



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

ESTRUCTURA SÍSMICA BIDIMENSIONAL DE ONDA P DE LA DORSAL OCEÁNICA DE CARNEGIE

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN
GEOFÍSICA

CAMILO JAVIER UTRERA BORQUEZ

PROFESOR GUÍA:
EDUARDO CONTRERAS REYES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ANDREI MAKSYMOWICZ JERIA
SEBASTIAN OBANDO ORREGO

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos Fondecyt
1170009 y 1210101

SANTIAGO DE CHILE
2023

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR
AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA
POR: CAMILO JAVIER UTRERA BORQUEZ
FECHA: 2023
PROF. GUÍA: EDUARDO CONTRERAS REYES

ESTRUCTURA SÍSMICA BIDIMENSIONAL DE ONDA P DE LA DORSAL OCEÁNICA DE CARNEGIE

La provincia volcánica de Galápagos se caracteriza por la interacción del *hotspot* de Galápagos y los centros de expansión Cocos-Nazca que forman varias estructuras, entre las cuales se encuentra la dorsal de Carnegie, que consiste en una prominente cadena montañosa submarina emplazada al norte de la Placa de Nazca. Con el objetivo de caracterizar la estructura de la dorsal de Carnegie (DC), se estudia en esta tesis la estructura bidimensional de ondas sísmicas P, obteniendo una tomografía sísmica de alto detalle en un perfil de 360 km de largo que atraviesa el eje de la DC. Esta información es esencial para comprender la geodinámica de la región y los procesos magmáticos que han construido la dorsal de Carnegie.

Este trabajo mejora la comprensión de algunas características geológicas y físicas de la corteza oceánica, como el grosor cortical anómalo, los efectos de plumas del manto y la estructura interna de la corteza oceánica. Para lograr estos objetivos, se utilizaron programas de procesamiento de imágenes sísmicas que permiten obtener el tiempo de llegada de las ondas P en dos fases: refracción P_g y reflexiones P_mP . Para validar el modelo, se utilizaron varias herramientas como modelos de resolución, densidad de rayos y comparación de perfiles de velocidad vertical de otros trabajos.

De los modelos finales, se obtienen dos capas bien diferenciadas por un cambio de gradiente en profundidad de 1.25 s^{-1} a 0.087 s^{-1} . La corteza superior identificada, tiene velocidades que van en un rango amplio de 2,5 - 6,5 km/s y la corteza inferior, tiene una variación menor entre 6,5 km/s a 7,2 km/s. Ambas cuentan con espesores anómalamente gruesos de aproximadamente 3 km y 8 km respectivamente, que es casi el doble de una corteza promedio.

El grosor cortical anómalo es probablemente causado por una combinación de dos fuentes de inyección de material magmático: el centro de expansión Cocos-Nazca y el *hotspot* de Galápagos. Esta combinación produce anomalías térmicas que favorecen un exceso de fusión parcial. En este sentido, las edades jóvenes de la placa oceánica favorecen este fenómeno. Además, se observan velocidades anómalas en la corteza inferior que se interpretan como material magmático de baja velocidad que se emplazó en ese sector. Al comparar esta estructura sísmica con la de otras dorsales, como la de Nazca, se evidencia que la cercanía de la interacción entre el punto caliente de Galápagos y el centro de expansión Cocos-Nazca, junto a las características geodinámicas de la zona, controlan la estructura física observada.

*¿Cómo evitar que una gota de agua se seque?
arrojándola al océano.*

Dicho tibetano

El futuro puede esperar, hay un presente que alcanzar

Doctor Emmett Brown

Agradecimientos

Primero que todo, me gustaría mencionar a las organizaciones que con su financiamiento hicieron posible este estudio. Muchas gracias a la beca de magíster del proyecto FONDECYT 1170009 y 1210101.

Agradezco también a la Universidad de Chile y al departamento de Geofísica por ser un lugar de alto nivel para poder desarrollarme como profesional. También al profesor Eduardo Contreras Reyes por ser un gran guía con mucha sabiduría y paciencia, además de excelente docente que debido a sus clases, terminé decantándome por esta área tan interesante de la geofísica.

Quiero agradecer a mi familia: padre, hermano y en especial a mi madre por ser un apoyo fundamental e indispensable, en convertirme en la persona que soy hoy en día, muchas gracias. Mención especial a Emir por ser el mejor perro que alguien podría pedir.

Agradezco a Valeria Cortés Rivas y Sebastián Obando Orrego por su excelentísima disposición ante mis dudas, sin ellos, este trabajo no podría haber sido terminado y por ser modelos a seguir del tipo de profesional que me gustaría ser. Agradezco también a Andrei Maksymowicz Jeria por sus acertadas correcciones que me hicieron tener otro enfoque.

Agradezco a Kellen Azúa por ser una gran maestra ante dudas computacionales y a Nicole Aviles, por ser la mejor compañera de oficina que pude haber tenido, que puso su grano de arena para poder finalizar este trabajo. También quiero agradecer muy cariñosamente a Vanessa Carrillo por su desinteresada corrección de este trabajo.

También agradezco a mis amigos hechos en la universidad tanto en plan común y geofísica, por ser tan apañadores y buenas personas de las que aprendí mucho. Sobre todo quiero agradecer a Constanza Urbina por ser una maravillosa persona, por su cariño y apoyo en este extenso proceso.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Tectónica de la zona	4
1.2. Objetivos	7
Objetivo General	7
Objetivos Específicos	7
2. Metodología	8
2.1. Adquisición de datos	8
2.1.1. Fuente Sísmica	8
2.2. Procesamiento	9
Registros	9
2.3. Tiempos de llegada	14
3. Resultados	31
3.1. Modelos Resultantes	31
3.2. Comparación de Modelos	33
3.3. Test de Resolución	34
3.4. Derivative Weight Sum: DWS	36
3.5. Prueba de ambigüedad, <i>depth kernel weight</i>	37
4. Discusiones y Conclusiones	40
4.1. Efectos de parámetros en la tomografía sísmica	40
4.1.1. Efecto de elección de χ^2	40
4.1.2. Resolución	40
4.1.3. Tiempos Picados	41
4.2. Artefactos	41
4.3. Perfiles verticales	43
4.4. Estructura de la corteza	45
4.4.1. Modelos Resultantes	45
4.4.2. Estructura con y sin presencia de magmatismo anómalo	47
4.5. Comparación con otras dorsales oceánicas	50
4.6. Conclusiones	52
4.6.1. Trabajo Futuro	52
Bibliografía	54

Índice de Ilustraciones

1.1.	Mapa de la PVG, donde se enmarcan los perfiles P01 y P02 del proyecto SALLIERI (<i>South American Lithospheric Transects Across Volcanic Ridges</i> ; Sallares et al. 2005), junto a la provincia volcánica de Galápagos.	1
1.2.	Edad de la corteza oceánica en la zona de estudio junto a los perfiles P01 y P02. Las líneas segmentadas blancas corresponden a los límites de placa. Grilla de edad descargada del sitio del NOAA, <i>National Centers for Environmental Information</i> (Meyer et al., 2017).	2
1.3.	Esquema de la evolución del centro de expansión Cocos-Nazca (CNS por sus siglas en inglés), las figuras azules delimitan las principales estructuras tectónicas de la cuenca de Panamá (Meschede and Barckhausen, 2000).	4
1.4.	Figura de la evolución tectónica de la PVG en los últimos 20 Ma. Se observa la dirección de expansión del CECN (U_S y U_N) y los movimientos absolutos de las placas en flechas grandes hacia los márgenes. Co: Dorsal de Cocos, Ca: Dorsal de Carnegie M: Dorsal de Malpelo, PFZ: Zona de fallas de Panamá, IFZ: Zona de fallas Inca, YG: <i>Graben</i> de Yaquina, en círculo blanco la posición <i>hotspot</i> de Galápagos relativo al movimiento de las placas. V_{NS} y V_{EW} direcciones del movimiento relativo del <i>hotspot</i> respecto al CECN (Sallarès and Charvis, 2003).	5
2.1.	Perfil sísmico en estudio transversal a la dorsal de Carnegie, mostrando el arreglo de los instrumentos OBH y OBS. Al final de la campaña no todos fueron recuperados y algunos tuvieron problemas en realizar el registro. Finalmente los que se muestran son los que lograron registrar datos.	9
2.2.	Ejemplo de picado de las fases P_g y P_mP para el instrumento OBH04. Izquierda: Señal original, derecha: señal picada. Se puede notar que a partir de un determinado <i>offset</i> , aunque es factible detectar una señal sísmica, se torna más complicado realizar el picado de forma precisa debido a la pérdida de la señal con la distancia. Esto es observable entre los 240 a 200 km de esta estación.	10
2.3.	Modelo inicial de velocidad onda P construido a partir de Sallares et al. 2005. Los puntos verdes corresponden a los OBS y los morados a los OBH, la línea Rosa corresponde a la batimetría y la línea roja corresponde al Moho.	14
2.4.	Registro de la componente vertical de las estaciones OBS01 y OBS03. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP	16
2.5.	Registro de la componente vertical de las estaciones OBH04 y OBS05. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP	17
2.6.	Registro de la componente vertical de las estaciones OBH06 y OBH08. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP	18

2.7.	Registro de la componente vertical de las estaciones OBS09 y OBS10. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP	19
2.8.	Registro de la componente vertical de las estaciones OBS11 y OBH12. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP	20
2.9.	Registro de la componente vertical de las estaciones OBS13 y OBH14. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP	21
2.10.	Registro de la componente vertical de las estaciones OBS15 y OBH16. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP	22
2.11.	Registro de la componente vertical de las estaciones OBH18 y OBS19. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP	23
2.12.	Registro de la componente vertical de las estaciones OBH20 y OBS21. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP	24
2.13.	Registro de la componente vertical de las estaciones OBH22 y OBS23. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP	25
2.14.	Registro de la componente vertical de las estaciones OBH24 y OBS25. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP	26
2.15.	Registro de la componente vertical de las estaciones OBH26 y OBS27. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP	27
2.16.	Registro de la componente vertical de las estaciones OBH30 y OBS31. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP	28
2.17.	Registro de la componente vertical de las estaciones OBS33 y OBS35. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP	29
2.18.	Registro de la componente vertical de las estaciones OBH36 y OBH37. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP	30
3.1.	Modelos de velocidad resultantes de las primeras etapas de la inversión. El objetivo es utilizar el resultado de una etapa somera, como modelo inicial para la siguiente etapa más profunda.	32
3.2.	Modelos de velocidad resultantes de las últimas etapas de la inversión. La última etapa, la cual tiene un valor asignado de <i>offset</i> tal que se consideran todos los <i>picks</i> . Llegado a este punto es posible apreciar el reflector que ajusta la inversión, mostrado en la curva naranja.	33
3.3.	A) Modelo de velocidad inicial construido. B) Modelo Final. C) Modelo residual obtenido de la resta del modelo final e inicial.	34

3.4.	<i>Test</i> de resolución con elipses, en rojo se muestran las amplitudes positivas y en azul las negativas, el modelo A) es la perturbación añadida y el modelo B) el resultado de la recuperación.	35
3.5.	Densidad de rayos (DWS), muestra la cobertura de los rayos que ajustan la inversión, se puede observar una concentración de rayos alrededor de los 3.5 km, sugiriendo un cambio notorio de velocidad producto de un cambio de capa sísmica.	37
3.6.	Tomografías finales obtenidas, el parámetro w fue variado de tal forma de poder ver zona con posible ambigüedad, fueron probados $w=[0.01\ 0.1\ 1\ 10\ 100]$. . .	39
4.1.	Ejemplo de artefacto del tipo <i>along-raypath</i> , en rojo el camino de los rayos, azul oscuro la estructura y azul claro el efecto en el modelo (Zhou, 2011).	42
4.2.	Comparación de distintos perfiles verticales de velocidad, junto a sus gradientes: A) Perfil vertical de una corteza oceánica inalterada promedio (Christeson et al., 2019); B) Perfiles verticales de velocidad para la dorsal de Nazca en distintas posiciones, representando el caso de una corteza más antigua (Contreras-Reyes et al., 2022) C) Perfiles de velocidades de la dorsal de Carnegie.	43
4.3.	Modelo de velocidad final, con los perfiles verticales a lo largo del perfil de la dorsal de Carnegie (este estudio). Representados por las líneas negras verticales en la posiciones $x = 25, 180, 250$ y 300 km.	44
4.4.	Figura que resume el comportamiento de la corteza oceánica, con diferentes características físicas para realizar una compresión litológica. Extraída de Christeson et al. (2019).	47
4.5.	Estructura esperable de la corteza oceánica en un centro de expansión sin magmatismo de <i>hotspot</i> , con todas las capas que podrían ser identificadas. (Houtz and Ewing, 1976, Carlson and Herrick, 1990)	48
4.6.	Velocidad de onda P interpoladas para diferentes posiciones horizontales de un modelo velocidad para distintas dorsales estudiadas en trabajos previos. Dorsal Mesoatlántica (Christeson et al., 2019), Dorsal de Malpelo (Sallarès et al., 2005), Dorsal de Cocos (Sallarès et al., 2003), Dorsal de Nazca (Contreras-Reyes et al., 2022), Dorsal de Ninetyeast (Grevemeyer et al., 2001, Contreras-Reyes et al., 2023), Dorsal de Carnegie (este trabajo).	50

Capítulo 1

Introducción

Las dorsales oceánicas son estructuras sobresalientes en el contexto de geodinámica de la Tierra. Son cadenas montañosas submarinas que se forman por el engrosamiento de la corteza debido a la interacción de un *hotspot* con la litósfera oceánica (e.g., Richards et al., 2013). Un *hotspot* es la manifestación superficial de la transferencia de material magmático desde una pluma mantélica hacia la corteza. Ese material engrosa la corteza y forma una cadena de montañas submarinas que llamamos dorsales oceánicas o *ridge* asísmicos debido a su estado de inactividad tectónica.

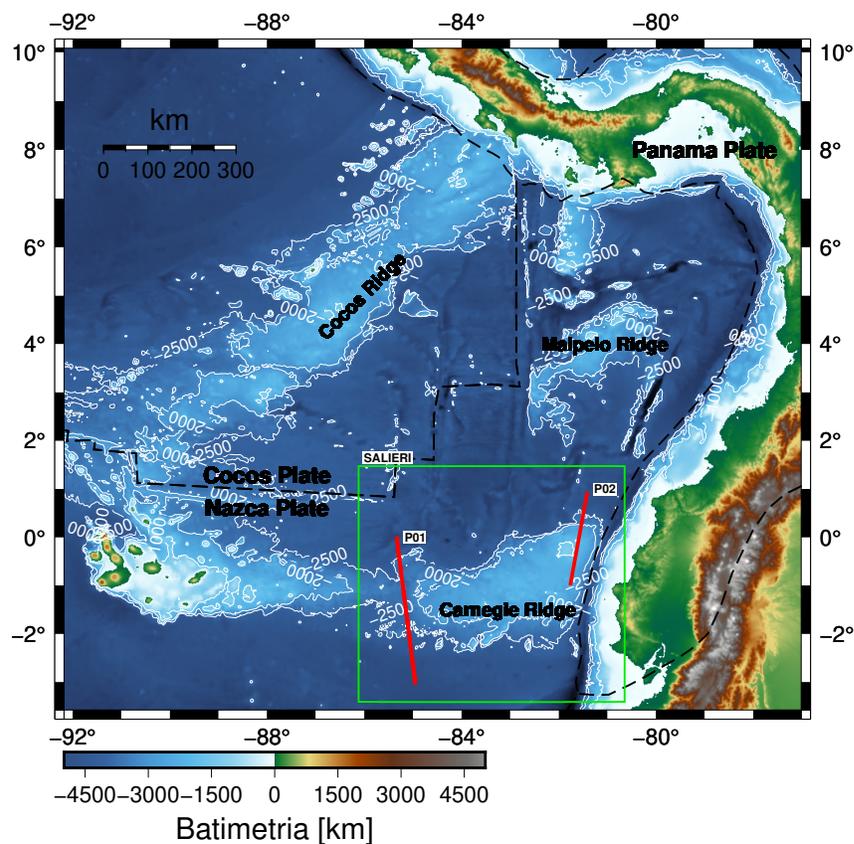


Figura 1.1: Mapa de la PVG, donde se enmarcan los perfiles P01 y P02 del proyecto SALIERI (*South American Lithospheric Transects Across Volcanic Ridges*; Sallares et al. 2005), junto a la provincia volcánica de Galápagos.

Como se mencionó anteriormente, el origen de dorsales oceánicas está relacionado con la presencia de plumas magmáticas provenientes del manto, las cuales son conocidas como *hotspot mantle plumes* (Gassmöller et al., 2016, Courtillot et al., 2003). Estas dorsales tienen efectos en la evolución de las zonas de subducción, ya que influyen en la erosión tectónica, modificando el acoplamiento sísmico, la sismicidad y el volcanismo de arco (Yáñez et al., 2002, Contreras-Reyes and Carrizo, 2011, Contreras-Reyes et al., 2019).

Entre los efectos que produce una pluma mantélica sobre la litosfera oceánica, está la generación de un aumento del flujo de calor que lleva a una reducción del grosor litosférico, lo cual implica un rejuvenecimiento en términos reológicos (Koppers et al., 2021). Además, ocurren cambios asociados a la petrología y el fallamiento producto del ascenso de la pluma (Crough, 1978), junto con el engrosamiento de la corteza oceánica para el caso de litósfera oceánica relativamente joven (< 10 Ma; Richards et al. 2013). Por otra parte, las dorsales oceánicas, generan cambios en los ambientes geotectónicos asociados a márgenes de subducción. Por ejemplo producen alteraciones en el campo de esfuerzos en el contacto interplaca, lo que causaría variaciones en el acoplamiento y/o el área de ruptura de terremotos interplaca; esto debido a la flotabilidad que producen las raíces de los altos batimétricos (cadenas de montañas submarinas; Gutscher et al. 2000, Contreras-Reyes and Carrizo 2011).

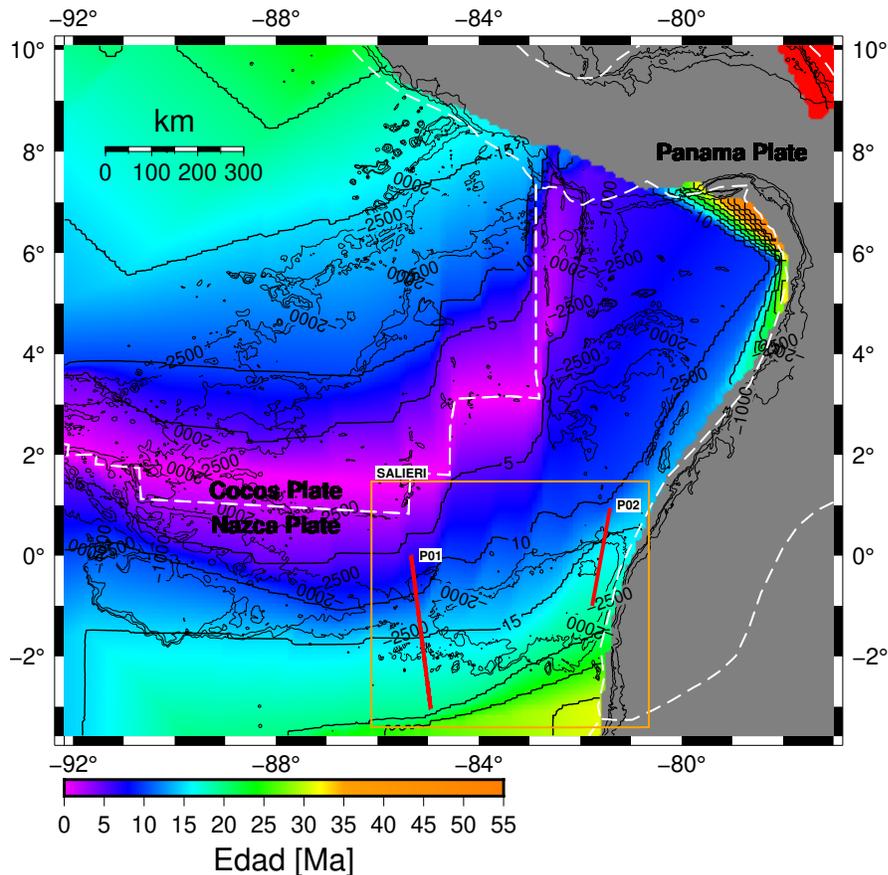


Figura 1.2: Edad de la corteza oceánica en la zona de estudio junto a los perfiles P01 y P02. Las líneas segmentadas blancas corresponden a los límites de placa. Grilla de edad descargada del sitio del NOAA, *National Centers for Environmental Information* (Meyer et al., 2017).

La provincia volcánica de Galápagos (PVG) incluye tres dorsales asísmicas formadas a través de la interacción entre el punto caliente (*hotspot*) de Galápagos con el centro de expansión Cocos-Nazca (Figura 1.1), lo que la convierte en una zona propicia para estudiar el comportamiento magmático asociado a la interacción entre una pluma mantélica de punto caliente y litósfera oceánica en la cercanía de un centro de expansión.

Con el objeto de analizar el comportamiento petrológico de la dorsal de Carnegie y posibles efectos geodinámicos en el área, se desarrolló en el año 2001 el experimento sísmico llamado “*South American Lithospheric Transects Across Volcanic Ridges (SALIERY)*”, el cual consistió en la toma de datos sísmicos de refracción en dos perfiles que cruzan la dorsal de Carnegie (Sallares et al., 2005). Los datos sísmicos de refracción de gran ángulo (i.e., la distancia entre la fuente y el receptor es del orden de decenas de kilómetros) permiten mapear la corteza oceánica y la parte superior del manto oceánico. Esto último es necesario debido a que en la modelación sísmica de este estudio se pretende obtener la geometría del Moho oceánico de una corteza engrosada, el cual debería estar a más de 6 km de profundidad debido a un posible engrosamiento cortical provocado por la transferencia magmática de la pluma mantélica de Galápagos (Richards et al., 2013).

En este trabajo, se muestran los resultados de un modelo bidimensional de velocidades de onda P obtenido a través de la inversión de curvas camino-tiempo de fases refractadas y reflejadas. También se incluye en el análisis, la robustez del modelo final utilizando *test* de resolución (Korenaga and Sager, 2012). Los resultados sísmicos son comparados con modelos bidimensionales de otras dorsales oceánicas (como la dorsal de Nazca; Contreras-Reyes et al. 2022, 2019) y corteza oceánica inalterada, formada en el centro de expansión de Pacífico Oriental (Grevemeyer et al., 2018, Christeson et al., 2019).

1.1. Tectónica de la zona

El CECN (Centro de Expansión Cocos-Nazca) tiene su origen hace aproximadamente 27 millones de años debido a la presencia de fallas transformantes activas. En este contexto, se produjo la ruptura de la súperplaca de Farallones (Hey, 1977), lo que dio lugar a las placas de Cocos y Nazca con movimientos hacia el noroeste y el este, respectivamente. Así se formó el centro de expansión Cocos-Nazca, cuyo estado inicial es CECN-1 en términos de su reconstrucción paleográfica, evolucionando hasta el estado actual representado por CECN-3 (Figura 1.3). Como resultado de este proceso de ruptura y la interacción con el *hotspot* de Galápagos, están las múltiples dorsales que se desarrollaron en la zona.

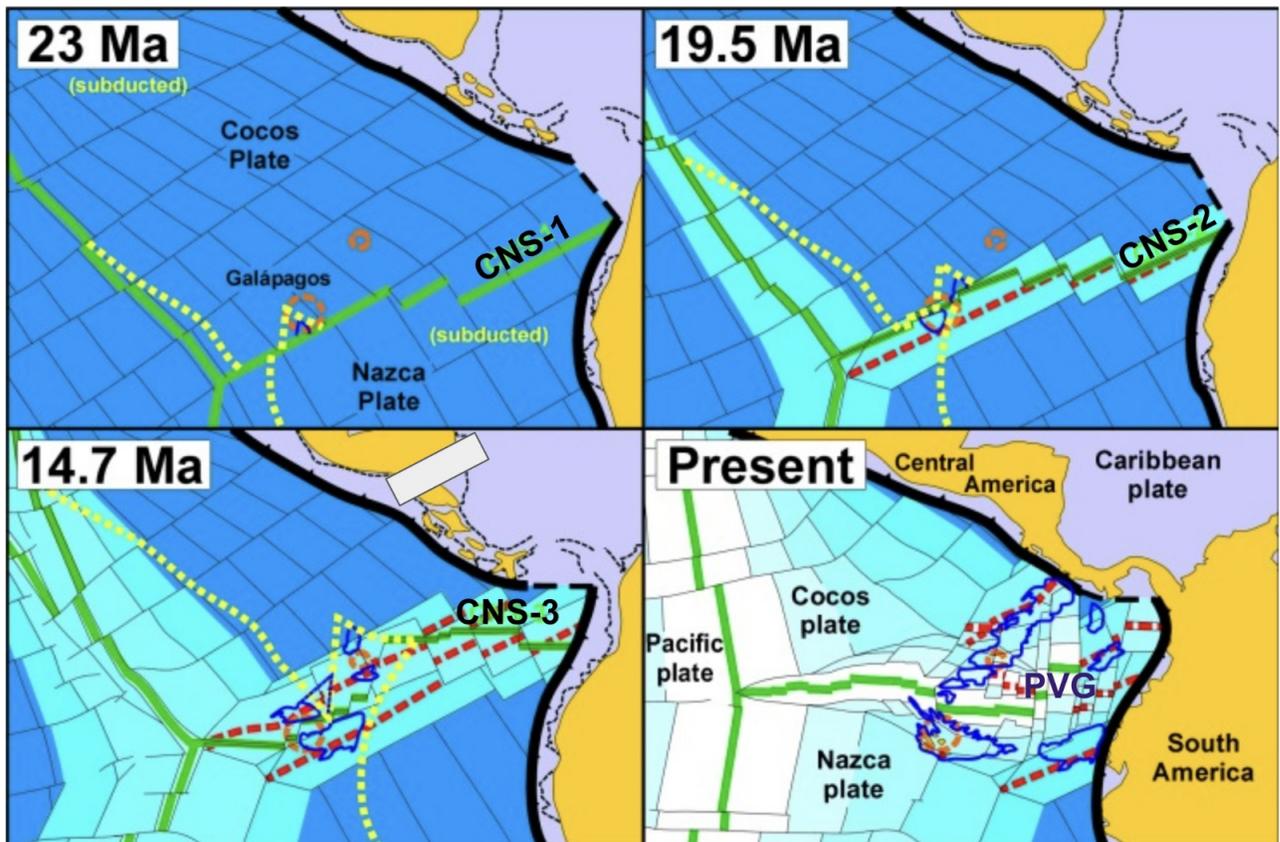


Figura 1.3: Esquema de la evolución del centro de expansión Cocos-Nazca (CNS por sus siglas en inglés), las figuras azules delimitan las principales estructuras tectónicas de la cuenca de Panamá (Meschede and Barckhausen, 2000).

