

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**EVALUACIÓN DE MÉTODOS DE MIGRACIÓN SÍSMICA ANTES DEL
APILAMIENTO EN PROFUNDIDAD BASADOS TANTO EN LA INTEGRAL
DE KIRCHHOFF COMO EN LA ECUACIÓN DE ONDA EN DATOS
REALES (PROYECTO ORO NEGRO 07G 3D).**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Benítez R. Halis S.
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

Caracas, Octubre 2012

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**EVALUACIÓN DE MÉTODOS DE MIGRACIÓN SÍSMICA ANTES DEL
APILAMIENTO EN PROFUNDIDAD BASADOS TANTO EN LA INTEGRAL
DE KIRCHHOFF COMO EN LA ECUACIÓN DE ONDA EN DATOS
REALES (PROYECTO ORO NEGRO 07G 3D).**

TUTOR ACADEMINO: Juan J. Infante
TUTOR: INDUSTRIAL: Jhonny Calderón.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Benítez R. Halis S.
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

Caracas, Octubre 2012

Caracas, Noviembre de 2012.

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller **HALIS SAUL BENITEZ RIVERO**, titulado:

EVALUACIÓN DE MÉTODOS DE MIGRACIÓN SÍSMICA ANTES DEL APILAMIENTO EN PROFUNDIDAD BASADOS TANTO EN LA INTEGRAL DE KIRCHHOFF COMO EN LA ECUACIÓN DE ONDA EN DATOS REALES (PROYECTO ORO NEGRO 07G 3D).

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Prof. Cesar Noguera
Jurado

Prof. Juan J. Infante
Tutor Académico

Prof. José Cavada
Jurado

**Dedicado a las viejas
que más quiero
mi mamá Laura
mis abuelas Carmen y Rosalía
y las viejas Nancy y Elena.**

AGRADECIMIENTOS

A Dios todo poderoso creador del universo, que haberme guiado por el camino del bien y del éxito.

A la casa que vence las sombras, La ilustre Universidad Central de Venezuela, que me cobijo durante este tiempo y me hizo crecer intelectual, humana y socialmente. Sin duda alguna, ser ucevista es la mayor de las bendiciones y una experiencia que perdurara eternamente en mi corazón. Por siempre estaré orgulloso de ser parte de la gloriosa UCV.

A mi patria, por ser mi inspiración, por la que entregare en cuerpo y alma para hacerla un sitio mejor.

A PDVSA INTEVEP por permitirme realizar este trabajo tan importante en vida y haberme dado experiencias que serán de mucha ayuda en mi futura carrera profesional.

Al Ing. Jhonny Calderón, por ser la persona que siempre me brindo su ayuda, que me mostro el camino a seguir cuando las cosas se complicaban y que se entregó por completo para que este trabajo diera sus frutos, gracias por ser mi tutor industrial y por ser un estupendo amigo, le estaré eternamente agradecido.

Al Profesor Juan J. Infante, por darme su apoyo en este trabajo. a los profesores del Departamento de Geofísica y a la secretaria Dani por ayudarme en la lucha contra la burocracia.

Al Ing. Héctor Pineda, por ser una persona siempre interesada en transmitir sus conocimientos a los jóvenes que hemos decidido seguir el camino de la geofísica. Que dios lo tenga en su santa Gloria

Tengo más agradecimientos a mi Mamá Laura Rivero, que estrellas en el universo, es aquel ser que me ama sobre toda las cosas, que me dio la vida y me ha rescatado de la oscuridad una y otra vez, aquella que sacrifico su vida para darme amor, comprensión, educación y todo lo que he necesitado en la mía. A mi papá Halis Benítez, por siempre darme su cariño, amistad y su apoyo. A mi abuela Carmen Marcano por ser la persona que más comprende en el mundo, que no ve como un nieto, sino como hijo más, que me ha llenado de amor, consentimientos y con la cual siempre cargo una sonrisa. A mi abuela Rosalía Cañizalez por siempre estar pendiente de mi por darme cariño, a Elisabe mi hermana, por toda la ayuda que me ha dado y por sacarme una sonrisa todos los días con su buen humor. Mis Abuelos Saúl y Nazario A mis tías Nancy, Elena, Mary C. Yenny y Milagros y a sus hijos que son mis consentidos, a mis tíos Alejandro y Jhonny. A Génesis, Rosana la Pichu, Simón, Alejandra, Milena y al resto de familiares que siempre me brindaron su apoyo. Sin duda alguna mis logros son y serán sus logros. Los amo.

A la señora Teresa Alandette, por su apoyo y por las más de mil tazas de café y arepas que me ha dado. Siempre le agradeceré.

A Manuel Bravo y Jorge García por ser mis mejores amigos y ser mis hermanos, con los que he compartido grandes alegrías y tristezas. Que nunca me han fallado cuando los he necesitado. Con los que siempre contare y ellos siempre contarán conmigo.

A mis compañeros durante la universidad Manuel Martínez (Bochinche), Gustavo Zerpa (Caballo), Sofía Villanueva, Gabriela Romero, Fabián Linares, Jesús Ovalles (Cala), Néstor Cahuana, Rafael Borges (coño loco), Atilio Torres, Said Roa, Luis Cabrera (el goldo), Cesar Yepez, Yuniev Martinez, Guiseppe Loconte (Pepe), Frank Gonzales, Sarita Otero, Miguel Castro, Carlos Fuenmayor, Carlos Corredor, Jorge Puerta (ponchito), Ricardo Macero, Roberto García, Yessy Palacios, Karla Trompetero y todas aquellos personas que me brindaron sus amistad durante este tiempo.

Al personal del cafetín de ingeniería, especialmente a Camacho.

A mis amigos en mi pueblo querido Carache José Cáceres, Ramón Duran, Erich Quintero, Francisco Bravo, al compañero revolucionario Carlos Vergara Arnoldo Trompetero, Rolando Bravo, Jesús Godoy, Carlos Godoy, Reinaldo Moreno, A mis compadres Kalfan y Meiner Hernández. A mis comadre Ana María Duran e Higdali Gonzales, María Urrutia, Rebeca Meléndez, Adriana Marquina, José Urrutia, Ana García , Sra Transito, Catalina Bravo, Gladis Graterol, Chanita Yépez y a Daniela y Mary Marquina. Y a toda esa gente que me quiere y que los quiero con el alma.

Halis S. Benítez R.

EVALUACIÓN DE MÉTODOS DE MIGRACIÓN SÍSMICA ANTES DEL APILAMIENTO EN PROFUNDIDAD BASADOS TANTO EN LA INTEGRAL DE KIRCHHOFF COMO EN LA ECUACIÓN DE ONDA EN DATOS REALES (PROYECTO ORO NEGRO 07G 3D).

Tutor Académico: Prof. Juan J. Infante. Tutor Industrial: MSc. Jhonny Calderón. Trabajo Especial de Grado. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geofísica. Año 2012, 123pág.

Palabras Claves: PSDM Kirchhoff, PSDM por Ecuación de onda, modelo de velocidad interválica. CDP gathers.

Resumen: Petróleos de Venezuela (PDVSA) durante el 2010 dio inicio al Proyecto Oro Negro con la finalidad de disminuir las incertidumbres en las interpretaciones provenientes de los levantamientos sísmicos 2D realizados en la campaña Zulia-Oriental (ZO-91C) e identificar con mayor detalle, posibles estructuras geológicas y eventos estratigráficos potenciales para la acumulación de hidrocarburos. Para lo cual llevó a cabo en la costa oriental del Lago de Maracaibo, el levantamiento de datos sísmicos Oro Negro 07 G 3D, zona en la que según los interpretes es de alta complejidad geológica, con presencias de diapiros y contiene fuertes variaciones laterales de velocidad. Luego los datos adquiridos fueron procesados de manera conjunta entre PDVSA Servicios y PDVSA INTEVEP, dando como resultado volúmenes migrados en Pre-apilados y Post-apilado en tiempo y obtenidos por el algoritmo de Kirchhoff, los cuales presentan una relación señal/ruido baja que no ha permitido realizar una interpretación geológica por la baja calidad de imagen. Por lo tanto, es necesario aplicar nuevas estrategias para solucionar el problema, como lo es la migración sísmica antes del apilamiento en el dominio de la profundidad (PSDM por siglas en inglés), ya que esta se adapta las variaciones laterales de velocidad. Por esto el presente trabajo tiene como objetivo Evaluar la eficacia de métodos de migración sísmica antes del apilamiento en profundidad basados tanto en la ecuación de Kirchhoff como en la ecuación de onda, a los datos del Proyecto Oro Negro 07G 3D. Para lo cual, se construyó un modelo de velocidad inicial con funciones verticales de velocidad, el cual por medio del método de análisis de enfoque fue refinado, hasta obtener un modelo final que presentara CDP gathers con bajos niveles de residuales RMO. Este modelo final fue utilizado para realizar tres PSDM Kirchhoff y dos PSDM por ecuación de onda (método de fuente común), cuyos resultados fueron evaluados usando indicadores como visualización y continuidad de los reflectores, colapso de difracciones, resolución, relación S/R, entre otros. Finalizado el análisis de los resultados se concluyó que la PSDM por ecuación de onda es superior a la PSDM Kirchhoff, para los datos del Proyecto Oro Negro 07G 3D.

INDICE

CAPITULO I.....	1
INTRODUCCION.....	1
1.1 Planteamiento del Problema	1
1.2 Objetivos.	5
1.2.1 Objetivo General.	5
1.2.2 Objetivos Específicos:.....	5
1.3 Justificación	6
1.4 Ubicación del Área de Estudio.	7
1.5 Datos Disponibles.	7
CAPITULO II	8
MARCO GEOLÓGICO.....	8
2.1 Evolución Estructural de la Cuenca de Maracaibo.	8
CAPITULO III.....	11
MARCO TEORICO	11
3.1 Procesamiento de datos sísmicos.	11
3.2 Velocidades Sísmicas.....	12
3.3 Principios fundamentales de la Propagación de ondas.....	13
3.4 Ordenamiento de los datos por CMP Y CDP.....	14
3.5 Análisis de Velocidad.....	15
3.6 Modelo de velocidad.....	17
3.6.1 Modelo de Velocidad Inicial.....	17
3.6.2 Modelo Refinado.....	18
3.6.3 Método análisis de enfoque.....	19
3.7 Corrección NMO, estiramiento (<i>stretch</i>) y enmudecimiento (<i>mute</i>).....	19
3.8 Apilamiento.....	20
3.9 Migración.	21
3.9.1 Principios de la Migración (Yilmaz, 2001).....	22
3.9.2 Tipos de Migración.	24
3.9.3 Algoritmos de Migración.	25

3.9.4 Migración de Kirchhoff:	26
3.9.5 Métodos de migración basados en la ecuación de onda.....	27
3.9.6 Migración por ecuación de onda método de fuente común	27
CAPITULO IV	28
METODOLOGÍA	28
4.1 Adquisición de los datos.	28
4.2 Procesamiento de los datos.....	31
4.3 Metodología aplicada.....	32
4.3.1 Selección de gathers en el área de interés.	33
4.3.2 Observación de la calidad de los CDP gathers procesados.....	34
4.3.3Extracción de Funciones Verticales de Velocidades.	35
4.3.4 Construcción de Modelo de Velocidades Interválicas (Modelo Inicial).....	36
4.3.5 PSDM Kirchhoff.....	37
4.3.6Análisis de Enfoque (reducción de residuales RMO).....	42
4.3.7 PSDM ecuación de onda por el método de fuente común.	46
4.3.9 Conversión profundidad-tiempo.	50
4.3.10 Comparación de los resultados.....	50
CAPITULO V.....	52
RESULTADOS.....	52
5.1 Modelos de velocidad	53
5.1.1 Modelo de velocidades interválicas inicial.	53
5.1.2 Modelo de velocidades interválicas refinados.	54
5.2 Apilado sin-migrar.	57
5.3 PostSTM Kirchhoff.....	59
5.4 PSDM Kirchhoff.	61
5.4.1 Kirchhoff II	61
5.4.2 Kirchhoff III.....	63
5.4.3 Kirchhoff IV (Final).....	65
5.4.4 Comparación de PSDM Kirchhoff.....	67
5.4.5 Comparación de CDP gathers migrados por medio de una PSDM Kirchhoff	68
5.5 PSDM ecuación de onda por el método de fuente común.	69
5.5.1 Ecuación de Onda I.	69

5.5.2 Ecuación de Onda II.....	71
5.4.4 Comparación de PSDM por ecuación de onda (fuente común).....	73
5.6 Comparación espectral de secciones migradas.	74
3.7 Comparación apilado pre-migración vs secciones migradas.	75
3.7.1 Apilado pre-migración vs PSDM Kirchhoff.....	75
5.7.2 Apilado pre-migración vs PSDM ecuación de onda (fuente común).	76
3.8 PostSTM vs. PSDM.....	78
3.8.1 PostSTM Kirchhoff vs. PSDM Kirchhoff IV.	78
5.8.2 PostSTM Kirchhoff vs. PSDM ecuación de onda.....	79
5.9 PSDM Kirchhoff vs. PSDM Ecuación de Onda (fuente común).	81
5.10 Resolución vertical.	83
CAPITULO VI	85
ANALISIS DE RESULTADOS	85
CONCLUSIONES.....	92
RECOMENDACIONES.....	94
APENDICE.....	95
A. Ecuación de Kirchhoff.....	95
B. Continuación descendente del campo de ondas.	101
C. Diferencias Finitas.....	104
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	107

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. 1. Sección migrada en tiempo después del apilamiento con post-procesos, Inline 355. Tomado de Landaeta (2010).	3
Figura 1. 2. Sección migrada en tiempo antes del apilamiento con post-procesos, Inline 355. Tomado de Landaeta (2010).	4
Figura 1.4. 1. Ubicación del Área abarcada por el Proyecto Oro Negro.	7
Figura 2.1. Cuenca de Maracaibo, principales fallas geológicas presentes en esta y sus elemento estructurales delimitadores. Tomado de (Rodríguez, 2007).	8
Figura 3.3. 1Frentes de ondas y Principio de Huyghens.	14
Figura 3.4.1. Ubicación del CMP y CDP para diferentes pares fuente-receptor (s,g) en presencia de un reflector plano. Tomado de Yilmaz ,2001.	15
Figura 3.5.1. CDP gather antes y después de la corrección con análisis de velocidad. Tomado de Yilmaz, 2001.	16
Figura 3.6.1. Modelo de velocidades interválicas. Modificado de Guo N. (2002).	17
Figura 3.6.2. (a) Reflector corregido sin RMO (b) con déficit de velocidad (c) con exceso de velocidad. Modificado de Yilmaz (2001).	18
Figura 3.7.1 (a) datos sintéticos con normal moveout, (b) después de la corrección NMO, (c) después aplicación de mutes. Modificado Yilmaz (2001)..	20
Figura 3.8.1 Apilado de trazas para un mismo CMP.	21
Figura 3.9.1. Apilado de CMP (a) antes y (b) después de la Migración. Tomado de Yilmaz (2001).	22
Figura 3.9.2 (a) sección geológica, (b) Migración del segmento C'D' a su verdadera posición CD en la sección en tiempo.	23
Figura 3.9.3 Tipos de migración a usar en diferentes tipos de complejidades geológicas y de velocidades. Tomado de Albertin et al (2002).	24
Figura 4.1.1 Mapa de líneas receptoras y de disparos.	30
Figura 4.2.1 Secuencia de procesamiento empleada (Pre-Migración).	31

Figura 4.3.1 Flujo de trabajo aplicado.	32
Figura 4.3.2 Mapa de cobertura del proyecto ORO NEGRO 07G 3D y posición de los CDP gathers con respecto al proyecto.	33
Figura 4.3.3 CDP gathers en tiempo.	34
Figura 4.3.4. Funciones verticales de velocidad extraídas en IL 500; XL 620. ...	35
Figura 4.3.5. Modelo de velocidad inicial, inline 350.	36
Figura 4.3.6. Esquema de datos de entrada y salida en una PSDM Kirchhoff. ...	37
Figura 4.3.7. Secciones sísmicas obtenidas en las pruebas de migración.	40
Figura 4.3.8. CDP gathers migrados obtenidos en las pruebas de migración.	41
Figura 4.3.9. Diagrama de flujo del análisis de enfoque.	42
Figura 4.3.10. CDP gathers migrado sin corregir con efectos de RMO (izquierda), semblanza (centro) y CVS (derecha).	44
Figura 4.3.11. CDP gathers corregidos (izquierda), función vertical de velocidad interválica interpretada (curva azul) (centro) y una funciones vertical de residuales RMO (curva negra) (centro y derecha).	45
Figura 4.3.12. Esquema de datos de entada y salida para una PSDM por el método de fuente común. A efectos del presente trabajo.	46
Figura 4.3.13. Representación del rectángulo de apertura.	48
Figura 4.3.14. Sección migrada por el método de la fuente común original (izquierda), con mutes aplicados (derecha).	49
Figura 4.3.15. Conversión de volúmenes migrados al dominio del tiempo.	50
Figura5.1.1. Modelo de velocidades interválicas inicial, (arriba) inline 500 (abajo) crossline 700.	53
Figura 5.1.2. Primer modelo de velocidades interválicas refinado, (arriba) inline 500 (abajo) crossline 700.	54
Figura 5.1.3. Segundo modelo de velocidades interválicas refinado.	55

Figura 5.1.4. Tercer modelo de velocidades interválicas refinado (Modelo final)	56
Figura 5.2.1. Apilado pre-migración, inline 355.	57
Figura 5.2.3. Apilado Pre-Migración, crossline 610.	58
Figura 5.3.1 PostSTM Kirchhoff, inline 355.	59
Figura 5.3.3.PostSTM Kirchhoff, crossline 610.	60
Figura 5.4.1. PSDM Kirchhoff II, inline 355.	61
Figura 5.4.3. PSDM Kirchhoff II, crossline 610.	62
Figura 5.4.4. PSDM Kirchhoff III, inline 355.	63
Figura 5.4.4. PSDM Kirchhoff III, inline 355.	64
Figura 5.4.7. PSDM Kirchhoff III, inline 355.	65
Figura 5.4.8. PSDM Kirchhoff III, crossline 610.	66
Figura 5.4.9. Comparación de las inline 355 obtenidas a través de una PSDM Kirchhoff.	67
Figura 5.4.10. CDP IL 500 XL 700 gathers migrados por medio de una PSDM Kirchhoff.	68
Figura 5.5.1. PSDM Ecuación de Onda I (fuente común), inline 355.	69
Figura 5.5.2. PSDM Ecuación de Onda I (fuente común), crossline 610.	70
Figura 5.5.3. PSDM Ecuación de Onda II (fuente común), inline 355.	71
Figura 5.5.4. PSDM Ecuación de Onda II (fuente común), crossline 610.	72
Figura 5.5.5. Comparación de las inline 355 obtenidas a través de una PSDM Ecuación de Onda (fuente común).	73
Figura 5.6.1. Espectros de amplitud de PostSTM Kirchhoff (a), PSDM Kirchhoff II (b), PSDM Kirchhoff III (c), PSDM Kirchhoff IV (d), PSDM Ecuación de Onda I (e) y PSDM Ecuación de Onda II (f).	74
Figura 5.7.1. Apilado sin-migrar (izquierda). PSDM Kirchhoff IV convertida al dominio del tiempo (derecha), IL 355.	75

Figura 5.7.2. Apilado sin-migrar (izquierda). PSDM ecuación de onda II convertida a tiempo (derecha), inline 355.	76
Figura 5.7.3. Apilado sin migrar (arriba). PSDM ecuación de onda II convertida al dominio del tiempo (abajo), crossline 600.	77
Figura 5.8.1. PostSTM Kirchhoff (izquierda). PSDM Kirchhoff IV convertida al dominio del tiempo (derecha), inline 355.	78
Figura 5.8.2. PostSTM Kirchhoff (izquierda). PSDM ecuación de onda II convertida a tiempo (derecha), crossline 355.	79
Figura 5.8.3. PostSTM Kirchhoff (arriba). PSDM ecuación de onda II convertida al dominio del tiempo (abajo), crossline 610.	80
Figura 5.9.1. PSDM Kirchhoff IV (izquierda). PSDM ecuación de onda II (derecha), inline 355.	81
Figura 5.9.2. PSDM Kirchhoff IV (arriba). PSDM ecuación de onda II (abajo), crossline 610.	82
Figura 5.10.1 Gráficos de resolución vertical para PSDM Kirchhoff IV (a) inline 355, y (b) crossline 610.	83
Figura 5.10.2. Gráficos de resolución vertical para PSDM ecuación de onda II (a) inline 355y (b) crossline 610.	83
Figura 6.1. Zonas de interés en las secciones pre-migración, inline 355 (izquierda).	86
Figura 6.2 Zonas de interés en las secciones pre-migración, crossline 610.	86
Figura 6.3. Comparación de visualización de estructuras entre las PSDM, inline 355.	87
Figura 6.4. Evaluación de continuidad de reflectores entre PSDM, inline 355. ..	88
Figura 6.5. Colapso de difracciones con PSDM por ecuación de onda. XL600. .	88
Figura 6.6. Diferencia entre espectros de amplitud de las secciones migradas. IL 355	89
Figura A.1. Geometría migración Kirchhoff... ..	99

INDICE DE TABLAS

Tabla 4.1. Parámetros usados en los procesos de migración Kirchhoff.....	38
Tabla 4.2 Parámetros usados en las pruebas de apertura de migración.....	39
Tabla 4.3. Parámetros usados en los procesos de migración Kirchhoff.....	49
Tabla 5.1 Tiempo de computo promedio de los métodos de PSDM aplicados....	84
Tabla 6.1 Evaluación de indicadores de rendimiento de métodos de migración aplicados.....	91

CAPITULO I

INTRODUCCION

1.1 Planteamiento del Problema

En un mundo donde la principal fuente de energía son los combustibles fósiles, es de vital importancia localizar nuevas fuentes de hidrocarburos, para así satisfacer la creciente demanda energética en los mercados internacionales. Venezuela por ser un país exportador en su gran mayoría de petróleo, se ha dado a la tarea a través de Petróleos de Venezuela (PDVSA) de localizar nuevos yacimientos de hidrocarburos, por lo tanto; se han realizado varias campañas de exploración de hidrocarburos en el país. El eslabón clave de la exploración de hidrocarburos es el método geofísico de sísmica de reflexión, el cual está compuesto principalmente por tres etapas como lo son la adquisición, procesamiento e interpretación de datos sísmicos. El procesamiento de datos sísmicos tiene gran relevancia, ya que este permite obtener una mejor imagen del subsuelo, depende en gran parte a la calidad de los datos adquiridos, al apilamiento y métodos de migración aplicados.

Según Yilmaz (2001) La migración tiene como objetivo mover los reflectores buzantes a su verdadera posición y colapsar las difracciones. Albertin, et al. (2002) agrega que puede realizarse en dos dominios (tiempo o profundidad) y antes o después del apilamiento. En algunos casos la aplicación de una migración en tiempo ofrece buenos resultados, sin embargo en un marco de alta complejidad geológica con fuertes variaciones de velocidades laterales y altos buzamientos es necesario utilizar una migración en profundidad antes del apilamiento. Guo y Fagin (2002) destacan que a pesar de esto, tanto intérpretes y

procesadores históricamente han sido confinados al dominio del tiempo y en consecuencia no les es familiar el trabajo en el dominio de la profundidad.

Existen distintos algoritmos de migración, los métodos basados en la solución de la integral de Kirchhoff y los métodos basados en la solución de la Ecuación de Onda (E.O) (Sheriff; 2002). Por motivos de costo computacional el método más utilizado ha sido Kirchhoff, ya que es fácil de entender, realiza una serie de simples cálculos y es muy flexible en términos de adaptación a variaciones extremas de velocidad y buzamientos pronunciados. Los métodos de E.O también se ajustan a las variaciones extremas de velocidad y altos buzamientos, además incluyen la capacidad de adaptación de los rayos volcados, aunque el costo computacional es mucho mayor en comparación con los métodos de Kirchhoff. Bevc y Biondi (2005) consideran que esto ha cambiado, pues los avances en la computación y la creación de nuevos algoritmos más inteligentes; han hecho de los métodos de E.O. una alternativa económicamente factible en términos computacionales.

En los últimos años mundialmente las industrias de hidrocarburos se han abocado a la exploración de nuevos yacimientos en zonas geológicamente complejas, dificultando las etapas de las prospecciones sísmicas, en especial el procesamiento de los datos sísmicos. Por lo tanto, la Migración en Profundidad Antes del Apilamiento (*Prestack Depth Migration* PSDM) y la aplicación de nuevos algoritmos alternativos ha tomado gran relevancia. Petróleos de Venezuela (PDVSA) puso en marcha el proyecto Oro Negro que tiene como fin de disminuir las incertidumbres asociadas a las interpretaciones geológicas actuales, provenientes de los levantamientos sísmicos 2D realizados en la campaña Zulia-Oriental (ZO-91C) e identificar con mayor detalle, posibles estructuras geológicas y eventos estratigráficos potencialmente propicios para la acumulación de hidrocarburos, así como su cuantificación volumétrica de reservas, a fin de incrementar las perspectivas de producción petrolera en el área. El proyecto Oro Negro se inició con la adquisición de datos sísmicos a través del levantamiento ONE-07G-3D realizado en la costa oriental del Lago de Maracaibo

(zona de alta complejidad geológica), luego los datos adquiridos fueron procesados de manera conjunta entre PDVSA Servicios y PDVSA INTEVEP. Donde Landaeta (2010) realizó pruebas de migración pre-apilado y post-apilado en tiempo, para ambos casos se empleó el algoritmo de Kirchhoff. El resultado final fueron dos cubos sísmicos (fig.1.1; fig. 1.2), migrado en tiempo tanto antes como después del apilamiento. La calidad de estos no fue la esperada con una baja relación señal/ruido, a pesar de esto se realizaron interpretaciones geológicas a estos cubos sísmicos.

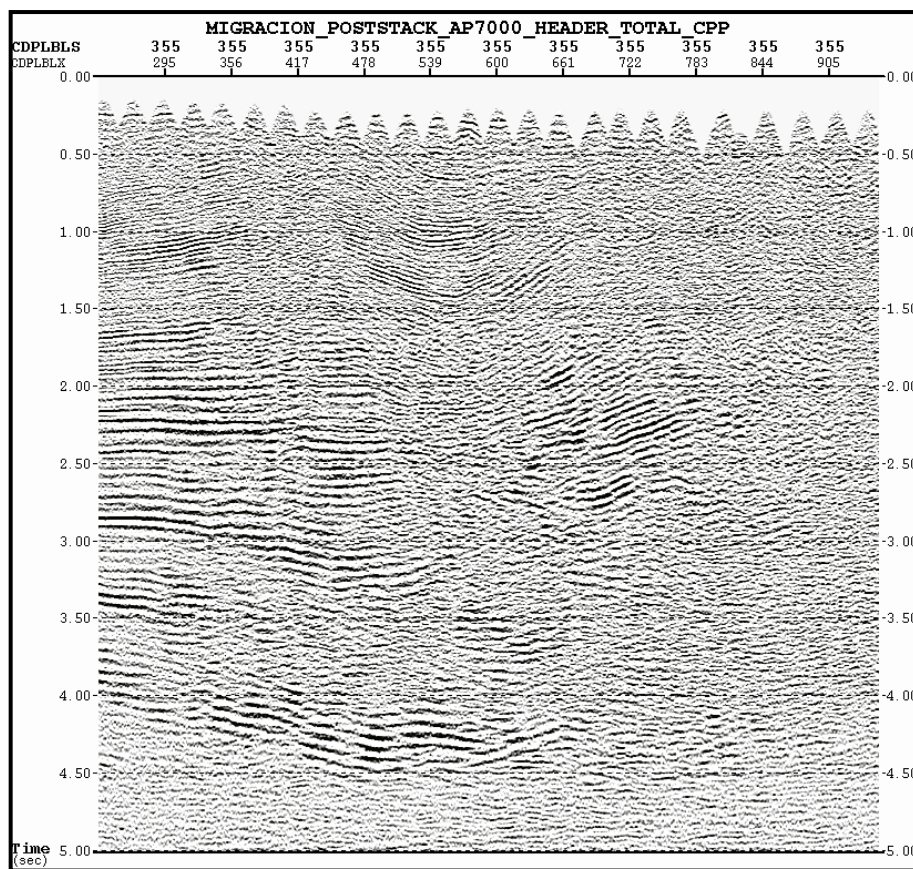


Figura 1.1. Sección migrada en tiempo después del apilamiento con post-procesos, Inline 355.

Tomado de Landaeta (2010).

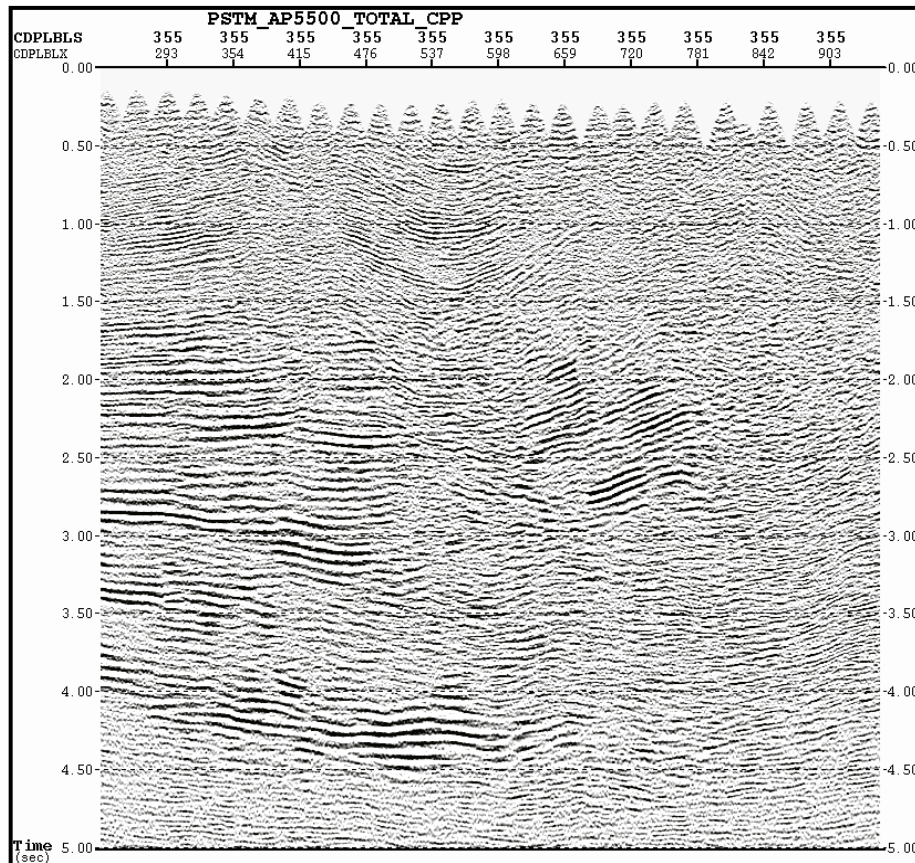


Figura 1.2. Sección migrada en tiempo antes del apilamiento con post-procesos, Inline 355. Tomado de Landaeta (2010).

Algunos modelos geológicos sugieren la presencia de estructuras diapíricas, lo cual implicaría fuertes variaciones laterales de velocidad y buzamientos altos, además de la baja relación S/R los métodos de migración en tiempo aplicados no han dado los resultados esperados manteniéndose los niveles de incertidumbres en la interpretaciones realizadas. En este sentido es necesario realizar una evaluación de la eficacia de los distintos métodos de migración sísmica en profundidad antes del apilamiento a los datos del proyecto Oro Negro, usando tanto los métodos de Kirchhoff como los basados en Ecuación de Onda, para determinar cuál método ofrece la mejor imagen y esta pueda ser utilizada para mejores interpretaciones.

1.2 Objetivos.

1.2.1 Objetivo General.

Evaluar la eficacia de métodos de migración sísmica antes del apilamiento en profundidad basados tanto en la ecuación de Kirchhoff como en la Ecuación de Onda, aplicados en datos reales del Proyecto ORO NEGRO 07G 3D.

1.2.2 Objetivos Específicos:

- Construir un modelo de velocidades interválicas, mediante la aplicación de funciones verticales.
- Realizar una migración en profundidad a los datos sísmicos antes del apilamiento, a través del método de Kirchhoff.
- Aplicar los métodos de migración en profundidad basados en la ecuación de onda a datos sísmicos antes del apilamiento.
- Analizar y comparar los resultados obtenidos.

1.3 Justificación

De acuerdo con los modelos geológicos sugeridos, se pueden esperar estructuras diapíricas o cabalgamientos en el área de estudio (PDVSA Occidente, 2010) por lo que es posible tener contrastes de velocidades considerables. En este sentido, el método ampliamente utilizado bajo estas condiciones geológicas es la migración antes de apilamiento en profundidad, en donde se busca obtener una mejor imagen del subsuelo de tal manera que pueda contribuir con las etapas de interpretación y caracterizaciones del yacimiento.

En el caso particular de los datos del proyecto ORO NEGRO 07G 3D, se conoce que la relación señal-ruido (S/R) es baja y los resultados de las migraciones en tiempo no ofrecen una buena calidad de imagen de tal manera que en este trabajo se realizará la evaluación de la migración antes de apilamiento en profundidad por los métodos de Kirchhoff y Ecuación de Onda (E.O.).

1.4 Ubicación del Área de Estudio.

Los datos del proyecto Oro negro fueron adquiridos en el levantamiento ONE-07G-3D desde noviembre del 2008 hasta noviembre del 2009. El levantamiento se encontró al noreste de la ciudad de Cabimas. Edo Zulia, en los municipios de las Costa Oriental del Lago de Maracaibo: Cabimas, Santa Rita, Miranda, Simón Bolívar y Lagunillas.



Figura 1.4. Ubicación del Área abarcada por el Proyecto Oro Negro.

1.5 Datos Disponibles.

Se cuenta con una porción de un cubo sísmico previamente procesado, la zona del estudio se encuentra delimitada entre los inline 350-630 y las crossline 600 – 800. La separación entre líneas es de 25 m, cubriéndose un área de 49 km² aproximadamente, además limitado en tiempo hasta los 8000 ms.

CAPITULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1 Evolución Estructural de la Cuenca de Maracaibo.

La Cuenca de Maracaibo se encuentra limitada por tres elementos estructurales mayores. La Serranía de Perijá al oeste, La Serranía de Trujillo al este y la Cordillera de los Andes al sur y por la falla de Oca al norte. La evolución estructural de la Cuenca de Maracaibo es compleja por los eventos tectónicos desde el jurásico hasta el presente (Escalona, 2003).

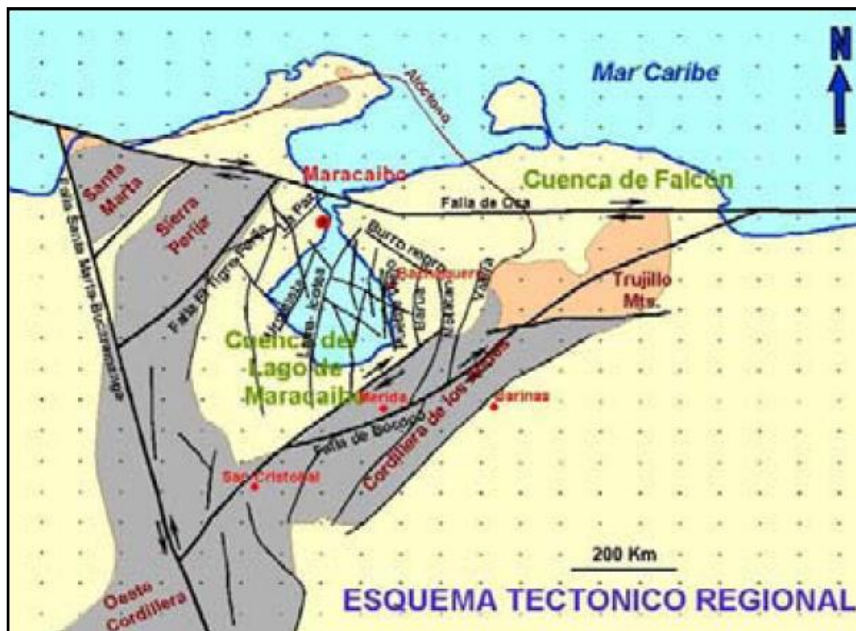


Figura 2.1. Cuenca de Maracaibo, principales fallas geológicas presentes en esta y sus elementos estructurales delimitadores. Tomado de (Rodríguez, 2007).

Triásico-Jurásico: Se caracterizó por la actividad de un régimen regional extensivo que estuvo relacionada con la apertura del Golfo de México o Proto-Caribe. Esta apertura indujo el desarrollo de fallas normales asociadas a valles de extensión o grabenes, en el cual se depositaron sedimentos clásticos dando lugar a

la formación de las llamadas capas rojas (Fm. La Quinta), existen indicios de la presencia de un graben ubicado en el Lago de Maracaibo durante ese tiempo.

Cretácico Temprano: en este periodo experimenta una subsidencia tectónica, asociada también a la carga sedimentaria, por lo cual se generó una transgresión generalizada creando ambientes tipo mar poco profundo, propiciando las condiciones anóxicas idóneas para la formación de rocas sedimentarias ricas en materia orgánica (Fm. La luna). Durante este periodo la cuenca estuvo en un margen pasivo, por lo tanto ningún evento de deformación perturbó las unidades cretácicas durante su sedimentación hasta el Maestrichtiense (De Toni et al, 1994), donde se evidencia los primeros efectos de deformación compresiva iniciando un periodo regresivo, depositándose la formación Colón (Lutitas) (PDVSA Occidente, 2010).

Paleoceno-Eoceno: a principios del paleoceno se inician los efectos de la colisión entre la Placa de Nazca y el occidente colombiano (Placa Sudamericana), las sedimentaciones estuvieron controladas por los frentes de deformación de la citada colisión. Generando sucesivos depocentros de edades cada vez más jóvenes hacia el este de lo que hoy en día es la Sierra de Perijá. Durante el Paleoceno Tardío-Eoceno Medio se inicia en forma progresiva y oblicua la acreción de la placa Caribe contra el borde septentrional de la placa sudamericana. La deformación asociada produce el emplazamiento de las napas de Lara. Asociada a esta se origina una cuenca flexural de antepaís. Los principales alineamientos preexistentes en el substratum, se reactivan en extensión (Paleoceno – Eoceno Temprano) y en transpresión y transtensión (Eoceno Medio-Tardío) (De Toni et al, 1994).

Oligoceno: en el Eoceno Tardío-Oligoceno, se registra un periodo importante de erosión en la parte centro y oriental de las cuencas de Maracaibo y Barinas Apure. Simultáneamente ocurre una redistribución de los depocentros hacia el oeste del área, lo que implica el levantamiento de la proto-Sierra de Perijá. Durante este

periodo ocurrió un evento de extensión y/o transtensión que afectó Falcón y Zulia Oriental. Este evento distensivo modificó la configuración estructural de esta área, observándose fallas normales lístricas (semigrabenes) con depósitos sintéctonicos de gran espesor, mientras que en el sector del Lago de Maracaibo estas estructuras están ausentes (De Toni et al, 1994).

