



Universidad Nacional de La Plata

Tesis de Grado en Geofísica

IMAGEN SÍSMICA EN PROFUNDIDAD: ANÁLISIS DE  
LA MIGRACIÓN POSTSTACK POR ECUACIÓN DE  
ONDA EN FRECUENCIA

Lucía Páez Gayone

Director: Juan I. Sabbione

Codirector: Tomás D'Biassi



Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Año 2023

# Tribunal examinador

Dr. Juan I. Sabbione

Dr. Juan Francisco Moirano

Geof. Ricardo Rebollo



*A mis abuelos*

# Agradecimientos

*A mis directores Juani y Tomás por el acompañamiento, la dedicación y todo lo que me enseñaron durante el tiempo que trabajamos juntos.*

*A los miembros del jurado, Ricardo y Juan, por su interés y valioso aporte para esta tesis.*

*A mis viejos, por el apoyo incondicional durante este recorrido.*

*A toda mi familia. A mi familia de La Plata, por haber sido un segundo hogar en una ciudad nueva.*

*A todos los amigos que hice durante mi paso por la Facultad. A mis amigos de Trelew, de toda la vida.*

*A la Universidad Nacional de La Plata.*

*A YPF, por la contribución de los datos con los que se realizó este trabajo.*

*A la FCAGLP y todos los que forman parte de ella. A los docentes, no docentes y compañeros que fueron parte de este camino.*

# Índice general

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
<b>2. Migración sísmica</b>	<b>4</b>
2.1. Generalidades de la migración sísmica . . . . .	5
2.1.1. Principios de la migración . . . . .	11
2.1.2. Migración en relación al apilado . . . . .	12
2.1.3. Migración en tiempo y en profundidad . . . . .	13
2.1.4. Modelo de velocidad . . . . .	13
2.2. Escenario e hipótesis . . . . .	15
2.3. Problema conceptual de la migración . . . . .	16
2.4. Modelo <i>exploding reflector</i> . . . . .	18
2.4.1. Condición de imagen . . . . .	20
2.5. Métodos de migración . . . . .	20
2.5.1. Migración por diferencias finitas . . . . .	21
2.5.2. Migración <i>phase shift</i> . . . . .	21
2.5.3. Migración <i>phase shift plus interpolation</i> (PSPI) . . . . .	22
2.5.4. Migración <i>split-step</i> . . . . .	24
2.5.5. Migración Kirchhoff . . . . .	26
<b>3. Datos</b>	<b>30</b>
3.1. Datos sintéticos . . . . .	30
3.2. Datos reales . . . . .	34
3.2.1. Datos sísmicos de Tierra del Fuego . . . . .	34
3.2.2. Datos sísmicos de Faja Plegada . . . . .	37
<b>4. Procesamiento</b>	<b>41</b>
4.1. Formato de los archivos . . . . .	41
4.2. Parámetros de procesamiento . . . . .	43

4.3. Migración <i>split-step</i> . . . . .	44
4.3.1. Condición de borde . . . . .	44
4.4. Migración Kirchhoff . . . . .	49
<b>5. Resultados</b>	<b>51</b>
5.1. Sintéticos . . . . .	51
5.2. Tierra del Fuego . . . . .	55
5.3. Faja Plegada . . . . .	59
<b>6. Conclusiones</b>	<b>63</b>

# Índice de figuras

2.1.	Esquema de un experimento de offset cero en el que el reflector es horizontal (panel superior) y en el que existe buzamiento (panel inferior). . . . .	6
2.2.	Anticlinal en una sección sísmica sin migrar (panel izquierdo) y tras haber migrado (panel derecho). <i>Adaptado de Onajite (2014)</i> . . . . .	7
2.3.	Modelo en profundidad de un sinclinal y los distintos arribos que llegan a cada receptor (panel superior) y su respectiva respuesta en tiempo (panel medio). <i>Modificado de Yilmaz (1987)</i> . Panel inferior: efecto <i>bow-tie</i> en una traza como respuesta en tiempo a la presencia de un sinclinal. <i>Tomado de Dobrin y Savit (1988)</i> . . . . .	8
2.4.	Efecto <i>bow-tie</i> en una sección <i>stack</i> (panel superior) y el mismo escenario luego de haber migrado. <i>Tomado de Yilmaz (1987)</i> . . . . .	8
2.5.	Sección <i>stack</i> (panel superior) y la sección posteriormente migrada (panel inferior). La migración colapsa las difracciones y ayuda a delinear los planos de falla . <i>Tomado de Yilmaz (1987)</i> . . . . .	9
2.6.	En la sección en profundidad (izquierda) se representa un escenario donde hay un punto difractor y cómo la energía se dispersa en todas las direcciones. En la sección en tiempo (derecha) se esquematiza la curva de difracción. <i>Tomado de Veeken y van Moerkerken (2013)</i> . . . . .	10
2.7.	Sección en profundidad donde se presenta un punto difractor y la dispersión de los rayos (panel superior). Sección en tiempo donde se observa cómo la representación de esos tiempos de viaje da lugar a la curva de difracción (panel inferior). <i>Adaptado de Veeken y van Moerkerken (2013)</i> . . . . .	10
2.8.	Panel izquierdo: sección geológica en profundidad. Panel derecho: sección de offset cero en tiempo. El segmento CD (rojo) corresponde a la verdadera posición del reflector, mientras que C'D' corresponde al reflector que se registra en la sección en tiempo. <i>Modificado de Yilmaz (1987)</i> . . . . .	12

2.9. Panel izquierdo: migración por el método de <i>split-step</i> utilizando el modelo de velocidades correcto. Panel derecho: migración por el método de <i>split-step</i> utilizando un modelo de velocidades sobrestimado en un 10%. . . . .	14
2.10. Panel izquierdo: migración por el método de <i>split-step</i> utilizando el modelo de velocidades correcto. Panel derecho: migración por el método de <i>split-step</i> utilizando un modelo de velocidades subestimado en un 10%. . . . .	15
2.11. Sección de offset cero en la que se registra con la fuente y el receptor en la misma posición (izquierda). El modelo de <i>exploding reflector</i> donde las fuentes se ubican en el reflector (derecha). <i>Tomado de Dobrin y Savit (1988)</i> . . . . .	19
2.12. Diagrama de flujo del método <i>split-step</i> . . . . .	26
2.13. En la parte superior se muestran secciones en profundidad con fuentes secundarias de Huygens: una sola fuente (izquierda), un conjunto discreto de fuentes (medio) y un conjunto continuo (izquierda). En los paneles inferiores se observan sus respectivas respuestas en las secciones de offset cero. <i>Adaptado de Yilmaz (1987)</i> . . . . .	27
3.1. Modelo Marmousi ideado por el <i>Institut français du pétrole (IFP)</i> . . . . .	31
3.2. Sección <i>post-stack</i> de los datos sintéticos ( <i>input</i> ). En el panel superior se representa en escala de colores y en el panel inferior en escala de grises. . . . .	32
3.3. Modelo de velocidades (panel superior) y espectro de amplitud (panel inferior) correspondientes a los datos sintéticos. . . . .	33
3.4. Sección <i>post-stack</i> de los datos de Tierra del Fuego ( <i>input</i> ). En el panel superior se representa en escala de colores y en el panel inferior en escala de grises. . . . .	35
3.5. Modelo de velocidades (panel superior) y espectro de amplitud (panel inferior) correspondientes a los datos de Tierra del Fuego. . . . .	36
3.6. Línea sísmica de la Cuenca de Huallaga. <i>Adaptado de Hermoza et al. (2005)</i> . . . . .	38
3.7. Sección <i>post-stack</i> de los datos de Faja Plegada ( <i>input</i> ). En el panel superior se representa en escala de colores y en el panel inferior en escala de grises. . . . .	39
3.8. Modelo de velocidades correspondiente a los datos de Faja Plegada (panel superior). El espectro de amplitud previo al filtrado se muestra en el panel intermedio. El espectro filtrado, que es el que finalmente se utiliza, se encuentra en el panel inferior. . . . .	40

4.1. Estructura de un archivo SEG-Y con $N$ <i>Extended Textual File Headers</i> y $M$ registros de trazas. <i>Tomado de SEG Technical Standards Committee (2002)</i> . . . . .	42
4.3. Diagrama de flujo para archivos de entrada en formato SEG-Y. . . . .	43
4.2. Diagrama de flujo para archivos de entrada en formato .mat. . . . .	43
4.4. Sección migrada mediante <i>split-step</i> de los datos sintéticos sin haber utilizado la condición de borde (panel superior) y tras haberla aplicado (panel intermedio). La diferencia entre estas secciones se representa en el panel inferior. . . . .	46
4.5. Sección migrada mediante <i>split-step</i> de los datos de Tierra del Fuego sin haber utilizado la condición de borde (panel superior) y tras haberla aplicado (panel intermedio). La diferencia entre estas secciones se representa en el panel inferior. . . . .	47
4.6. Sección migrada mediante <i>split-step</i> de los datos de Faja Plegada sin haber utilizado la condición de borde (panel superior) y tras haberla aplicado (panel intermedio). La diferencia entre estas secciones se representa en el panel inferior. . . . .	48
5.1. Datos <i>post-stack</i> sintéticos (panel superior), sección migrada mediante <i>split-step</i> (panel medio) y mediante Kirchhoff (panel inferior). . . . .	52
5.2. Datos sintéticos migrados con el algoritmo <i>split-step</i> (panel superior) y con Kirchhoff (panel inferior). Las zonas donde se observan diferencias se encuentran remarcadas. . . . .	53
5.3. Recortes de las diferencias entre las secciones migradas en el caso de datos sintéticos. En cada cuadro el panel izquierdo corresponde al algoritmo <i>split-step</i> (SS) y el derecho a Kirchhoff (K). . . . .	54
5.4. Secciones migradas mediante <i>split-step</i> (panel superior) y Kirchhoff (panel inferior) superpuestas con el respectivo modelo de velocidades para el caso de datos sintéticos. . . . .	54
5.5. Datos <i>post-stack</i> de Tierra del Fuego (panel superior), sección migrada mediante <i>split-step</i> (panel medio) y mediante Kirchhoff (panel inferior). . .	56
5.6. Datos de Tierra del Fuego migrados con el algoritmo <i>split-step</i> (panel superior) y con Kirchhoff (panel inferior). Las zonas donde se observan diferencias se encuentran remarcadas. . . . .	57

5.7. Recortes de las diferencias entre las secciones migradas en el caso de datos de Tierra del Fuego. El panel izquierdo corresponde al algoritmo <i>split-step</i> (SS) y el derecho a Kirchhoff (K). . . . .	58
5.8. Secciones migradas mediante <i>split-step</i> (panel superior) y Kirchhoff (panel inferior) superpuestas con el respectivo modelo de velocidades para el caso de datos de Tierra del Fuego. . . . .	58
5.9. Datos <i>post-stack</i> de Faja Plegada (panel superior), sección migrada mediante <i>split-step</i> (panel medio) y mediante Kirchhoff (panel inferior). . . .	60
5.10. Datos de Faja Plegada migrados con el algoritmo <i>split-step</i> (panel superior) y con Kirchhoff (panel inferior). Las zonas donde se observan diferencias se encuentran remarcadas. . . . .	61
5.11. Recortes de las diferencias entre las secciones migradas en el caso de datos de Faja Plegada. En cada cuadro el panel izquierdo corresponde al algoritmo <i>split-step</i> (SS) y el derecho a Kirchhoff (K). . . . .	62
5.12. Secciones migradas mediante <i>split-step</i> (panel superior) y Kirchhoff (panel inferior) superpuestas con el respectivo modelo de velocidades para el caso de datos de Faja Plegada. . . . .	62

# Índice de tablas

4.1. Parámetros para cada set de datos. . . . .	43
---	----

# Resumen

La migración sísmica es la etapa del procesamiento que busca relocalizar la energía difractada medida en superficie a su verdadera posición en el subsuelo. El objetivo es revertir los efectos de la propagación de ondas para obtener una mejor imagen de la subsuperficie. Este proceso es especialmente necesario en áreas geológicamente complejas, con presencia de estratos buzantes, fallas y pliegues. Existen diversos tipos de migración, así como también de algoritmos para su implementación. En esta tesis nos proponemos contrastar dos algoritmos de migración en profundidad aplicados a los mismos conjuntos de datos *post-stack* y modelos de velocidad. Uno de estos algoritmos es el método *split-step* (SS), que está basado en la ecuación de onda y contempla las variaciones laterales de velocidad. Por otro lado, la migración Kirchhoff (K), también basada en la solución de la ecuación de onda, es un método ampliamente utilizado en la industria cuyo funcionamiento se fundamenta en la suma de amplitudes a lo largo de las curvas de difracción. En el marco de este trabajo el método *split-step* es implementado en un código en lenguaje Julia mientras que Kirchhoff es aplicado a través de un software comercial, EPOS™. Tres conjuntos de datos son migrados mediante estos algoritmos: un conjunto de datos sintéticos y dos conjuntos de datos reales. Los resultados de implementar estos algoritmos muestran que en general ambos métodos logran migrar correctamente las secciones *post-stack* de entrada. Por la naturaleza de los algoritmos, *split-step* reconstruye de forma más nítida los estratos buzantes. Por su parte, en la implementación de Kirchhoff se logra resolver de mejor manera los problemas de borde.

# Capítulo 1

## Introducción

La sísmica de reflexión como método exploratorio busca conocer y caracterizar una región del subsuelo que por lo general será irregular y heterogénea. Las velocidades varían en profundidad y también lateralmente por la presencia de reflectores buzantes. Esto resulta en que los distintos elementos sean registrados en superficie en posiciones diferentes a las reales (Sheriff, 2002). La **migración sísmica** es el proceso que permite relocalizar esta energía en su verdadera posición en el subsuelo (Dobrin y Savit, 1988). En esta etapa se busca revertir los efectos de la propagación de ondas para obtener una imagen clara de la subsuperficie y es especialmente necesaria en áreas geológicamente complejas. La migración es utilizada por varias razones, siendo algunas de las más importantes reubicar los reflectores de su posición aparente a la “verdadera” y colapsar y enfocar las difracciones (Bjørlykke, 2015), fundamentalmente si se pretende realizar una interpretación estructural. La migración también nos permite estimar los coeficientes de reflexión en sus posiciones correspondientes en el subsuelo a partir de los frentes de onda registrados en superficie. Esto es esencial si luego se busca realizar una correcta caracterización sísmica del reservorio.

Existen diferentes métodos que pueden ser utilizados para migrar una sección sísmica. La elección del método a utilizar dependerá de varios factores, especialmente del objetivo de la prospección y de las características del subsuelo. Las técnicas de migración en tiempo serán adecuadas en escenarios donde la variación de la velocidad sea lateralmente suave. En los casos donde las variaciones laterales de velocidad sean significativas, será conveniente emplear métodos de migración en profundidad. A su vez, la elección de utilizar migración *post-stack* será apropiada para marcos geológicos sencillos, en tanto la migración *pre-stack* producirá mejores resultados para escenarios complejos a expensas de un mayor costo computacional.

---

Una gran variedad de técnicas de migración parten de la resolución de la ecuación de onda. Entre ellas, existe un conjunto de algoritmos basados en la extrapolación del campo de ondas y la reconstrucción del campo de desplazamiento. Estos métodos pueden ser resueltos en el dominio del tiempo, de la frecuencia, o de ambos. Se los conoce como *migración por ecuación de onda*.

Por otro lado, en la migración por *diferencias finitas* se propone resolver la ecuación de onda transformándola en una ecuación de diferencias (Claerbout, 1971). Lo que busca es extrapolar los datos de entrada usando incrementos finitos de profundidad y predecir cómo se vería la información en una nueva profundidad (Onajite, 2014). En el caso de la migración *phase shift*, las operaciones se llevan a cabo en el dominio de la frecuencia. Las posiciones de la fuente y el receptor son descendidas a través de un corrimiento de fase (Gazdag, 1978).

Estos últimos dos métodos funcionan para medios donde la velocidad varía principalmente con la profundidad. Para casos donde la disposición de reflectores sea más compleja se introducen métodos que puedan contemplar las **variaciones laterales de la velocidad** como *phase shift plus interpolation (PSPI)* (Gazdag y Sguazzero, 1984b) y también *split-step* (Stoffa et al., 1990). En PSPI se busca generalizar los conceptos del método *phase shift*, extrapolando el campo de onda a través de modelos de velocidad lateralmente uniformes y obteniendo campos intermedios de referencia que posteriormente son interpolados. El método *split-step* se aplica tanto en el dominio frecuencia-número de onda como en frecuencia-espacio. Se define una lentitud de referencia (la media en el intervalo de migración) y un término de perturbación que varía espacialmente. Utilizando un número de onda vertical de referencia en el dominio frecuencia-número de onda, se realiza la extrapolación descendente en el intervalo, mientras que el término de perturbación se utiliza para hacer un segundo corrimiento de fase en el dominio frecuencia-espacio.

Por otro lado, la migración *Kirchhoff* es una de las más utilizadas en la industria. Es un método integral debido a que emplea la integración para resolver la ecuación de onda. Esta técnica utiliza la geometría y el principio de Huygens para colapsar las difracciones y reposicionar los datos registrados. La migración Kirchhoff colapsa las difracciones sumando las amplitudes a lo largo de la curva de difracción y colocándola en su verdadera ubicación (Onajite, 2014). Previo a la suma, se tienen en cuenta factores como la oblicuidad, la divergencia esférica y características de fase y amplitud (Yilmaz, 1987). De esta manera se reposiciona la energía correspondiente al difractor en la posición correcta en la traza migrada (Onajite, 2014). Además, se reconstruyen la amplitud y la fase para que respondan de manera más exacta a la reflectividad.

---

Estudiar las características de los distintos algoritmos, sus ventajas y limitaciones, permite tomar una decisión apropiada a la hora de seleccionar el método de migración, así como también ser consciente de su nivel de confiabilidad y poder sugerir mejoras de ser necesario. En esta tesis nos proponemos explorar estas diferencias contrastando dos métodos en particular, la migración *split-step* y la migración Kirchhoff. En ambos casos el tipo de migración elegida es *post-stack* y en *profundidad*. La aplicación de las técnicas se realiza tanto para datos sintéticos como reales. Además de la comparación de un método diferencial con un método integral de resolución de ecuación de onda, también se analiza la aplicación en dos entornos diferentes: mientras que *split-step* es programado en un código en lenguaje Julia, Kirchhoff es implementado en el contexto de un software comercial.

Los fundamentos y generalidades de la migración sísmica, las consideraciones para su implementación y la descripción de los distintos métodos se presentan en el Capítulo 2. En el Capítulo 3 se introducen los conjuntos de datos reales y sintéticos utilizados a partir de una descripción general de los mismos y de la visualización de la sección *stack* previa a la migración, el modelo de velocidad y su espectro de amplitud. En el Capítulo 4 se detalla el flujo de trabajo seguido en el procesamiento de los datos, desde el formato de los archivos, la aplicación de los métodos y los parámetros utilizados, hasta la condición de borde elegida. Los resultados de la migración *split-step* y Kirchhoff en los distintos escenarios propuestos se presentan en el Capítulo 5. Finalmente en el Capítulo 6 se discuten las conclusiones del trabajo.

# Capítulo 2

## Migración sísmica

La sísmica de exploración busca conocer la estructura y características del subsuelo a través de la adquisición, procesamiento e interpretación de datos sísmicos.

La *adquisición* es la etapa en la que se registran los datos que serán la base para la reconstrucción del subsuelo. Es importante conocer los objetivos y la región a prospectar para planificar la campaña a partir de allí. Esto incluye establecer características tales como el área de estudio, la disposición de las líneas, etc. Parámetros como el *fold* (cantidad de pares fuente-receptor que iluminan un punto medio común) dan una idea acerca de la capacidad del apilamiento o *stack* para atenuar el ruido aleatorio, mientras que un análisis de la iluminación permite establecer si el diseño de la registración es adecuado para alcanzar el objetivo del trabajo. Entre el equipamiento involucrado se destacan las fuentes y los receptores, así como también los conversores analógico/digital, unidades de registro y cables, entre otros. Las fuentes (vibrosciss, *airgun*, explosivos) son las encargadas de proveer la energía acústica que viajará por el medio. Los receptores detectan esta energía y la transforman en impulsos eléctricos. Este es el caso de los geófonos, que detectan la velocidad del suelo. Los datos obtenidos se registran y almacenan como trazas sísmicas.

El *procesamiento* es la modificación de los datos adquiridos con el objetivo de disminuir el ruido y distorsiones introducidas durante la adquisición y producir una sección sísmica que reproduzca lo mejor posible la imagen del subsuelo (Onajite, 2014). Durante el procesamiento hay una serie de etapas que se llevan a cabo. El preprocesamiento involucra el demultiplexeo (ordenamiento de los datos por receptor y luego por tiempo), edición de las trazas (eliminación de trazas ruidosas, corrección de inversiones de polaridad), aplicación de ganancia (corrección de amplitudes debido a la divergencia esférica) y de la geometría de campo. La deconvolución busca mejorar la resolución temporal comprimiendo la ondícula correspondiente a la fuente. Los registros en general se ordenan según

el *common midpoint* (CMP por sus siglas en inglés), en el que las trazas son asignadas al punto medio entre la fuente-receptor asociados y luego agrupadas. Con los *CMP gathers* se puede efectuar un análisis de velocidad que resulta de una medida de coherencia a lo largo de las trayectorias hiperbólicas según la velocidad, offset y tiempos de viaje. El campo de velocidad es usado para efectuar la corrección dinámica o de *normal moveout* (diferencia de tiempo entre un dado offset y offset cero) en los CMP gathers y la posterior suma, apilamiento o *stack* de las trazas corregidas (Yilmaz, 1987). Si se dispone de una serie de trazas apiladas a lo largo de una línea de CDPs dispuesta sobre el terreno, el resultado es una *sección stack* o sección sísmica que aproxima a una sección de offset cero. De esta forma, se realza la señal y se atenúa el ruido aleatorio. En otras palabras, se mejora la relación señal/ruido. En particular, durante la etapa de procesamiento surge la necesidad de reposicionar los reflectores y colapsar difracciones para obtener una imagen más fiel al subsuelo. Este proceso se conoce como **migración sísmica**.

Por último, en la *interpretación* el objetivo es extraer toda la información disponible de la imagen del subsuelo obtenida en el procesamiento. Esto incluye la estructura, estratigrafía, propiedades de las rocas, velocidades, esfuerzos. El desarrollo de esta etapa estará estrechamente vinculado con la calidad de los pasos previos, es decir de haber llevado a cabo la mejor adquisición y procesamiento posible. También dependerá del conocimiento geológico del área de estudio (Onajite, 2014).

## 2.1. Generalidades de la migración sísmica

La señal sísmica que se registra en la superficie a través de un geófono se compone de la superposición de frentes de onda provenientes de todas las direcciones posibles del terreno. Por lo tanto, los eventos registrados en general no se deberán a la interfaz que se encuentra directamente debajo del receptor, sino que habrá contribuciones de las formaciones geológicas lindantes (Gazdag y Sguazzero, 1984a).

La migración es parte fundamental del procesamiento sísmico pues su objetivo es que la sección sísmica se asemeje todo lo posible a la sección geológica, que es la que finalmente se pretende interpretar. Es un proceso que revierte los efectos de la propagación de onda para obtener una imagen clara del subsuelo. Entre los objetivos principales se encuentran reubicar los reflectores de una posición aparente a la verdadera posición geológica, colapsar difracciones (Bjørlykke, 2015) y estimar las reflectividades en las posiciones que les corresponden en el subsuelo.

En situaciones donde el reflector es predominantemente horizontal la migración no

producirá cambios significativos en el posicionamiento de los eventos. En presencia de medios horizontalmente estratificados las ondas se propagarán verticalmente hacia los reflectores y tendrán un tiempo de ida y vuelta proporcional a la profundidad (Claerbout, 1976). Lo que aporta la migración en ese caso es una mejora en la resolución lateral. Por el contrario, la migración será especialmente necesaria en aquellas secciones donde la estructura sea buzante y el medio cuente con variaciones laterales de velocidad.

Cuando la señal que proviene de la interfaz en el subsuelo se registra en superficie, se supone que el tiempo que se obtiene de ida y vuelta es el correspondiente a una reflexión dada en el punto medio entre la fuente y el receptor. Esta situación en un escenario de offset cero correspondería a una reflexión por debajo de la posición del receptor o fuente y a  $90^\circ$  en la interfaz. En el caso de existir buzamiento, el punto de reflexión verdadero no se encuentra directamente bajo el punto medio entre la fuente y el receptor (figura 2.1). Entonces, a la hora de hacer correcciones como *normal moveout* (NMO), se estará considerando un tiempo que no es el correcto (asociado al punto de reflexión aparente) y esto se traducirá en un posicionamiento erróneo de los eventos en la sección sísmica.