La cuenca de Panamá (donde están las dorsales que forman la PVG), está situada en una zona convergente entre la placa de Nazca y la de Panamá, junto a una zona divergente entre la placa de Cocos y la de Nazca. Este último par de placas exhiben desplazamientos, relativos al cratón de Sudamérica, de 83 ± 3 km/Ma en dirección 41° NE y 90° NE a una velocidad de 58 ± 2 km/Ma, respectivamente (DeMets et al., 1990). La formación de la zona de fallas de Panamá que está presente en la cuenca, forma los límites actuales entre las placas tectónicas,

tuvo lugar hace aproximadamente 7 Ma (Sallarès and Charvis, 2003). La edad de la placa de Nazca en esta zona varía de forma relativamente continua, salvo algunos saltos discretos dados por los *offset* de la zona de fractura de Panamá (Figura 1.2)

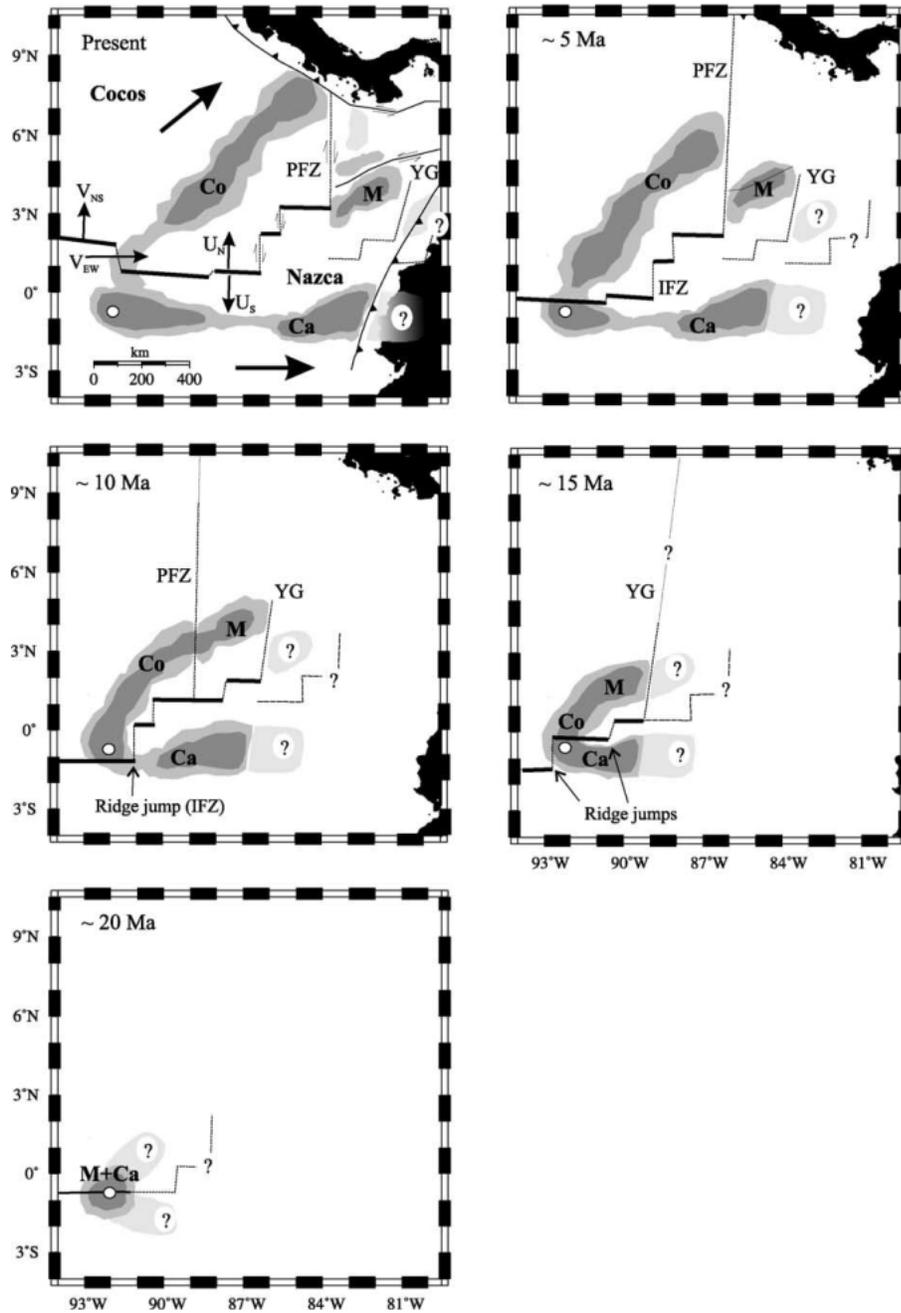


Figura 1.4: Figura de la evolución tectónica de la PVG en los últimos 20 Ma. Se observa la dirección de expansión del CECN (U_S y U_N) y los movimientos absolutos de las placas en flechas grandes hacia los márgenes. Co: Dorsal de Cocos, Ca: Dorsal de Carnegie M: Dorsal de Malpelo, PFZ: Zona de fallas de Panamá, IFZ: Zona de fallas Inca, YG: *Graben* de Yaquina, en círculo blanco la posición *hotspot* de Galápagos relativo al movimiento de las placas. V_{NS} y V_{EW} direcciones del movimiento relativo del *hotspot* respecto al CECN (Sallarès and Charvis, 2003).

La dorsal de Carnegie es formada por el movimiento relativo de la placa de Nazca sobre el *hotspot* de Galápagos (Figura 1.4), extendiéndose a lo largo de 1000 km, desde las islas Galápagos hasta el margen ecuatoriano. Sin embargo, aún existe debate sobre la distancia subductada por esta dorsal en el margen ecuatoriano. Respecto a su ancho, es variable según el segmento considerado debido a la historia geodinámica de la Figura 1.4.

En la actualidad, el CECN se encuentra aproximadamente a 190 km al norte del *hotspot* de Galápagos, con una tasa de expansión simétrica que varía entre 45 a 68 km/Ma entre 85°W y 96°W (DeMets et al., 1990). Se estima que la acreción de las dorsales de Carnegie y Cocos, que son las más representativas de la zona, comenzó hace unos 23 millones de años (Sallarès and Charvis, 2003). La ubicación actual del *hotspot* es bajo la placa de Nazca, se calcula que alrededor de 7.5 millones de años atrás, ocurrió un salto producido por fallas transformantes (Figura 1.4) desde la placa de Cocos (Sallarès and Charvis, 2003).

1.2. Objetivos

Objetivo General

Determinar la estructura sísmica de ondas P de la dorsal de Carnegie y la geometría del Moho oceánico, para caracterizar la arquitectura de esta dorsal oceánica dentro del contexto de los procesos de transferencia magmática desde la pluma mantélica/punto caliente hacia la litósfera oceánica.

Objetivos Específicos

- Obtener un modelo 2D de velocidad de ondas P de refracción y reflexión a través del uso del *software* tomográfico bidimensional de Korenaga (Korenaga et al., 2000).
- Comparar los resultados sísmicos con otras dorsales oceánicas y cortezas no afectada por magmatismo de tipo *hotspot*.
- Interpretar los resultados sísmicos y discutir sus implicancias geodinámicas.
- Actualizar la interpretación de los resultados obtenidos por Sallares et al. (2005), en base al modelo actualizado de ondas P y con bibliografía más reciente.

Capítulo 2

Metodología

2.1. Adquisición de datos

El perfil sísmico SO159-P01 en estudio fue adquirido en el marco del proyecto SALIERI, por el instituto alemán GEOMAR en el año 2001, a bordo del buque de investigación SONNE. Este perfil sísmico cruza la dorsal de Carnegie en los 85°W, a lo largo de 360 km en dirección N-S, sector donde la corteza tiene un grosor aproximado de 19 km (Sallares et al., 2005) y una edad de 6-20 Ma (Figura 1.2).

De un total de 37 instrumentos desplegados en la expedición, solo se cuenta con 30 equipos con adquisición de datos, debido a problemas técnicos como baja de batería, pérdida física del instrumento y problemas a la hora de registrar. Por lo tanto, la configuración utilizada consta de 15 *Ocean Bottom Hydrophones* (OBH) y 15 *Ocean Bottom Seismometers* (OBS), donde los primeros son hidrófonos capaces de detectar ondas P y S sumergidos en el fondo del océano, mientras que los OBS que son capaces de registrar ondas sísmicas en tres componentes, lo cual permite detectar ondas P y S de forma directa en la superficie del fondo oceánico. Utilizando la componente vertical de las ondas de agua y la polaridad de la componente horizontal, se puede realizar un ajuste de mínimos cuadrados con el fin de obtener las posiciones relocalizadas de cada instrumento.

2.1.1. Fuente Sísmica

La fuente sísmica está constituida por 3 cañones de aire modelo 800 CT BOLT. Cada cañón cuenta con un volumen de 32 m³ (2000 inch³) que pueden generar frecuencias principales alrededor de 6 a 8 Hz, incluyendo altos armónicos. Los cañones fueron utilizados remolcados a 60 m detrás de la embarcación, mientras que los disparos se realizaron a una profundidad y presión de 7-8 m y 145 bar, respectivamente. Además se consideró un espaciamiento de 60 s entre cada disparo.

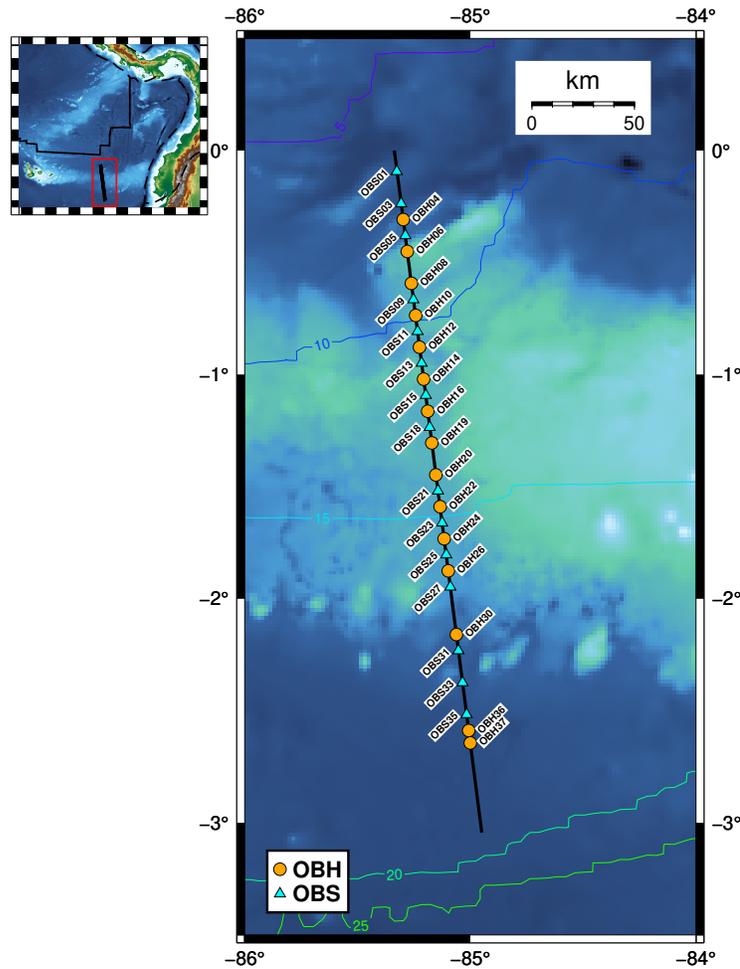


Figura 2.1: Perfil sísmico en estudio transversal a la dorsal de Carnegie, mostrando el arreglo de los instrumentos OBH y OBS. Al final de la campaña no todos fueron recuperados y algunos tuvieron problemas en realizar el registro. Finalmente los que se muestran son los que lograron registrar datos.

2.2. Procesamiento

Registros

Los datos de registro y navegación de cada instrumento son unidos en un archivo estándar del formato SEG-Y (Barry et al., 1975), para luego proceder a realizar el procesamiento de cada uno de los instrumentos. Una vez obtenidos los registros se les aplicó un filtro Butterworth y una deconvolución predictiva para mejorar la razón señal-ruido de los datos. En general la calidad de los registros es de alto nivel, incluso para *offsets* largos.

Con los registros se obtienen los tiempos de llegada picados para cada instrumento, pero para realizar esto primero deben ser ajustados a través de la reducción de los tiempos de llegada (T_0) mediante la ecuación que relaciona el tiempo absoluto con la distancia $|x - x_0|$ de cada una de las trazas en relación al instrumento:

$$T_r = T_a - \frac{|x - x_0|}{V_r} \quad (2.1)$$

Entonces los tiempos absolutos T_a fueron llevados a tiempos reducidos T_r , a través de una velocidad de reducción V_r , que en este caso tiene un valor de 7 km/s. Según el objetivo del procesamiento se pueden utilizar otros valores, pero en este caso dado que se espera llegar a horizontalizar las curvas camino tiempo de las fases que viajan a mayor profundidad, se utiliza el valor mencionado. Una vez reducidos los tiempos, se realizan correcciones de tiempo de tránsito estáticas y dinámicas, utilizando los programas asociados a *Seismic Unix* (SU), *surch* y *surchwn* respectivamente.

Picado

Para el picado de las ondas se utilizó el *software* interactivo Zplot en su versión *window X plot* abreviado Xzplot, el cual fue desarrollado por Colin Zelt (Zelt and Smith, 1992). El objetivo de usar este programa es la identificación de las primeras llegadas para diferentes fases sísmicas. En este estudio se identificaron dos fases para realizar la tomografía: la refracción de la corteza (P_g) y las reflexiones de ondas P asociadas al manto (P_mP). Cada una de estas proporciona información valiosa para el modelo; mientras que las refracciones permiten conocer las velocidades, las reflexiones nos dan información sobre las profundidades. Además es posible identificar otros tipos de fases como refracciones en el Moho (P_n) y otras asociadas a la onda S , pero para la obtención del modelo final de velocidades, solo se utilizaron las antes mencionadas P_g y P_mP .

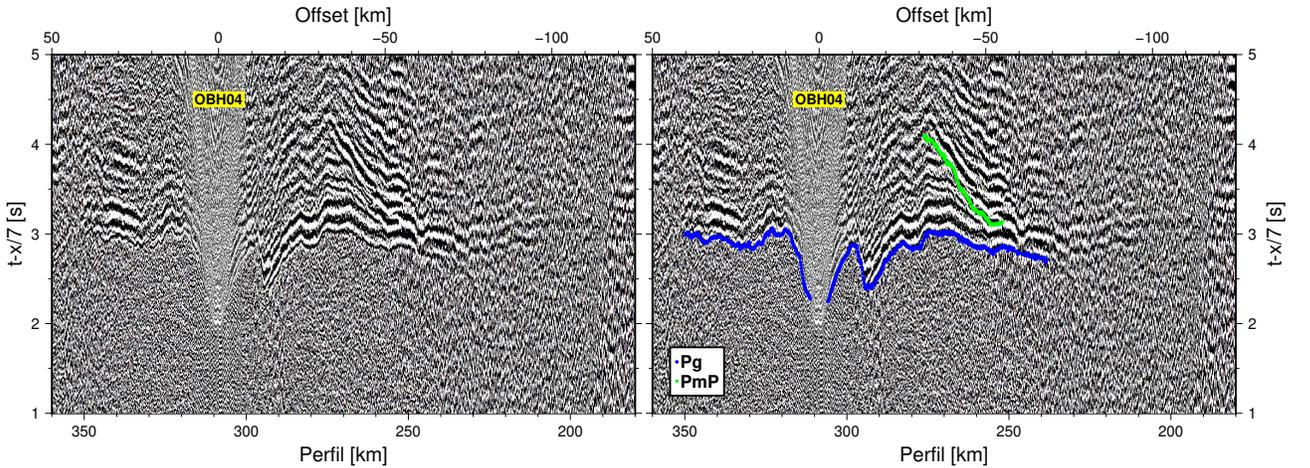


Figura 2.2: Ejemplo de picado de las fases P_g y P_mP para el instrumento OBH04. Izquierda: Señal original, derecha: señal picada. Se puede notar que a partir de un determinado *offset*, aunque es factible detectar una señal sísmica, se torna más complicado realizar el picado de forma precisa debido a la pérdida de la señal con la distancia. Esto es observable entre los 240 a 200 km de esta estación.

Las fases identificadas se caracterizan por ser las primeras llegadas de las ondas (P_g), siendo posible observarlas en la mayoría de los casos, en *offsets* mayores a 50 km hasta

valores variables según la estación y las reflexiones (P_mP) con un comportamiento asintótico respecto a las primeras, con *offset* mayores a 30 km hasta los 50-60 km.

El error de picado utilizado corresponde a la mitad del periodo de la llegada, aunque esto varía según la fase y la calidad de esta. Para el caso de P_g se utilizaron valores de 50 ms para *offsets* cercanos, y 55-65 ms para *offsets* lejanos. Para el caso de P_mP se utilizó en promedio 70-80 ms.

Tomografía Sísmica bidimensional

Para las modelaciones de este trabajo se utilizó el *software* desarrollado por Jun Korenaga (Korenaga et al., 2000) “Tomo2D”, el cual permite una inversión conjunta de los datos picados (refracciones y reflexiones), lo que finalmente entrega un modelo bidimensional de velocidades. El proceso se realiza mediante la discretización del medio estudiado a través de figuras trapezoidales, que generan una mejor representación del área de estudio a través de interpolaciones bilineales que aseguran las continuidad del campo de velocidades. Además el *software* cuenta con varios módulos que permiten la manipulación de grillas, generación de modelos directos e inversos, junto a sus respectivas medidas de error asociadas. Para esto es necesario obtener la geometría del perfil a estudiar, un reflector inicial (Moho) y algunas especificaciones computacionales.

Modelo directo

La modelación directa o *forward* consiste en calcular la respuesta del modelo (grilla) que se entrega al módulo *ttforward* del *software* de Korenaga, es decir, calcula los tiempos de llegada para cierto campo de velocidades. Para realizar esto se puede utilizar el método de grafos junto al de *ray bending* para optimizar memoria (Papazachos and Nolet, 1997, Van Avendonk et al., 1998).

Para las soluciones, la implicancia del modelo directo es que se pueden variar los parámetros hasta llegar a un modelo deseado. Esto claramente es un costo de tiempo humano y computacional grande, porque en términos simples consiste en ir ajustando modelos hasta obtener uno que reproduzca de manera certera los tiempos de llegada.

Modelo inverso

La modelación inversa implica la obtención de los parámetros del modelo físico del sistema a partir de las observaciones (mediciones), que en este caso corresponden a los tiempos de llegada obtenidos para cada instrumento. Como se explicó en el modelo directo, podría haber muchos modelos que reproduzcan las observaciones, por lo tanto, se busca la solución que proporcione la mejor representación física bidimensional a través de criterios geofísicos y/o geológicos que restringen las posibles configuraciones del modelo.

En términos físicos, lo que se obtiene como primeras llegadas son los tiempos de viaje de las ondas por el medio. Es por esta razón que podemos calcular ese tiempo mediante la siguiente ecuación:

$$dT_i = \int_{\Gamma_i} \delta u d\Gamma \quad (2.2)$$

Se tiene un rayo que se propaga a través de un medio que ha sido discretizado por celdas parametrizadas. Cada celda que atraviesa el rayo i tiene asociado un camino Γ_i , cuya integración da como resultado el tiempo residual dT_i correspondiente a la diferencia temporal entre lo observado y estimado. Es importante mencionar que el término δu hace referencia al diferencial de lentitud del medio, que corresponde al inverso de la velocidad. Este paso se realiza para simplificar el proceso de inversión y linealizar el problema, como se muestra en la ecuación (2.3).

Con lo mencionado es posible escribir el problema en la forma en que se exponen la mayoría de problemas geofísicos a invertir:

$$d = Gm \quad (2.3)$$

Con d : las observaciones (tiempos residuales), G : la matriz de derivadas de Frechet dependiente de las velocidades y las profundidades y m : Los parámetros físicos desconocidos del modelo (perturbaciones). Para más detalles referirse a Korenaga et al. (2000).

Regularizaciones, amortiguamiento y peso

Si bien el problema está linealizado, todavía es de compleja solución debido a que es sobre determinado (hay más ecuaciones que variables) y mal condicionado (pequeñas perturbaciones en las observaciones, generan grandes variaciones en los parámetros del modelo), para esto es necesario aplicar una serie de suavizamientos y amortiguamientos, los cuales están detallados en Korenaga et al. (2000). En particular para la obtención del modelo los que cobraron más importancia (que son los que comúnmente se intentan ajustar) son los largos de correlación horizontales (Lh), verticales (Lv) y Ld del reflector. Además de esto se aplica un amortiguamiento a las velocidades y profundidades SV y SD para estabilizar la inversión en caso de valores de tiempos residuales muy altos.

Es importante tener en cuenta que la solución puede ser ambigua en la zona más profunda de la corteza, donde los datos de reflexión se utilizan para determinar tanto las velocidades como la profundidad del reflector. Para abordar esta problemática, se introduce el parámetro w (*Depth Kernel Weight Parameter*) que permite priorizar la velocidad o la profundidad. Si al modificar w la solución no varía, se puede concluir que el modelo no es ambiguo. Así, el parámetro w es una herramienta valiosa para mejorar la inversión de datos sísmicos y obtener resultados más precisos.

En el proceso de inversión de datos sísmicos, se emplea el parámetro w para orientar la inversión hacia el ajuste de los tiempos de llegada o hacia la búsqueda del modelo de velocidad. Cuando w es igual a 0, se da prioridad a la inversión de las velocidades y no a las profundidades. En contraste, para w igual a 1, se consideran equitativamente las perturbaciones de velocidad y profundidad, si es que aumenta tendiendo a infinito, se priorizan las profundidades.

Errores de modelo

Dado que se está utilizando el método de inversión para la obtención del modelo de velocidades, es necesario cuantificar el error producido por el modelo resultante y su calidad de ajuste de los datos. Para ello se utilizaron 2 medidas que son producidas por Tomo2D junto al resultado de la inversión:

- RMS: Medida estadística asociada a un promedio cuadrático entre los tiempos picados y los tiempos ajustados por el modelo, con el cual se espera obtener el menor valor posible en el orden de milisegundos. Sea N el número total de tiempos picados:

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (t_{picado} - t_{sintetico})^2}{N}} \quad (2.4)$$

- χ^2 : Corresponde a un *test* de hipótesis asociado a la distribución del modelo comparada con la distribución esperada. Si su valor es cercano a 1, indica un buen ajuste. En caso contrario se tendrá sobreajuste ($\chi^2 < 1$), mientras que valores mayores a 1 indican que todavía se puede seguir ajustando. En términos prácticos se pone un valor objetivo ligeramente mayor que 1 para poder ir probando el grado de ajuste y optimizar los tiempos de cálculo, ya que no es común que un modelo ajuste de manera perfecta. χ^2 se calcula con el RMS del modelo y τ que corresponde a la incerteza de los datos:

$$\chi^2 = \left(\frac{RMS}{\tau}\right)^2 \quad (2.5)$$

Modelo Inicial

Se construyó un modelo inicial utilizando los resultados previos obtenidos por Sallares et al. (2005), los cuales consisten en una batimetría tomada por la embarcación, un nivel de agua de velocidad 1,5 km/s, algunas capas asociadas a isocontornos de velocidad y un reflector asociado a los resultados del mismo modelo.

En el proceso de creación del modelo, se tomaron medidas específicas para mejorar su estabilidad. En primer lugar, se establecieron múltiples capas con el propósito de prevenir saltos discretos en las velocidades. Además, para abordar las limitaciones del *software* de inversión, se optó por realizar una interpolación de todas las capas (junto al Moho y la batimetría) de 80 puntos. En términos de resolución espacial, se emplearon espaciamientos de 0.375 km en la dirección vertical y 1 km en la horizontal, lo que contribuyó significativamente a la mejora general del modelo anterior.

