



Caracterización de estructuras del manto superior en la región del extremo norte de la Península Antártica, mediante un análisis de las anomalías de velocidad sísmica

Oscar Marcos ZAMBRANO^{1,2}, Adriana María GULISANO^{1,3,4}, Stella POMA^{2,5} y María Inés RUOCCO¹

¹ Instituto Antártico Argentino, Dirección Nacional del Antártico, Argentina.

² Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (UBA), Argentina.

³ Grupo LAMP, Instituto de Astronomía y Física del Espacio, CONICET, UBA, Argentina.

⁴ Grupo LAMP, Departamento de Física, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA, Argentina.

⁵ Laboratorio de Petrología. Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires, IGEBA - CONICET, Argentina.

E-mail: omzabrano1966@gmail.com; osz@mrecic.gov.ar

Editor: María Paula Iglesia Llanos

Recibido: 11 de febrero de 2021

Aceptado: 21 de diciembre de 2021

RESUMEN

Se realizó una tomografía sísmica de inversión conjunta basada en los residuales de tiempo de viaje de las ondas P y S, con el objeto de estudiar la estructura sísmica del manto superior infrayacente a la dorsal Sur del Scotia y extremo norte de la Península Antártica. La misma se basó en registros sismográficos adquiridos en forma continua en estaciones sismológicas situadas en bases antárticas argentinas, procedentes del Proyecto Argentino Italiano para la gestión y mantenimiento de la red ASAIN: *Antarctic Seismograph Argentinian Italian Network*. Las señales analizadas corresponden a eventos sismotectónicos locales de moderada a elevada magnitud ocurridos entre los años 2009 y 2019. Para la inversión discreta de los datos se implementó el método de regularización. Los resultados fueron evaluados mediante pruebas de resolución sintéticas. Se caracterizaron e interpretaron las estructuras sísmicas resueltas en las tomografías. El estudio se complementó mediante la estimación del módulo de Poisson y de la anomalía de velocidad acústica V_p , lo cual permitió incorporar condiciones de restricción y por tanto de valoración a la interpretación de las tomografías. Se destaca la presencia de una anomalía negativa de velocidad de onda S en el sector de la cuenca Bransfield, en correspondencia con lo reportado por otros autores. Se interpreta como una región de la corteza y manto sometida a modificaciones del estado reológico (disminución de la rigidez, incremento de la incompresibilidad y aumento de la anelasticidad) causadas por un flujo térmico anómalo proveniente de una fuente localizada a mayor profundidad en el manto.

Palabras clave: Tomografía sísmica, Inversión conjunta, Regularización, Dorsal Sur del Scotia, Península Antártica, Manto superior.

ABSTRACT

Characterization of upper mantle structures in the northern region of the Antarctic Peninsula, through an analysis of seismic velocity anomalies.

In order to study the seismic structure of the upper mantle underlying the South ridge of Scotia and the northern end of the Antarctic Peninsula, a joint inversion seismic tomography, based on the travel time residuals of the P and S waves, was carried out. It was based on seismographic records acquired continuously at seismological stations located in Argentine Antarctic bases, from the Argentine-Italian Project for the management and maintenance of ASAIN: *Antarctic Seismograph Argentinian Italian Network*. The signals used correspond to local seismotectonic events of moderate to large magnitude that occurred between 2009 and 2019. The regularization method was implemented for the data discrete inversion. The results were evaluated by synthetic resolution tests. The seismic struc-

tures resolved with the tomographies were characterized and interpreted. The study was complemented by estimating the Poisson's modulus and the bulk sound velocity anomaly, which allowed the incorporation of restriction conditions and, therefore, assessment conditions in the interpretation of the tomographies. The presence of a negative S-wave velocity anomaly in the Bransfield basin sector is highlighted, in correspondence with that reported by other authors. It is interpreted as a region of the crust and mantle subjected to modifications of the rheological condition (decrease in rigidity, increase in incompressibility and increase in anelasticity) caused by an anomalous thermal flux from a source located deeper in the mantle.

Keywords: Seismic tomography, Joint inversion, Regularization, Scotia South Ridge, Antarctic Peninsula, Upper mantle.