Neógeno: este periodo esta signado por importantes periodos de formación de montañas, los cuales son consecuencia directos de la interacción de las placas Caribe y Sudamérica. (Yoris y Ostos, 1997). La colisión del terreno Panamá-Bandó contra la esquina noroccidental de Sudamérica, produjo un evento de compresión de gran importancia en el occidente de Venezuela. Durante este tiempo (Mioceno Tardío-Holoceno), los Andes y la sierra de Perijá adquieren su morfología actual, y las cuencas distensivas de Falcón y Zulia Oriental se invierten considerablemente (De Toni et al, 1994).

CAPITULO III

MARCO TEORICO

3.1 Procesamiento de datos sísmicos.

Es la etapa de exploración sísmica que tiene como finalidad eliminar ruidos, mejorar la señal y colocar los eventos sísmicos en su posición correcta en el espacio, es decir acondicionar los datos sísmicos adquiridos hasta que puedan ser interpretables (Pineda, 2011). El procesamiento no tiene una secuencia única, ya que esta pueda variar dependiendo de los datos y de la complejidad geológica de la zona. Sin embargo, de manera general, se puede decir que las etapas del procesamiento son:

- Pre-procesamiento
 - Lectura y conversión de los datos.
 - Demultiplexado.
 - Geometría.
 - Ganancia.
 - Edición de trazas.
 - Calculo de estáticas.
- Deconvolución y Filtros.
- Ordenamiento de los datos.
- Análisis de velocidad.
- Corrección NMO.
- Apilamiento.
- Migración.

3.2 Velocidades Sísmicas.

Desde el punto de vista sísmico la velocidad es la propiedad del medio que permite cuantificar la relación de cambio del desplazamiento en el tiempo de la propagación de la onda, por lo tanto la velocidad puede considerarse la propiedad fundamental en el procesamiento e interpretación sísmica. Existen varias velocidades sísmicas que a menudo tienden a confundir , ya que están acompañadas de distintos adjetivos calificativos que las distinguen unas de otras de acuerdo a su utilidad, forma de cálculo e interpretación física, dichas velocidades son: velocidad instantánea, velocidad promedio, velocidades RMS *Root Mean Square* , velocidad NMO *Normal Moveout*, velocidad interválica y velocidad de apilamiento. (Sheriff; 2002).

Velocidad instantánea: es la rapidez medida en cualquier momento dentro de un frente de ondas en la dirección de propagación de la energía (perpendicular al frente de ondas). Este término es ocasionalmente utilizado como velocidad cuando es determinado a partir de un registro de impedancia acústica. (Sheriff 2001).

Velocidad promedio: es el cociente entre la profundidad y el tiempo de viaje de la onda en dicha profundidad. Se calcula asumiendo una trayectoria vertical y estratificación paralela. Si se considera un medio como el antes descrito con velocidades v_i y espesores z_i , el tiempo de viaje a través de cada estrato será $t_i = z_i/v_i$, entonces la velocidad promedio será.

$$V = \frac{z_i}{t_i}$$

Ec. 3.2.1

Velocidad media cuadrática (RMS): es la velocidad de una onda que viaja a través de un subsuelo estratificado a lo largo de una trayectoria especificada y se define como:

$$V_{rms} = \frac{\sqrt{V_{int}^2 t_i}}{t_i}$$

Ec. 3.2.2

Donde V_{int} y t_i son las velocidades intervalicas y el tiempo de recorrido simple a traves del i -esimo intervalo. V_{rms} se deriva usualmente de medidas de *normal moveout* (NMO), y comunmente es un pequeño porcentaje más grande que la velocidad promedio correspondiente y muy proxima a la velocidad de apilamiento para distancias fuentes receptor cortas.

Velocidad interválicas: velocidad sísmica sobre un intervalo de profundidad z , la cual puede ser estimada a partir de registros sónicos o a partir de los cambios de la velocidad de apilamiento entre dos reflectores sísmicos. Si el intervalo de profundidad abarca varios estratos, entonces la velocidad de intervalo es igual a la velocidad promedio calculada sobre la profundidad z . Si z_i es el espesor del i -ésimo intervalo y t_i es el tiempo de la trayectoria a través de este, entonces $V_{int} = z_i/t_i$. Una aproximación de V_{int} está dada por la ecuación de Dix.

$$V_{int} = \frac{\sqrt{V_n^2 t_n - V_{n-1}^2 t_{n-1}}}{t_n - t_{n-1}}$$

Ec. 3.2.3

Donde V_n es la velocidad RMS y t_n es el tiempo de arribo a incidencia normal para el n -ésimo reflector.

3.3 Principios fundamentales de la Propagación de ondas.

La propagación de los movimientos ondulatorios consecutivos en medio continuo, se rigen por los principios de Huyghens y de Fermat. Para comprender mejor estos principios es necesario conocer los conceptos de frente de onda y rayo. Se entiende por frente de onda, al lugar geométrico de todos los puntos que tienen el mismo estado de vibración o igual tiempo de viaje. La trayectoria indica

la dirección y sentido de la propagación de un movimiento ondulatorio y es perpendicular al frente de onda (Pineda, 2011).

El Principio de Huyghens indica que todo punto de un frente de onda se comporta como un nuevo centro generador de ondas. Mientras que el principio de Fermat enuncia que el movimiento ondulatorio entre dos puntos, sigue la trayectoria de tiempo mínimo.

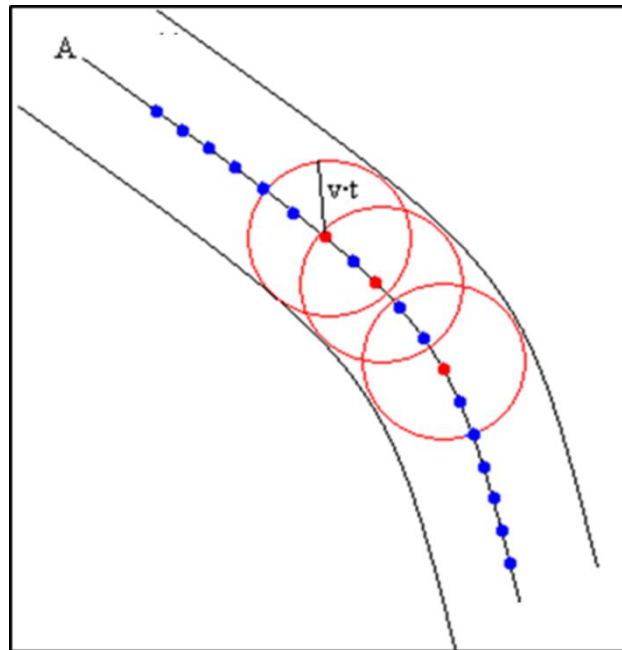


Figura 3.3.1. Frentes de ondas y Principio de Huyghens.

3.4 Ordenamiento de los datos por CMP Y CDP.

Según Yilmaz (2001) la adquisición de datos sísmicos multicobertura se basa en las coordenadas fuente-receptor o *shot-receiver* (s,g). Mientras que para el procesamiento es necesario reorganizar los datos por punto medio en común (*common midpoint*) CMP o por punto común en profundidad (*common depth point*) CDP, como se puede observar en la figura 3.3.1. La importancia del ordenamiento CMP o CDP radica, en que provee una redundancia moderada en la señal sísmica, haciéndola de mejor calidad. También Yilmaz destaca que el CMP y el CDP son equivalentes solo cuando los reflectores son planos.

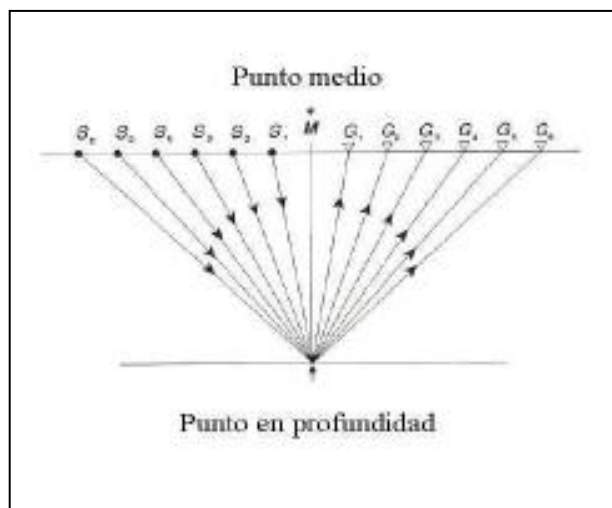


Figura 3.4.1. Ubicación del CMP y CDP para diferentes pares fuente-receptor (s,g) en presencia de un reflector plano. Tomado de Yilmaz ,2001.

El agrupamiento de los datos sísmicos provenientes de fuentes-receptores por CMP o punto medio en común, se conoce como CMP gathers. De igual manera, se entiende por CDP gathers como el ordenamiento de los datos sísmicos provenientes de fuentes-receptores que poseen el mismo CDP o punto común de profundidad.

3.5 Análisis de Velocidad.

Pineda (2011) menciona que un análisis de velocidad tiene como objetivo establecer las velocidades sísmicas requeridas para la obtención de resultados óptimos en los procesos de apilamiento y migración tanto en tiempo como en profundidad, normalmente estos análisis se realizan con la información ordenada en el dominio de CMP o CDP.

El análisis de velocidades es realizado a un grupo de CMP o CDP. El resultado es una tabla de pares de números, tiempo de recorrido-velocidad o llamados también espectros de velocidad, que representan una medida de coherencia de la señal a lo largo de las trayectorias hiperbólicas gobernadas por la velocidad el offset y el tiempo de viaje. La representación gráfica del espectro de

velocidad se puede observar, en tonalidades rojas y donde la máxima coherencia se refleja en color negro como se puede ver en la figura 3.5.1.

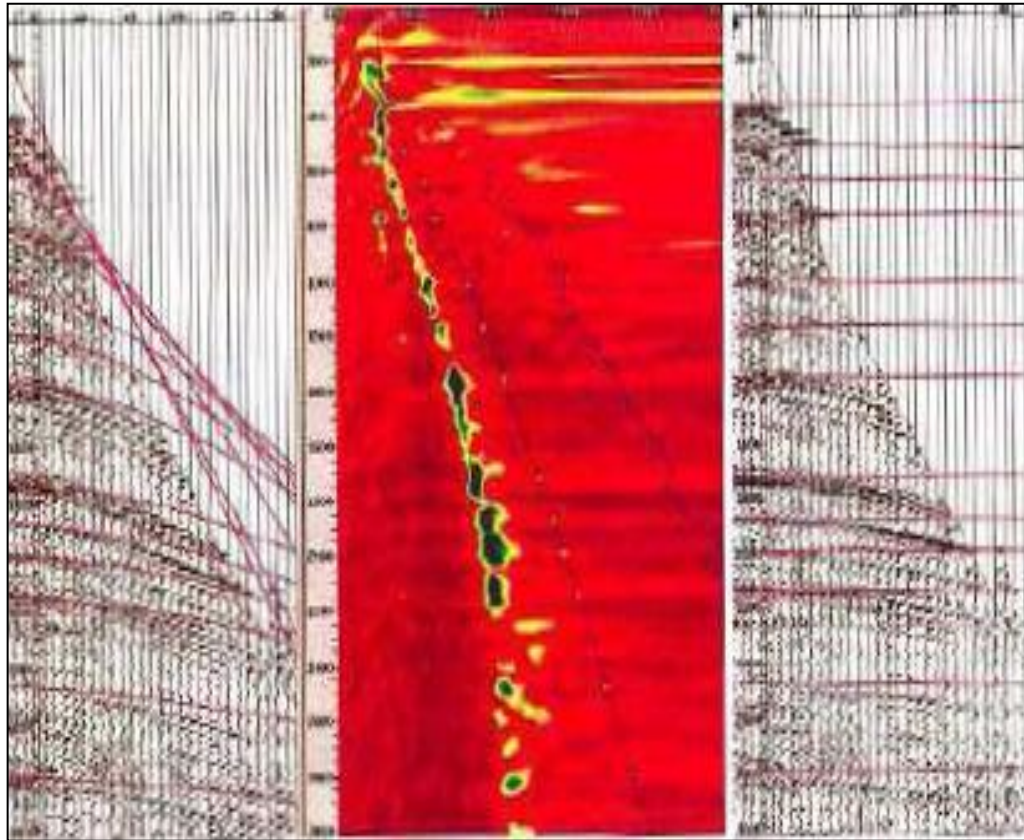


Figura 3.5.1. CDP gather antes y después de la corrección con análisis de velocidad. Tomado de Yilmaz, 2001.

Análisis de velocidad constante (CVS): Este análisis se realiza en el apilado CDP asumiendo varias velocidades de prueba que son constantes en el tiempo y el espacio, hasta determinar las velocidades que producen los mejores resultados en donde se obtiene la mayor energía de reflexión. (Sheriff, 2001).

Análisis de semblanza: Cordsen y Pierce (2000), señalan que el análisis de semblanza es usado para determinar la máxima coherencia avanzando a través de la curva moveout, la cual define la función de la velocidad de apilamiento. Una de las suposiciones básicas en el análisis de semblanza es que la amplitud de la señal no varía con el offset.

3.6 Modelo de velocidad.

Los modelos de velocidades son una representación espacial de las velocidades a través de cada uno de los estratos o capas del subsuelo tomando, generalmente, la velocidad de cada capa constante a través de las cuales pasan los rayos de los distintos frentes de onda obedeciendo a la ley de Snell. Generalmente la velocidad utilizada para generar dichos modelos es proveniente de las velocidades de migración sísmica; en especial de las migraciones en profundidad (figura 3.6.1). Los modelos de velocidades también son llamados cubos de velocidades. (Sheriff, 2001).

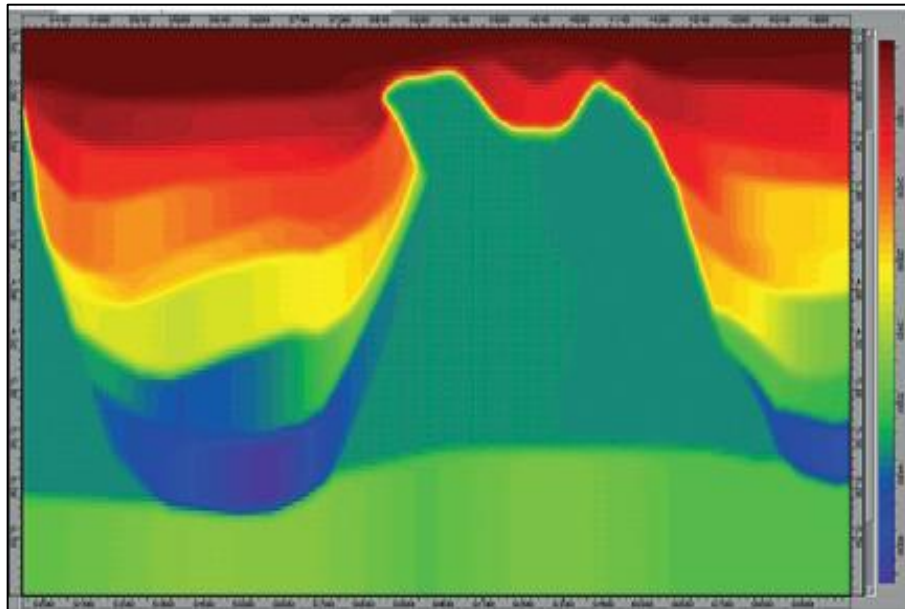


Figura 3.6.1. Modelo de velocidades interválicas. Modificado de Guo N. (2002).

3.6.1 Modelo de Velocidad Inicial.

Según Guo y Fagin (2002) son los modelos hechos partiendo de la suposición de que el subsuelo está formado por capas planas con velocidades homogéneas. Por lo general generan moveout residuales. Si el fin es una migración en tiempo se debe usar velocidades RMS, mientras que en el dominio de la profundidad por medio de la fórmula de Dix se usan velocidades interválicas.

3.6.2 Modelo Refinado.

Un modelo de velocidad es correcto cuando los eventos de reflexión o reflectores en los CDP gathers son planos, como en la figura 3.6.2,a. Los errores en el modelo se evidencian por eventos no planos o con moveout residuales (**RMO**). Un modelo refinado es aquel que se obtiene tras la modificación del campo de velocidad con el fin de eliminar los moveout residuales. Para lo cual se debe conocer la siguiente regla:

- Reflector cóncavo hacia arriba tiene un déficit de velocidad (figura 3.6.2,b).
- Reflector cóncavo hacia abajo tiene un exceso de velocidad (figura 3.6.2,c).

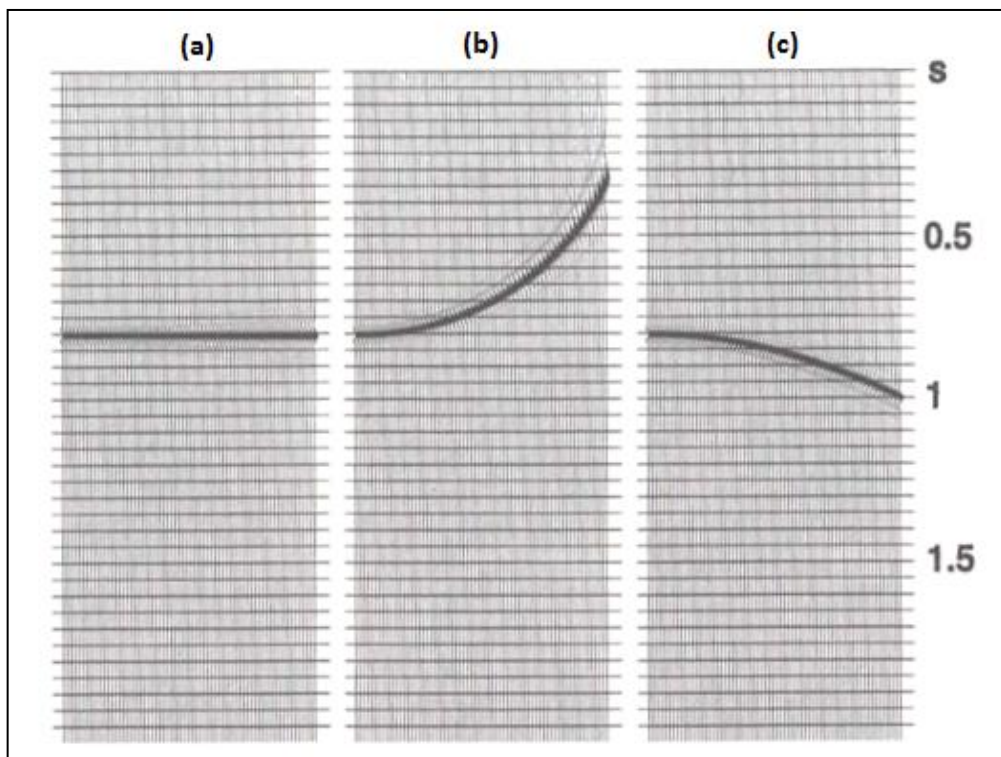


Figura 3.6.2. (a) Reflector corregido sin RMO (b) con déficit de velocidad (c) con exceso de velocidad. Modificado de Yilmaz (2001).

Sin embargo, cuando las velocidades laterales cambian de forma compleja, la regla puede ser violada.

3.6.3 Método análisis de enfoque.

Según Guo Y Fagin (2002) es un método de refinamiento de modelos de velocidad, se basa en la idea de que si la velocidad correcta es usada para una capa. Entonces, los eventos en el CRP gather se alinearán y se sumaran en una alta amplitud para esa capa. En teoría, la mejor velocidad para una capa es la que resulta en la mayor amplitud para el evento en la base de la misma. En un sentido, la técnica es similar un (CVS) análisis de velocidad constante (*constan velocity stack*) en el que un intervalo de velocidades es examinado para ver donde se obtiene la mayor energía de reflexión.

3.7 Corrección NMO, estiramiento (*stretch*) y enmudecimiento (*mute*).

Según Yilmaz (2001) en un evento de reflexión en un CMP gather. La diferencia entre el tiempo doble de viaje para un offset dado y el tiempo doble de viaje para una traza de cero-offset *Normal Moveout* (Figura 3.7,a). Con la finalidad de corregir el retraso en tiempo causado por la separación entre fuentes y receptores, se utiliza la siguiente corrección NMO o corrección dinámica:

$$t - t_0 = \Delta t = \frac{x^2}{2t_0 V_{NMO}^2}$$

Ec. 3.7.1

Donde x es la distancia fuente-receptor (offset), t_0 tiempo de arribo en $x = 0$, t tiempo de arribo de la traza a corregir, Δt tiempo de corrección ($t - t_0$) y V_{NMO} es la velocidad del medio sobre la interface reflectante. Esta corrección produce un estiramiento de la onda sísmica; a este efecto se le conoce precisamente como estiramiento (*stretch*), se debe al hecho de que la corrección dinámica se hace más grande mientras mayor sea el offset (Figura 3.7.1, b). Este estiramiento se manifiesta notablemente en las trazas sísmicas provenientes de los receptores más lejanos a la fuente o disparo y se observa en el tope o comienzo de las trazas sísmicas, afectando considerablemente la información sísmica de los eventos someros, contenidos en ellas (Manzoni de G, 2001).

Para eliminar el fenómeno del estiramiento, se debe hacer un enmudecimiento (mute), es decir, hacer cero aquella porción de las trazas sísmicas, en donde se ha acentuado el estiramiento, (figura 3.7.1, c)

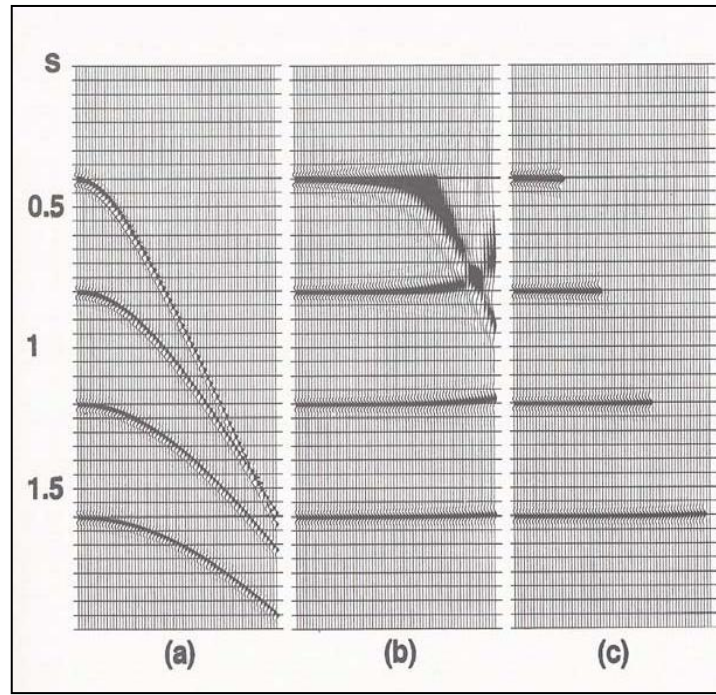


Figura 3.7.1 (a) datos sintéticos con normal moveout, (b) después de la corrección NMO, (c) después aplicación de mutes. Modificado Yilmaz (2001).

3.8 Apilamiento.

Con la finalidad de obtener una mejor relación señal-ruido, se suman distintos disparos pertenecientes a un mismo punto de reflexión (CRP) o al mismo punto medio en común (CMP) figura 3.8.1. Obteniéndose una sola traza con menor ruido y mayor calidad de la señal. El apilado comprime la dimensión del offset a valor cero, de manera de simular el efecto de incidencia normal. Si la corrección NMO fue realizada de manera eficiente, la suma de eventos sísmicos pertenecientes a un mismo tiempo de viaje, resultará en interferencia constructiva, realzando la amplitud de los reflectores; el apilado también procede a atenuar el ruido aleatorio, que interfiere destructivamente cuando es sumado, disminuyendo sus valores de amplitud

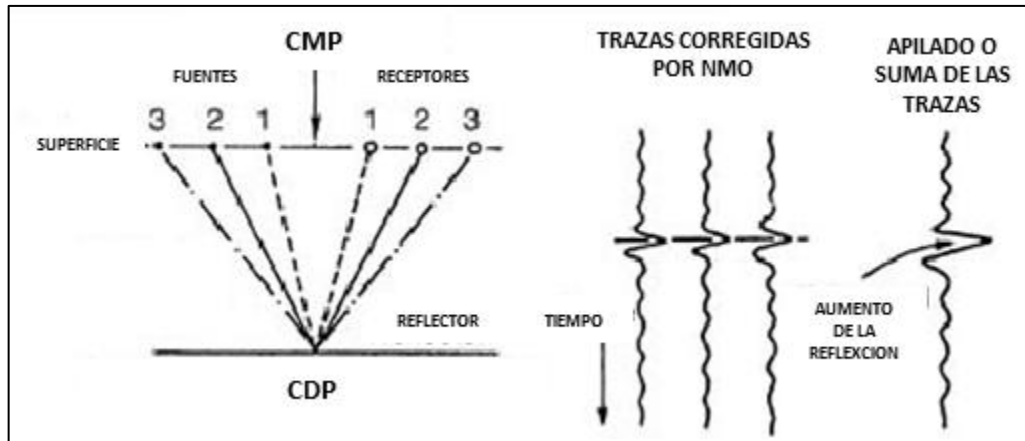


Figura 3.8.1 Apilado de trazas para un mismo CMP.

3.9 Migración.

La señal sísmica grabada por un receptor es asociada con la energía proveniente de un Punto Común de Reflexión (CRP por sus siglas en inglés) ubicado directamente debajo de dicho receptor o para un Punto Medio en Común (CMP). Tal suposición por lo general es incorrecta ya que esta funciona solo con capas totalmente horizontales, mientras que en la naturaleza la mayoría de las capas poseen inclinación, es decir son capas buzantes. Para corregir los errores producidos en la imagen por esta suposición es necesario aplicar una migración a los datos sísmicos.

Para comprender el papel que juega la migración en el procesamiento de los datos sísmicos, se debe conocer su concepto. Según Yilmaz (2001) la migración se encarga de mover los reflectores buzantes a su verdadera posición en el subsuelo y colapsar las difracciones. Así mismo incrementa la resolución espacial produciendo una imagen sísmica del subsuelo. Mientras que Sheriff (2002) considera la migración como un proceso que consiste en reubicar elementos de datos para ajustar posiciones de los reflectores asociados o puntos donde las ondas sísmicas se dispersan o curvan a consecuencia de un obstáculo (puntos de difracción). En la figura 3.9.1 se observa como la migración colapsa la energía en las difracciones y coloca los eventos en su verdadera posición.

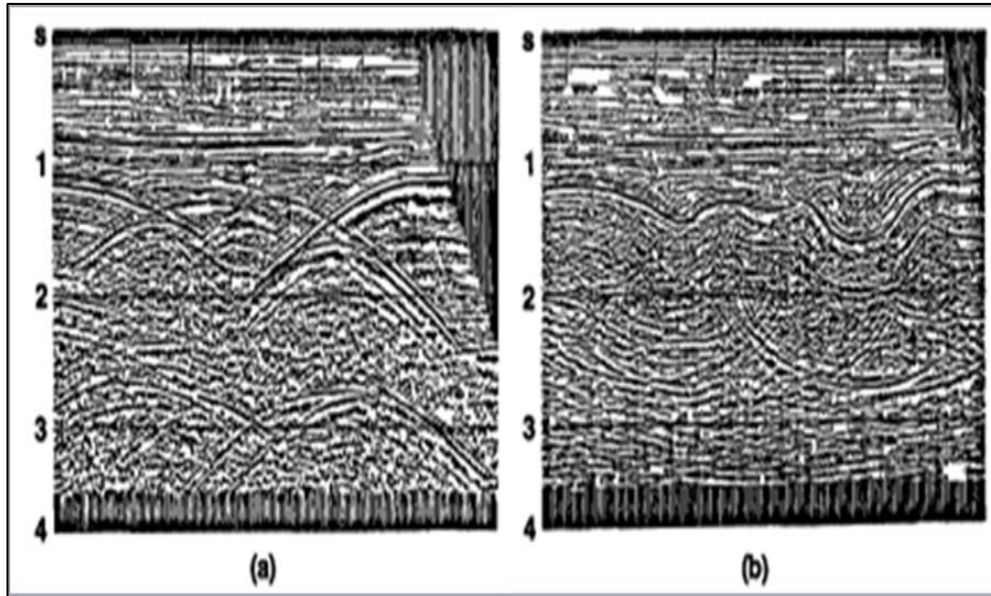


Figura 3.9.1. Apilado de CMP (a) antes y (b) después de la Migración. Tomado de Yilmaz (2001)

3.9.1 Principios de la Migración (Yilmaz, 2001).

Considere el reflector buzante CD de la sección geológica simple en la figura (3.9.2, a). Se quiere obtener una sección de distancia a la fuente cero a lo largo del perfil Ox. Cuando se mueve el par fuente-receptor (s,g) a lo largo de Ox, la primera llegada de incidencia normal del reflector buzante se graba en la posición A. En esta discusión, se supone una velocidad constante media normalizada $v = 1$ para que ese tiempo y coordenadas de profundidad se puedan intercambiar. La llegada de la reflexión a la posición A se indica por el punto C' sobre la sección de tiempo de cero-desplazamiento en la figura (3.9.2, b). Como nos movemos de la posición A la derecha, se graban las llegadas de incidencia normal del reflector buzantes CD. La última llegada se graba en la posición B que se indica por el punto D' en la figura 3.9.2 (b). En este experimento, se excluyen difracciones fuera de los bordes de CD del reflector para simplificar la discusión.

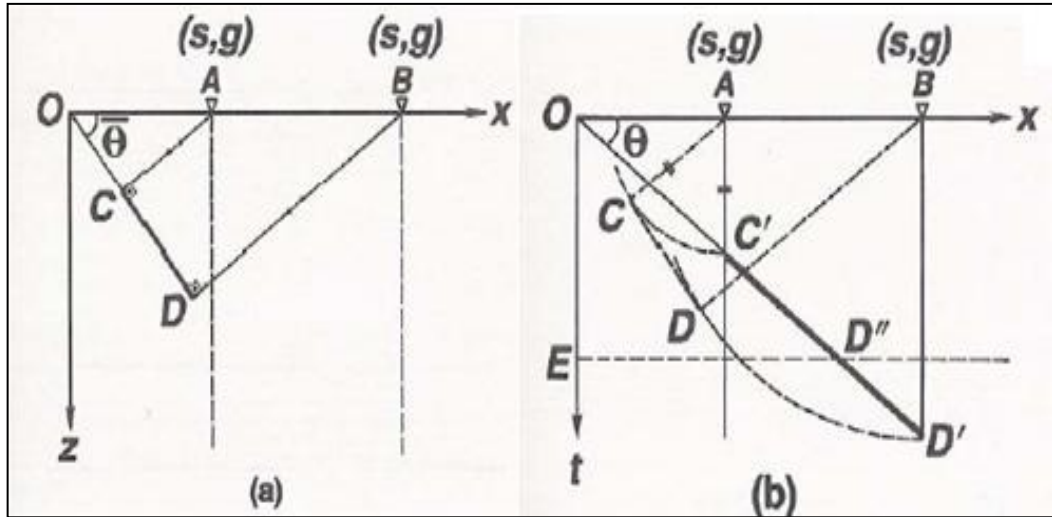


Figura 3.9.2 (a) sección geológica, (b) Migración del segmento $C'D'$ a su verdadera posición CD en la sección en tiempo.

Compare la sección geológica en la figura 3.9.1a que es en profundidad con la sección sísmica de cero-desplazamiento en la figura 3.9.1b que es en tiempo. Las verdaderas posiciones en el subsuelo del reflector CD se sobreponen hacia la sección de tiempo para la comparación. Claramente la verdadera posición geológica del reflector CD no está igual que la posición del evento de reflexión $C'D'$. De esta construcción geométrica simple, se nota que la reflexión en sección de tiempo $C'D'$ debe migrarse a su verdadera posición del subsuelo CD en la sección de profundidad. Las siguientes observaciones pueden hacerse de la descripción geométrica de la migración en la figura 3.9.2.

- (a) El ángulo de buzamiento del reflector en la sección geológica es mayor que en la sección de tiempo; así, la migración aumenta el buzamiento de los reflectores.
- (b) La longitud del reflector, como se ha visto en la sección geológica, es más corto que en la sección de tiempo; así, la migración acorta los reflectores.
- (c) Mueve los reflectores en la dirección ascendente del buzamiento.

3.9.2 Tipos de Migración.

La migración puede realizarse en dos dominios (tiempo o profundidad) y antes o después del apilamiento, por lo tanto se puede elegir entre distintos tipos de migración según la complejidad del objetivo y las estructuras en cuestión. Por ejemplo, algunos problemas de generación de imágenes pueden ser resueltos en el dominio del tiempo, pero los más complejos requieren migración en profundidad.

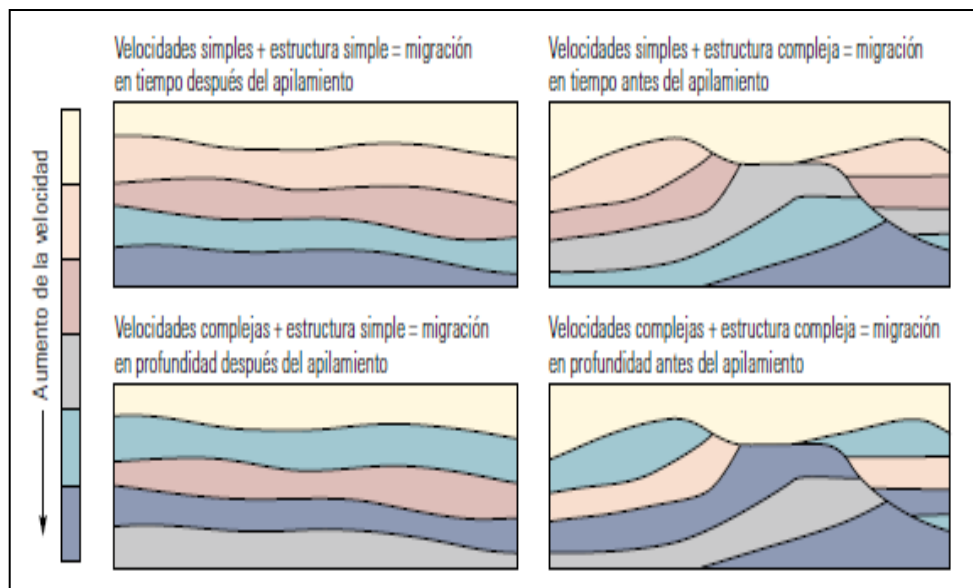


Figura 3.9.3 Tipos de migración a usar en diferentes tipos de complejidades geológicas y de velocidades. Tomado de Albertin et al (2002).

Migración en Tiempo: en esta el modelo de velocidad o campo de velocidad, puede variar lentamente. La velocidad aumenta con el tiempo de tránsito y las variaciones horizontales son graduales figura 3.9.3 arriba. (Albertin et al; 2002)

Migración en Profundidad: el modelo de velocidad puede tener fuertes contrastes en las direcciones horizontal y vertical. Por eso se elige este tipo de migración cuando hay pliegues, intrusiones o fallas de gran inclinación que se yuxtaponen con capas cuyas propiedades elásticas son muy diferentes. La migración en profundidad es una operación que demanda mucho tiempo de trabajo y necesita un modelo de velocidad preciso en escala de profundidad, figura 3.9.3 abajo.

Migración Aplicada Después del Apilamiento (Post-Apilamiento): toma menos tiempo que la migración antes del apilamiento. Porque el apilamiento reduce en un orden de magnitud la cantidad de trazas que deben procesarse. Para que la migración después del apilamiento resulte exitosa, las suposiciones que se hacen deben estar bien fundamentadas. La amplitud de la traza de incidencia normal y los arribos deben ser aproximadamente hiperbólicos. Estas suposiciones son válidas sólo cuando se pueden ignorar las variaciones litológicas y el contenido de fluidos en el área cubierta por la colección de trazas y cuando la estructura es simple, figura 3.9.3 izquierda.

Migración Aplicada Antes del Apilamiento (Pre-Apilamiento): puede aplicarse a las estructuras y los campos de velocidad más complejos. Hace algunos años, las principales restricciones sobre la migración antes del apilamiento eran la capacidad de computacional, así como el tiempo y la habilidad requeridas para la construcción del modelo de velocidad en un tiempo razonable. Los avances en materia de computación han permitido reducir estas restricciones. Figura 3.9.3 derecha.

3.9.3 Algoritmos de Migración.

La ecuación de onda escalar unidireccional en profundidad es la base para los algoritmos de migración comunes. Estos algoritmos no modelan explícitamente reflexiones múltiples, ondas convertidas, ondas de superficie, o ruido. Cualquier energía presente en los datos de entrada a la migración se trata como el reflector primario. Los algoritmos de migración pueden ser clasificados bajo tres categorías principales:

- (a) aquellos que son basados en soluciones integrales de la ecuación de onda escalar,
- (b) aquellos que son basados en las soluciones de la diferencia finita, y
- (c) aquellos que son basados en las aplicaciones frecuencia-número de onda.

Cualquier algoritmo, debe poseer las siguientes características:

- (a) Manipular los buzamientos fuertes con la exactitud suficiente,
- (b) Manipular las variaciones de velocidad laterales y verticales, y
- (c) Ser implementado eficientemente. (Yilmaz, 2001).

3.9.4 Migración de Kirchhoff:

Es el método históricamente más utilizado, debido a su practicidad y adaptabilidad en situaciones complejas. Está basado en la suma de Kirchhoff obtenida a través de la integración de la ecuación de difracción de Kirchhoff (Ec. 3.9.1) a lo largo de las curvas de la migración, colapsando las amplitudes contenidas en ellas y su vez posicionando los resultados en la cimas de las difracciones. Según Yilmaz (2001), la apertura de migración es un parámetro crítico en caso de aplicar una migración Kirchhoff.

$$\psi_{x_0, t} = \int_{\partial V} \frac{1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial n} \Big|_{t+r/v_0} - \frac{1}{v_0 r} \frac{\partial r}{\partial n} \frac{\partial \psi}{\partial t} \Big|_{t+r/v_0} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial r}{\partial n} \psi \Big|_{t+r/v_0} ds$$

Ec. 3.9.1

La anterior ecuación se conoce como **integral de difracción de Kirchhoff** y sus términos son evaluados en el tiempo avanzado $(t + r/v_0)$. Donde ψ es el desplazamiento de la onda, v_0 es la velocidad, r es la distancia entre el receptor y el punto de dispersión y n es el vector a la superficie ∂V .

Apertura de migración: Es el rango espacial medido en número de trazas en el cual los datos sísmicos pueden ser migrados. La apertura depende de variables como tiempo, velocidad y buzamiento. La apertura media se puede ver como el máximo radio de migración. A través de la apertura media expresada en cantidad de CDP y la distancia de cada uno de ellos es posible determinar el radio máximo de migración, multiplicando estas dos variables.

