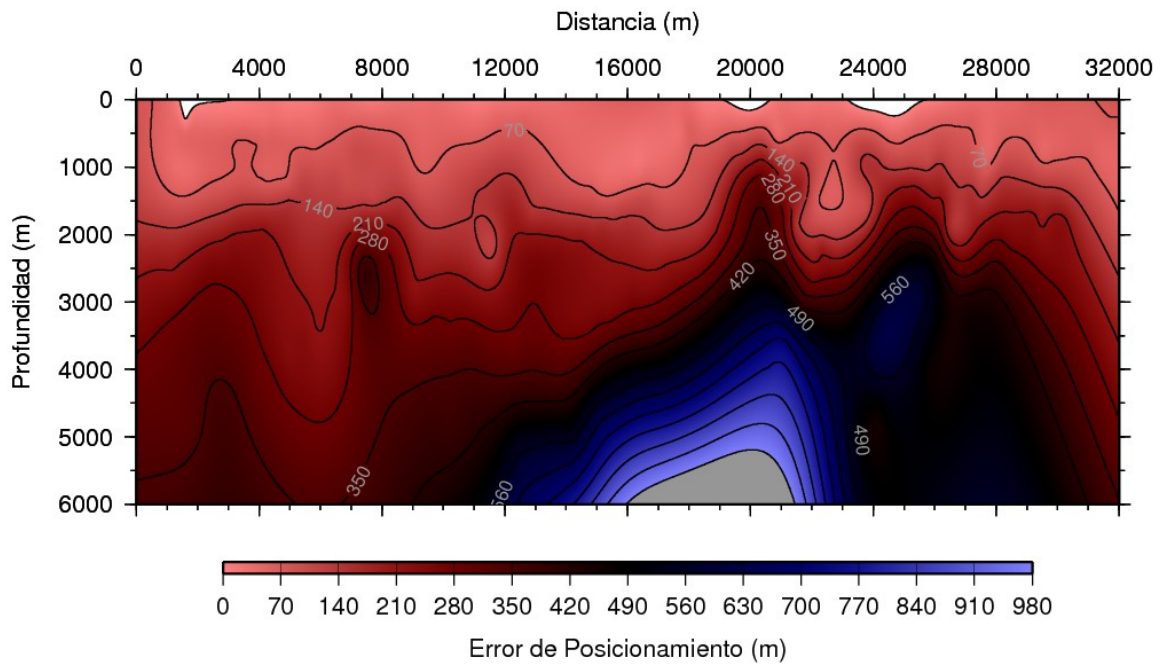


Figura 53. Mapa de error en el posicionamiento de reflectores sísmicos en la imagen PSDM, para el caso de estudio Morrosquillo.

5. Discusión

En esta investigación se ha presentado una metodología para estimar la incertidumbre asociada a la imagen sísmica. Dicha incertidumbre se ha derivado del análisis de resolución en las semblanzas RMO, las cuales son la herramienta tradicionalmente usada para la estimación de errores de velocidad durante el proceso de MVA. Por esta razón, el mapa de error en velocidad y el mapa de error en el posicionamiento de reflectores resultantes, son una medida de la precisión y de las limitaciones de la información representada en la imagen PSDM.

5.1. Análisis de iluminación

El cálculo de atributos como la apertura en el dominio del número de onda en la primera etapa del método propuesto, permite incorporar en el análisis información de la iluminación de la estructura asociada a la geometría de adquisición. La extensión angular de la apertura en dicho dominio, define para cada punto imagen el rango de pendientes de reflectores que es posible migrar, según la estructura iluminada y la geometría de adquisición empleada. Esto es posible debido a que existe una diferencia constante de 90° entre la pendiente de un evento definido en el dominio del número de onda, y la pendiente del mismo evento definido en el espacio del modelo (Chun y Jacewitz, 1981). Usando este hecho, en la figura 21(a) puede verse que si el punto imagen ξ , es iluminado por pares fuente-receptor cercanos a este, pueden entonces mapearse reflectores sísmicos con pendientes de van desde 0° a 35° aproximadamente; mientras que pares fuente-receptor lejanos, aportan información para mapear reflectores sísmicos con mayores pendientes (figura 21b). Esto evidencia la dependencia entre el rango de pendientes de reflectores que es posible migrar y el tiempo de registro. Para ilustrar esta idea, se ha estimado la apertura sintética para el mismo punto imagen de la figura 20, usando diferentes tiempos de registro. En la figura 54(a) se muestra

la apertura sintética estimada usando un tiempo de registro de 0.9 segundos, cuyo cálculo implica el uso de los primeros 13 disparos; en las figuras 54(b) y 54(c) se muestran los resultados para tiempos de registro 1.57 y 5.0 segundos, lo que implica el uso de los primeros 114 y de todos los disparos (375) respectivamente. Como se aprecia claramente en la figura 54(d), a mayor tiempo de registro, mayor es el rango de pendientes de reflectores sísmicos que es posible migrar. Sin embargo, como todas las adquisiciones sísmicas tienen un tiempo de registro limitado, el cálculo de la apertura sintética en cada punto imagen, requiere el uso de un número diferente de agrupamientos de disparo común para cada punto imagen.