INTRODUCCIÓN

La Antártida representa un ámbito de nuestro planeta que plantea importantes desafíos logísticos para el desenvolvimiento de las investigaciones científicas *in situ*, debido fundamentalmente a las condiciones climáticas extremas y a la presencia de vastas extensiones de tierra y mar cubiertas por espesos mantos de hielo. La información que puede recabarse de dicho entorno, resulta en general inferior a la que puede extraerse de otras regiones del planeta. En lo que respecta a instrumental geofísico que requiera de una ubicación fija en tierra para recolectar datos en forma continua, surgen algunas limitaciones cuando se pretende abordar la estructura interna de la Tierra mediante estudios basados en tomografía sísmica regional. La mayoría de los sismómetros que operan en Antártida se localizan en las inmediaciones de las bases ya establecidas. Por lo tanto, la obtención del dato sísmico queda restringida a la posición de dichas bases, lo cual sumado al escaso número de sismómetros disponibles implica variaciones sensibles en el cubrimiento efectivo de los rayos sísmicos determinados por las señales que se propagan desde los focos sísmicos a las estaciones sismológicas. Debido a dichas limitaciones, resulta conveniente la aplicación de procedimientos de inversión de datos que aseguren un grado aceptable de confiabilidad de las tomografías obtenidas.

Los estudios sismológicos realizados en la región del Scotia y Península Antártica, contribuyeron a afianzar el conocimiento de la estructura y dinámica de las placas tectónicas en la región. Los trabajos de Forsyth (1975) y Pelayo y Wiens (1989), basados en la inversión de eventos telesísmicos, permitieron caracterizar los principales regímenes de deformación y determinar el movimiento relativo entre las placas Antártica y Sudamericana. Los trabajos de Della Vedova y colaboradores (Della Vedova 1999, Della Vedova et al. 1997a, 1997b, 1998, 1999, 2011) y Robertson Maurice et al. (2003) realizados a partir de la instalación transitoria de sismómetros de fondo oceánico (*ocean bottom seismometer*) en la región del Mar de la Flota, permitieron conocer la estructura local de

la corteza profunda a través de la determinación de los mecanismos focales. Dichos trabajos develaron la existencia de una tectónica de subducción lenta y una extensión de retroarco en el único segmento de convergencia actualmente activo del margen continental Antártico.

A partir de la instalación de la red de sismógrafos ASAIN (*Antarctic Seismographic Argentinean-Italian Network*) (Russi et al. 1994, 1996, Russi y Febrer 2000, Russi et al. 2004, 2010), el monitoreo de la actividad sísmica en la región del Scotia y extremo norte de Península Antártica se desenvuelve en forma ininterrumpida. Desde entonces, los estudios realizados con los datos de la red ASAIN se orientaron fundamentalmente a dos ramas de la sismología: a) sismotectónica y caracterización de los mecanismos focales (Russi et al. 1994, Febrer et al. 2001, Plasencia Linares 2008, y citas dentro de estos trabajos) y b) estructura sísmica del interior de la Tierra (Russi et al. 1997, Vuan 2001, Vuan et al. 1997, 1999, 2000, 2005a, 2005b, 2014, Plasencia Linares 2008, Park et al. 2012, Zambrano et al. 2017, 2018, y citas dentro de estos trabajos). En la región de Tierra del Fuego, los estudios de sismicidad y su vinculación con la actividad tectónica del sistema transforme Magallanes-Fagnano, fueron abordados por Febrer et al. (2000), Plasencia Linares et al. (2002), Sabbione et al. (2007), Buffoni et al. (2009), Buffoni (2016).

Los trabajos de Vuan y colaboradores (Vuan 2001, Vuan et al. 1997, 1999, 2000, 2005a, 2005b, 2014) permitieron abordar la estructura sísmica de la corteza y manto en la región del Scotia, extremo sur de Sudamérica y extremo norte de la Península Antártica, mediante tomografías de velocidad de grupo basadas en ondas superficiales. La aplicación de sus técnicas permitió la obtención de modelos locales de velocidad de onda S para la corteza y porción superior del manto litosférico en las regiones del Mar de Hoces (Pasaje de Drake), Mar de la Flota, extremo norte de la Península Antártica, Mar del Scotia, meseta de Malvinas y extremo meridional de Sudamérica (Fig. 1). Sus estudios permitieron establecer el trazado de la discontinuidad de Mohorovičić a escala regional y distinguir zonas de alto y bajo gradiente de velocidad

sísmica, tanto en corteza oceánica como en corteza continental, logrando una profundidad de alumbrado de 60 km (ej: Vuan et al. 1997, 1999).