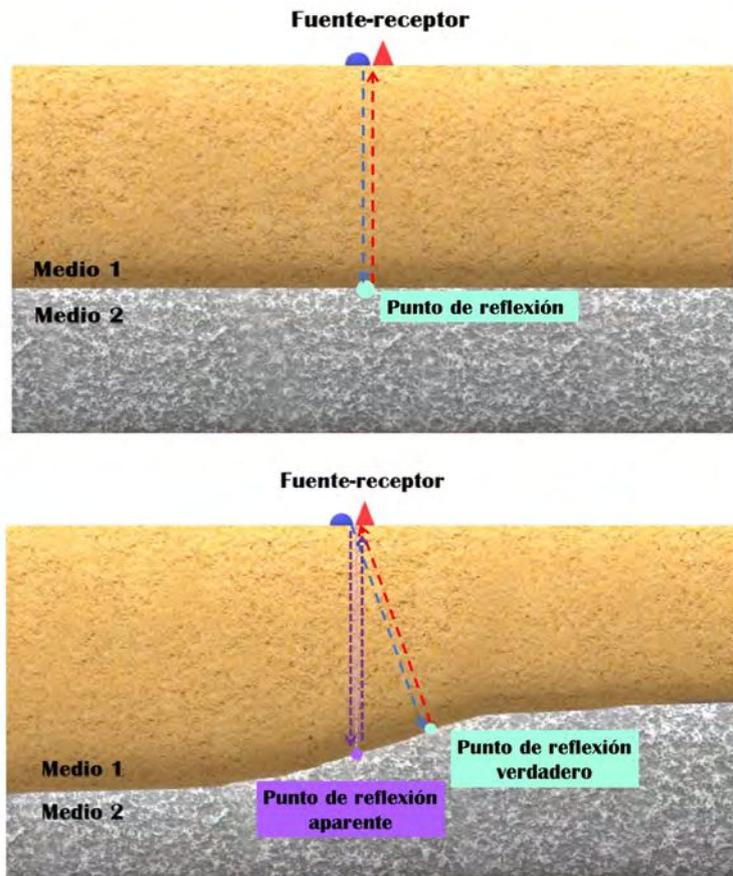
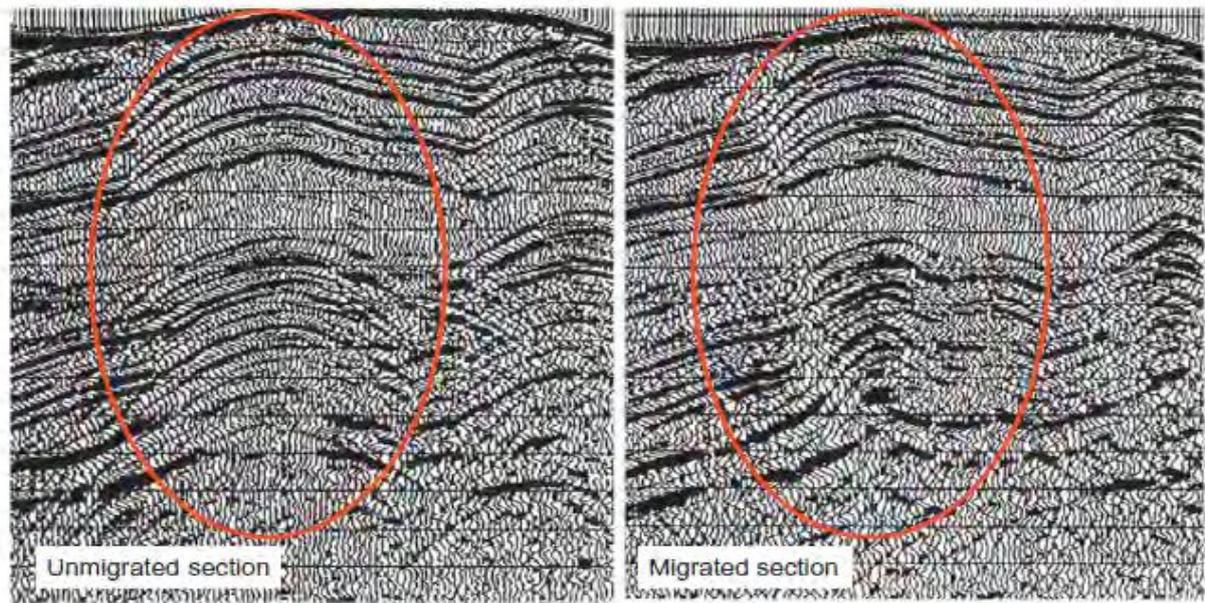


Figura 2.1: Esquema de un experimento de offset cero en el que el reflector es horizontal (panel superior) y en el que existe buzamiento (panel inferior).

Las estructuras como anticlinales o sinclinales pueden tener curvaturas que excedan el frente de onda sísmico por lo que pueden verse difusas o complejas en la sección *stack*. Es el caso de los sinclinales, especialmente en los angostos, en donde las reflexiones se generan casi simultáneamente desde varios puntos de la superficie curva y generan arribos triples. Esto es lo que origina las características formas del tipo “corbata de moño” o *bow-tie* como se muestra en la figuras 2.3 y 2.4. En el panel superior de la figura 2.3 se presenta una sección en profundidad y los rayos de incidencia normal que arriban en 5 posiciones. En los puntos 2 y 4 hay dos arribos distintos, mientras que en la ubicación 3 hay tres arribos distintos. Si se extrapola este comportamiento para los caminos de rayos intermedios se puede recrear la forma *bow-tie* característica como se observa en el panel medio (Yilmaz, 1987). En el caso de los anticlinales, estos aparecen más anchos en la sección sin migrar de lo que son en realidad. Esto se observa en la figura 2.2. A mayor pendiente de los flancos, más abierta se verá la estructura. De no migrarse correctamente, esto puede llevar a una estimación equívoca del volumen de hidrocarburos eventualmente allí alojados (Onajite, 2014).



Anticline shape in unmigrated section and in a migrated section. Source: *Geophysical Methods* by Ken Larner et al.

Figura 2.2: Anticlinal en una sección sísmica sin migrar (panel izquierdo) y tras haber migrado (panel derecho). *Adaptado de Onajite (2014).*

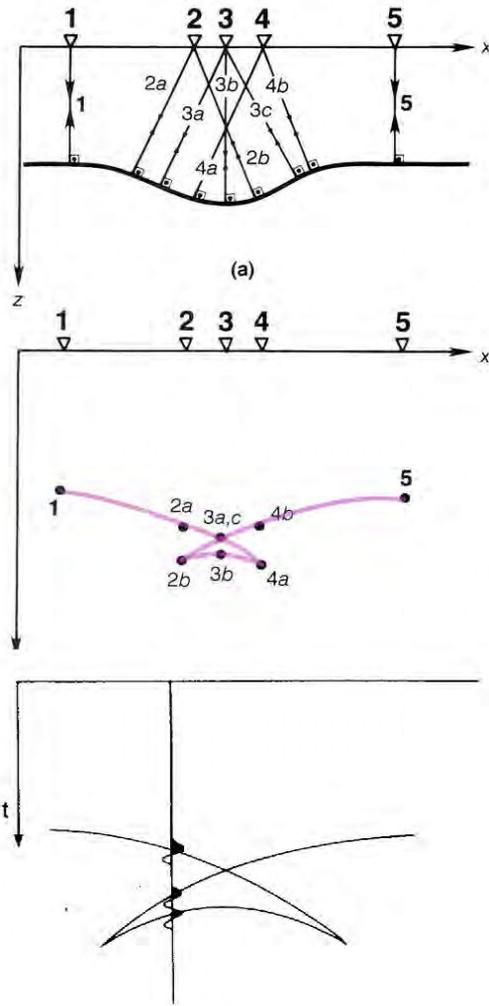


Figura 2.3: Modelo en profundidad de un sinclinal y los distintos arribos que llegan a cada receptor (panel superior) y su respectiva respuesta en tiempo (panel medio). *Modificado de Yilmaz (1987)*. Panel inferior: efecto *bow-tie* en una traza como respuesta en tiempo a la presencia de un sinclinal. *Tomado de Dobrin y Savit (1988)*.

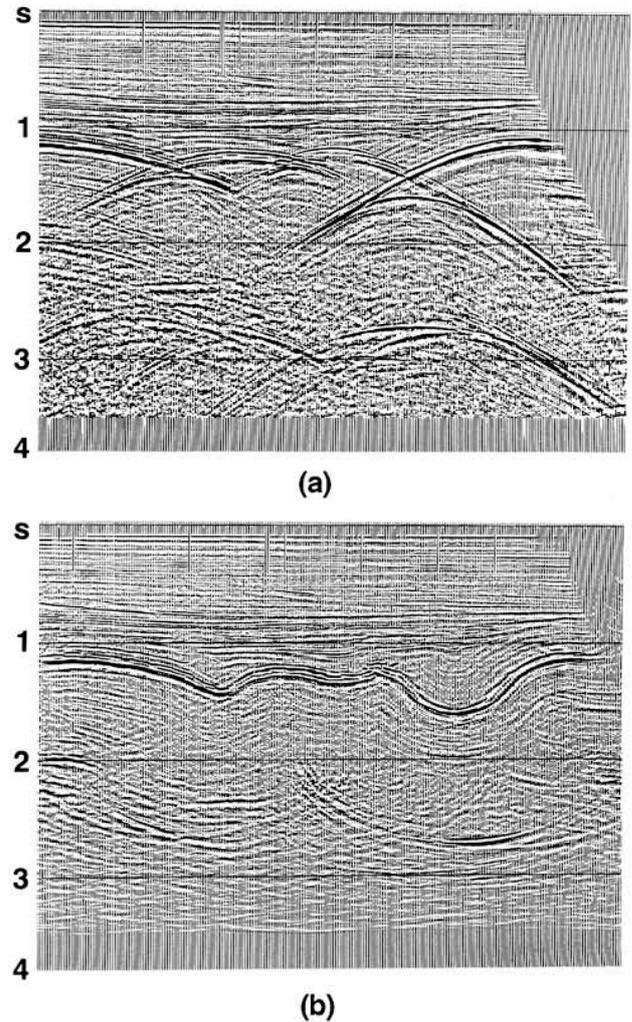


Figura 2.4: Efecto *bow-tie* en una sección *stack* (panel superior) y el mismo escenario luego de haber migrado. *Tomado de Yilmaz (1987)*.

Además, los cambios abruptos de la reflectividad como los originados por la presencia de fallas o discontinuidades quedan plasmados en la sección sísmica como hipérbolas de difracción (figura 2.5). En ese caso, el vértice de la curva de difracción está localizado en la posición verdadera del punto de reflexión. Un esquema de este escenario se observa

en las figuras 2.6 y 2.7. En la figura 2.6 se presenta una sección en profundidad de una falla con la presencia de un punto difractor. El rayo que se refleja en dicho punto será dispersado en todas las direcciones y esta energía será registrada de forma tal que en la sección en tiempo no migrada se observarían las curvas de difracción (Veeken y van Moerkerken, 2013). En la figura 2.7 se representa cómo el punto reflector en la sección en profundidad dispersa rayos en todas las direcciones y como estos son registrados en varias estaciones. Cada estación registrará un tiempo que será mayor según la distancia al punto difractor. De esa manera queda manifestada la forma de la curva de difracción en las secciones en tiempo no migrada.

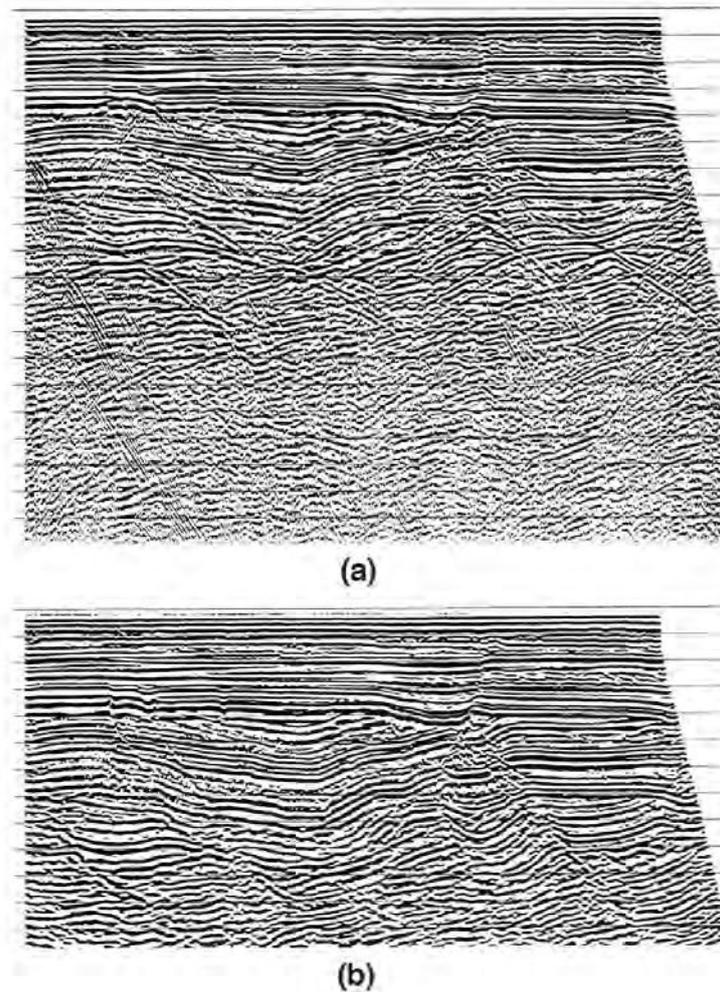


Figura 2.5: Sección *stack* (panel superior) y la sección posteriormente migrada (panel inferior). La migración colapsa las difracciones y ayuda a delinear los planos de falla .  
*Tomado de Yilmaz (1987).*

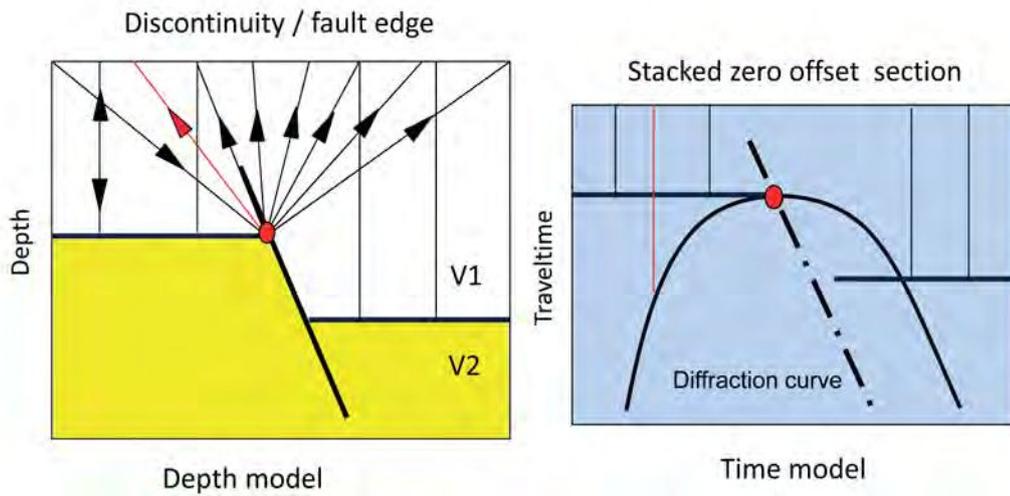


Figura 2.6: En la sección en profundidad (izquierda) se representa un escenario donde hay un punto difractor y cómo la energía se dispersa en todas las direcciones. En la sección en tiempo (derecha) se esquematiza la curva de difracción. *Tomado de Veeken y van Moerkerken (2013).*

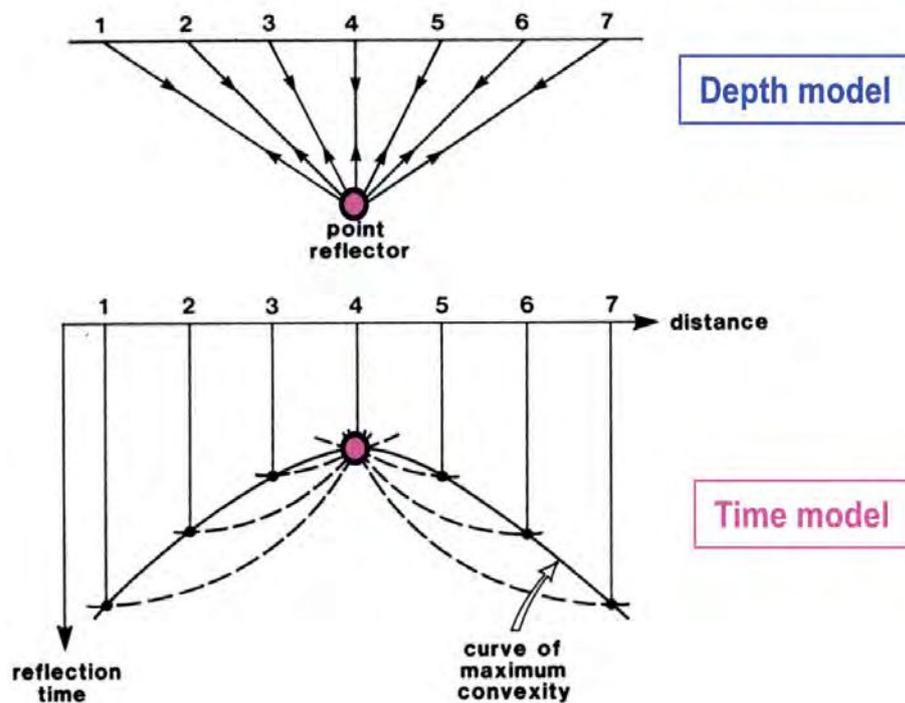


Figura 2.7: Sección en profundidad donde se presenta un punto difractor y la dispersión de los rayos (panel superior). Sección en tiempo donde se observa cómo la representación de esos tiempos de viaje da lugar a la curva de difracción (panel inferior). *Adaptado de Veeken y van Moerkerken (2013).*

La migración entonces buscará reubicar los eventos buzantes a su posición real en el subsuelo y colapsar las difracciones, permitiendo una representación más exacta y nítida de la subsuperficie.

### 2.1.1. Principios de la migración

En la figura 2.8 se observan dos secciones: una geológica con el eje vertical en profundidad y una sección sísmica de offset cero en tiempo. En este caso en particular se asume una velocidad constante tal que las coordenadas de tiempo y profundidad sean intercambiables. En este ejemplo buscamos obtener una sección de offset cero a lo largo del perfil  $Ox$ . Los conjuntos fuente-receptor (s-g, en la figura) se desplazan y la primera incidencia normal proveniente del reflector buzante se registra en el punto A. El arribo que llega al punto A se indica como C' en la sección de offset cero en tiempo. A medida que los conjuntos fuente-receptor se desplazan hacia la derecha, los arribos de incidencia normal son registrados desde el reflector buzante CD. El último arribo se registra en el punto B y se indica como D' en la sección de offset cero (en este caso por simplicidad no se consideran las difracciones en los bordes del reflector). Se puede observar que la verdadera posición del reflector CD no coincide con el evento de reflexión registrado en la sección de offset cero, C'D' (Yilmaz, 1987).

Al analizar la relación entre la sección geológica y la sección sísmica registrada, se establecen una serie de observaciones que podemos plantear como principios o generalidades que ocurren tras el proceso de la migración.

1. El ángulo de buzamiento del reflector en la sección geológica será mayor que en la sección en tiempo. **La migración aumenta el ángulo de buzamiento en los reflectores.**
2. La longitud del reflector en la sección geológica será menor que en la sección en tiempo. **La migración acorta los reflectores.**
3. La migración **mueve los reflectores en dirección ascendente respecto al buzamiento.**

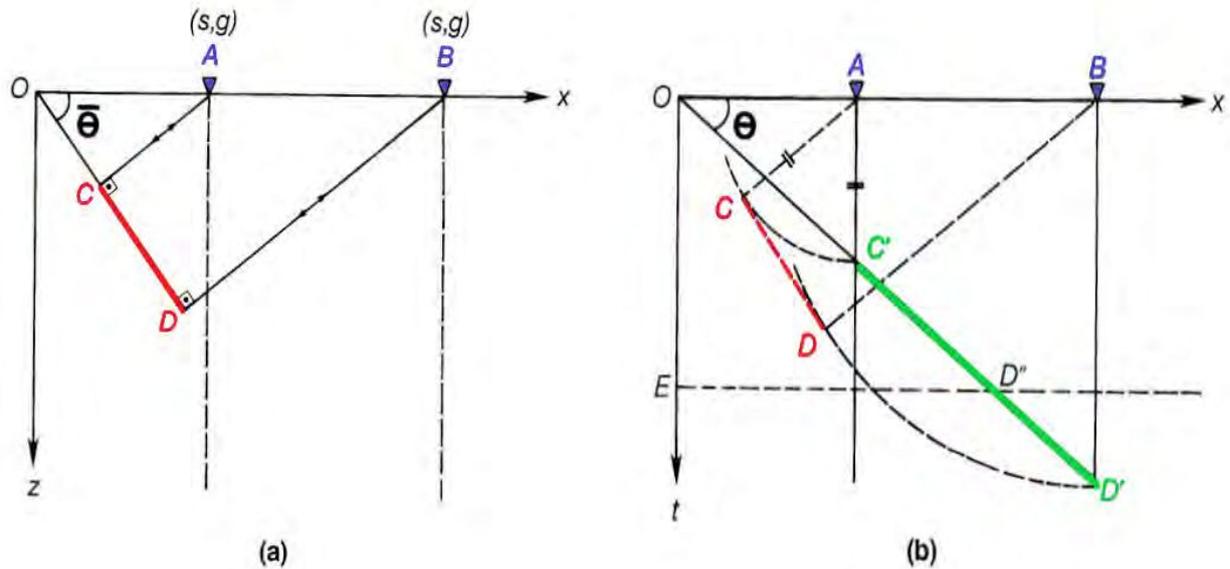


Figura 2.8: Panel izquierdo: sección geológica en profundidad. Panel derecho: sección de offset cero en tiempo. El segmento CD (rojo) corresponde a la verdadera posición del reflector, mientras que C'D' corresponde al reflector que se registra en la sección en tiempo. *Modificado de Yilmaz (1987).*

### 2.1.2. Migración en relación al apilado

#### Migración post-stack

La migración se realiza tras haber aplicado el proceso de *stacking* (la sección *stack* es considerada como una representación de la sección de offset cero). Se utiliza en marcos geológicos no demasiado complejos. Esto se debe a que se asume que todas las trazas de un *CDP gather* contienen información proveniente de un único CDP. Esta hipótesis es correcta si el reflector es horizontal (Velis, 2023). Al aplicar la corrección de NMO, se considera que los reflectores responden a un comportamiento hipérbolico. Cuando la geología es compleja y existen variaciones laterales de velocidad importantes las reflexiones pueden no responder hipérbolicamente (Dondurur, 2018). Por lo tanto, la migración *post-stack* será la adecuada sólo para aquellos escenarios donde la sección *stack* aproxime correctamente a una sección de offset cero. Por lo general se utiliza el modelo de **exploding reflector**, que es aquel que busca generar una sección de offset cero considerando que los reflectores emiten energía simultáneamente en  $t = 0$  y el registro de los datos se da en superficie. Para compatibilizar los tiempos de viaje, las velocidades deben ser divididas a la mitad de su valor (Bjørlykke, 2015).

### Migración pre-stack

Los registros originales son migrados *directamente* en una imagen del subsuelo. El modelo del **exploding reflector** no se utiliza: el campo de ondas es de ida y vuelta. Es un procedimiento más complejo y por ende, más costoso.

### 2.1.3. Migración en tiempo y en profundidad

#### Migración en tiempo

Este caso es apropiado en tanto las variaciones laterales de velocidad sean suaves (Yilmaz, 1987). La migración en tiempo puede ser tanto *pre-stack* como *post-stack*. En el caso de que se trate de una migración *post-stack*, la sección de entrada se asume como de offset cero conteniendo reflexiones primarias y difracciones. La calidad de la migración estará vinculada con la del modelo de velocidad usado para migrar.

#### Migración en profundidad

Cuando las variaciones laterales de velocidad son significativas se utiliza la migración en profundidad. En los casos de fuerte variación lateral de velocidad, la respuesta de un punto difractor en el medio ya no tendrá una respuesta hiperbólica como la que se asumía. La respuesta ahora estará distorsionada y el vértice no coincidirá con la posición del difractor. En este tipo de migración se tiene en cuenta la **curvatura** en el trazado de los rayos debido a la estructura de velocidad más compleja.

El *image ray* (rayo que emerge perpendicularmente a la superficie) no coincide con el punto medio entre la fuente y el receptor al reflejarse. Hubral (1977) observó que el vértice de la curva de difracción es donde emerge el *image ray*. Si se lo sigue a medida que se refracta según la Ley de Snell, tenderá a la posición correcta del punto difractor (incluso si la velocidad varía lateralmente) (Sheriff y Geldart, 1995).

### 2.1.4. Modelo de velocidad

La velocidad es un parámetro fundamental en el proceso de migración, especialmente cuando se migra en profundidad. La velocidad de migración es aquella que optimiza el reposicionamiento de la energía a su verdadera ubicación en el subsuelo (Onajite, 2014)

### Sobremigración

En el caso de utilizar un modelo de velocidad con valores mayores a los óptimos, se produce en la sección un efecto de **sobremigración**. Esto se puede observar como hipérbolas cóncavas hacia arriba. En el ejemplo siguiente se aumentó el modelo de velocidad en un 10% para un caso sintético migrado con el método *split-step* (técnica perteneciente al conjunto conocido como *migración por ecuación de onda* y que será explicada en detalle más adelante). Se puede observar la presencia de las hipérbolas cóncavas hacia arriba y mayores profundidades asignadas.