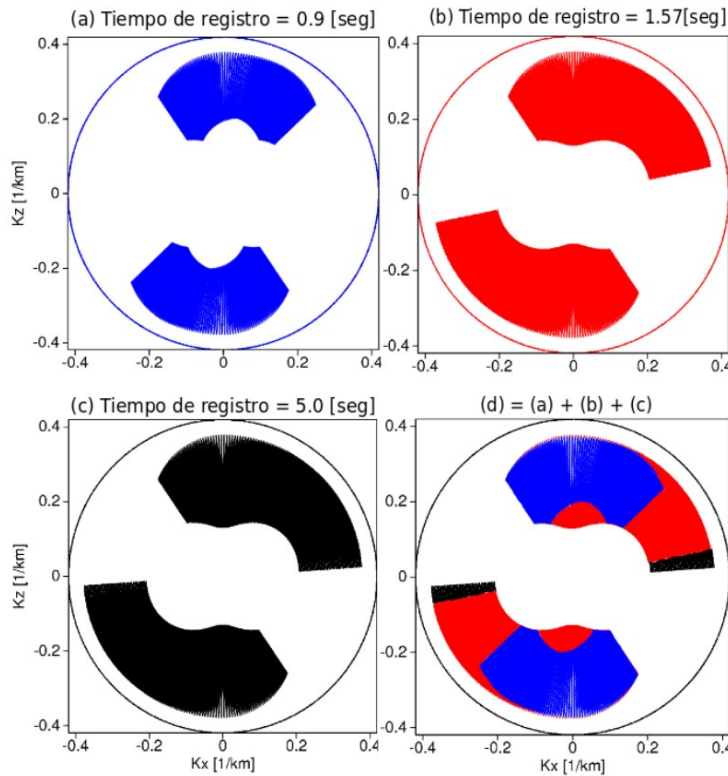
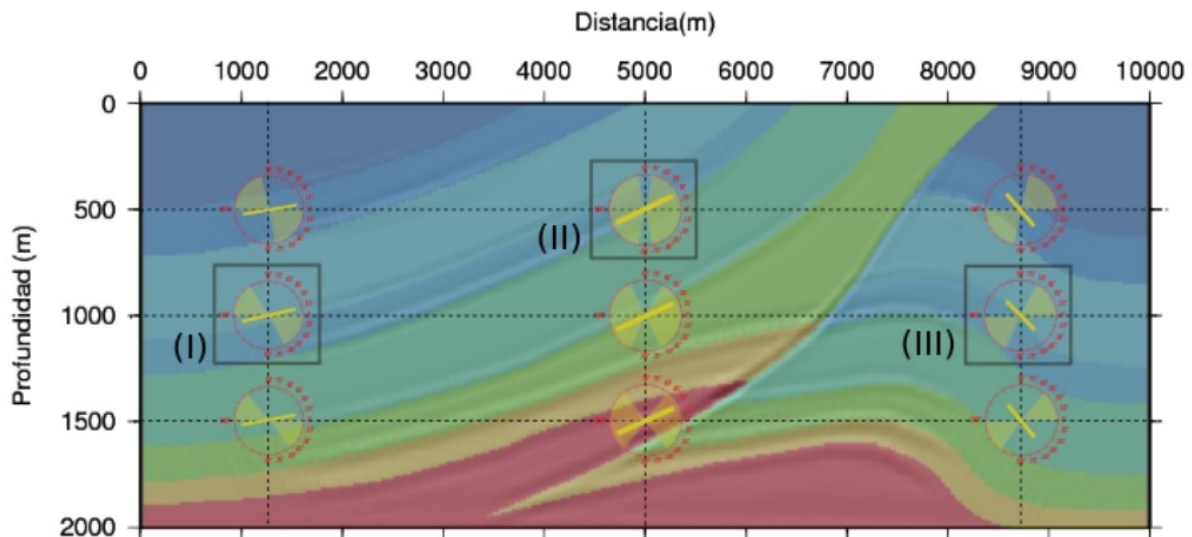


Figura 54. Apertura sintética en el dominio del número de onda para el punto imagen de la figura 19, estimada usando datos en el dominio del disparo común con diferente tiempo de registro (a) 0.9 segundos, (b) 1.57 segundos y (c) 5.0 segundos. En (d) se muestra la superposición de las aperturas sintéticas estimadas para los diferentes tiempos de registro.

Tomando en cuenta estas consideraciones para el cálculo de la apertura en el dominio del número de onda, en las figuras 22 y 23 se muestran los mapas de apertura sintética resultantes para el caso de estudio Coporo. Usando esta información pueden definirse los rangos de pendientes que es posible migrar para los puntos imagen correspondientes, estos rangos se representan mediante áreas en amarillo en las figuras 55(a) y 55(b). Como se aprecia, las aperturas en el extremo izquierdo del modelo sugieren que puede construirse una mejor imagen de eventos con pendiente negativa; mientras que para el lado derecho del modelo puede generarse una mejor imagen de los eventos buzando en dirección contraria (positiva). Por otro lado, las aperturas en la parte central del modelo cubren mayores áreas, lo que implica zonas mejor iluminadas. Sin embargo, en todos los casos dichas áreas disminuyen en profundidad y hacia los bordes del modelo. En la figura 55(b) puede verse que en el punto imagen identificado con (II) la pendiente del reflector esta dentro de la zona sombreada, lo que indica buena iluminación; mientras que en los puntos imagen (I) y (III) la pendiente de los reflectores no están dentro de la zona sombreada, lo cual indica que usando esta geometría particular de adquisición no es posible generar una imagen correcta de los eventos en esta zona (ver figura 55c).



(a)