La tomografía realizada por Yegorova et al. (2009), basada en la inversión de los tiempos de viaje de la onda compresional P, abarcó exclusivamente la región del Mar de Hoces (Pasaje de Drake). Se obtuvo una resolución óptima a una profundidad aproximada de 100 km, donde se constató la presencia de una anomalía de baja velocidad localizada en el sector centro-sur de dicho pasaje, al noroeste de las islas Shetland del Sur (Yegorova et al. 2009). La anomalía en cuestión es consistente con el descenso observado de la velocidad de grupo de las ondas superficiales y fue atribuida

a un incremento anómalo de la temperatura en el manto superior (Vuan et al. 2005a).

Park et al. (2012) realizaron una tomografía telesísmica basada en los residuales de tiempo de viaje de las fases compresionales P y PKP, lo cual permitió sondear la estructura sísmica del manto a profundidades mayores. La tomografía abarcó la región septentrional de la Península Antártica, incluyendo el sector de las cuencas Bransfield (al noroeste) y James Ross (al sureste), logrando penetraciones entre 100 km y 300 km (Park et al. 2012). Las imágenes revelaron la presencia de la antigua placa Phoenix subducida bajo el bloque de las Shetland del Sur, con ángulo de subducción aproximado de 70° a una profundidad de 100 km (Park et al. 2012)