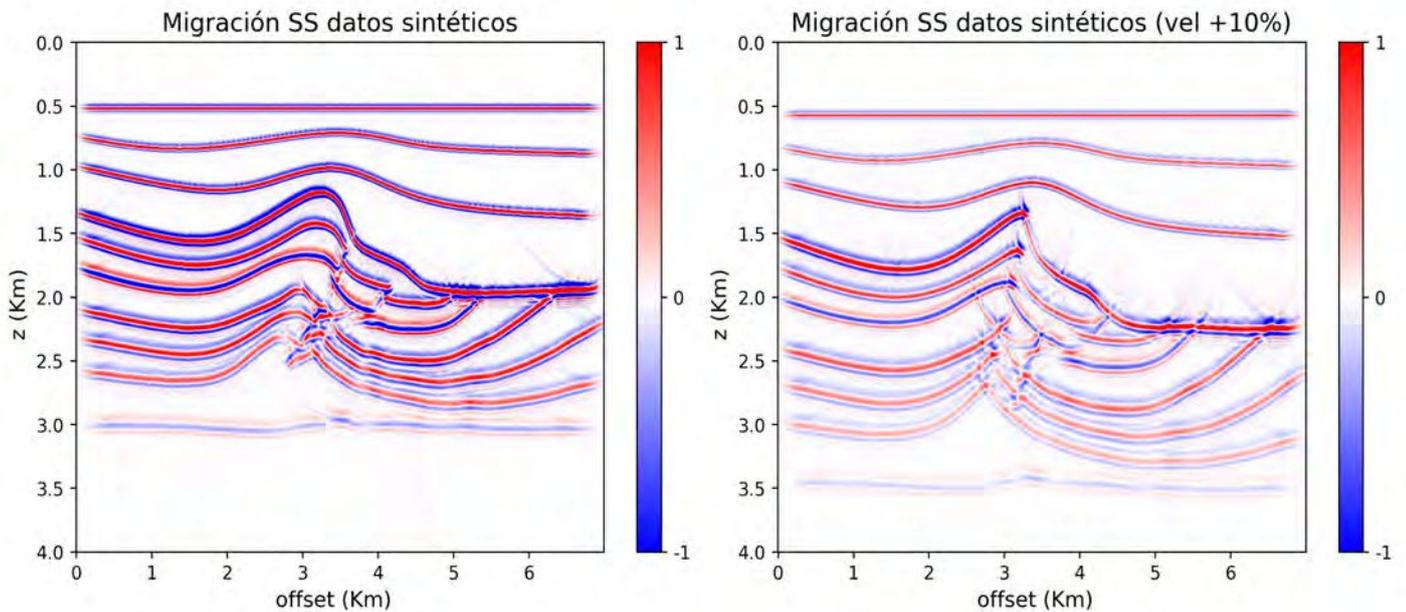


Figura 2.9: Panel izquierdo: migración por el método de *split-step* utilizando el modelo de velocidades correcto. Panel derecho: migración por el método de *split-step* utilizando un modelo de velocidades sobrestimado en un 10%.

### Submigración

Si en cambio se subestima la velocidad, lo que se observará en la sección es una **submigración**. Esto se puede observar como hipérbolas cóncavas hacia abajo. En el ejemplo siguiente se disminuyó el modelo de velocidad en un 10% para el mismo caso sintético migrado con el método *split-step*.

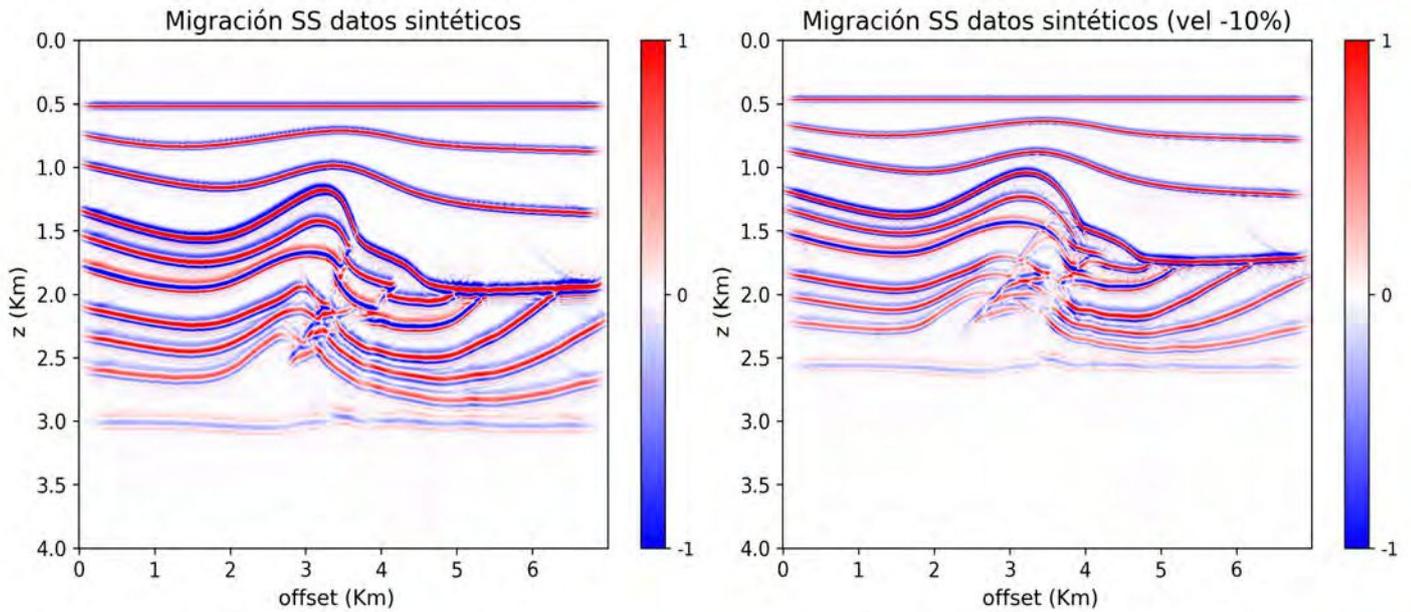


Figura 2.10: Panel izquierdo: migración por el método de *split-step* utilizando el modelo de velocidades correcto. Panel derecho: migración por el método de *split-step* utilizando un modelo de velocidades subestimado en un 10 %.

## 2.2. Escenario e hipótesis

La sección *stack* puede ser considerada como un campo de ondas medido en la superficie de la Tierra. Dado un modelo de velocidad apropiado, se busca realizar una **propagación descendente** de dicho campo de ondas hacia el subsuelo con el objetivo de detectar la fuente de los eventos reflejados y difractados (Claerbout, 1976).

Para estudiar el problema conceptual de la migración consideraremos que:

- La Tierra es un **semiespacio en dos dimensiones**.
- El sonido viaja como un **campo escalar**  $p$  con velocidad  $c(x, z)$  en el punto  $(x, z)$ .
- Cada punto de la Tierra puede transformar el sonido que viaja de forma descendente en ondas ascendentes según una propiedad física dada por la **reflectividad**  $R(x, z)$ .
- No se consideran la dependencia angular de  $R(x, z)$  ni las reflexiones múltiples.

El campo  $p$  representa un potencial de presión, desplazamiento, velocidad o algún otro parámetro acorde. Las mediciones son tomadas en la superficie de la Tierra según la ubicación de la **fuentes** en  $(x_F, z_F)$  y la del **receptor** en  $(x_R, z_R)$ .

A la onda reflejada observada en  $(x_R, z_R)$  se la representa como  $p(x_F, z_F, x_R, z_R, t)$ , donde  $t$  es **tiempo de ida y vuelta** desde la fuente hacia el receptor (Stolt, 1978).

## 2.3. Problema conceptual de la migración

A través de la migración se busca determinar la reflectividad  $R(x, z)$  desde  $p(x_F, z_F = 0, x_R, z_R = 0, t)$  mediante la predicción de cómo sería  $p$  para fuentes y receptores *que progresivamente se introducen hacia dentro de la Tierra* (Stolt, 1978). Esto es, extrapolando la fuente y el receptor al punto medio común (CMP, por sus siglas en inglés). Al acercarse a  $(x, z)$ , el tiempo de viaje será cada vez menor, y el campo de ondas  $p$  **se vuelve proporcional a la reflectividad en dicho punto** (Clearbout, 1971),

$$R(x, z) = p(x, z, x, z, t = 0) \quad (2.1)$$

Los cambios en el campo de ondas acústico  $p$  a medida que la fuente y receptor migran dentro de la Tierra se pueden **predecir** mediante la *ecuación escalar de onda*:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x_F^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z_F^2} = \frac{1}{c(x_F, z_F)^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2}, \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x_R^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z_R^2} = \frac{1}{c(x_R, z_R)^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2}. \quad (2.3)$$

Ahora definimos otros conjuntos de coordenadas como *coordenadas de punto medio* ( $x_M$  y  $z_M$ ) y *coordenadas de offset* ( $x_O$  y  $z_O$ ) respectivamente:

$$x_M = \frac{x_F + x_R}{2},$$

$$z_M = \frac{z_F + z_R}{2}$$

y

$$x_O = \frac{x_R - x_F}{2},$$

$$z_O = \frac{z_R - z_F}{2}.$$

Es decir, también podemos expresar  $x_F = x_M - x_O$  y  $x_R = x_M + x_O$  y proceder de manera similar para las coordenadas verticales  $z$ .

A las coordenadas  $x_M$  y  $x_O$  se las puede considerar como un set de ejes rotado  $45^\circ$  respecto de  $x_F$  y  $x_R$ . Entonces, si consideramos  $p(x_M, z_M, x_O, z_O, t)$  :

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial p}{\partial x_{x_F}} &= \frac{\partial p}{\partial x_M} \frac{\partial x_M}{\partial x_F} + \frac{\partial p}{\partial z_M} \frac{\partial z_M}{\partial x_F} + \frac{\partial p}{\partial x_O} \frac{\partial x_O}{\partial x_F} + \frac{\partial p}{\partial z_O} \frac{\partial z_O}{\partial x_F} + \frac{\partial p}{\partial t} \frac{\partial t}{\partial x_F}, \\
 \frac{\partial p}{\partial x_{x_F}} &= \frac{\partial p}{\partial x_M} \frac{1}{2} + \frac{\partial p}{\partial z_M} \frac{\cancel{\partial z_M}}{\partial x_F} + \frac{\partial p}{\partial x_O} \left(-\frac{1}{2}\right) + \frac{\partial p}{\partial z_O} \frac{\cancel{\partial z_O}}{\partial x_F} + \frac{\partial p}{\partial t} \frac{\cancel{\partial t}}{\partial x_F}, \\
 \frac{\partial p}{\partial x_{x_F}} &= \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial x_M} - \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial x_O}.
 \end{aligned} \tag{2.4}$$

Trabajando de la misma manera se obtiene la derivada del campo  $p$  respecto de las coordenadas de la fuente y el receptor:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial p}{\partial x_F} &= \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial x_M} - \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial x_O}, \\
 \frac{\partial p}{\partial x_R} &= \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial x_M} + \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial x_O}, \\
 \frac{\partial p}{\partial z_F} &= \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial z_M} - \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial z_O}, \\
 \frac{\partial p}{\partial z_R} &= \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial z_M} + \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial z_O}.
 \end{aligned} \tag{2.5}$$

Utilizando estas nuevas coordenadas podemos desarrollar para las coordenadas de la fuente:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x_F^2} = \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial x_O^2} - \frac{1}{2} \frac{\partial^2 p}{\partial x_O \partial x_M} + \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial x_M^2}, \tag{2.6}$$

$$\frac{\partial^2 p}{\partial z_F^2} = \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial z_O^2} - \frac{1}{2} \frac{\partial^2 p}{\partial z_O \partial z_M} + \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial z_M^2} \tag{2.7}$$

y proceder análogamente para las coordenadas del receptor:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x_R^2} = \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial x_O^2} + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 p}{\partial x_O \partial x_M} + \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial x_M^2}, \tag{2.8}$$

$$\frac{\partial^2 p}{\partial z_R^2} = \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial z_O^2} + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 p}{\partial z_O \partial z_M} + \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial z_M^2}. \tag{2.9}$$

Reemplazando en las ecuaciones 2.2 y 2.3 llegamos a las siguientes expresiones:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x_F^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z_F^2} = \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial x_O^2} - \frac{1}{2} \frac{\partial^2 p}{\partial x_O \partial x_M} + \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial x_M^2} + \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial z_O^2} - \frac{1}{2} \frac{\partial^2 p}{\partial z_O \partial z_M} + \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial z_M^2} = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2}, \tag{2.10}$$

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x_R^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z_R^2} = \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial x_O^2} + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 p}{\partial x_O \partial x_M} + \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial x_M^2} + \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial z_O^2} + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 p}{\partial z_O \partial z_M} + \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial z_M^2} = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2}. \tag{2.11}$$

Para la **sección de offset cero**,  $x_O = z_O = 0$  ya que  $(x_F, z_F) = (x_R, z_R)$ . En dicho caso las ecuaciones 2.10 y 2.11 quedan simplificadas de la siguiente manera:

$$\frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial x_M^2} + \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial z_M^2} = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2} \quad (2.12)$$

y

$$\frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial x_M^2} + \frac{1}{4} \frac{\partial^2 p}{\partial z_M^2} = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2}. \quad (2.13)$$

Finalmente, en ambos casos se llega a una misma ecuación que puede ser expresada en función de la *mitad de la velocidad*,  $c/2$ :

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x_M^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z_M^2} = \frac{1}{(c/2)^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2}. \quad (2.14)$$

La **sección *stack*** en la que  $(x_F, z_F) = (x_R, z_R)$  corresponde a  $p(x_M, 0, 0, 0, t)$  mientras que la **sección *migrada*** queda expresada según  $p(x_M, 0, z_M, 0, 0)$ .

## 2.4. Modelo *exploding reflector*

Un experimento de offset cero es aquel que surge de haber registrado desplazando un receptor y una fuente sin separación entre ellos a lo largo de la sección. Entonces la energía registrada corresponde a los rayos que inciden normalmente en las interfaces. En la realidad este esquema no es posible de realizar. Se considera entonces una geometría alternativa que producirá la misma sección sísmica (Yilmaz, 1987).

El modelo *exploding reflector* es un experimento hipotético utilizado para obtener un escenario más intuitivo de la sección de offset cero. La sección que resulta es en gran medida equivalente a la de offset cero.

Para entender este modelo primero se considera un escenario en el que la fuente y el receptor se encuentran en la misma posición (offset cero) y hay un reflector en el subsuelo. La fuente comienza a emitir la señal en el tiempo  $t = 0$ , esta se propaga por el medio con una velocidad  $c$  y se refleja, para luego ser registrada en superficie por el receptor.

Ahora se considera una situación alternativa: *las fuentes se encuentran en el reflector* y emiten desde allí a partir del tiempo  $t = 0$  simultáneamente. Esta energía ascendente será registrada por los receptores que están situados en superficie, uno por cada posición CMP (figura 2.11).

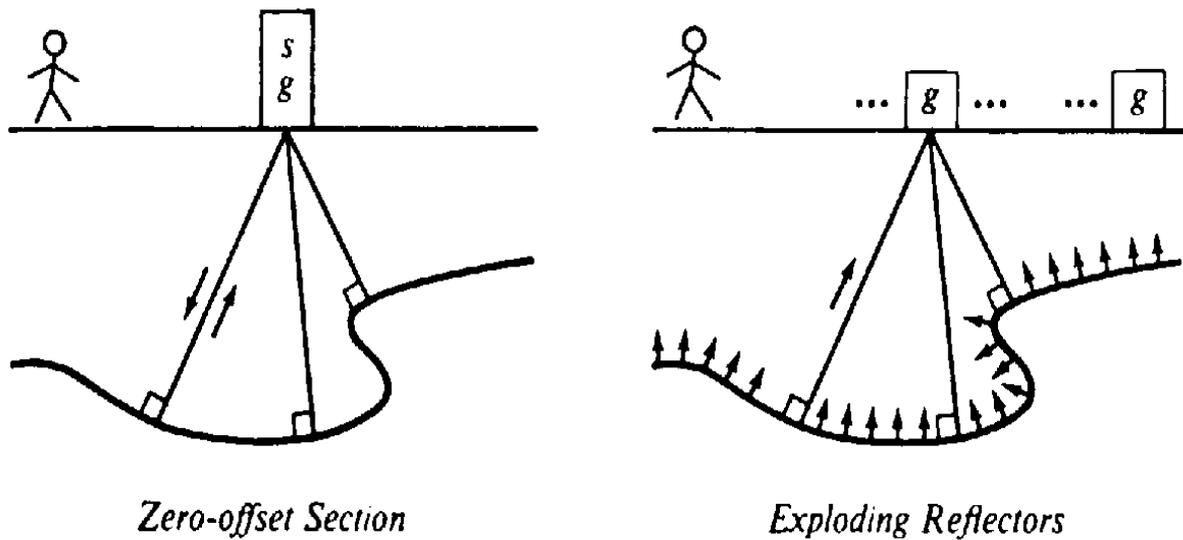


Figura 2.11: Sección de offset cero en la que se registra con la fuente y el receptor en la misma posición (izquierda). El modelo de *exploding reflector* donde las fuentes se ubican en el reflector (derecha). Tomado de Dobrin y Savit (1988).

Mientras que la sección de offset cero se registra en **tiempo de ida y vuelta** (*two-way travelttime*), en el modelo *exploding reflector* se registra solo el **tiempo de ida** (*one-way travelttime*). Para compatibilizar ambos escenarios se considera que la velocidad del medio es **la mitad** que en el primer modelo, es decir  $c/2$ . Por lo tanto, la señal registrada en el receptor en superficie será la misma que en el primer caso bajo estas condiciones. De esta manera se tiene en cuenta el **campo ascendente** de las ondas. Si fueran los receptores los ubicados en el reflector, el campo sería el descendente. Utilizando este modelo, solo se tiene en consideración el tiempo de viaje correspondiente a la onda ascendente (*one-way travel time*).

### Limitaciones del modelo

Este es un modelo basado en secciones de offset cero; es decir, que no se puede aplicar para aquellos casos donde la señal se refleje con ángulos distintos a  $90^\circ$ . Además, el modelo falla en presencia de *reflexiones múltiples* y en *casos donde la reflexión provenga de dos lados de una interfaz* (como en los domos de sal) (Dobrin y Savit, 1988).

### 2.4.1. Condición de imagen

En base a la idea de modelar una sección *stack* como un campo de ondas ascendente de offset cero generado por el modelo *exploding reflector*, se puede conceptualizar a la migración como una extrapolación descendente del campo de ondas seguido de una **imagen** (Bjørlykke, 2015).

Consideremos la forma del campo de onda en el tiempo  $t = 0$  generado en un experimento *exploding reflector*. Al no haber transcurrido tiempo aún, no se ha dado ninguna propagación y el frente de onda tiene la misma forma que el reflector que genera dicho frente. El hecho de que la forma del frente de onda en  $t = 0$  corresponda a la forma del reflector se conoce como **Principio de Imagen**.

Entonces, para definir la geometría del reflector a partir de un campo de onda registrado en superficie, se debe extrapolar el campo de ondas de nuevo en profundidad y detectar la energía que llega en  $t = 0$ . La forma del reflector para cualquier profundidad de extrapolación corresponde con la forma del frente de onda para  $t = 0$  (Yilmaz, 1987).

## 2.5. Métodos de migración

Hasta los años 60, la migración se llevó a cabo principalmente mediante **métodos gráficos**. Posteriormente ganaron terreno métodos como la **suma de difracciones** y **migración de frente de onda** basada en la teoría de rayos.

En los años 70, el trabajo impulsado por Jon Clearbout dio lugar a importantes avances en métodos de migración basados en la **Teoría de ondas**. Entre ellos se puede mencionar algoritmos desarrollados a partir de **aproximaciones de diferencias finitas** de las ecuaciones de onda para extrapolación descendente. Otro avance importante estuvo asociado a la introducción de los **métodos de Transformada de Fourier** en los cuales las coordenadas espaciales y/o temporales de la ecuación de onda son transformados al dominio de las frecuencias. Esto da lugar a los llamados métodos de migración por ecuación de onda o *wave equation migration* (WEM, por sus siglas en inglés). Eventualmente, la suma de difracciones previamente mencionada fue modificada en base al **Teorema integral de Kirchhoff**. Entre otros avances, aparece la **migración Reverse-Time** relacionada con la migración de frente de onda (Gazdag y Sguazzero, 1984a).

En particular, los métodos que serán de especial interés en esta tesis son la **migración *split-step*** (que se encuentra dentro de los métodos de migración por ecuación de onda) y la **migración Kirchhoff**.

### 2.5.1. Migración por diferencias finitas

En la migración por **diferencias finitas** se busca resolver la ecuación de onda 2.14 convirtiéndola a una ecuación de diferencias. Para ello se define un nuevo sistema de coordenadas en el que  $p$  varíe más lentamente con la profundidad (Stolt, 1978).

$$\Phi(x, z_M, t^*) = p(x_M, 0, z_M, 0, t),$$

donde  $t^* = t - \frac{z}{v}$  y  $z_M$  es la profundidad del punto medio entre fuente y receptor.

Entonces la ecuación 2.14 queda de la forma:

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x_M^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z_M^2} - \frac{1}{c/2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z_M \partial t^*} = 0. \quad (2.15)$$

Como  $\frac{\partial^2 \Phi}{\partial z_M^2}$  es pequeño para ondas viajando cerca de la vertical podemos despreciar ese término y obtener la **aproximación de 15°**: (Clearbout 1976)

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x_M^2} - \frac{1}{c/2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z_M \partial t^*} = 0. \quad (2.16)$$

La ecuación 2.16, también conocida como **aproximación parabólica**, permite resolver el problema de la migración para buzamientos suaves menores a 15°.

Si a la ecuación de onda 2.15 se le calcula su Transformada de Fourier respecto de  $x$ , se deriva respecto a  $t^*$  por un lado y de  $z_M$  por el otro y luego se suman estas expresiones se obtiene la **aproximación de 45°**:

$$k_x^2 \frac{1}{c/2} \frac{\partial \Phi}{\partial t^*} + k_x^2 \frac{\partial \Phi}{\partial z_M} - \left( \frac{1}{c/2} \right)^2 \frac{\partial^3 \Phi}{\partial t^{*2} \partial z_M} = 0. \quad (2.17)$$

De esta manera, la ecuación 2.17 puede ser utilizada en escenarios donde los buzamientos sean más pronunciados, del orden de los 45°.

La resolución de estas expresiones se realiza de forma numérica mediante *diferencias finitas*.

### 2.5.2. Migración *phase shift*

Con este método se trabaja en el dominio de las frecuencias y se busca operar mediante los coeficientes de Fourier de la sección sísmica. Es decir, el descenso de la fuente y receptor hacia el subsuelo se logra aplicando **cambios de fase a los coeficientes de**

**Fourier** (Gazdag, 1978). Esto numéricamente equivale a multiplicar un número complejo de módulo unitario, lo que produce únicamente un cambio en la fase.

Para la aplicación se consideran secciones *post-stack* en medios lateralmente homogéneos. Si se expresa  $p(x_M, z_M, t)$  como una serie doble de Fourier:

$$p(x, z, t) = \sum_{k_x} \sum_{\omega} P(k_x, z, \omega) e^{i(k_x x + \omega t)},$$

y se sustituye en la ecuación 2.14 (llamando  $v = c/2$  a la mitad de la velocidad) se llega a la expresión:

$$\frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = -k_z^2 P. \quad (2.18)$$

La solución analítica para cada  $k_z$  será :

$$P(k_x, z + \Delta z, \omega) = P(k_x, z, \omega) e^{i[k_z \Delta z]}, \quad (2.19)$$

donde  $k_z$  es:

$$k_z = \pm \frac{\omega}{v} \left[ 1 - \left( \frac{v k_x}{\omega} \right)^2 \right]^{1/2}. \quad (2.20)$$

En el caso de extrapolación descendente ( $\Delta z > 0$ ) se utiliza la expresión con signo positivo. Finalmente, la expresión para la extrapolación de ondas con *phase shift* resulta (Gazdag y Sguazzero, 1984b):

$$P(k_x, z + \Delta z, \omega) = P(k_x, z, \omega) \exp \left[ \frac{i\omega}{v} \left[ 1 - \left( \frac{v k_x}{\omega} \right)^2 \right]^{1/2} \Delta z \right]. \quad (2.21)$$

### 2.5.3. Migración *phase shift plus interpolation* (PSPI)

En la migración por *phase shift* se extrapola el campo de ondas considerando un modelo de velocidades lateralmente uniforme. Lo que busca el método ***phase shift plus interpolation*** es generalizar el caso de *phase shift* para medios donde hay **variaciones laterales de velocidad** simplemente interpolando (Gazdag y Sguazzero, 1984b). El principio del método es poder tener en cuenta las variaciones laterales de velocidad interpolando campos de onda que fueron previamente extrapolados de forma descendente mediante *phase shift* utilizando **distintas velocidades de referencia**.

Se parte de la expresión final obtenida para el método de *phase shift*:

$$P(k_x, z + \Delta z, \omega) = P(k_x, z, \omega) e^{i k_z \Delta z}. \quad (2.22)$$

La ecuación 2.22 se divide en dos expresiones para mantener buena exactitud en el caso de buzamientos leves ( $\frac{k_x v}{\omega} \ll 1$ ), siendo:

$$\begin{aligned} P^*(z) &= P(z) e^{i\frac{\omega}{v}\Delta z} \\ P(z + \Delta z) &= P^*(z) e^{i[k_z - \frac{\omega}{v'}]\Delta z}, \end{aligned} \quad (2.23)$$

donde  $v'$  es una aproximación de  $v(x, z)$ .