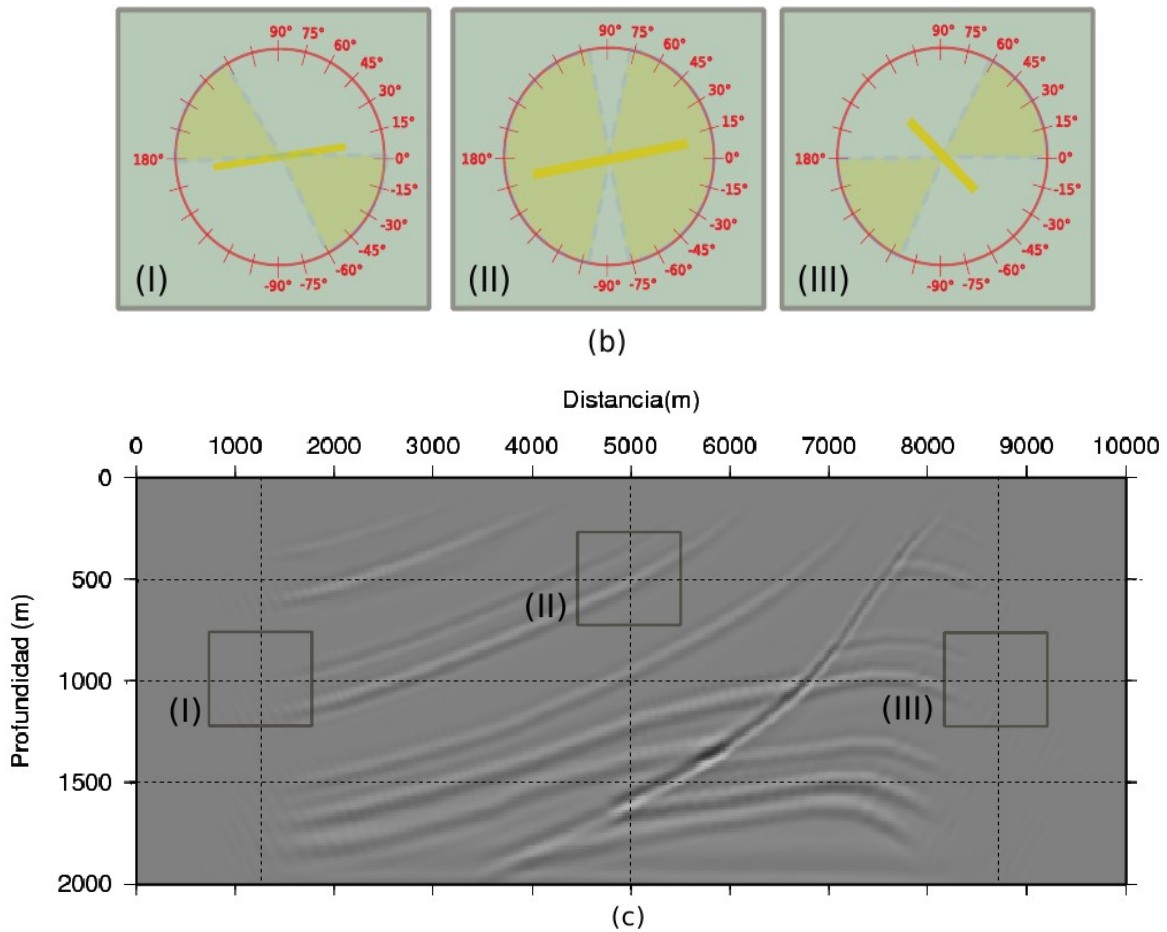


Figura 55. Rango de pendientes migrables para 9 diferentes puntos imagen del modelo Coporo. (b) Pendiente de los reflectores (líneas amarillas) y rango de pendientes migrables (zona sombreada) asociada a los puntos imagen I, II, III. (c) Sección sísmica PSDM resultante.

Debido a que efectivamente los mapas de apertura en el dominio del número de onda contienen información acerca de restricciones en iluminación; el estudio de la variación de la extensión lateral de la apertura o ángulo de difracción máximo en los CIG, permite inferir el efecto que la geometría de adquisición ha tenido en la iluminación de la estructura. Las distribuciones de ángulo de difracción para diferentes CIG del set estudio Coporo presentadas en la figura 28, sugieren que en general este atributo disminuye con la profundidad, lo que implica mejor iluminación en zonas someras que profundas y por ende

una potencial mejor imagen para estas zonas. Acorde con esto, las semblanzas RMO calculadas usando esta información (figura 30), también muestran que es más confiable la imagen generada en zonas someras que profundas, esto debido a que las velocidades que determinan el correcto posicionamiento de los reflectores pueden estimarse con mayor precisión para eventos someros que para eventos profundos. Este hecho explica porque el análisis de resolución lateral en semblanzas RMO puede producir un estimado de la incertidumbre asociada la velocidad en migración. La figuras 37 y 46 muestran respectivamente el resultado de este análisis en diferentes CIG de los set de estudio Coporo y Morrosquillo. Como se muestra en cada caso, el estimado de error en velocidad no solo varia en profundidad, sino que también lo hace en la dirección lateral. Aun más interesante es el hecho de que cada mapa de error en velocidad refleja las características estructurales más relevantes del medio de estudio. Por ejemplo, en el caso de estudio Coporo (figura 37) se aprecia una correspondencia en la mitad izquierda del modelo entre la variación del error en profundidad y la geometría de los estratos en esa zona (ver figura 55a); por otro lado, en el extremo derecho se aprecia una zona en la que los errores en velocidad son mayores que en el resto del modelo (12%), esto se asocia a la zona bajo la falla principal de la estructura. En el caso del set de datos de estudio Morrosquillo (figura 6) se aprecia una relación entre las estructuras de cabalgamiento en el extremo derecho del modelo y lo representado en el mapa de error en velocidad (figura 46) en esa zona. Además de otras correspondencias como la variación del error en la cuenca piggyback entre las coordenadas 6Km a 18Km y 2Km en profundidad.

El mapa de error en velocidad y los mapas de apertura en el dominio del número de onda pueden ser usados como una herramienta adicional en la evaluación de diseños de adquisición sísmico. Por ejemplo, para el caso de estudio Coporo la información suministrada por el mapa de apertura (figura 23) y el mapa de error en velocidad (figura 37) resultan útiles en la identificación de zonas que requieren ser mejor iluminadas, para poder

obtener una mejor imagen de ellas. Por ejemplo, en la figura 56 se identifican 4 zonas para el caso Coporo. En la zona (1) los errores en velocidad son en general menores al 6% y la pendiente de los reflectores esta dentro del rango adecuado (ver figura 55a), lo que indica que la imagen generada de esta zona es altamente confiable. En la zona (4) la iluminación es relativamente baja y los errores son un poco mayores (alrededor del 8%), sin embargo las pendientes de la estructura en esta zona son menores y también están dentro del rango mapeable, lo que sugiere que en esta zona la imagen puede ser construida exitosamente, pero con mayor incertidumbre que en la zona (1). Las zonas (2) y (3) son zonas no iluminadas, en las que los errores en velocidad son mayores (12%) y las pendientes de los reflectores están fuera del rango mapeable (ver figura 55b), esto implica que la imagen en esta zona no puede ser construida, como se aprecia en la figura 55(c).