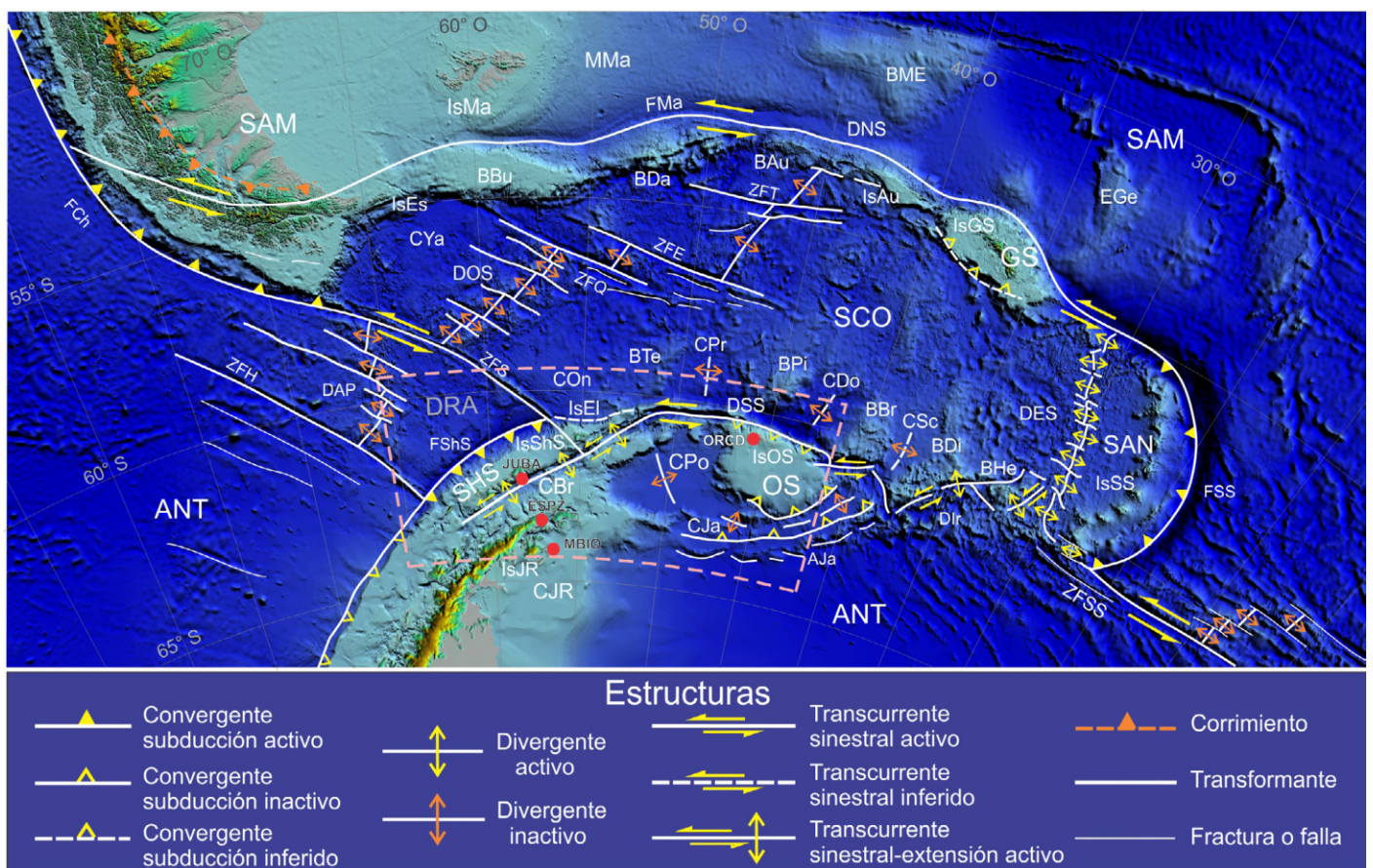


Figura 1. Principales lineamientos estructurales y regímenes tectónicos (activos y fósiles) en la región del Scotia y extremo norte de la Península Antártica. SAM: Placa Sudamericana; ANT: Placa Antártica; SCO: Placa Scotia; SAN: Placa Sandwich; DRA: Placa de Drake (antigua placa Phoenix); SHS: Placa Shetland del Sur; OS: Bloque de las islas Orcadas del Sur; GS: Bloque de las islas Georgias del Sur; MMA: Meseta de Malvinas. IsEs: Isla de los Estados; IsMa: Islas Malvinas; IsAu: Islas Aurora; IsGS: Islas Georgias del Sur; IsSS: Islas Sandwich del Sur; IsOS: Islas Orcadas del Sur; IsEl: Isla Elefante; IsShS: Islas Shetland del Sur; IsJR: Isla James Ross; CJR: Cuenca James Ross; CBr: Cuenca Bransfield (en el Mar de la Flota); CPo: Cuenca Powell; CJa: Cuenca Jane; COn: Cuenca de los Ona; CPr: Cuenca Protector; CDo: Cuenca Dove; CSc: Cuenca Scan; CYa: Cuenca de los Yaghanes; BBu: Banco Burdwood; BDa: Banco Davis; BAu: Banco Aurora; BME: Banco Maurice Ewing; EGe: Elevación noreste de las Georgias; BHe: Banco Herdman; BDi: Banco Discovery; BBr: Banco Bruce; BPI: Banco Pirie; BTe: Banco Terror; FMa: Fosa de Malvinas; FCh: Fosa Chilena; FSS: Fosa de las Sandwich del Sur; FShS: Fosa de las Shetland del Sur; AJa: Arco Jane; DNS: Dorsal Norte del Scotia; DSS: Dorsal Sur del Scotia; DOS: Dorsal Oeste del Scotia; DES: Dorsal Este del Scotia; DAP: Dorsal Antártica-Phoenix; Dir: Dorsal Irizar; ZFH: Zona de fractura Hero; ZFS: Zona de fractura Shackleton; ZFSS: Zona de fractura Sandwich del Sur; ZFQ: Zona de fractura Quest; ZFE: Zona de fractura Endurance; ZFT: Zona de fractura Tehuelche (basado en Yamin y Anselmi 2020, Torres Carbonell et al. 2014, Caminos et al. 1999, Ramos 1999, y citas dentro de estos trabajos). El recuadro de trazo discontinuo indica el área geográfica de inversión tomográfica del presente trabajo. Los círculos rojos indican la localización de las estaciones sísmológicas de la red ASAIN (*Antarctic Seismographic Argentinean-Italian Network*) cuya ubicación, denominación y características se exhiben en el Cuadro 1.