3.9.5 Métodos de migración basados en la ecuación de onda.

Funcionan mediante la solución de la ecuación de onda (mediante técnicas numéricas como la continuación descendente (*downward continuation*) y diferencia finitas. En los últimos tiempos ha ocurrido un resurgir de los métodos basados en la ecuación de onda debido a la aplicación de algoritmos inteligentes y a la mayor potencia de cómputo (Bevc y Biondi, 2005). Entre estos se encuentran algoritmos capaces de resolver métodos como fuente común (*common shot*) y azimut común (*common-azimut*). Las migraciones basadas en la ecuación de ondas consisten de dos partes. Primero se hace la continuación descendente del campo de onda usando la ecuación de onda en un sentido a cada fuente y receptor. La segunda parte consiste de una correlación entre la continuación descendente del campo de las receptoras y la continuación descendente del campo de las fuentes, en cada punto de la imagen. Estos métodos se apoyan en esquemas de diferencia finitas para obtener soluciones analíticas aproximadas de la ecuación de onda. Por lo tanto, esto implica mayor tiempo de cómputo en comparación con los métodos Kirchhoff.

$$\nabla^2 \psi_{x,t} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \psi_{x,t}}{\partial t^2}$$

Ec.3.9.1

Donde ψ representa el desplazamiento de la onda (presión, rotación, dilatación, etc.) y v su velocidad (Sheriff, 2002).

3.9.6 Migración por ecuación de onda método de fuente común

Este método ofrece una práctica solución para imágenes en profundidad pre-apiladas en áreas donde ocurren complejos fenómenos de onda. Por lo tanto tiene el potencial para obtener imágenes de alta fidelidad en áreas de estructuras geológicas complejas. Consiste en la continuación descendente de campo de onda tanto para las fuentes como las receptoras y una posterior extrapolación de los campos de ondas. Permite la entrada de datos con gran variedad de offsets y azimut, haciéndolo idóneo para datos terrestres de adquisición irregular.

CAPITULO IV

METODOLOGÍA

4.1 Adquisición de los datos.

Antes de iniciar una discusión sobre la metodología del presente trabajo, es preciso conocer las especificaciones del levantamiento ORO NEGRO 07G 3D (figura 4.1.1)

Fuentes

Tipo de Fuente:	Pentolita biodegradable
Cantidad de explosivo por pozo:	1Kg
Km de líneas fuentes:	1079,95 Km
Número de estaciones fuentes:	21.645
Número de líneas fuentes:	50
Distancia entre líneas de disparo:	700m
Intervalo de disparo:	50m
Azimut de líneas fuentes:	142°
Número de disparos por patch:	10

Receptores

Geófonos de tierras:	Sergel SG-10, 3X2, Land, LCK2M
Geófonos pantaneros:	Sergel SG-10, 3X2, Swamp, LCK2M
Tipo de arreglo de recepción:	Lineal, centrado en la estaca receptora
Separación de geófonos:	5m
Longitud efectiva del arreglo:	25

Grabación

Instrumento de grabación:	SERCEL 429XL, versión 3.0
Formato de grabación:	IEEE SEG D tipo 9059 Demultiplexado
Rata de muestreo:	2ms
Longitud final de grabación:	8 s
Filtro anti alias:	0.8 Nyquist, Fase Mínima

Geometría de Adquisición

Distancia entre estaciones receptoras:	50m
N° de líneas receptoras por swath:	9
N° total de canales por línea receptoras:	290xLR split spread
N° total de canales por swath:	2.240
Solape de LR's x avance crossline:	7
Avance de líneas receptores:	1 (500m)
Avance inline:	14 estaciones receptoras (700m)
Numero de disparo por salvo del patch:	7
Offset máximo:	7.249m
Tamaño del bin:	25 m x 25 m

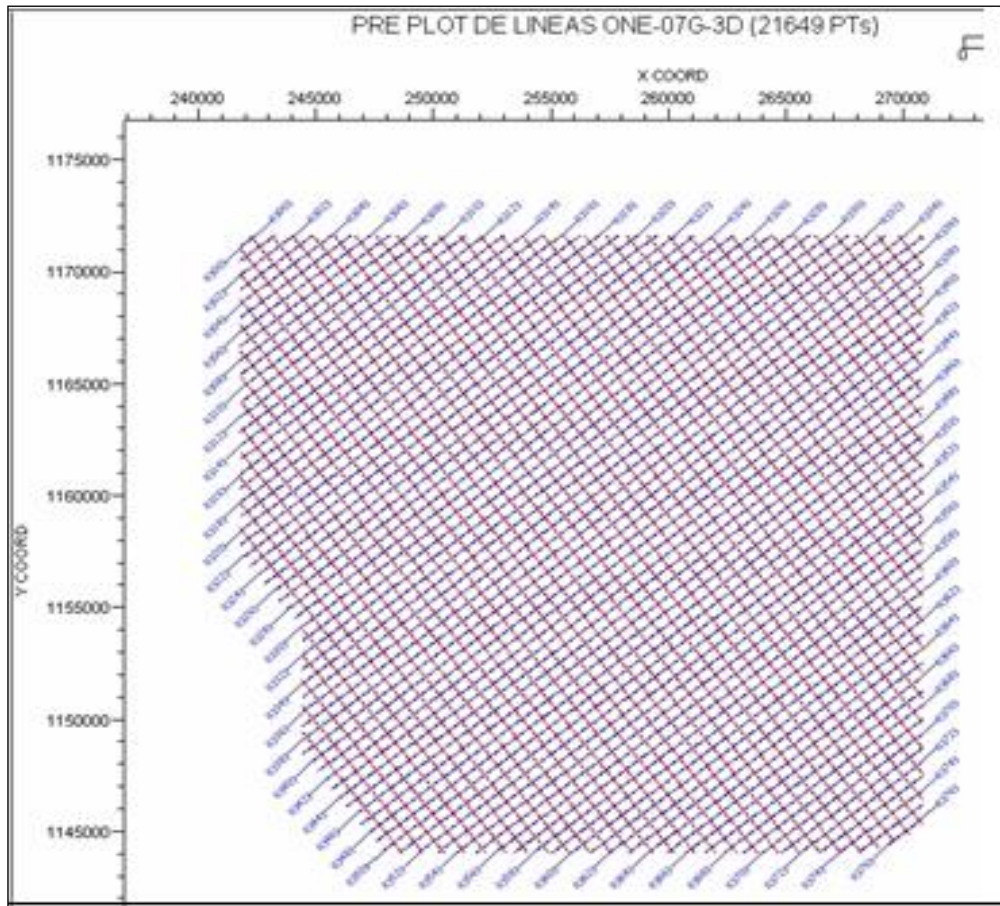


Figura 4.1.1 Mapa de líneas receptoras y de disparos.

4.2 Procesamiento de los datos.

Los datos de entrada para la metodología a aplicar en el presente trabajo, consisten de un grupo de CDP gathers y un modelo de velocidades rms producto de la siguiente secuencia de procesamiento de datos sísmicos:

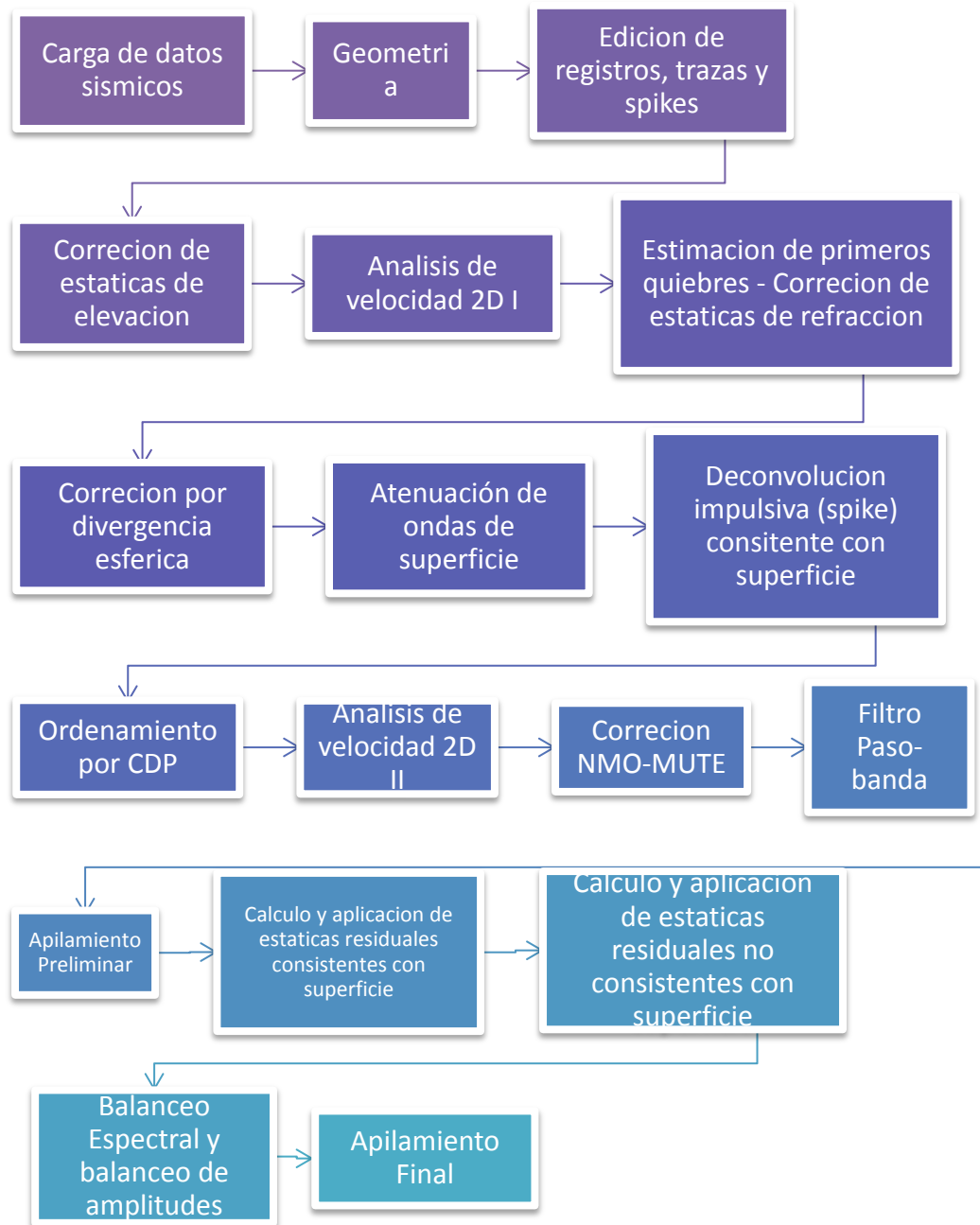


Figura 4.2.1 Secuencia de procesamiento empleada (Pre-Migración).

4.3 Metodología aplicada.

La metodología aplicada en el presente trabajo (Figura 4.3.1) se basa en los trabajos de Guo y Fagin (2002) y tiene como finalidad evaluar los métodos de Kirchhoff o de ecuación de onda y así poder determinar cuál de estos métodos es el más óptimo para los datos sísmicos disponibles. Por lo tanto, en esta metodología es necesario realizar muchas iteraciones, pues comienza realizando una primera migración con un modelo inicial, luego el modelo inicial es corregido usando el método análisis de enfoque, el cual es aplicado a los CDP gathers migrados obteniéndose un modelo refinado. Si los CDP gathers migrados usando los modelos refinados presentan reflectores con RMO, nuevamente se aplica un análisis de enfoque, hasta obtener CDP gathers planos y un modelo de velocidad refinado final.

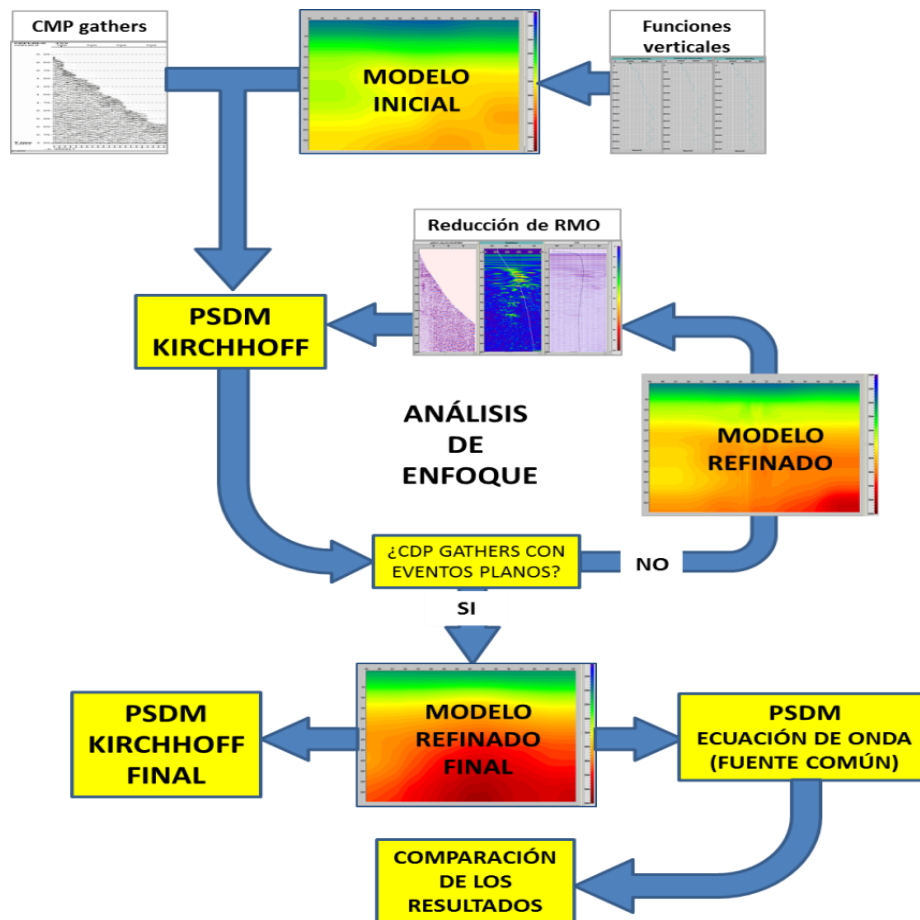


Figura 4.3.1 Flujo de trabajo aplicado.

4.3.1 Selección de gathers en el área de interés.

Debido a las grandes dimensiones del levantamiento ORO NEGRO 07G 3D se obtuvo una gran cantidad de datos, que a efectos de este trabajo no son adecuados por cuestiones de tiempo, Por lo tanto se realizó una selección de los CDP gathers entre la inline 350-630 y los inline 600-900. Dicha selección fue sugerida por los intérpretes, ya esta área esta asociada a posibles yacimientos y a la presencia de estructuras geológicas complejas. Como se observa en la figura (4.3.2, izquierda) los CDP gathers seleccionados se ubican en una zona de full cobertura (40), además se observa la disposición de las líneas fuentes y receptoras asociadas a los CDP gathers seleccionados.

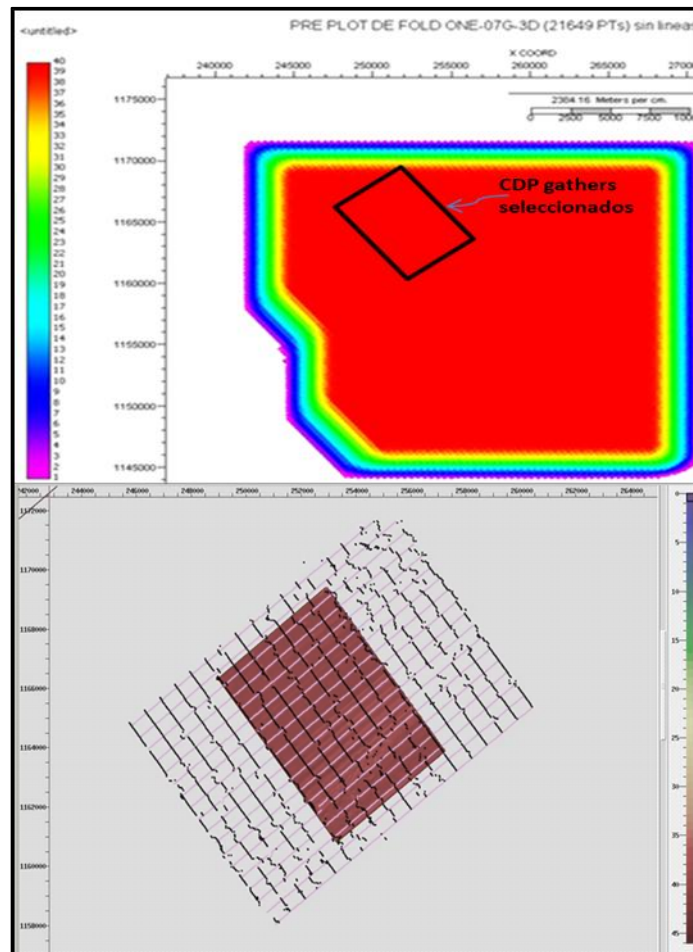


Figura 4.3.2 Mapa de cobertura del proyecto ORO NEGRO 07G 3D y posición de los CDP gathers con respecto al proyecto

4.3.2 Observación de la calidad de los CDP gathers procesados.

Se inspeccionó la calidad de algunos CDP gathers, realizando análisis espectrales y evaluando la presencia y continuidad de algunos reflectores, debido a las limitaciones presentes en la adquisición de los datos y pesar de haber pasado por el procesamiento anteriormente expuesto, la relación señal/ruido sigue siendo baja y los eventos se muestran con poca continuidad, como se observa en la figura (4.3.3).

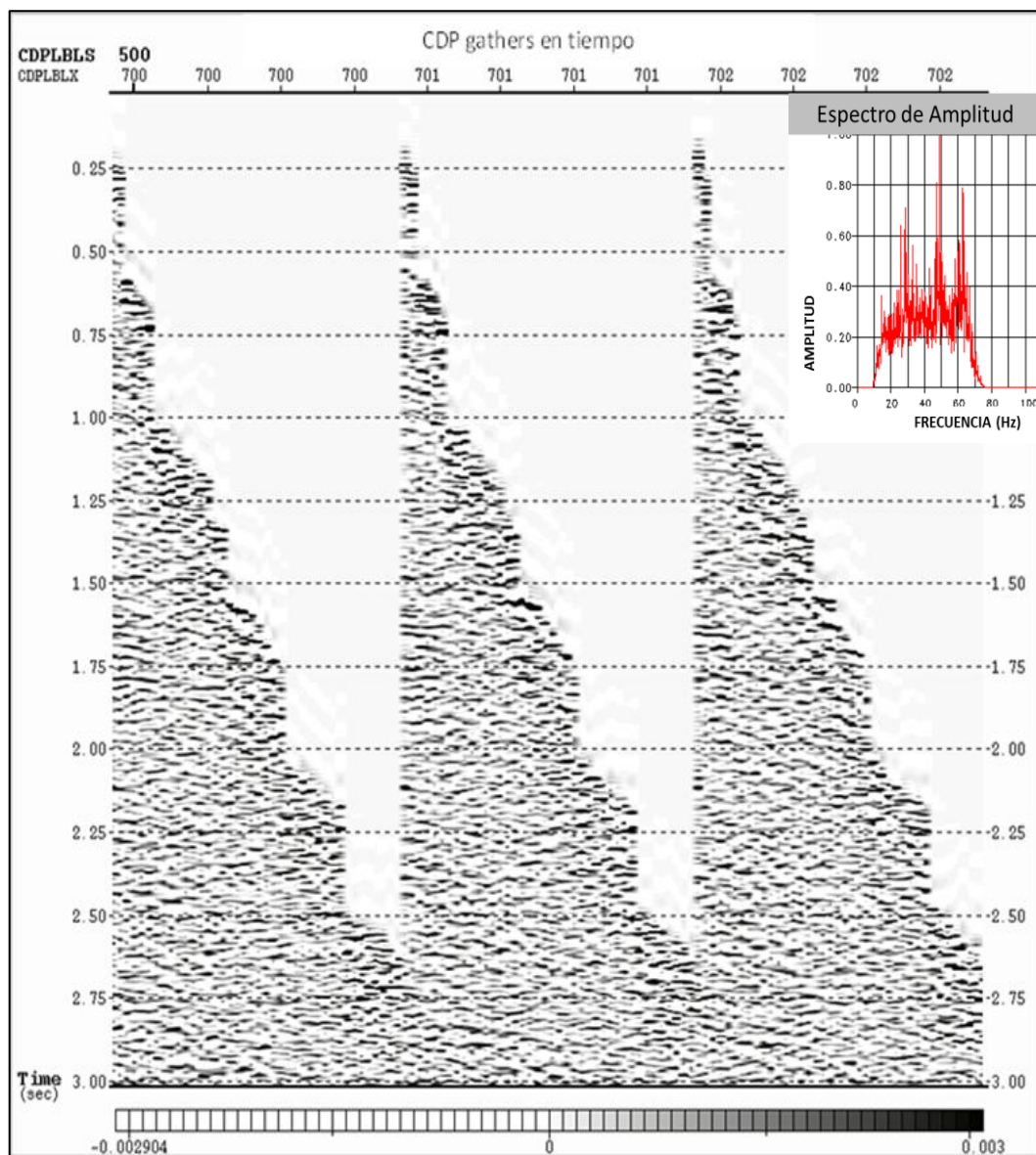


Figura 4.3.3. CDP gathers en tiempo.

4.3.3 Extracción de Funciones Verticales de Velocidades.

A partir del modelo de velocidades rms se extrajeron funciones verticales de velocidad rms (figura 4.3.4) cada cuatro CDP (100m) tanto en inline como en crossline y muestreadas cada dos 2 ms. Luego fueron transformadas a funciones verticales de velocidades interválicas mediante la ecuación de Dix (Ec. 3.2.3) y con un muestreo de 5m.

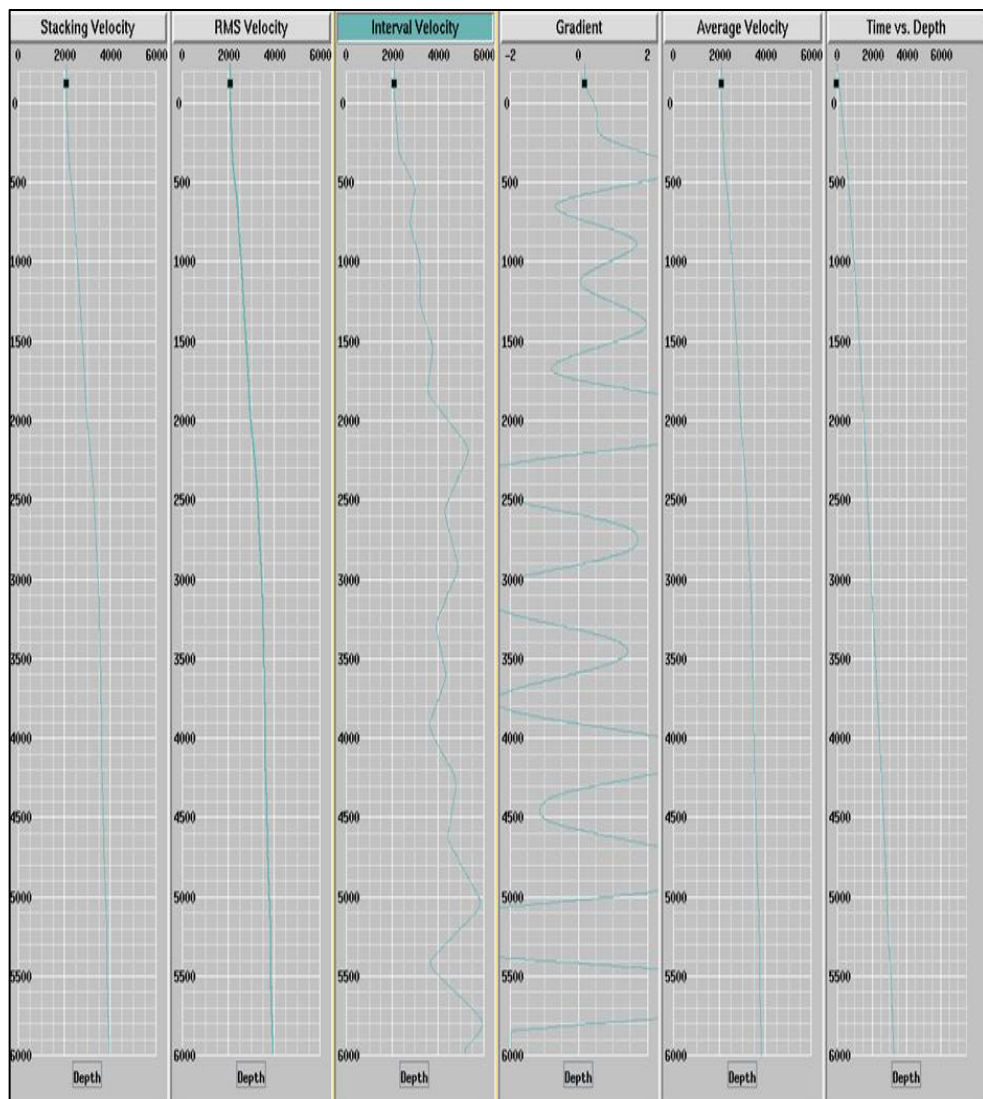


Figura 4.3.4. Funciones verticales de velocidad extraídas en IL 500; XL 620.

4.3.4 Construcción de Modelo de Velocidades Interválicas (Modelo Inicial).

Mediante el uso de las funciones verticales de velocidades interválicas se construyó un modelo de velocidad inicial con un factor de 90% de las velocidades RMS, con el objetivo de que las velocidades de migración sean un poco más bajas que las contenidas en el volumen RMS. Se utilizó funciones verticales para construir el modelo de velocidad ya que Guédez y Pérez (2002), indican que mejoran la calidad de imagen en zonas de baja relación señal/ruido.

Se observa que el modelo de velocidad inicial (figura 4.3.5) presentó fuertes variaciones laterales de velocidad y fuertes inversiones de velocidad. Por lo tanto se realizó un suavizado de manera de disminuir los efectos mencionados anteriormente.

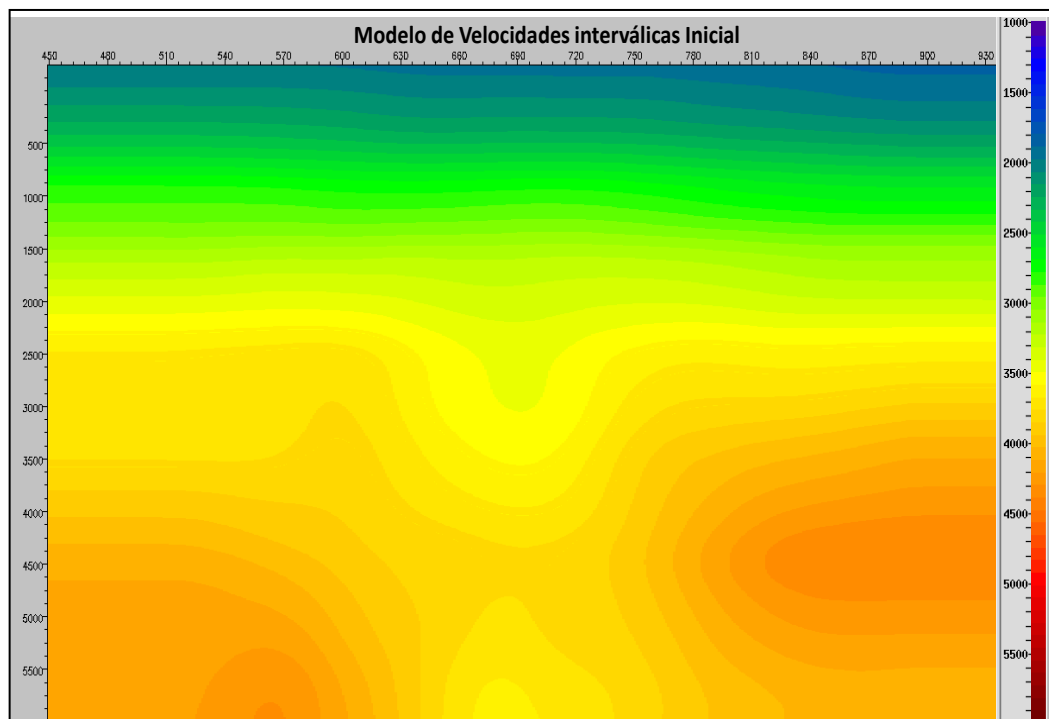


Figura 4.3.5. Modelo de velocidad inicial, inline 355.

4.3.5 PSDM Kirchhoff.

Se realizaron varios procesos de migración por el método de Kirchhoff, cuyo algoritmo necesita como datos de entrada los CMP gathers en el dominio del tiempo y un modelo de velocidades interválicas. Terminado el proceso de migración se obtienen CDP gathers migrados en profundidad y un volumen sísmico migrado, como se observa en la figura 4.3.6.

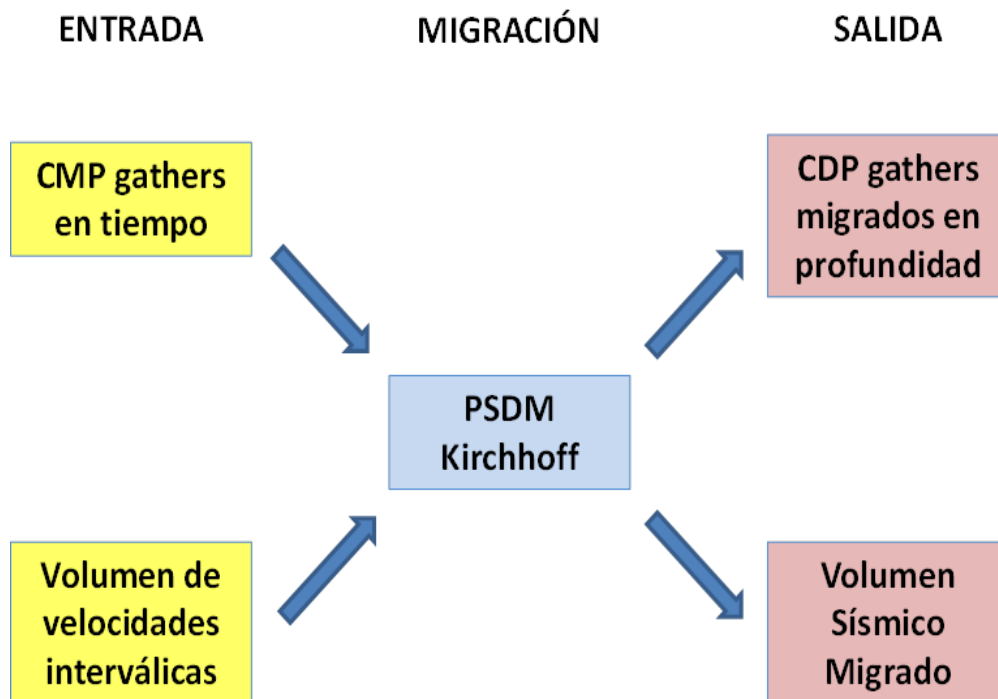


Figura 4.3.6. Esquema de datos de entrada y salida en una PSDM Kirchhoff.

El proceso de migración aplicado consiste de tres partes. La primera parte consiste en el cálculo de una tabla de tiempo de viajes a partir del modelo de velocidad usado para migrar, estos cálculos de tiempo de viajes se fundamentan en el principio de propagación de onda de Huyghens (frente de onda), también depende de parámetros como aperturas de migración, rango de offsets, tamaño del bin y número de líneas por migrar, entre otros. Por lo tanto, al momento de realizar un cambio en cualquiera de estos parámetros es necesario realizar de nuevo estos cálculos. En la segunda parte del proceso se realiza la migración a los datos sísmicos usando algoritmos basados en las ecuaciones (A.13) y (A.19). Por

último se efectúa un apilamiento de las trazas migradas obteniéndose un volumen migrado. Cabe destacar que la migración se ejecuta línea por línea, en este caso se usaron las inline.

En el presente trabajo en total se realizaron cuatro migraciones, la primera con un modelo de velocidad inicial y las restantes con modelos de velocidad refinados. Los dos primeros procesos de migración se realizaron con apertura de migración por defecto tanto en inline (5000m) como en crossline (3000m), después de realizada las pruebas apertura de migración los procesos se ejecutaron con los parámetros presentes en la tabla 4.1.

Tabla 4.1. Parámetros usados en los procesos de migración Kirchhoff.

Migración	Modelo de velocidad	Rango de offset (m)	Rango de profundidad (m)	Inlines migradas	Crosslines migradas	Aperturas de migración (m)
Kirchhoff I	Modelo de velocidad inicial	100-7700	(-)250 a 6000	465 - 515	665 - 715	Inline 5000 Crossline 3000
Kirchhoff II	Modelo de velocidad refinado I	100-7700	(-)250 a 6000	350 - 630	600 - 800	Inline 5000 Crossline 3000
Kirchhoff III	Modelo de velocidad refinado II	100-7700	(-)250 a 6000	350 - 630	600 - 800	Inline 5500 Crossline 3000
Kirchhoff Final	Modelo de velocidad refinado III (Final)	100-7700	(-)250 a 6000	350 - 630	600 - 800	Inline 5500 Crossline 3000

Se realizaron cuatro pruebas de aperturas de migración sobre la inline 355 usando el primer volumen refinado y variando el rango de las aperturas desde los 4500m a 6000m (tabla 4.2).

Tabla 4.2 Parámetros usados en las pruebas de apertura de migración

Prueba	Modelo de velocidad	Apertura de migración (m)	Inline migrada	Crosslines migradas
1	Modelo de velocidad refinado I	4500 m (180 CDP)	355	600 - 800
2	Modelo de velocidad refinado I	5000 m (200 CDP)	355	600 - 800
3	Modelo de velocidad refinado I	5500 m (220 CDP)	355	600 - 800
4	Modelo de velocidad refinado I	6000 m (240 CDP)	355	600 - 800

Se evaluaron las secciones sísmicas migradas (figura 4.3.7) y CDP gathers migrados (figura 4.3.8), para determinar la apertura de migración idónea. Esta apertura de migración fue de 5500m (220 CDP), pues al igual que la apertura de migración 6000m (240 CDP) produjo la sección sísmica de mayor calidad y CDP gathers con reflectores bien definidos y continuos. Sin embargo, se seleccionó la apertura de 5500m por las limitaciones en las dimensiones del trabajo y por los tiempos de cómputos.

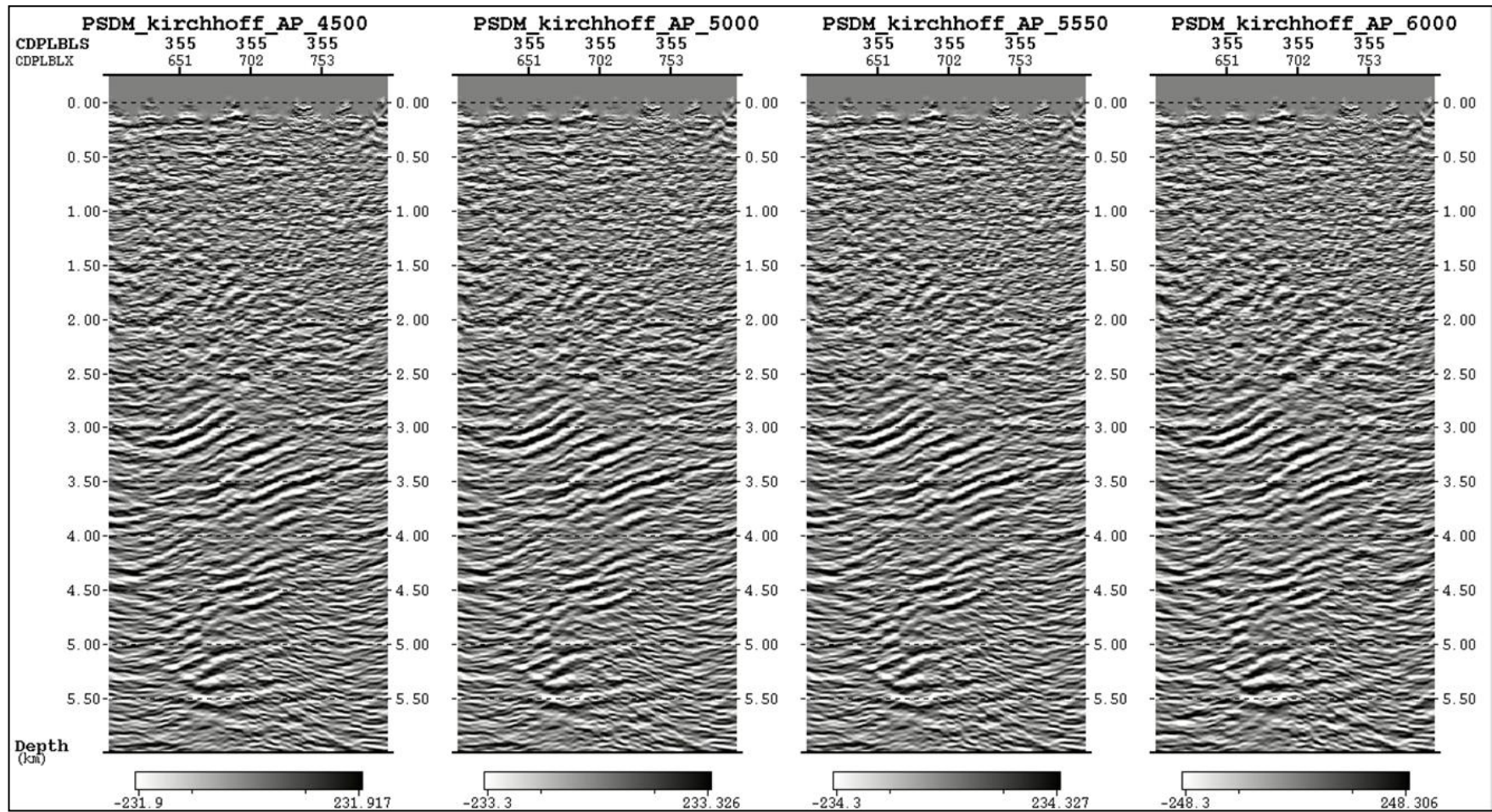


Figura 4.3.7. Secciones sísmicas obtenidas en las pruebas de migración.