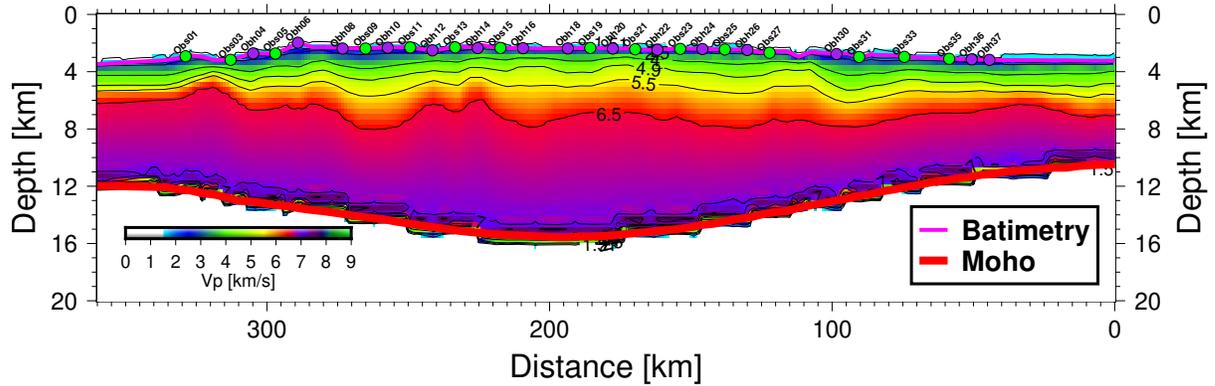


Figura 2.3: Modelo inicial de velocidad onda P construido a partir de Sallares et al. 2005. Los puntos verdes corresponden a los OBS y los morados a los OBH, la línea Rosa corresponde a la batimetría y la línea roja corresponde al Moho.

Al rehacer el modelo del perfil publicado por Sallares et al. (2005), se busca por un lado mejorar su resolución desde un punto de vista computacional, debido a que en este trabajo se utilizó un espaciamiento de grilla mucho más fino, lo que junto a un aumento sustancial en la cantidad de datos picados, tanto de fase P_g como de P_mP , busca tener una mejor resolución en el modelo final.

2.3. Tiempos de llegada

Con la obtención de tiempos de picado de Xzplot, junto al modelo inicial generado por el modulo *gen_mesh* de Korenaga, se procede a realizar la inversión por etapas con el módulo *tt_inverse*. Se presentan los tiempos picados de cada fase, junto a los resultados obtenidos de la inversión para cada estación donde cada punto representa un rayo.

Para la obtención del modelo final de inversión es importante mencionar que se realizó por etapas, es decir, se inicia invirtiendo los rayos que están a 10 km de cada estación utilizando el modelo inicial de la Figura 2.3. Posteriormente dicho resultado se utiliza como modelo inicial para la siguiente etapa. Se consideraron distancias de 10, 15, 20, 30, 60, 500 km, donde esta última se ocupa para poder abarcar todos los rayos posibles.

Se realiza este procedimiento por etapas debido a que el comportamiento de capas más someras difiere de las más profundas, por lo que se requiere utilizar distintos parámetros para su ajuste en el proceso de inversión. En este caso los parámetros ajustados fueron: Lht, Lhb, Lvb, Lvh (largos de correlación horizontal y vertical, t=top y b=bottom, respectivamente), LhR (largo de correlación del reflector), SV, SD los suavizamientos de velocidad y profundidad respectivamente y el parámetro w resumidos en la siguiente tabla, donde la superficie (10 km) indica el valor inicial para luego ir variando hasta su valor final en profundidad (500 km) :

Tabla 2.1: Rango de los parámetros de inversión

	Superficie	Fondo de la capa en profundidad
Lht	4	6
Lvt	0,2	3
Lhb	7	14
Lvb	4.5	7
LhR	6	7
ω	0,1	0,1
SV	80	220
SD	20	140

En las Figuras 2.4 a 2.18, se presentan los tiempos picados para todas las estaciones. Además se muestran los tiempos de llegada ajustados por el modelo inverso, el resultado final es el modelo sísmico de velocidad de onda P, el cual será presentado en la siguiente sección.

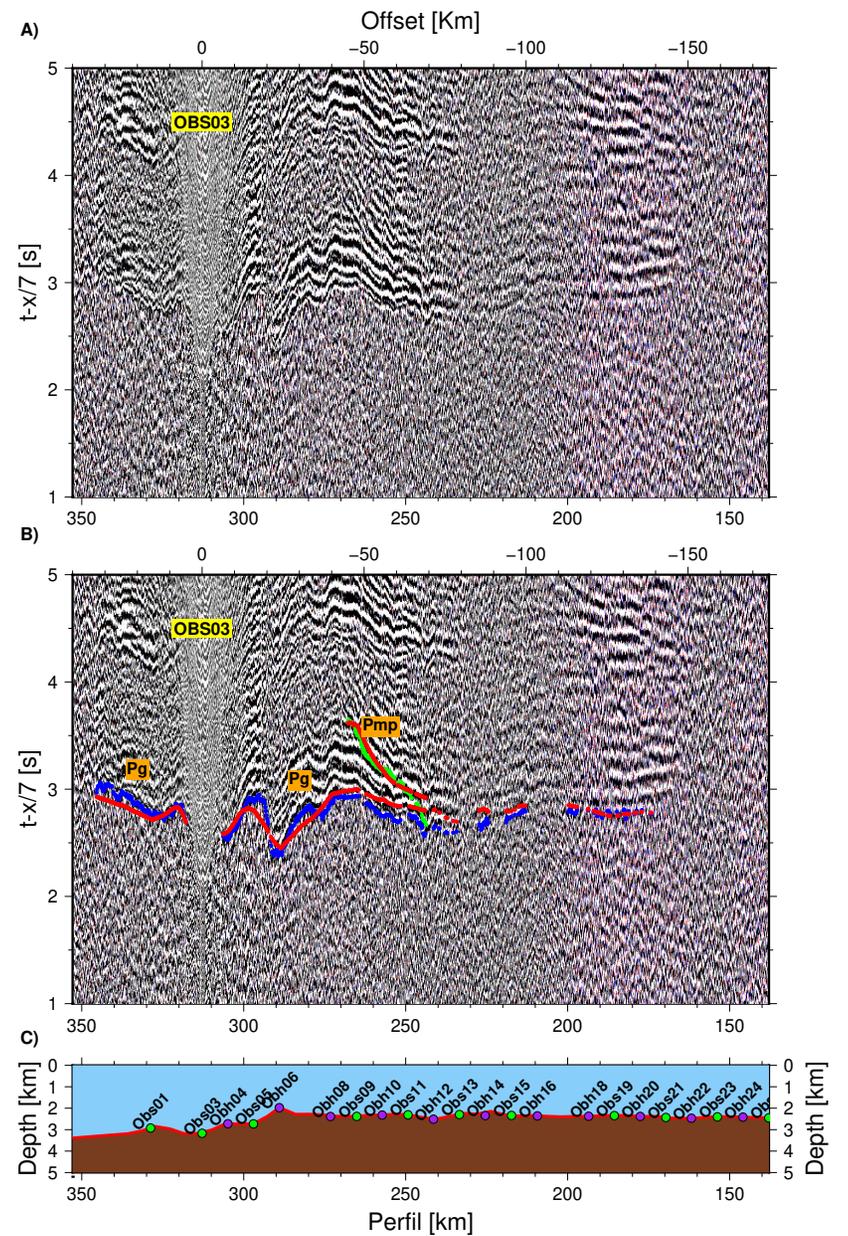
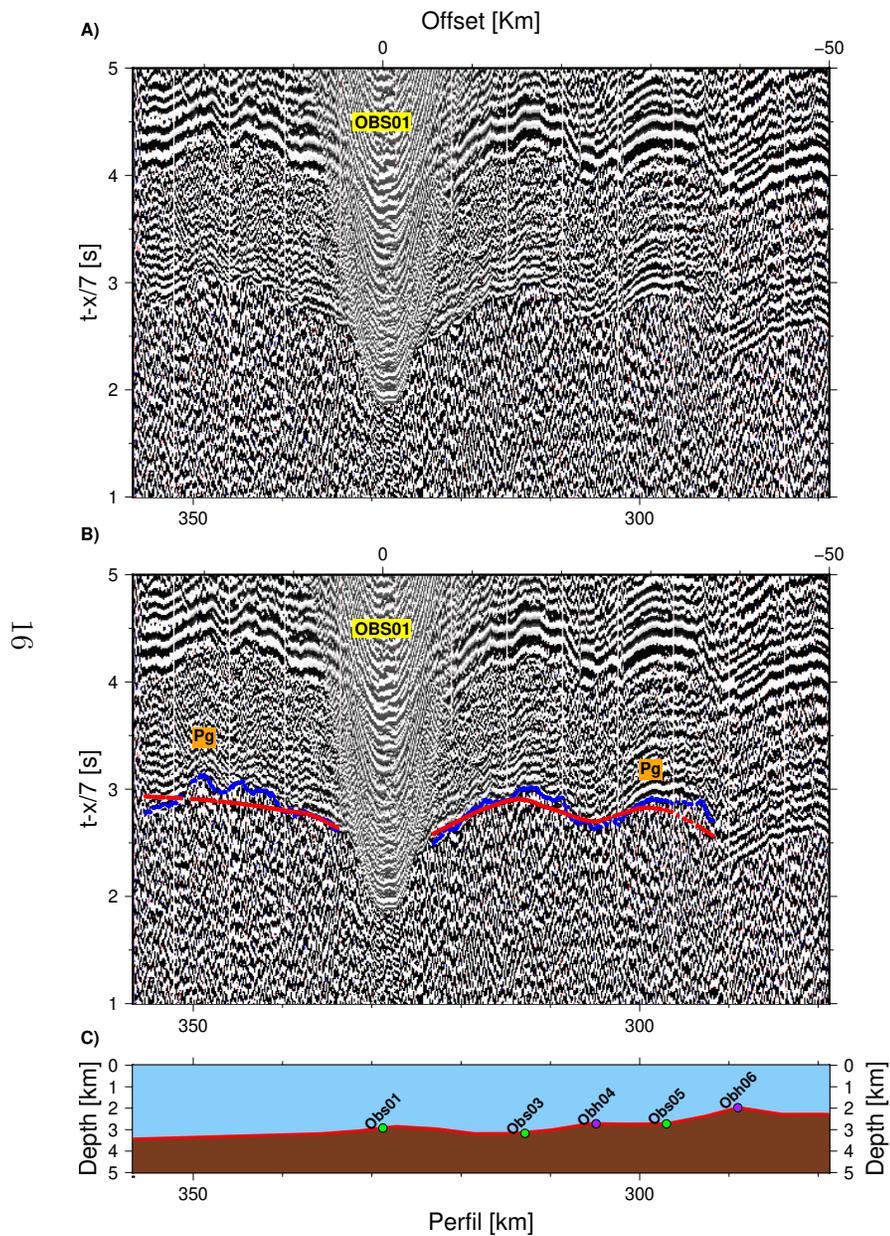


Figura 2.4: Registro de la componente vertical de las estaciones OBS01 y OBS03. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP .

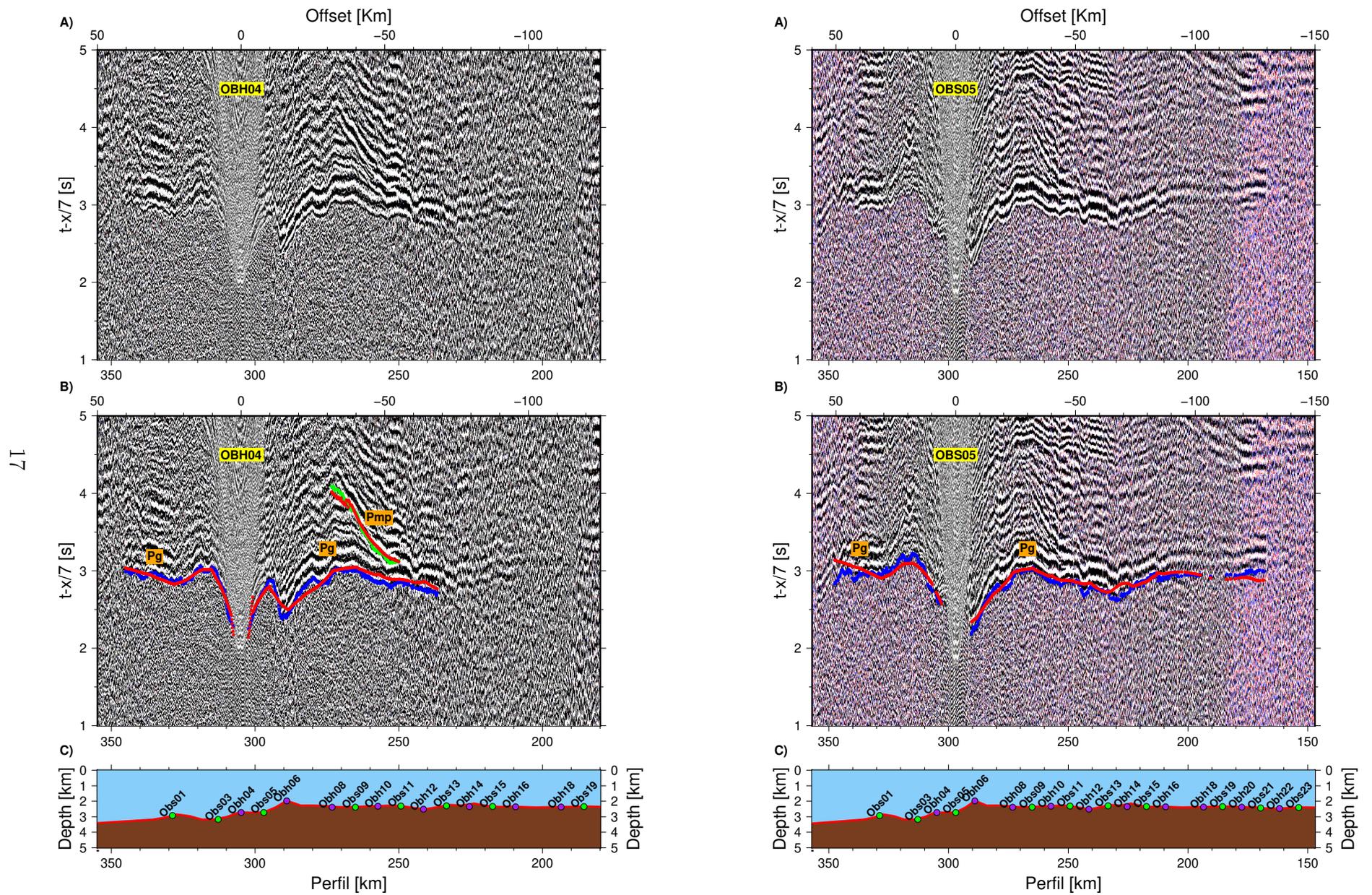


Figura 2.5: Registro de la componente vertical de las estaciones OBH04 y OBS05. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP .

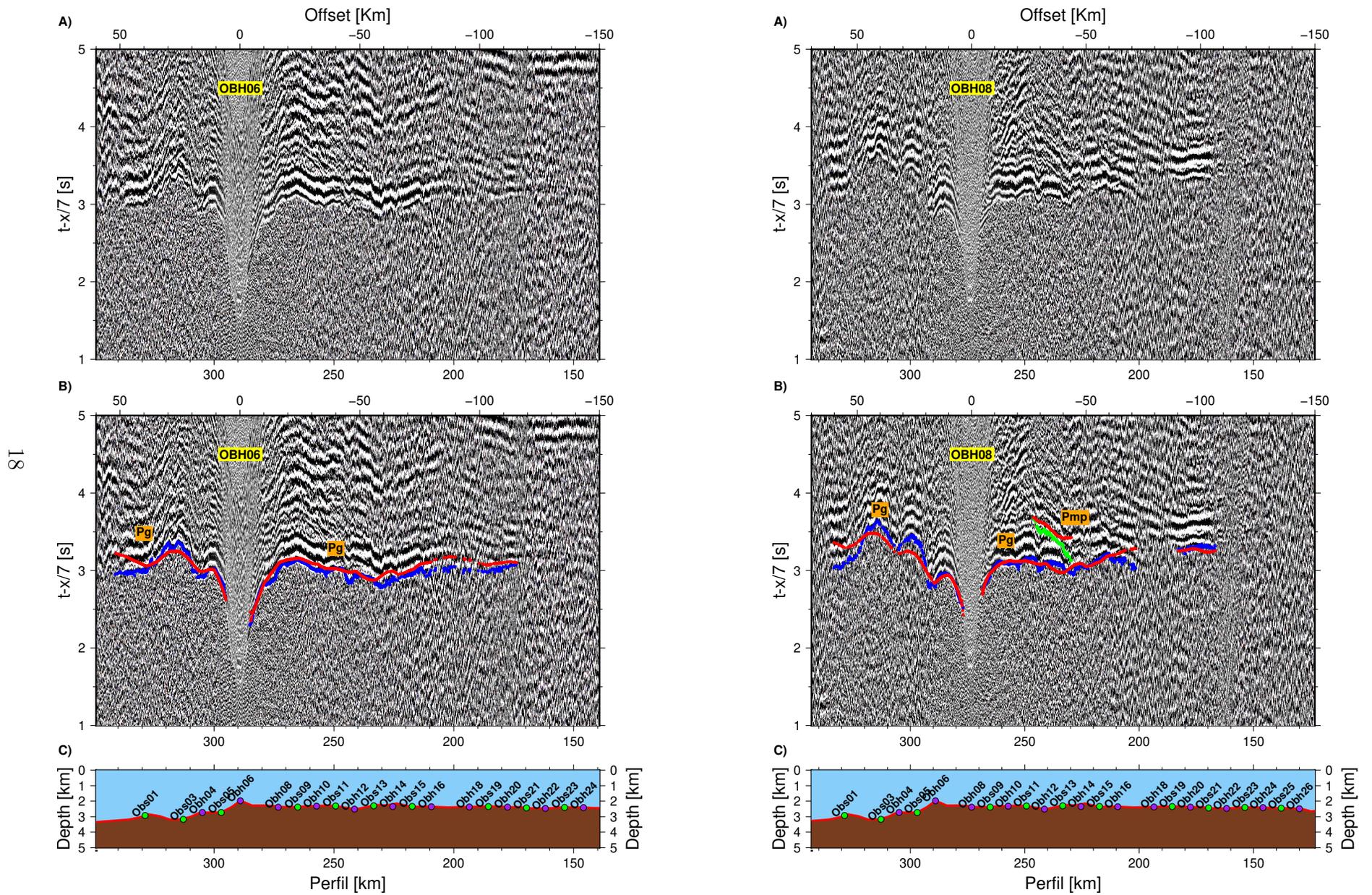


Figura 2.6: Registro de la componente vertical de las estaciones OBH06 y OBH08. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP .

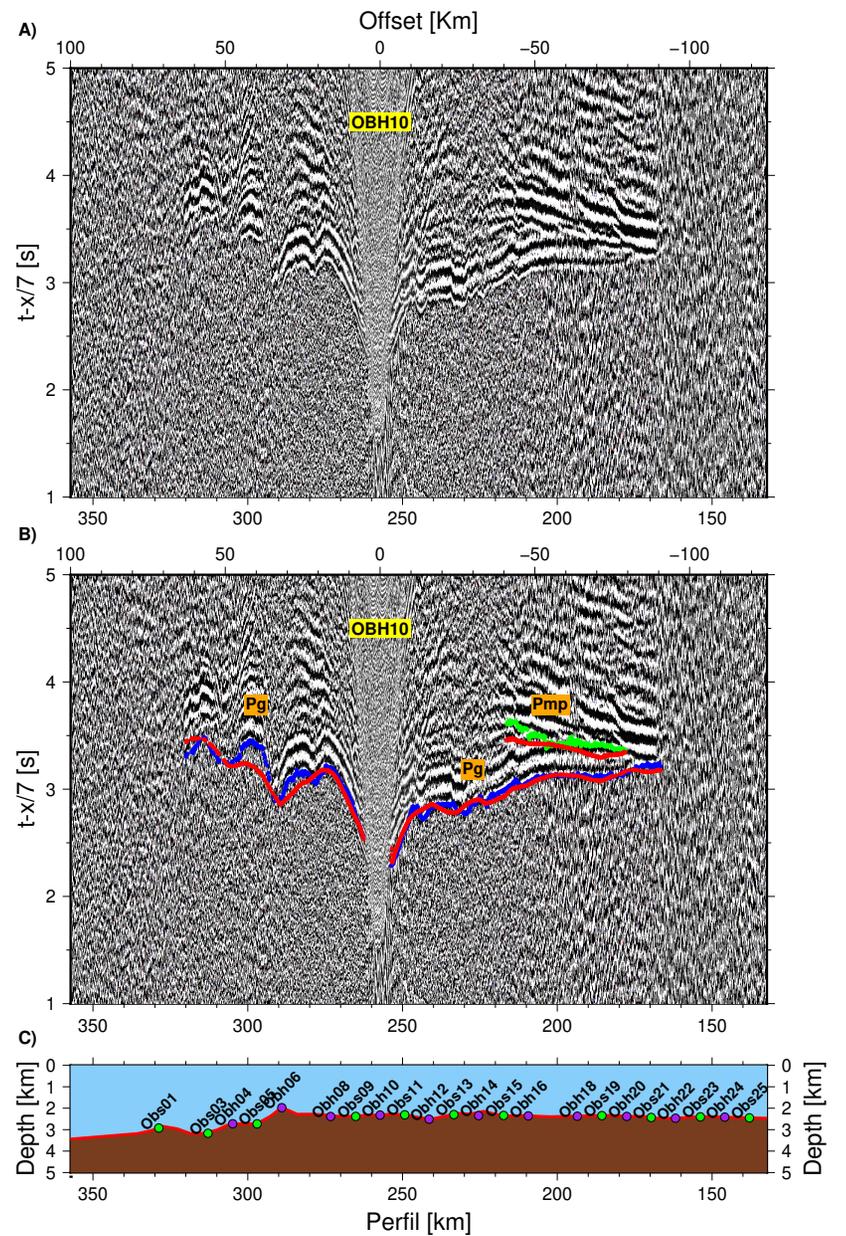
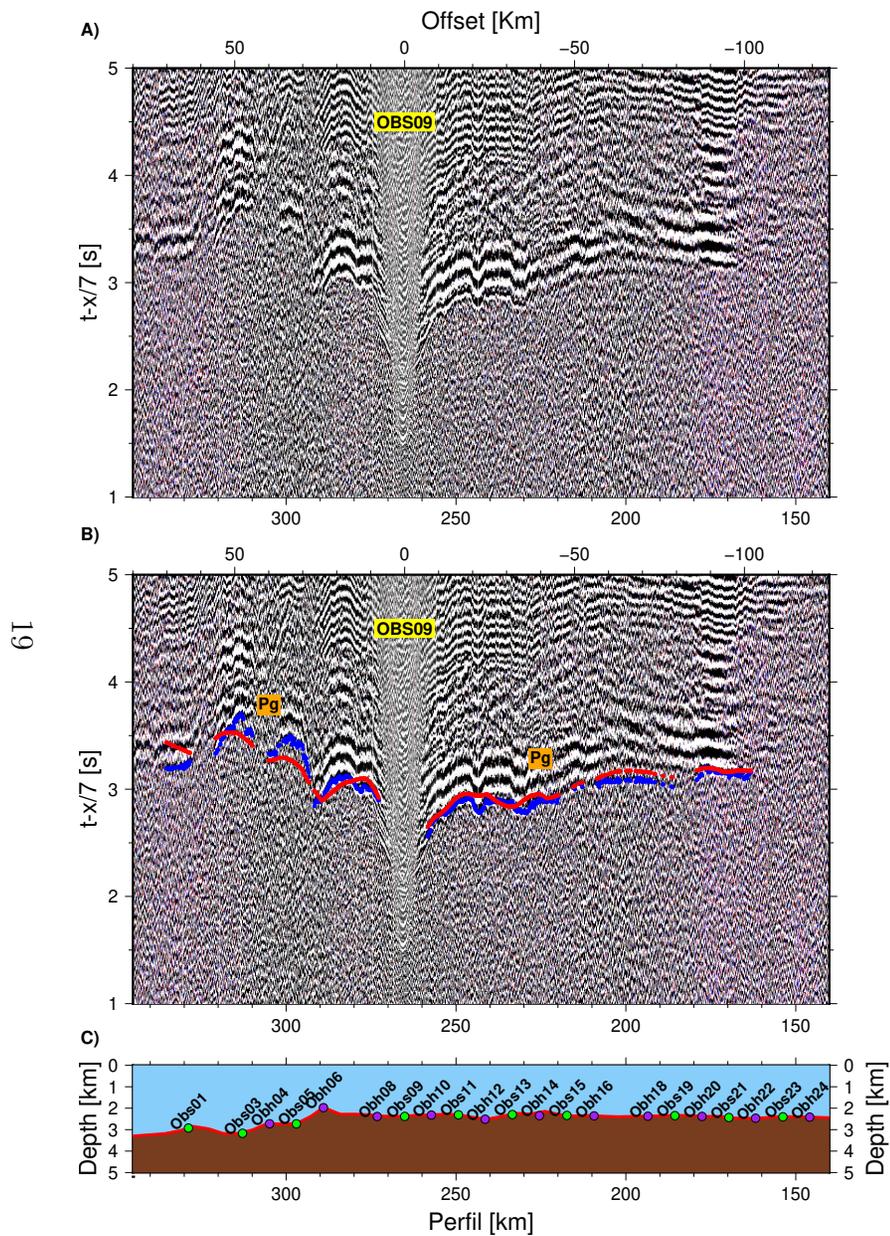


Figura 2.7: Registro de la componente vertical de las estaciones OBS09 y OBS10. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP .

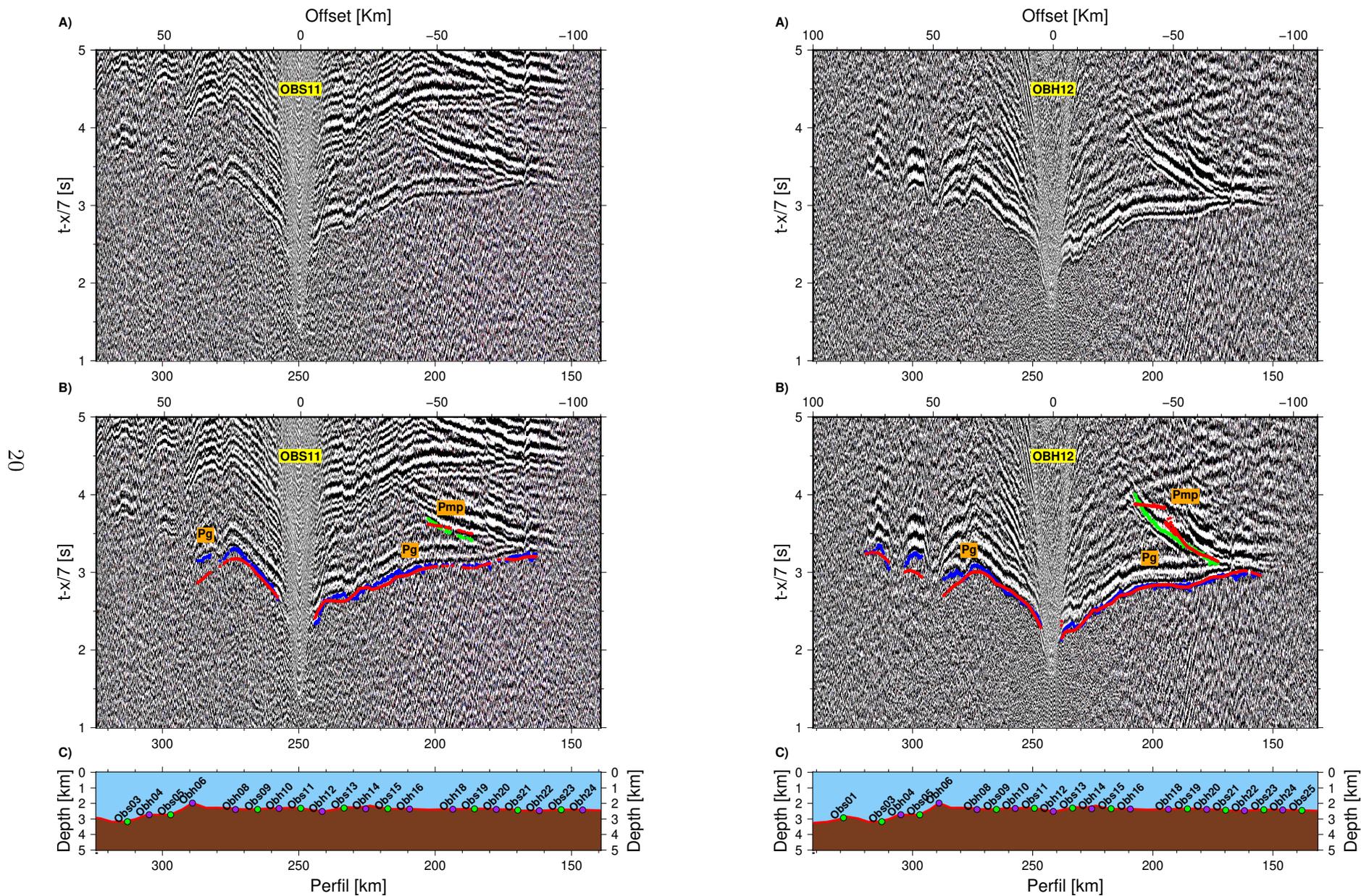


Figura 2.8: Registro de la componente vertical de las estaciones OBS11 y OBH12. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP .

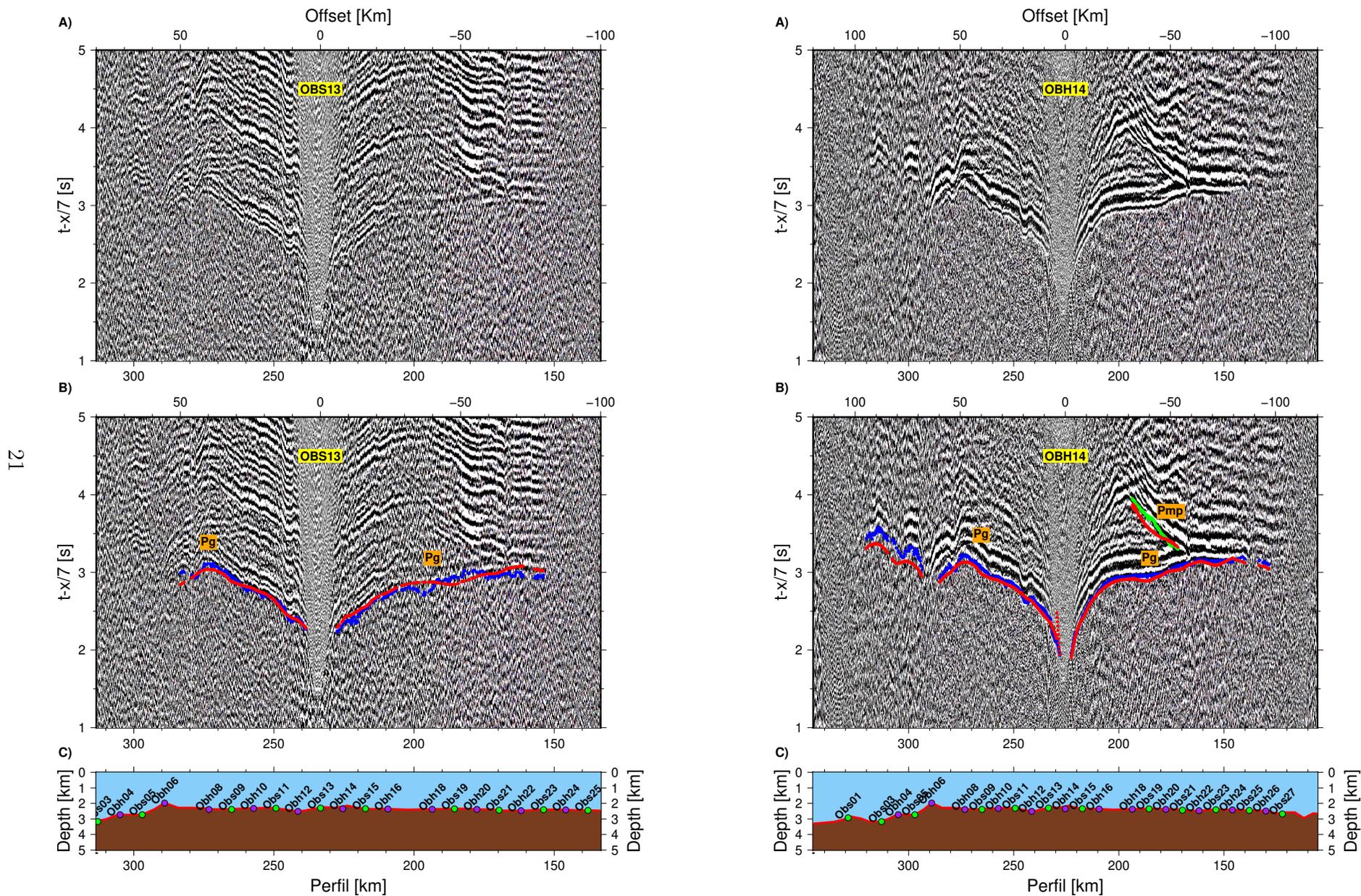


Figura 2.9: Registro de la componente vertical de las estaciones OBS13 y OBH14. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP .

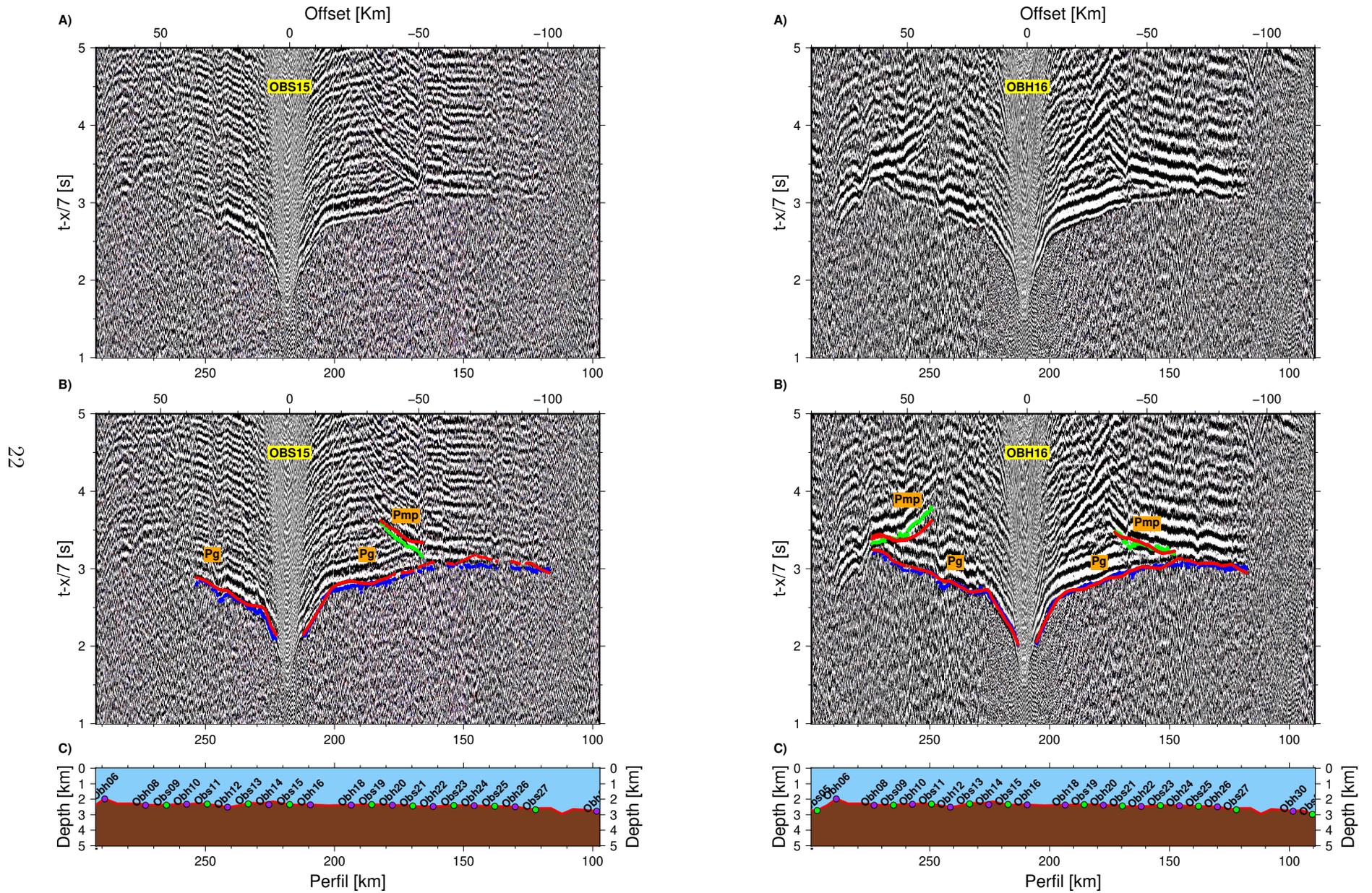


Figura 2.10: Registro de la componente vertical de las estaciones OBS15 y OBH16. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP .

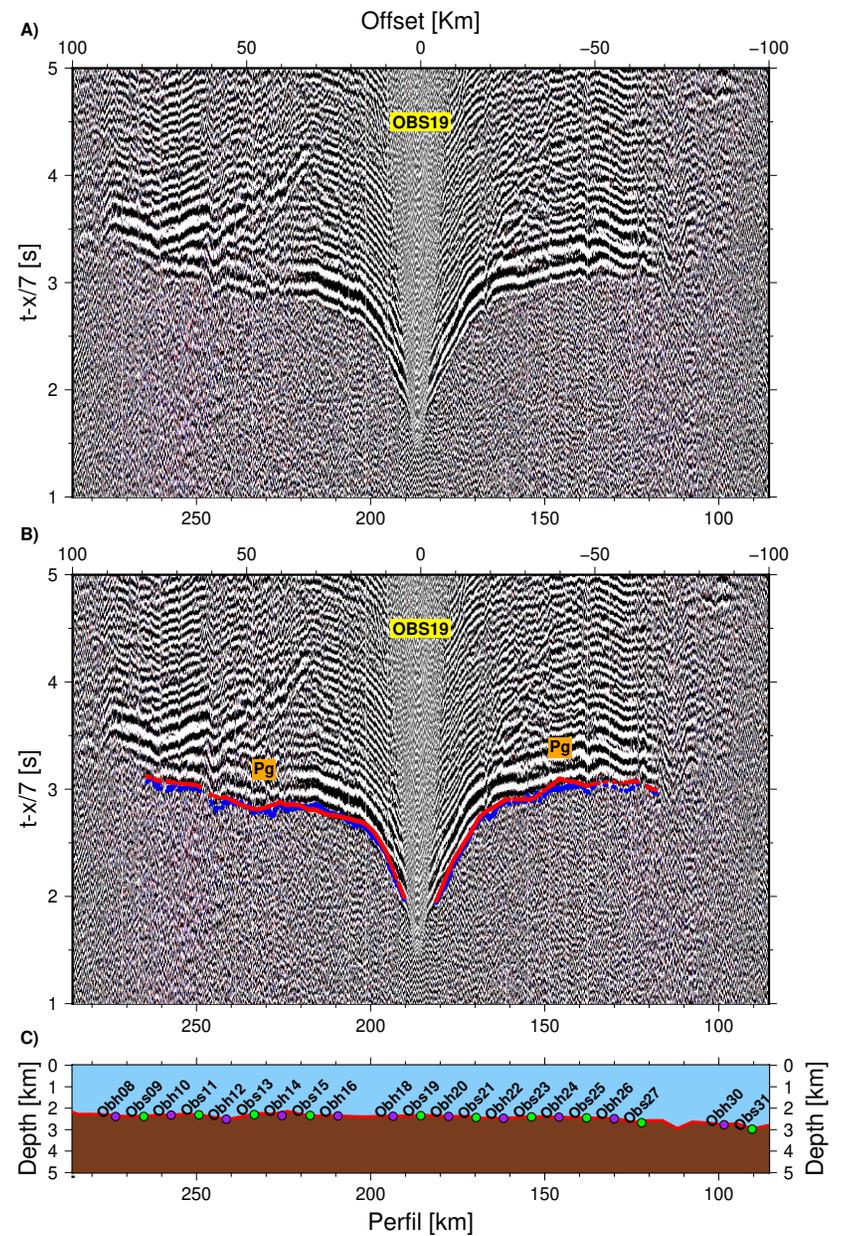
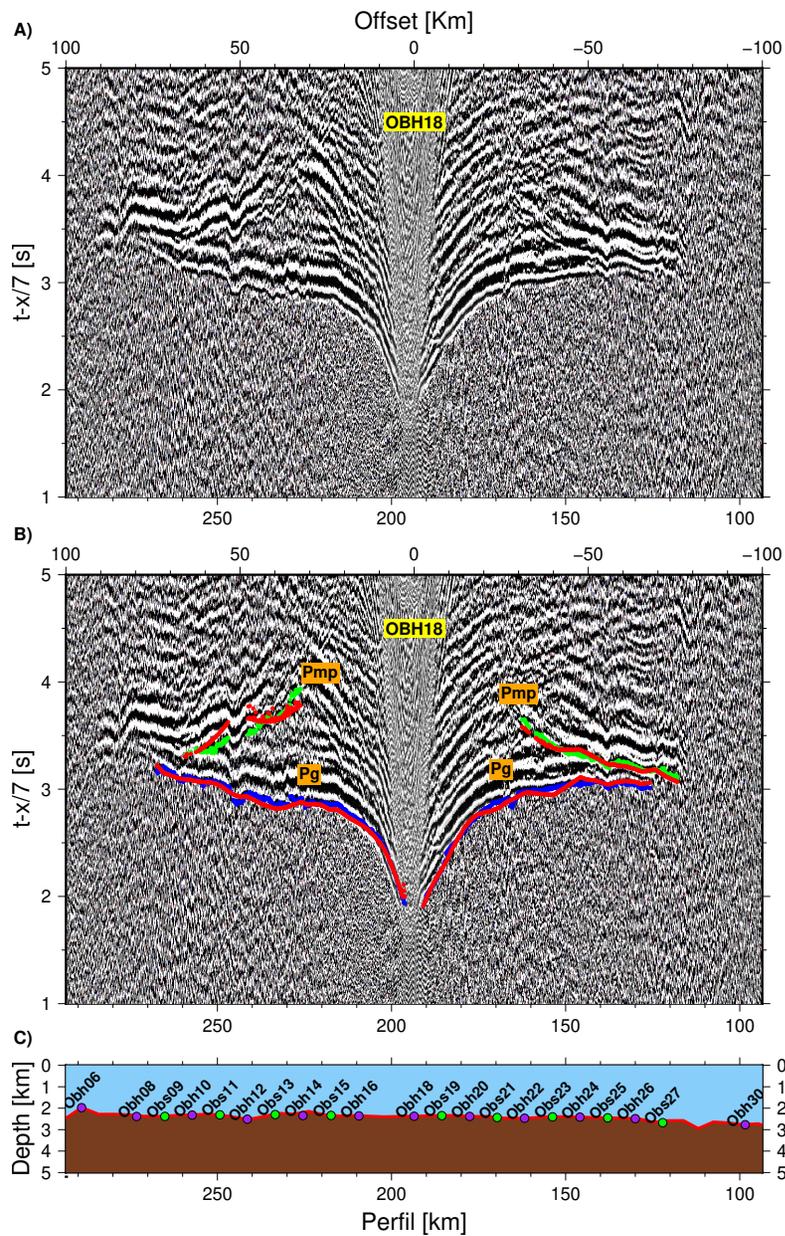


Figura 2.11: Registro de la componente vertical de las estaciones OBH18 y OBS19. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP .

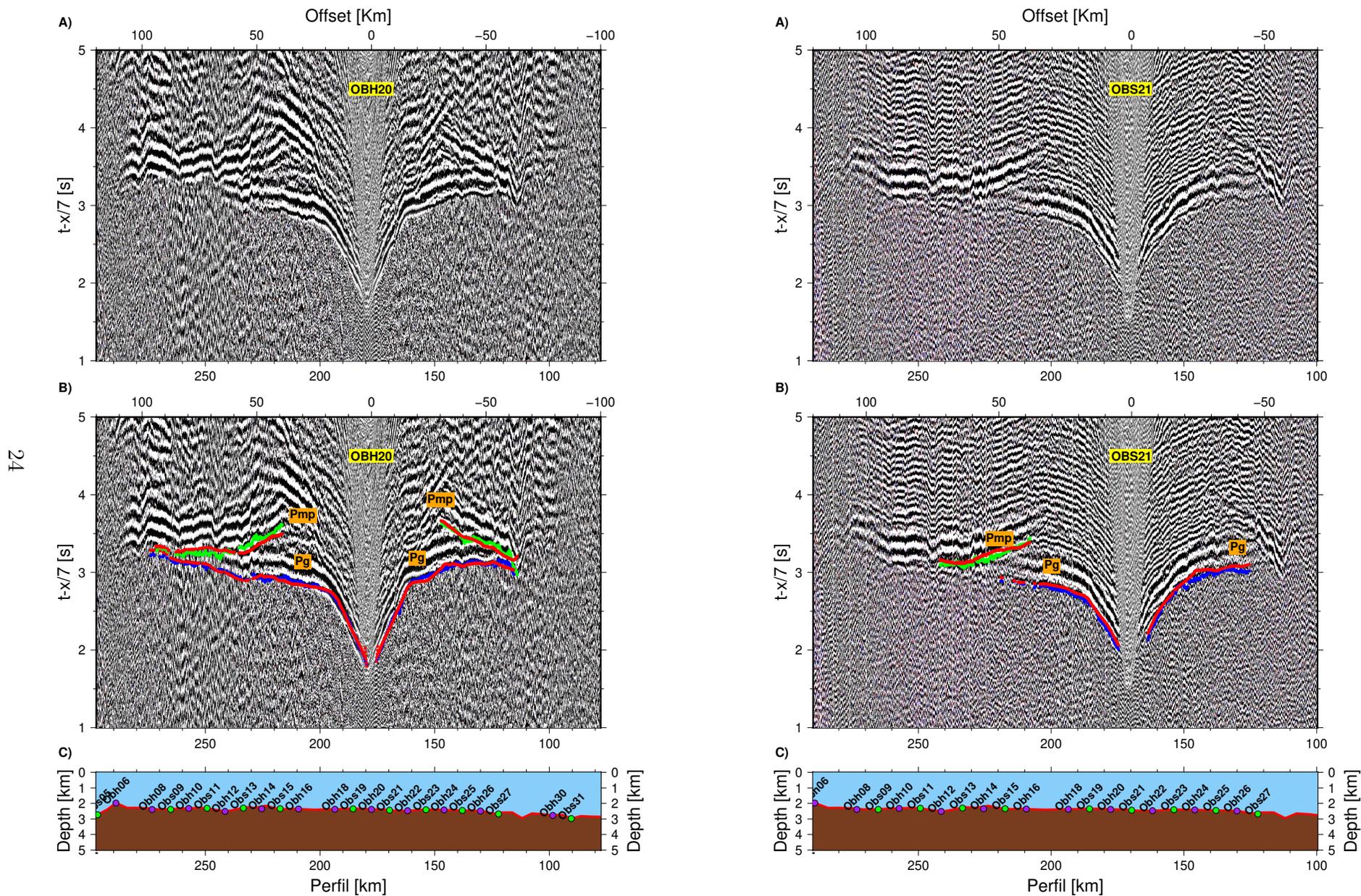


Figura 2.12: Registro de la componente vertical de las estaciones OBH20 y OBS21. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP .

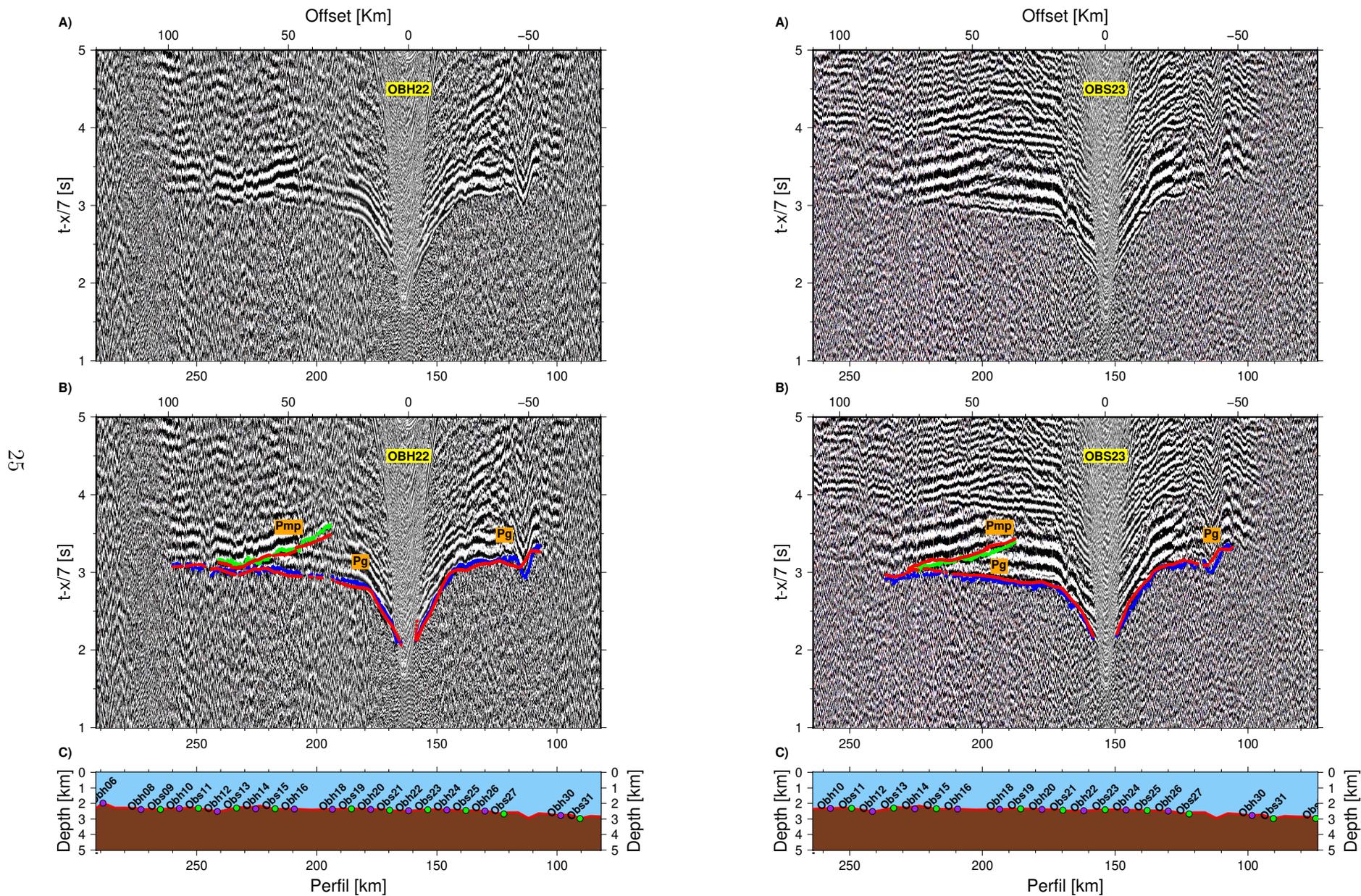


Figura 2.13: Registro de la componente vertical de las estaciones OBH22 y OBS23. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP .