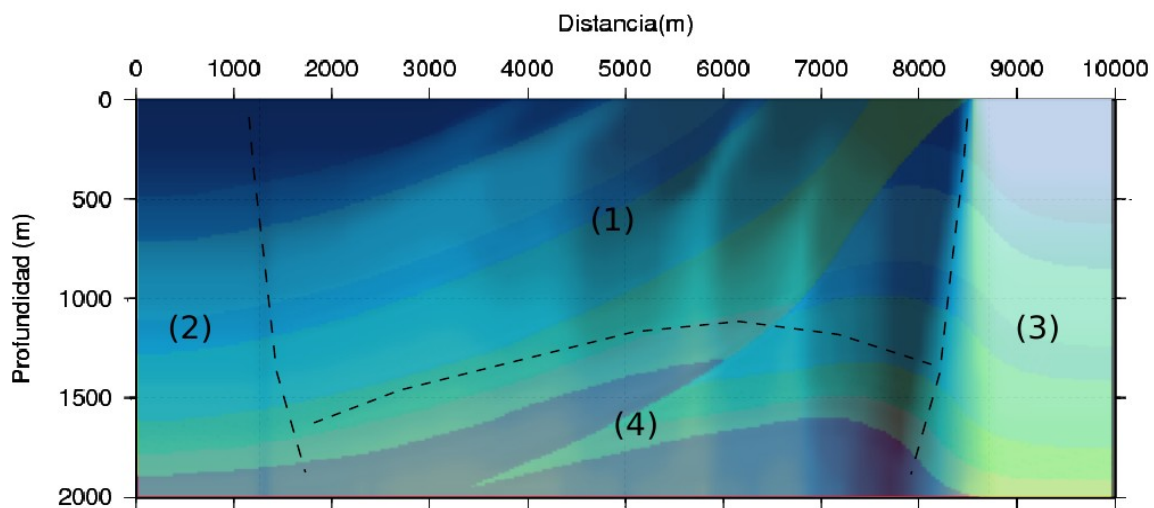


Figura 56. Identificación de zonas para la evaluación del diseño de adquisición sísmico basado en información de iluminación (mapa de apertura en el dominio del número de onda) e incertidumbre en velocidades (mapa de error en velocidad).

La identificación de zonas más y menos confiables en la imagen PSDM, basada en mapas de error en velocidad y mapas de apertura en el dominio del número de onda, permite evaluar el diseño de adquisición sísmico en términos de iluminación de la estructura y de esta manera planear cambios en futuras adquisiciones.

5.2. Incertidumbre en la imagen PSDM

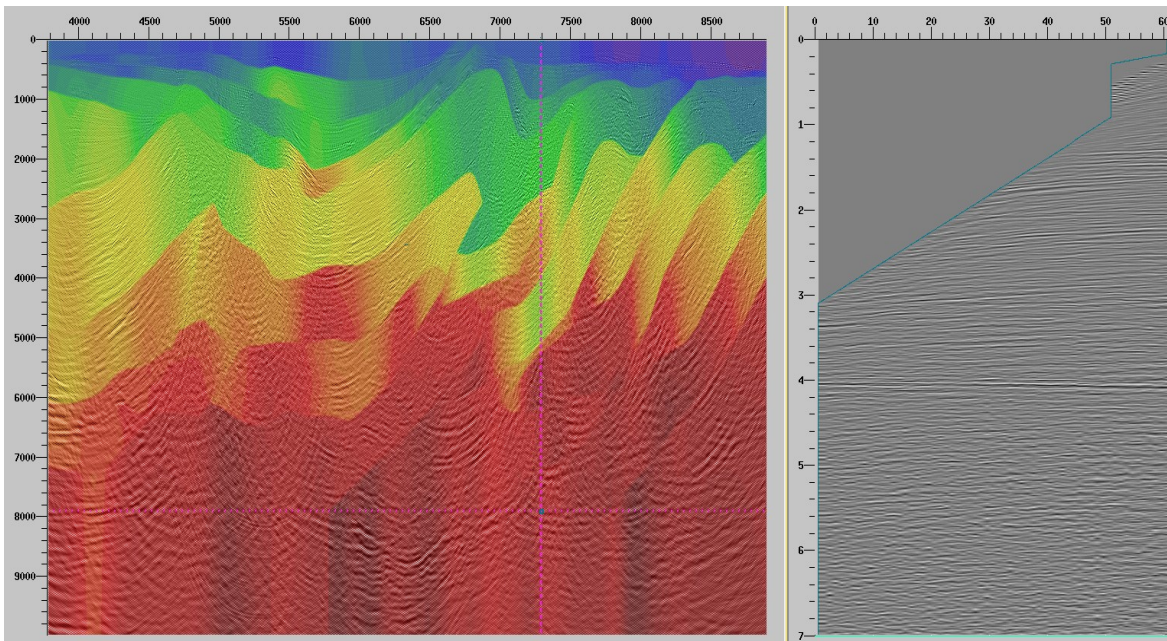
Las medidas de incertidumbre que pueden estimarse para un conjunto de datos sísmicos, según la metodología propuesta en este trabajo, se sintetizan en mapas de error en velocidad y mapas de error en el posicionamiento de reflectores sísmicos en la imagen PSDM. Los mapas de error en velocidad representan el rango de posibles variaciones de velocidad que aun producen que los CIG migrados sean planos. Mientras que los mapas de error en profundidad cuantifican los cambios en el posicionamiento de los eventos sísmicos asociados a estas variaciones.