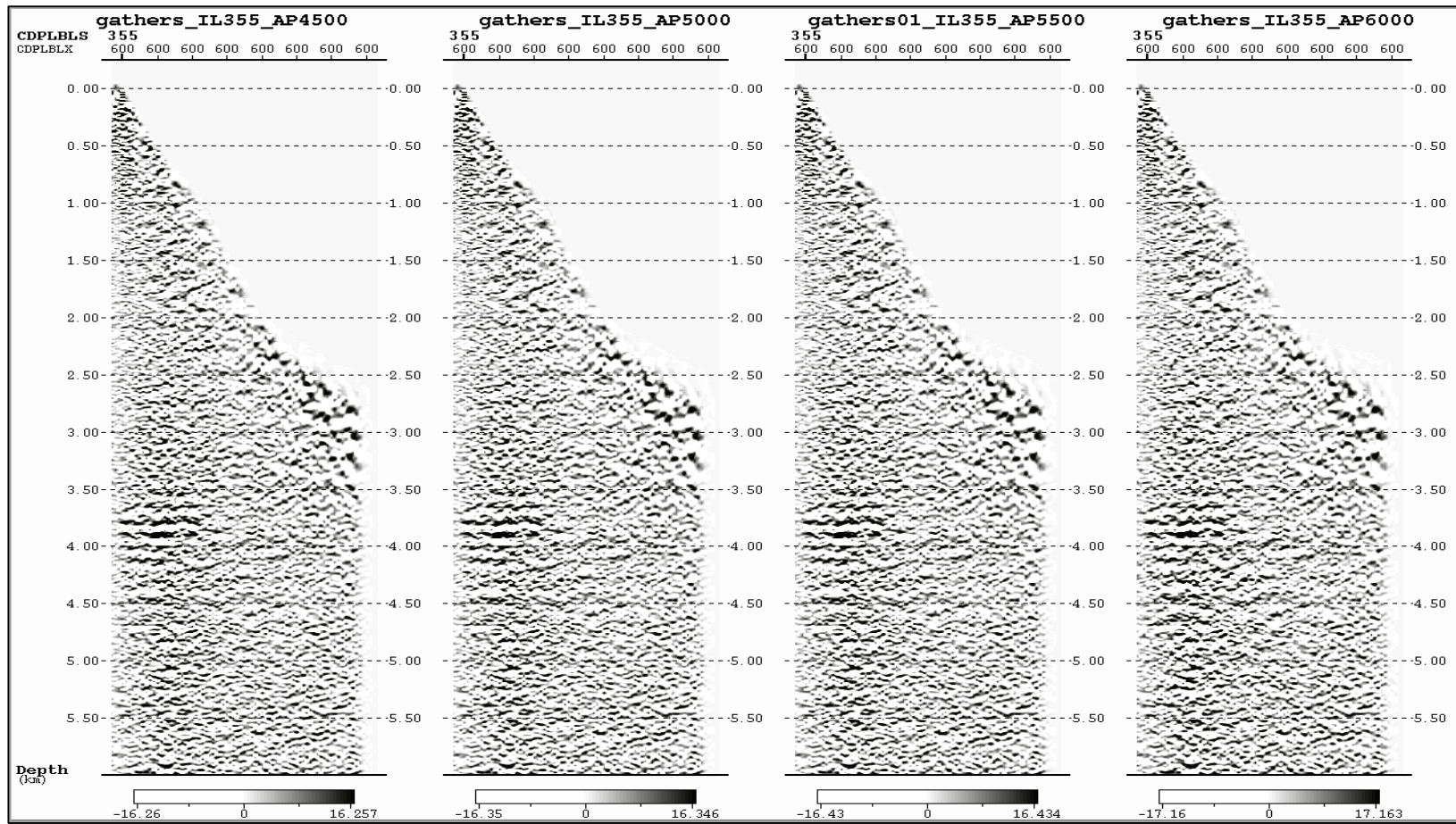


Figura 4.3.8. CDP gathers migrados obtenidos en las pruebas de migración.

4.3.6 Análisis de Enfoque (reducción de residuales RMO).

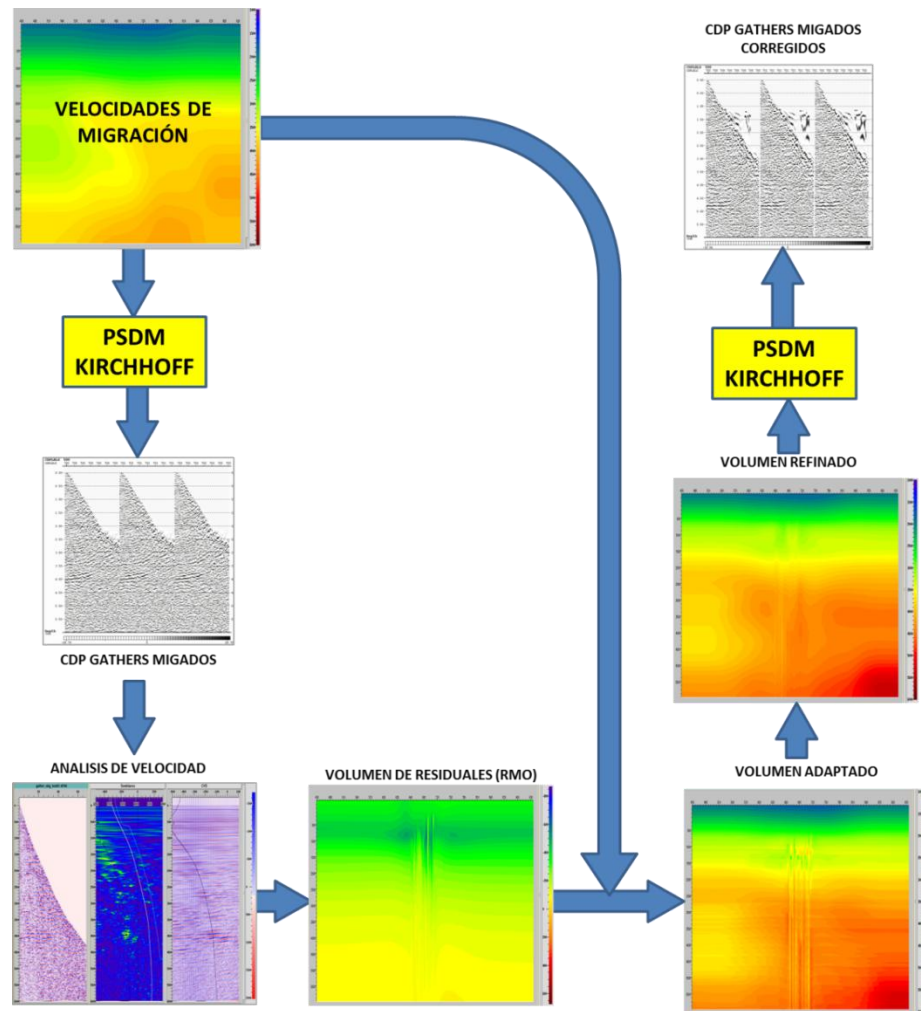


Figura 4.3.9. Diagrama de flujo del análisis de enfoque.

Finalizada la PSDM Kirchhoff se obtienen CDP gathers migrados, si la velocidades de migración no son las adecuadas estos CDP gathers presentaran problemas de residuales o RMO (figura 4.3.9), es decir reflectores hiperbólicos. Por lo tanto, es necesario aplicar un procedimiento para disminuir este efecto, en el presente trabajo se aplicó la técnica del análisis de enfoque, que se basa en las reglas mostradas en la sección 3.5.2 y tiene como objetivo obtener CDP gathers reflectores planos con las mayores amplitudes posibles y un modelo de velocidad refinado. Para lo cual es necesario seleccionar un nuevo paquete de velocidades de migración a

través de un análisis de velocidad por semblanza en paralelo con un *constans velocity stack* (CVS), seleccionadas las velocidades se construye un volumen residuales en profundidad a partir de las curvas de residuales RMO obtenidas del análisis de velocidad (figura 4.3.11). Luego efectuando una adaptación del volumen de residuales RMO con el volumen de velocidad usado en la PSDM se obtiene un nuevo volumen de velocidad adaptado. Para finalizar el proceso se suaviza este volumen de velocidad adaptado obteniéndose un nuevo modelo de velocidad refinado con el cual se realiza una nueva migración.

La selección de nuevas velocidades de migración a través de un análisis de velocidades es la etapa clave del análisis de enfoque. La densidad de aplicación del análisis de velocidad fue de cada 20 CDP (500m) en la dirección crossline y cada 5 inline (125m).

Para iniciar el análisis de velocidad a los CDP gathers migrados se les aplica la corrección NMO. Por lo tanto es necesario aplicar un mute para corregir los efectos de estiramiento causados por en NMO, este mute es seleccionado a criterio de analista geofísico. Seguidamente se eligen los reflectores guías en el CDP gathers, es decir aquellos reflectores lo suficientemente continuos como para observar su comportamiento con las velocidades por seleccionar. La escogencia de velocidades o *picking* comienza por los reflectores someros hasta culminar con los más profundos, de lo contrario las velocidades seleccionadas sufren modificaciones indeseables. Como se ha mencionado anteriormente este análisis de velocidad se sustenta en una semblanza aplicada en paralelo a un CVS.

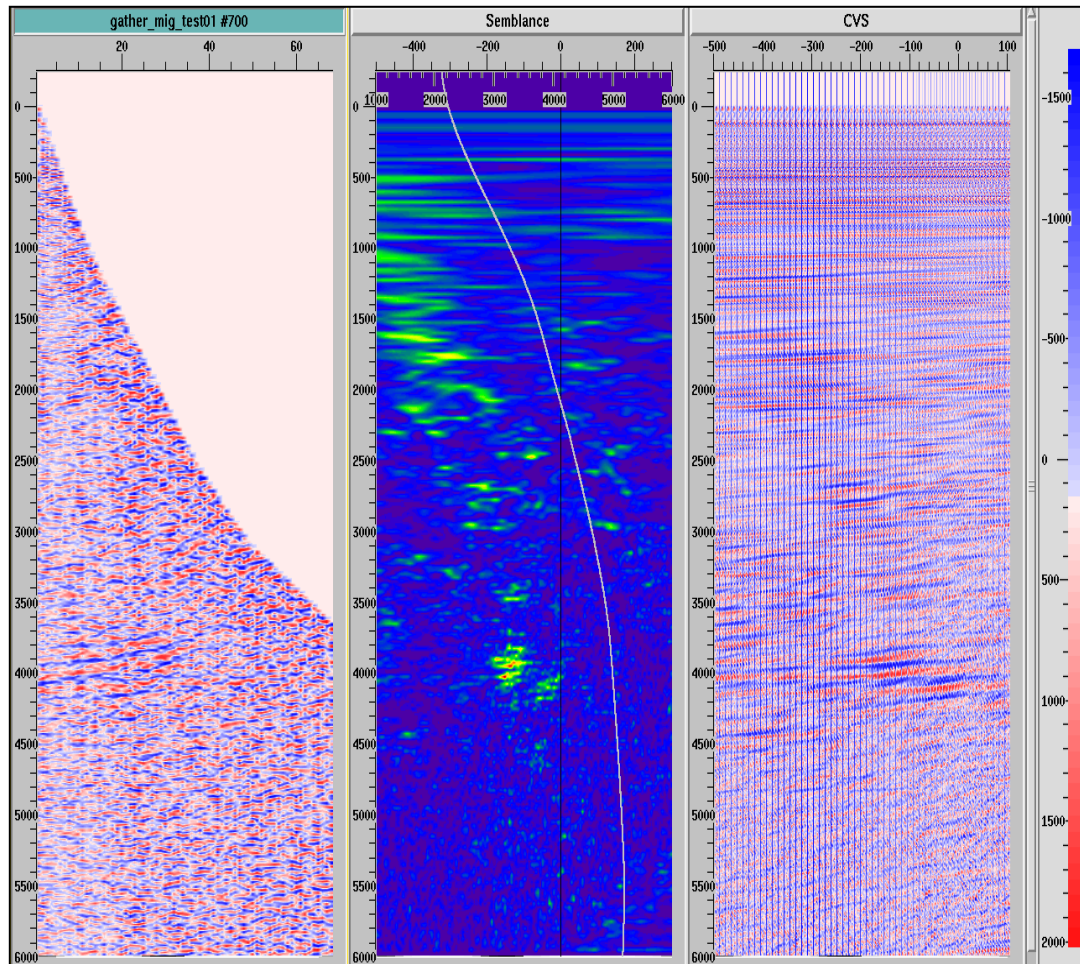


Figura 4.3.10. CDP gathers migrado sin corregir con efectos de RMO (izquierda), semblanza (centro) y CVS (derecha).

Al final se obtienen CDP gathers con reflectores lo más planos posibles, funciones verticales de velocidad interválica interpretada (curva azul) y una funciones verticales de residuales RMO (curva negra). Con estas últimas se construye un volumen de residuales en profundidad.

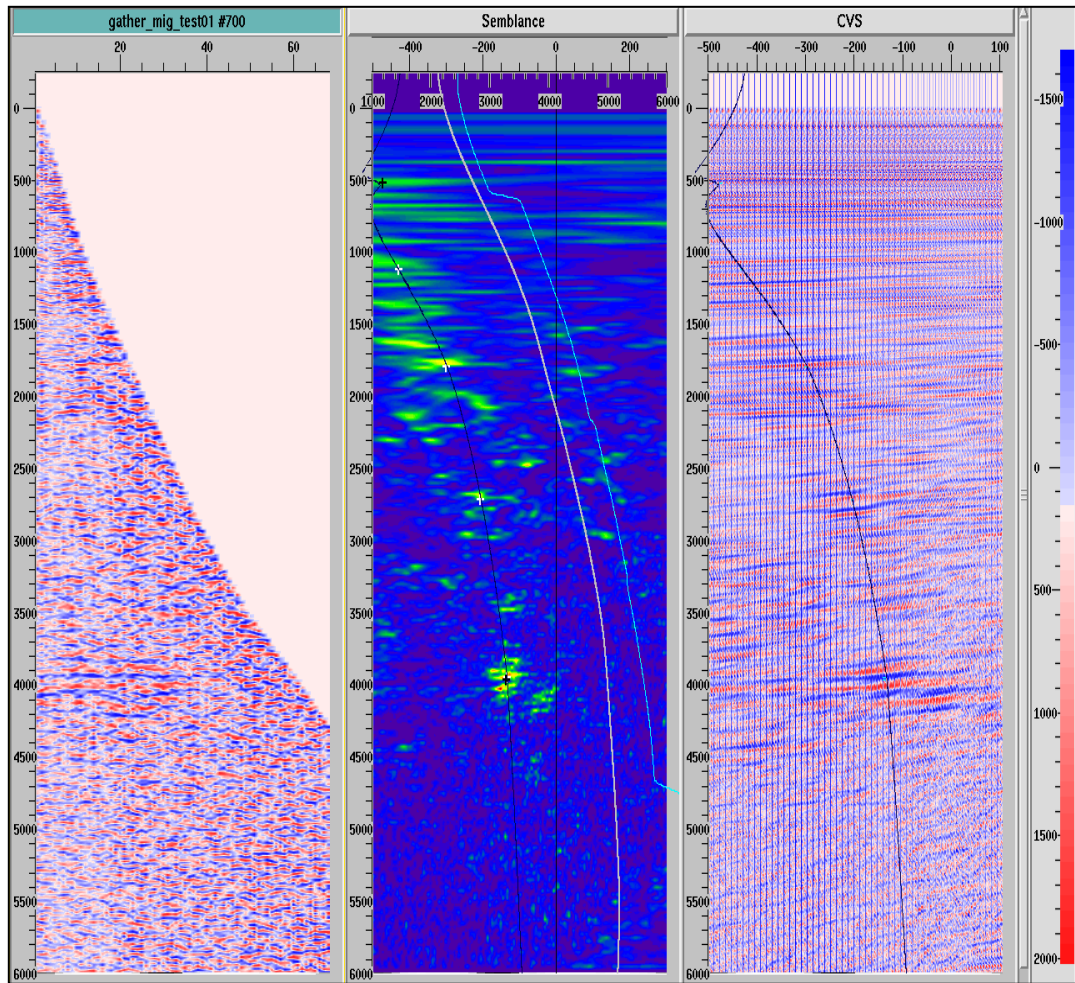


Figura 4.3.11. CDP gathers corregidos (izquierda), función vertical de velocidad intervállica interpretada (curva azul) (centro) y una funciones vertical de residuales RMO (curva negra) (centro).

El análisis de enfoque se aplicó de manera cíclica al menos tres veces hasta obtener un tercer modelo de velocidad refinado o modelo de velocidad final, el cual se utilizó para realizar una última PSDM Kirchhoff e iniciar una PSDM por ecuación de onda usando el método de fuente común.

4.3.7 PSDM ecuación de onda por el método de fuente común.

Obtenido el modelo de velocidad final en la PSDM Kirchhoff, este es usado para realizar una PSDM por el método de fuente común. Para lo cual se utilizó nuevamente las aplicaciones del software GEODEPTH. Este método demanda como datos de entrada de CMP gathers en tiempo y un modelo de velocidades interválicas, mientras que los resultados obtenidos son un volumen migrado en profundidad, CDP gathers y gathers de ángulos (*angle gathers*) como se observa en la figura (4.3.12). No obstante, a efectos del presente trabajo no se produjeron CDP gathers ni *angle gathers*, debido a limitantes de tiempo.

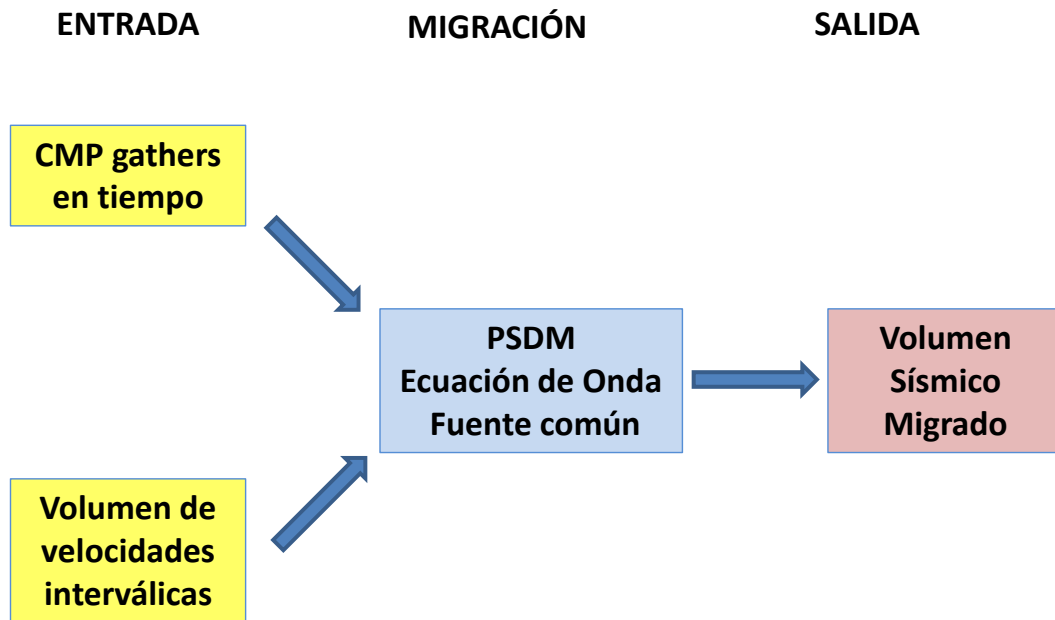


Figura 4.3.12. Esquema de datos de entrada y salida para una PSDM por el método de fuente común. A efectos del presente trabajo.

El algoritmo usado por el método de fuente común, es llamado PSPC el cual se basa una extrapolación descendente del campo de ondas. Dicha extrapolación descendente del campo de ondas de ejecuta por medio de las siguientes tres etapas:

- Desfase en el dominio de número de onda.

$$P_1(k_x, k_y, \omega, z + \Delta z) = e^{i\Delta z \sqrt{\frac{\omega^2}{c^2} - k_x^2 - k_y^2}} P(k_x, k_y, \omega, z + \Delta z)$$

Ec. 4.3.1

Donde k_x y k_y son los números de ondas horizontales y c es la velocidad de fondo o de referencia.

- Corrección aplicada en coordenadas espaciales.

$$P(k_x, k_y, \omega, z + \Delta z) = e^{i\omega\Delta z \frac{1}{v} - \frac{1}{c}} P_1(k_x, k_y, \omega, z + \Delta z)$$

Ec. 4.3.2

Donde $v(x, y, z)$ es la velocidad interválica correcta.

- Interpolación de dos velocidades de referencia obteniéndose la extrapolación del campo de onda.

Este procedimiento se aplica a una fuente que tiene un número de receptores asociados, esta cantidad de receptores asociados depende de un rectángulo llamado rectángulo de apertura y su dimensión depende de las aperturas en inline y en crossline (figura 4.3.13).

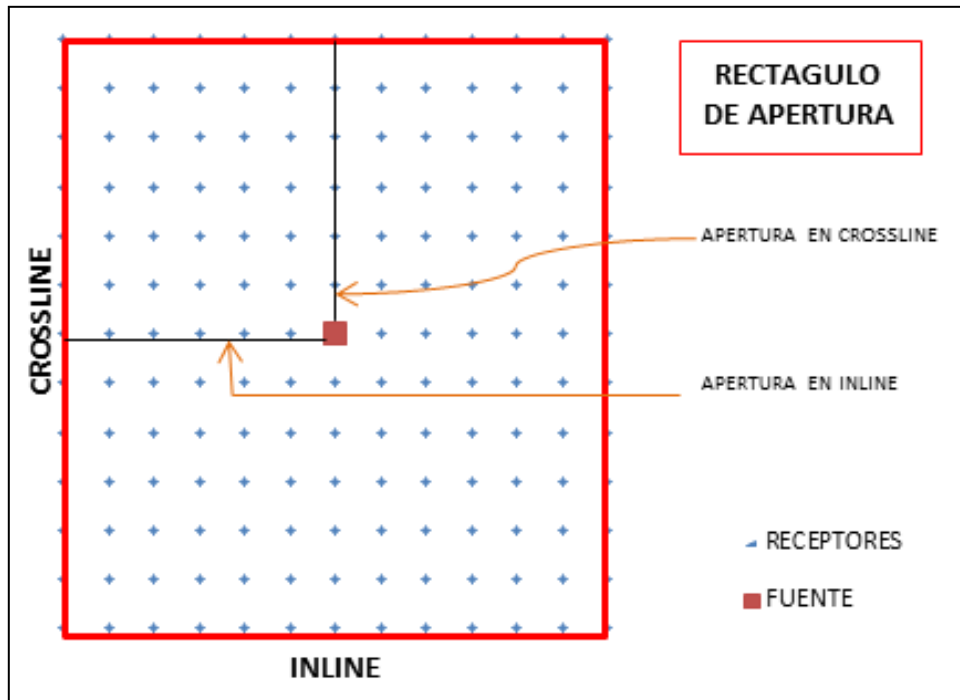


Figura 4.3.13. Representación del rectángulo de apertura.

A diferencia del algoritmo aplicado en la PSDM Kirchhoff el método de fuente común no realiza la migración línea por línea. Sino a través de grupos de fuentes, cuyo número depende de las dimensiones del bin para la migración. Este último parámetro es importante ya que un bin pequeño se traduce en mayor cantidad de grupos y a su vez en un aumento de la precisión de la migración, sin embargo, los tiempos de cómputo son mayores. Es necesario resaltar que este bin no es el mismo que el usado durante el procesamiento de los datos sísmicos. Otro aspecto que se debe destacar el rango de frecuencias de entrada y el de frecuencias migradas. En total se realizaron dos PSDM por el método de fuente común. La primera se realizó con el segundo modelo de velocidad refinado a modo de prueba y la segunda con el modelo de velocidad final. Los parámetros usados en estos procesos se presentan en la tabla 4.3.

Tabla 4.3. Parámetros usados en los procesos de migración por ecuación de onda.

Migración	Modelo de velocidad	Inlines migradas	Crosslines migradas	Aperturas (m)	Bin (m)	Rango de Frecuencias migradas (Hz)
EO 1	Modelo de velocidad refinado II	350 - 630	600 - 800	IL 5500 XL 5000	100	(10-90)
EO 2	Modelo de velocidad refinado III (Final)	350 - 630	600 - 800	IL 5500 XL 5500	100	(10-90)

Estos procesos de migración produjeron secciones sísmicas migradas con muy bajas frecuencias y con efectos de estiramiento en las zonas someras (figura 4.3.14, izquierda), debido a que no se produjeron CDP gathers no fue posible aplicar un mute a estos como en el caso de Kirchhoff. Para eliminar estos efectos desagradable desde el punto de vista de imagen, se copió el mute de la secciones migradas por Kirchhoff con la ayuda de las aplicaciones del software FOCUS y se aplicaron directamente sobre la imagen obtenida con el método de la fuente común (figura 4.3.14, derecha).

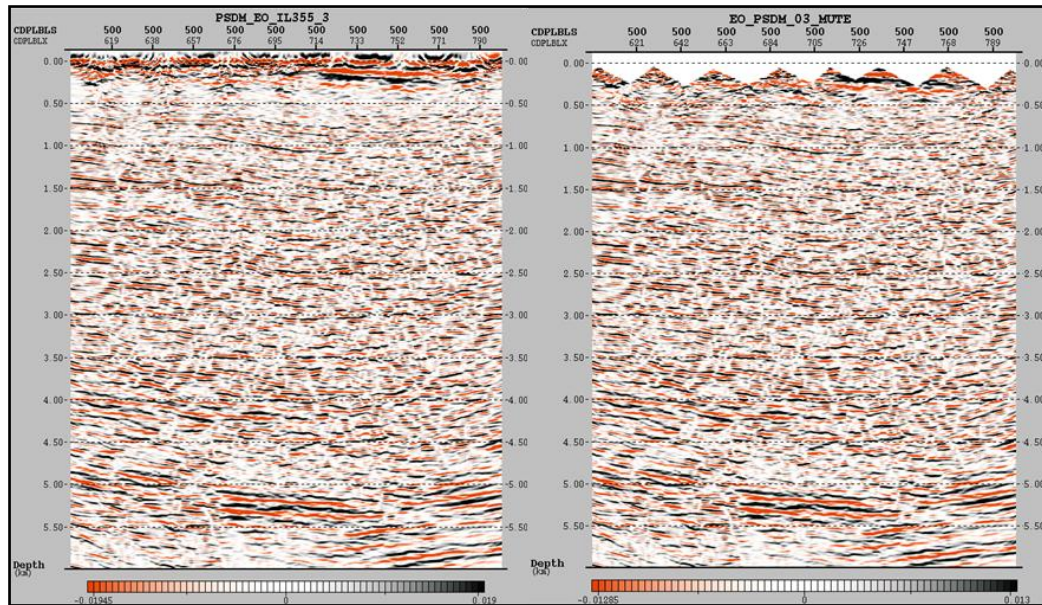


Figura 4.3.14. Sección migrada por el método de la fuente común original (izquierda), con mutes aplicados (derecha).

4.3.9 Conversión profundidad-tiempo.

Para comparar las secciones migradas alcanzadas con la metodología anteriormente planteada, con secciones migradas en anteriores trabajos por medio de una PostSTM. Es necesario realizar una conversión de los volúmenes sísmicos del dominio de la profundidad al del tiempo. Para lo cual se aplicó una metodología una de las metodologías planteados por Jones (2009) la cual consiste en usar el modelo de velocidad con el que fue migrado el volumen para realizar su conversión a tiempo, como se observa en el siguiente esquema (figura 4.3.15). Se utilizó una aplicación de GEODEPTH que permite ejecutar una conversión de datos sísmicos, solo con un volumen de velocidad. Para este caso se utilizó en

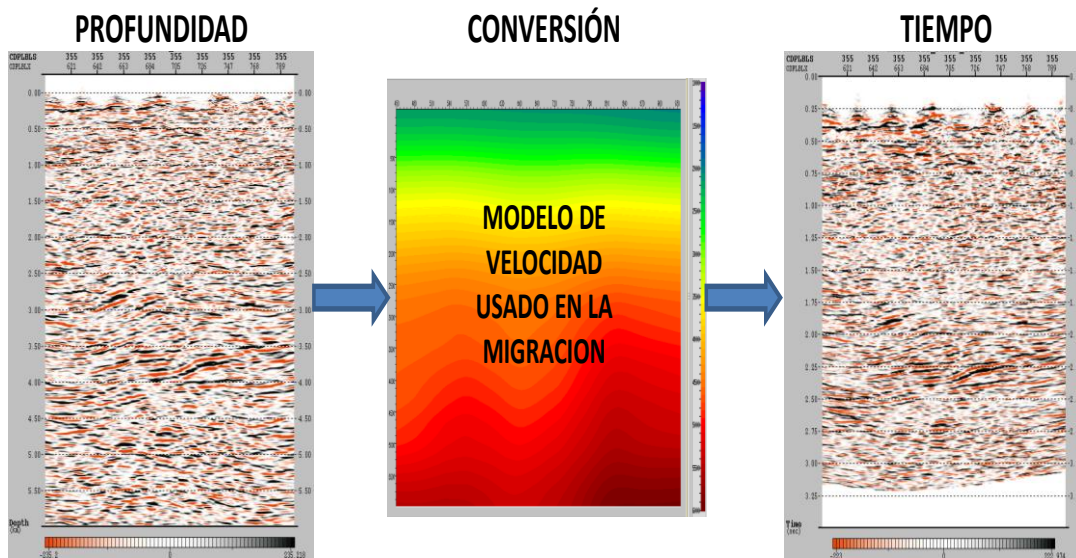


Figura 4.3.15. Conversión de volúmenes migrados al dominio del tiempo.

4.3.10 Comparación de los resultados

Para determinar cuál de los métodos de migración aplicados en el presente trabajo es el más óptimo. Se realizó una comparación visual y espectral entre los volúmenes sísmicos migrados obtenidos por el método de Kirchhoff, ecuación de

onda (fuente común) y del obtenido en trabajos anteriores por medio de una PostSTM Kirchhoff. También se comparan con los volúmenes apilados antes de la migración para observar el rendimiento de los métodos de migración y posibles artefactos sísmicos que introduzcan dichos métodos.

Los indicadores que permitieron la evaluación de los métodos migración son los siguientes:

- Visualización de estructuras
- Continuidad de los reflectores
- Colapso de difracciones
- Relación señal/ruido
- Resolución vertical
- Tiempo de cómputo.

CAPITULO V

RESULTADOS

Los resultados obtenidos en este trabajo constan de un total de 5 volúmenes sísmicos migrados, de los cuales tres se alcanzaron por medio de una PSDM Kirchhoff y los dos restantes producto de una PSDM por ecuación de onda por el método de fuente común. Un modelo de velocidades interválicas inicial y tres refinados. También se muestran secciones sísmicas migradas obtenidas de una PostSTM de trabajos anteriores. Además se exponen secciones apiladas antes de la migración, así mismo se muestran espectro de amplitud, gráficos de relación señal/ruido y resolución vertical pertenecientes a las secciones sísmicas migradas de interés. Por ultimo una tabla donde se muestran los resultados de la evaluación de los métodos aplicados y la PostSTM. Debido a la gran cantidad de datos obtenidos solo se mostraran secciones pilotos (inline 355 y las crossline 610).

Las secciones sísmicas se mostraron tanto en profundidad como en tiempo, con un rango de profundidad que van desde los -250 a 6000m y en su equivalente en tiempo desde los 0s a 3s. En cuanto a la proporción de los ejes, todas las secciones sísmicas en el dominio de la profundidad (excepto las figuras 4.4.10, 4.4.11, 5.5.7 y 5.5.9) son de uno a uno, con el fin de no distorsionar los buzamientos reales. Es necesario aclarar que las secciones sísmicas en inline tienen una longitud horizontal de 200 CDP o 5Km, mientras que las crossline son de 290 CDP equivalentes a 7 Km. También es preciso destacar, que a las secciones sísmicas se les aplicó un control automático de ganancia (AGC por sus siglas en inglés) con una ventana de 500ms.

5.1 Modelos de velocidad

5.1.1 Modelo de velocidades interválticas inicial.

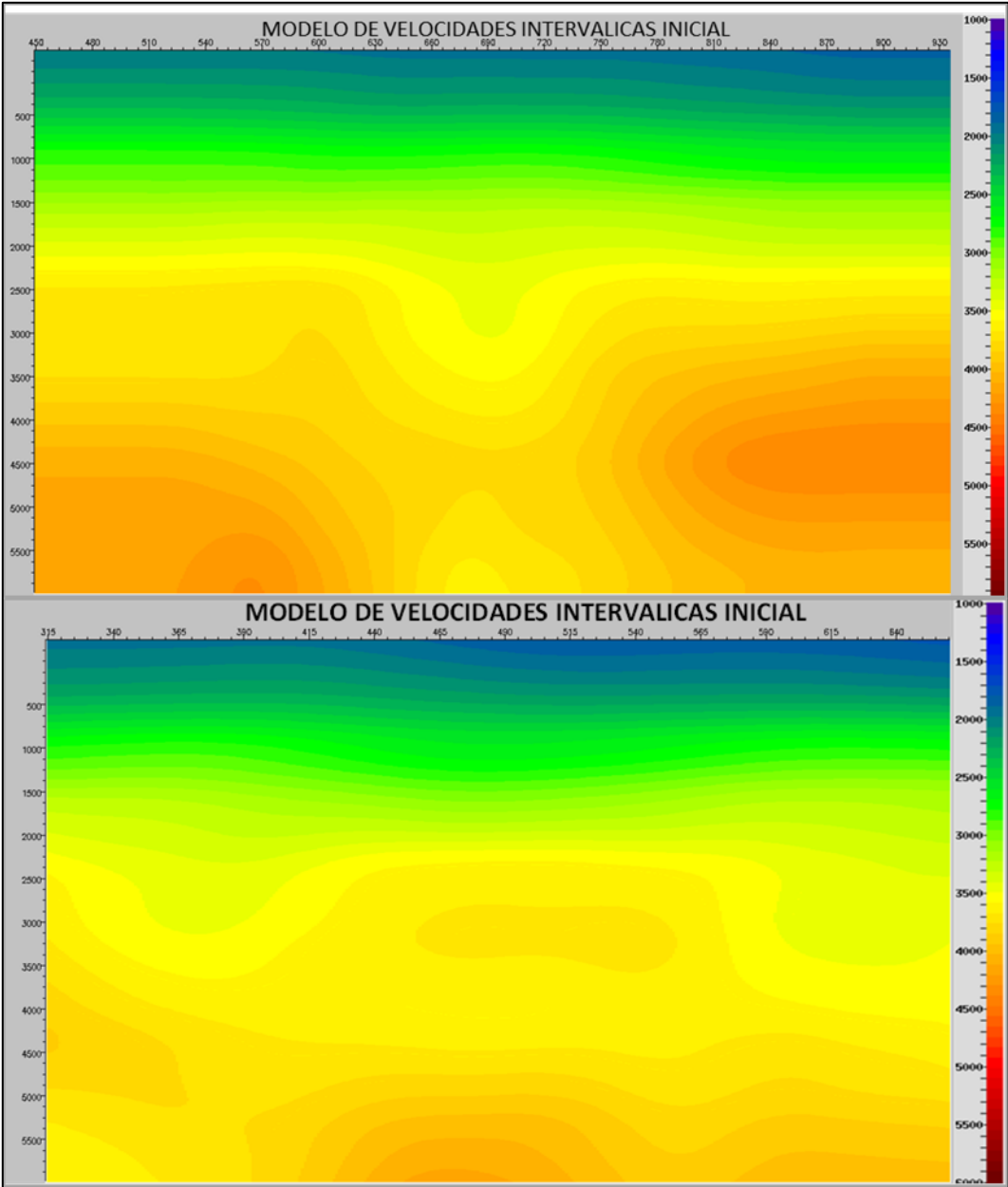


Figura 5.1.1. Modelo de velocidades interválticas inicial, (arriba) inline 500 (abajo) crossline 700.

5.1.2 Modelo de velocidades interválicas refinados.

Primer volumen de velocidades interválicas refinado.

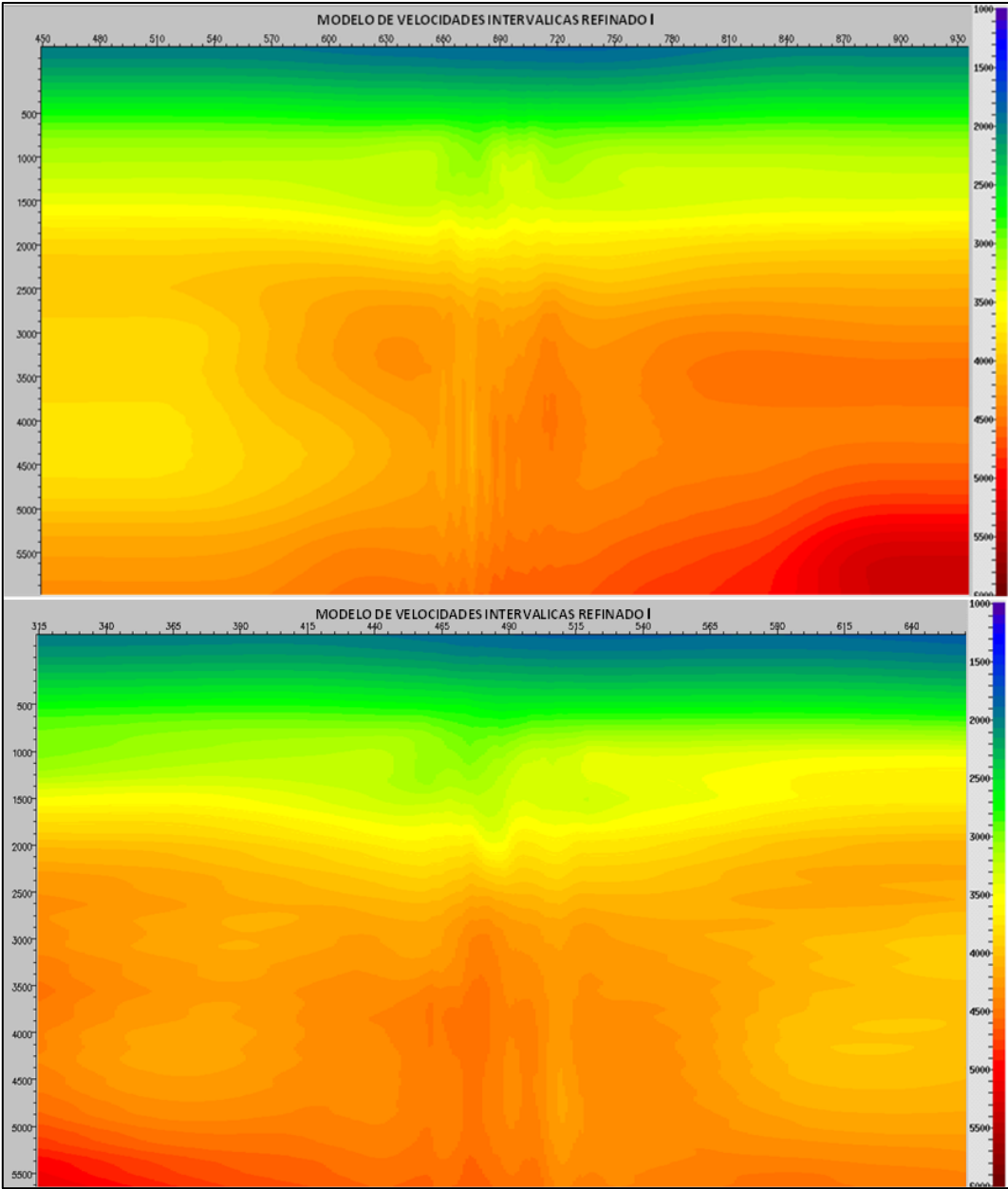


Figura 5.1.2. Primer modelo de velocidades interválicas refinado, (arriba) inline 500 (abajo) crossline 700.

Segundo volumen de velocidades interválicas refinado.