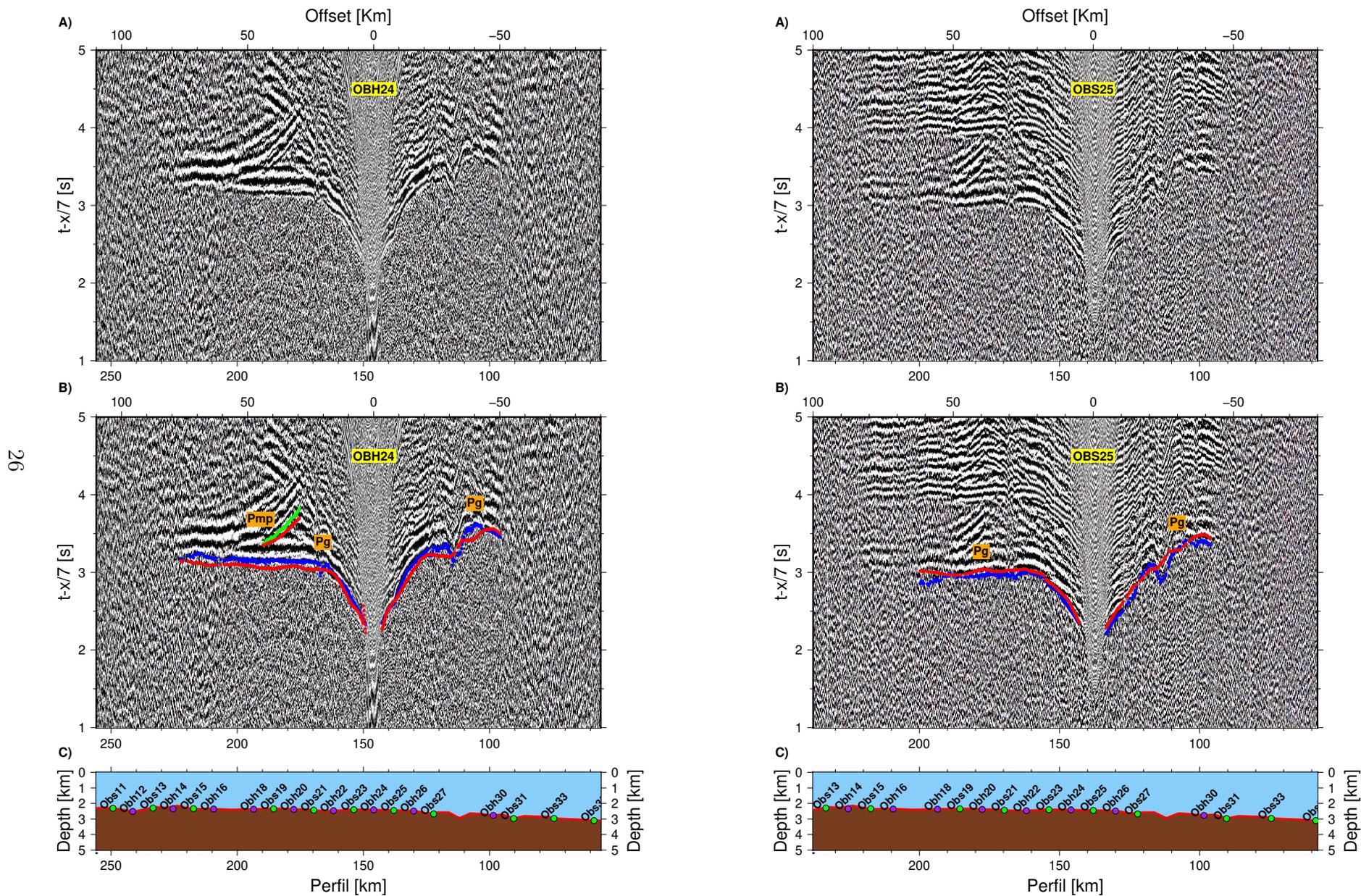


Figura 2.14: Registro de la componente vertical de las estaciones OBH24 y OBS25. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP .

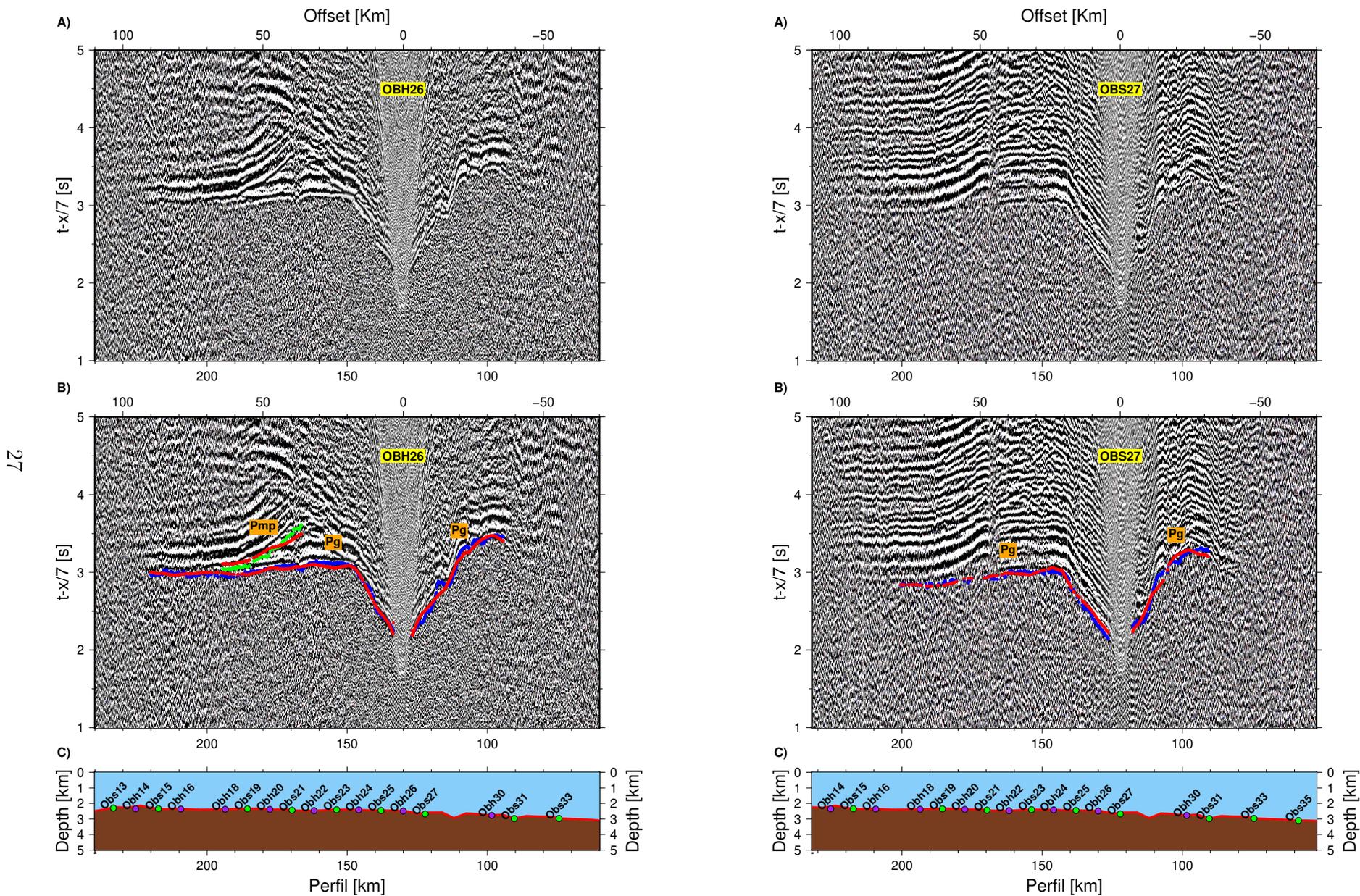


Figura 2.15: Registro de la componente vertical de las estaciones OBH26 y OBS27. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP .

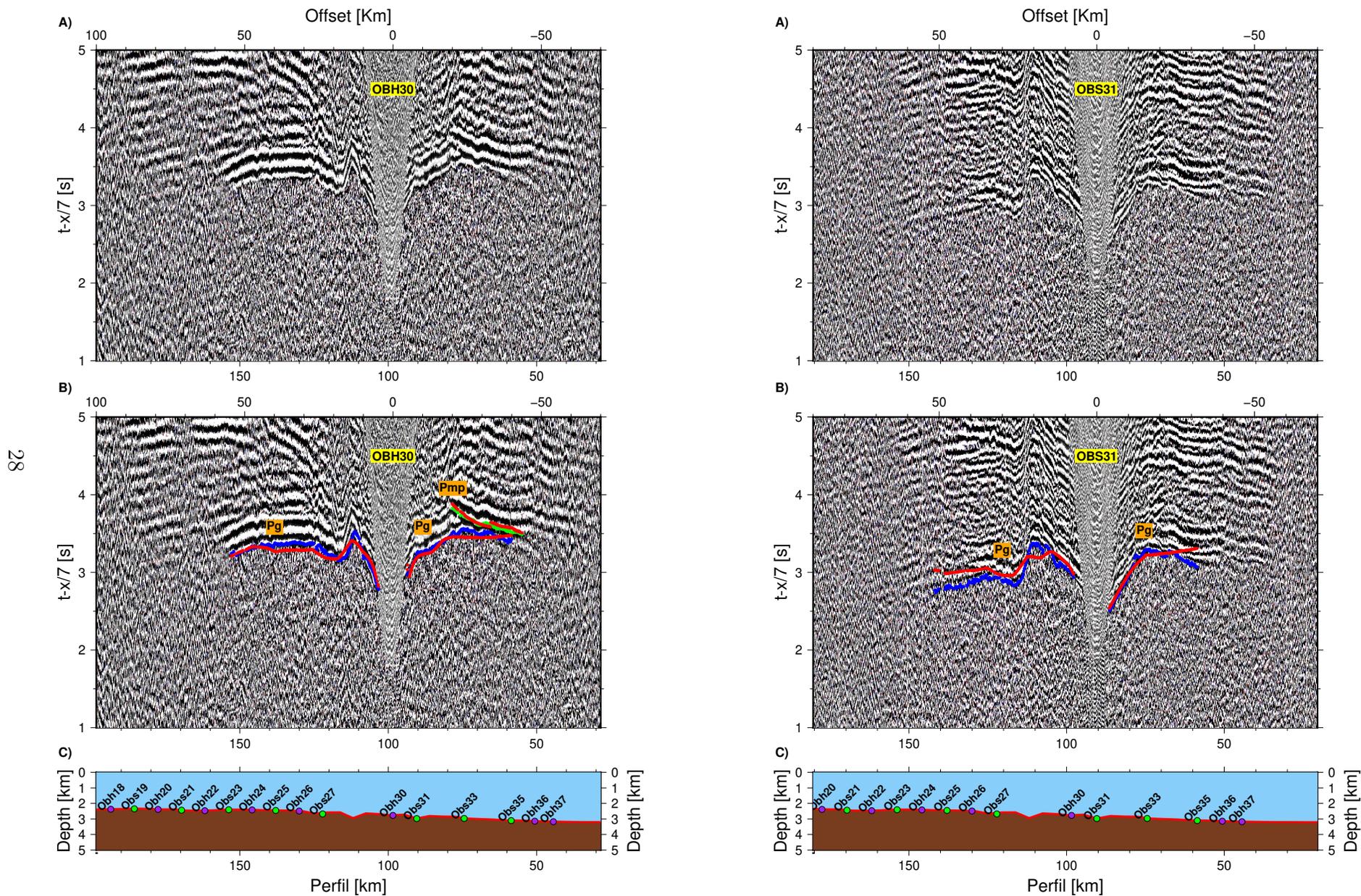


Figura 2.16: Registro de la componente vertical de las estaciones OBH30 y OBS31. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP .

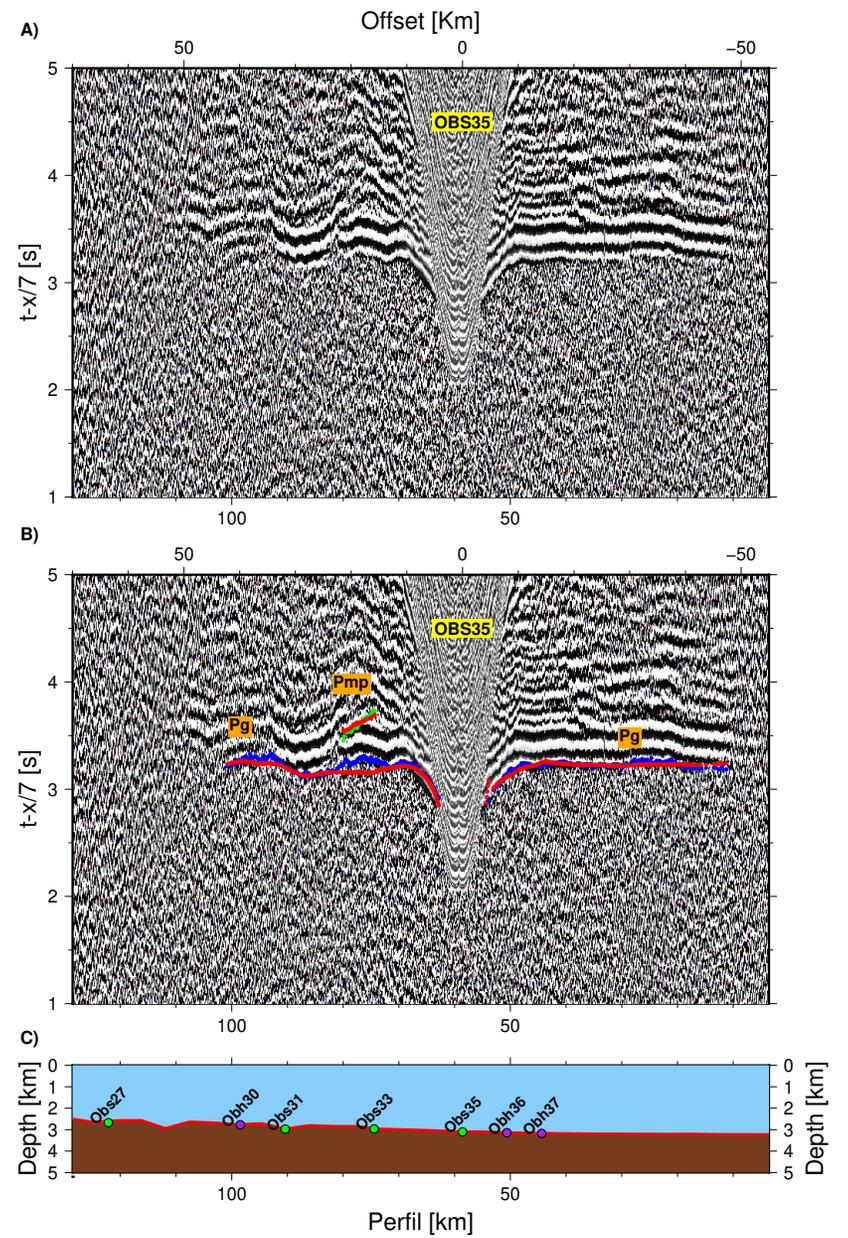
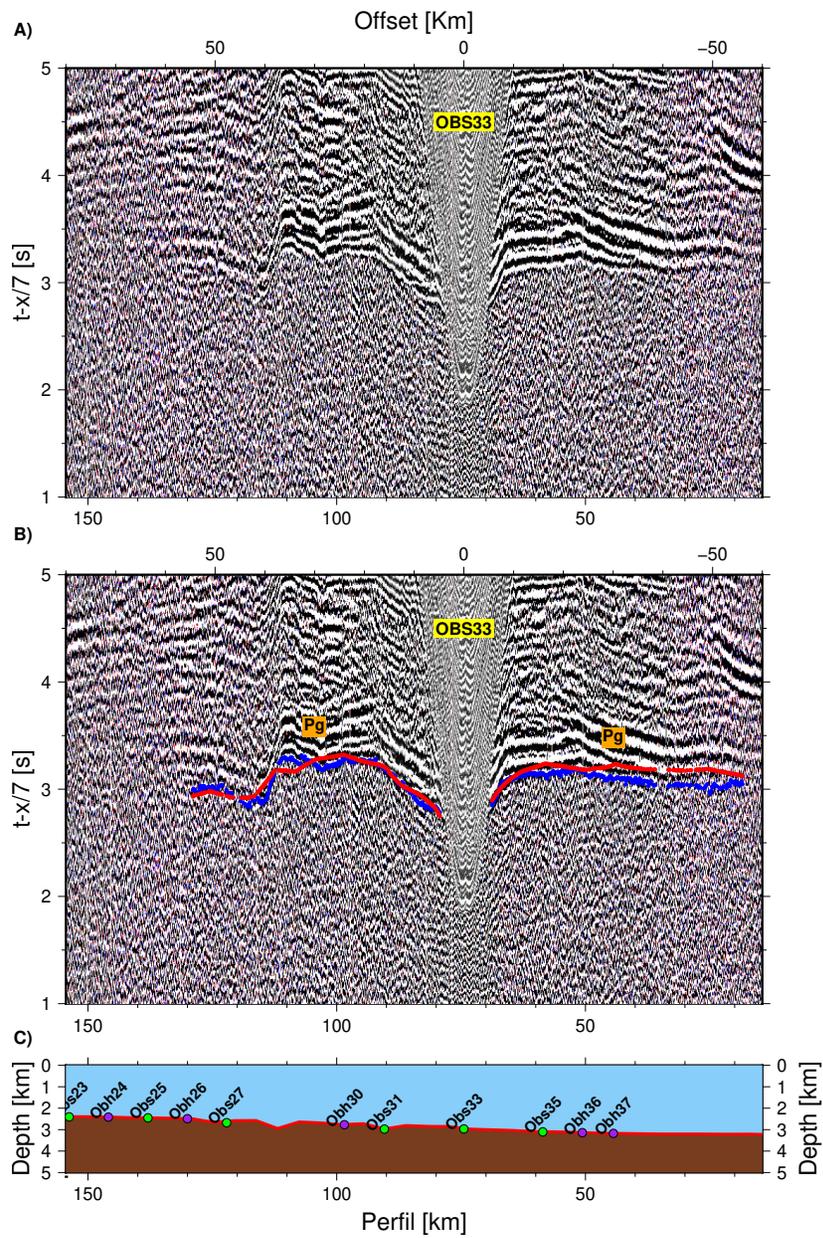


Figura 2.17: Registro de la componente vertical de las estaciones OBS33 y OBS35. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP .

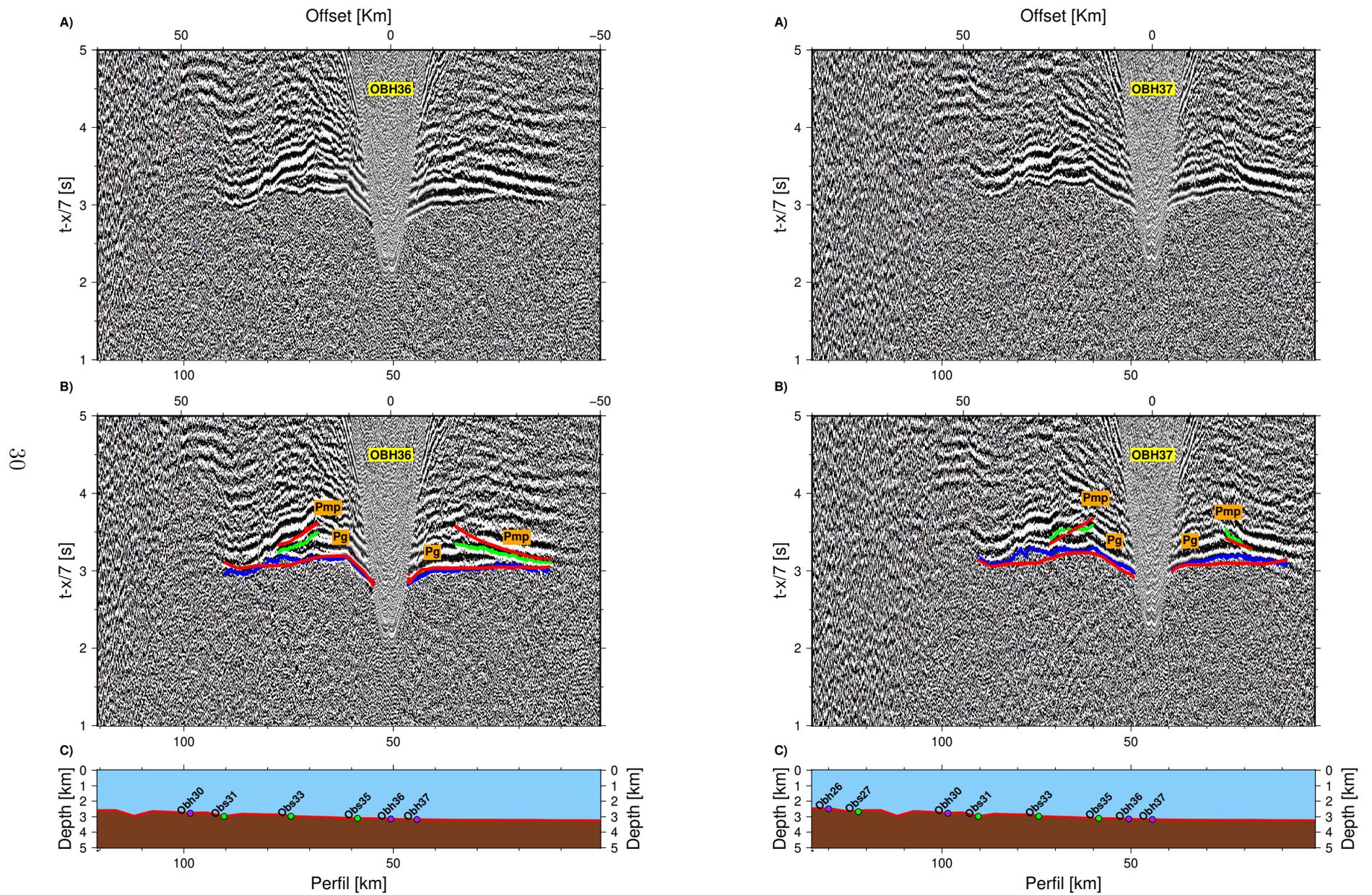


Figura 2.18: Registro de la componente vertical de las estaciones OBH36 y OBH37. En rojo el resultado del ajuste de tiempos de llegada de la inversión, en azul los tiempos picados P_g y en verde los tiempos picados P_mP .

Capítulo 3

Resultados

3.1. Modelos Resultantes

Se presentan los modelos finales de velocidad por etapas (Figura 3.1 y 3.2), los cuales se realizaron con cuatro iteraciones, con un χ^2 objetivo de 1,3; con el valor de peso $\omega = 0,1$, el cual es el que verdaderamente importa, ya que no afecta su valor en superficie debido a la ausencia de reflexiones. El error mostrado en cada figura corresponde al RMS y el valor del *offset* corresponde a considerar todos los rayos que llegan a una cierta distancia designada para realizar la inversión.