5.2.1. Mapas de error en velocidad

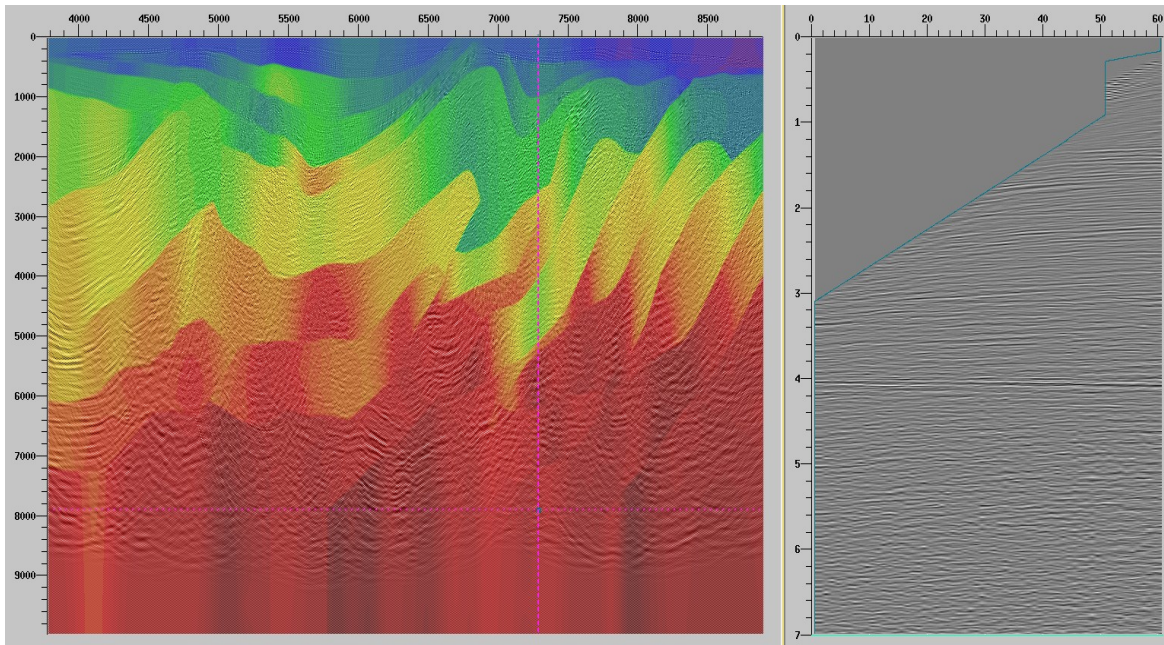
La obtención de modelos de velocidad a partir de los datos sísmicos, es posible a través del uso de técnicas de análisis de velocidad RMO, las cuales convergen al modelo de velocidad correcto usando información de curvatura de los eventos sísmicos en los CIG (Al-Yahya, 1989). Para el caso de estudio Morrosquillo por ejemplo, el modelo de velocidad presentado en la figura 6, fue obtenido después de múltiples iteraciones (alrededor de 9), en cada una de las cuales la estimación de semblanzas a partir de la curvatura en los CIG permitió actualizar el modelo de velocidad previo. Finalmente como resultado de este proceso el modelo representado produce CIG migrados planos. Sin embargo, pueden existir otros modelos que también producen CIG migrados planos para el mismo conjunto de datos. Los mapas de error en velocidad calculados según la metodología propuesta en esta investigación son una medida de la incertidumbre en la estimación de la velocidad del medio de estudio, porque representan el rango de posibles valores de velocidad que aun generan que los eventos en los CIG sean planos. Los mapas de error en velocidad representados por E en el ecuación 3.8 pueden usarse para calcular los modelos $M+[Mx(E/100)]$ y $M-[Mx(E/100)]$, los cuales son los miembros limite (máximo y mínimo

respectivamente) de una familia de modelos que comparten una característica particular: producen eventos sísmicos planos en los CIG migrados. Estos miembros límite se presentan en las figuras 47 y 48 para el caso de estudio Morrosquillo y en las figuras 38 y 39 para el caso de estudio Coporo.

En la figura 57, se comparan dos CIG migrados asociados a los modelos $M+[Mx(E/100)]$ y $M-[Mx(E/100)]$ del set de estudio Morrosquillo, en los cuales a pesar de las diferencias entre los modelos no se aprecian cambios significativos en la curvatura de los CIG. El hecho de que modelos de velocidad diferentes produzcan CIG migrados planos, es evidencia de la no unicidad de la solución. Esta no unicidad es comprensible debido a que el medio de estudio solo es muestreado desde la superficie, usando además datos que tiene resolución limitada.



(a)



(b)

Figura 57. Comparación de un CIG migrado asociado a los modelos (a) $M+[Mx(E/100)]$ y (b) $M-[Mx(E/100)]$ del set de estudio Morrosquillo.

5.2.2. Mapas de error en el posicionamiento de reflectores

La incertidumbre representada mediante mapas de error en velocidad para los casos de estudio Coporo y Morrosquillo (figuras 37 y 46) indican variaciones en velocidad promedio entre el 5% y el 9%. Aunque estas variaciones son relativamente pequeñas, estas pueden producir variaciones significativas en el posicionamiento de reflectores en la imagen PSDM. Los modelos de velocidad intervalo que definen la incertidumbre en velocidades se muestran en la figuras 38 y 39 para el caso del modelo Coporo y en las figuras 47 y 48 para el caso Morrosquillo. La migración de estos modelos produce las secciones PSDM representadas en las figuras 41, 42, 50 y 51 respectivamente. Estas imágenes PSDM asociadas a los modelos de velocidad que contienen los errores estimados, presentan variaciones en la localización de la estructura en profundidad. Dichas variaciones pueden cuantificarse identificando ciertos eventos reflectivos en las secciones PSDM resultantes. Por ejemplo para el caso Coporo, en la figura 40(b) se ilustran algunos horizontes asociados

a la sección resultante de la migración del modelo de velocidades correcto; de igual manera, estos mismo eventos han sido identificados en las figuras 41(b) y 42(b) para las secciones PSDM correspondientes a migración con los modelos de velocidad que definen el rango de errores estimados (figuras 38 y 39).

La representación de eventos reflectivos en estas secciones PSDM mediante horizontes permite definir la incertidumbre asociada al posicionamiento en profundidad. En la figura 43, los horizontes en rojo representan la localización correcta de los eventos, mientras que los horizontes en verde y azul establecen la localización posible de los eventos asociada al error en velocidad estimado. A partir de esta información, en la figura 44 se muestra la cuantificación del error en posicionamiento para cada reflector del modelo Coporo. En los seis horizontes (H1 a H6) del extremo izquierdo del modelo y en la falla (F8); que en general tienen variación en profundidad, se aprecia que el error aumenta linealmente con la profundidad; en los horizontes del extremo derecho del modelo (H8 a H13) se aprecia que el error aumenta hacia los bordes. El mapa de error en posicionamiento mostrado en la figura 45 representa esta información para el caso Coporo mediante curvas de error equivalente. Según los resultados encontrados puede asociarse un error en el posicionamiento de los reflectores sísmicos en la imagen PSDM a cada punto del modelo. En general, pueden identificarse dos tendencias en las que el error aumenta, las cuales están separadas por la falla principal de la estructura. A la izquierda de la falla el error en posicionamiento aumenta con la profundidad de unos pocos metros en la zona somera hasta 220 metros en la zona profunda. A la derecha de la falla, el error aumenta paralelo a ella, hasta los 300 metros aproximadamente.

El mapa de error en posicionamiento aporta información importante para la evaluación del riesgo exploratorio. Suponiendo que las zonas (1) y (2) en la figura 58 han sido identificadas como potenciales reservorios petrolíferos, el uso del mapa de error en

profundidad estimado establece la incertidumbre asociada al posicionamiento de cada zona. Siendo +/-100 metros en la zona (1) y +/-140 metros en la zona(2). Esta información debería ser siempre considerada, puesto que esta implícita en los datos sísmicos adquiridos y su cálculo no representa un costo adicional significativo.