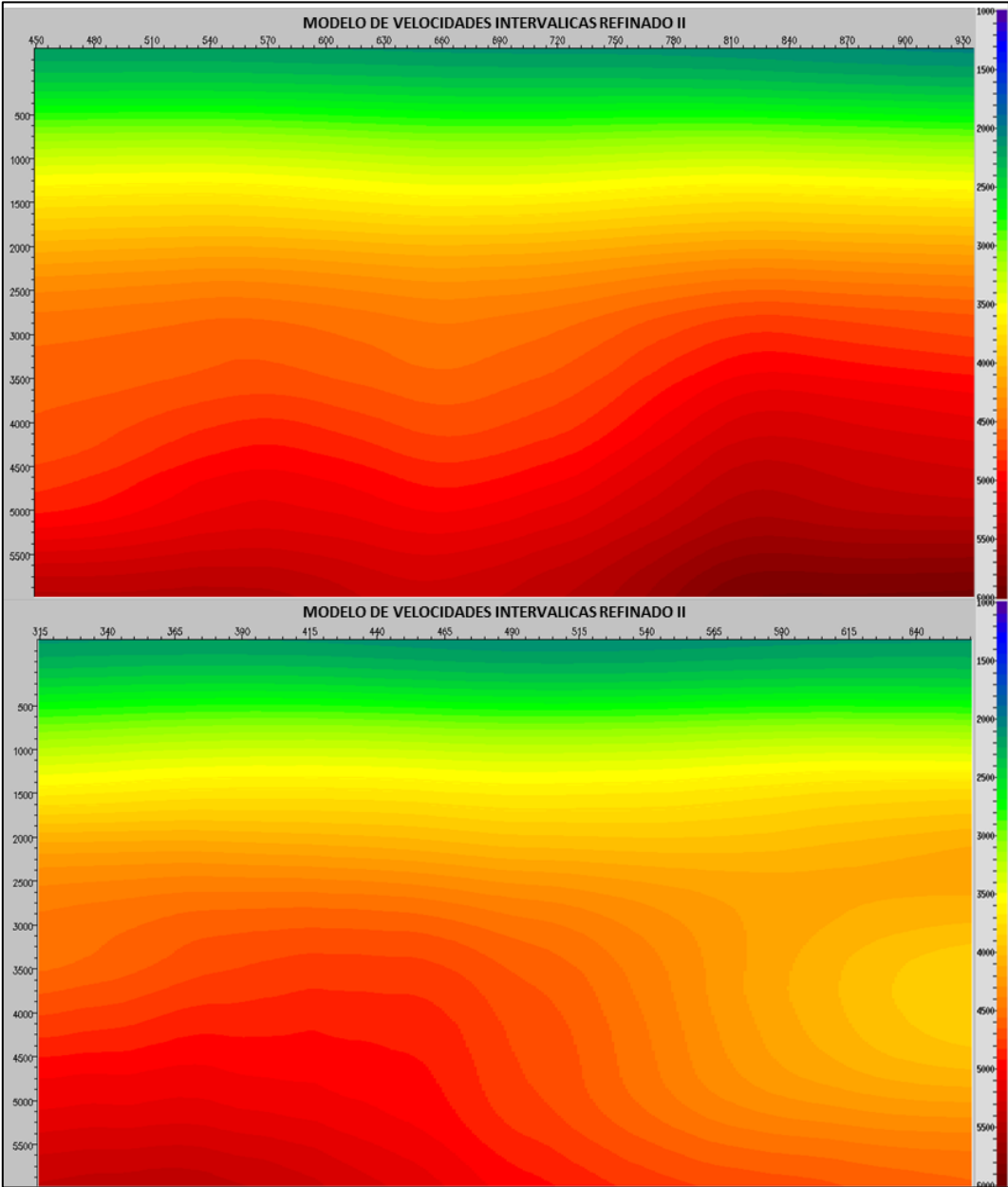


Figura 5.1.3. Segundo modelo de velocidades interválicas refinado, (arriba) inline 355 (abajo) crossline 600.

Tercer volumen de velocidades interválicas refinado (Modelo Final).

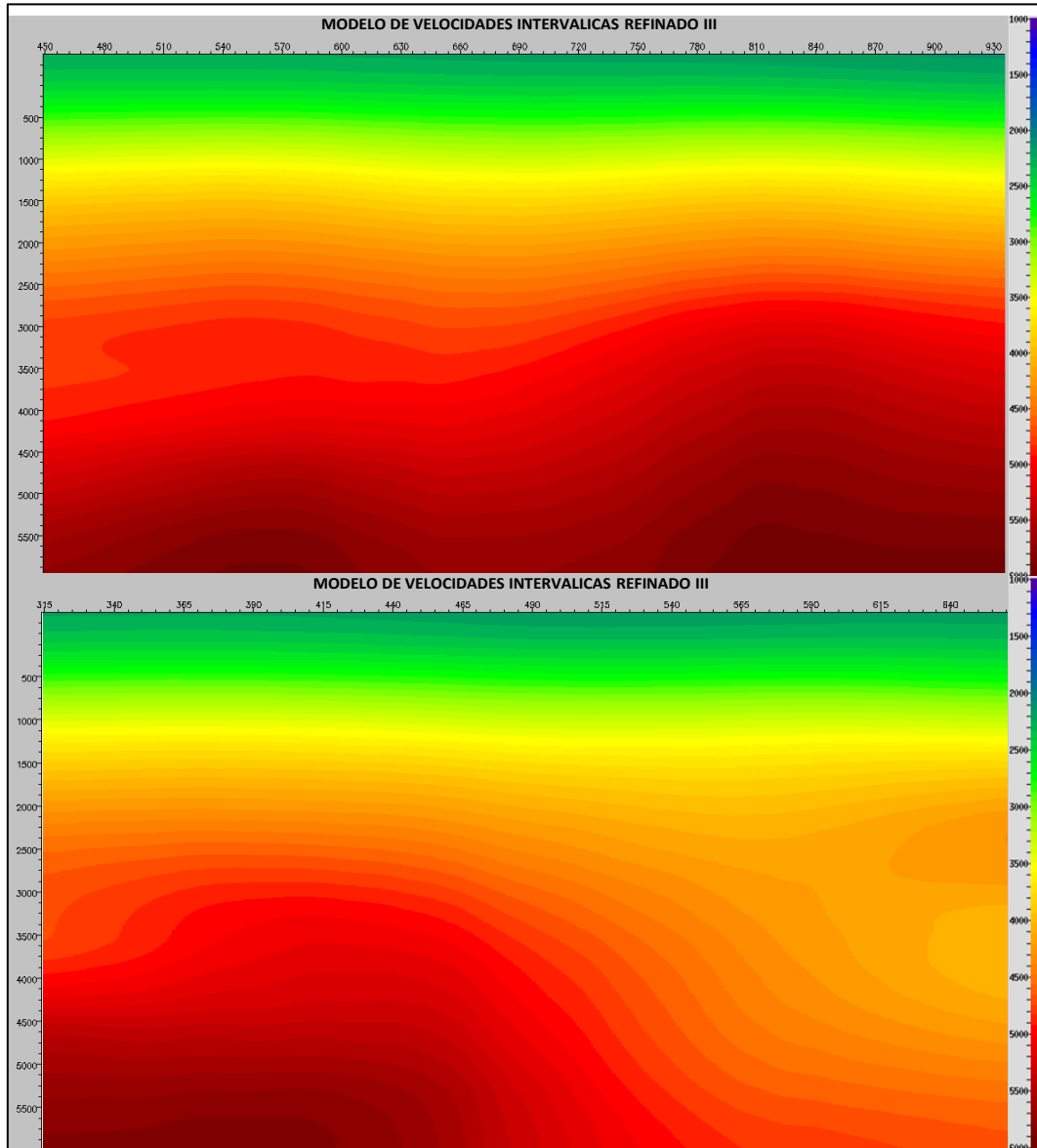


Figura 5.1.4. Tercer modelo de velocidades interválicas refinado (Modelo final) (arriba) inline 355 (abajo) crossline 600.

5.2 Apilado sin-migrar.

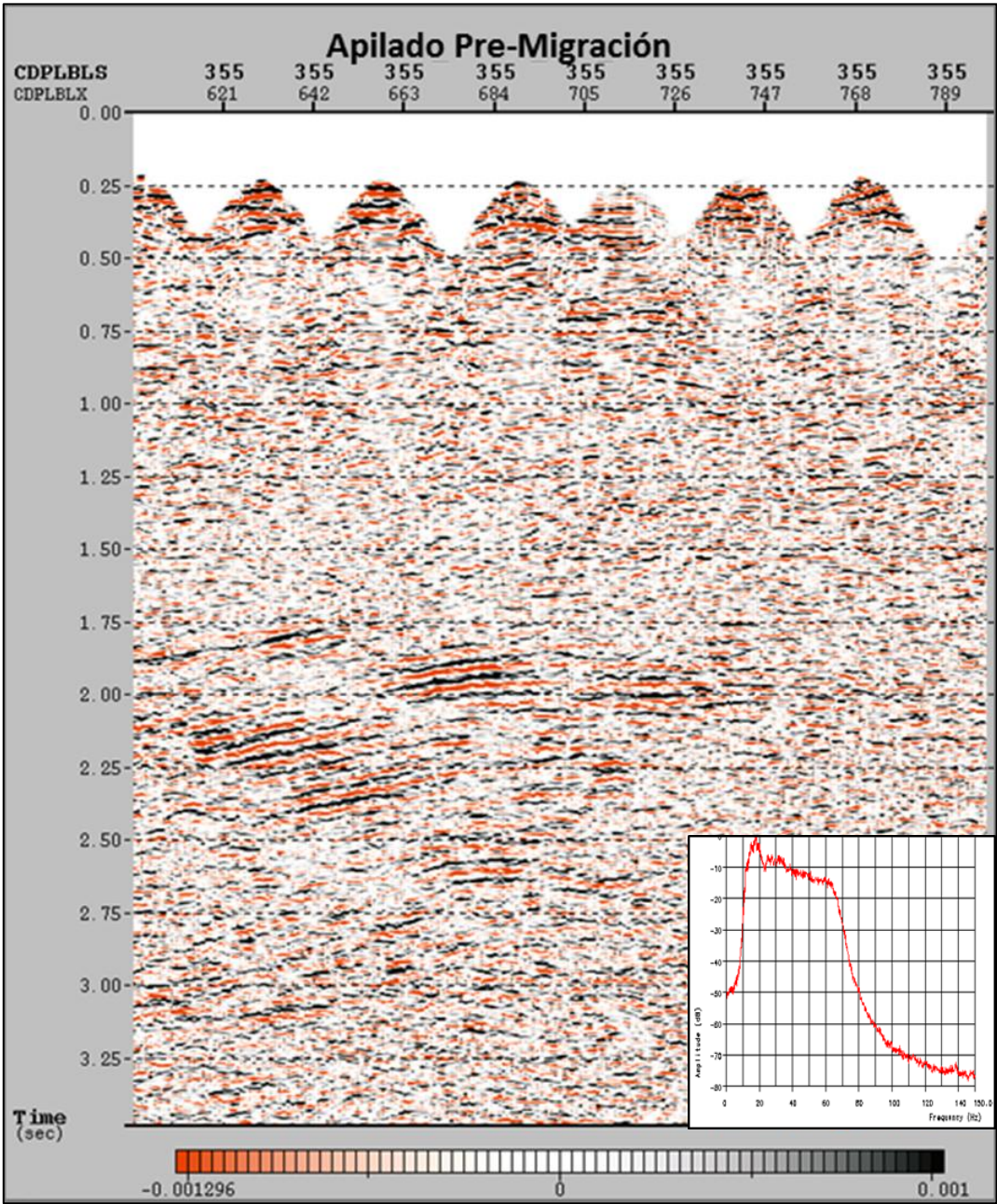


Figura 5.2.1. Apilado pre-migración, inline 355.

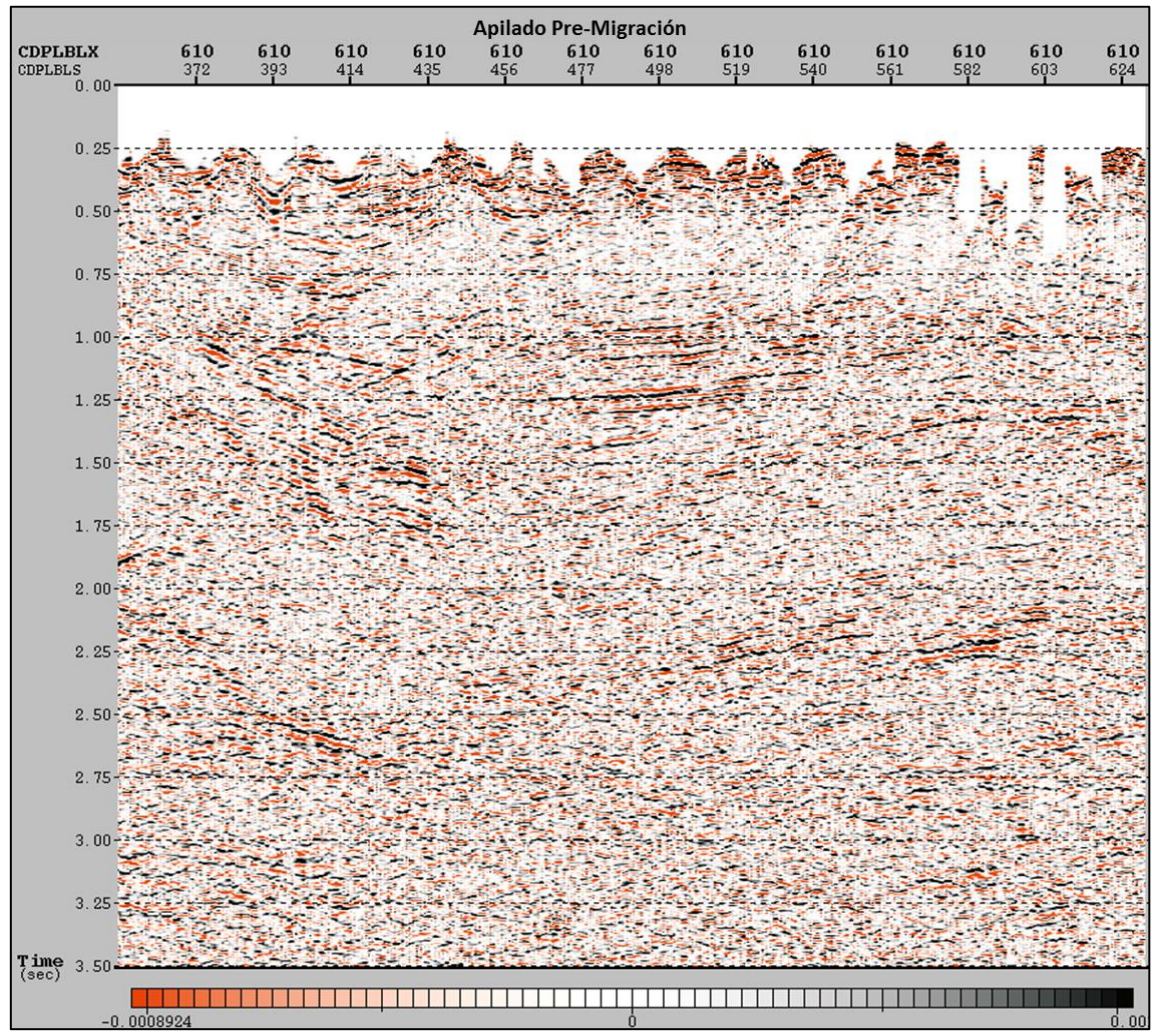


Figura 5.2.2. Apilado Pre-Migración, crossline 610.

5.3 PostSTM Kirchhoff.

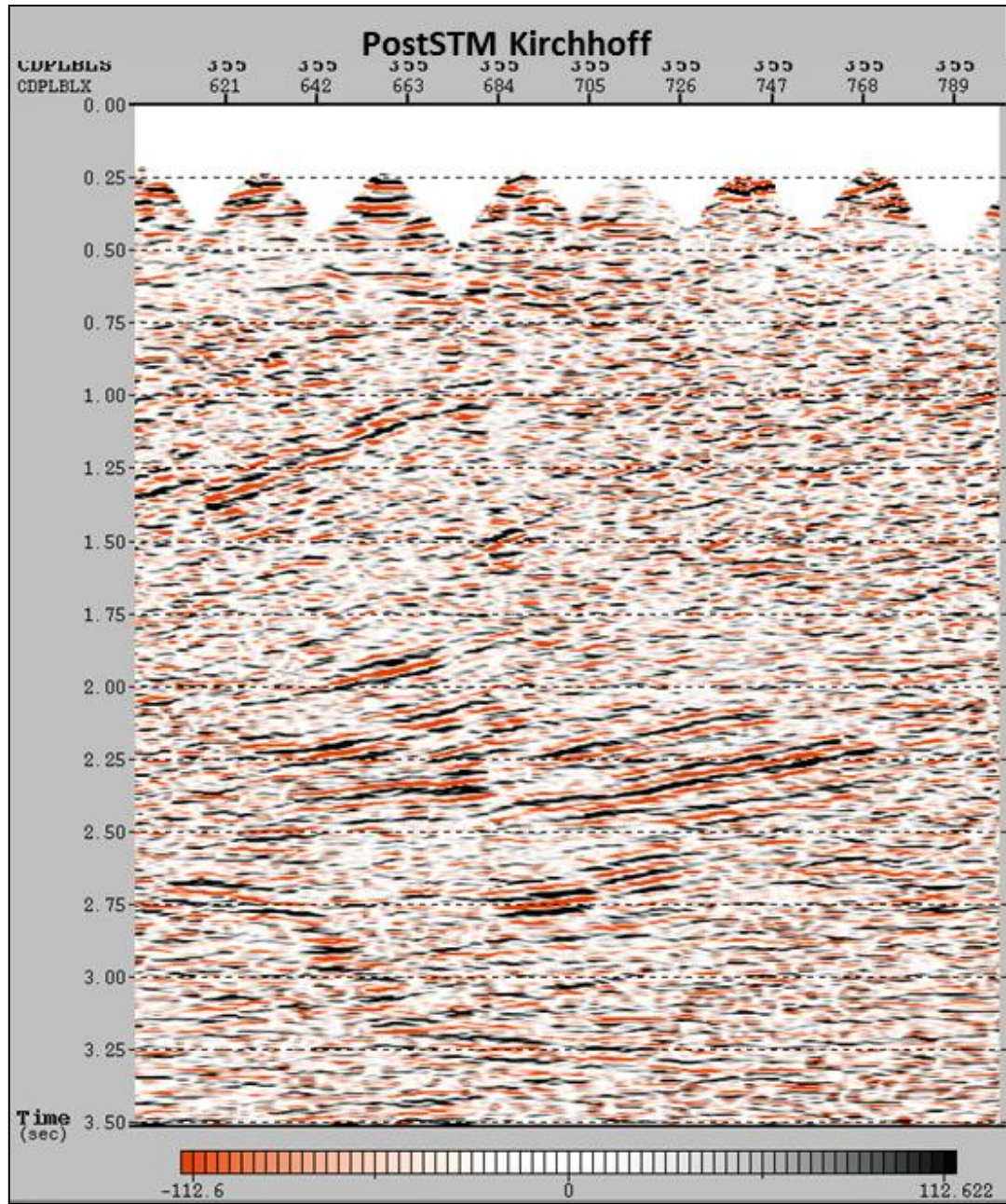


Figura 5.3.1 PostSTM Kirchhoff, inline 355.

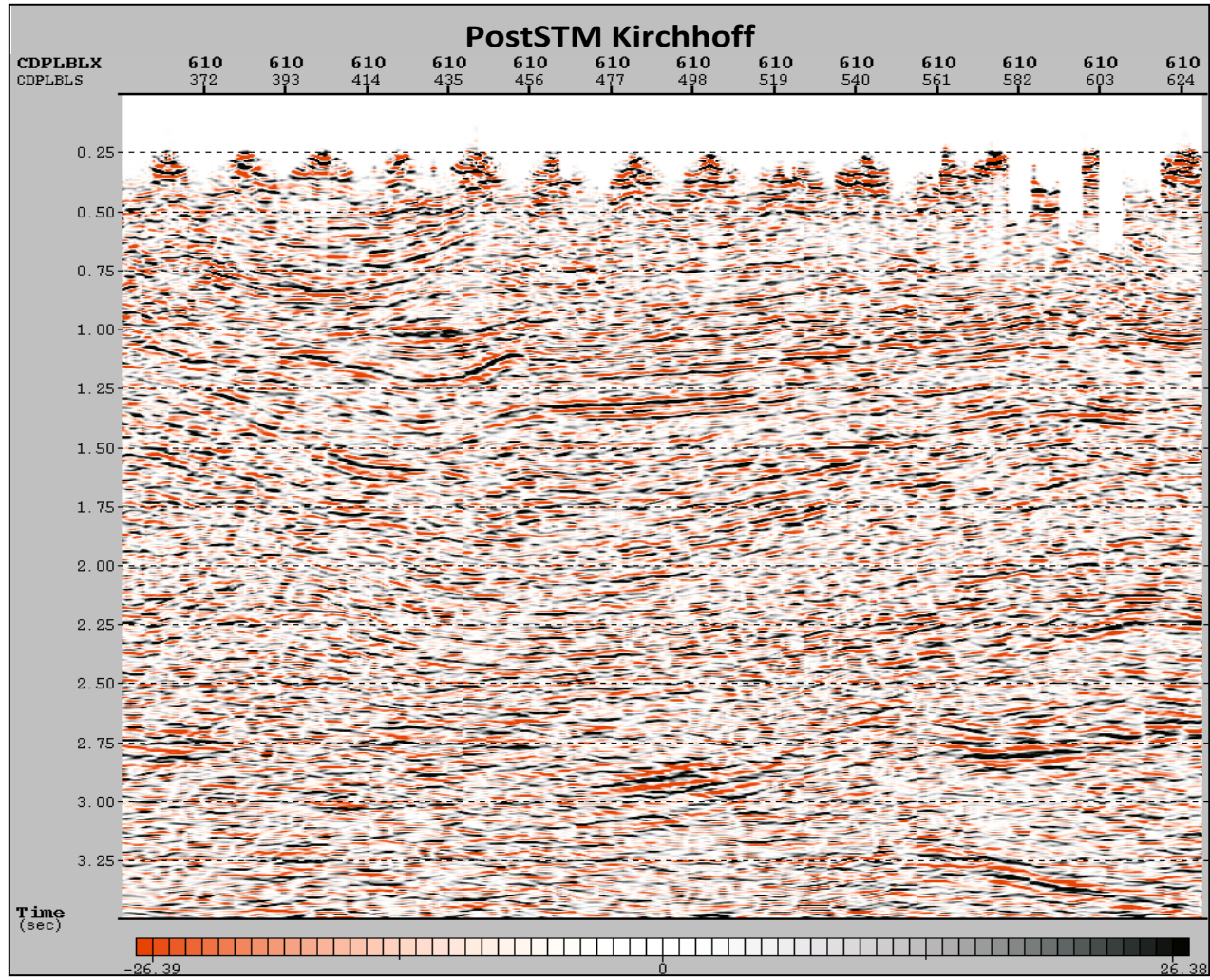


Figura 5.3.2. PostSTM Kirchhoff, crossline 610.

5.4 PSDM Kirchhoff.

5.4.1 Kirchhoff II

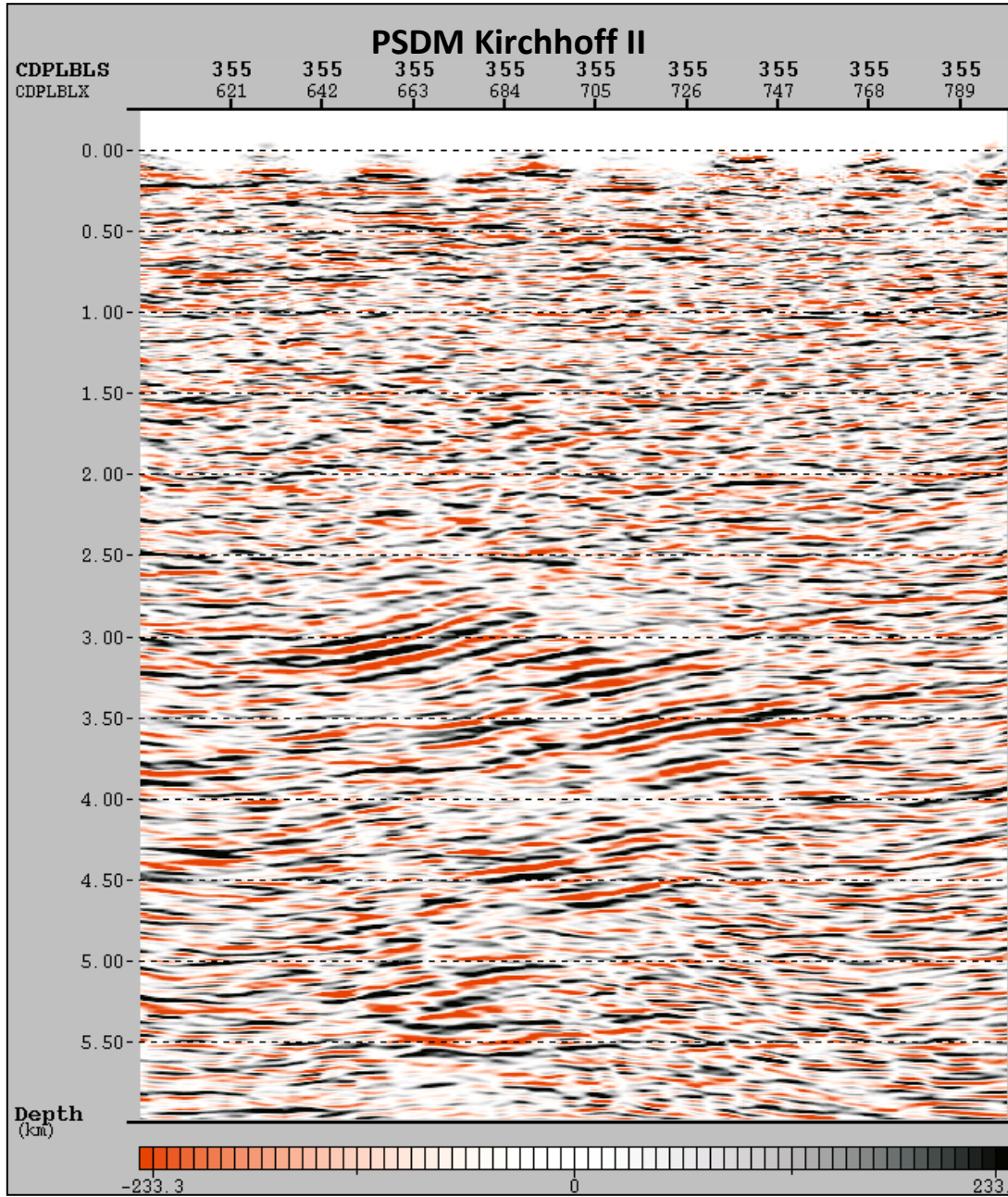


Figura 5.4.1. PSDM Kirchhoff II, inline 355.

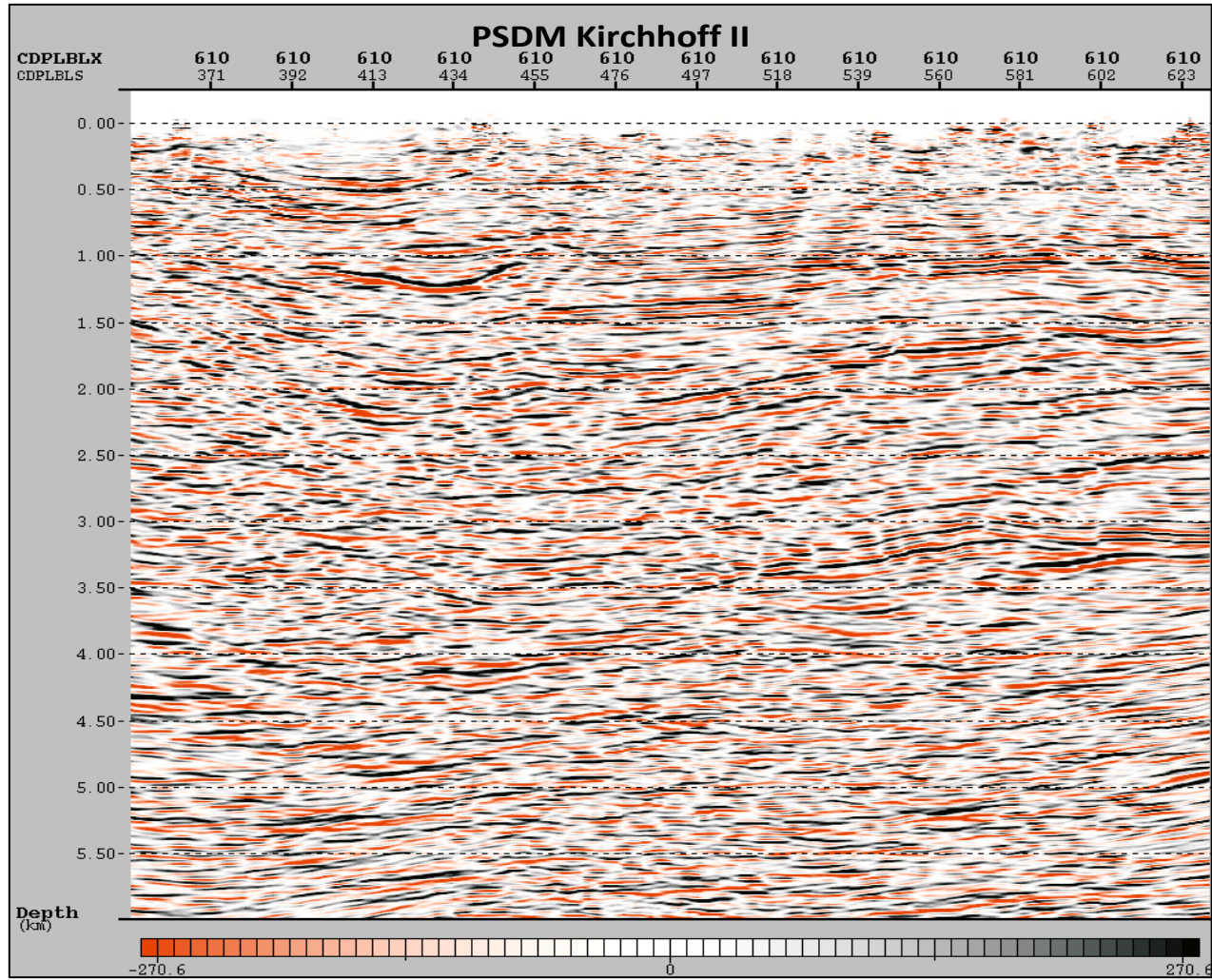


Figura 5.4.2. PSDM Kirchhoff II, crossline 610.

5.4.2 Kirchhoff III

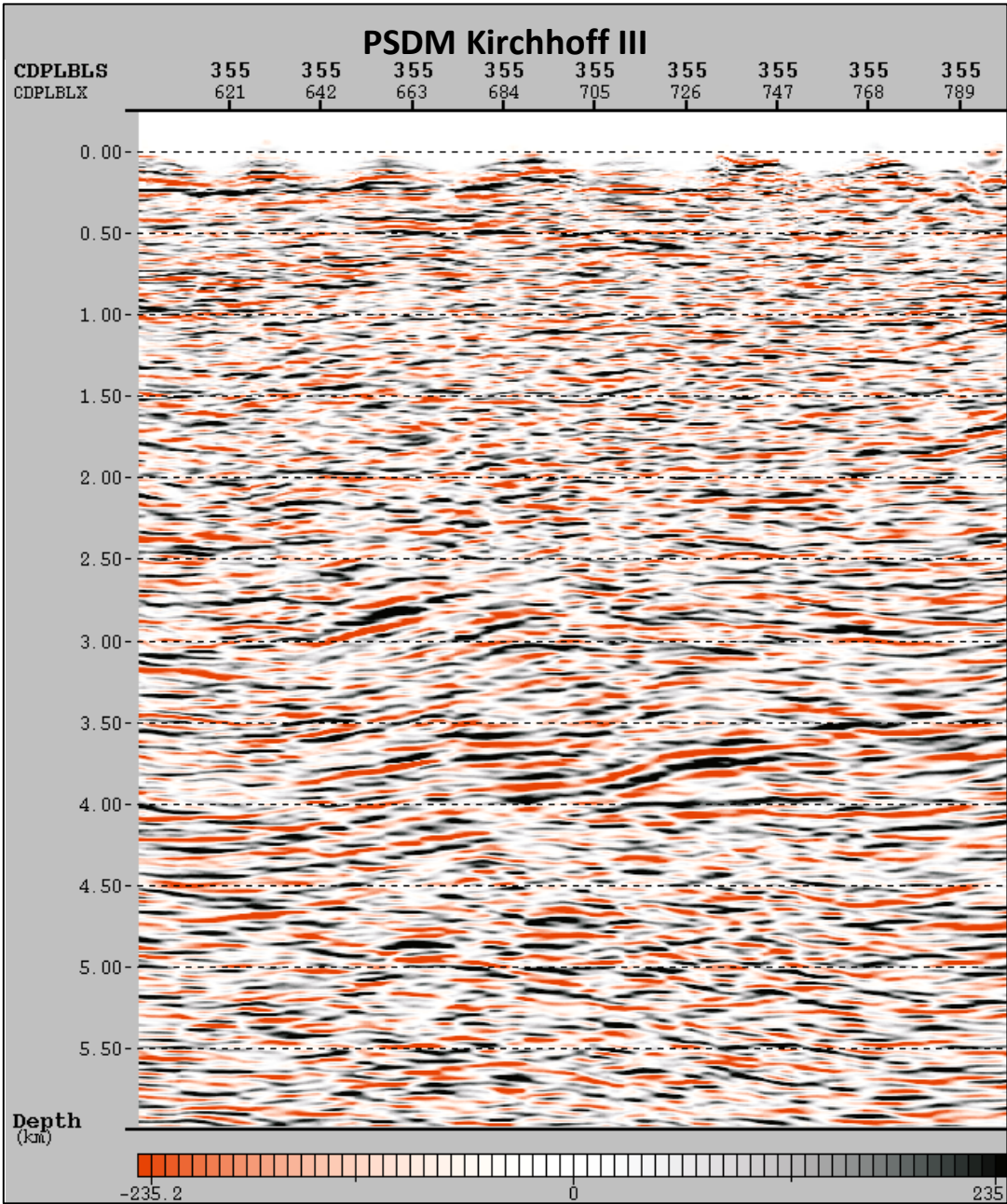


Figura 5.4.3. PSDM Kirchhoff III, inline 355.

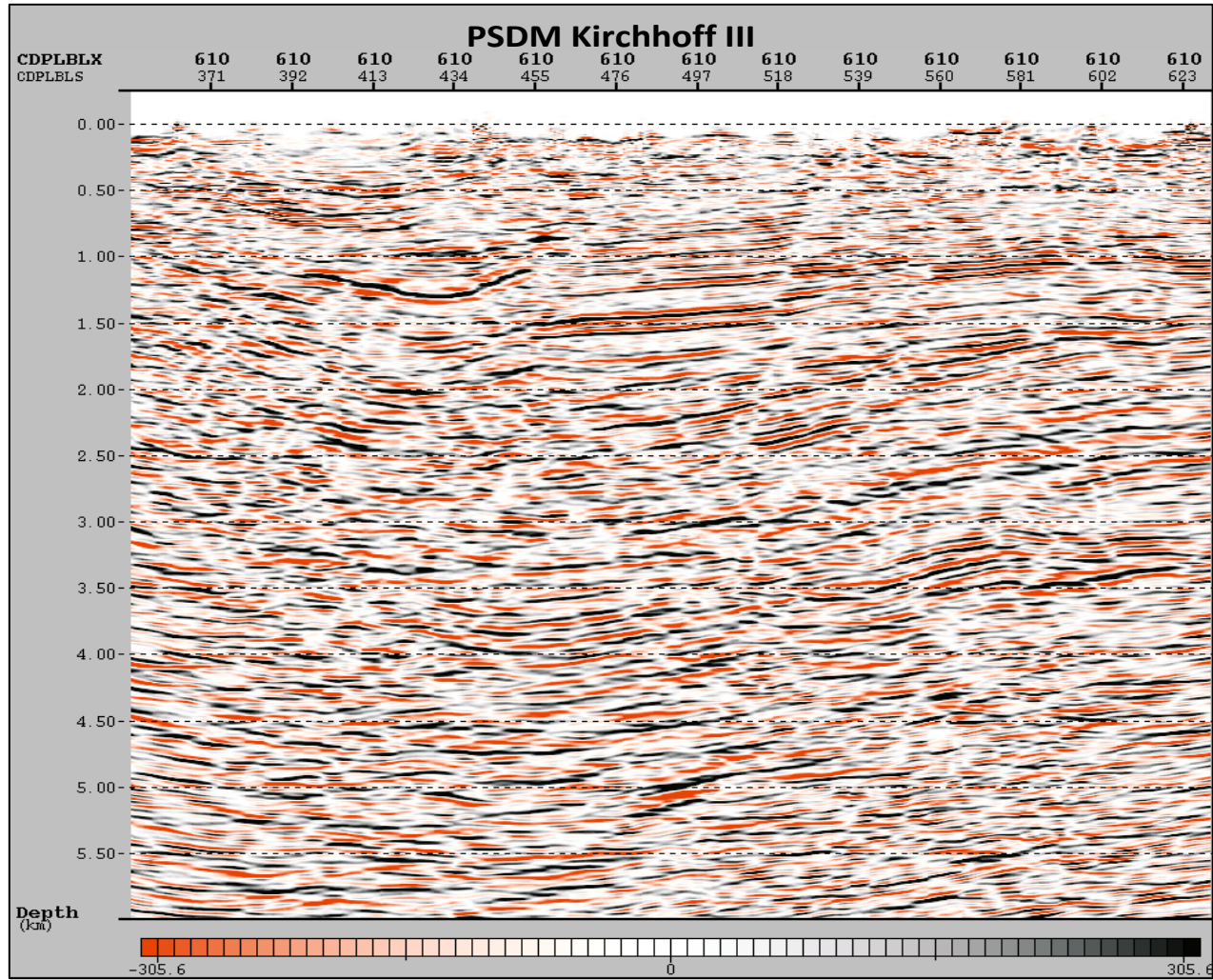


Figura 5.4.4. PSDM Kirchhoff III, crossline 610

5.4.3 Kirchhoff IV (Final).

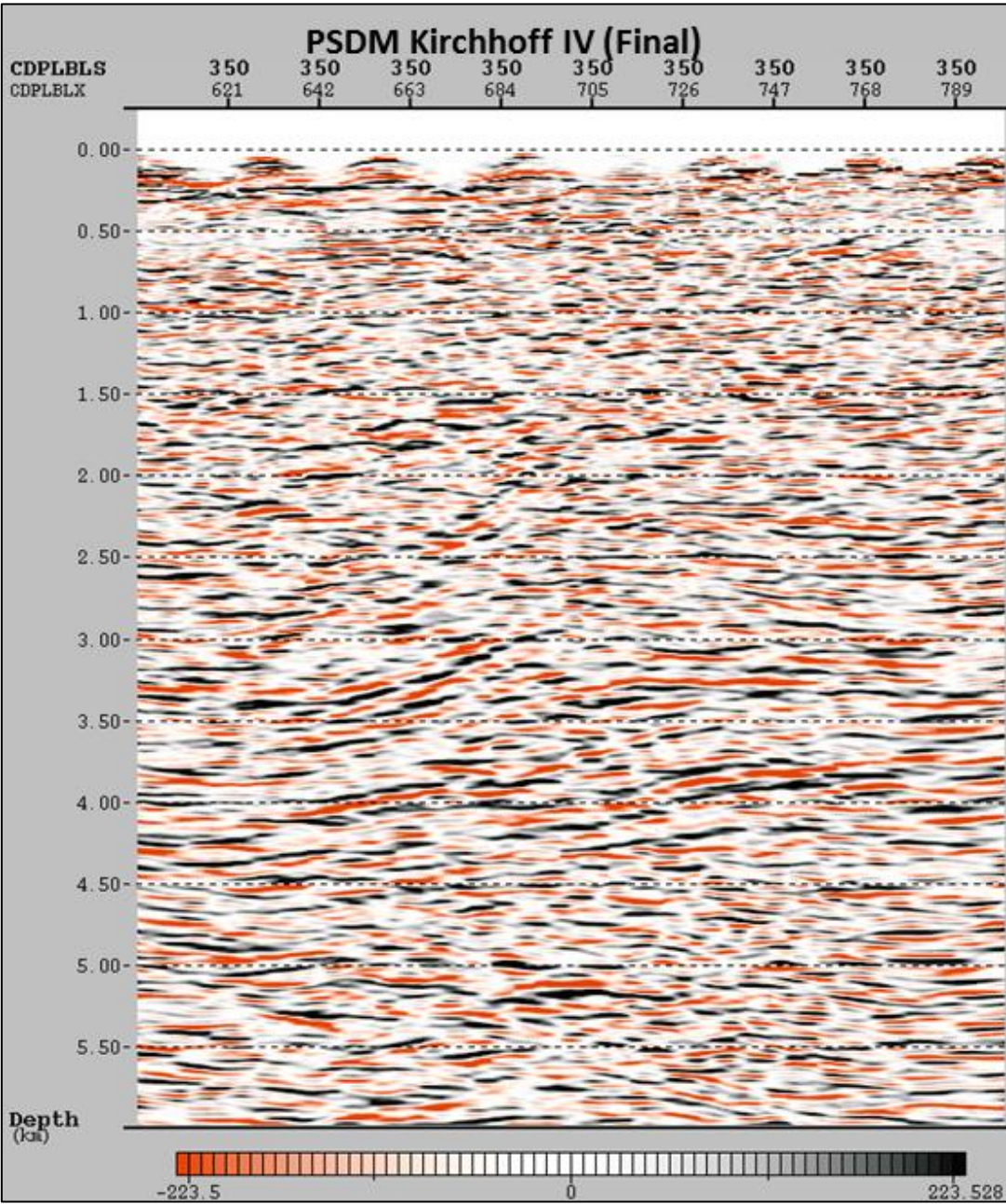


Figura 5.4.5. PSDM Kirchhoff III, inline 355.