El resultado final corresponde al mostrado en la Figura 3.2.F, la línea de color en la última etapa corresponde al reflector que fue obtenido, el cual representa a la discontinuidad de Mohorovičić (Moho). Además se presentan en la tabla 3.1 los resultados estadísticos:

Tabla 3.1: Resumen estadístico del conjunto de datos

	Cantidad	RMS	χ^2
P_g	18887	0,67 ms	1,35
P_mP	3954	0,77 ms	1,53
P_mP+P_g	22831	0,69 ms	1,38

Es observable que los espesores corticales varían entre 10 km en los bordes del modelo (Figura 3.2.F), hasta 16 km indicando un engrosamiento de la corteza oceánica en la partes centrales. La parte superior de la corteza se caracteriza por tener un carácter más heterogéneo, con velocidades que varían en un amplio rango desde 2,5 km/s hasta los 6,5 km/s, con un espesor aproximado de 2-3 km. Mientras que la parte inferior de la corteza tiene un comportamiento más homogéneo con velocidades que experimentan cambios menores, desde los 6,5 km/s hasta los 7,2 km/s, con un espesor que varía entre 4,5 km hasta los 11 km según la profundidad del Moho obtenido. Lo antes mencionado se puede observar como un engrosamiento cortical, en particular de las estructuras sísmicas conocidas en la literatura como capa 2 y 3, que están delimitadas por el contorno de los 6,5 km/s (Christeson et al., 2019). El reflector obtenido en la Figura 3.2.F corresponde al Moho que varía en profundidad a lo largo del perfil, desde 8 km a 12 km.

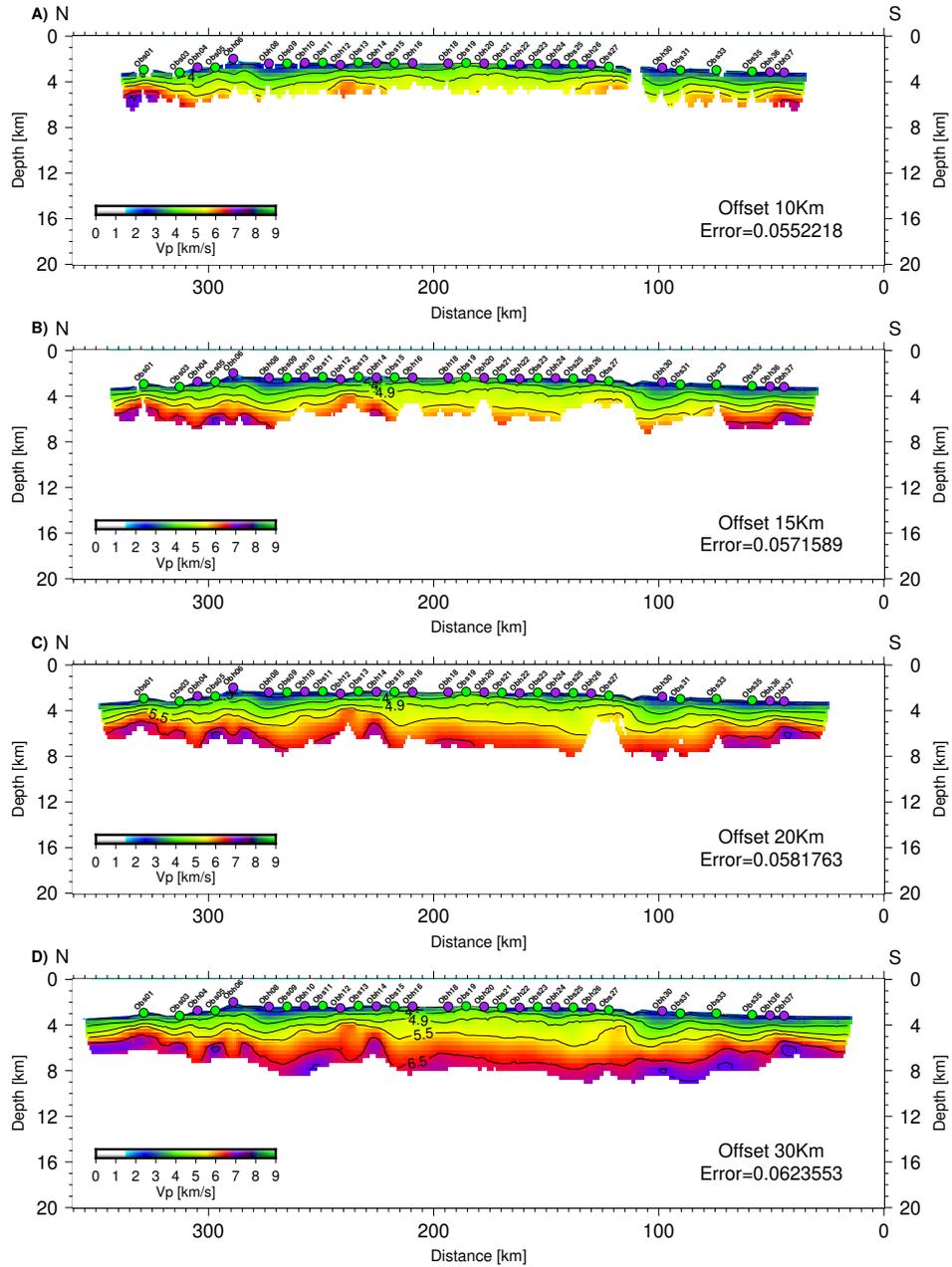


Figura 3.1: Modelos de velocidad resultantes de las primeras etapas de la inversión. El objetivo es utilizar el resultado de una etapa somera, como modelo inicial para la siguiente etapa más profunda.

Respecto del modelo resultante, es importante mencionar que algunos tiempos picados no fueron considerados para la inversión. Esto debido a que su ajuste no guardaba sentido físico posible de interpretar. Dado que, desde un punto de vista computacional, esto puede ser aceptable debido al volumen de datos obtenidos y a que al aumentar progresivamente el error de estos seguían sin ajustar de forma aceptable, por lo que se optó por quitarlos.

En esta misma línea, algunos tiempos de llegada de ondas P_g , no ajustan de forma tan coherente con los tiempos picados. Esto principalmente se puede ver desde la Figura 2.5

hasta la Figura 2.9, la causa más probable sea posibles efectos 3D de la topografía, ya que si observamos la Figura 2.1, es en esos sectores donde esta la parte más alta de la batimetría, por lo que tendría una alta influencia sus alrededores. Otros tipo de efectos en los resultados finales quedan sujetos a discusión.

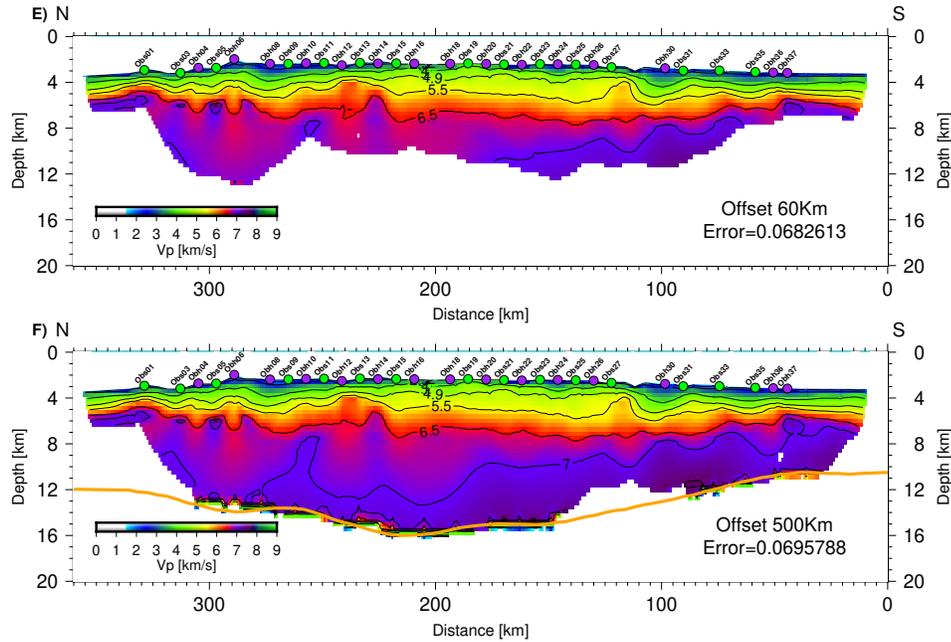


Figura 3.2: Modelos de velocidad resultantes de las últimas etapas de la inversión. La última etapa, la cual tiene un valor asignado de *offset* tal que se consideran todos los *picks*. Llegado a este punto es posible apreciar el reflector que ajusta la inversión, mostrado en la curva naranja.

3.2. Comparación de Modelos

Utilizando el modelo final de la inversión, se realiza el cálculo del modelo residual de la siguiente forma:

$$Residual = m_{final} - m_{inicial} \quad (3.1)$$

Esto permite ver cuales zonas tienen una velocidad más rápida o lenta con respecto al modelo inicial, siendo un valor positivo un indicador de que la velocidad es más rápida en el resultado final, mientras que valores negativos indican velocidades más lentas. La Figura 3.3 muestra el modelo inicial que fue creado como se detalló en la Sección 2.2. Además se tiene el modelo resultante del proceso de inversión para un *offset* suficientemente grande (500 km) junto a su RMS promedio de ondas $P_g + P_m P$.

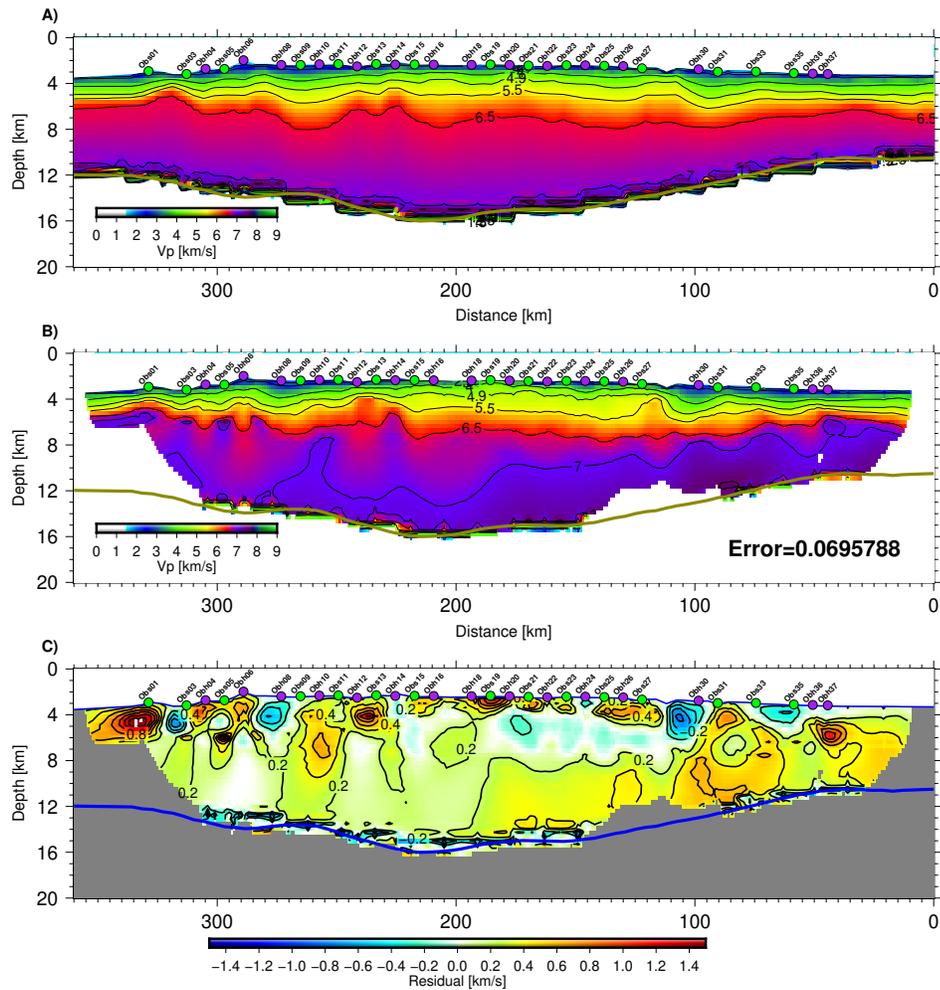


Figura 3.3: A) Modelo de velocidad inicial construido. B) Modelo Final. C) Modelo residual obtenido de la resta del modelo final e inicial.

Otro punto importante a mencionar del modelo inicial que se construyó, es que de forma intencional se aumentaron las velocidades más superficiales. Debido a que si fueran de valor bajo, estas producirían artefactos debido al contraste suave con la zona más superior del modelo (donde la inversión no está resolviendo estructuras). Esto explica las variaciones de máximos y mínimos en superficie observables en el modelo residual.

Respecto a las zonas más profundas. En general se observan mayor cantidad de sectores donde el modelo es más rápido, y en los bordes se acentúa esta condición debido a la menor resolución en términos de rayos en esas zonas.

3.3. Test de Resolución

Para analizar la resolución del resultado, es necesario generar un modelo sintético que permita obtener los tiempos de llegada de las ondas, que finalmente quedan representadas en un modelo de velocidades. Para ello, se adicionan perturbaciones elípticas con distribución gaussiana al modelo final seleccionado (Figura 3.4.A). Estas perturbaciones deben tener una

magnitud menor o igual al $\pm 5\%$ de la velocidad, por lo que se añade un ruido aleatorio a la grilla de velocidad obtenida, con una amplitud de 100 ms (centrado en la elipse).

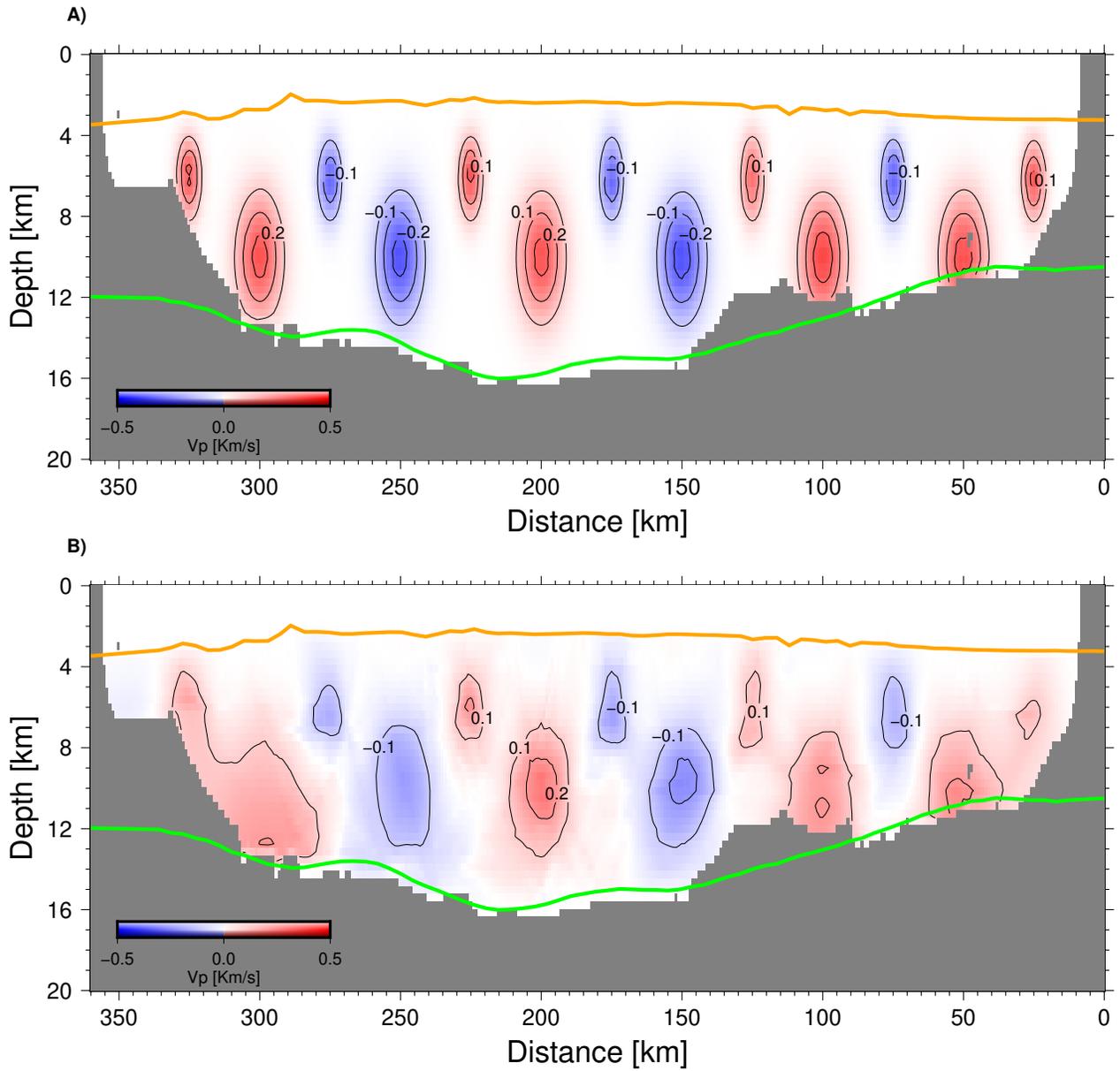


Figura 3.4: *Test* de resolución con elipses, en rojo se muestran las amplitudes positivas y en azul las negativas, el modelo A) es la perturbación añadida y el modelo B) el resultado de la recuperación.

A continuación, se ejecuta un modelo directo con las fuentes y los receptores de los rayos idénticos al proceso para obtener el modelo final. Posteriormente, se lleva a cabo una inversión, sin etapas por *offset*, utilizando el modelo no perturbado como referencia. Se utilizaron en este proceso 4 iteraciones para obtener los resultados más precisos.

El objetivo es estudiar si es posible recuperar las anomalías a través de la ecuación 3.2, donde m_{final} es el resultado mostrado en la Figura 3.2.F, considerando todos los rayos, y

$m_{perturbado}$ es el modelo obtenido a través de la inversión con perturbaciones.

Las elipses que se utilizaron difieren según la profundidad, debido a que las estructuras que uno esperaría poder interpretar varían en tamaño según la profundidad. Las elipses más pequeñas fueron asignadas en las partes más someras de la Figura 3.4.A, debido a que no se puede esperar un grado de recuperación aceptable si es que fueran de mayor tamaño ya que el comportamiento es más heterogéneo en esa zona. Mientras que en la parte inferior del modelo, se asignaron de mayor tamaño dado que es esperable un comportamiento más homogéneo, por lo que la recuperación debería ser posible con estas características.

$$m_{elipses} = m_{final} - m_{perturbado} \quad (3.2)$$

En las elipses próximas al reflector, sus amplitudes fueron atenuadas debido a una tendencia del modelo resultante a conservar sus valores con respecto al modelo inicial, probablemente por la menor cobertura de rayos. Además se identifican 2 elipses al costado (alrededor de los 300 km de la Figura 3.4.B) que, debido a su superposición con el reflector y de la poca cobertura, tendieron expandir la influencia de su anomalía. Mientras que en los costados se aprecian efectos de extensión de la forma de las elipses, debido a la menor cantidad de rayos tomados, sugiriendo efectos debido a artefactos, los cuales se tratarán en la sección de discusiones.

Se observa que las perturbaciones elípticas no desestabilizaron el modelo y el resultado indica que se pudieron recuperar satisfactoriamente las elipses, notando que si bien la resolución es buena en el centro de la grilla, cercano al reflector y en los bordes se observan ciertas distorsiones en la recuperación. Se concluye que la inversión es en general confiable, sin embargo hay que considerar la pérdida de resolución en las zonas mencionadas.

3.4. Derivative Weight Sum: DWS

Otro resultado importante del proceso de inversión, es la cobertura de rayos la cual queda descrita a través de la *Derivate Weight Sum* o DWS, que está asociada a la densidad de rayos obtenida de la inversión de los tiempos de llegada. Si bien como resultado por sí solo no aporta tanta información en términos de resolución, permite evaluar qué tan bien constreñida está la solución.

Es útil considerar este parámetro debido a que, en términos de interpretación del modelo, puede tener influencia la cobertura de rayos en ciertas zonas a interpretar, ya que las estructuras observables se verán influenciadas por este factor. Respecto al modelo final, se tiene una concentración de rayos más densa en la parte superior, la cual puede tratarse de una capa con características litológicas similares, debido a los cambios en la velocidad de onda P que se pueden observar en el resultado final (Figura 3.2.F), que a su vez se pueden apreciar en la Figura 3.5, mediante las refracciones hasta los 3.5 km de profundidad aproximadamente.

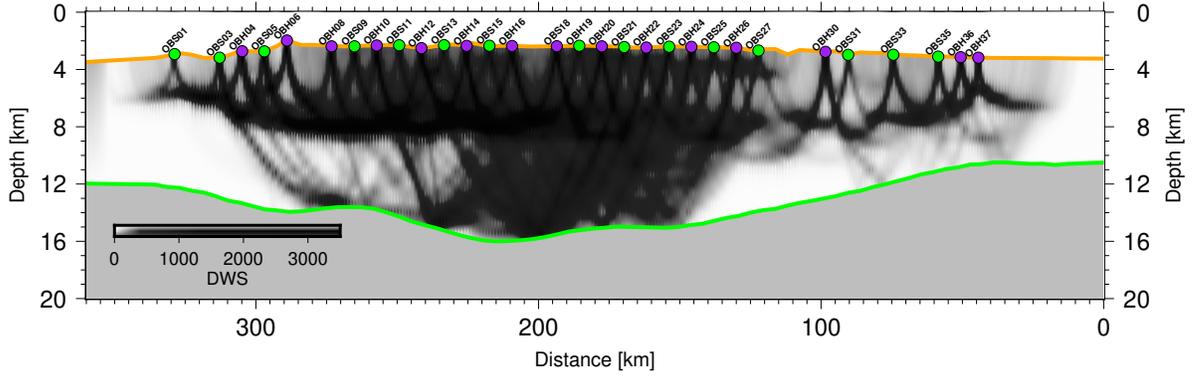


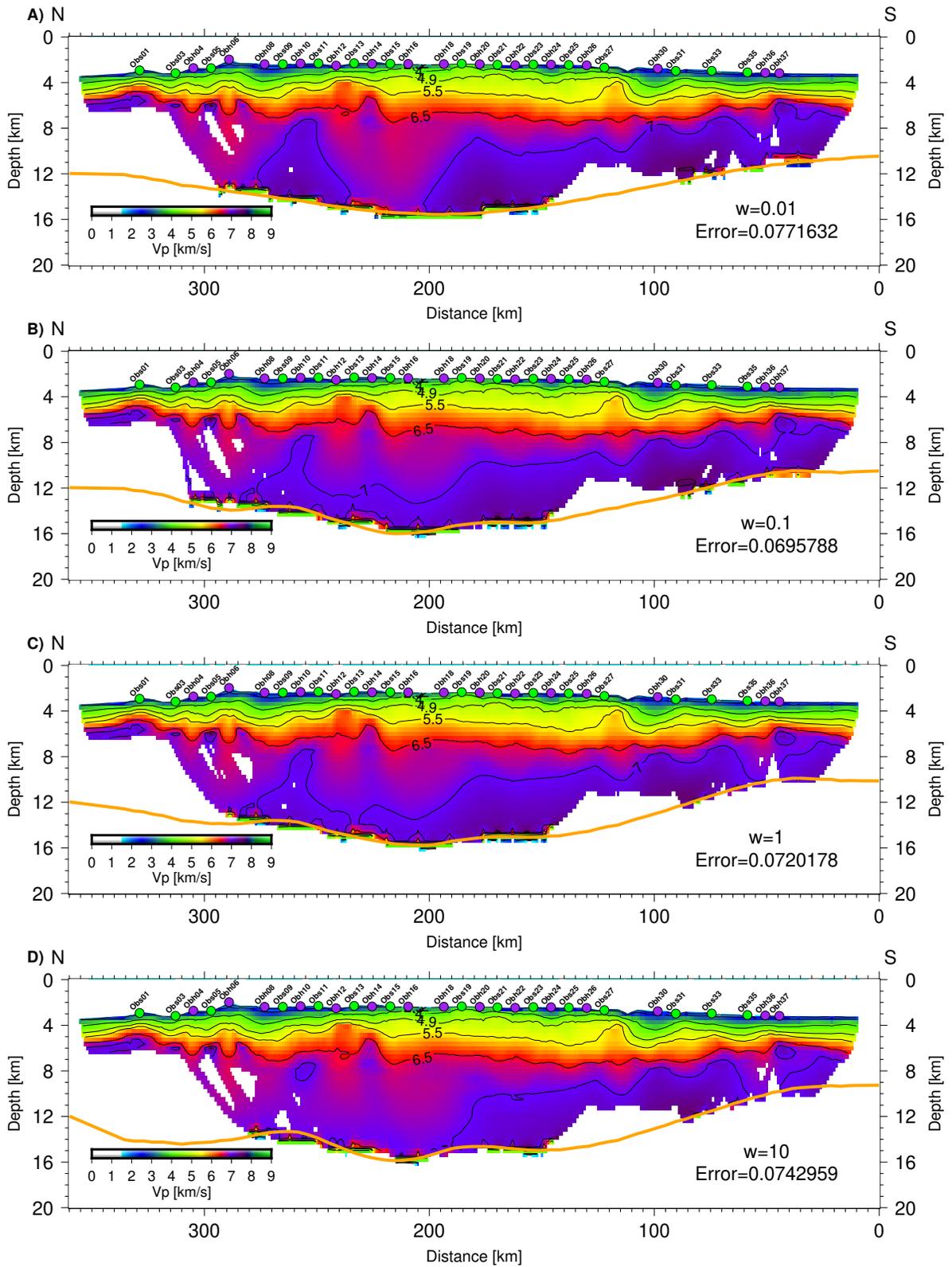
Figura 3.5: Densidad de rayos (DWS), muestra la cobertura de los rayos que ajustan la inversión, se puede observar una concentración de rayos alrededor de los 3.5 km, sugiriendo un cambio notorio de velocidad producto de un cambio de capa sísmica.