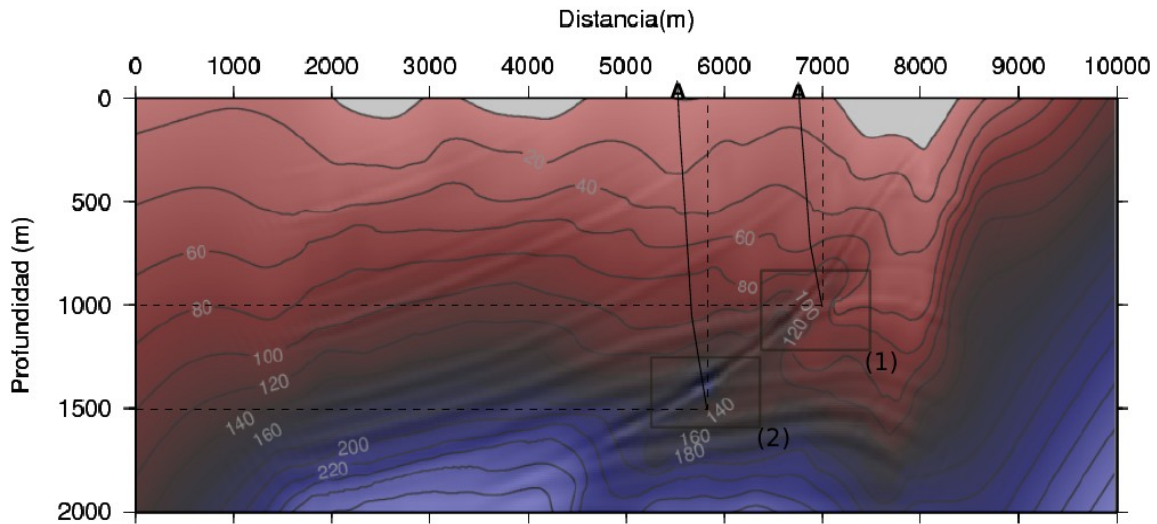


Figura 58. Identificación de zonas más y menos confiables a partir de información del error en el posicionamiento de reflectores sísmicos en la imágenes PSDM, para el caso de estudio Coporo.

Para el caso de estudio Morrosquillo, en las figuras 50(b) y 51(b) se muestran algunos horizontes correspondientes a eventos reflectivos identificados en las secciones PSDM de las figuras 50(a) y 51(a). Estas secciones son el resultado de migrar los modelos de velocidad que definen el rango de errores estimados (figuras 47 y 48). Al igual que en el caso Coporo, los horizontes definidos determinan el posible posicionamiento de los reflectores en la imagen PSDM. Los horizontes verdes en la figura 52 corresponden a la localización de los eventos según el modelo $M-[Mx(E/100)]$; mientras que los horizontes azules corresponden al modelo $M+[Mx(E/100)]$. Como se aprecia en la figura 52 existe variación vertical y lateral en el posicionamiento de los reflectores, lo que es causado por la complejidad del modelo. La información obtenida es expresada en la figura 53 mediante

curvas de error equivalente, las cuales muestran que el error en posicionamiento asociado a las zonas someras del modelo son menores a 70 metros, mientras que en las zonas profundas esta entre los 350 y 560 metros. Comparando el error en posicionamiento estimado con las velocidades que han producido tal variación (6%-8.5%), resulta evidente la importancia del estudio de la incertidumbre en la imagen PSDM. El mapa de error en profundidad también muestra algunas zonas en las que las pequeñas variaciones en velocidad han producido relativamente grandes errores en el posicionamiento de los eventos sísmicos en la imagen PSDM, estas zonas se identifican como (I) y (II) en la figura 59. Estas grandes variaciones sugieren que las velocidades en estas zonas deben ser significativamente diferentes que las usadas para migrar el set de datos. Otra explicación posible es que dichas zonas no fueron adecuadamente iluminadas, y por ende no es posible generar una imagen correcta de ellas usando los datos registrados. Usando el mapa de error en profundidad también puede evaluarse la sección PSDM resultante, a través de la identificación de zonas más y menos confiables.

Para el caso de estudio Morrosquillo en la figura 59 se definen las zonas (1) y (2). La zona (1) puede considerarse confiable porque los valores de error son relativamente bajos; mientras que la zona (2) es menos confiable debido a que presenta gran incertidumbre en el posicionamiento de los eventos reflectivos. En este caso el criterio usado para definir las zonas (1) y (2) ha sido solo apreciativo; sin embargo, con futuras aplicaciones de la metodología propuesta en líneas sísmicas de zonas similares, podría establecerse un valor de error en posicionamiento que sirva como criterio en la discriminación de la calidad de la imagen PSDM. La identificación de zonas poco confiables en la imagen PSDM es importante, porque permite conocer que áreas requieren el uso de información adicional para poder generar una mejor imagen de ellas.