La implementación no se puede realizar directamente cuando  $v = v(x, z)$ , por lo que se lleva a cabo en varios pasos:

- Primero se transforma  $P^*$  respecto a  $x$ .
- Luego se aplica la operación de *phase shift* usando dos velocidades (en este caso particular) definidas como los extremos de  $v(x, z)$ :

$$\begin{aligned} v_1(z) &= \text{Min}[v(x, z)] \\ v_2(z) &= \text{Max}[v(x, z)] \end{aligned}$$

- Los campos de onda a los que previamente se les aplicó *phase shift* luego son anti-transformados, obteniéndose así los *campos de referencia*:

$$\begin{aligned} P_1(k_x, z + \Delta z, \omega) &\rightarrow P_1(x, z + \Delta z, \omega), \\ P_2(k_x, z + \Delta z, \omega) &\rightarrow P_2(x, z + \Delta z, \omega). \end{aligned}$$

- Los coeficientes de Fourier se expresan en función de su módulo y fase:

$$\begin{aligned} P_1(x, z + \Delta z, \omega) &= A_1 e^{i\theta_1}, \\ P_2(x, z + \Delta z, \omega) &= A_2 e^{i\theta_2} \end{aligned}$$

- El módulo y fase de la expresión final son obtenidos a partir de la **interpolación lineal** de los módulos y fase de referencia 1 y 2:

$$\begin{aligned} A &= \frac{A_1(v_2 - v) + A_2(v - v_1)}{v_2 - v_1} \\ \theta &= \frac{\theta_1(v_2 - v) + \theta_2(v - v_1)}{v_2 - v_1}. \end{aligned}$$

Finalmente se llega a la expresión:

$$P(x, z + \Delta z, \omega) = A e^{i\theta}. \quad (2.24)$$

### 2.5.4. Migración *split-step*

Este método se basa en *phase shift* y busca acomodar **cambios laterales de velocidad** en cada intervalo de migración. Los cambios laterales de velocidad se consideran como una **perturbación** y en consecuencia solo se necesita una transformada de Fourier espacial extra para cada extrapolación (Stoffa et al., 1990).

Para este método se considera la **lentitud intervállica**  $u(x_M, z_M) = 2/c(x_M, z_M)$  dividida en dos términos:

$$u(x_M, z_M) = u_o(z_M) + \Delta u(x_M, z_M), \quad (2.25)$$

donde

- $u_o(z_M)$  es la **lentitud de referencia** constante: media utilizada para migrar en el intervalo en el *dominio frecuencia-número de onda* (análogo a un caso de *phase shift* con velocidad constante)
- $\Delta u(x_M, z_M)$  es el **término de perturbación**: corrección aplicada en el *dominio espacio-frecuencia* como un segundo cambio de fase.

La ecuación de onda 2.14 se expresa considerando la lentitud:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x_M^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z_M^2} = u^2 \frac{\partial^2 p}{\partial t^2}. \quad (2.26)$$

Transformando la expresión previa al dominio de las frecuencias y descomponiendo el *campo de lentitud* se obtiene:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 P}{\partial x_M^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z_M^2} + \omega^2 u_o^2 P &= -\omega^2 (2u_o \Delta u + \Delta u^2) \\ &= -S(x_M, z_M, \omega) \end{aligned} \quad (2.27)$$

De esta manera obtenemos una ecuación inhomogénea con la inclusión del término del tipo fuente  $S$  debido a las variaciones en la lentitud.

Para hallar la solución de 2.27 se ignora el término  $\Delta u^2$  y se procede según los siguientes pasos:

1. Transformar el campo ascendente previamente migrado a profundidad  $z_n$  de  $x_M$  al espacio  $k_x$ :

$$\tilde{P}(k_x, z_n, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} P(x_M, z_n, \omega) e^{ik_x x_M} dx_M. \quad (2.28)$$

2. Aplicar un **phase shift** basado en el *número de onda vertical*  $k_{z0}$  a partir de la **lentitud de referencia** para todas las frecuencias y números de onda:

$$\tilde{P}_1(k_x, z_n, \Delta z, \omega) = \tilde{P}(k_x, z_n, \omega) e^{ik_{z0} \Delta z}, \quad (2.29)$$

con

$$k_{z0} = \sqrt{\omega^2 u_0^2 - k_x^2} = \omega u_0 \sqrt{1 - (k_x / \omega u_0)^2},$$

donde  $u_0$  es la *lentitud media* para el intervalo  $\Delta z$  (que se asume pequeño).

3. Utilizar la transformada inversa de Fourier en el campo al que previamente se le aplicó *phase shift*,  $\tilde{P}_1$  de  $k_x$  a  $x_M$ :

$$P_1(x_M, z_n, \Delta z, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{P}_1(k_x, z_n, \Delta z, \omega) e^{-ik_x x_M} dk_x. \quad (2.30)$$

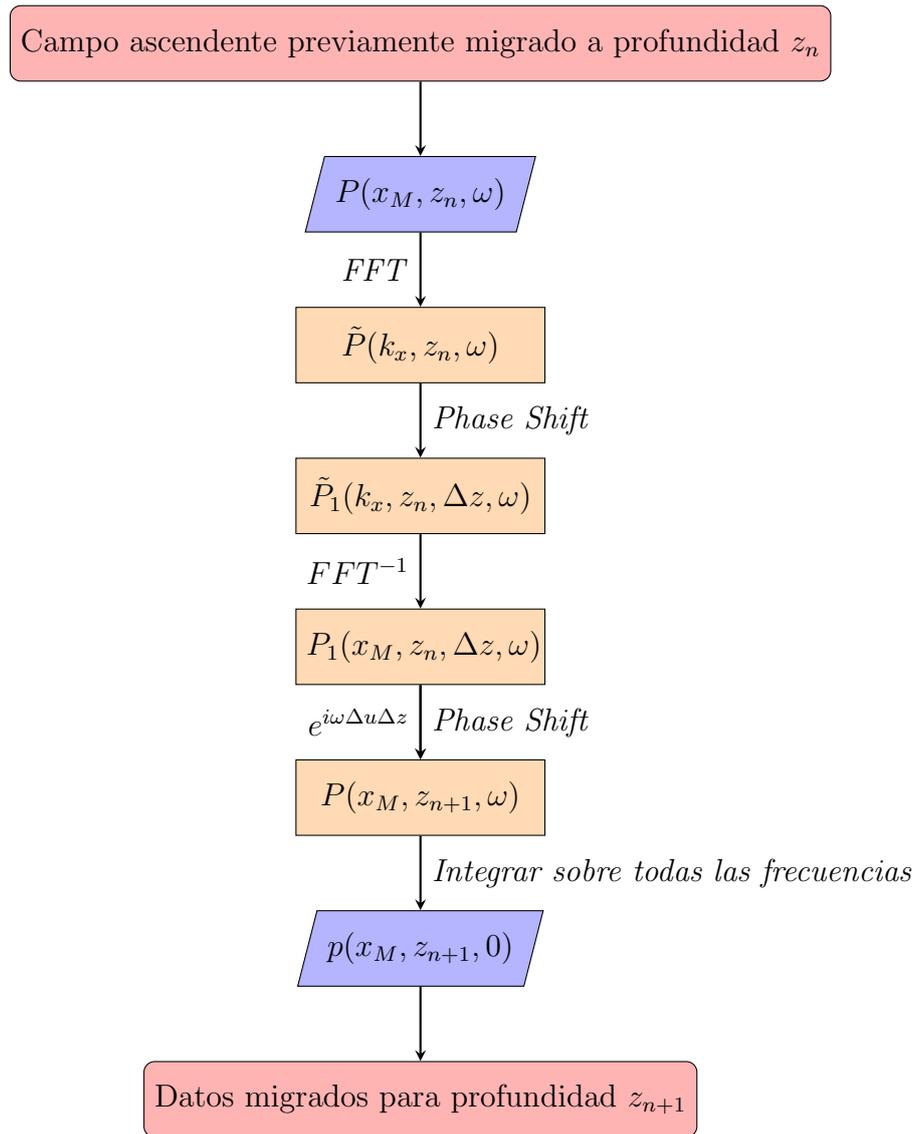
4. Aplicar un segundo *phase shift* debido a la **perturbación de la lentitud**  $\Delta u = u(x_M, z) - u_0(z)$  en el intervalo  $\Delta z$ :

$$P(x_M, z_{n+1}, \omega) = e^{i\omega \Delta u \Delta z} P_1(x_M, z_n, \Delta z, \omega). \quad (2.31)$$

5. Integrar  $P(x_M, z_{n+1}, \omega)$  sobre todas las frecuencias de interés para finalmente obtener los **datos migrados para la profundidad**  $z_{n+1}$ :

$$p(x_M, z_{n+1}, 0) = \frac{1}{2\pi} \int_{\omega_1}^{\omega_2} P(x_M, z_{n+1}, \omega) d\omega. \quad (2.32)$$

Este proceso queda esquematizado en el diagrama de flujo de la figura 2.12.

Figura 2.12: Diagrama de flujo del método *split-step*.

### 2.5.5. Migración Kirchhoff

Los algoritmos de migración Kirchhoff, sean en tiempo o en profundidad, comparten como elementos fundamentales:

- La definición de la forma de la difracción a partir de la ubicación del punto difractor o *scatterpoint*.
- La suma de la energía a lo largo de un camino definido por la forma de la difracción.
- El posicionamiento del valor sumado y pesado en la ubicación definida por el punto difractor.

La forma de la difracción puede asumirse como hiperbólica para la **migración en tiempo**. En el caso de la **migración en profundidad**, la difracción toma una forma más compleja y queda definida por el trazado de rayos (*ray-tracing*) o el cómputo de tiempos de viaje en una grilla (Bancroft, 2001).

### Migración Kirchhoff en tiempo

Un reflector en el subsuelo se puede considerar como un conjunto de puntos difractores ubicados de forma contigua que actúan como *fuentes secundarias de Huygens* (Yilmaz, 1987). La respuesta impulsiva en el dominio del tiempo de este tipo de fuente es una **hipérbola** cuya curvatura depende de la velocidad, mientras que en el dominio de la profundidad ( $x, z$ ) se visualiza como un frente de onda semicircular. La suma sobre la hipérbola para cada muestra en tiempo de los datos de entrada sumará en fase las difracciones y resultará en una imagen de los reflectores. Es decir, al encontrarse más cercanas estas fuentes o puntos difractores en el reflector, su superposición devuelve una imagen de la interfaz (figura 2.13). La sección de offset cero consiste en la superposición de dichas respuestas hiperbólicas en el tiempo. En el caso de que hubiera fallas o discontinuidades, estas hipérbolas se destacan.

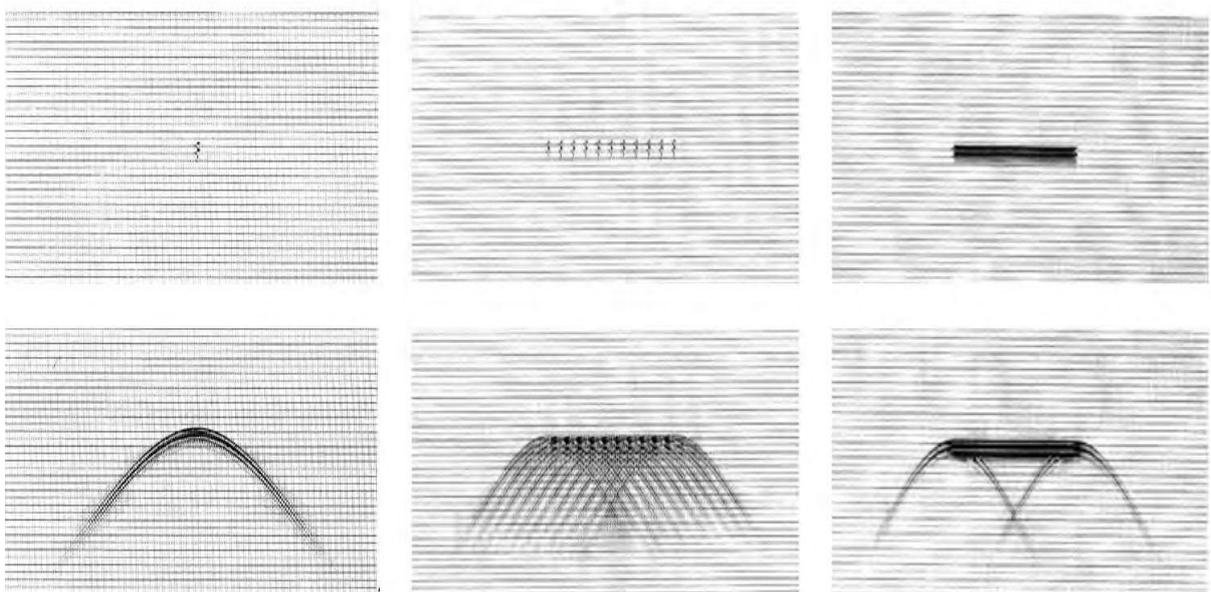


Figura 2.13: En la parte superior se muestran secciones en profundidad con fuentes secundarias de Huygens: una sola fuente (izquierda), un conjunto discreto de fuentes (medio) y un conjunto continuo (izquierda). En los paneles inferiores se observan sus respectivas respuestas en las secciones de offset cero. *Adaptado de Yilmaz (1987)*.

El esquema de migración asociado con este escenario consiste en sumar las amplitudes

en la trayectoria hiperbólica. La idea es buscar en los datos iniciales en  $(x, t)$  la energía que hubiera resultado si una fuente estuviera en un punto particular  $(x, z)$  (Yilmaz, 1987). Esto se logra sumando las amplitudes en tiempo a lo largo de la hipérbola de difracción que corresponde a la fuente secundaria en un punto en el espacio  $(x, z)$ , para luego mapear allí dicho resultado.

En el caso de la migración de Kirchhoff hay ciertos parámetros que se deben tener en cuenta a la hora de realizar la suma:

**Dependencia de la amplitud según el ángulo:** se aplica un **factor de oblicuidad** dado por el coseno del ángulo entre la dirección de propagación y el eje vertical.

**Divergencia esférica:** la amplitud decae como  $1/r$  con la distancia. Se escala entonces con un **factor  $1/r$** .

**Características en fase y amplitud:** las fuentes deben responder como una ondícula a lo largo de las respuestas hiperbólicas con determinadas características de fase y amplitud. La forma de onda debe ser restaurada en amplitud y fase: **wavelet shaping factor**. Para migración 2D se considera espectro de fase constante a  $45^\circ$  y espectro de amplitud según la raíz cuadrada de la frecuencia.

Entonces, la suma de amplitudes a lo largo de la hipérbola que incorpora estas consideraciones es la *migración Kirchhoff*. Una vez realizada la suma, el resultado se lo ubica en el vértice de la hipérbola.

Este planteo se puede analizar formalmente considerando la solución integral de la ecuación escalar de onda. Esta solución devuelve como salida el campo de onda  $P_{out}(x, z, t)$  para un punto en el subsuelo  $(x, z)$  a partir del campo de offset cero  $P_{in}(x, z = 0, t)$  medido en superficie.

El **teorema integral de Kirchhoff** deduce la solución de una ecuación de onda homogénea en un punto arbitrario  $\mathbf{P}$  en función de la solución de la propia ecuación de onda y de su derivada de primer orden en todos los puntos de una superficie cerrada y arbitraria que encierra al punto en cuestión. En la aplicación de la sísmica, la integración se limita a la superficie de la Tierra puesto que los datos se registran allí.

### Migración Kirchhoff en profundidad

En el caso de la migración Kirchhoff en profundidad, la suma de amplitudes no se realiza sobre una hipérbola, sino a lo largo de una curva de difracción cuya forma dependerá del modelo de velocidad y la profundidad del punto difractor.

La migración de offset cero busca propagar las ondas “hacia atrás” (*back-propagation*) en el subsuelo. La migración Kirchhoff utiliza rayos sísmicos para aproximar esta propagación en subsuperficie de los frentes de onda. Para ello se emplean **tablas de tiempos de viaje** (*traveltime tables*) que representan la ubicación del frente de onda determinado a través del trazado de rayos. Las posiciones del frente de onda se computan para un conjunto de observaciones de tiempo de viaje registradas en superficie (Hill y Rüger, 2019). El procedimiento para llevar a cabo este algoritmo de migración comienza creando una tabla de tiempos de viajes utilizando el trazado de rayos (con la aplicación de la ley de Snell en las interfaces). Para ello se computan los tiempos de viaje hacia los hipotéticos receptores en superficie (Veeken y van Moerkerken, 2013). Luego se especifica un punto en el subsuelo y se seleccionan las amplitudes de las trazas basados en la tabla de tiempos de viaje. Se suman las amplitudes y se mapea al punto de salida. También se incluye una rotación de fase, un ajuste de la amplitud y del espectro. Este proceso se repite para todos los puntos que se busque mapear. La interferencia constructiva y destructiva finalmente crea la imagen del subsuelo deseada (Hill y Rüger, 2019).

### Apertura

La migración Kirchhoff involucra la suma de amplitudes a lo largo de curvas de difracción. En la teoría, estas se extienden infinitamente en tiempo y espacio, pero en la práctica se debe trabajar con curvas truncadas. La extensión espacial sobre la que se realiza la suma se conoce como **apertura de migración**. A mayor apertura, más trazas serán utilizadas en la suma. Esto implicará *mayor tiempo de cómputo* y una pérdida de calidad respecto a la relación señal ruido. A menor apertura, menor capacidad del algoritmo de colapsar la curva de difracción, lo que tiende a eliminar eventos con alto ángulo de buzamiento. Se deberá entonces buscar una relación de compromiso respecto a la apertura y el ruido.

# Capítulo 3

## Datos

Los métodos de migración elegidos para esta tesis fueron aplicados sobre tres conjuntos de datos: un set de datos sintéticos y dos sets de datos reales. Cada conjunto consiste en una *sección post-stack* y su respectivo *modelo de velocidades* .

Los datos utilizados fueron los siguientes:

- **Datos sintéticos**
- **Datos reales de Tierra del Fuego**
- **Datos reales de Faja Plegada**

### 3.1. Datos sintéticos

#### Descripción general

Este conjunto de datos consiste en una sección sintética *post-stack* y su correspondiente distribución de velocidades. Está basado en el modelo Marmousi ideado por el *Institut français du pétrole (IFP)* (figura 3.1), un modelo estructural 2D complejo que junto con su respuesta sísmica son utilizados para comparar migraciones en profundidad y metodologías de estimación de velocidad (Sheriff, 2002). En este trabajo se utilizó una variante simplificada del modelo Marmousi pero que también contiene estratos buzantes, fallas y estructuras complejas que permiten poner a prueba los métodos de migración.

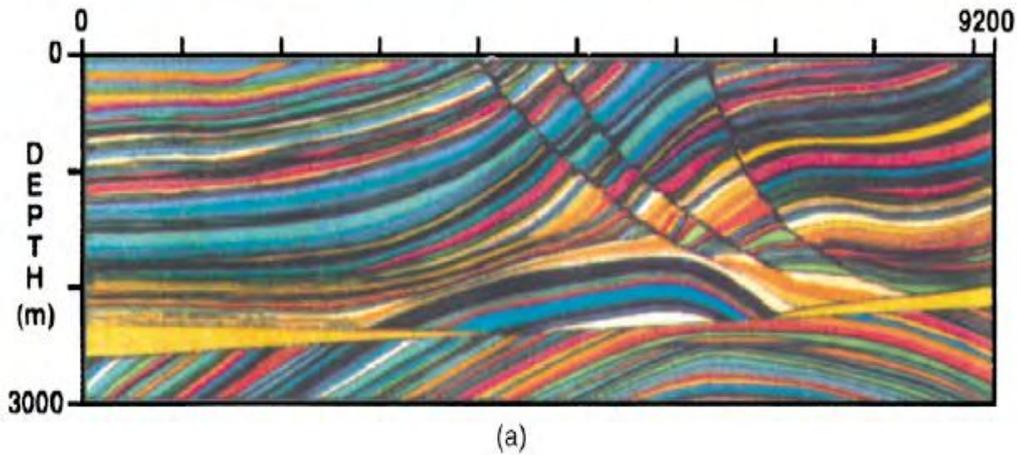


Figura 3.1: Modelo Marmousi ideado por el *Institut français du pétrole (IFP)*.

### Dimensiones y características de los datos

Los datos sintéticos fueron generados mediante un *script* de Seismic Unix por el Signal Analysis and Imaging Group (SAIG, University of Alberta). Para ello se utilizó un modelador de diferencias finitas de segundo orden para ecuación de onda acústica con condiciones de borde PML (*perfectly matched layer*), *sufmod2\_pml* (Hale et al., 1998). El modelo de velocidades empleado viene dado por un archivo binario. Para la generación de los datos de offset cero se consideraron los siguientes parámetros:

- Tamaño del modelo de 0 – 7000 *m* en la dirección *x* (offset) y de 0 – 3000 *m* en la dirección *z* (profundidad).
- Intervalos de 10 *m* en *x* y 5 *m* en *z*.
- Valor máximo en tiempo de 3,6 *s*, con un intervalo de 4 *ms*.
- Ondícula Ricker con frecuencia pico de 15 *Hz* y una frecuencia máxima de 30 *Hz*.

Esto resulta en una sección de offset cero de 700 trazas y 901 muestras junto con el modelo de velocidad de 700 trazas y 600 muestras.

Para la aplicación en este trabajo se recortaron 16 trazas por lo que finalmente el **número de trazas** es de 684, espaciadas con un  $dx = 10$  *m* (sección de longitud cercana a los 7 *km*). Por su parte, el **número de muestras** en la sección *stack* es de 900 con un  $\Delta t = 4$  *ms* y en el modelo de velocidad es de 600 con una separación de  $dz = 5$  *m*. El contenido de frecuencias se extiende hasta los 40 *Hz*.

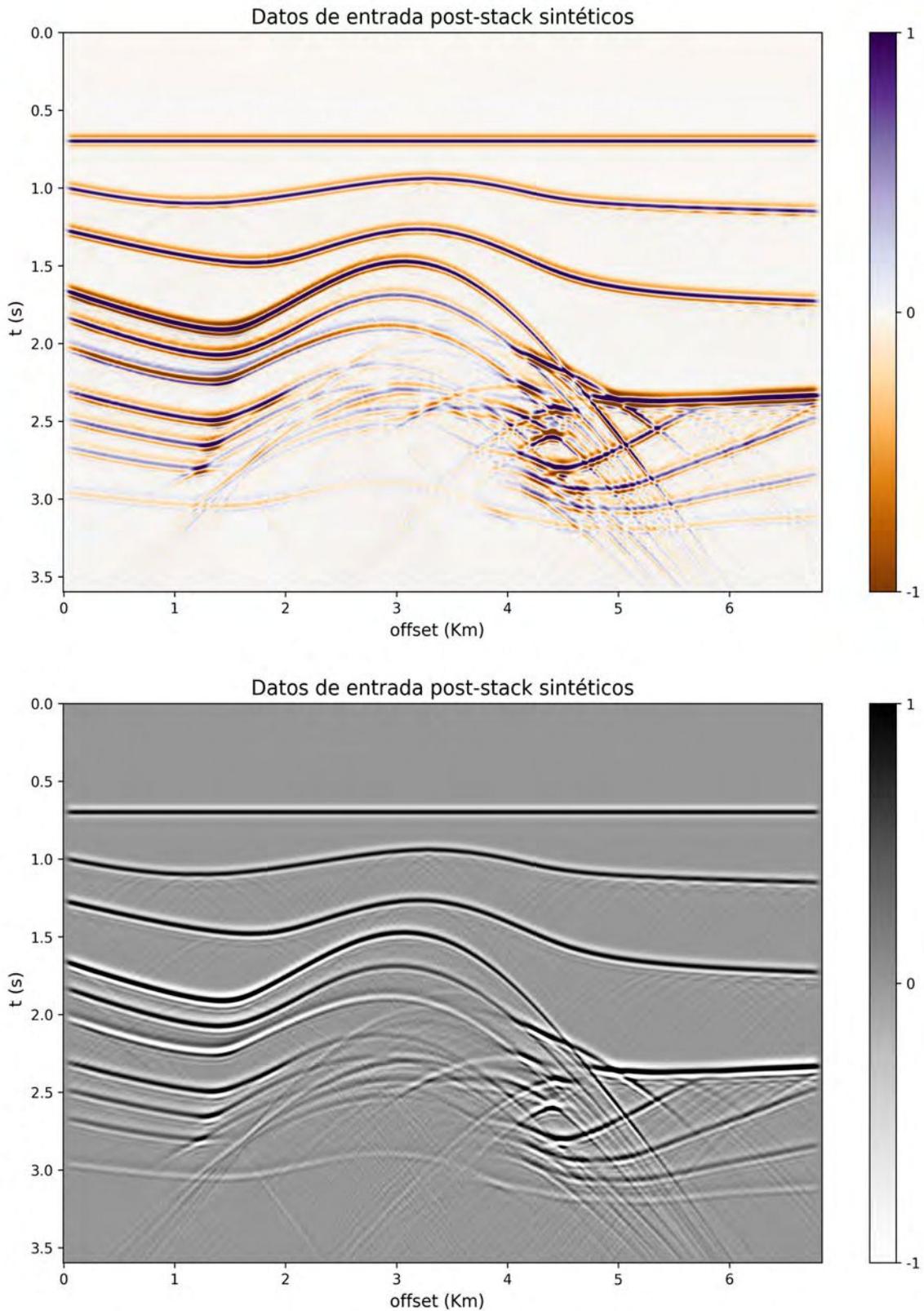


Figura 3.2: Sección *post-stack* de los datos sintéticos (*input*). En el panel superior se representa en escala de colores y en el panel inferior en escala de grises.