En este caso, como es normal, se obtiene buena cobertura en las partes centrales del modelo, disminuyendo esta hacia los bordes. También se aprecia una alta cantidad de refracciones y patrones de rayos más irregulares en zonas superiores, mientras que en partes más inferiores (>3.5 km) se reduce este comportamiento. Lo mencionado tiene sentido debido a que en las zonas más someras se espera un contenido más heterogéneo en las capas, lo que produce cambios en el gradiente de velocidad; mientras que en las zonas corticales profundas se espera un comportamiento más homogéneo, lo que causa patrones de rayos con menos curvatura.

3.5. Prueba de ambigüedad, *depth kernel weight*

La naturaleza del parámetro nos entrega información sobre cómo se resuelve el modelo final, si da prioridad a las modificaciones de velocidades por sobre las profundidades del reflector o viceversa, lo que es la ambigüedad. Para estudiar este efecto en el modelo, se prueban diferentes valores del parámetro de peso $w=[0,01 \ 0,1 \ 1 \ 10 \ 100]$, solo considerando la etapa final del proceso de inversión, ya que es ahí donde hay presencia de reflexiones en el Moho (fase P_mP). Además se mantuvieron los demás parámetros explicados en la Sección de inversión 2.2.

Si el valor de w es 0, se priorizan las modificaciones de velocidad, si $w=\infty$ se priorizan las profundidades del reflector y si $w=1$ se priorizan en partes iguales. Debido a este cambio en la forma de obtener el modelo final, termina resultando en una modificación de los tiempos de viaje, por lo que se modifica el camino de los rayos. Dicho lo anterior, los distintos valores de w probados (Figura 3.6) muestran estas características, ya que se observa que algunos de los caminos de los rayos que son observables, tienen un comportamiento más caótico con un valor del parámetro más bajo; mientras que un valor alto muestra una distribución más concentrada respecto al reflector.



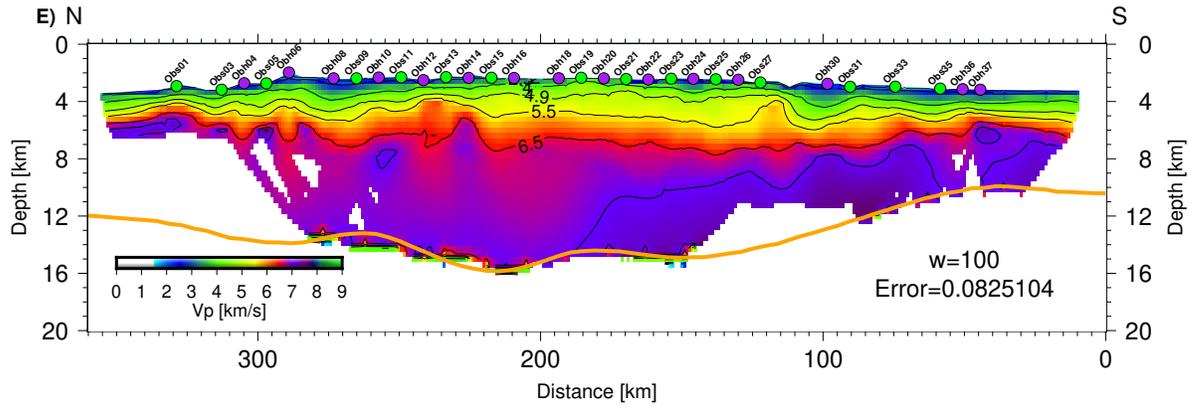


Figura 3.6: Tomografías finales obtenidas, el parámetro w fue variado de tal forma de poder ver zona con posible ambigüedad, fueron probados $w=[0.01$ 0.1 1 10 100]

Se observa que aproximadamente en los primeros 8 km del modelo no cambia la tomografía para diferentes valores de w (Figura 3.6), siendo posible observar las mismas estructuras en todos los casos. Mientras que para las zonas más profundas solo se cuenta con los datos de reflexión para obtener tanto las velocidades, como la profundidad del reflector, mostrando 2 zonas de ambigüedad, siendo una entre los 280 a 180 km y otra entre los 35 a 50 km. Sin embargo la explicación de esto es debido tanto a la falta de rayos en profundidad, como a que al aumentar el parámetro w se tiene como consecuencia aumentar el largo de los rayos al modificar la posición del reflector, compensándose con estructuras de velocidad más baja en profundidad. Junto a lo mencionado anteriormente, se observa, que todos los modelos tienen RMS de un valor similar (70-80 ms) y con comportamientos de distribución de velocidades semejantes.

Respecto al comportamiento del Moho, se observa cómo ondula de manera más amplia con el aumento de w ; además en la zonas donde no hay tanta densidad de rayos tiende a variar bastante, lo que acusa las zonas de mayor ambigüedad y por lo tanto que debemos ser más cuidadosos en su interpretación. Finalmente se concluye que el modelo, si bien presenta algunas zonas de ambigüedad, mantiene un comportamiento coherente a través de las distintas pruebas (Figura 3.6) y es suficientemente robusto el resultado de la inversión.

Capítulo 4

Discusiones y Conclusiones

4.1. Efectos de parámetros en la tomografía sísmica

4.1.1. Efecto de elección de χ^2

El modelo 2D de velocidad de onda P obtenido en un perfil de gran apertura puede ofrecer resultados convincentes debido a su capacidad para investigar las propiedades promedio a gran escala de la Tierra (Van Avendonk et al., 2004). Es importante mencionar cómo afecta el parámetro χ^2 al momento de obtener el modelo final.

Asignar un valor de χ^2 puede tener un grado de influencia significativo a la hora de interpretar resultados. Si bien un valor de este parámetro cercano a 1 tendrá un alto grado de ajuste, se puede llegar a la situación en la que simplemente es imposible tener ese grado de resolución, por lo que la mejor opción es resolver para un modelo de velocidad sísmica de estructura mínima y reconocer que el modelo obtenido promedia la estructura real sobre distancias en distintos ejes.

En este trabajo se asignó un $\chi^2=1,3$ como objetivo, obteniéndose un valor promedio de 1,38 ($P_g + P_m P$), lo cual permite un equilibrio entre la visualización de estructuras sísmicas y evasión del sobreajuste. Si bien a través de las pruebas de inversión es posible determinar un valor adecuado, se pueden utilizar herramientas más avanzadas como el estudio del parámetro λ de Tykchonov (Van Avendonk et al., 2004) para poder encontrar un ajuste a través de la curva L y el método de la secante.

4.1.2. Resolución

También la resolución a la cual es posible dar una interpretación es un factor a considerar, por ejemplo, en el caso de este trabajo se tiene un perfil de 360 km, por lo que observar estructuras de órdenes de magnitud mucho menores se dificulta, dado que se podría caer en la situación de estar resolviendo ruido o errores de los registros. Además en este tipo de estudios lo más esperable es encontrar estructuras en forma de capas. Ahora bien, la suavidad encontrada dependerá de la metodología y del contexto a estudiar; como es el caso del Moho, donde la tendencia es ajustar una curva mucho más suave para el modelo, ya

que esta discontinuidad actúa como un límite químico entre corteza y manto, por lo que resultados más rugosos de este serían poco probable a menos de encontrarse con algún tipo de anomalía.

4.1.3. Tiempos Picados

Otro aspecto a tomar en consideración, son los tiempos picados en cada uno de los registros. Como se menciona en secciones anteriores, algunos tiempos de llegada no terminaron de ser ajustados, o en algunos casos se optó por no picar debido a un abrupto cambio en los tiempos de llegada, asociado a la presencia de altos batimétricos o a posibles efectos 3D de la topografía. En estos casos una buena alternativa es aumentar el error asociado a dichos tiempos y luego obtener los modelos, sin embargo, el problema de esto es que llegado a cierto punto, el error que se asigna comienza a aumentar mucho (incluso a modo de prueba asignándole errores que superaban el orden de magnitud esperable), el modelo tiene una tendencia a ignorar estos datos, por lo que un cuestionamiento válido es el beneficio de removerlos o no. En este caso se optó por remover algunos tiempos para poder mejorar el RMS final del modelo, aunque un efecto que probablemente esté asociado a esto sean las ondulaciones que se obtuvieron en el reflector final (Moho, Figura 3.2,F), aunque debido a la deformación de escala vertical y horizontal, esto puede ser despreciable.

4.2. Artefactos

Como se mencionó, los resultados a interpretar dependerán de la forma en que se llevó a cabo la metodología descrita. Dado este obstáculo, es común encontrarse con estructuras anómalas o artefactos que no necesariamente corresponden a estructuras geológicas, por lo que representa una dificultad a la hora de interpretar un resultado. Comúnmente para estudios de este tipo se utiliza la componente vertical de los registros, lo que en la práctica se traduce como una tendencia a no corregir con la amplitud para reflectores que se encuentran más horizontalmente.

En tomografía sísmica, se presentan en general, 2 tipos de artefactos (Zhou, 2011):

- *De-mean Artifact*: Artefactos relacionados a la remoción de promedios, esto puede tener como efecto la eliminación de ciertas capas de velocidad cercanas al valor removido.
- *Along-raypath*: Se refiere a la difuminación por la presencia de rayos en ciertas direcciones, que depende de la cobertura de rayos de una zona y la densidad de rayos que exista en una dirección.

Es importante para cualquier estudio sísmico reconocer la aparición de artefactos, ya que es casi seguro que todo procesamiento sísmico los contenga y cada uno termine ocultando la naturaleza verdadera de la estructura sísmica a estudiar, llevando a una falsa interpretación.

En el caso de este trabajo se puede observar artefactos del tipo *along-raypath* (Figura 4.1), esto debido a un tema de cobertura de los rayos y de los instrumentos, ya que como se vio

con la densidad de rayos se obtienen sectores donde no necesariamente se tiene una cobertura capaz de resolver en todas las direcciones, efecto que se puede notar particularmente en los bordes y en sectores más inferiores de la corteza, por lo que la influencia de la dirección de paso del rayo se mostrará difuminada por este. Mientras que el efecto de los instrumentos se explica con las ondulaciones de tipo sinusoides que se aprecian en el modelo final, una propuesta para verificar este efecto sería realizar el proceso de inversión con grupos de instrumentos. Aunque es bastante discutible dada la cantidad de estos.

Pareciera que la batimetría controla algunas anomalías del modelo final, como por ejemplo a los 5 km de profundidad y a los 115 km del perfil (Figura 3.2.F), donde se observa una depresión en la batimetría. Esto apoyaría la idea que en la posición del instrumento OBH06, que es el punto de un alto batimétrico hay pequeños artefactos alrededor del contorno de isovelicidad 6.5 km/s. Hay que agregar que también puede estar relacionado a que la batimetría fue interpolada de una alta cantidad de puntos a solo 80 para el funcionamiento del *software* Tomo2D.

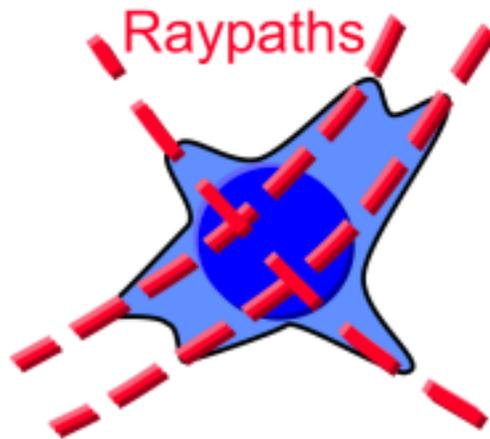


Figura 4.1: Ejemplo de artefacto del tipo *along-raypath*, en rojo el camino de los rayos, azul oscuro la estructura y azul claro el efecto en el modelo (Zhou, 2011).

Otro punto importante a discutir sobre este tópico, es que la inversión se realizó varias veces en varias etapas, por lo que cuantificar el efecto de artefactos en las primeras partes y luego su propagación, tiene un alto grado de dificultad. Sin embargo, no realizar el procedimiento por etapas implica, que se deben utilizar parámetros de suavizamiento para todo el modelo, lo cual es un problema debido a que, según lo explicado anteriormente (Sección 2.3), los suavizamientos deberían ser diferentes según la profundidad a estudiar. Por esta razón es que se prefirió realizar la inversión según profundidad, ya que se puede obtener una mejor resolución de las estructuras sísmicas a estudiar, en desmedro de un análisis más detallado de los posibles artefactos.

4.3. Perfiles verticales

Con el objetivo de comparar en términos de los modelos de velocidad de onda P, se realiza un proceso de extracción de perfiles verticales desde el modelo de velocidad obtenido en este estudio (Figura 4.2.C). Este será comparado con los perfiles verticales del Nazca Ridge (NR), extraído del trabajo de Contreras-Reyes et al. (2022) frente a las costas de Perú (Figura 4.2.B), junto con el de una corteza oceánica promedio, es decir, sin efecto de magmatismo (Figura 4.2.A) a modo de referencia (Christeson et al., 2019). La razón por la cual se seleccionó el perfil de Nazca es debido a que representa el contexto de una dorsal oceánica afectada por magmatismo de *hotspot*, pero con características físicas diferentes según lo reportado en Contreras-Reyes et al. (2023), como los gradientes de velocidad y espesores de capa (en el perfil estudiado).

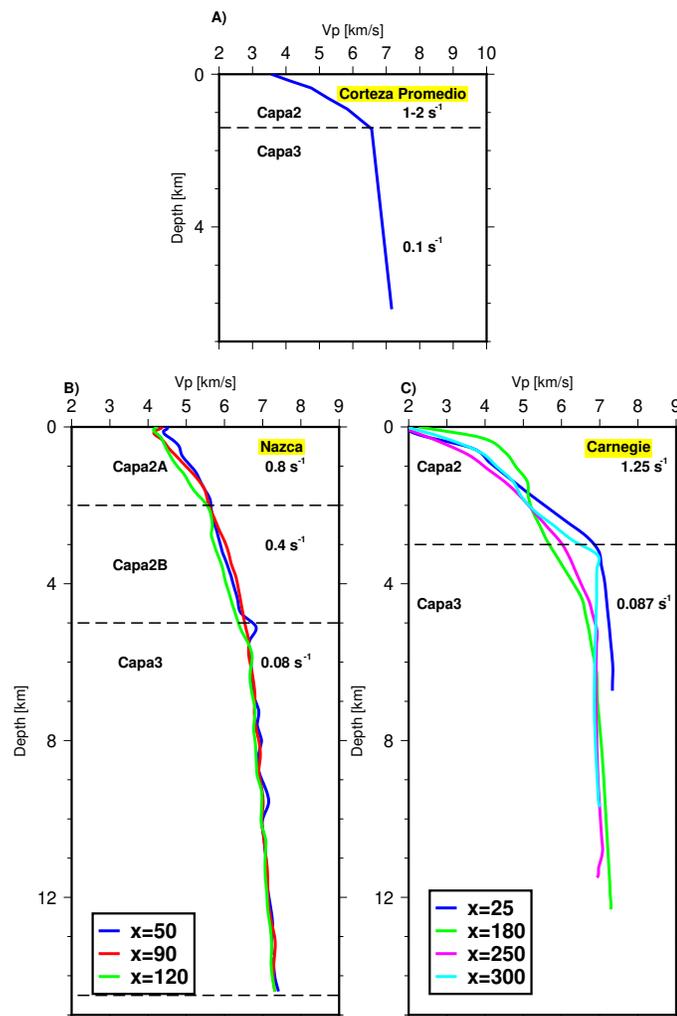


Figura 4.2: Comparación de distintos perfiles verticales de velocidad, junto a sus gradientes: A) Perfil vertical de una corteza oceánica inalterada promedio (Christeson et al., 2019); B) Perfiles verticales de velocidad para la dorsal de Nazca en distintas posiciones, representando el caso de una corteza más antigua (Contreras-Reyes et al., 2022) C) Perfiles de velocidades de la dorsal de Carnegie.

La estructura de la corteza oceánica para la dorsal de Carnegie presenta gran variación de las velocidades según la capa, donde en la parte más superior de la corteza se tienen velocidades que van desde 3,2 - 6,5 km/s, mientras que en la capa más profunda se observan velocidades de 6,5 - 7,2 km/s lo cual está dentro del rango esperado en este tipo de estructuras (Richards et al., 2013). Además los espesores de las capas en cuestión, tienen valores de alrededor de 8 km en la parte inferior, siendo más similar a los valores reportados en el estudio de Contreras-Reyes et al. (2022), mientras que en capa 2 se observan valores de 3 km aproximadamente, distando de la corteza oceánica en la placa de Nazca.

De los resultados del modelo (Figura 3.2.F) se aprecian dos capas diferenciadas reconocidas como la capa 2 y capa 3, de espesores de 3 km y 8 km en su máximo grosor. En ellas se puede notar una diferencia en como varían los gradientes de velocidad, siendo en la corteza superior valores observables de 3-6,5 km/s y en la corteza inferior 6,5-7,2 km/s, con gradientes de $1,25 \text{ s}^{-1}$ y $0,087 \text{ s}^{-1}$ respectivamente, obtenidos de la Figura 4.2, notándose que en comparación con el NR, los gradientes son muchos más grandes en superficie, mientras que en profundidad son más similares.

Es interesante observar en la Figura 3.2.F que una parte de las anomalías de baja velocidad en profundidad, están justo debajo del eje de la dorsal, entre los 240 km y 290 km del perfil. Además existe una baja en la batimetría a los 110 km aproximadamente que podría explicar el aumento de velocidad justo debajo de ella, dado el cambio en los tiempos de viaje de los rayos.

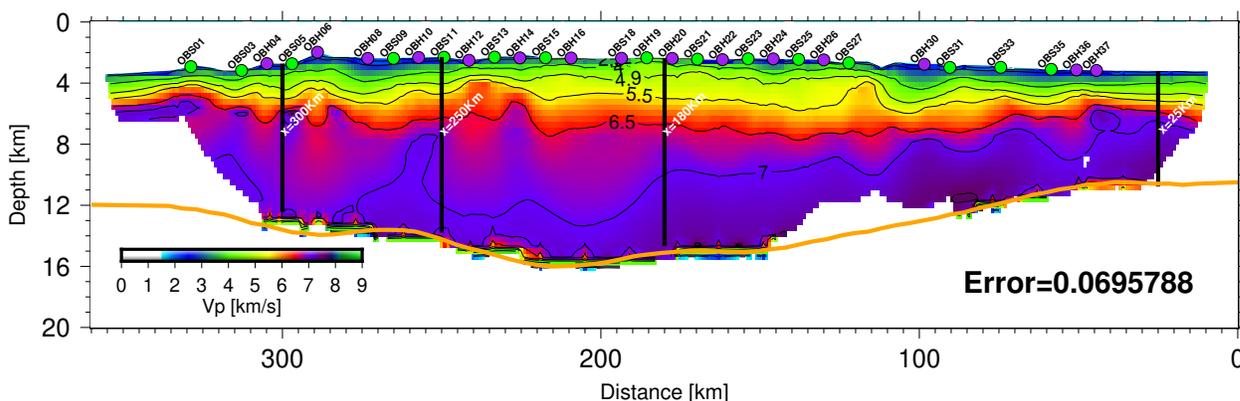


Figura 4.3: Modelo de velocidad final, con los perfiles verticales a lo largo del perfil de la dorsal de Carnegie (este estudio). Representados por las líneas negras verticales en las posiciones $x = 25, 180, 250$ y 300 km.

Se observa que en el NR, son distinguibles 3 capas, mientras que en la dorsal de Carnegie, se observan 2 capas y con mayores diferencias para cada posición. Es posible notar también que los gradientes de velocidad son diferentes, siendo bastante más pronunciados en la dorsal de Carnegie para capas someras y ajustándose a una tendencia similar a la del NR en profundidad. Con respecto a lo esperado en una corteza oceánica promedio (Christeson et al., 2019), se observa si bien la capa 2 presenta diferencias en su espesor, el gran punto de comparación es el espesor de la capa 3, siendo esta la más afectada por los procesos magmáticos de la zona. Mientras que probablemente el espesor de la capa 2 esté controlado por factores como

la edad a lo largo del eje de la dorsal, grado de alteración y tasa de expansión.

En el trabajo de Sallares et al. (2005) se reportó la identificación de Capa 2 y Capa 3 en su modelo. Esto podría complementarse con los resultados más actuales (Carlson, 2018) que establecen una subdivisión para la Capa 2 en la 2A superior 2B inferior, incluso habiendo una tercera la cual no es observable en todos los casos. Normalmente en corteza oceánica se identifican como la capa superior extrusiva relacionada con lavas basálticas y la inferior con complejos de diques de almohadillas gabroicas (Christeson et al., 2019, Grevemeyer et al., 2018, White et al., 1992). En este caso no es observable dicha subdivisión, por que es altamente variable su espesor según la edad de la corteza (Christeson et al., 2019) y a que los cambios de gradiente son demasiado suaves para poder interpretarla. Una opción para poder identificarla, sería mejorar la resolución de los espaciamentos para poder obtener una mejor visualización de los cambios de gradientes de velocidad. Aunque hay una mejora notoria de la resolución al observar los perfiles (Figura 4.2), disminuir más los espaciamentos conllevaría a que los tiempos computacionales se vieran fuertemente aumentados debido al tamaño del perfil.

4.4. Estructura de la corteza

4.4.1. Modelos Resultantes

Los modelos obtenidos de la inversión en la Figura 3.2.F, muestran velocidades de corteza oceánica anómalamente bajas en la parte más profunda con respecto a una corteza oceánica no alterada por fuentes adicionales de magmatismo (Christeson et al., 2019, Contreras-Reyes et al., 2023). Mientras que en la parte superior tiene sectores con velocidades altas, lo cual es esperable debido a que fueron ajustadas en el modelo inicial, según lo explicado en la Sección (3.2).

Las características físicas que se observan en la dorsal, en términos generales, podrían ser explicadas a través de la historia geodinámica del *hotspot*. El cual se puede asumir que tuvo periodos de actividad intermitentes en la placa de Nazca debido a los cambios en su posición relativa (Figura 1.4), ya que no se puede observar engrosamiento o velocidades bajas de forma constante, por lo que estos montes submarinos y la corteza oceánica bajo ellos, se puede interpretar en función del producto magmático entre la interacción de la anomalía termal con el centro de expansión. De tal forma que si observamos la Figura 1.4, se establece que entre los 10 a 15 millones de años la posición relativa del *hotspot* de Galápagos cambia con respecto a las placas tectónicas, por lo que el material magmático terminó siendo aportado hacia las otras dorsales que conforman la PVG, específicamente en la placa de Cocos, para luego volver a establecerse bajo la placa de Nazca.

Respecto a las estructuras en profundidad que se observan, se podría esperar un aumento de velocidad en profundidad debido a la presencia de material ultramáfico con velocidades altas entre 7.5 km/s a 8 km/s en forma de *underplating* (Richards et al., 2013), que puede estar presente a causa de una flotabilidad neutra sobre el Moho debido a su composición geoquímica. No obstante, los resultados de velocidad son coincidentes con el otro caso expuesto por Richards et al. (2013), donde una corteza anómalamente gruesa es formada por intrusiones gabroicas que estarían asociadas a procesos de fraccionamiento del magma, lo que

aportaría un contenido de baja velocidad a la estructura de la corteza oceánica inferior.

Otros factores importantes a destacar son el volumen magmático, temperatura potencial del manto astenosférico, tasa de expansión de la placa, campos de esfuerzos o densidades. Lo que resulta interesante de estudiar en la dorsal de Carnegie, es la edad en la que comenzó la interacción de la placa oceánica con el *hotspot*. Según lo observado en la Figura 1.4, este caso corresponde a una interacción muy joven (0-5 Ma; Orellana-Rovirosa and Richards 2017). Una situación análoga se encuentra en la dorsal de Nazca (Contreras-Reyes et al., 2022), donde el punto caliente de Isla de Pascua interactúa con la placa oceánica de Nazca con edad menor a 5 Ma (Contreras-Reyes et al., 2021). Sin embargo, se observan algunas características diferentes, como un importante volumen de material intrusivo con alto contenido de Mg (*underplating*), por lo que resulta relevante hacer una comparación entre estas dorsales (Sección 4.3). Respecto a la edad a lo largo del perfil de la dorsal de Carnegie, considerando que es paralelo a la dirección de aumento de edad de Norte a Sur, junto a los resultados del modelo final, el engrosamiento se observa en los sectores más jóvenes de la corteza oceánica donde también se aprecia una distribución de velocidad mucho más caótica, mientras que en el extremo donde es más madura, no se aprecian estas características. Esto indicaría que la edad de interacción es un factor importante a considerar para la comprensión de la estructura de la corteza oceánica y las características de la intrusión magmática.

Otro rasgo físico a observar es que, debido a la geometría del perfil (paralelo a la dirección de expansión tectónica), el grado de alteración disminuye progresivamente debido al cierre gradual de fracturas y poros, resultado del aumento de presión a mayor profundidad (Richards et al., 2013). Esto es evidente en el extremo del perfil donde la edad es mayor y la estructura de capas de velocidad pareciera ser más estable. Estas alteraciones estarían cerradas en los primeros 3-4 km, lo que causaría una consecuente pérdida de agua debido al aumento de presión, lo que es una característica común de la capa 2 y explica su alto gradiente de velocidad (Christeson et al., 2019). Aunque se podría asumir que algunas fracturas persisten en la zona de baja batimetría mencionada en la sección anterior, ubicada a unos 110 km a lo largo del perfil. Para un estudio más detallado de posible fracturas persistentes, sería recomendable realizar un modelo de razón de Poisson del perfil, que proporcionaría información adicional sobre estas alteraciones físicas.