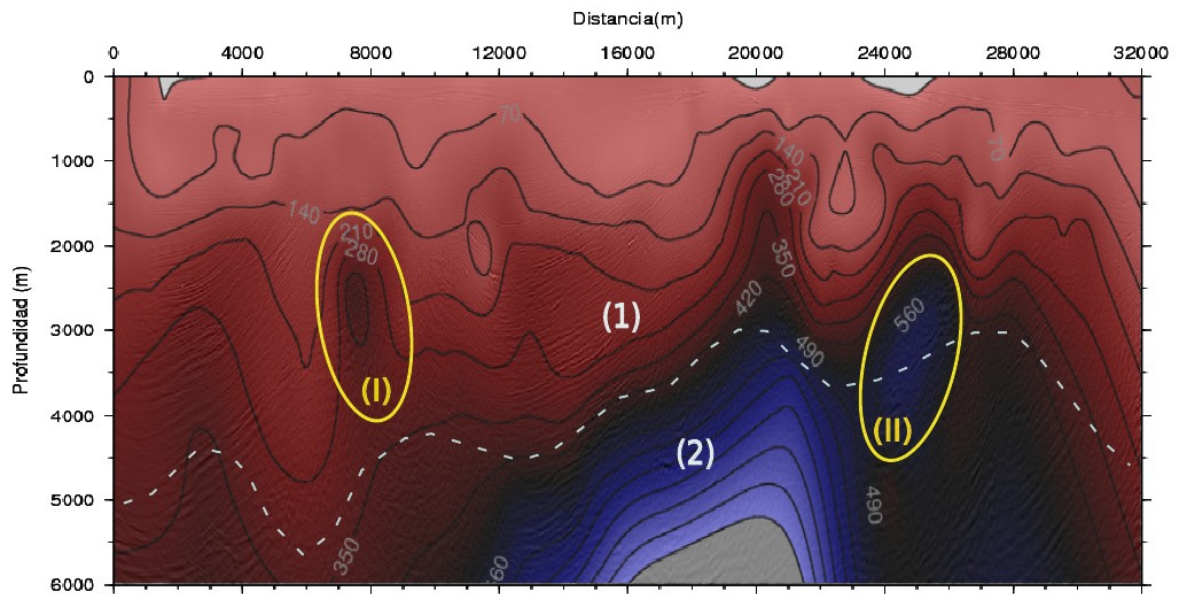


Figura 59. Identificación de zonas más y menos confiables a partir de información del error en el posicionamiento de reflectores sísmicos en la imagen PSDM, para el caso de estudio Morrosquillo.

6. Conclusiones

- Mapas de apertura sintética en el dominio del número de onda aportan información sobre el rango de pendientes que es posible migrar en cada punto imagen, debido a que contienen información de la iluminación de la estructura según la geometría de adquisición empleada.
- La apertura sintética representada en el dominio del número de onda presenta distorsión en la extensión radial (frecuencias), esta distorsión esta asociada al cambio de la magnitud del número de onda en función del ángulo medio entre los rayos fuente-imagen y receptor-imagen. Sin embargo, esta distorsión es despreciable cuando se usan datos en el dominio del offset para el cálculo de la apertura en el dominio del número de onda.
- El ángulo de difracción máximo en un punto imagen dado, puede obtenerse a partir de mapas de apertura en el dominio del número de onda, como la extensión angular de la zona sombrada (apertura sintética) o a partir de mapas de ángulo de incidencia sumando los ángulos de incidencia asociados a la fuente y el receptor respectivamente. La distribución del ángulo de difracción máximo en los CIG, permite estudiar el efecto que la geometría de la adquisición sísmica ha tenido en la iluminación de la estructura.
- La resolución vertical en una semblanza RMO esta definida por el contenido frecuencial y la resolución lateral esta determinada por la variación del ángulo de difracción máximo en cada CIG. El estudio de la resolución lateral en semblanzas RMO, permite obtener una medida de la incertidumbre asociada errores de velocidad en migración.

- Los mapas de error en velocidad y mapas de apertura en el dominio del número de onda pueden usarse para evaluar el diseño de adquisición sísmico a través de la identificación de zonas de baja iluminación y alta incertidumbre en la estimación de velocidades.
- Variaciones pequeñas en la velocidad intervalo, en general menores al 9% pueden producir variaciones significativas (70 a 500 metros) en el posicionamiento de reflectores sísmicos en la imagen PSDM. El estudio de estas variaciones a través de mapas de error en posicionamiento permite identificar zonas más y menos confiables, en las que el uso de información adicional es requerido para poder obtener una imagen correcta de la zona de estudio.

7. Recomendaciones

- Se sugiere el uso de información de la apertura en el dominio del número de onda como herramienta en la evaluación del diseño sísmico, puesto que permite valorarlo en términos de iluminación de la estructura.
- Debido a la sensibilidad en el posicionamiento de los eventos sísmicos en la imagen PSDM asociada a variaciones en las velocidades intervalo usadas durante el proceso de migración, se recomienda el uso de técnicas estadísticas como métodos de análisis Monte Carlo, cuyo uso podría proporcionar un estimado cuantitativo de estas variaciones.

8. Bibliografía

- Agudelo, W., 2005, Imagerie sismique quantitative de la marge convergente d'Equateur-Colombie: PhD Thesis, Université Paris 6.
- Al-Yahya, K., 1989, Velocity analysis by iterative profile migration: *Geophysics*, **54**, 718-729.
- Al-Chalabi, M., 1994, Seismic velocities, a critique: *First Break*, **12**, 305-317.
- Audebert, F., Nichols, D., Rekdal, T., Biondi, B., Lumley D, E., y Urdaneta, H., 1997, Imaging complex geologic structure with single-arrival Kirchhoff prestack depth migration: *Geophysics*, **62**, 1533-1543.
- Bickel, S. H., 1990, Velocity-depth ambiguity of reflection traveltimes: *Geophysics*, **55**, 266-276.
- Biondi, L. B., 2007, Concepts and applications in 3D seismic imaging, Society of Exploration Geophysics, Distinguished Instructor Series, No **10**.
- Biondi, B., y Symes, W. W., 2004, Angle domain common image gathers for migration velocity analysis by wavefield continuation imaging: *Geophysics*, **69**, 1283-1298.
- Biondi, B., y Sava, P., 1999, Wave-equation migration velocity analysis: 69th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1723-1726.

- Black, J. L., y Brzostowski, M. A., 1994, Systematics of time migrations errors: Geophysics, **59**, 1419-1435.
- Bleistein, N., Cohen, J. K., Stockwell, J. W., 2000, Mathematics of Multidimensional Seismic Imaging, Migration, and Inversion, Editorial Springer.
- Brandsberg-Dahl, S., de Hoop, M., y Ursin, B., 1999, Velocity analysis in the common scattering-angle/azimuth domain: 69th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1715-1718.
- Brandsberg-Dahl, S., de Hoop, M., y Ursin, B., 2003, Focusing in dip and AVA compensation on scattering-angle/azimuth common image gathers: Geophysics, **68**, No 1, 232-254.
- Cerveny, V., y Psencik, I., 1981, Gaussian beam and paraxial ray approximation in three-dimensional inhomogeneous media: Bulletin of the Seismological Society of America, **70**, 47-77.
- Chun, J. H., y Jacewitz, C. A., 1981, Fundamentals of frequency domain migration: Geophysics, **46**, 717-733.
- Claerbout, J. F., 1985, Imaging the earth's interior: Blackwell Scientific Publications.
- ----- 1971, Toward a unified theory of reflector mapping: Geophysics, **36**, 467-481.
- Clapp, R. G., y Biondi, B., 2000, Tau domain migration velocity analysis using anle CRP gathers and geologic constrains: 70th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 926-929.