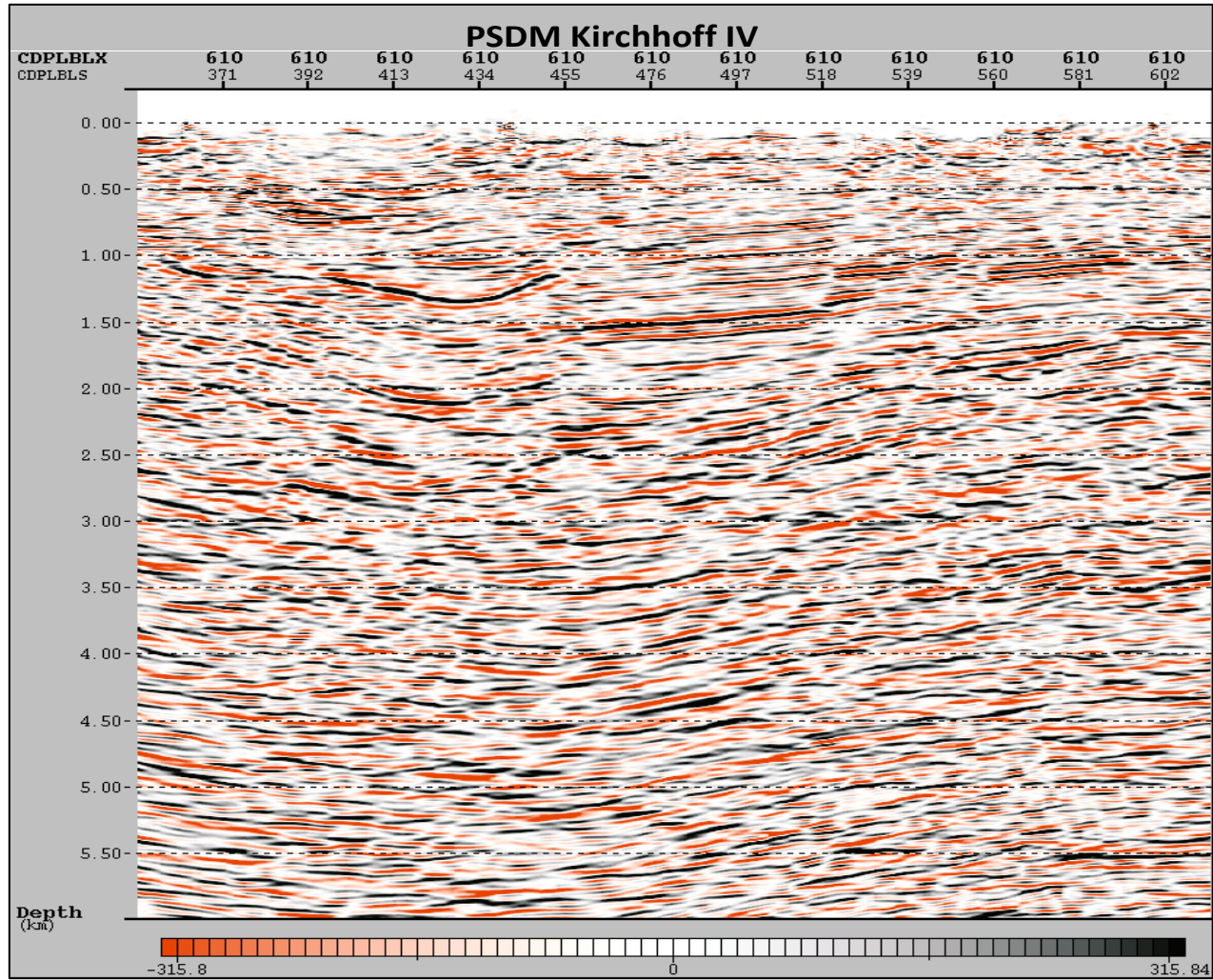


Figura 5.4.6. PSDM Kirchhoff III, crossline 610.

5.4.4 Comparación de PSDM Kirchhoff.

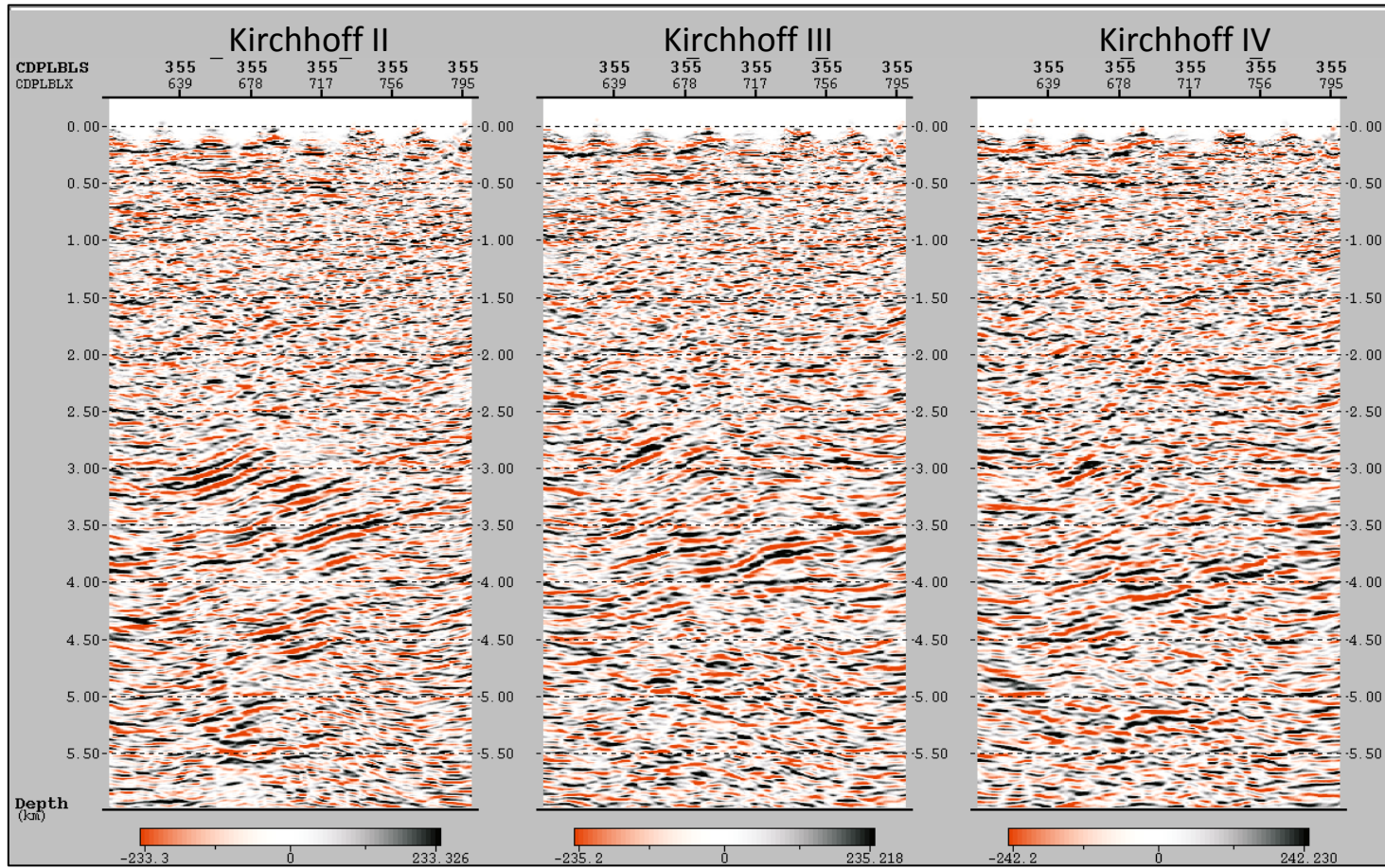


Figura 5.4.7. Comparación de las inline 355 obtenidas a través de una PSDM Kirchhoff.

5.4.5 Comparación de CDP gathers migrados por medio de una PSDM Kirchhoff

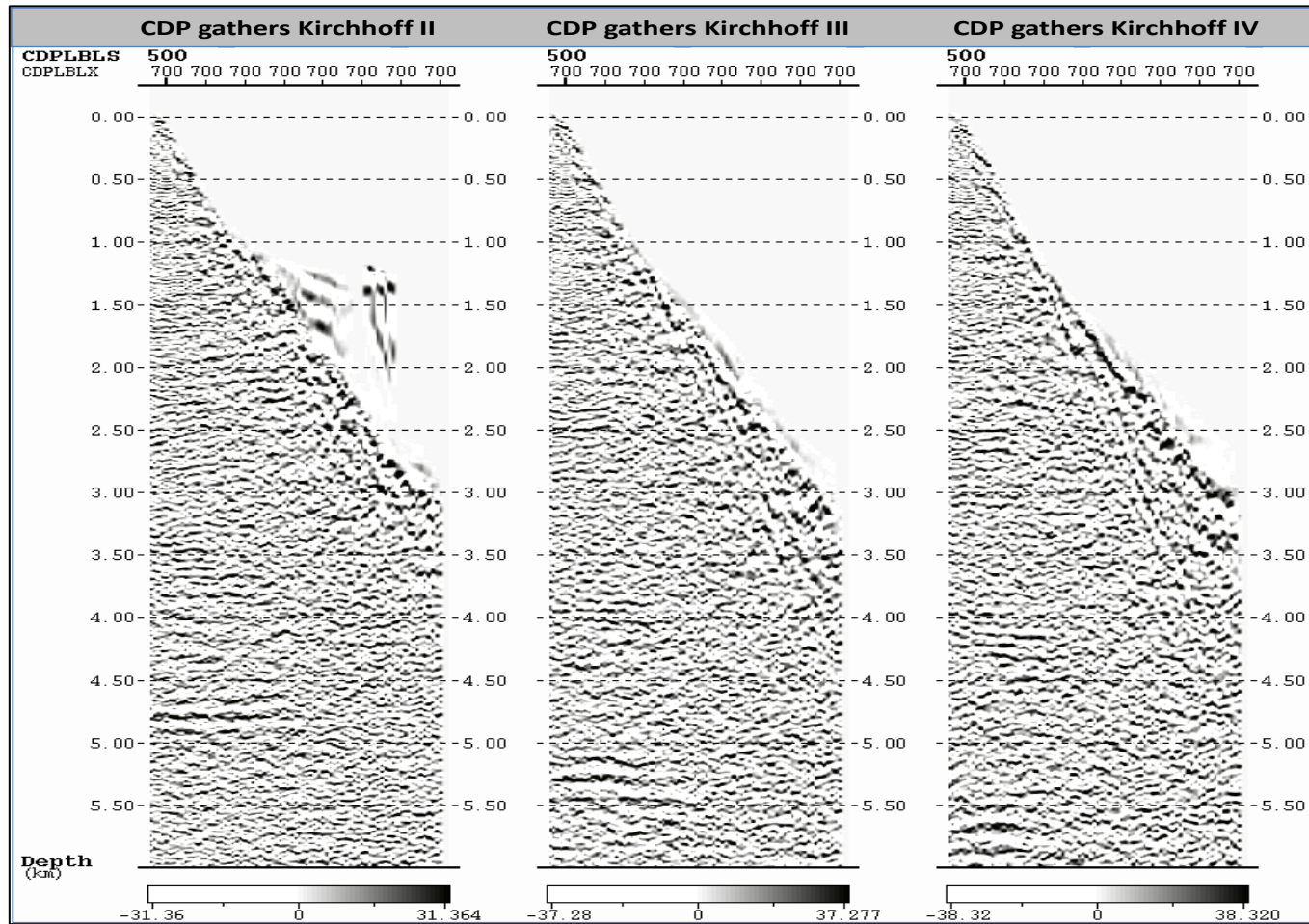


Figura 5.4.8. CDP IL 500 XL 700 gathers migrados por medio de una PSDM Kirchhoff.

5.5 PSDM ecuación de onda por el método de fuente común.

5.5.1 Ecuación de Onda I.

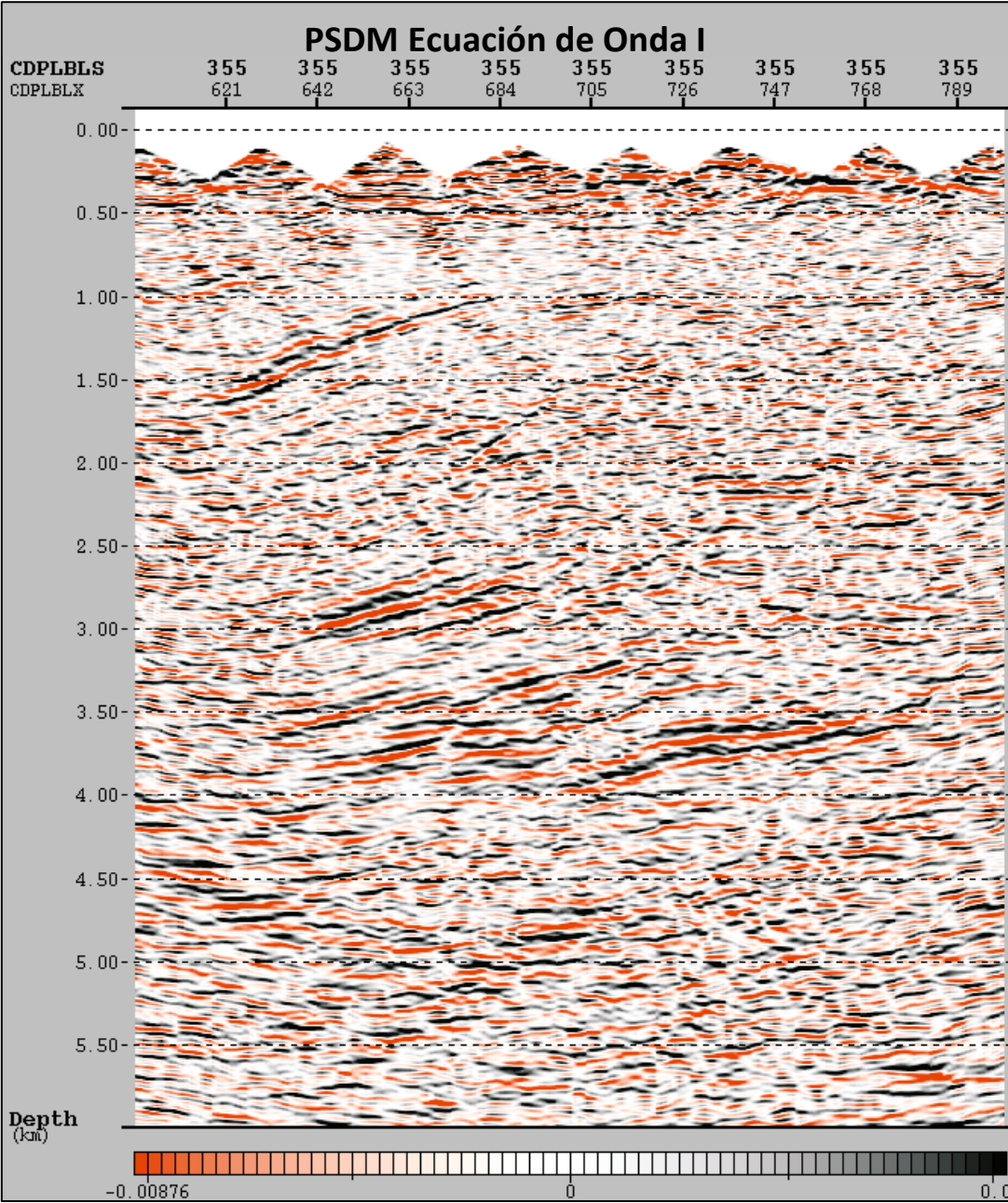


Figura 5.5.1. PSDM Ecuación de Onda I (fuente común), inline 355.

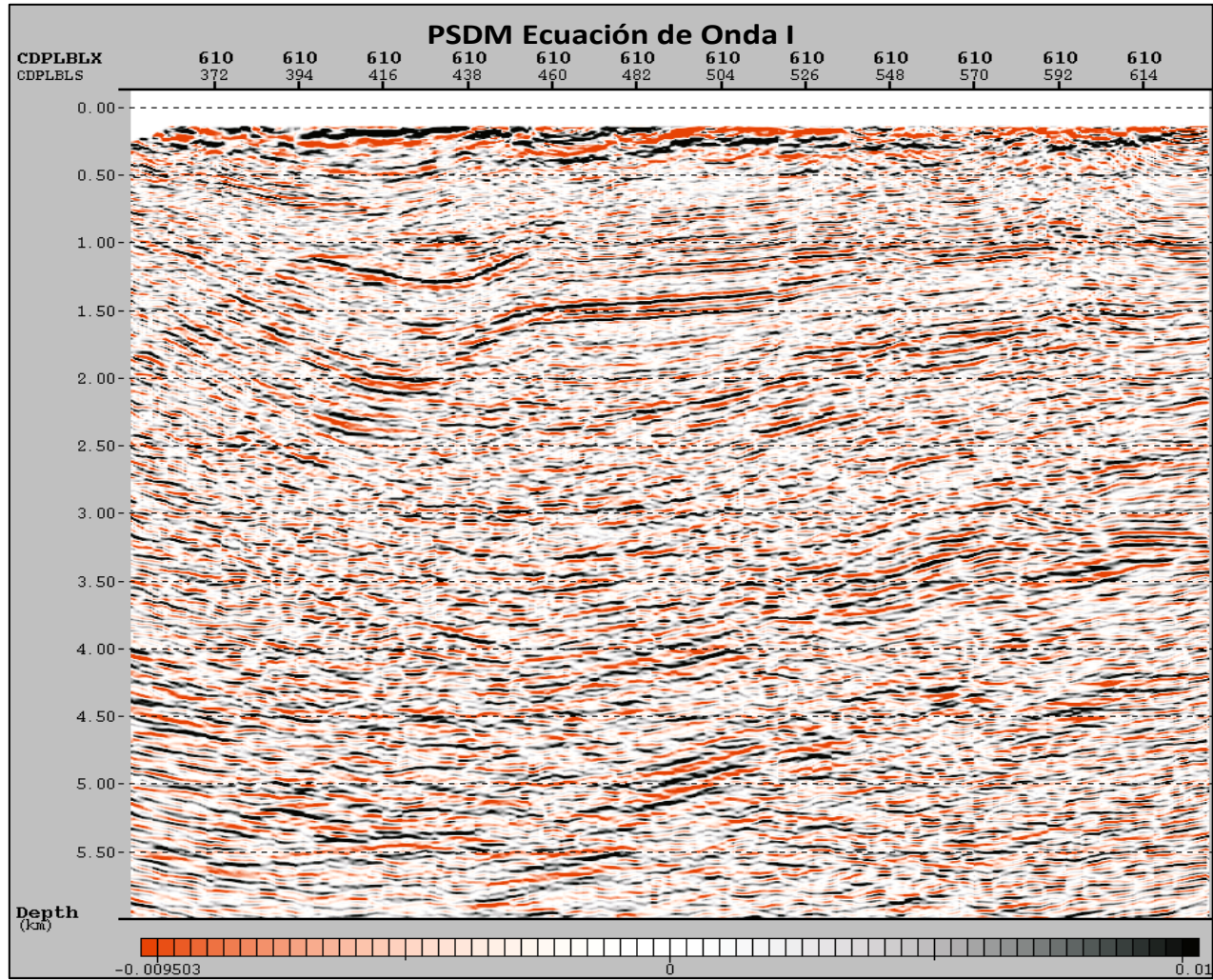


Figura 5.5.2. PSDM Ecuación de Onda I (fuente común), crossline 610.

5.5.2 Ecuación de Onda II.

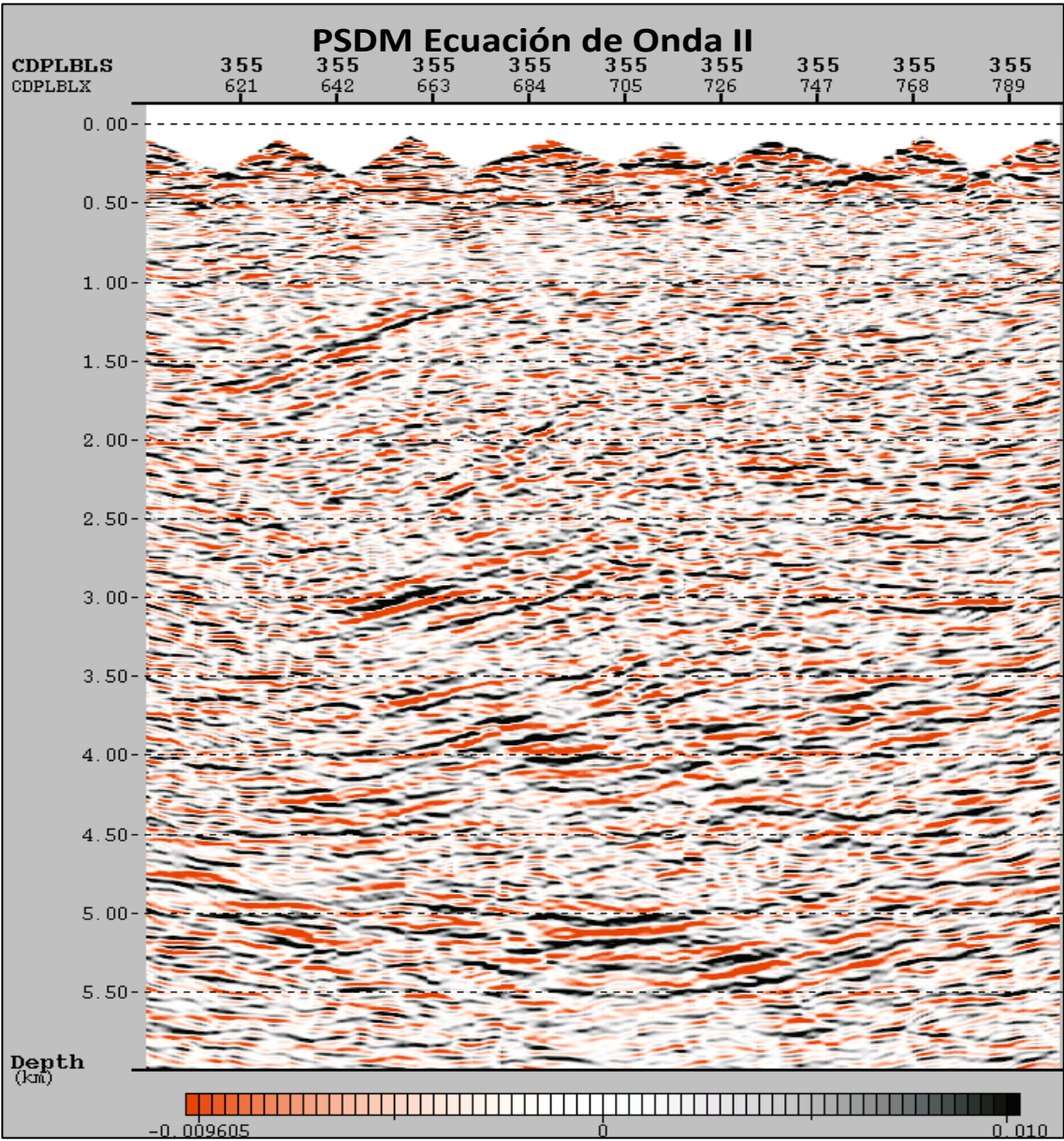


Figura 5.5.3. PSDM Ecuación de Onda II (fuente común), inline 355.

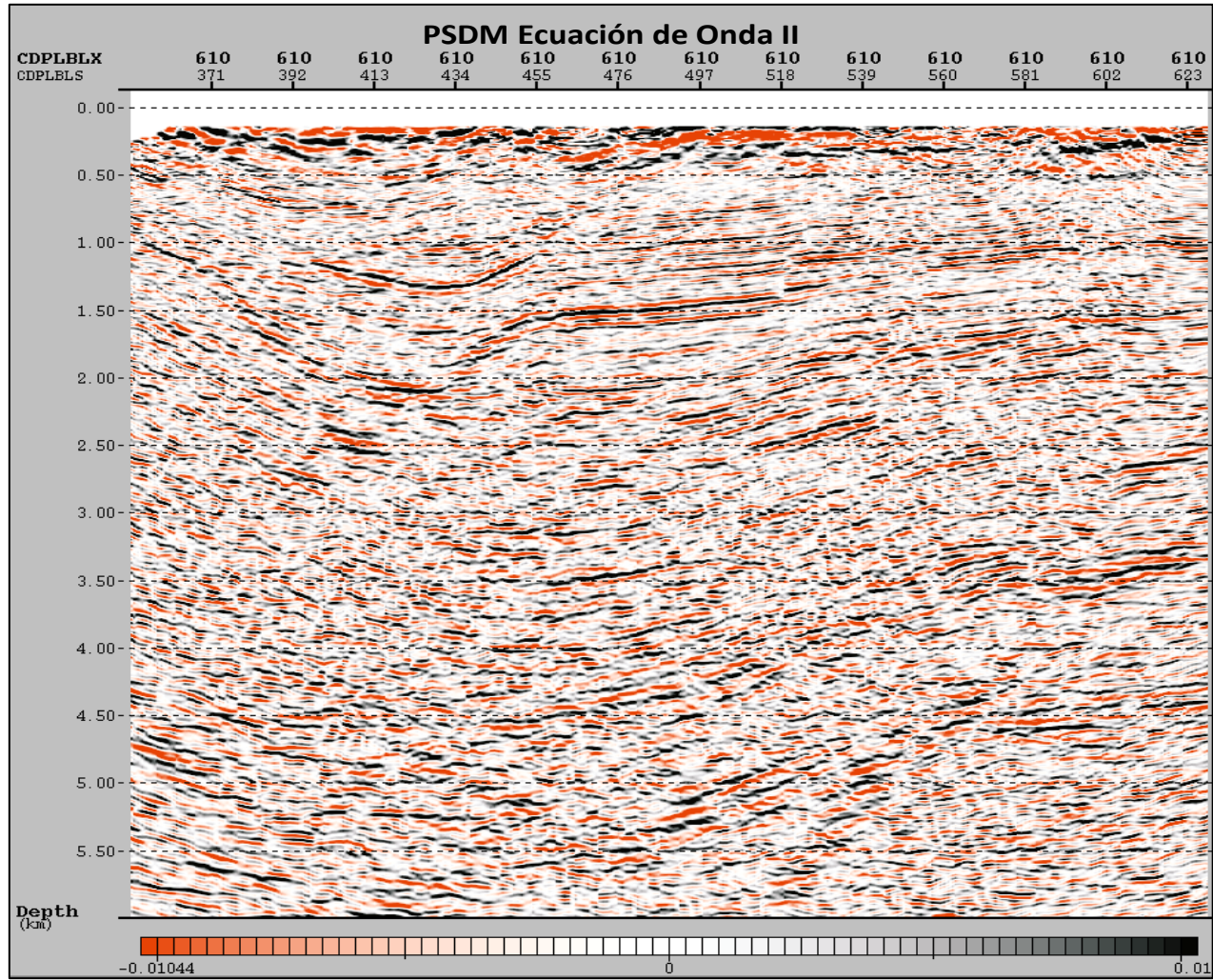


Figura 5.5.4. PSDM Ecuación de Onda II (fuente común), crossline 610.

5.4.4 Comparación de PSDM por ecuación de onda (fuente común).

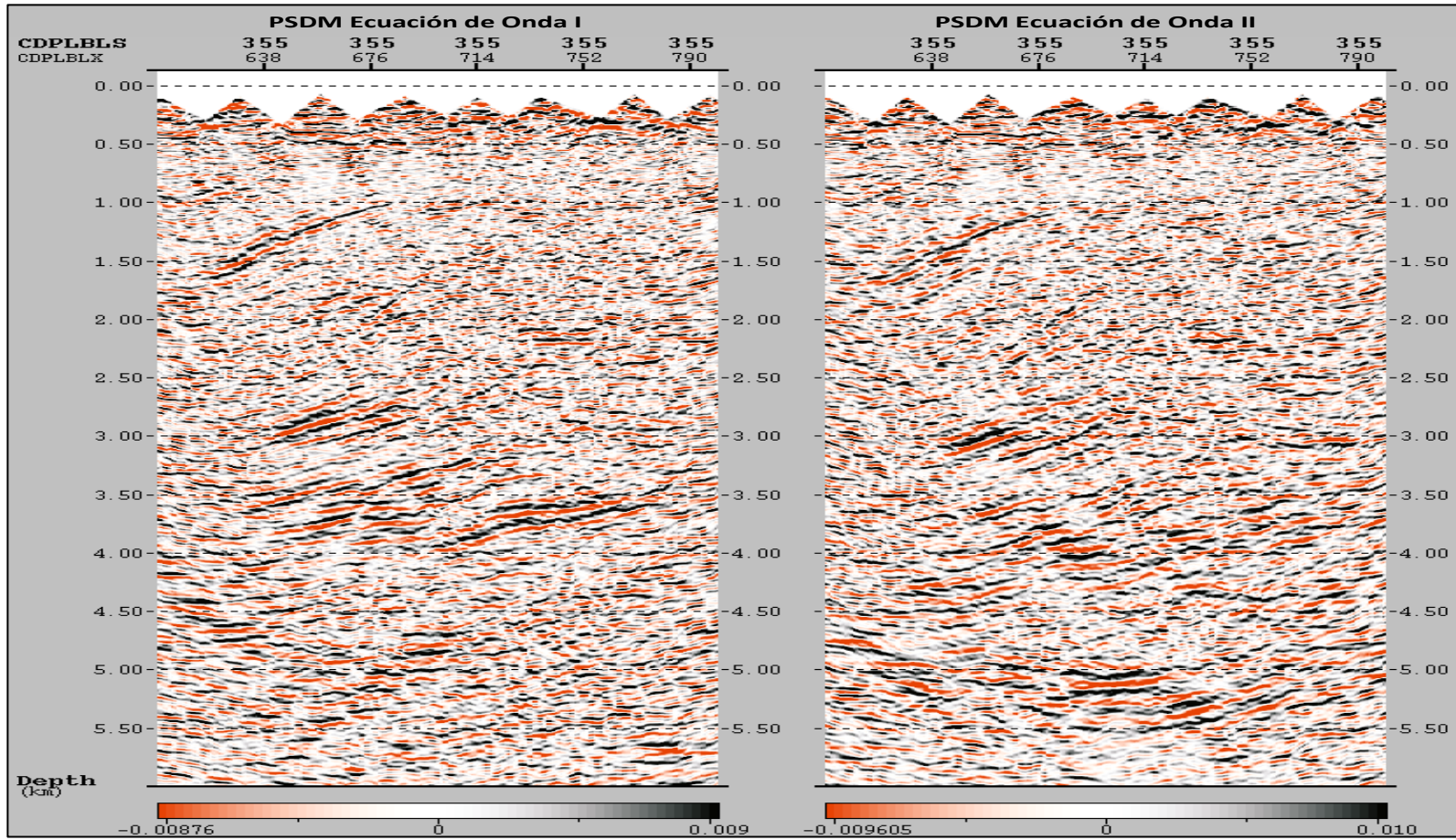


Figura 5.5.5. Comparación de las inline 355 obtenidas a través de una PSDM Ecuación de Onda (fuente común).

5.6 Comparación espectral de secciones migradas.

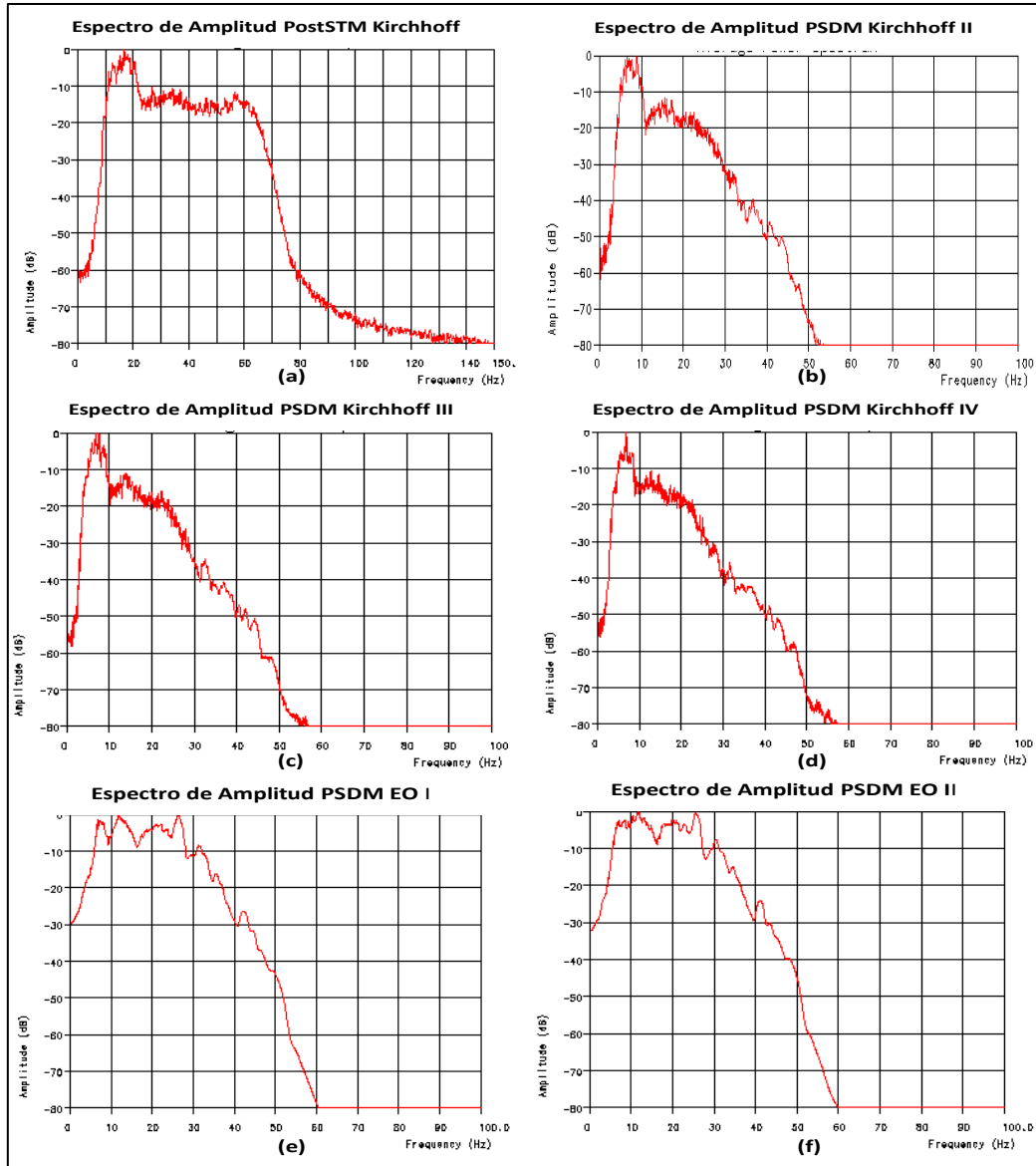


Figura 5.6.1. Espectros de amplitud de PostSTM Kirchhoff (a), PSDM Kirchhoff II (b), PSDM Kirchhoff III (c), PSDM Kirchhoff IV (d), PSDM Ecuación de Onda I (e) y PSDM Ecuación de Onda II (f).