Una última característica física respecto a los resultados que cabe mencionar, es la velocidad de tasa expansión. El CECN-3 (Figura 1.3) tiene una velocidad aproximada de 48 mm/año, lo que es considerado rápido (Smith et al., 2020). Este hecho tiene algunas consecuencias establecidas que deberían esperarse según Christeson et al. (2019) y otros estudios; dado los resultados que se han obtenido en este trabajo.

- La batimetría tiene un comportamiento suave, sin construir edificios volcánicos importantes y junto a una edad joven litosférica, favorece algún tipo de intrusión de magma (Orellana-Rovirosa and Richards, 2017).
- Según el modelo final obtenido, se espera que no haya fracturamiento al menos en los primeros kilómetros. Esto concuerda con los resultados de Christeson et al. (2019) para una corteza oceánica joven y con tasa de expansión rápida, lo cual es una característica de este tipo estructuras (Figura 4.4).

Se exploraron características físicas tales como, la edad de la corteza y de interacción magmática, tasa de expansión, gradientes de velocidad y naturaleza de las intrusiones magmáticas, que muestran bastante relevancia en el control estructural de la corteza oceánica. No obstante, otras visiones deben ser revisadas como por ejemplo anomalías composicionales desde el manto o volumen de magmatismo (e.g., Richards et al., 2013).

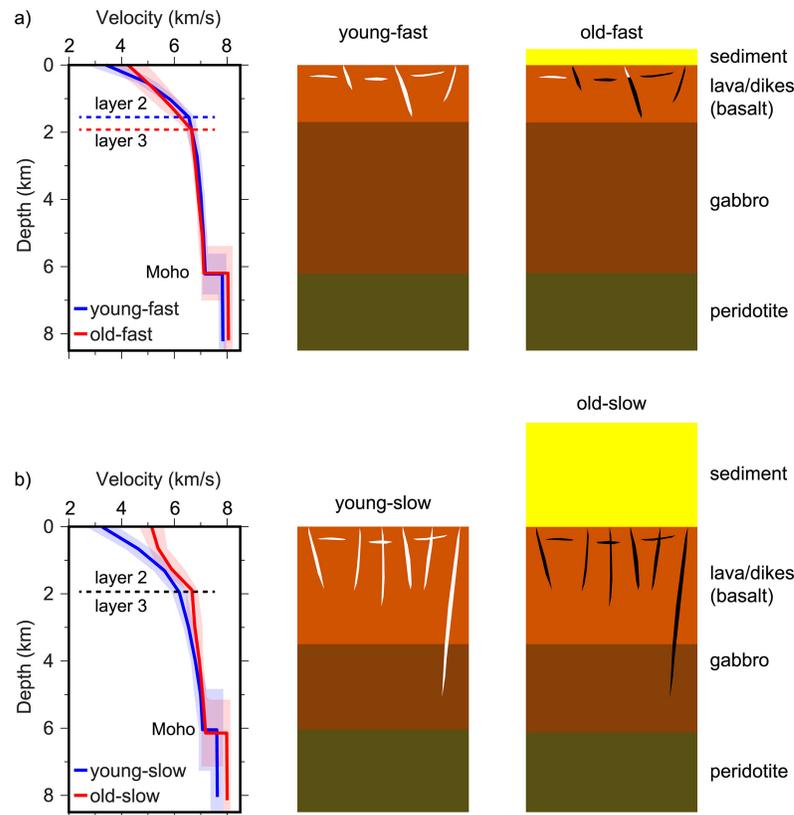


Figura 4.4: Figura que resume el comportamiento de la corteza oceánica, con diferentes características físicas para realizar una compresión litológica. Extraída de Christeson et al. (2019).

4.4.2. Estructura con y sin presencia de magmatismo anómalo

Es evidente que la presencia de magmatismo influye en los grosores anómalos de la estructura de la corteza oceánica. Es interesante profundizar en la comparación con una corteza inalterada (Figura 4.2.A; Christeson et al. 2019), notamos que ambas capas (2 y 3) presentan diferencias claras: 1,5-2,5 km esperados vs 3 km obtenidos en la capa 2 y 4-5 km esperados vs 8 km obtenidos en la capa 3. Esta última capa es la que pareciera influenciar más esta característica de la corteza, por lo que el control del engrosamiento cortical se asociaría más a esta zona. Realizando un análisis un poco más detallado, como una comparación de espesores de capa 2 y capa 3, utilizando que en una corteza de estas características la razón esperable es de $1/3 \approx 0,33$ (Christeson et al., 2019), mientras que en este caso se obtiene un valor de $3/8 \approx 0,375$ en la parte con máximo grosor, manteniendo la proporción, lo que hace más evidente el fuerte control que ejerce la capa 3, ya que la capa superior no se vio tan alterada por el efecto del magmatismo, si no más bien se altera por las características geodinámicas del área. Mientras que en los costados del modelo se obtiene una razón de $2/3 \approx 0,66$ debido

a que el grosor de la capa 2 influye más, ya que es sensible a la edad de la corteza oceánica inalterada (Contreras-Reyes et al., 2023), donde es mucho mayor en el borde sur del perfil (Figura 1.2).

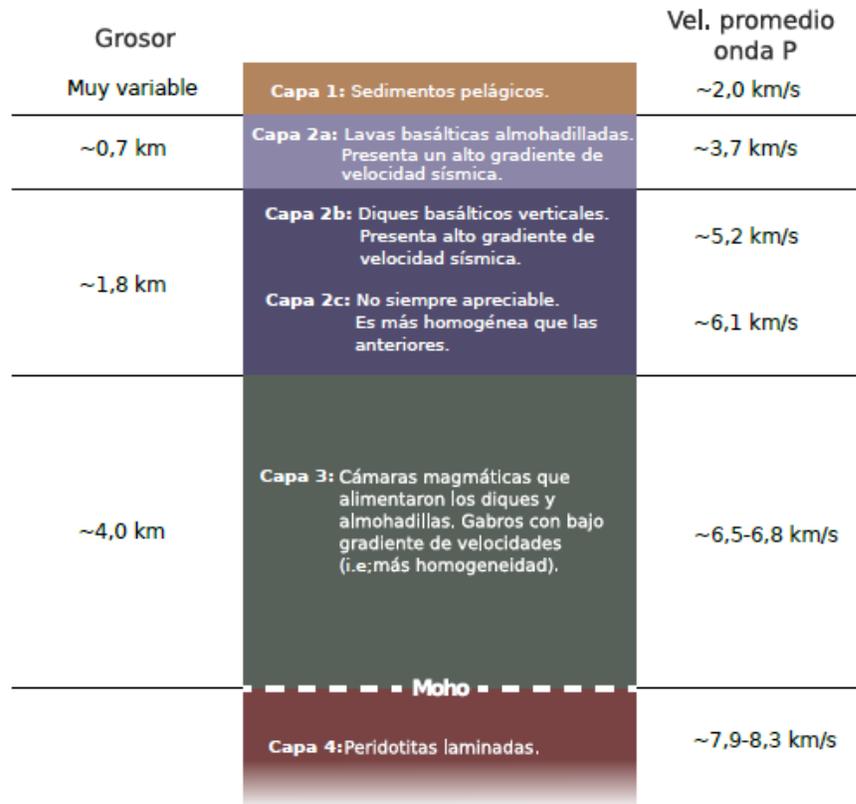


Figura 4.5: Estructura esperable de la corteza oceánica en un centro de expansión sin magmatismo de *hotspot*, con todas las capas que podrían ser identificadas. (Houtz and Ewing, 1976, Carlson and Herrick, 1990)

Ahora bien, no todos los centros de expansión están asociados con un *hotspot*. Si comparamos las capas más en detalle, con una corteza oceánica inalterada (Figura 4.5), se puede apreciar algunos puntos importantes:

- El espesor sedimentario, si bien puede ser un factor importante para la interpretación de zonas de fracturas debido a la presión que ejercerían los sedimentos a las capas inferiores (Christeson et al., 2019); es seguro asumir que debe ser muy pequeño, debido a la características geodinámicas como la edad de la placa y su tasa de expansión (Smith et al., 2020, Christeson et al., 2019). Por lo anterior no es importante para la escala de este estudio.
- La comparación entre ambas capas 2 muestra un interesante engrosamiento de esta debido a la presencia de magmatismo. Aunque dada la resolución de estudio, no es posible asociarla a alguna de la subdivisiones de la capa 2.
- La capa 3 muestra un importante engrosamiento de casi el doble de su tamaño esperado (Christeson et al., 2019), por lo que refuerza la idea anterior sobre la importancia de

la estructura de la capa 3 para caracterizar la configuración estructural de la corteza oceánica.

Comparar las estructuras en profundidad tiene un cierto nivel de relevancia para entender la arquitectura de la corteza oceánica. Sin embargo en el caso del NR también presenta un engrosamiento importante de la capa 3 (Figura 4.2.B), pero las velocidades máximas muestran valores diferentes que indicarían presencia de otro tipo de composición magmática (alta en Mg), que favorece velocidades más altas en forma de extrusivos (*underplating*).

Finalmente, la interpretación de las observaciones estructurales de la corteza oceánica en la dorsal de Carnegie se basa en varios factores clave. En particular, la relativa juventud de la corteza oceánica favorece la incorporación de material magmático intrusivo de baja velocidad procedente del *hotspot*, como se ejemplifica en casos representativos de cortezas anómalamente engrosadas debido a intrusiones de tipo gabro, como se detalla en (Richards et al., 2013). También la tasa de expansión rápida genera un control estructural sobre las capas más someras de la corteza, siendo el grado de alteración, una característica apreciable en los gradientes de velocidad.

4.5. Comparación con otras dorsales oceánicas

La Figura 4.6 recopila distintos perfiles verticales de velocidad de onda P para variadas dorsales oceánicas en diferentes estudios. Se han revisado varios parámetros que ejercen control físico sobre la arquitectura de la corteza oceánica, por lo que es interesante realizar una comparación entre distintas dorsales y algunas de sus características.

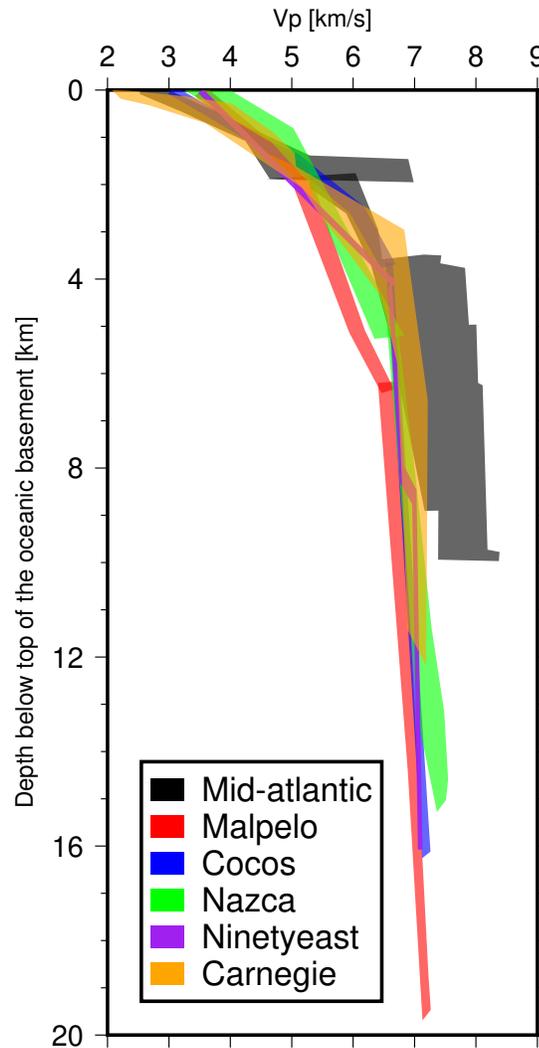


Figura 4.6: Velocidad de onda P interpoladas para diferentes posiciones horizontales de un modelo velocidad para distintas dorsales estudiadas en trabajos previos. Dorsal Mesoatlántica (Christeson et al., 2019), Dorsal de Malpelo (Sallares et al., 2005), Dorsal de Cocos (Sallarès et al., 2003), Dorsal de Nazca (Contreras-Reyes et al., 2022), Dorsal de Ninetyeast (Grevemeyer et al., 2001, Contreras-Reyes et al., 2023), Dorsal de Carnegie (este trabajo).

De la Figura 4.6, se observa cómo los perfiles de distintas dorsales oceánicas muestran velocidades que pueden ser más altas en el fondo de la capa 3 que las encontradas en este trabajo. Esto puede ser interpretado en términos de la presencia de material magmático ultramáfico en forma de *underplating*. Los modelos de velocidad para las dorsales de Malpelo (Sallares

et al., 2005), Carnegie (este trabajo) y Cocos (Sallarès et al., 2003), presentan características similares: se formaron en corteza oceánica joven en una tasa de expansión rápida, muestran engrosamiento cortical, con velocidades bajas en los cambios de gradiente (asociado al límite capa 2 y 3). Mientras que la dorsal de Nazca, presenta engrosamiento cortical con velocidades altas (>7.3 km/s), atribuibles a estructuras de composición ultramáfica (Contreras-Reyes et al., 2022). En el caso de la dorsal de Ninetyeast, Grevemeyer et al. (2001) apuntó a la existencia de altas velocidades en profundidad debido a la presencia de *underplating*, mientras que el perfil del estudio de Contreras-Reyes et al. (2023) fue al oeste del eje de dicha dorsal, no apreciándose el efecto de altas velocidades. Finalmente la dorsal Mesoatlántica presenta irregularidades, debido a que la tasa de expansión es considerada en la categoría de súper lenta de 10 mm/a (Christeson et al., 2019), por lo que presenta una alta variabilidad en sus espesores y gradientes de velocidad.

Un punto interesante a mencionar es cómo la velocidad de 6.5 km/s representa un cambio drástico de gradiente en general, esto dado que es el límite entre la capa 2 y 3. Como se mencionó en la Sección 4.4.1, este gran cambio en el gradiente es debido a las características físicas de las capas, siendo la primera más heterogénea sometida a cambios de porosidad, que afectan su contenido en agua debido al aumento de presión en profundidad; mientras que la capa inferior refleja una mayor homogeneidad bajo el isocontorno de 6,5 km/s.

Grevemeyer et al. (2018) sugieren que las velocidades más bajas reportadas en la parte superior de la capa 3, son características de cortezas oceánicas de baja edad. Esto concuerda bastante con los cambios de gradientes observables en la Figura 4.6 (con profundidades diferentes del límite entre capa 2 y 3), donde el grupo que conforma la PVG (Carnegie, Cocos y Malpelo) está emplazado en corteza joven (< 30 Ma); la dorsal de Ninetyeast y Nazca en una corteza madura (> 40 Ma), mientras que la dorsal Mesoatlántica es un caso de corteza muy joven ($< 1-2$ Ma).

Los datos recopilados apoyan fuertemente que los factores de primer orden a considerar para la interpretación de la estructura sísmica de la corteza oceánica son la edad y la tasa de expansión. Esto podría ayudar a comprender cómo los ambientes geodinámicos impactan en los rasgos observables de la corteza oceánica, siendo tanto la presencia de una dorsal asísmica, edificios volcánicos, cambios litológicos, anomalías termales, cambios de gradientes de velocidad, entre otros.

4.6. Conclusiones

Se procesaron datos de sismica de ángulo de gran apertura en el marco del proyecto SALIERI para obtener un modelo bidimensional de velocidad bajo la dorsal de Carnegie. En base a esto, se aplicaron varias herramientas y procesos, como *test* de resolución, análisis de densidad de rayos, comparación de perfiles verticales de velocidad, entre otros. Esto con el fin de establecer características de la estructura de la corteza y compararla con un contexto geodinámico similar, lo que llevó a las siguientes conclusiones:

- La corteza en la zona tiene una estructura de al menos dos capas definidas, con diferente comportamiento en términos de velocidades, donde la capa superior muestra cambios de gradiente muy pronunciados y en la parte inferior se advierte una situación mucho más homogénea.
- Se observan gradientes de velocidad de 1.25 s^{-1} , espesor de 3 km y rango de velocidades de 2,5 a 6,5 km/s en la corteza superior. Mientras que en la corteza inferior el gradiente de velocidad tiene un valor de 0.087 s^{-1} , espesor de 8 km y velocidades que varían entre 6,5 a 7,2 km/s.
- La capa 3 muestra mayor control de la arquitectura de la corteza oceánica, en términos de engrosamiento cortical; mientras que la capa 2, si bien se ve afectada presenta más alteraciones debido a las características físicas de la zona.
- El engrosamiento anómalo de la corteza es probablemente causado por un aporte de material magmático proveniente de 2 fuentes magmáticas asociadas a la interacción del *hotspot* de Galápagos y el centro de expansión Cocos-Nazca. Este fenómeno impacta más directamente sobre la corteza inferior (capa 3).
- La anomalía de baja de velocidad encontrada en los sectores más profundos de la capa 3, puede tener una explicación debido a una intrusión de material magmático grabroide de menor velocidad que se ve favorecido por características físicas de la dorsal de Carnegie.
- Las fases P_mP permitieron identificar el Moho, a una profundidad de 11 km aproximadamente, lo que representa un aumento de poco menos del doble con respecto a una corteza normal (Christeson et al., 2019).
- La comparación entre los casos de corteza oceánica afectada por magmatismo de *hotspot* vs corteza oceánica no alterada, muestran como la proporción de los espesores de las capas revelan el grado de control de las capas sísmicas en profundidad.
- A través del análisis de los resultados encontrados y la comparación con distintas dorsales oceánicas, se concluye que tanto la edad como la tasa de expansión desempeñan un rol muy importante en el control de la estructura general de la corteza oceánica. Esto se debe a las modificaciones que pueden causar, tales como el espesor de la carga sedimentaria, el grado de fracturamiento y la facilitación de intrusiones de magma.

4.6.1. Trabajo Futuro

Para complementar mejor los resultados se pueden utilizar otros procesos que aportan distinta información de la corteza. A continuación, se proponen algunos de ellos:

- Modelo de Onda V_s :Es posible reconocer en los registros las llegadas de onda S, por lo que sería posible picar sus tiempos de llegada para obtener su modelo inverso bidimensional. Con la velocidad de ondas S, sería posible constreñir mucho mejor las propiedades elásticas de la corteza oceánica bajo la dorsal de Carnegie y además poder utilizarlo para calcular la razón de Poisson.
- Modelo de razón de Poisson (ν): Parámetro adimensional que es posible calcular a través de una relación matemática entre los modelos de onda P y S. Permite obtener características de composición litológica, porosidad, fracturamiento y grado de hidratación, permitiendo dar interpretaciones más certeras de las estructuras encontradas.
- Gravimetría: A través del estudio de la anomalía de gravedad, se puede obtener una mirada diferente del modelo, debido a que el parámetro a estudiar es la densidad con la cual se puede correlacionar con las velocidades del modelo en términos litológicos.
- Modelo Flexural: Permite obtener el parámetro del espesor elástico T_e , lo cual indica el grado de rigidez de la litosfera oceánica.

Bibliografía

- Barry, K., Cavers, D., and Kneale, C. (1975). Recommended standards for digital tape formats. *Geophysics*, 40(2):344–352.
- Carlson, R. (2018). Ocean crustal seismic layer 2C. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(9):3084–3096.
- Carlson, R. and Herrick, C. (1990). Densities and porosities in the oceanic crust and their variations with depth and age. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B6):9153–9170.
- Christeson, G., Goff, J., and Reece, R. (2019). Synthesis of oceanic crustal structure from two-dimensional seismic profiles. *Reviews of Geophysics*, 57(2):504–529.
- Contreras-Reyes, E. and Carrizo, D. (2011). Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 186(1-2):49–58.
- Contreras-Reyes, E., Cortés-Rivas, V., Manríquez, P., and Maksymowicz, A. (2021). The silent bending of the oceanic nazca plate at the peruvian trench. *Tectonophysics*, 807:228810.
- Contreras-Reyes, E., Muñoz-Linford, P., Cortés-Rivas, V., Bello-González, J., Ruiz, J., and Krabbenhoft, A. (2019). Structure of the collision zone between the Nazca Ridge and the peruvian convergent margin: Geodynamic and seismotectonic implications. *Tectonics*, 38(9):3416–3435.
- Contreras-Reyes, E., Obando-Orrego, S., Cortés-Rivas, V., and Krabbenhoft, A. (2022). Poisson’s ratio structure beneath the Nazca Ridge. *Geophysical Research Letters*, 49(9):e2021GL097018.
- Contreras-Reyes, E., Obando-Orrego, S., and Grevemeyer, I. (2023). 2-D Vp and Vs models of the Indian oceanic crust adjacent to the Ninetyeast Ridge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(3):e2022JB025701.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., and Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth’s mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4):295–308.
- Crough, S. T. (1978). Thermal origin of mid-plate hot-spot swells. *Geophysical Journal International*, 55(2):451–469.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D., and Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical journal international*, 101(2):425–478.
- Gassmöller, R., Dannberg, J., Bredow, E., Steinberger, B., and Torsvik, T. H. (2016). Major influence of plume-ridge interaction, lithosphere thickness variations, and global mantle flow on hotspot volcanism—the example of Tristan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(4):1454–1479.

- Grevemeyer, I., Flueh, E. R., Reichert, C., Bialas, J., Kläschen, D., and Kopp, C. (2001). Crustal architecture and deep structure of the Ninetyeast Ridge hotspot trail from active-source ocean bottom seismology. *Geophysical Journal International*, 144(2):414–431.
- Grevemeyer, I., Ranero, C. R., and Ivandic, M. (2018). Structure of oceanic crust and serpentinization at subduction trenches. *Geosphere*, 14(2):395–418.
- Gutscher, M.-A., Spakman, W., Bijwaard, H., and Engdahl, E. R. (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5):814–833.
- Hey, R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geological Society of America Bulletin*, 88(12):i–vi.
- Houtz, R. and Ewing, J. (1976). Upper crustal structure as a function of plate age. *Journal of Geophysical Research*, 81(14):2490–2498.
- Koppers, A. A., Becker, T. W., Jackson, M. G., Konrad, K., Müller, R. D., Romanowicz, B., Steinberger, B., and Whittaker, J. M. (2021). Mantle plumes and their role in Earth processes. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2(6):382–401.
- Korenaga, J., Holbrook, W., Kent, G., Kelemen, P., Detrick, R., Larsen, H.-C., Hopper, J., and Dahl-Jensen, T. (2000). Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B9):21591–21614.
- Korenaga, J. and Sager, W. (2012). Seismic tomography of Shatsky Rise by adaptive importance sampling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B8).
- Meschede, M. and Barckhausen, U. (2000). Plate tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, pages 1–10.
- Meyer, B., Saltus, R., and Chulliat, A. (2017). Emag2v3: Earth magnetic anomaly grid (2-arc-minute resolution). version 3. NOAA national centers for environmental information.
- Orellana-Rovirosa, F. and Richards, M. (2017). Rough versus smooth topography along oceanic hotspot tracks: Observations and scaling analysis. *Geophysical Research Letters*, 44(9):4074–4081.
- Papazachos, C. and Nolet, G. (1997). P and S deep velocity structure of the hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B4):8349–8367.
- Richards, M., Contreras-Reyes, E., Lithgow-Bertelloni, C., Ghiorso, M., and Stixrude, L. (2013). Petrological interpretation of deep crustal intrusive bodies beneath oceanic hotspot provinces. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3):604–619.
- Sallarès, V. and Charvis, P. (2003). Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3-4):545–559.
- Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E. R., and Bialas, J. (2003). Seismic structure of Cocos and Malpelo volcanic ridges and implications for hot spot-ridge interaction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B12).
- Sallares, V., Charvis, P., Flueh, E. R., Bialas, J., and Party, S. S. (2005). Seismic structure of the Carnegie Ridge and the nature of the Galapagos hotspot. *Geophysical Journal*

International, 161(3):763–788.

- Smith, D. K., Schouten, H., Parnell-Turner, R., Klein, E. M., Cann, J., Dunham, C., Alodia, G., Blasco, I., Wernette, B., Zawadzki, D., et al. (2020). The evolution of seafloor spreading behind the tip of the westward propagating Cocos-Nazca spreading center. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(6):e2020GC008957.
- Van Avendonk, H. J., Harding, A. J., Orcutt, J. A., and McClain, J. S. (1998). A two-dimensional tomographic study of the Clipperton transform fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B8):17885–17899.
- Van Avendonk, H. J., Shillington, D. J., Holbrook, W. S., and Hornbach, M. J. (2004). Inferring crustal structure in the Aleutian island arc from a sparse wide-angle seismic data set. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(8).
- White, R. S., McKenzie, D., and O’Nions, R. K. (1992). Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B13):19683–19715.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., and Selles, D. (2002). The Challenger–Juan fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34 s: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1):23–38.
- Zelt, C. and Smith, R. (1992). Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical journal international*, 108(1):16–34.
- Zhou, H. (2011). On the layering artifacts in seismic imageries. *Journal of Earth Science*, 22(2):182–194.