- Deregowski, S. M., 1990, Common-offset migrations and velocity analysis: First Break, **8**, No 6, 225-226
- Ecopetrol, 2009, Depth-Time Conversion of Line Medina-92_ME-1992-1260, Informe técnico de proyectos.
- Ecopetrol, 2008, Depth Migration of Line bpsc9322i Offshore, Informe técnico de proyectos.
- Dix, C. H., 1955, Seismic velocities from surface measurements: Geophysics, **20**, 68-86.
- Fagin, S., 1999, Model- Based Depth imaging: Soc. Expl. Geophy, Course Notes Series, No **10**, 15-25.
- Faye, J. P., y Jeannot, J. P., 1986, Prestack Migration velocities from focusing depth analysis: 56th Annual international Meeting, SEG, Expanded abstracts, 438-440.
- Fei, W., y McMechan, G, A., 2005, Fast model-based migration velocity analysis and reflector shape estimation: Geophysics, **70**, no. 2, U9-U17.
- Fowler, P., 1985, Migration velocity analysis by optimization: Linear theory: Stanford Exploration Project, **44**, 1-20.
- Gray, S. H., Etgen, J., Dellinger, J., y Whitmore, D., 2001, Seismic migration problems and solutions: Geophysics, **66**, 1622-1640.

- Keho, T. H., y Beydoun, W. B., 1988, Paraxial ray Kirchhoff Migration: Geophysics, **53**, 1540-1546.
- Lambaré, G., Lucio, P. S., y Hanyga, A., 1996, Two-dimensional multivalued traveltimes and amplitude maps by uniform sampling of ray field: Geophysics Journal International., **125**, 584-598.
- Lambaré, G., Operto, S., Podvin, P., y Thierry, P., 2003, 3D ray+Born migration/inversion - Part1: Theory: Geophysics, **68**, 1348-1356.
- Landa, E., Thore, P., Sorin, V., Koren, Z., 1991, Interpretation of velocity estimate from coherency inversion: Geophysics, **56**, 1377-1383.
- Lecomte, I., 1999, Local and controlled prestack depth migration in complex areas: Geophysical Prospecting, **47**, 799-818.
- -----, 2008, Resolution and illumination analyses in PSDM: A ray-based approach: The leading edge, Vol **27**, No.5, 650-663.
- Lines, L. R., 1993, Ambiguity in analysis of velocity and depth: Geophysics, **58**, 596-597.
- Liu, Z., 1997, An analytical approach to migration velocity analysis: Geophysics, **62**, 1238-1249.
- Liu, Z., y Bleistein, N., 1995, Migration velocity analysis: Theory and an iterative algorithm: Geophysics, **60**, 142-153.
- Loveridge, M., Parkes, G., y Hatton, L., 1994, Modeling of migration velocity fields

and velocity error zones: *First Break*, **5**, 281-293.

- Lumley, D. E., 1989, Kirchhoff prestack depth migration: Imaging conditions and amplitude recovery: **59th** Annual Meeting SEG, Expanded Abstracts, 1336-1339.
- O'Brien, J. J., y Lerche I., 1988, Seismic Imaging of deep hydrocarbon reservoirs: *Pageoph*, **127**, 33-61.
- Prucha, M, L., Biondi, B., y Symes, W. W., 1999, Angle-domain common image gathers by wave-equation migration: **69th** Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 824-827.
- Pon, S., y Lines, L, R., 2005, Sensitivity analysis of seismic depth migrations: *Geophysics*, **70**, S39-S42.
- Pulido, 2003, Seismotectonics of the Northern Andes (Colombia) and the development of seismic networks. *Bulletin of the international institute of seismology and earthquake*.
- Rastogi, R., Yerneni, S., y Phadke, S., 2002, Aperture width selection criterion in kirchhoff migration: SPG 4th Conference & Exposition on Petroleum Geophysics.
- Rathor, B. S., 1997, Velocity-depth ambiguity in the dipping reflector case: *Geophysics*, **62**, 1583-1585.
- Robein, E., 2003, *Velocities, Time-imaging and Depth-imaging in Reflection Seismics*: EAGE Publications.
- Sava, P., y Hill, S, J., 2009, Overview and clasification of wavefield seismic imaging

methods: The Leading Edge, **28**, 170-183.

- Schneider, W, A., 1978, Integral formulation for migration in two and three dimensions, Geophysics 43, 49-76.
- Stork, C., 1992, Reflection tomography in the postmigrated domain: Geophysics, **57**, 680-692.
- Sun, S., y Bancroft, J, C., 2001, How much does the migration aperture actually contribute to the migretion result?: Crewes Research Report, Vol **13**, 573-581.
- Sun, J., 1998, On the limited aperture migration in two dimensions: Geophysics, **63**, 984-994.
- Sun, J., 1999, On the aperture effect in 3D Kirchhoff-type migration: Geophysical Prospecting, **47**, 1045-1076.
- Tarantola, A., 2005, Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation. Society for industrial and Applied Mathematics.
- Thore, P., Shtuka, A., Lecour, M., y Ait-Ettajer, T., 2002, Structural uncertainties: Determination, management, and applications: Geophysics, **67**, 840-852.
- Torres, A. J., 2008, Estudio numérico de la propagación de ondas sísmicas P-SV considerando anisotropía polar. Trabajo de grado, Universidad Industrial de Santander.

- Ursin, B., 1981, Error estimates for inverse modeling schemes using seismic traveltimes: *Geophysics*, **64**, 593-603.
- Vinje, V., Iversen, E., Gjoystdal, H., 1993, Traveltime and amplitude estimation using wavefront construction: *Geophysics*, **58**, 1157-1166.
- Xu, S., Chauris, H., Lambaré, G., y Noble, M., 2001, Common-angle migration: A strategy for imaging complex media: *Geophysics*, **66**, 1877-1823.
- Yan, L. L., y Lines, L., 2001, Seismic imaging and velocity analysis for an Alberta Foothills seismic survey: *Geophysics*, **66**, 721-732.
- Yilmaz, O., 2001, *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data*: Society of Exploration Geophysics, *Investigations in Geophysics*, **10**.
- -----, y Chambers, R. E., 1984, Migration velocity analysis by wavefield extrapolation: *Geophysics*, **49**, 1664-1674.