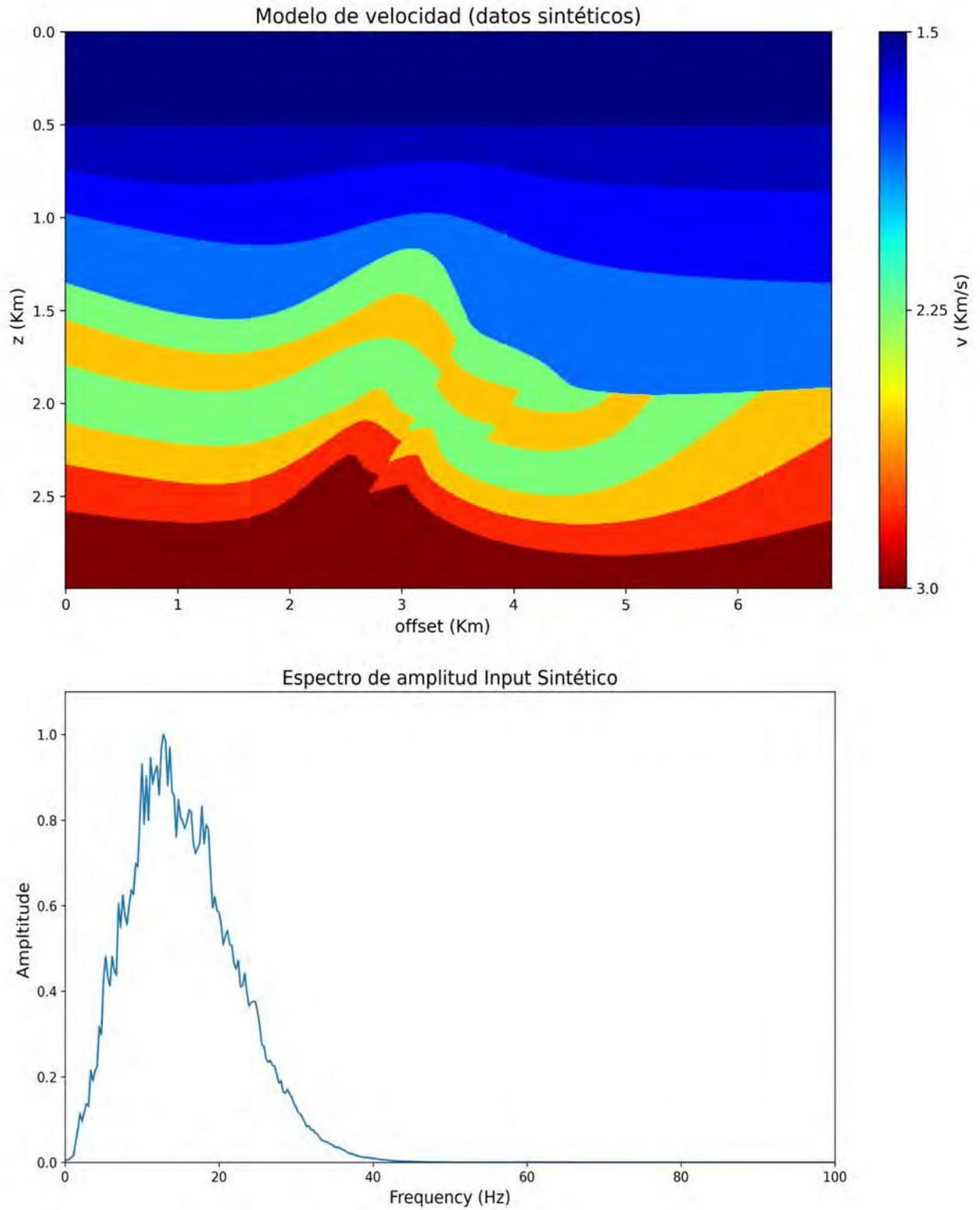


Figura 3.3: Modelo de velocidades (panel superior) y espectro de amplitud (panel inferior) correspondientes a los datos sintéticos.

## 3.2. Datos reales

### 3.2.1. Datos sísmicos de Tierra del Fuego

#### Descripción general

Este conjunto de datos *post-stack* y su respectivo modelo de velocidad corresponden a la Cuenca Austral, en Tierra del Fuego.

Este bloque se ubica en la zona de la faja plegada y corrida Fueguina y se trata de una región con importante relieve estructural, con presencia de anticlinales, niveles de despegue entre los que se genera el sistema de corrimiento y fallas asociadas a pliegues. La sección estudiada tiene orientación noreste-suroeste. La estratigrafía consta de un basamento (precámbrico-paleozoico) seguido de una unidad de edad jurásica, un paquete cretácico inferior - cretácico superior, pelitas paleocenas y por último una sucesión de capas más jóvenes correspondientes al período Eoceno-Oligoceno.

#### Dimensiones y características de los datos

El **número de trazas** es de 1401 espaciadas con un  $dx = 12,5 m$  por lo que el largo de la sección estudiada es cercana a los  $17,5 km$ . Por su parte, el **número de muestras** en la sección *stack* es de 2001 con un  $\Delta t = 2 ms$  y en el modelo de velocidad es de 1661 con una separación de  $dz = 5 m$ . El espectro de amplitud muestra un contenido de frecuencias que llega hasta los  $60 Hz$ .

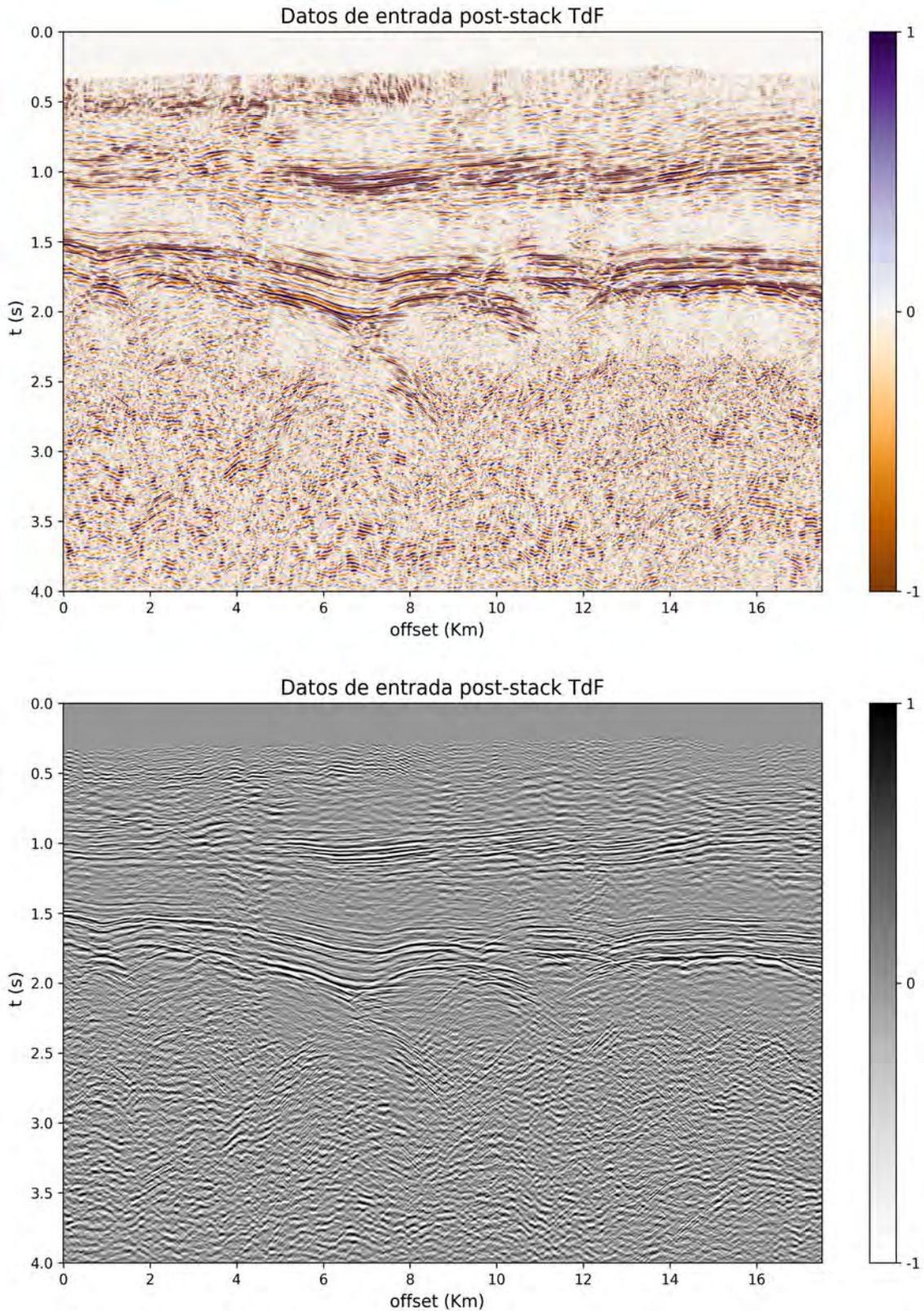


Figura 3.4: Sección *post-stack* de los datos de Tierra del Fuego (*input*). En el panel superior se representa en escala de colores y en el panel inferior en escala de grises.

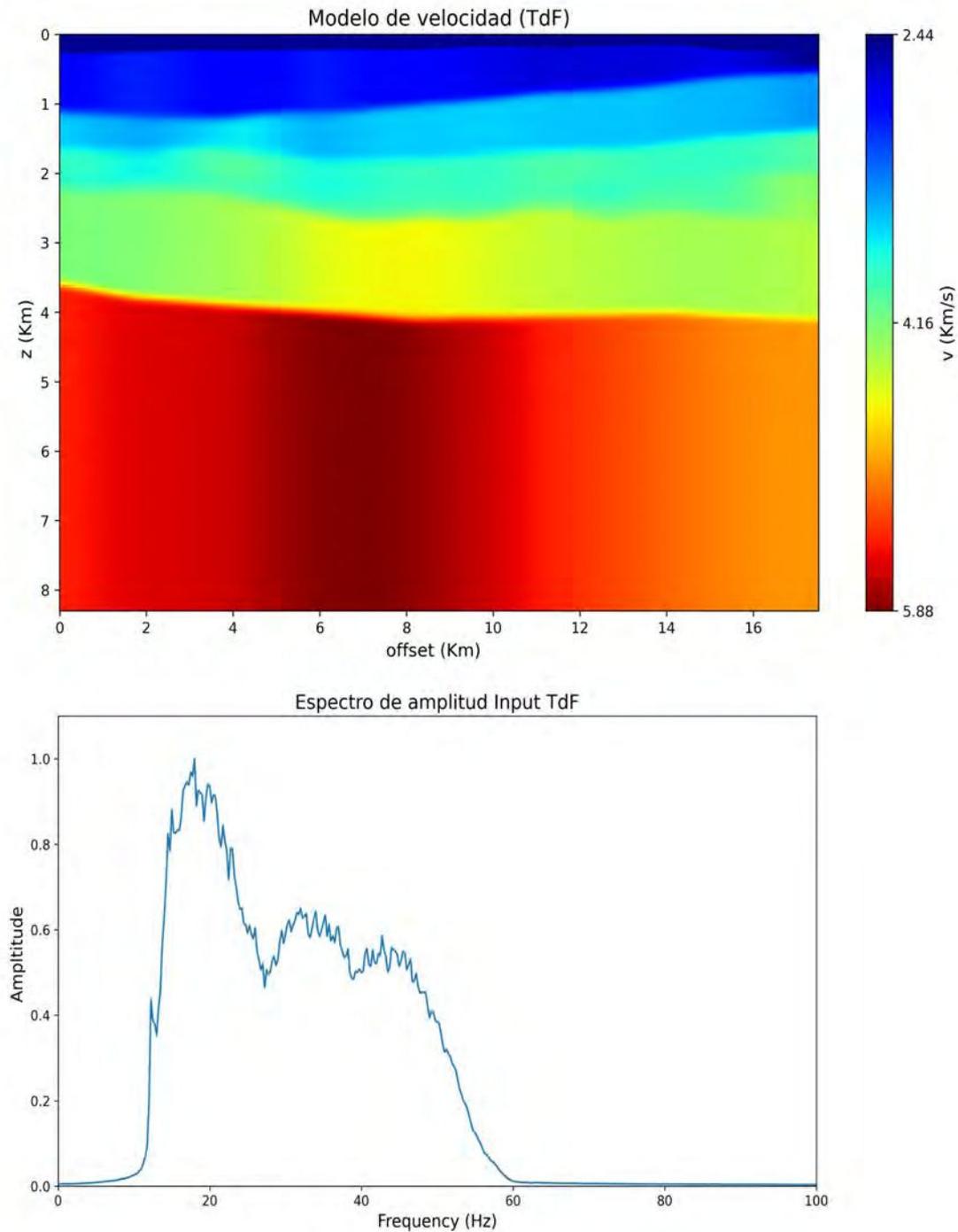


Figura 3.5: Modelo de velocidades (panel superior) y espectro de amplitud (panel inferior) correspondientes a los datos de Tierra del Fuego.

### 3.2.2. Datos sísmicos de Faja Plegada

#### Descripción general

Este conjunto de datos corresponde a una faja plegada y corrida situada en la Cuenca de Huallaga en Perú. La cuenca subandina Huallaga está ubicada en la parte norte de los Andes peruanos. Representa una cuenca de antepaís vinculada al orógeno Andino. La cuenca está estructurada por sistemas de cabalgamiento como dúplex, pliegues por flexión de falla y pliegues por propagación de falla asociados a sedimentación sintectónica (proceso que ocurre durante actividad tectónica).

En la sección, que tiene orientación suroeste-noreste, se puede distinguir parte del sinclinal Biabo (figura 3.6). También hay un nivel de despegue en la zona de las evaporitas jurásicas. Los estratos más antiguos en la región corresponden a la serie preandina, con un basamento pérmico-triásico, sedimentitas jurásicas y evaporitas del Jurásico temprano. A continuación, aparece un conjunto de estratos del Cretácico, dando inicio a la serie andina. Durante este período se encuentran formaciones como Raya y Chonta, entre otras. Luego, la estratigrafía en la cuenca se divide tradicionalmente en 5 formaciones: la Fm. Yahuarango (de espesor 500 – 1000 *m* Paleoceno-Eoceno) formada por areniscas conglomerádicas con clastos de caliza seguida por la Fm. Pozo (70 – 100 *m*, Eoceno-Oligoceno) que consta de dos secuencias, la inferior formada por areniscas conglomerádicas y la superior por esquistos con contenido de carbón intercalados con calizas. La Fm. Chambira (3000 – 5000 *m*, Oligoceno-Mioceno) está formada por areniscas rojizas intercaladas con limolitas. A continuación, se encuentra la Fm. Ipururo (3500 – 5700 *m*, Mioceno-Plioceno) compuesta por areniscas grises intercaladas con sedimentos limolíticos. Por último, la Fm. Juanjui (100 *m*, Plioceno-Pleistoceno) conformada por conglomerados de matriz arenosa con clastos que consisten en gneises volcánicos, esquistos y guijarros de areniscas re trabajados (Hermoza et al., 2005).

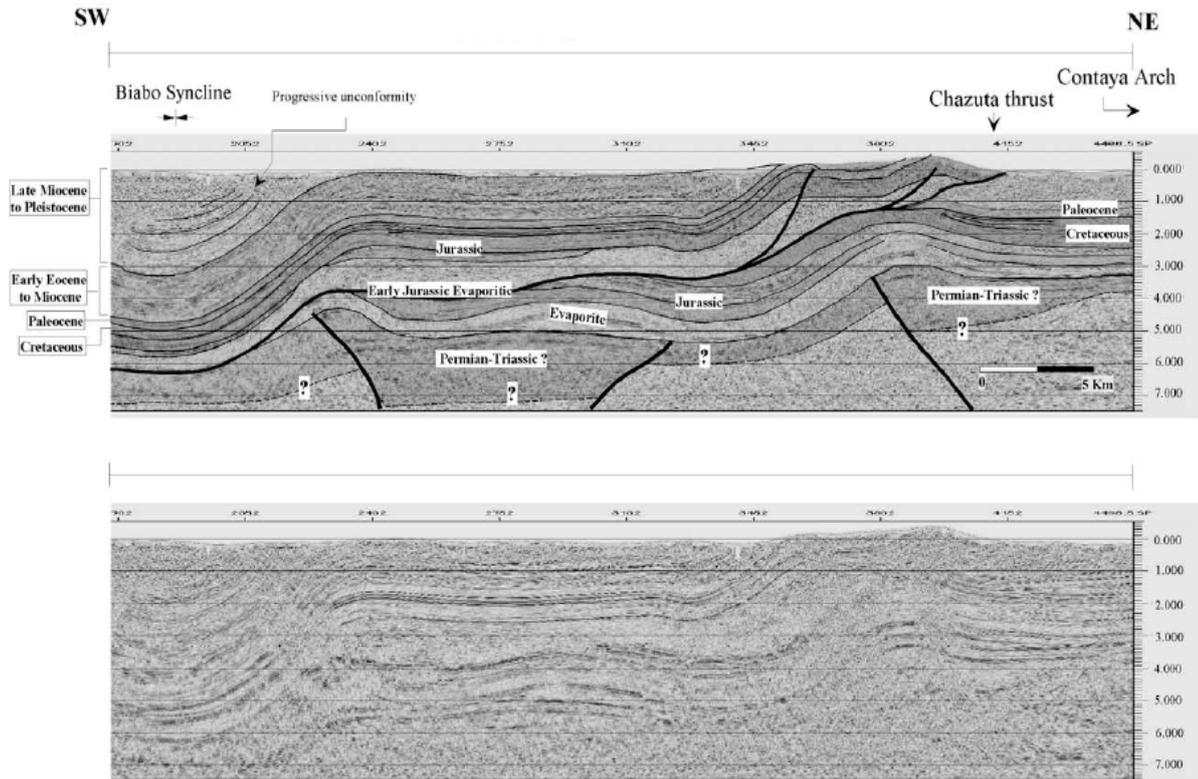


Figura 3.6: Línea sísmica de la Cuenca de Huallaga. *Adaptado de Hermoza et al. (2005).*

### Dimensiones y características de los datos

El **número de trazas** es de 3701 espaciadas con un  $dx = 12,5 \text{ m}$  por lo que el largo de la sección es de aproximadamente  $46 \text{ km}$ . Por su parte, el **número de muestras** en la sección *stack* es de 4001 con un  $\Delta t = 2 \text{ ms}$  y en el modelo de velocidad es de 3901 con una separación de  $dz = 5 \text{ m}$ .

En este caso el espectro de amplitud fue filtrado probando una serie de combinaciones de filtros pasabanda. Los valores implementados para el filtrado finalmente fueron  $0 - 0$  y  $50 - 60 \text{ Hz}$ .

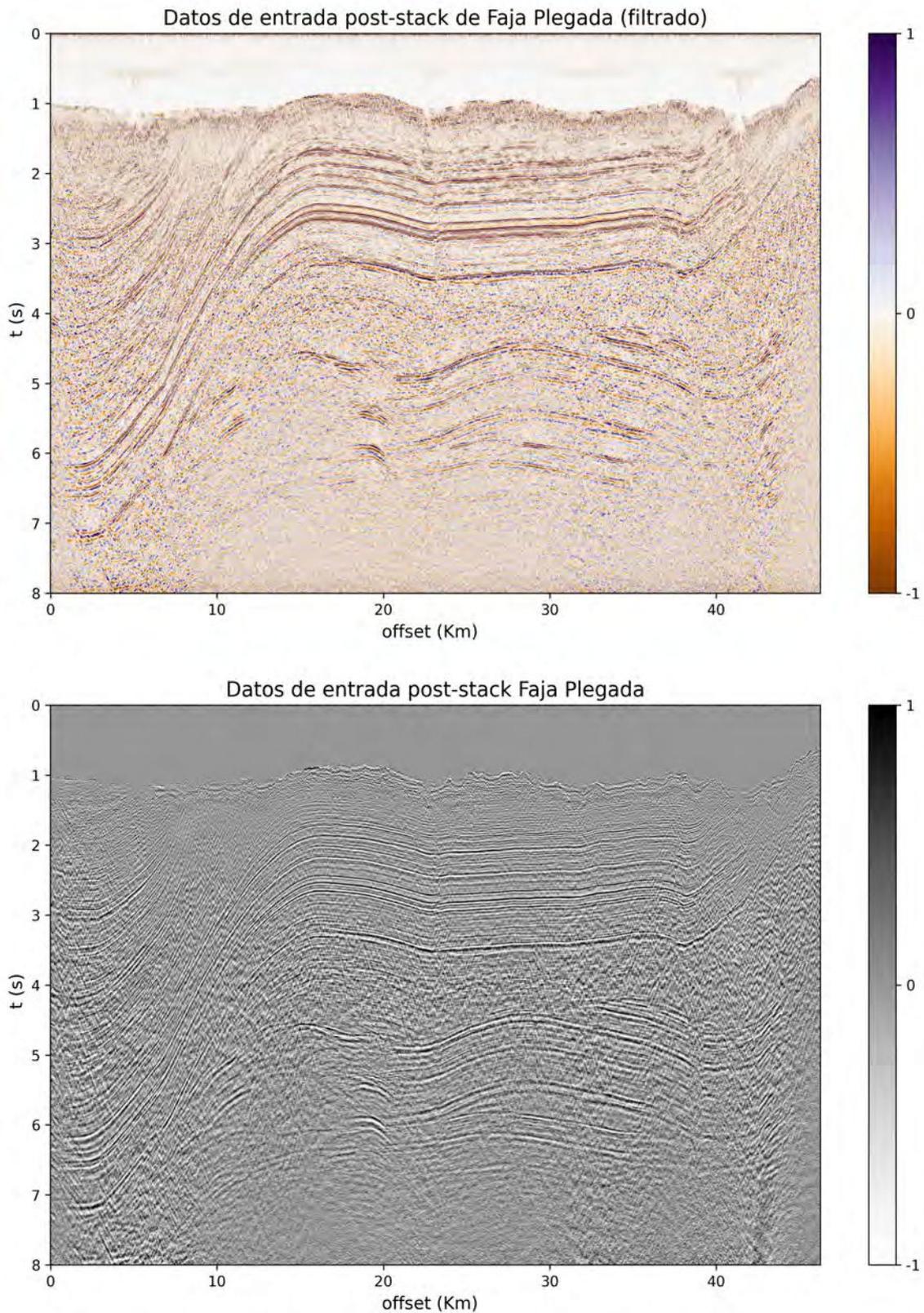


Figura 3.7: Sección *post-stack* de los datos de Faja Plegada (*input*). En el panel superior se representa en escala de colores y en el panel inferior en escala de grises.

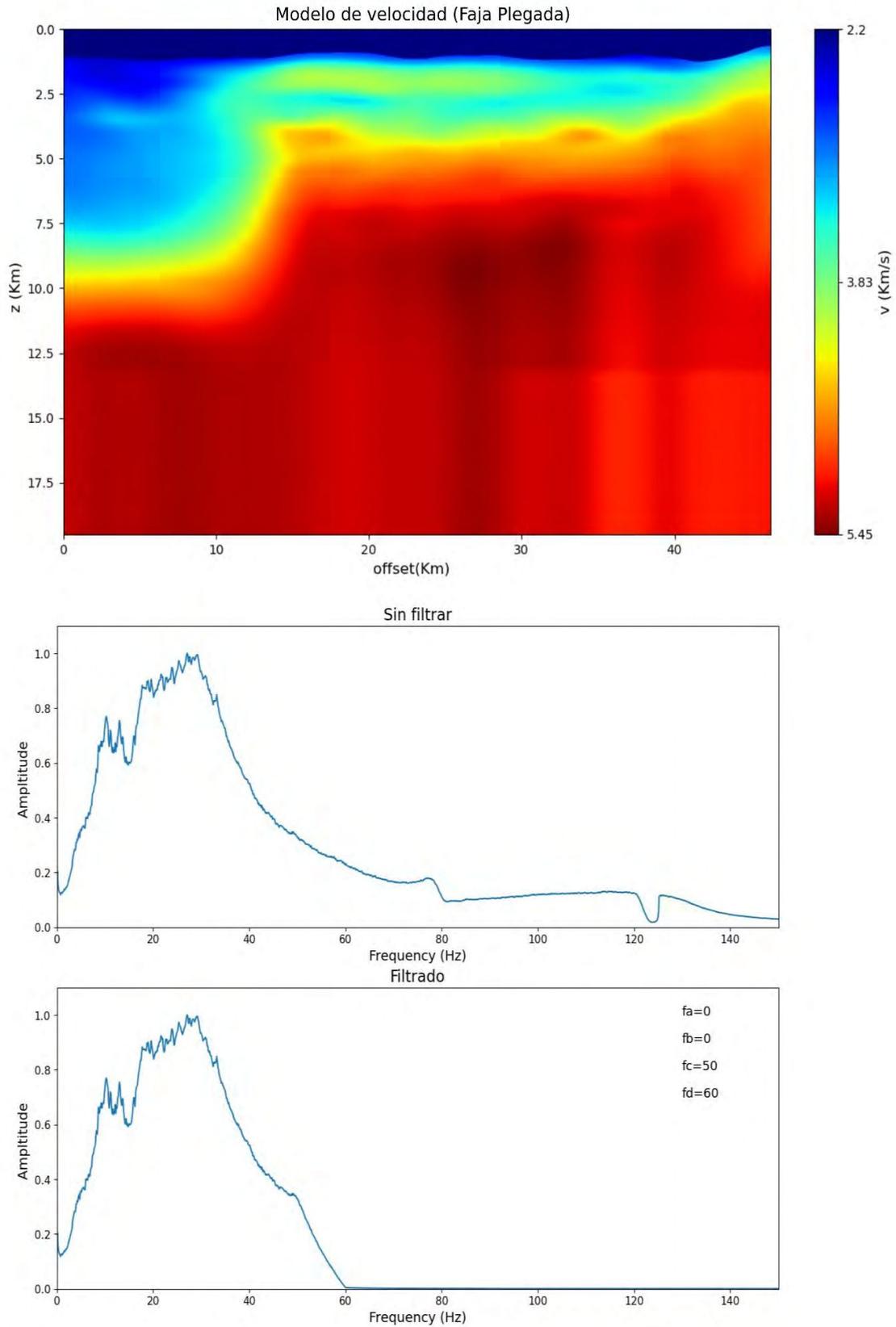


Figura 3.8: Modelo de velocidades correspondiente a los datos de Faja Plegada (panel superior). El espectro de amplitud previo al filtrado se muestra en el panel intermedio. El espectro filtrado, que es el que finalmente se utiliza, se encuentra en el panel inferior.