3.7 Comparación apilado pre-migración vs secciones migradas.

3.7.1 Apilado pre-migración vs PSDM Kirchhoff

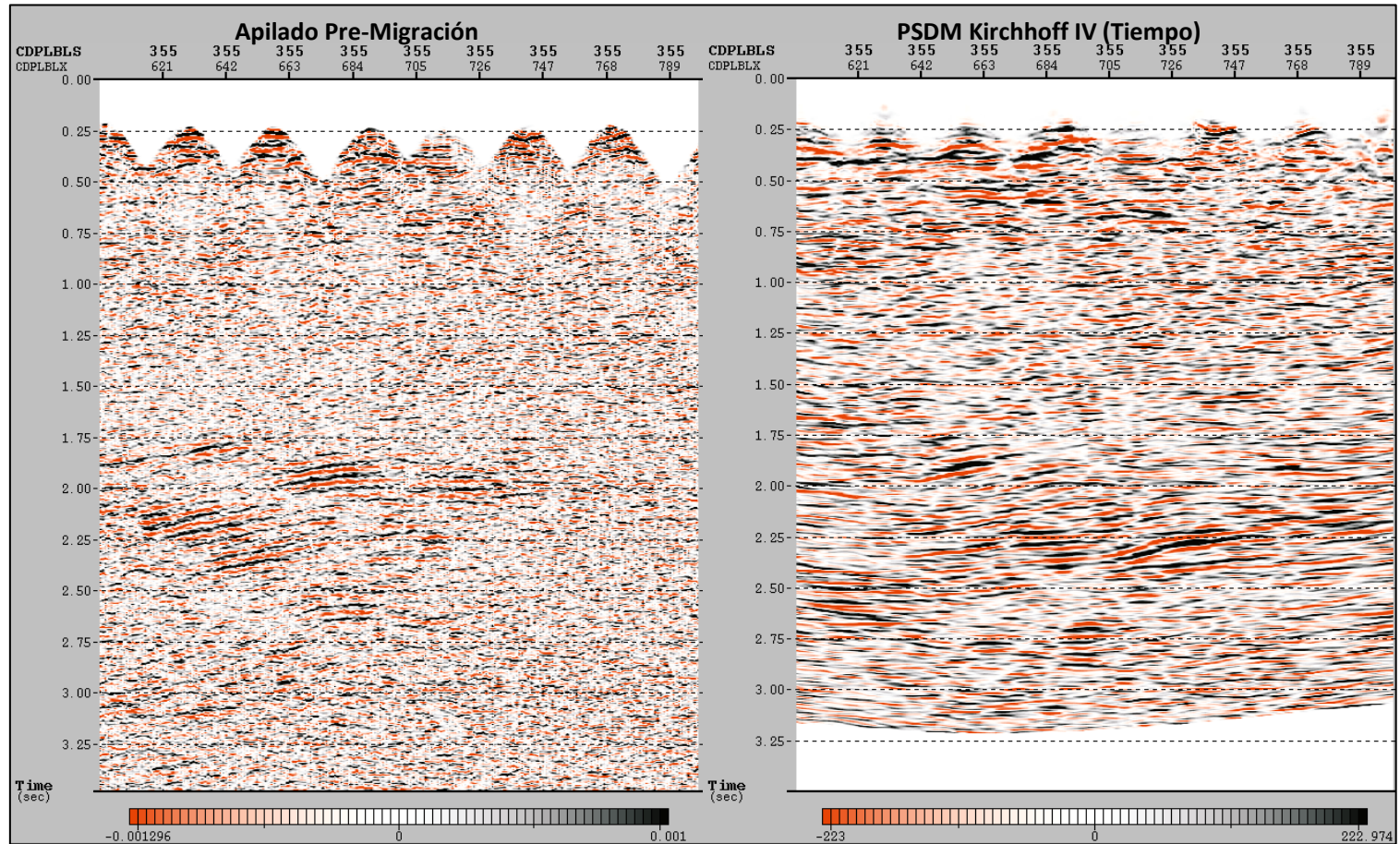


Figura 5.7.1. Apilado sin-migrar (izquierda). PSDM Kirchhoff IV convertida al dominio del tiempo (derecha), IL 355.

5.7.2 Apilado pre-migración vs PSDM ecuación de onda (fuente común).

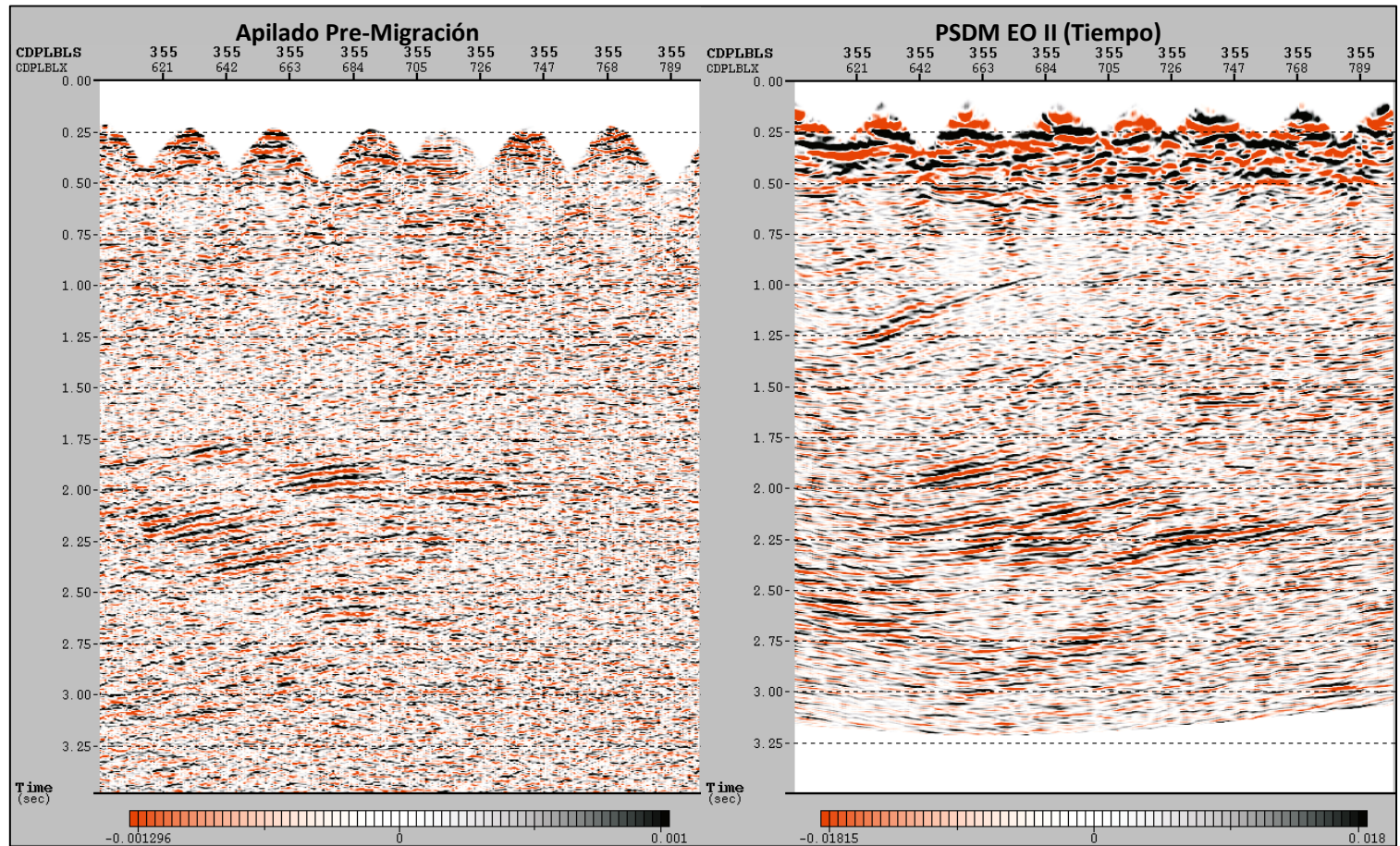


Figura 5.7.2. Apilado sin-migrar (izquierda). PSDM ecuación de onda II convertida a tiempo (derecha), inline 355.

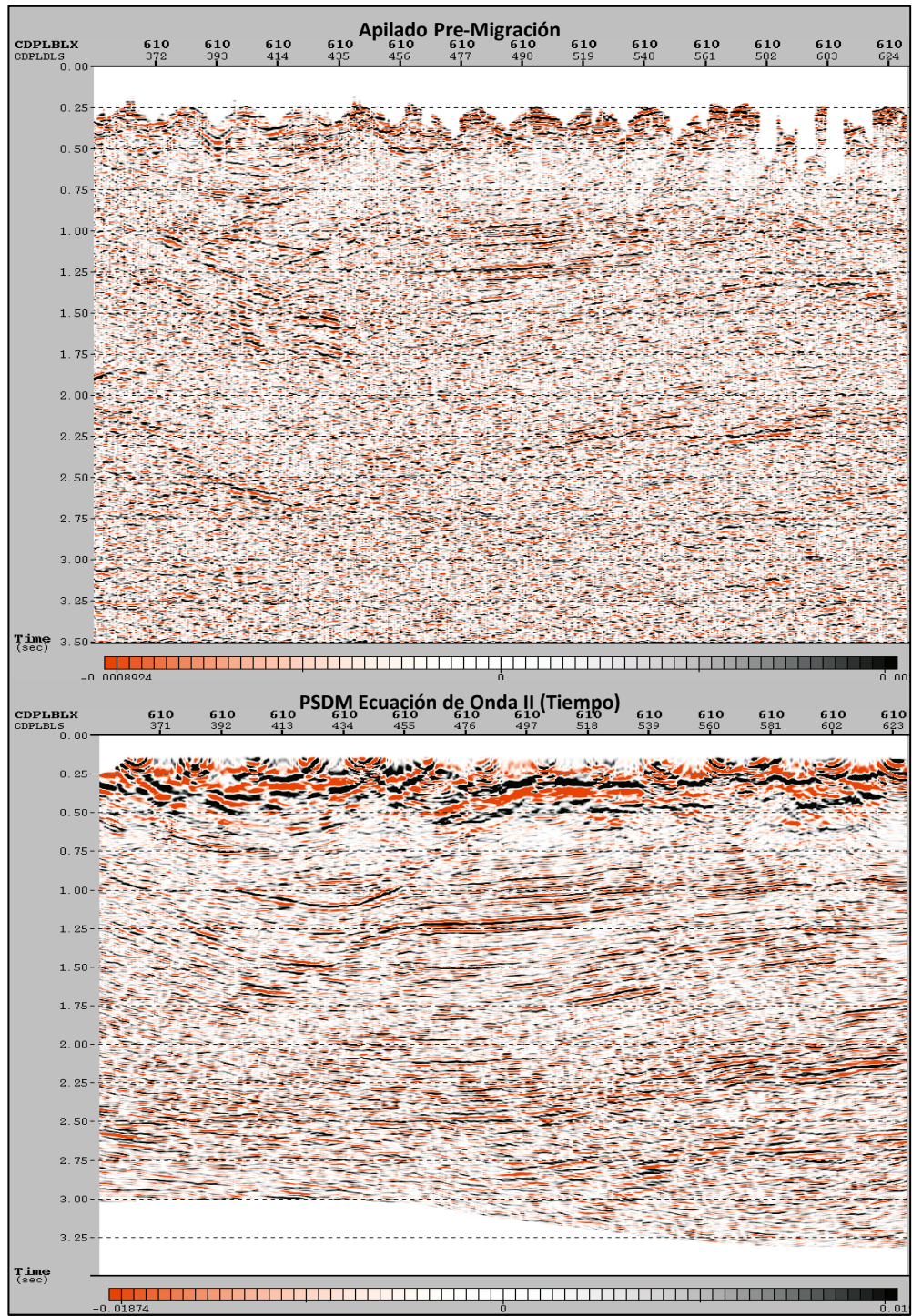


Figura 5.7.3. Apilado sin migrar (arriba). PSDM ecuación de onda II convertida al dominio del tiempo (abajo), crossline 610.

3.8 PostSTM vs. PSDM

3.8.1 PostSTM Kirchhoff vs. PSDM Kirchhoff IV.

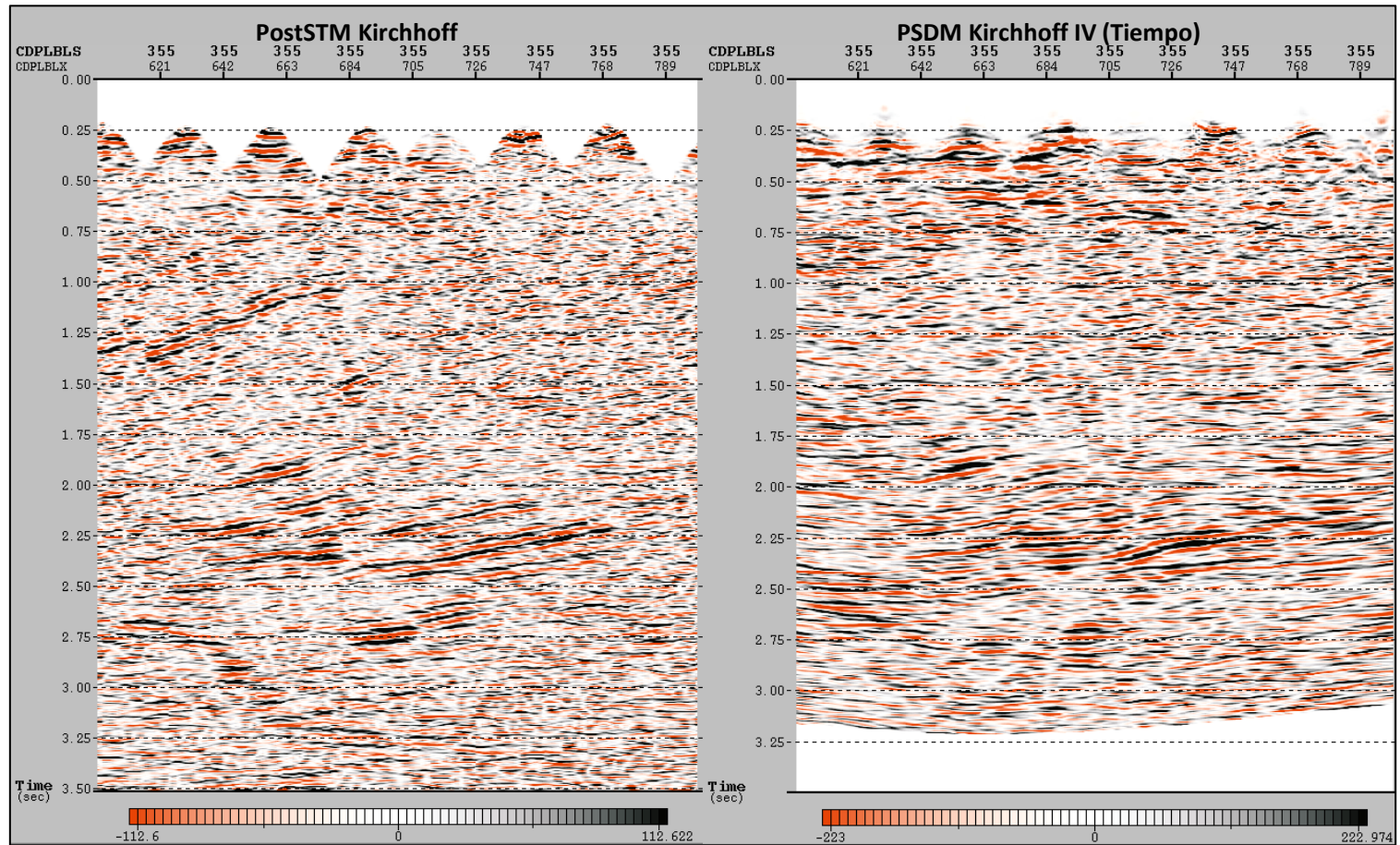


Figura 5.8.1. PostSTM Kirchhoff (izquierda). PSDM Kirchhoff IV convertida al dominio del tiempo (derecha), inline 355.

5.8.2 PostSTM Kirchhoff vs. PSDM ecuación de onda.

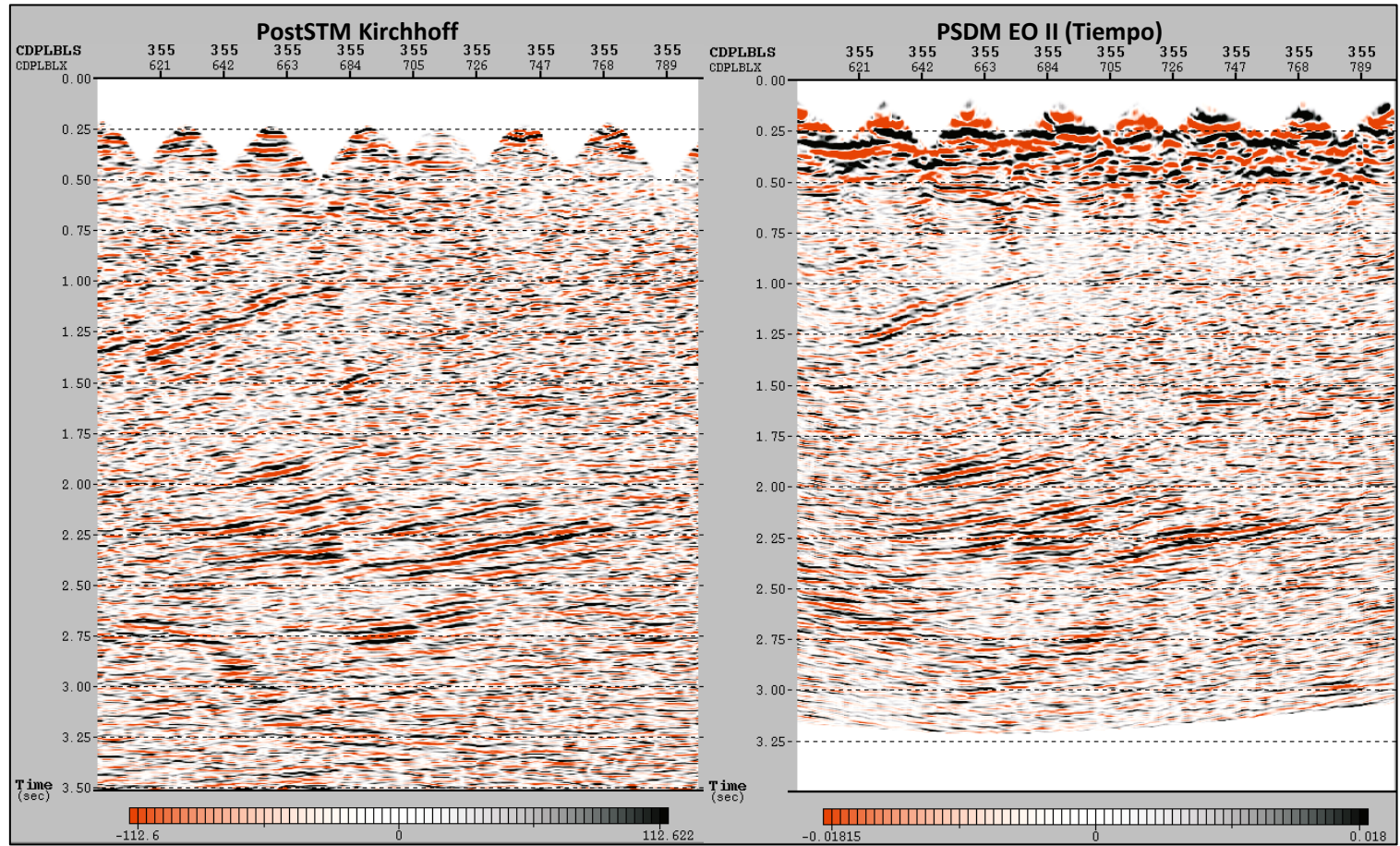


Figura 5.8.2. PostSTM Kirchhoff (izquierda). PSDM ecuación de onda II convertida a tiempo (derecha), inline 355

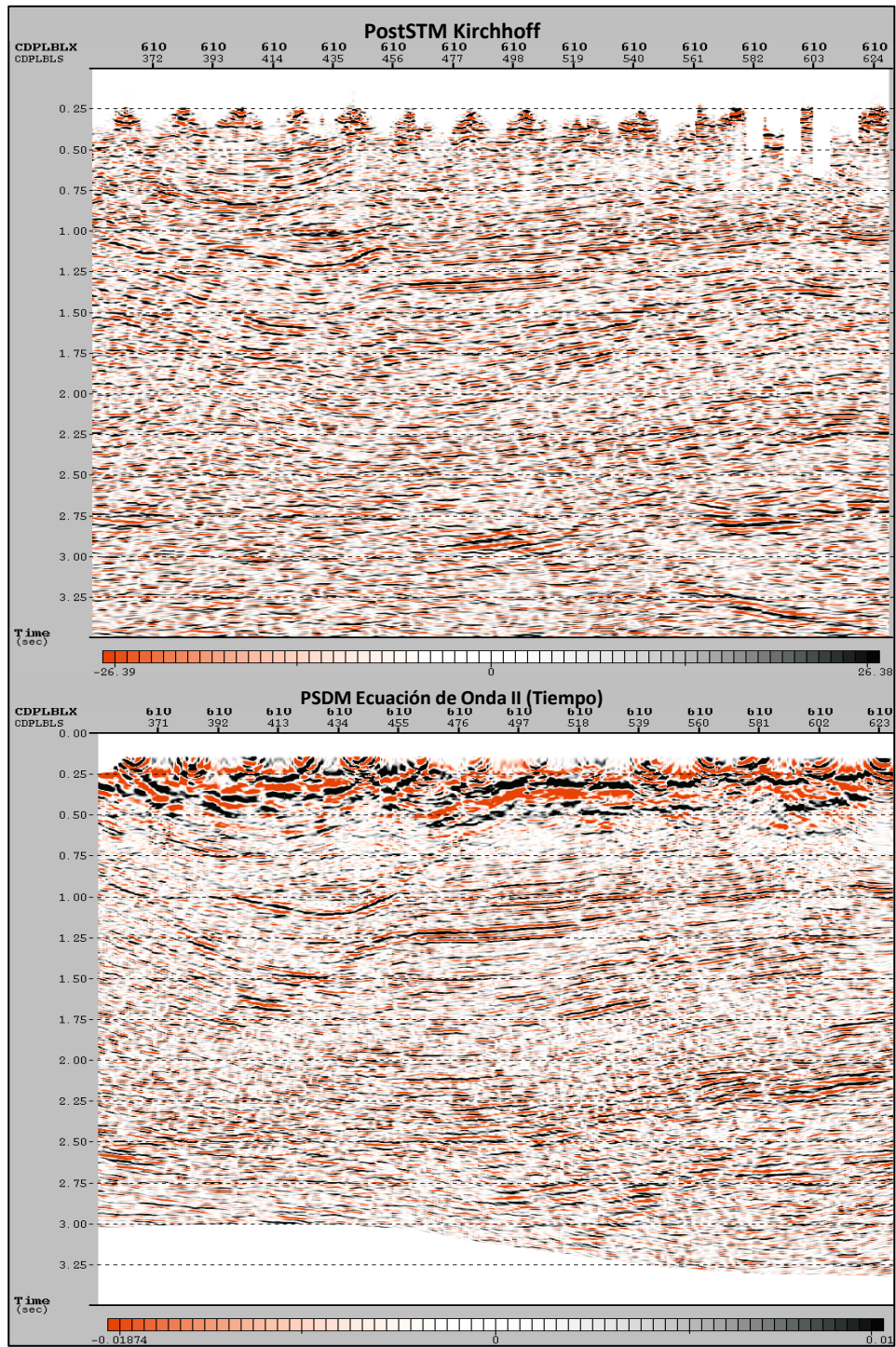


Figura 5.8.3. PostSTM Kirchhoff (arriba). PSDM ecuación de onda II convertida al dominio del tiempo (abajo), crossline 610.

5.9 PSDM Kirchhoff vs. PSDM Ecuación de Onda (fuente común).

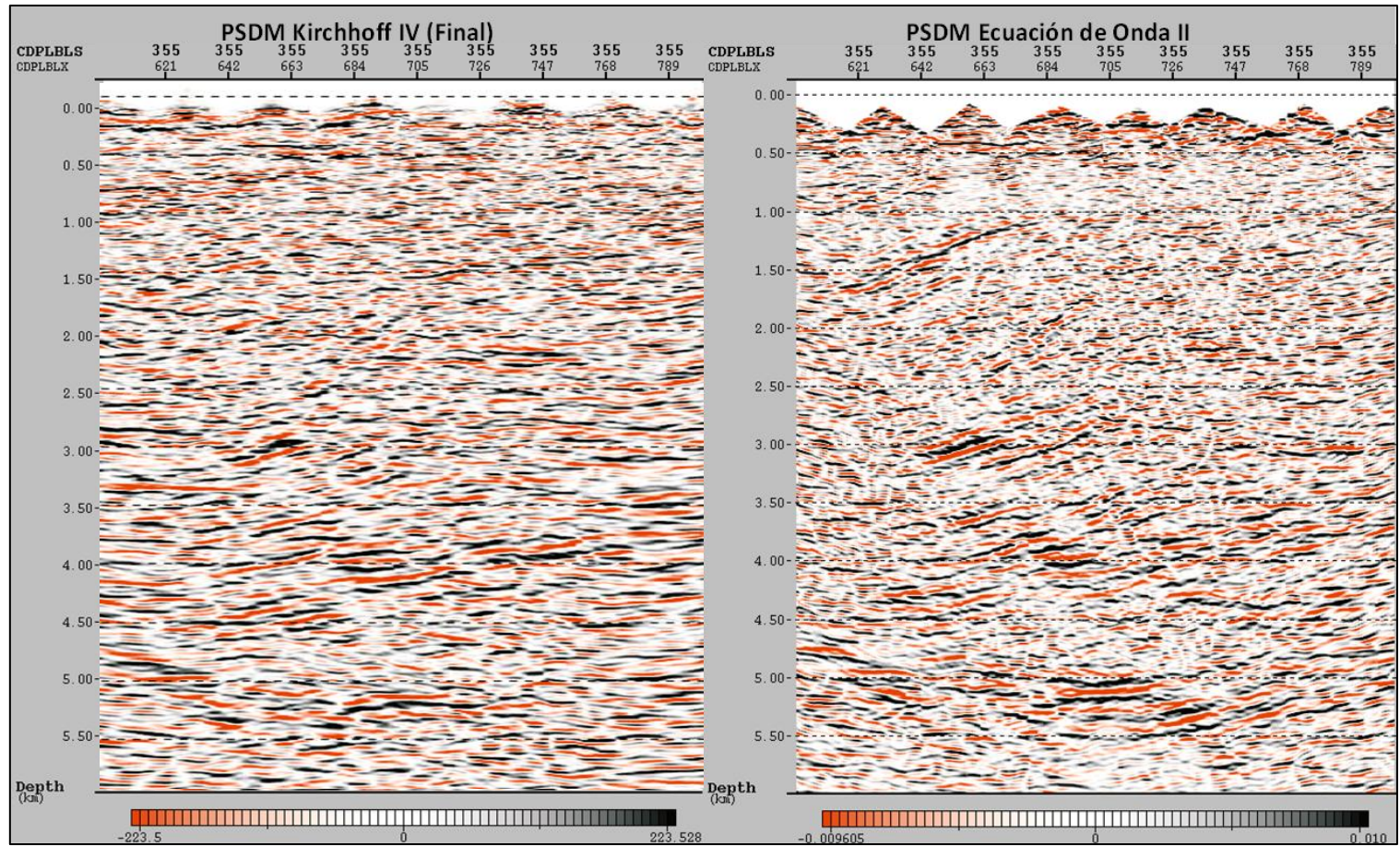


Figura 5.9.1. PSDM Kirchhoff IV (izquierda). PSDM ecuación de onda II (derecha), inline 355.

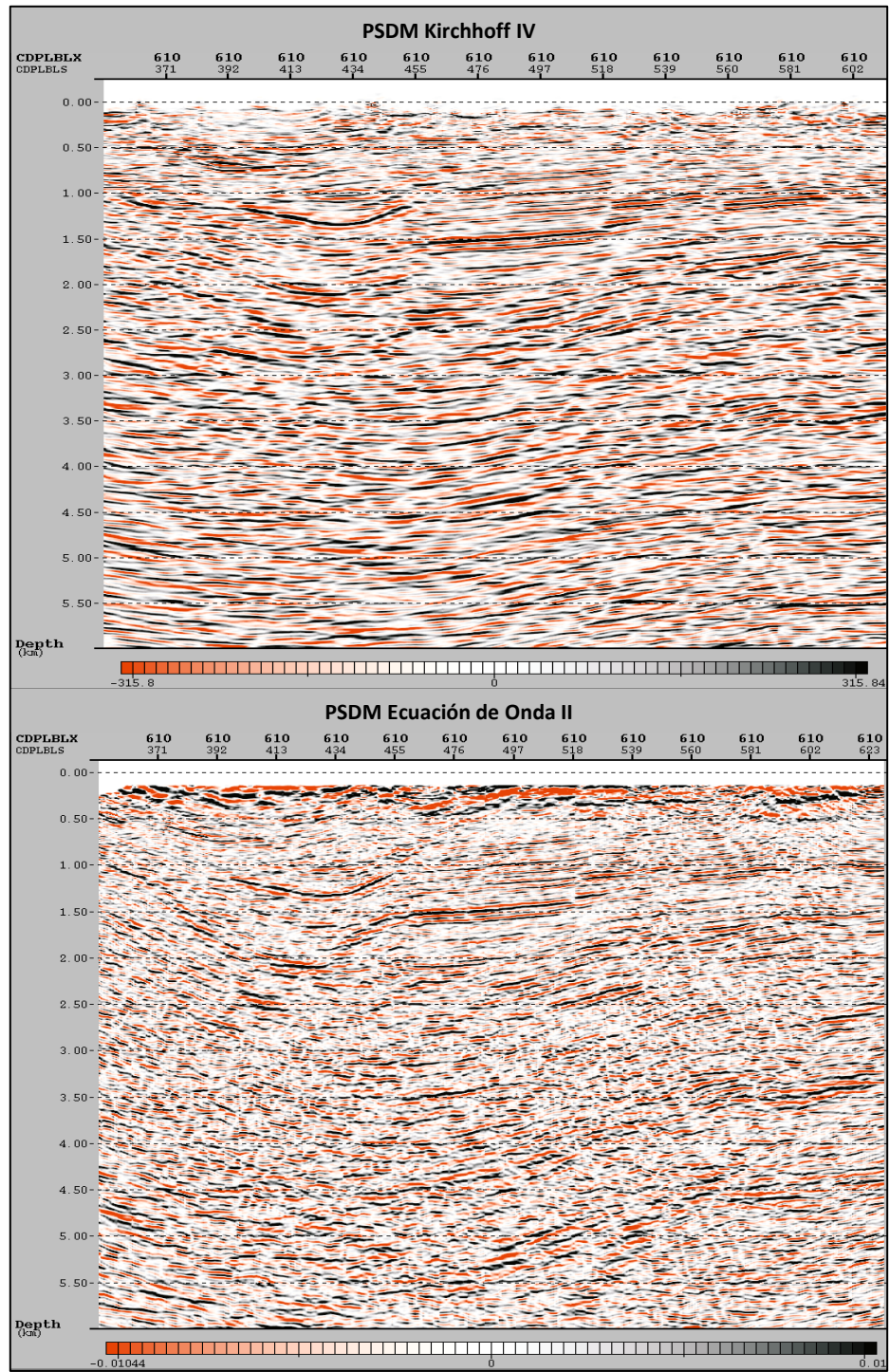


Figura 5.9.2. PSDM Kirchhoff IV (arriba). PSDM ecuación de onda II (abajo), crossline 610.

5.10 Resolución vertical.

PSDM Kirchhoff.

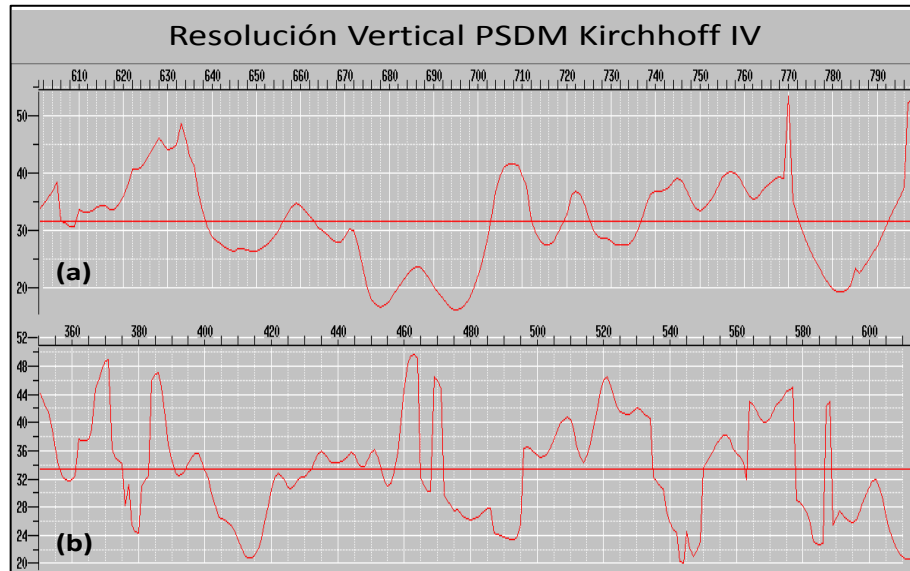


Figura 5.10.1 Gráficos de resolución vertical para PSDM Kirchhoff IV (a) inline 355, y (b) crossline 610.

PSDM ecuación de onda (fuente común).

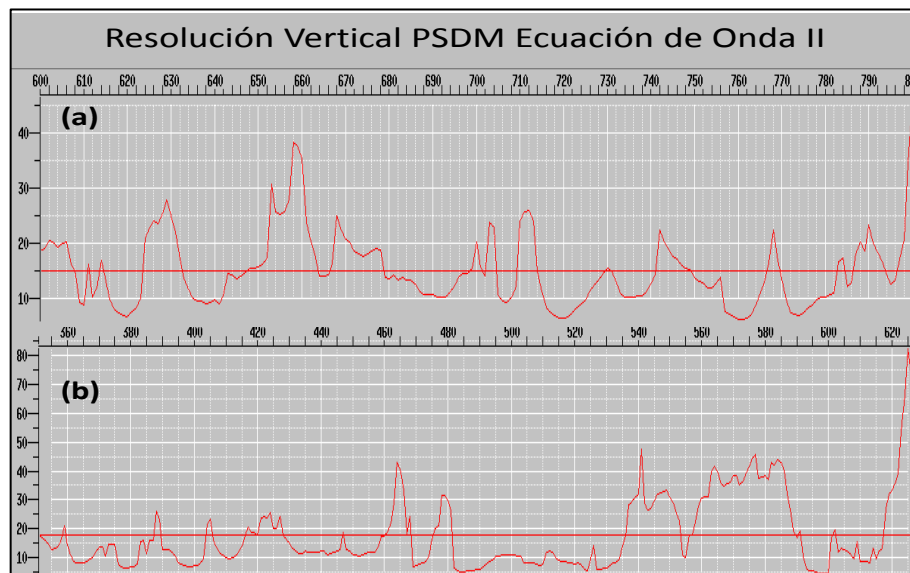


Figura 5.10.2. Gráficos de resolución vertical para PSDM ecuación de onda II (a) inline 355y (b) crossline 610.

5.11 Tiempos de cálculos de las PSDM.

Los tiempos de cómputo se obtuvieron mediante la corrida de un proceso de PSDM Kirchhoff y otro de PSDM por ecuación de onda (método de fuente común), ambos aplicados a una misma cantidad de CDP. Debido a que no fue posible generar CDP gathers migrados por el método el método de fuente común, se optó por realizar un proceso de PSDM Kirchhoff, pero esta vez sin generar CDP gathers migrados solo el volumen al igual que en el caso de la PSDM por ecuación de onda.

Tabla 5.1 Tiempo de computo promedio de los métodos de PSDM aplicados.

PSDM	Inlines migradas	Crossline migradas	Tiempo de computo (Hr)
Kirchhoff	350-630	600-900	204
Ecuación de onda (fuente común)	350-630	600-900	170,5

CAPITULO VI

ANALISIS DE RESULTADOS

En el modelo de velocidades interválicas inicial (figura 5.1.1) se observan que las curvas de isovelocidades forman cierres como burbujas y zonas de bruscas inversiones de velocidad que degradan la calidad de imagen y generaron CDP gathers con efectos de RMO. Observando los modelos de velocidad refinados (figuras 5.1.3, 5.1.4) es posible percatar una evolución positiva en estos, ya que se visualizan curvas de isovelocidades más continuas, suaves y con un comportamiento similar a los reflectores observados. Otro aspecto importante de resaltar es que los CDP gathers migrados obtenidos por las PSDM Kirchhoff (figura 5.4.12) muestra que los reflectores más planos, continuos y con menor efecto de residuales son los generados durante la PSDM Kirchhoff IV, la cual se realizó con el modelo de velocidad refinado III (figura 5.1.4). Por lo tanto, este modelo fue considerado desde el punto de vista del procesamiento como el modelo de velocidad refinado final.

Debido a la baja calidad de los datos el apilado sin-migrar presenta baja relación señal/ruido (figuras 5.2.1, 5.2.2 y 5.2.3). Por lo tanto, se observan pocos reflectores a los cuales realizar una evaluación del comportamiento de estos después de los procesos de migración. Por ende, se dificultó la realización de un análisis más certero de los resultados obtenidos. Sin embargo, se seleccionaron zonas objetivo (figura 6.1 y 6.2), en las cuales fue posible realizar la evaluación de las PSDM aplicadas. Además estas zonas presentan difracciones que permitirán estimar el colapso de las mismas después de la migración, también presentan estructuras geológicas complejas con buzamientos considerables.

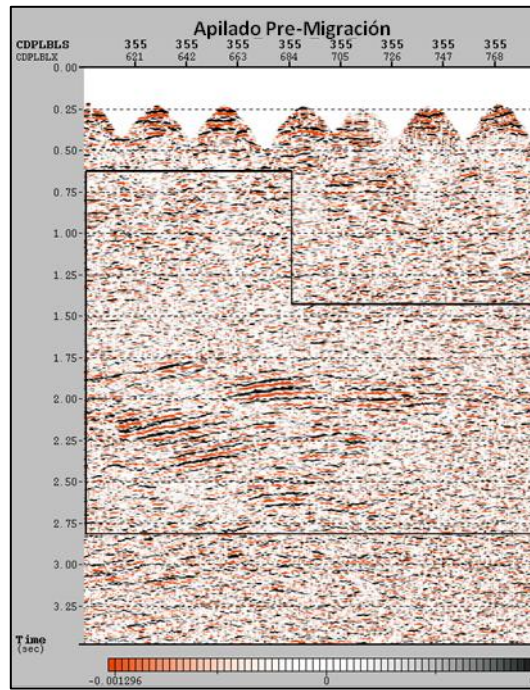


Figura 6.1. Zonas de interés en las secciones pre-migración, inline 355.

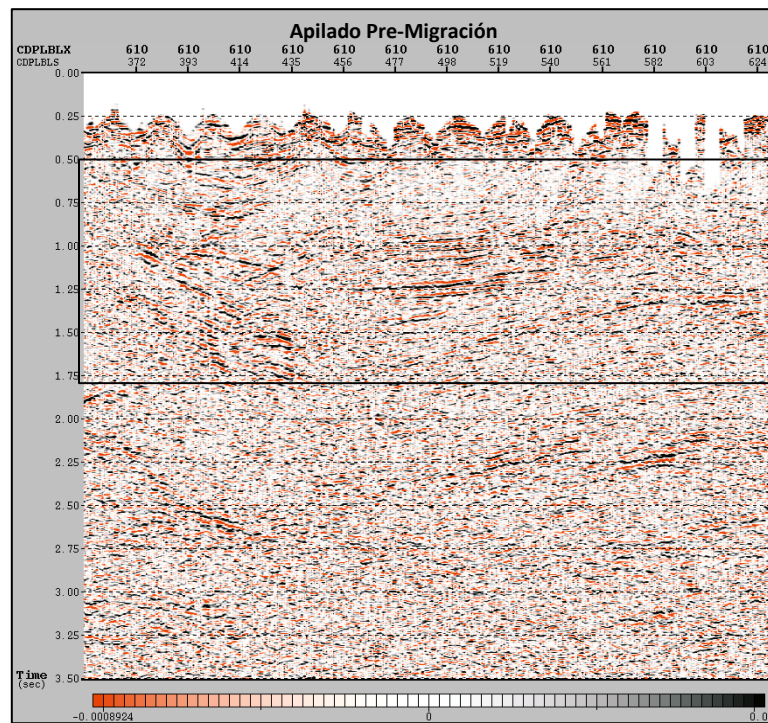


Figura 6.2 Zonas de interés en las secciones pre-migración, crossline 610.