# Capítulo 4

## Procesamiento

### 4.1. Formato de los archivos

Los archivos correspondientes a los datos *post-stack* y a los modelos de velocidad utilizados como entrada para los algoritmos de migración son de dos tipos. Los datos sintéticos fueron provistos mediante archivos en formato *.mat* ya que los mismos habían sido previamente generados con MATLAB. En cambio, en el caso de los datos reales (Tierra del Fuego y Faja Plegada) se trató de archivos provistos por YPF en **formato SEG-Y**.

El formato SEG-Y fue desarrollado por la SEG (*Society of Exploration Geophysicists*) para el intercambio de datos geofísicos (SEG Wiki, 2017). Cuenta con un archivo *header* principal de texto y un archivo binario, seguidos de los encabezados de las trazas y los datos correspondientes. En los primeros 3200 bytes, el archivo de texto o *Textual File Header* contiene 40 líneas de información textual que describen los datos sísmicos contenidos en el archivo. El archivo *Binary File Header* de 400 bytes contiene valores binarios que afectan en su totalidad al archivo SEG-Y. Esta información se utiliza para el procesamiento de los datos, particularmente en el caso del intervalo de muestreo y la longitud de la traza, entre otros. Existe también la posibilidad de que se encuentre un *Extended Textual File Header* a continuación del archivo binario y precediendo al registro de la primera traza. Este archivo extendido consiste en uno o más registros de 3200 bytes que proveen espacio adicional para registrar información sobre el archivo SEG-Y, como por ejemplo *bin* del grillado 3D, historia del procesamiento y parámetros de la adquisición. Finalmente cada traza queda representada a través de un encabezado o *Trace Header* de 240 bytes que contiene información asociada a cada traza (coordenadas de CDP, tiempo/profundidad correspondiente a la primera muestra, etc.) seguido por la *Trace Data* que contiene las

muestras que componen al dato (SEG Technical Standards Committee, 2002).

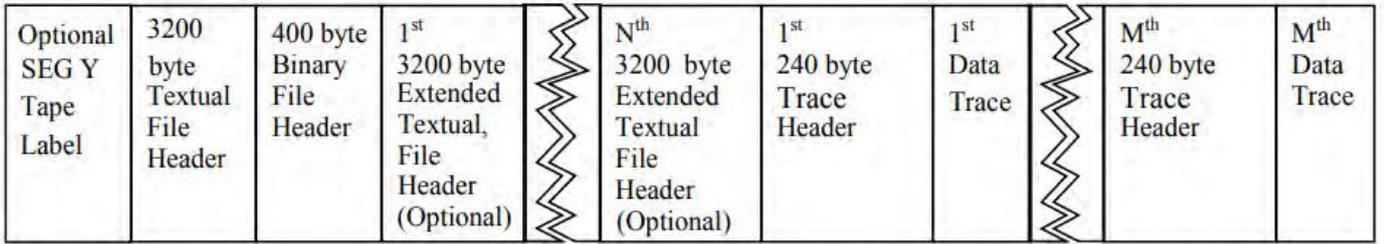


Figura 4.1: Estructura de un archivo SEG-Y con  $N$  *Extended Textual File Headers* y  $M$  registros de trazas. Tomado de *SEG Technical Standards Committee (2002)*.

Para aplicar la migración *split-step* se convirtieron los datos reales en SEG-Y al formato interno que usa el paquete de procesamiento Seismic Julia (Signal Analysis and Imaging Group (SAIG), University of Alberta, 2016) mediante la función *SegyToSeis* del módulo *SeisMain*. El formato *.seis* esta compuesto de tres elementos:

- **Data extent:** archivo de texto ASCII con información de la geometría.
- **Data** (@data@): archivo binario que contiene los datos.
- **Headers** (@headers@): archivo binario que contiene los *headers*.

Asignando los valores de @data@ a un arreglo real de dos dimensiones, este ya puede ser leído por las funciones del código desarrollado. Una vez realizada la migración *split-step*, la salida es convertida a SEG-Y utilizando instancias de las clases *Stream* y *Trace* del módulo **obspy** (The ObsPy Development Team, 2022) y el método *write()*, entre otros.

Por otro lado, la secciones migradas con Kirchhoff cuya salida es en formato SEG-Y, son convertidas a *.seis* para su lectura en el código en Julia. De esta manera, las secciones migradas tanto con Kirchhoff como con *split-step* quedan disponibles para ser léidas y visualizadas tanto en el software **Epos**™ como en el código (formato SEG-Y y *.seis*, respectivamente).

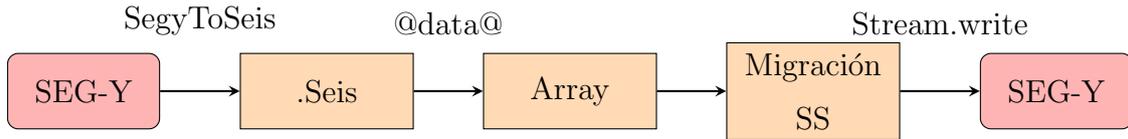


Figura 4.3: Diagrama de flujo para archivos de entrada en formato SEG-Y.

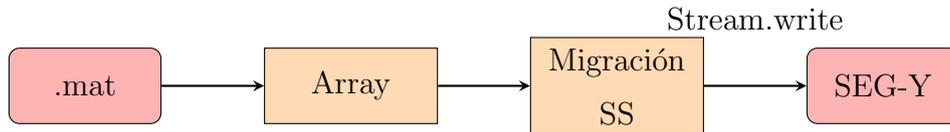


Figura 4.2: Diagrama de flujo para archivos de entrada en formato .mat.

## 4.2. Parámetros de procesamiento

Los métodos elegidos para migrar los datos sísmicos fueron el *split-step* y el algoritmo de migración en profundidad **Kirchhoff**. El primero de ellos fue implementado mediante un código en Julia mientras que el segundo se utilizó en el marco del software comercial **Epos**™. En ambos casos es necesario proveer a los algoritmos de ciertos parámetros inherentes a los datos tales como los intervalos de muestreo temporales y espaciales. Los mismos quedan especificados en la tabla 4.1

	Sintéticos	Tierra del Fuego	Faja Plegada
dt	4 ms	2 ms	2 ms
dx	5 m	5 m	5 m
dz	10 m	12.5m	12.5 m
Frecuencia	40 Hz	60 Hz	80 Hz
SRD (Seismic Reference Datum)	0 m s.n.m	300 m s.n.m	1500 m s.n.m
Floating Datum	-	Versión suavizada de la topografía	
Velocidad de reemplazo	-	2500 m/s	2200 m/s

Tabla 4.1: Parámetros para cada set de datos.

### 4.3. Migración *split-step*

La aplicación de la migración *split-step* se realizó a través de un código en lenguaje Julia (Sabbione et al., 2016) que fue adaptado para los objetivos de la tesis. Muchas de las funciones empleadas en el mismo son parte de los paquetes **SeisMain**, **SeisPlot** y **SeisProcessing**.

El código trabaja a través de los siguientes módulos para implementar las distintas partes del algoritmo:

- **Non-reflectary Boundary Condition** (*nbc.jl*) : genera el vector correspondiente a la condición de borde (se detalla con mayor profundidad a continuación). Basado en el artículo de Cerjan et al. (1985).
- **Lentitud y lentitud de referencia** (*slowness.jl*): se calculan los valores de lentitud que utiliza el algoritmo, tal cual se explica en el artículo de Stoffa et al. (1990).
- **Propagadores** (*ssprop.jl*): genera la propagación del campo de ondas según el método *split-step* (Stoffa et al., 1990). La salida es un campo propagado para todas las profundidades para la frecuencia  $\omega$ .
- **Migración offset cero** (*zossm.jl*) : aplica la migración de offset cero. Previamente se aplica la condición de borde NBC y una ventana de Hamming. Luego la sección migrada se obtiene de sumar para todas las frecuencias  $\omega$  los campos previamente propagados.

Finalmente, en el programa principal (*poststack.jl*) se realiza la carga de datos de entrada y modelo de velocidad, declaración de variables, parámetros a utilizar y visualización de resultados.

#### 4.3.1. Condición de borde

Al obtener soluciones discretas resolviendo la ecuación de onda se generan reflexiones espurias en los límites de la grilla utilizada. Lo que se busca entonces es disminuir este efecto para evitar que las señales sísmicas de interés queden enmascaradas.

Una posible solución es aumentar el tamaño de la grilla de forma tal que la zona de interés no se vea afectada por el efecto de borde, pero esto conlleva un mayor costo computacional. Otro enfoque se basa en introducir las *Non-reflectary boundary conditions* (NBC). Estos métodos reemplazan la ecuación de onda en el borde con ecuaciones de

onda de un solo sentido que no permiten que la energía se propague desde los bordes hacia la grilla. El inconveniente que pueden presentar es que su efectividad disminuye para ángulos de incidencia bajos.

Un enfoque alternativo se basa en la **reducción gradual de las amplitudes en una franja de nodos** a lo largo del contorno de la grilla. La efectividad en este caso no disminuye según los ángulos de incidencia. Este es el método implementado para este trabajo, basado en el artículo de Cerjan et al. (1985).

Para ejemplificar la aplicación de este método se puede pensar en la resolución de una ecuación de onda acústica, en la que en cada paso en el tiempo disminuyan los valores del campo dentro de una determinada franja. La reducción de la amplitud en cada franja es aplicada gradualmente desde el borde interior. Para ello se calcula el siguiente factor:

$$G = e^{-[alpha(N-i)]^2}, \quad (4.1)$$

donde  $i = 1, \dots, N$ .

En este caso se tomó una franja de  $N = 30$  con un valor de  $alpha = 0,005$ , es decir:

$$G = e^{-[0,005(30-i)]^2}. \quad (4.2)$$

Esto devuelve un valor de 1 para  $i = 30$  y de 0,97919 para  $i = 1$ .

En las siguientes figuras se muestra para cada conjunto de datos una sección migrada mediante *split-step* (SS) habiendo aplicado la condición de borde **NBC** y otra en la que no fue aplicada. Además, se presenta la diferencia entre las secciones donde se muestra el efecto de reflexión en el contorno de la grilla que no es eliminado de no ser aplicada la condición de borde.

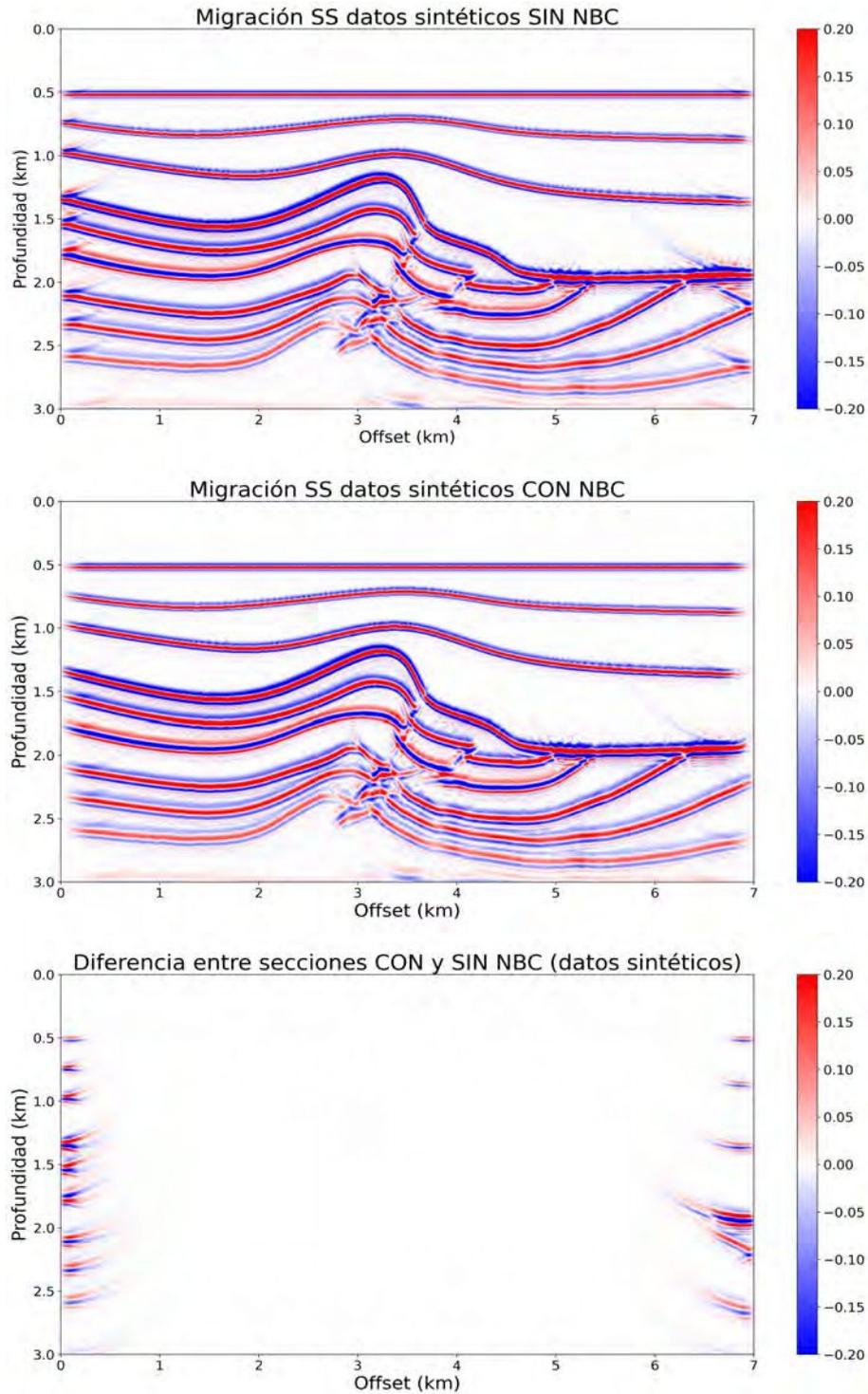


Figura 4.4: Sección migrada mediante *split-step* de los datos sintéticos sin haber utilizado la condición de borde (panel superior) y tras haberla aplicado (panel intermedio). La diferencia entre estas secciones se representa en el panel inferior.

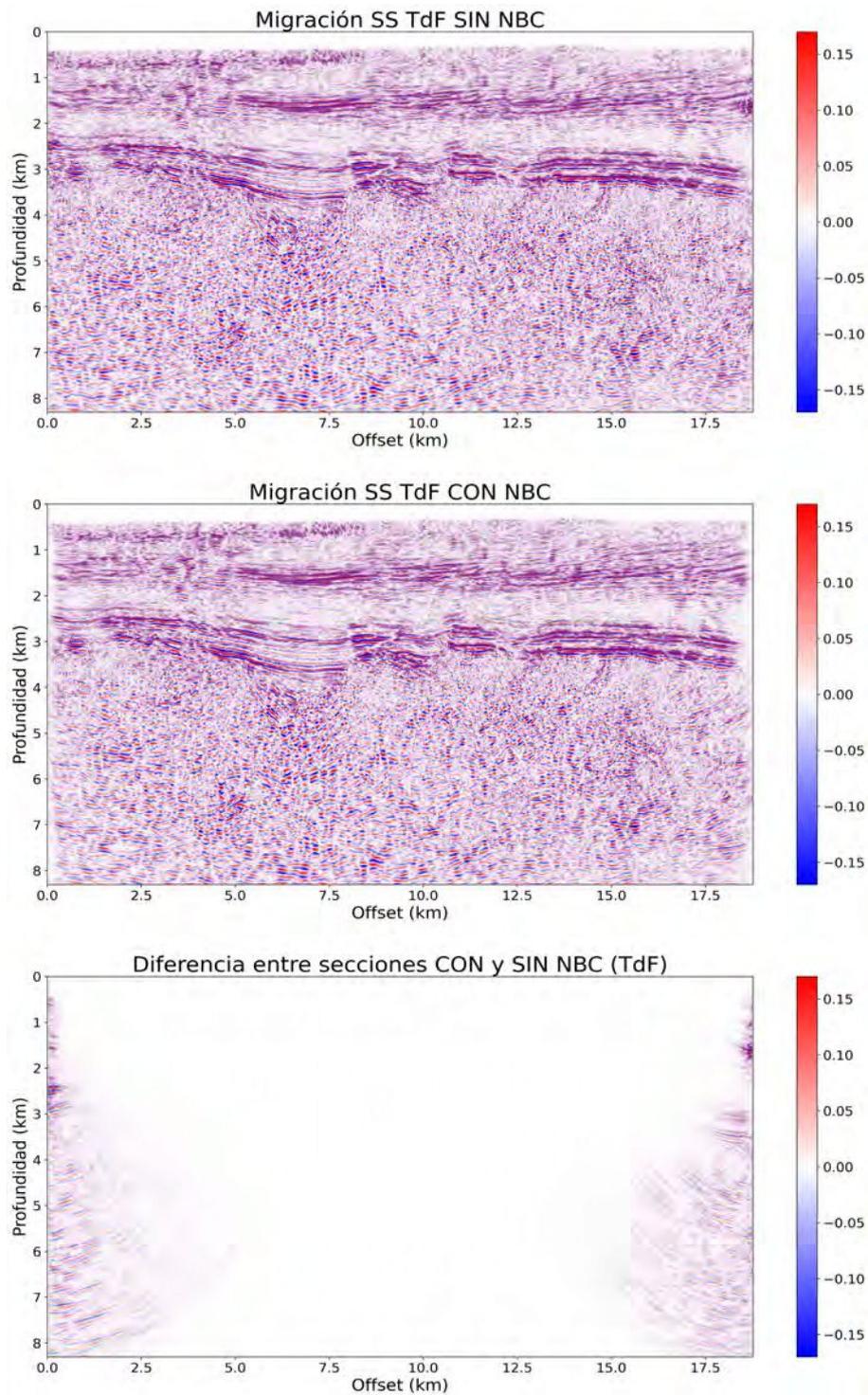


Figura 4.5: Sección migrada mediante *split-step* de los datos de Tierra del Fuego sin haber utilizado la condición de borde (panel superior) y tras haberla aplicado (panel intermedio). La diferencia entre estas secciones se representa en el panel inferior.

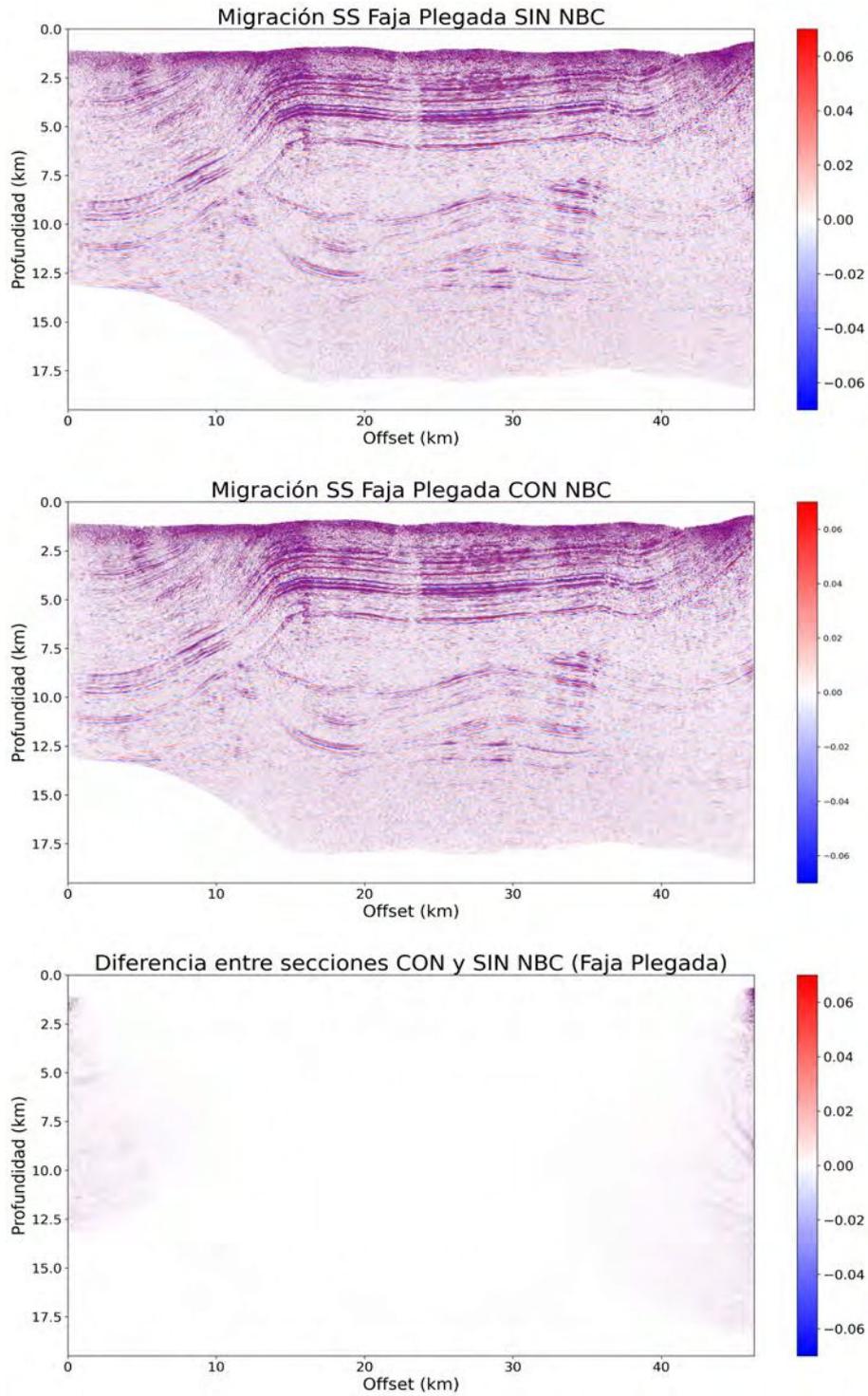


Figura 4.6: Sección migrada mediante *split-step* de los datos de Faja Plegada sin haber utilizado la condición de borde (panel superior) y tras haberla aplicado (panel intermedio). La diferencia entre estas secciones se representa en el panel inferior.

## 4.4. Migración Kirchhoff

El algoritmo de migración Kirchhoff se puede considerar como la suma de la energía distribuida a lo largo de la curva de difracción y el colapso de esta energía en la ubicación correspondiente al punto difractor. Este procedimiento se realiza para todos los puntos de la sección sísmica de entrada. La amplitud y el coeficiente de reflexión relativo se obtienen de la suma pesada de las muestras (Veeken y van Moerkerken, 2013). Como se mencionó en la subsección 2.5.5, la migración Kirchhoff tiene en cuenta factores como la oblicuidad, la divergencia esférica y las características de la ondícula.

La implementación del algoritmo Kirchhoff de migración en profundidad se realizó a través del software Epos<sup>™</sup> (AspenTech, 2023). Para el proceso de migración se utilizaron los modelos de *velocidad intervállica* presentados en el Capítulo 3.

En la implementación del algoritmo se deben definir ciertos parámetros. Entre los más importantes podemos mencionar la **apertura de migración** y el **filtro antialias**.

### Apertura

La **apertura de migración** es la extensión lateral del operador de migración. En la práctica está limitado por la amplitud lateral de los datos disponibles. El tamaño de la apertura determina el buzamiento que puede ser resuelto en el proceso de migración. Para la elección de este parámetro se probaron distintos valores. Se optó por el mayor valor de apertura a partir del cual ya no se percibía una mejora en la sección. En el caso de los **datos sintéticos** se consideró la máxima apertura en función de la cantidad de *CDPs*. Los valores que se utilizaron para migrar los datos reales fueron de 8000 *m* para **Tierra del Fuego** y de 12500 *m* para **Faja Plegada**. En el caso de los datos reales estos valores se alcanzan a una profundidad de 1000 *m*..

### Filtro antialias

Un filtro antialias es aquel utilizado para eliminar secciones no deseadas en el espectro de los datos sísmicos. Esto tiene como fin remover frecuencias que puedan causar *aliasing* en el proceso de muestreo de la señal analógica durante la adquisición o cuando el intervalo de muestreo de los datos digitales es disminuido en el procesamiento sísmico (SLB, 2023). El *aliasing* en el operador de migración se presenta cuando la inclinación de los estratos es elevada y ocurre primero para las altas frecuencias.

En el software Epos<sup>™</sup> este filtro tiene la opción de ser aplicado en un rango del 1 al 5, siendo 1 la opción más suave y 5 la más intensa. En la implementación del algoritmo

de migración Kirchhoff el filtro elegido para los tres casos de estudio fue el 1, la opción más conservadora.

# Capítulo 5

## Resultados

Tanto en la implementación del algoritmo de migración Kirchhoff como en el método *split-step* se utilizaron los mismos modelos de velocidad y datos de entrada. El objetivo fue observar las diferencias en los resultados finales que se deban exclusivamente a las propiedades y características de cada método. Luego de haber aplicado ambos algoritmos de migración en profundidad sobre los tres conjuntos de datos *post-stack* se obtuvieron las siguientes secciones migradas.

### 5.1. Sintéticos

En el caso de los datos sintéticos se puede observar que ambos algoritmos de migración en profundidad logran resolver adecuadamente la reflectividad del modelo. Las hipérbolas de difracción que aparecen en la zona del fallamiento inverso son efectivamente colapsadas permitiendo distinguir de forma nítida la estructura en el centro de la sección. A su vez, se puede observar que la estructura de tipo anticlinal es resuelta como una estructura más angosta en la sección migrada. Las secciones migradas con ambos algoritmos y la correspondiente sección de entrada *post-stack* se pueden observar en la figura 5.1. En la figura 5.4 se superponen las secciones finales con los modelos de velocidad. En la figura 5.2 se remarcan las zonas de las secciones en las que se perciben diferencias entre los resultados de los algoritmos de migración. Particularmente se puede notar una leve diferencia en la delimitación de las fallas inversas. Esto se observa con más detalle en la figura 5.3 en los cuadros **b)** y **c)**. En los estratos plegados en el centro del anticlinal, como se muestra en el cuadro **a)**, se observa una suave diferencia en la curvatura de los pliegues. En el caso de la migración Kirchhoff la curvatura es más angulosa. En el cuadro **d)** queda de manifiesto el hecho de que el problema de borde es mejor solventado con el algoritmo Kirchhoff.

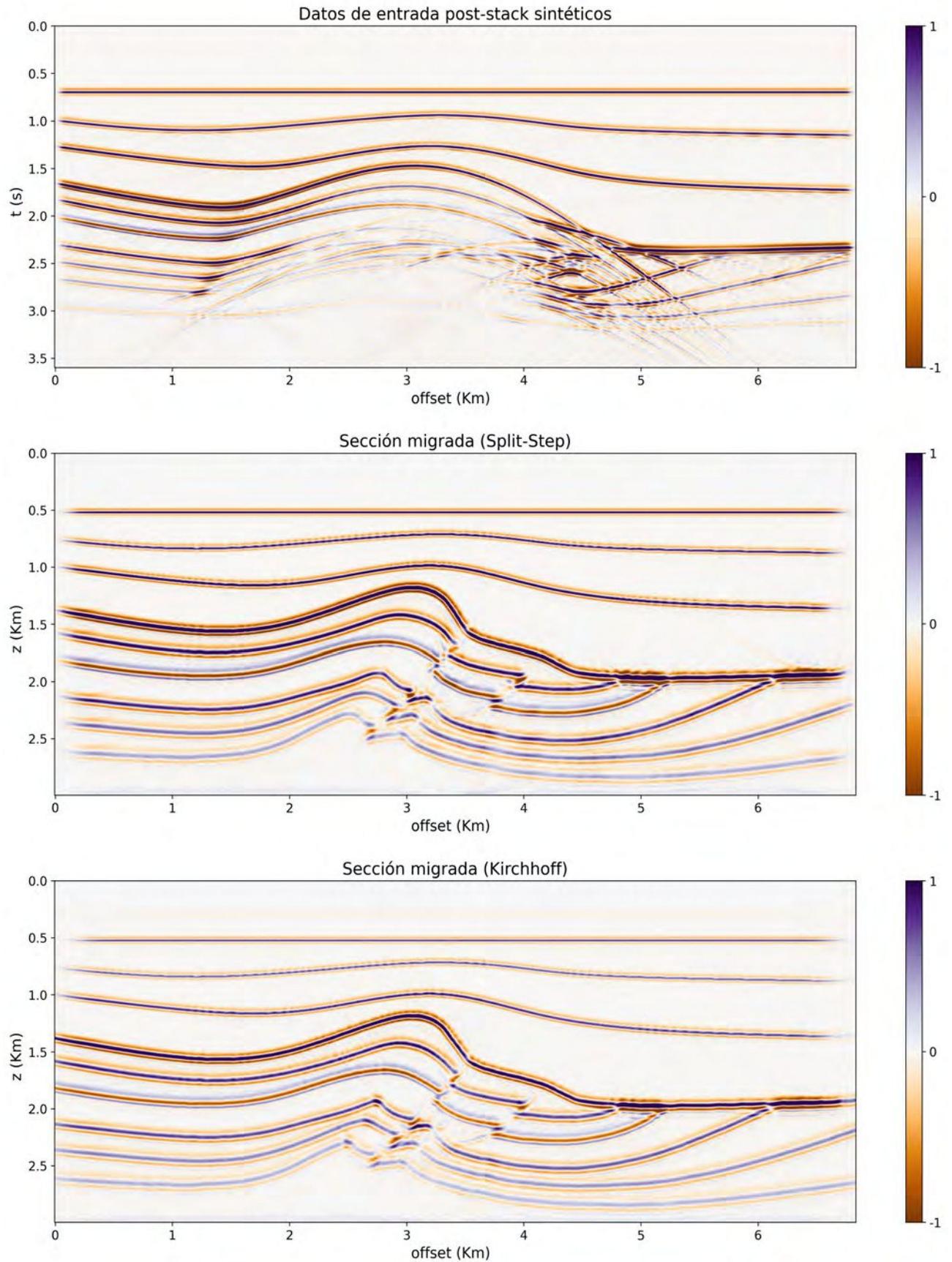


Figura 5.1: Datos *post-stack* sintéticos (panel superior), sección migrada mediante *split-step* (panel medio) y mediante Kirchhoff (panel inferior).

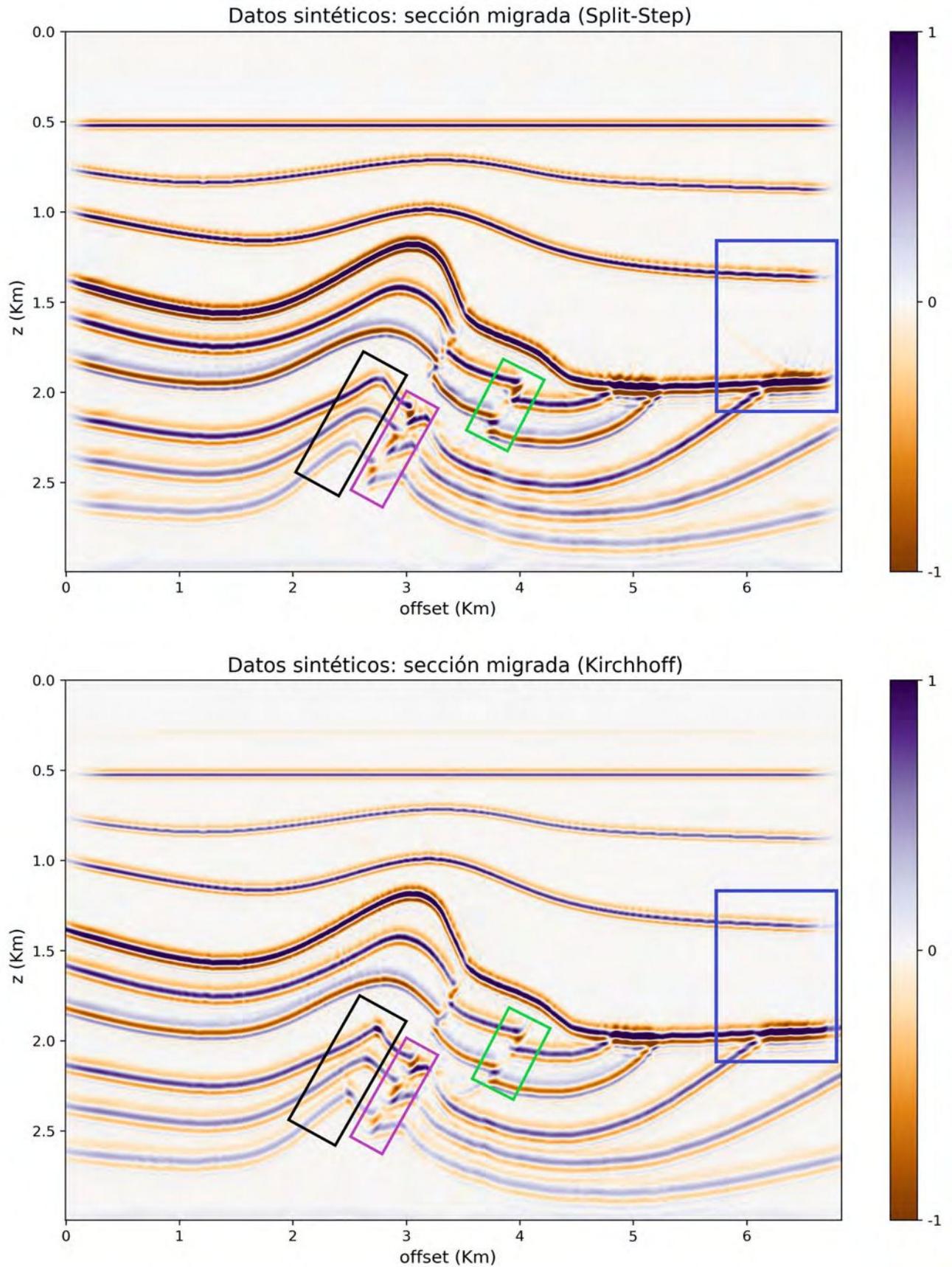


Figura 5.2: Datos sintéticos migrados con el algoritmo *split-step* (panel superior) y con Kirchhoff (panel inferior). Las zonas donde se observan diferencias se encuentran remarcadas.

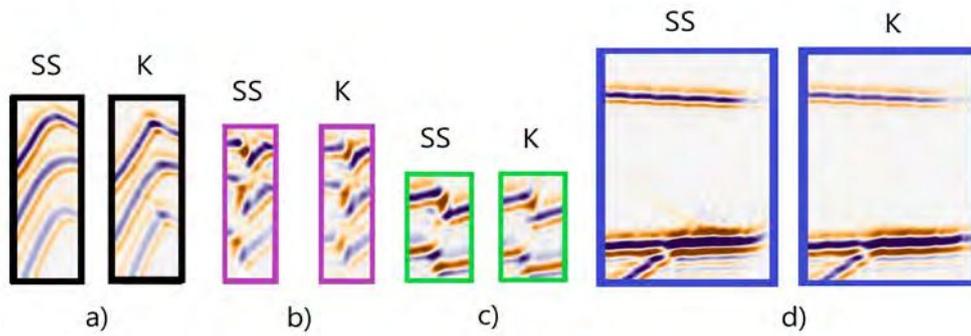


Figura 5.3: Recortes de las diferencias entre las secciones migradas en el caso de datos sintéticos. En cada cuadro el panel izquierdo corresponde al algoritmo *split-step* (SS) y el derecho a Kirchhoff (K).

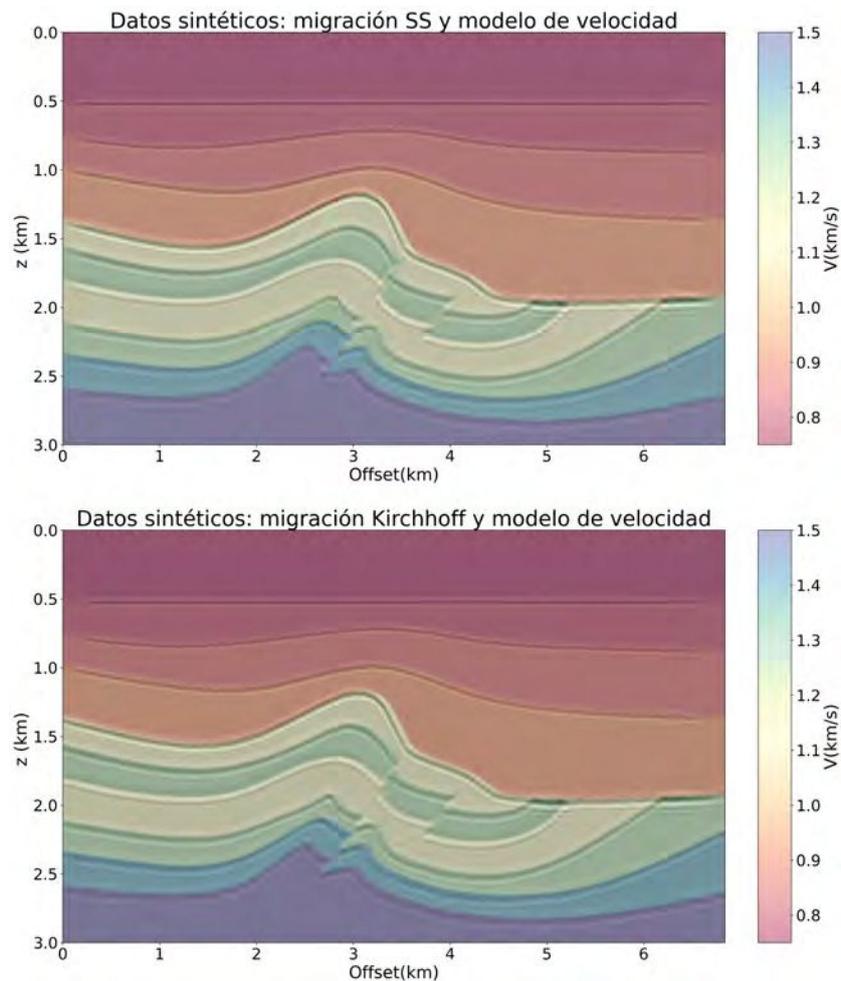


Figura 5.4: Secciones migradas mediante *split-step* (panel superior) y Kirchhoff (panel inferior) superpuestas con el respectivo modelo de velocidades para el caso de datos sintéticos.

## 5.2. Tierra del Fuego

En esta sección de la línea correspondiente a la Cuenca Austral se observa una geometría en la que los estratos están mayoritariamente paralelos. En la sección *post-stack* de entrada podemos observar la presencia de hipérbolas de difracción especialmente en la parte central de la sección y cerca del segundo paquete de estratos. En ambas secciones migradas vemos que dichas hipérbolas son colapsadas. Esto deja de manifiesto una mejor delimitación de los estratos y permite observar la presencia de algunos pliegues. En términos generales, ambas secciones migradas logran un resultado similar. Esto se puede observar en la figura 5.5. Además, en la figura 5.8 se superponen los resultados de los algoritmos con el modelo de velocidad utilizado.

En la figura 5.6 se muestran los resultados de ambos algoritmos de migración. Como se remarca allí, en la zona central de la sección (a los 4 *km* de profundidad) la estructura de estratos plegados se ve más amplia en el caso de la implementación del algoritmo Kirchhoff. Esto se destaca en la figura 5.7. También se observa que los estratos quedan ubicados a mayor profundidad en el caso de la migración *split-step*.

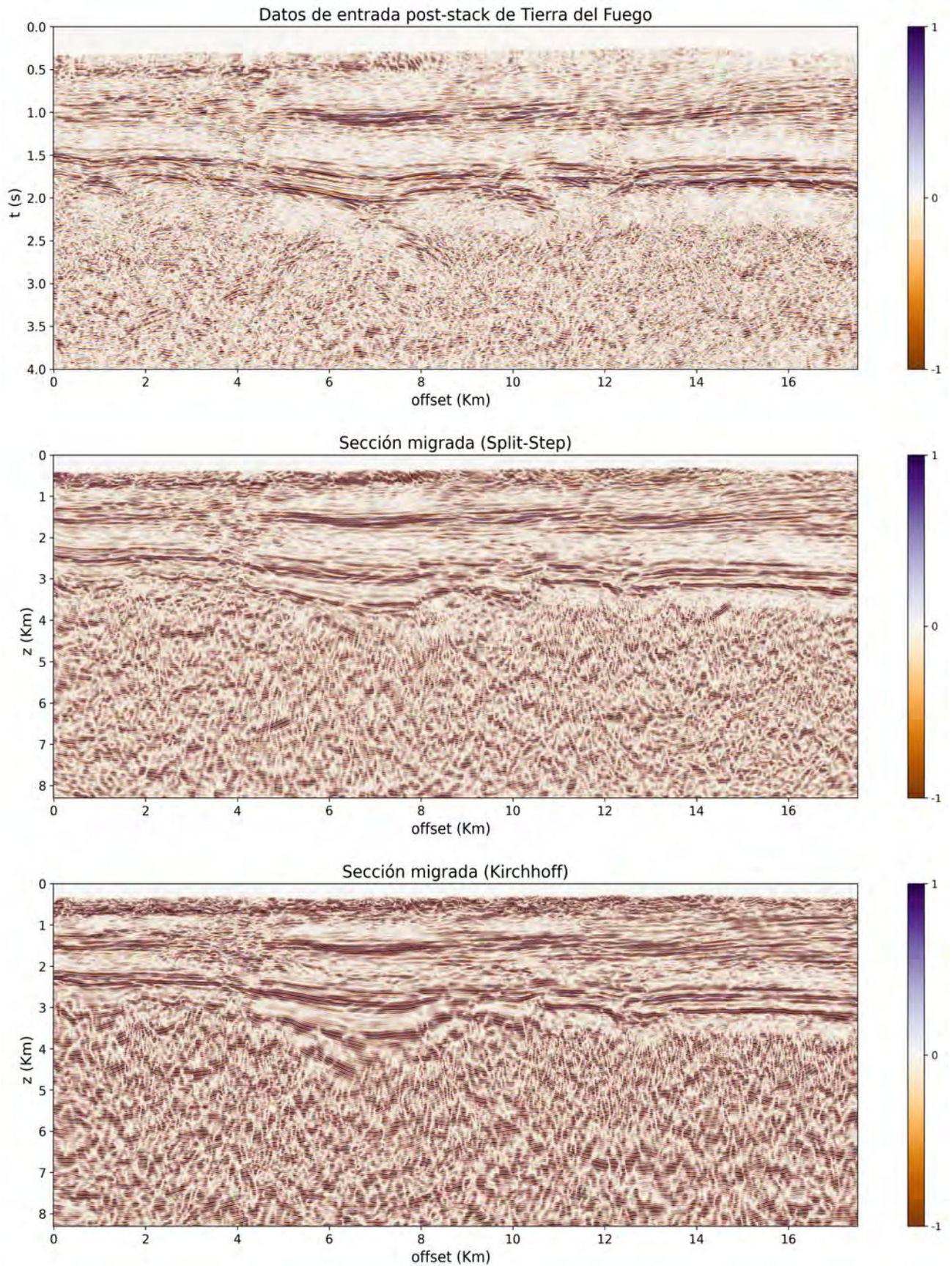


Figura 5.5: Datos *post-stack* de Tierra del Fuego (panel superior), sección migrada mediante *split-step* (panel medio) y mediante Kirchhoff (panel inferior).

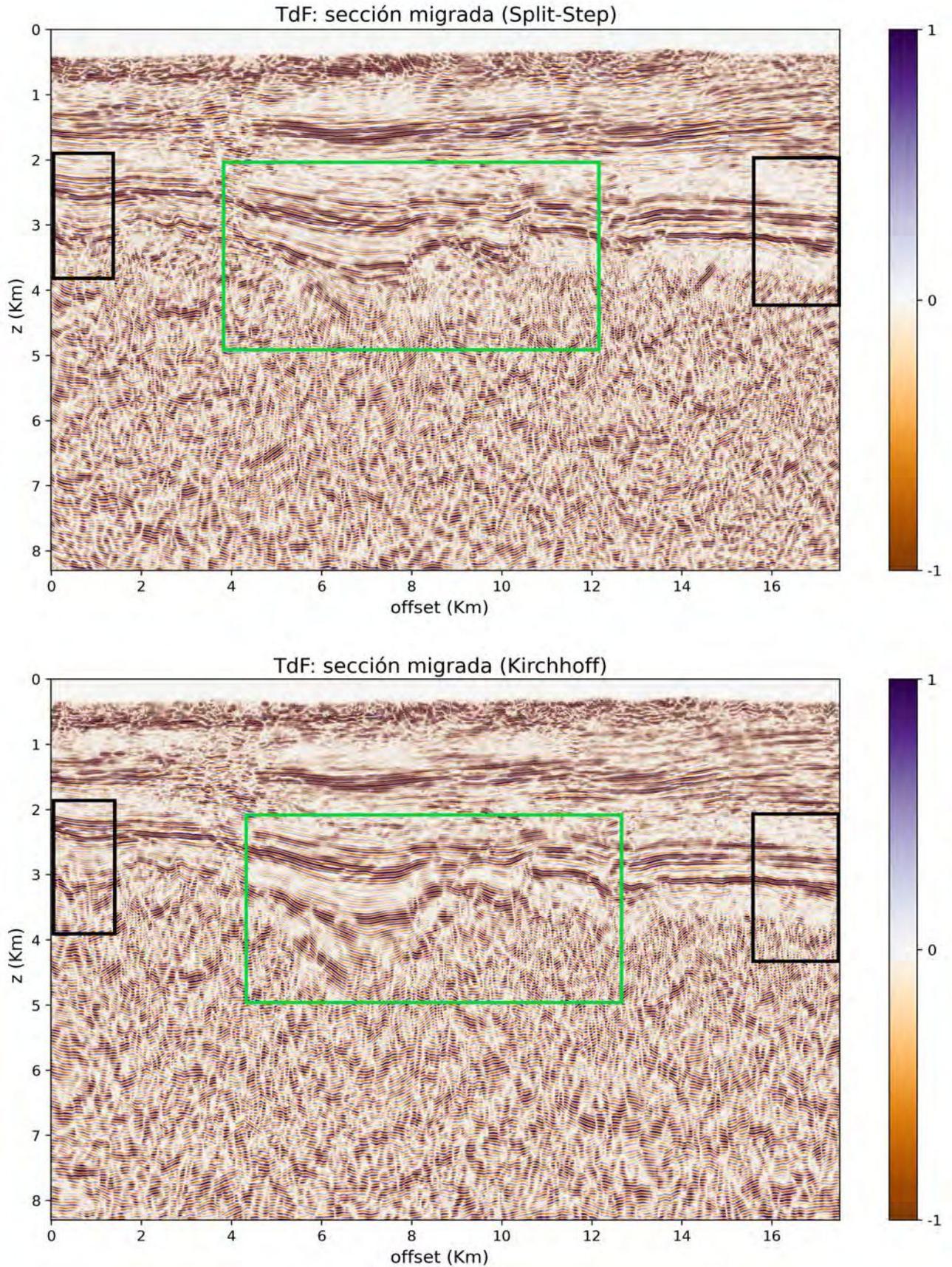


Figura 5.6: Datos de Tierra del Fuego migrados con el algoritmo *split-step* (panel superior) y con Kirchhoff (panel inferior). Las zonas donde se observan diferencias se encuentran remarcadas.

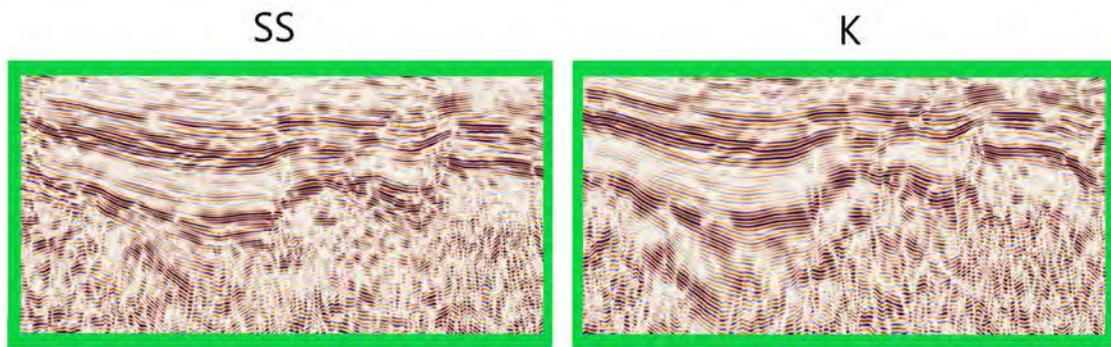


Figura 5.7: Recortes de las diferencias entre las secciones migradas en el caso de datos de Tierra del Fuego. El panel izquierdo corresponde al algoritmo *split-step* (SS) y el derecho a Kirchhoff (K).