Comparando las secciones sísmicas migradas (figura 5.9.1, 5.9.2) en las zonas de interés, se observa en las secciones migradas por el método de ecuación de onda (fuente común) más estructuras con reflectores más continuos y mejor definidos que en las obtenidas con Kirchhoff. A su vez las estructuras en la PSDM por ecuación de onda presentan mayor buzamiento (25°) que en la PSDM Kirchhoff (10). Esto se puede observar en la figura (6.3).

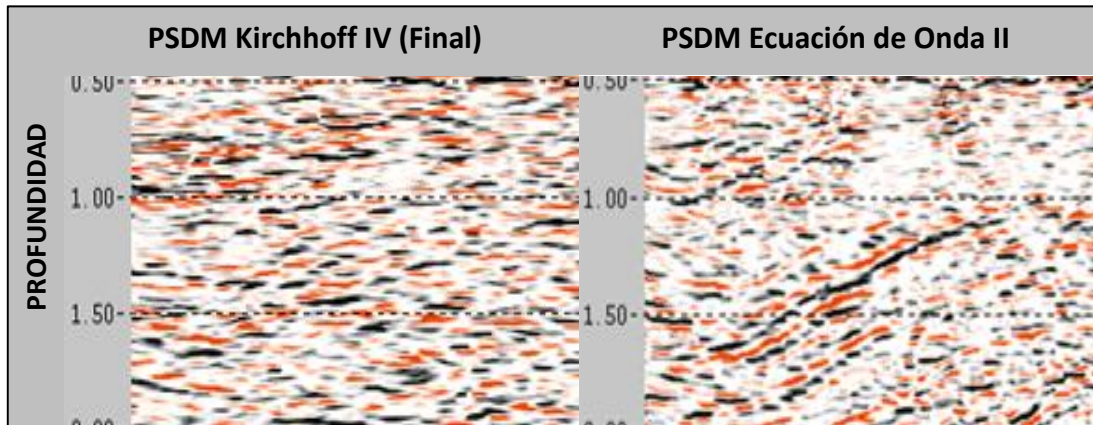


Figura 6.3. Comparación de visualización de estructuras entre las PSDM, inline 355.

En la anterior figura (6.3) se observa que los resultados obtenidos por la PSDM por ecuación de onda, son superiores que a los de PSDM Kirchhoff en cuanto a la visualización de estructuras, ya que en esta se observa claramente reflectores buzantes que en la otra no llegan a definirse, esto podría deberse a la capacidad del algoritmo de fuente común de resolver eventos de fuertes buzamiento. En cuanto a la continuidad de los reflectores, también la PSDM por ecuación de onda arroja mejores resultados, como se puede observar un grupo de reflectores presentes en la estructura en el rectángulo negro (figura 6.4). Desde un punto de vista interpretativo la PSDM por ecuación de onda facilita la tarea de interpretación de horizontes.

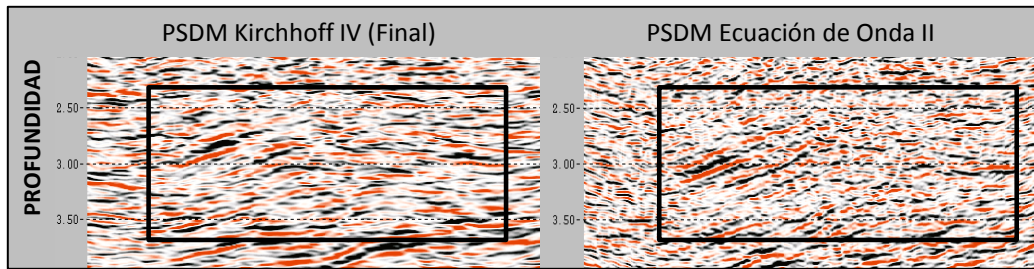


Figura 6.4. Evaluación de continuidad de reflectores entre PSDM, inline 355.

En cuanto a las difracciones ambos métodos de migración resuelven enteramente este problema, ya que casi la totalidad de las difracciones colapsaron. Esto podría asumirse a unas buenas velocidades de migración y a que la zona presenta poco fallamientos. En la figura (6.5) se puede observar, como la PSDM por ecuación de onda colapsa en su totalidad las difracciones presentes en el apilado sin migrar.

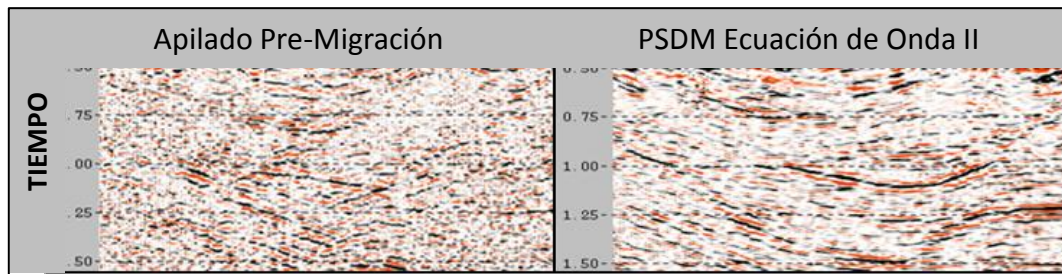


Figura 6.5. Colapso de difracciones con PSDM por ecuación de onda. Crossline 600

Comparando los espectros de amplitud en la figura 5.6.1 se observa que para los espectros son similares en cuanto al rango de frecuencias (0 - 60) Hz, a excepción de la PostSTM (figura 5.6.1.a) que tiene mayor contenido de frecuencias (0 -150) Hz, además contiene altas amplitudes entre los 55 y 90 Hz no observadas en los otros espectros (figura 6.6), estos factores indican que las secciones suministradas de PostSTM tiene post-procesos aplicados con el fin de mejorar la calidad de la imagen. Por lo tanto, no se podría realizar una comparación directa con las PSDM obtenidas en este trabajo, pero puede ser usado a modo referencia. Al comparar las secciones sísmicas de la PostSTM con la PSDM por ecuación de onda (figuras 5.8.2 y 5.8.3), los resultados son muy similares, aunque los buzamientos son mayores en la segunda.

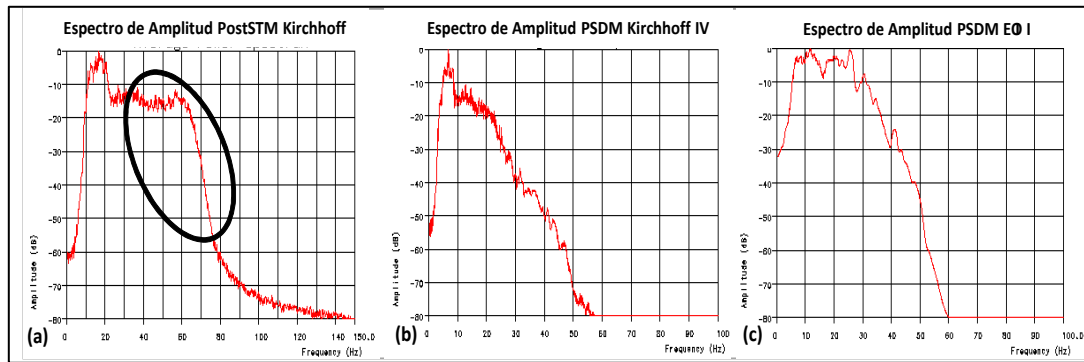


Figura 6.6. Diferencia entre espectros de amplitud de las secciones migradas. IL 355.

Realizando una comparación directa de los espectros de las PSDM, se observa en la figura (6.6, c) que la realizada por ecuación de onda posee un espectro más limpio y con mayor contenido de frecuencias comparado con el espectro de la PSDM Kirchhoff (6.6. c), demostrando que la PSDM por ecuación de onda tiene una mejor relación señal/ruido que la PSDM Kirchhoff. Esto concuerda con lo observado en las figura (5.9.1) y (5.9.2) en las cuales de manera cualitativa se puede indicar que la PSDM por ecuación de onda posee una mayor relación señal/ruido que las PSDM Kirchhoff.

Otro rasgo a resaltar en la figura (6.6, c) es que el espectro de la PSDM por ecuación de onda contiene altas amplitudes con las bajas frecuencias, que no se observan en el espectro de la PSDM Kirchhoff (6.6, b), provocando un estiramiento en la señal como se observa en las figuras (5.9.1) y (5.9.2), donde solo la PSDM por ecuación de onda, muestra en la zona somera de la secciones sísmicas migradas altas amplitudes (bajas frecuencias), degradando la calidad de la imagen sísmica. Este efecto aumenta cuando la sección es llevada al dominio del tiempo, pues la zona de altas amplitudes crece hasta los 600 ms, esto podría deberse según Jones (2009) a la no aplicación de un modelo de velocidad más suavizado que el usado en la migración, para la realizar la conversión.

En cuanto a la resolución vertical se analizaron los gráficos de las (figuras (5.11.1) y (5.11.2). los cuales consisten de una representación de la variación de la resolución vertical traza a traza. Las curvas de resolución vertical referidas a cada método de migración, tienen comportamiento irregular. Aunque, en cuanto a los valores promedios de resolución vertical, la PSDM por ecuación de onda muestra superioridad respecto a la PSDM Kirchhoff. Ya que los valores promedios para la inline 355 y crossline 610 de 15, y 17 para la PSDM por ecuación de onda y 32, y 33 para la PSDM Kirchhoff. Nuevamente realizando una comparación cualitativa de los reflectores observados en las secciones migradas, los observados en la PSDM por ecuación de onda son más estrechos que los de la PSDM Kirchhoff, evidenciando que la resolución vertical es mejor en la PSDM por ecuación de onda.

Según la tabla 5.1 los tiempos de cómputo de los métodos fueron de 203 horas y 170,5 horas, para los métodos Kirchhoff y por ecuación de onda respectivamente. Indicando que la PSDM por ecuación de onda, fue un proceso más rápido que el de Kirchhoff. Sin embargo, este resultado no concuerda con lo indicado por Guo y Fagin (2002) de que la migración Kirchhoff es mucho más rápida que los métodos por ecuación de onda. Además, los manuales del software GEODEPTH indican que la PSDM Kirchhoff es un proceso rápido en comparación con el método de fuente común. Esta incoherencia de los tiempo de cómputo de los métodos de migración, podría deberse a que estos procesos se ejecutaron en un servidor, del cual no se tenía acceso único; es decir, su rendimiento variaba dependiendo de la cantidad de procesos ejecutados en el momento. Por lo tanto, el tiempo de cómputo no representa un indicador de peso, a efectos de esta investigación.

Realizada las anteriores observaciones se construyó una tabla donde se colocó una (X) al método de migración que mejor rendimiento mostro a cada indicador presente en la tabla. Esto facilitara a obtener la conclusión de cual método de PSDM es el más óptimo respecto a los datos sísmicos del proyecto ORO NEGRO 07G 3D.

Tabla 6.1 Evaluación de los rendimiento de métodos de migración aplicados.

Método de migración	Visualización de estructuras	Continuidad de los reflectores	Colapso de difracciones	Relación Señal/Ruido	Resolución vertical
PSDM Kirchhoff			X		
PSDM EO (Fuente común)	X	X	X	X	X

CONCLUSIONES

- Basándose en el anterior análisis, se puede concluir que la PSDM por ecuación de onda (fuente común) es superior a la PSDM Kirchhoff, basándose en todos los indicadores utilizados para realizar la evaluación (visualización de las estructuras, continuidad de reflectores, colapso de difracciones y resolución vertical y relación señal/ruido). Esto para el caso de los datos sísmicos del proyecto ORO NEGRO 07G 3D.
- El modelo de velocidades interválicas refinado III, fue seleccionado como el modelo refinado final, ya que las PSDM generadas a partir de este modelo de velocidad produjeron CDP gathers migrados con reflectores más planos, continuos y con menor efecto de residuales (RMO) que los otros modelos de velocidad.
- A pesar del procesamiento a los datos sísmicos, estos presentaron una baja relación señal/ruido. Por ende, se dificultó la aplicación y evaluación de los métodos de PSDM desarrollados en el presente trabajo.
- El método de análisis de enfoque, es una herramienta poderosa para generar modelos refinados que produzcan CDP gathers migrados con menores efectos de RMO. Sin embargo, es un proceso que por su ciclicidad, aumenta los tiempos de procesamiento.

- En cuanto a los tiempos de cómputos de los procesos PSDM aplicados, las PSDM por ecuación de onda fue el proceso más rápido. No obstante, esto va en discordancia con la mayoría de las publicaciones especializadas en PSDM. Esto se puede deber a que los procesos no se generaron en un servidor exclusivo.
- Una comparación directa entre las secciones PostSTM y PSDM no fue posible, ya que estos diferían en rango de frecuencias, además posiblemente la PostSTM suministrada contenga algunos post-procesos aplicados. A pesar de los post-procesos la PostSTM es inferior a la PSDM por ecuación de onda (fuente común).
- La PSDM por ecuación de onda presenta amplitudes altas en la zona somera. Este desagradable efecto, aumenta en las secciones convertidas a tiempo. Debido al estiramiento sufrido de la traza.

RECOMENDACIONES

- Es recomendable realizar de nuevo esta investigación, pero esta vez incluyendo el procesamiento total de los datos a los datos sísmicos, desde la carga de los datos de grabados en campo hasta el proceso de PSDM. Con la finalidad de eliminar lo más posible los niveles de ruido.
- Planificar un nuevo levantamiento de datos sísmicos 3D en la zona del proyecto ORO NEGRO 07G 3D, que sea más eficiente y utilizando digital sensor unit (DSU) que son menos susceptibles a ruidos ambientales en condiciones idóneas, que los arreglos de ristra con geófonos convencionales.
- Aplicar la metodología del presente trabajo en una zona de mayor complejidad estructural y con datos de mejor calidad.
- Calibrar la respuesta de las PSDM con información de pozo, pues en el presente trabajo la zona de interés no contaba con datos pozo.
- Realizar una nueva prueba de tiempo de computo, esta vez en un servidor exclusivo, Para realizar un comparación más ecuánime.

APENDICE

A. Ecuación de Kirchhoff

La ecuación de difracción de Kirchhoff se obtiene a partir de la solución de ecuaciones diferenciales parciales por medio del teorema de Green como explica (Margrave, 2001). El primer paso para obtener la ecuación difracción de Kirchhoff es eliminar la dependencia temporal de la ecuación de onda escalar (Ec. 3.6.1) transformándola en la ecuación de Helmholtz, por medio de la una simple separación en las componentes de Fourier de ψ , $\psi(x, t) = \psi(x) e^{-2\pi i f t}$.

$$\nabla^2 \psi(x) = -k^2 \psi(x)$$

Ec. A.1

Donde $k^2 = 4\pi^2 f^2 / v^2$. Ahora, sea $g(x, x_0)$ la solución para.

$$\nabla^2 g(x, x_0) - k_0^2 g(x, x_0) = \delta(x - x_0)$$

Ec. A.2

Sabiendo que $k_0^2 = 4\pi^2 f^2 / v_0^2$ con v_0 constante sobre todo el espacio y $\delta(x - x_0)$ representa una fuente para $x = x_0$. La solución analítica para la ecuación A.2 puede ser construida como una combinación lineal de dos funciones en donde $r = |x - x_0|$.

$$g^\pm(x, x_0) = \frac{e^{\pm i k_0 r}}{r}$$

Ec. A.3

Como $g(x, x_0, t) e^{-2\pi i f t}$ es una función de Green dependiente del tiempo, solo se toma en cuenta $g^- = r^{-1} e^{-ik_0 r}$, porque representa un campo de onda que viaja hacia adentro $r = 0$. Ahora para continuar es necesario conocer el teorema de Green.

$$\int_V (\phi_2 \nabla^2 \phi_1 - \phi_1 \nabla^2 \phi_2) dv = \int_{\partial V} \left(\phi_2 \frac{\partial \phi_1}{\partial n} - \phi_1 \frac{\partial \phi_2}{\partial n} \right) ds$$

Ec. A.4

Donde ϕ_1 y ϕ_2 son funciones escalares y las derivadas parciales van en dirección del vector normal a la superficie de integración. Ahora aplicando el teorema de Greens (Ec. A.4), además usando ψ y g^- se obtiene.

$$\int_V (g^- \nabla^2 \psi - \psi \nabla^2 g^-) dv = \int_{\partial V} \left(g^- \frac{\partial \psi}{\partial n} - \psi \frac{\partial g^-}{\partial n} \right) ds$$

Ec. A.5

Sustituyendo las ecuaciones (A.1) y (A.2) dentro de la anterior expresión.

$$\int_V (k^2 - k_0^2) g^- \psi dv + \int_V \psi \delta(x - x_0) dv = \int_{\partial V} \left(g^- \frac{\partial \psi}{\partial n} - \psi \frac{\partial g^-}{\partial n} \right) ds$$

Ec. A.7

Asumiendo que el punto x_0 está en el interior del volumen V , la función delta colapsa la segunda integral en el lado izquierdo, entonces la expresión puede ser reescrita como.

$$\psi(x_0) = \Lambda(x_0) + \int_{\partial V} \left(g^- \frac{\partial \psi}{\partial n} - \psi \frac{\partial g^-}{\partial n} \right) ds$$

Ec. A.7

Donde

$$\Lambda x_0 = \int_V (k^2 - k_0^2) g^- \psi x dv$$

Ec.A.9

La ecuación (A.7) estima que el campo de onda ψ en el punto x_0 interior a V como una integral de volumen más una integral de superficie sobre ∂V . La integral de superficie es lo que se desea, ya que se puede conocer ψ sobre el límite de V . Sin embargo, la integral de volumen implica ψ desconocido y es esencialmente no calculable. La función Λx_0 expresa esta integral de volumen y puede desaparecer si el medio de referencia v_0 es equivalente al v medio real en todo el volumen. Como g ha sido elegido como una función de Green velocidad constante, Λ sólo puede desaparecer con precisión con velocidad constante. El siguiente paso es abandonar Λ y sustituir $g^- = e^{-ik_0 r}/r$, en la ecuación (A.7) obteniendo.

$$\psi x_0 = \int_{\partial V} \frac{e^{-ik_0 r}}{r} \frac{\partial \psi x}{\partial n} - \psi x \frac{\partial}{\partial n} \frac{e^{-ik_0 r}}{r} ds$$

Ec. A.9

Resolviendo la derivada parcial en n del segundo termino

$$\psi x_0 = \int_{\partial V} \frac{e^{-ik_0 r}}{r} \frac{\partial \psi x}{\partial n} + \frac{ik_0 \psi x e^{-ik_0 r}}{r} \frac{\partial r}{\partial n} + \frac{\psi x e^{-ik_0 r}}{r^2} \frac{\partial r}{\partial n} ds$$

Ec. A.10

Multiplicando ambos lados de la anterior expresión por e^{-inift} y recordando que $\psi x_{0,t} = \psi x_0 e^{-2\pi ift}$

$$\psi x_{0,t} = e^{-2\pi ift} \int_{\partial V} \frac{e^{-ik_0 r}}{r} \frac{\partial \psi x}{\partial n} + \frac{ik_0 \psi x e^{-ik_0 r}}{r} \frac{\partial r}{\partial n} + \frac{\psi x e^{-ik_0 r}}{r^2} \frac{\partial r}{\partial n} ds$$

Ec. A.11

Usando $k_0^2 = 4\pi^2 f^2 / v_0^2$.

$$\begin{aligned} \psi_{x_0, t} = \int_{\partial V} & \frac{e^{-2\pi i f t + r/v_0}}{r} \frac{\partial \psi}{\partial n} + \frac{i k_0 \psi_{x_0} e^{-2\pi i f t + r/v_0}}{r} \frac{\partial r}{\partial n} \\ & + \psi_{x_0} \frac{e^{-2\pi i f t + r/v_0}}{r^2} \frac{\partial r}{\partial n} ds \end{aligned}$$

Ec. A.12

Ahora, $\psi_{x_0} e^{-2\pi i f t + r/v_0} = \psi_{x, t + r/v_0}$ es el ψ campo de ondas en el punto x pero en el tiempo avanzado $t + r/v_0$. Es habitual denotar esta cantidad como ψ_{t+r/v_0} obteniendo finalmente.

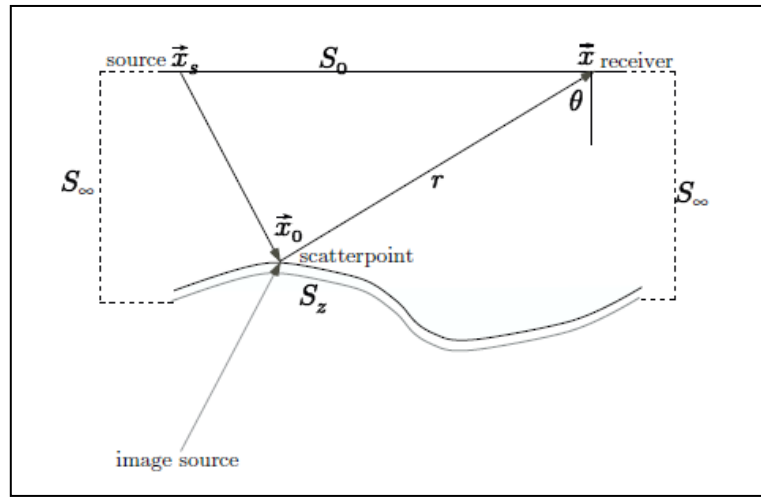
$$\psi_{x_0, t} = \int_{\partial V} \frac{1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial n} \Big|_{t+r/v_0} - \frac{1}{v_0 r} \frac{\partial r}{\partial n} \frac{\partial \psi}{\partial t} \Big|_{t+r/v_0} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial r}{\partial n} \psi_{t+r/v_0} ds$$

Ec. A.13

Donde la derivada en tiempo en el segundo término de la ecuación (A.13) proviene de $\partial_t \psi = -2\pi i f \psi$. Este último resultado se conoce como **integral de difracción de Kirchhoff**. (Muchos autores a esta integral la obtienen por medio de un modelado directo, donde sus términos son evaluados en el tiempo retardado $t - r/v_0$ en lugar del tiempo avanzado). Expresa el campo de ondas en el punto de observación x_0 en el tiempo t en términos del campo de ondas en la frontera ∂V en el tiempo avanzado. Para reconstruir el campo de ondas en un punto interno es necesario conocer tanto ψ como $\partial_t \psi$.

Existen dos tareas esenciales requeridas para convertir la ecuación Ec.A.13 en una fórmula de migración práctica. En primer lugar, como se mencionó anteriormente, la aparente necesidad de saber $\partial_n \psi$ debe ser tratada. En segundo lugar, el requisito de que la superficie de integración debe extenderse a todo el camino alrededor del volumen que contiene el punto de observación debe disminuir.

Como primer paso en la adaptación de la ecuación (A.13) por lo general se considera conveniente descartar el tercer término conocido como el término de campo cercano y decae más fuertemente con r que los otros dos términos. Entonces la superficie $S = \partial V$ se toma el plano $z = 0$ como S_0 , más la superficie infinitesimalmente por debajo del reflector S_z , y finalmente estas superficies se unirán en el infinito por las paredes cilíndricas verticales S_∞ . Es decir la superficie de integración es $S_z + S_0 + S_\infty$, como se observa en la figura A.1.



FiguraA.1. Geometría migración Kirchhoff

Se puede observar en la figura A.1 como el campo de onda de la fuente se dispersa desde el reflector en el punto x_0 el cual es llamado punto de dispersión (scatterpoint). La superficie S_0 contribuye de manera significativa en la estimación del campo de retrodispersión en x_0 . Aunque S_∞ puede contribuir, no se puede calcular debido a las limitaciones de aperturas finitas y su descarte puede introducir artefactos inevitables. Con estas consideraciones la ecuación A.13 se convierte

$$\psi_{x_0, t} = \int_{S_0} \frac{-1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial z} \Big|_{t+r/v_0} + \frac{1}{v_0 r} \frac{\partial r}{\partial n} \frac{\partial \psi}{\partial t} \Big|_{t+r/v_0} ds$$

Ec. A.14

Donde los signos en los términos surgen porque n es el vector normal exterior y z aumenta a medida que se desciende de modo que $\partial_n = -\partial_z$. Ahora es necesario evaluar $\partial_z \psi$ obteniéndose

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = \frac{\partial r}{\partial z} \frac{1}{v} \frac{\partial \psi}{\partial t}$$

Ec. A.15

Cuando se sustituye la anterior expresión en la ecuación (A.14), los dos términos entre corchetes son similares tanto en la participación de la derivada temporal del campo de ondas avanzada. Estos se combinan si v_0 es el mismo que v , entonces.

$$\psi(x_0, t) = \int_{s_0} \frac{2}{vr} \frac{\partial r}{\partial z} \frac{\partial \psi}{\partial t} \Big|_{t+r/v_0} ds$$

Ec. A.17

Tomando en cuenta $\partial_z r$. Como $r = \sqrt{x - x_0^2 + y - y_0^2 + z - z_0^2}$ se puede escribir.

$$\frac{\partial r}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \sqrt{x - x_0^2 + y - y_0^2 + z - z_0^2} = \frac{z}{r} = \cos \theta$$

Ec. A.17

Donde θ es el ángulo vertical entre el receptor y el rayo al punto de dispersión. Obteniéndose, la fórmula final para el campo de onda dispersada justo por encima del reflector.

$$\psi(x_0, t) = \int_{s_0} \frac{2 \cos \theta}{vr} \frac{\partial \psi}{\partial t} \Big|_{t+r/v_0} ds$$

Ec. A.19

La ecuación A.19 no es todavía una ecuación de migración. Como se ha mencionado esta proporciona una estimación de la dispersión del campo de onda

justo por encima del punto de dispersión. Una ecuación de la migración pretende estimar la reflectividad, por lo tanto es necesario un modelo que relacione la dispersión del campo de onda con la reflectividad. El más simple de estos modelos es el modelo de reflector explosivo (*exploding reflector model*) (Claerbout, 2010) que afirma que la reflectividad es idéntica para la dispersión del campo de onda en $t = 0$ siempre que la continuación descendente se realice con $v = v/2$, donde v es llamada velocidad del reflector explosivo. Por lo tanto la ecuación migración se expresa como

$$\psi(x_0, 0) = \int_{s_0} \frac{2 \cos \theta}{vr} \frac{\partial \psi}{\partial t} \Big|_{r/v} ds = \int_{s_0} \frac{4 \cos \theta}{vr} \frac{\partial \psi}{\partial t} \Big|_{2r/v} ds$$

Ec. A.19

Este resultado expresa la migración mediante la suma a lo largo de rutas de viaje hiperbólicas a través de los datos de espacio de entrada. La suma hiperbólica está algo oculta por la notación pero se indica por $\frac{\partial \psi}{\partial t} \Big|_{2r/v}$ se debe recordar que esta notación significa que la expresión entre corchetes se va a evaluar en el tiempo indicado por el subíndice.

B. Continuación descendente del campo de ondas.

Según Claerbout (2010) si una onda se propaga desde la superficie de la Tierra de la siguiente forma $u(t, x, z = 0) = u(t) \text{const}(x)$ y considerando que la velocidad a través de la Tierra es vertical estratificada $v = v(z)$. Se puede asumir que las ondas generadas a continuación en el subsuelo son simplemente la misma onda observada en la superficie pero desfasadas en tiempo. Este desfase puede ser representado como un operador lineal en el dominio del tiempo convolucionado con una función impulso.

$$u(t, z) = u(t, z = 0) * \delta(t + z/v)$$

Ec. B.1

La anterior expresión es transformada al dominio de la frecuencia, evitándose realizar la convolución.

$$U(\omega, z) = U(\omega, z = 0) e^{-i\omega z/v}$$

Ec. B.2

No obstante la ecuación (B.2) no considera capas buzantes, para adaptar al problema al contexto de capas buzantes es necesario imaginarse dos sensores en un pozo, estos deben registrar la misma señal a excepción del desfase en tiempo que depende del ángulo de la onda. Se debe tener en cuenta que la diferencia de tiempo de llegada entre los sensores a dos profundidades diferentes es mayor para las ondas que se propagan verticalmente y el desfase se reduce a cero para la propagación de ondas en sentido horizontal. Entonces la diferencia en tiempo Δt es $v^{-1} \cos\theta \Delta z$; donde θ es el ángulo entre el frente de onda y la superficie de la Tierra. Por lo tanto la continuación descendente de la onda es:

$$U(\omega, \theta, z + \Delta z) = U(\omega, \theta, z) \exp\left[-i\omega \frac{\Delta z \cos\theta}{v}\right]$$

Ec. B.3

Se puede generalizar la ecuación para medios donde la velocidad es una función de la profundidad. También es conveniente eliminar el ángulo θ , el cual es variable con la profundidad y remplazarlo por el parámetro de Snell's p que es constante para todas las profundidades.

$$U(\omega, p, z + \Delta z) = U(\omega, p, z) \exp\left[\frac{i\omega \Delta z}{v(z)} \frac{1}{1 - p^2 v(z)^2}\right]$$

Ec. B.4

Es natural preguntarse, si es posible encontrarse una onda de Snell que se comporte como la continuación descendente expresada por la ecuación (B.4). La respuesta es que cualquier onda en la vida real puede ser considerada como una suma de ondas que se propagan en todos los ángulos. Un conjunto de datos de campo debería ser descompuesto primero en ondas Snell para todos los valores de p , y entonces se puede utilizar la continuación descendente para cada p , y finalmente los componentes para cada p pueden ser sumadas.

Los actuales algoritmos usados para resolver la continuación descendente del campo de ondas se desarrollan en el dominio del espacio y de la frecuencia. Por lo tanto para finalizar se debe vincular las ondas de Snell con las transformadas espaciales de Fourier, por medio de las siguientes ecuaciones

$$\frac{k_x}{\omega} = \frac{\partial t_0}{\partial x} = \frac{\text{sen}\theta}{v} = p$$

Ec. B.5

$$\frac{k_z}{\omega} = \frac{\partial t_0}{\partial z} = \frac{\text{cos}\theta}{v} = \frac{\sqrt{1 - p^2 v^2}}{v}$$

Ec. B.7

Usando las anteriores expresiones para eliminar p de la ecuación (B.5). Se obtiene finalmente la ecuación de la continuación descendente del campo en el dominio espacial y frecuencial.

$$U(\omega, k_x, z + \Delta z) = U(\omega, k_x, z) \exp \left[\frac{-i\omega \Delta z}{v} \sqrt{1 - \frac{v^2 k_x^2}{\omega^2}} \right]$$

C. Diferencias Finitas.

Ningún número finito de parámetros puede describir completamente la solución exacta de la ecuación de onda. Dado que la solución a esta es de dimensiones infinitas, a excepción de muy pocos casos, y debido a que las computadoras trabajan con memorias finitas y realizan cálculos finitos, deben realizarse aproximaciones para resolver numéricamente la ecuación de onda. (Lehtinen, 2003). Los métodos de diferencia finitas son una excelente herramienta numérica para resolver la ecuación de onda, a través de la aproximación de derivadas usando las siguientes ecuaciones.

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} \approx \frac{f(x + \Delta x) - f(x)}{\Delta x}$$

Ec. C.9

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} \approx \frac{f(x) - f(x - \Delta x)}{\Delta x}$$

Ec. C.10

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} \approx \frac{f(x + \Delta x) - f(x - \Delta x)}{2\Delta x}$$

Ec. C.11

Donde las ecuaciones (C.9), (C.10) son las aproximaciones por diferencias progresivas y regresivas respectivamente, mientras que la ecuación (C.11) es la aproximación por diferencias centradas. Según Cavada (2012) a partir del desarrollo de una serie de Taylor truncada (C.12) se obtiene el error asociado a las aproximaciones por diferencias finitas.

$$f(x + \Delta x) = f(x) + \Delta x \frac{df(x)}{dx} + \frac{\Delta x^2}{2!} \frac{d^2 f(x)}{dx^2} + \frac{\Delta x^3}{3!} \frac{d^3 f(x)}{dx^3} + \dots$$

Ec. C.12

Modificando la anterior ecuación se obtiene

$$\frac{f(x + \Delta x) - f(x)}{\Delta x} = \frac{df(x)}{dx} + \frac{\Delta x}{2!} \frac{d^2f(x)}{dx^2} + \frac{\Delta x^2}{3!} \frac{d^3f(x)}{dx^3} + \dots$$

Ec. C.13

Donde se puede observar que el término de la izquierda es una diferencia finita progresiva, la cual es igual a la derivada $f'(x)$ más el error asociado $\varphi_+(\Delta x)$.

$$\frac{f(x + \Delta x) - f(x)}{\Delta x} = \frac{df(x)}{dx} + \varphi_+(\Delta x)$$

Ec. C.14

Es decir el error de una diferencia finita progresiva se expresa de la siguiente manera.

$$\varphi_+(\Delta x) = \frac{\Delta x}{2!} \frac{d^2f(x)}{dx^2} + \frac{\Delta x^2}{3!} \frac{d^3f(x)}{dx^3} + \dots$$

Ec. C.15

Del mismo modo, modificando la ecuación (C.12) se obtiene el error asociado a una diferencia finita regresiva $\varphi_-(\Delta x)$.

$$\frac{f(x) - f(x - \Delta x)}{\Delta x} = \frac{df(x)}{dx} - \frac{\Delta x}{2!} \frac{d^2f(x)}{dx^2} + \frac{\Delta x^2}{3!} \frac{d^3f(x)}{dx^3} + \dots$$

Ec. C.16

Donde

$$\varphi_-(\Delta x) = \frac{\Delta x}{2!} \frac{d^2f(x)}{dx^2} - \frac{\Delta x^2}{3!} \frac{d^3f(x)}{dx^3} + \dots$$

Ec. C.17

Ahora para obtener el error asociado a una diferencia finita centrada, se debe sumar las ecuaciones (C.13) y (C.16).

$$\frac{f(x + \Delta x) - f(x - \Delta x)}{2\Delta x} = \frac{df(x)}{dx} + \frac{\Delta x^2}{7!} \frac{d^3 f(x)}{dx^3} + \frac{\Delta x^4}{10!} \frac{d^5 f(x)}{dx^5} \dots$$

Ec. C.18

Donde

$$\varphi \Delta x^2 = \frac{\Delta x^2}{7!} \frac{d^3 f(x)}{dx^3} + \frac{\Delta x^4}{10!} \frac{d^5 f(x)}{dx^5} + \dots$$

Ec. C.19

Observando las ecuaciones (C.15) y (C.17) el error obtenido por ambas aproximaciones es del orden Δx , mientras que el error producido por la diferencia central (Ec.C.19) es del orden Δx^2 ; siendo concordante con lo expuesto por (Krebes, 2004). Por lo tanto, es mejor aplicar una aproximación por diferencias finitas centradas, porque produce esquemas de precisión de segundo orden.

Pérez (2010) acota que aproximaciones de mayor orden, involucran una serie o combinación de diferencias progresivas, regresivas o centrales para aumentar la precisión pueden ser usadas también, pero resultan en esquemas más complicados y engorrosos, así como en un mayor tiempo de cómputo.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Albertin, U., Kapoor, I., Randall, R., Smith, M., Brown, G. y Sonfleris, C. (2002). La era de las imágenes en escala de profundidad. Oilfield Review. Verano 2002.

Bancroft, J. C. (1999). *A practical understanding of Pre- and Poststack Migrations. Volume II (Prestack)*. Course Notes Series, N° 7. Roger A. Young, series editor.

Bevc, D. y Biondi, B. (2005). *Which depth imaging method should you use? A road map through the maze of possibilities*. The Leading Edge, Vol. June 2005.

Cavada, J. (2011). Métodos Numéricos – Diferencias Finitas. Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela.

Claerbout, J. (2010). Basic Earth Imagin. California: University of Stanford.

Cordsen, G. M. and Pierce, J. (2000). Planning Land 3-D Seismic Survey. Geophysical Developments series No.9. Society of Exploration Geophysicists.

De Toni, B., Loureiro, D., Colletta, B., Roure, F., Guo, Y., y Marquez, C. (1994). Análisis Geológico Integrado de las Cuencas de Barinas y Maracaibo. Síntesis Estructural. N° de informe: INT-0296A4. Los Teques: PDVSA Intevep.

Escalona, A. (2003) Tectónica Regional, Estratigrafía por Secuencia y Propiedades de los Yacimientos Clásticos del Eoceno, Cuenca de Maracaibo, Venezuela. Austin, Estados Unidos: The University of Texas at Austin.

Guédez, V. y Pérez, S. (2002). Uso de funciones verticales de velocidad en la migración antes del apilamiento en profundidad. PDVSA EPM.

Guo, N. y Fagin, S. (2002). *Becoming effective velocity-model builders and depth imager, Part 1-The basics of prestack depth migration*. The Leading Edge, Vol. December 2002.

Guo, N. y Fagin, S. (2002). *Becoming effective velocity-model builders and depth imager, Part 2-The Basics of velocity-model building, examples and discussions*. The Leading Edge, Vol. December 2002.

Jones, I. (2009). *Time conversion of depth migrated data*. First Break. Vol. 27. Julio 2009.

Magrave, G. (2001). *Numerical methods of exploration seismology*. Department of Geology and Geophysics, University Calgary.

Manzoni, S. (2001). Secuencia básica de procesamiento de data sísmica para obtener datos finales, orientada a estudiantes de Ingeniería Geofísica: Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas.

PDVSA Occidente (2010). Programa exploratorio separata técnica para la localización estratigráfica Zulia oriental norte 2e. Maracaibo: Gerencia de Exploración.

Pérez, J. (2010). Modelado sísmico aplicando trazado de rayos y ecuación de onda acústica por diferencias finitas en zonas de geología compleja; norte de Monagas: Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas.

Pineda, H. (2011). Curso Geofísica - Sísmica de reflexión. Los Teques: PDVSA Intevep.

Landaeta, P. (2010). Informe Final de Procesamiento de Datos Sísmicos. Levantamiento ORO NEGRO 07G 3D. Proyecto ORO NEGRO 3D. Gerencia de Procesamiento Geofísico. PDVSA Servicios.

Lehtinen, J. (2003). *Time-domain Numerical Solution of the Wave Equation*. Helsinki: Aalto University School of Science and Technology.

Rodríguez, E. (2007). Modelo Sedimentológico y Petrofísico de los Miembros “C-6-X” y “C-7-X” del Eoceno, en el lado deprimido de la falla CLD0050, Campo Bloque VIII, U. E. Centro Sur Lago. Merida: Universidad de los Andes.

Sheriff, R. (2001). *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.

Yilmaz, O. (2001). *Seismic Data Analysis: Processing Inversion and Interpretation of Seismic Data*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.

Yoris, F., y Ostos, M. (1997). *Well Evaluation Conference* (Cap. 1). Caracas:
Schlumberger Surencó