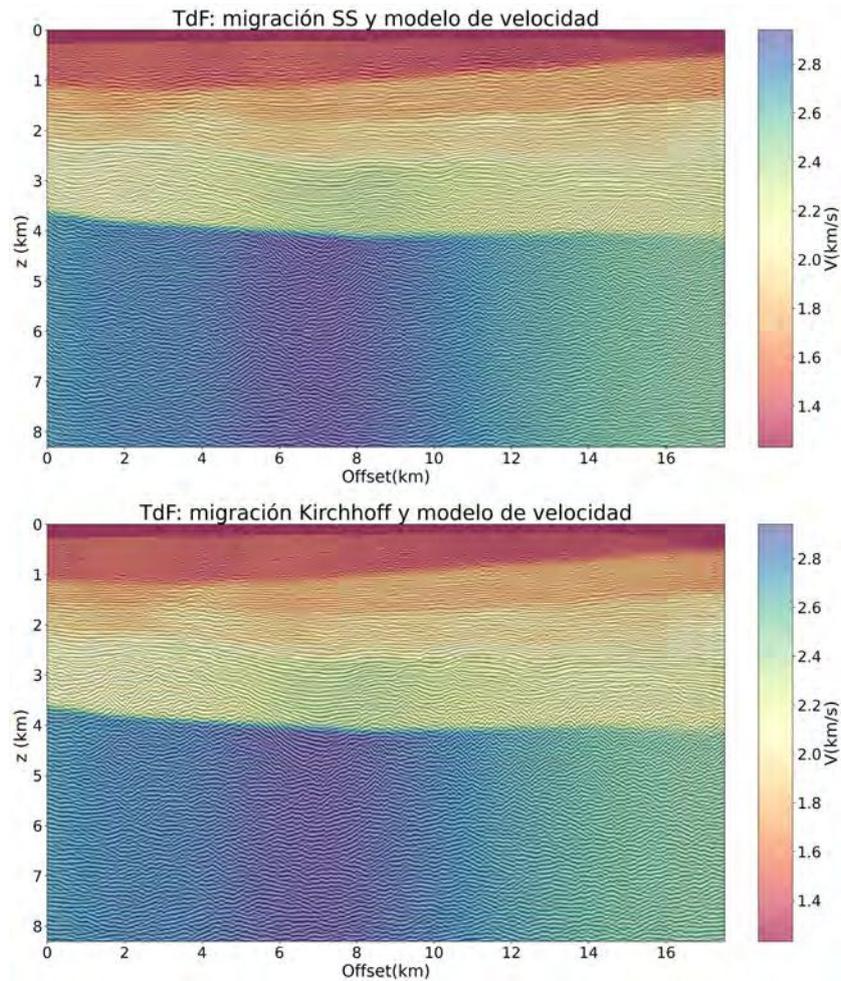


Figura 5.8: Secciones migradas mediante *split-step* (panel superior) y Kirchhoff (panel inferior) superpuestas con el respectivo modelo de velocidades para el caso de datos de Tierra del Fuego.

### 5.3. Faja Plegada

La sección estudiada de la Cuenca Huallaga corresponde a un área de faja plegada y por ende cuenta con una serie de estructuras buzantes. El flanco presente en la sección suroeste (correspondiente al sinclinal Biabo) es acortado en las secciones resultantes luego de la migración. En los estratos plegados profundos se puede percibir al migrarlos que estos corresponden a estructuras más cerradas. También se puede observar que el conjunto de pliegues cercano al flanco suroeste del sinclinal Biabo (15 *km* de offset) tienen una curvatura de tipo cóncavo previo a la migración. Luego de aplicar los algoritmos de migración, este paquete de pliegues pasa a ser convexo. Esto se presenta en la figura 5.9.

Como se muestra en la figura 5.10, en el caso de la migración mediante el algoritmo *split-step* los estratos buzantes correspondientes al flanco suroeste se observan con mayor continuidad y nitidez que en el caso de la migración con el algoritmo Kirchhoff. Esto se advierte también en los estratos buzantes del lado noreste de la sección. Estas diferencias se destacan en la figura 5.11 en los cuadros **a)** y **b)**, respectivamente.

Además, en la figura 5.12 se presentan las secciones migradas con ambos algoritmos de migración superpuestas con el modelo de velocidad correspondiente.

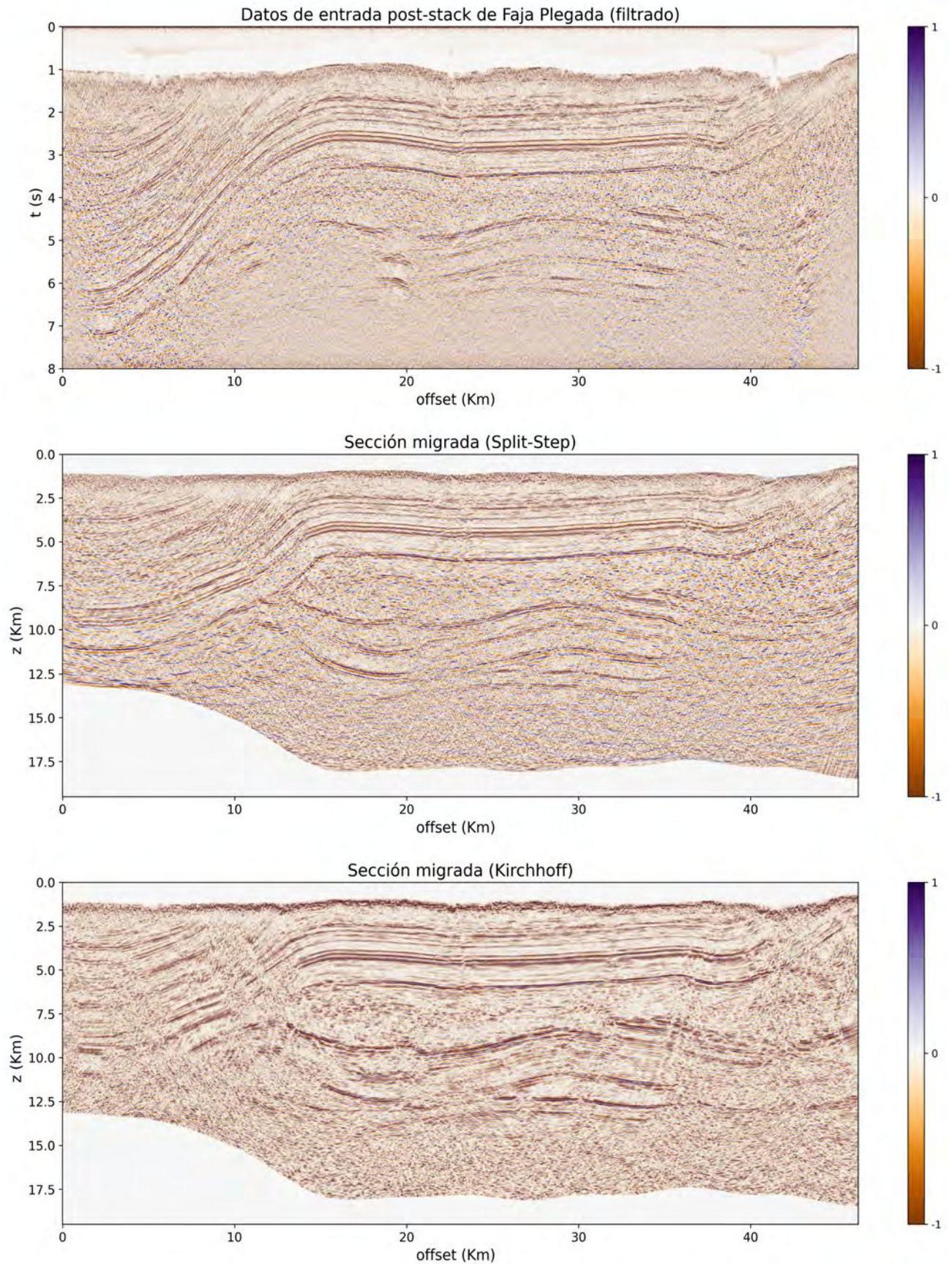


Figura 5.9: Datos *post-stack* de Faja Plegada (panel superior), sección migrada mediante *split-step* (panel medio) y mediante Kirchhoff (panel inferior).

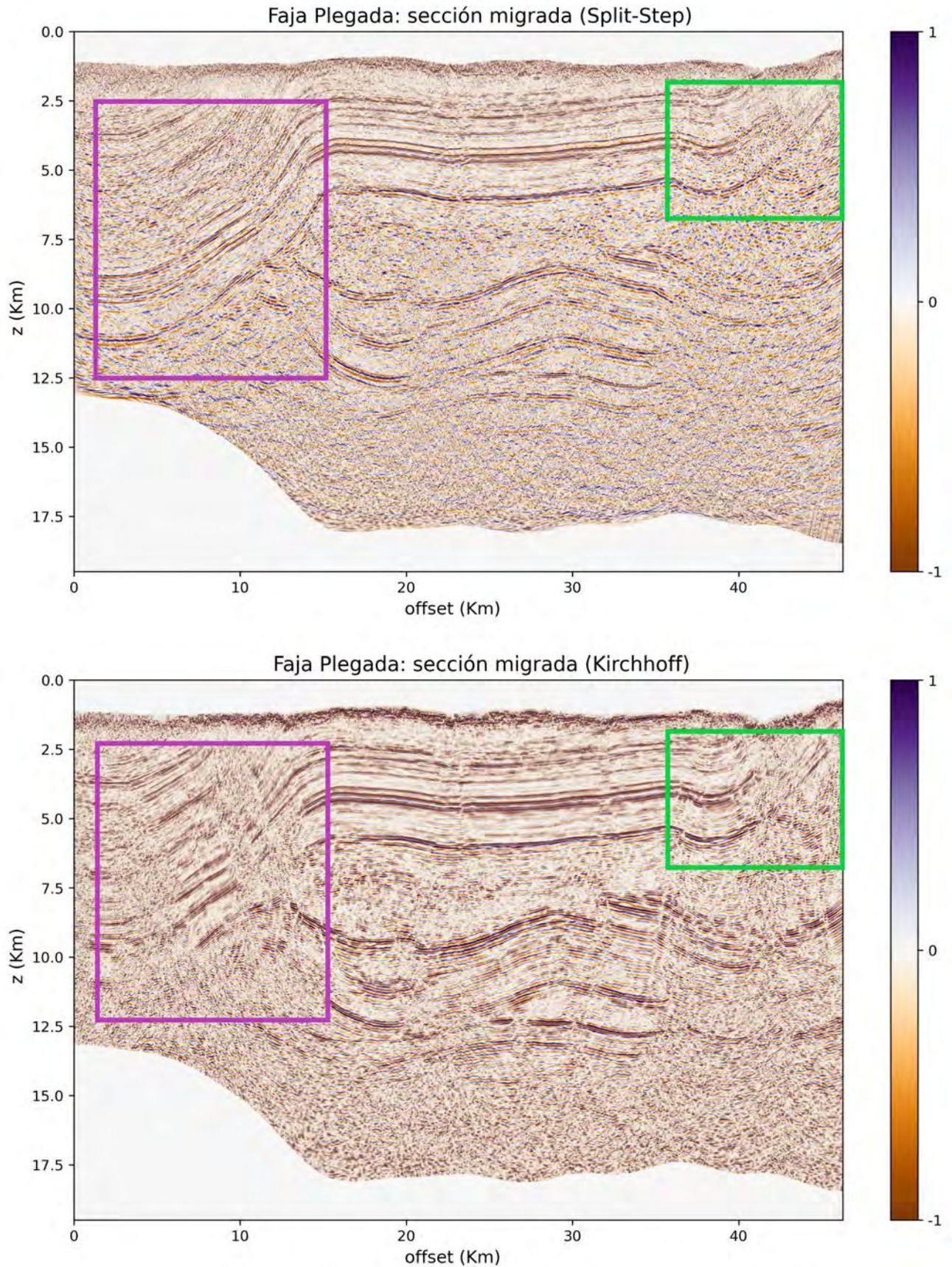


Figura 5.10: Datos de Faja Plegada migrados con el algoritmo *split-step* (panel superior) y con Kirchhoff (panel inferior). Las zonas donde se observan diferencias se encuentran remarcadas.

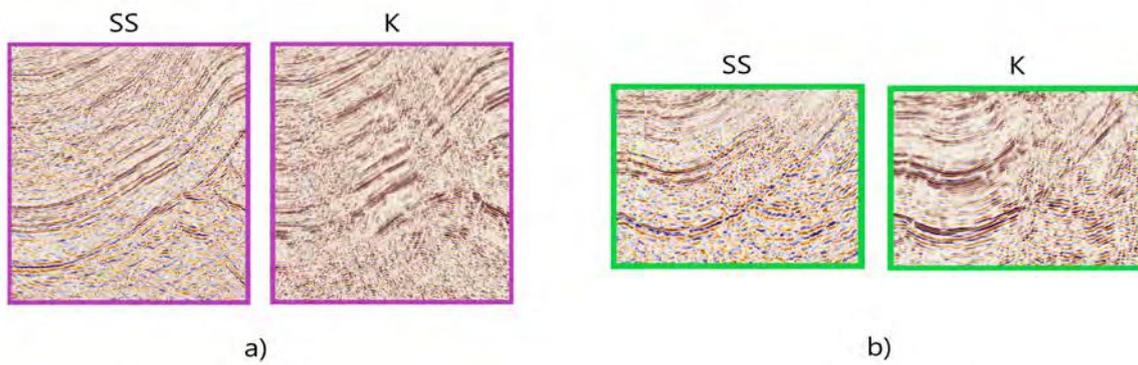


Figura 5.11: Recortes de las diferencias entre las secciones migradas en el caso de datos de Faja Plegada. En cada cuadro el panel izquierdo corresponde al algoritmo *split-step* (SS) y el derecho a Kirchhoff (K).

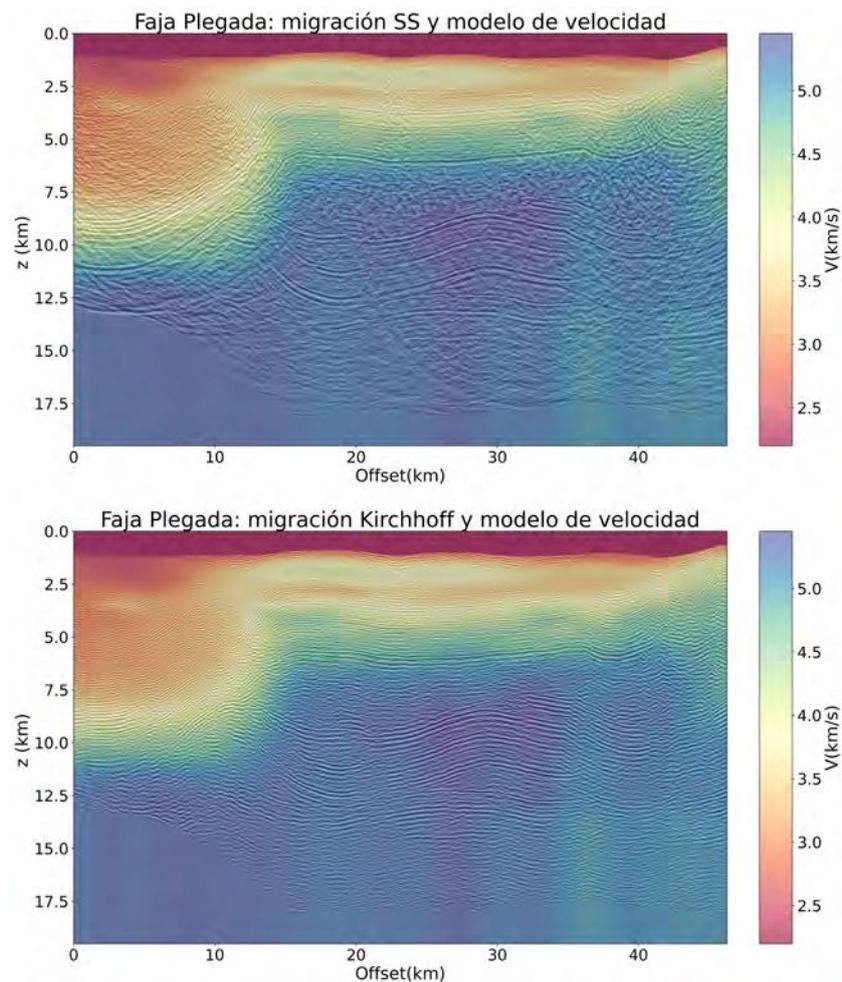


Figura 5.12: Secciones migradas mediante *split-step* (panel superior) y Kirchhoff (panel inferior) superpuestas con el respectivo modelo de velocidades para el caso de datos de Faja Plegada.

# Capítulo 6

## Conclusiones

Se compararon los resultados de aplicar los algoritmos de migración Kirchhoff y *split-step* para los mismos conjuntos de datos de entrada y modelos de velocidad. Los escenarios sobre los que se realizó la comparación fueron un conjunto de datos sintéticos y dos conjuntos de datos reales (Tierra del Fuego y Faja Plegada). El método *split-step* se implementó mediante un código en Julia que utiliza el paquete de procesamiento Seismic Julia. Este código trabaja modularmente, encargándose cada módulo de la ejecución de una parte del algoritmo. Como parte del procesamiento se aplicó una ventana de *Hamming* y una condición de borde de tipo NBC (*Non-reflectary Boundary Condition*). La implementación del algoritmo de migración Kirchhoff se realizó a través del software EPOS™. Entre los parámetros requeridos por el software se encuentran el valor del filtro antialias y la apertura de migración. La intensidad del filtro elegida fue la más conservadora disponible y el valor de la apertura fue asignado según las características de cada set de datos. En ambos casos, se le proporcionó a los algoritmos parámetros propios de los datos tales como frecuencias, SRD (*Seismic Reference Datum*) e intervalos temporales y espaciales.

Se realizó una primera verificación en el caso de los datos sintéticos dado que es un ejemplo controlado en el que se conoce la salida deseada y se puede evaluar la efectividad de los métodos. Una vez realizada esta comprobación, se llevó a cabo el mismo experimento con los datos reales. Primero en el caso de Tierra del Fuego y luego en el de Faja Plegada, que es el escenario de mayor complejidad estructural. En términos generales ambos algoritmos tuvieron como resultado secciones correctamente migradas y en gran medida, similares entre sí. En los tres casos abordados se podían observar ciertas características en los datos de entrada tales como hipérbolas de difracción, estratos buzantes mal posicionados y anticlinales abiertos. Luego de haber implementado los algoritmos de migración estos rasgos pudieron ser mayoritariamente resueltos. Por lo tanto, en líneas

---

generales la aplicación de ambos métodos resultó exitosa tanto para la implementación sobre datos sintéticos como reales y con distintos niveles de complejidad geológica. Una observación que se puede realizar es que el algoritmo *split-step* parece resolver los estratos buzantes con mayor claridad y continuidad, como se observa en el caso de Faja Plegada en la figura 5.10. Esta situación se explica por el funcionamiento de los algoritmos. Mientras que el algoritmo de migración Kirchhoff colapsa la energía de las curvas según la trayectoria de los rayos, *split-step* utiliza la ecuación de onda para reconstruir la imagen del subsuelo. En los escenarios donde el buzamiento es prominente, la energía no se registra con suficiente cobertura para colapsar correctamente por lo que el algoritmo de Kirchhoff tenderá a disminuir su rendimiento. En cambio, el método *split-step* tiene en consideración las variaciones laterales de velocidad por lo que resuelve mejor los marcos geológicos con altos buzamientos. Por otro lado, el algoritmo de migración Kirchhoff resuelve mejor los efectos de borde. Esto podría deberse a una parametrización no óptima en el caso del método *split-step*. Cabe destacar el buen desempeño de ambos algoritmos en base a los mismos datos de entrada y modelo de velocidades. Si bien se trata de dos implementaciones de distinta naturaleza, siendo uno de ellos un código de desarrollo académico y el otro parte de un software comercial, los resultados por regla general fueron coherentes entre sí. Esta situación podría ser aprovechada con fines de control, cotejando los resultados del método utilizado con su contraparte estudiada en esta tesis.

En el caso de los datos sintéticos puede observarse que en ambos métodos las secciones obtenidas no coinciden completamente con el modelo de velocidad en presencia de estratos con buzamiento elevado (figura 5.4). Esto puede deberse a que la aproximación de sección *stack* como sección de offset cero no es adecuada en este escenario y que la migración *post-stack* resulta insuficiente. En el caso de Tierra del Fuego existe una leve diferencia entre ambos métodos en las profundidades obtenidas. Dado que los tiempos y velocidades utilizados en ambos casos son los mismos, no debería existir dicha desigualdad. Por lo tanto, podemos concluir que este comportamiento no se debe en sí al desempeño de los métodos sino a alguna cuestión externa que podría estar relacionada a los datums utilizados.

Finalmente, resultaría de interés como trabajo a futuro adaptar el código en Julia para que pueda realizar migraciones de tipo *pre-stack*. De esta manera, sería posible resolver escenarios geológicamente más complejos en los que la migración *post-stack* es insuficiente. Además, aún resta lugar para mejorar el tratamiento de las condiciones de borde en el caso de la implementación del método *split-step*.

# Bibliografía

- AspenTech, 2023, Epos: <https://www.aspentech.com/en/products/sse/aspem-epos#>. (Accessed: 9/10/2023).
- Bancroft, J. C., 2001, Seismic imaging: Post-stack: CSEG RECORDER, **26**.
- Bjørlykke, K., 2015, Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics, 2nd. ed.: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff, y M. Reshef, 1985, A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations: Geophysics, **50**, 705–708.
- Claerbout, J. F., 1971, Toward a unified theory of reflector mapping: Geophysics, **36**, 467–481.
- , 1976, Fundamentals of geophysical data processing: with applications to petroleum prospecting: McGraw-Hill Inc.
- Dobrin, M. B., y C. H. Savit, 1988, Introduction to geophysical prospecting, 4rd. ed.: McGraw-Hill International Editions.
- Dondurur, D., 2018, Acquisition and Processing of Marine Seismic Data: Elsevier.
- Gazdag, J., 1978, Wave equation migration with the phase-shift method: Geophysics, **43**, 1342–1351.
- Gazdag, J., y P. Sguazzero, 1984a, Migration of seismic data: Proceedings of the IEEE, **72**.
- , 1984b, Migration of seismic data by phase shift plus interpolation: Geophysics, **49**, 124–131.
- Hale, D., J. Stockwell, C. Artley, y M. Holzrichter, 1998, Finite-difference modeling (2nd order) for acoustic wave equation with pml absorbing boundary conditions: [https://sepwww.stanford.edu/oldsep/cliner/files/suhelp/sufdmod2\\_pml.txt](https://sepwww.stanford.edu/oldsep/cliner/files/suhelp/sufdmod2_pml.txt). (Accessed: 26/11/2023).
- Hermoza, W., S. Brusseta, P. Babya, W. Gil, M. Roddaz, N. Guerrero, y M. Bolaños, 2005, The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes: Journal of South American Earth Sciences, **19**, 21–34.

- Hill, S. J., y A. Rüger, 2019, *Illustrated Seismic Processing Volume 1: Imaging*: Society of Exploration Geophysicists.
- Onajite, E., 2014, *Seismic data analysis techniques in hydrocarbon exploration*: Elsevier.
- Sabbione, J. I., A. Stanton, y M. D. Sacchi, 2016, *SeismicJulia: moving forward*: Annual Report SAIG 17.
- SEG Technical Standards Committee, 2002, SEG Y rev 1 Data Exchange format.
- SEG Wiki, 2017, Seg-y: <https://wiki.seg.org/wiki/SEG-Y>. (Accessed: 7/9/2023).
- Sheriff, R., 2002, *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*, 4rd. ed.: Society of Exploration Geophysicists. Geophysical Reference Series No. 13.
- Sheriff, R. E., y L. P. Geldart, 1995, *Exploration seismology*, 2 ed.: Cambridge University Press.
- Signal Analysis and Imaging Group (SAIG), University of Alberta, 2016, *SeismicJulia*: <https://github.com/SeismicJulia>. (Accessed: 9/10/2023).
- SLB, 2023, Antialias filter: [https://glossary.slb.com/Terms/a/antialias\\_filter.aspx](https://glossary.slb.com/Terms/a/antialias_filter.aspx). (Accessed: 9/10/2023).
- Stoffa, P. L., J. T. Fokkema, R. M. de Luna Freire, y W. P. Kessinger, 1990, Split-step Fourier migration: *Geophysics*, **55**, 410–421.
- Stolt, R. H., 1978, Migration by Fourier Transform: *Geophysics*, **43**, 23–48.
- The ObsPy Development Team, 2022, obspy.io.segy - SEG Y and SU read and write support for ObsPy: <https://docs.obspy.org/packages/obspy.io.segy.html>. (Accessed: 7/9/2023).
- Veeken, P. C., y B. van Moerkerken, 2013, *Seismic Stratigraphy and Depositional Facies Models*: Eage Publications bv.
- Velis, D., 2023, *Métodos Sísmicos de Prospección*: Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata.
- Yilmaz, O., 1987, *Seismic Data Processing*: Society of Exploration Geophysicists.