Cuadro 1. Estaciones sismológicas de la red ASAIN (*Antarctic Seismographic Argentinean-Italian Network*), en bases antárticas argentinas permanentes, utilizadas para la inversión de los datos sísmicos del presente trabajo. ORCD: Estación sismológica Orcadas; ESPZ: Estación sismológica Esperanza; JUBA: Estación sismológica Jubany; (en la actual base Carlini); MBIO: Estación sismológica Marambio.

Base antártica argentina (permanente)	Ubicación geográfica	Coordenadas geográficas		Altitud s.n.m. (m)	Estación sismológica permanente (denominación)
		Longitud	Latitud		
Esperanza	Bahía Esperanza, Península Antártica	57° 00'	63° 24'	25	ESPZ
Carlini (Ex. Jubany)	Isla 25 de Mayo (Islas Shetland del Sur)	58° 40'	62° 14'	10	JUBA
Orcadas	Isla Laurie (Islas Orcadas del Sur)	44° 44'	60° 44'	4	ORCD
Marambio	Isla Marambio	56° 38'	64° 14'	200	MBIO

(Fig. 1). Constataron la presencia de una anomalía de baja velocidad localizada en el flanco sureste de la cuenca Bransfield y margen Pacífico de la Península Antártica. El descenso de la velocidad fue atribuido a la presencia de una anomalía térmica en el manto superior, la cual constituiría la fuente del elevado flujo térmico y del desarrollo del volcanismo activo a lo largo del eje de la cuenca (ver Park et al. 2012, y citas dentro de ese trabajo).

En el presente trabajo se realiza una tomografía sísmica basada en la inversión de los tiempos de viaje de las ondas P y S. La misma se restringe al extremo nororiental de la Península Antártica y el sector meridional de la dorsal Sur del Scotia en el Mar de Weddell (Fig. 1). Los objetivos del trabajo son:

1. Realizar la inversión conjunta (simultánea) de las fases P y S, con el fin de recabar información adicional de otros parámetros físicos de medio terrestre cuya estimación requiere la implementación de dichas fases.
2. Caracterizar las estructuras sísmicas resueltas mediante un análisis integrado de las anomalías de velocidad de onda P, de onda S, acústica V_p , y el módulo de Poisson.
3. Establecer el significado geodinámico de las estructuras sísmicas resueltas.

En base a las observaciones y los análisis realizados se interpreta la presencia de una región de la corteza y manto sometida a modificaciones del estado reológico producto de un flujo térmico anómalo proveniente de una fuente localizada a una profundidad entre 40 km y 60 km en el manto, caracterizada por bajos valores de rigidez y altos valores de incompresibilidad y de anelasticidad, en relación al manto circundante. La fuente podría corresponder a un reservorio parcialmente fundido, el cual se interfiere con otros cuerpos de características reológicas distintas que podrían corresponder a partes no fundidas del mismo reservorio y/o a porciones del manto que difieren en su composición química.

MARCO ESTRUCTURAL Y GEODINÁMICO DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

Estructuras, estado de deformación y campo de esfuerzos regional

El Arco del Scotia comprende el desarrollo de una serie de islas y bloques continentales que permiten continuar el extremo sur de los Andes con la Península Antártica (Ramos 1999). Esta región tectónicamente activa representa el escenario de fragmentación, dispersión y migración de bloques continentales conducidos por un flujo somero de manto sublitosférico dirigido hacia el este desde el Paleógeno temprano (ej: Alvarez 1982, Barker 2001) (Fig. 1).

Dos extensos lineamientos de carácter esencialmente transcurrente y orientación E-O: dorsal Norte del Scotia y dorsal Sur del Scotia, constituyen respectivamente los límites septentrional y meridional de la placa Scotia (ej: Pelayo y Wiens 1989) (Fig. 1). El carácter sinistral transpresivo de la dorsal Norte del Scotia (límite entre las placas Scotia y Sudamericana) queda evidenciado por la presencia de dos sistemas de fallamiento inverso oblicuo de polaridades opuestas, localizados uno al norte del banco Burdwood y el otro al sur del bloque de las islas Georgias del Sur (ej: Pelayo y Wiens 1989). Por otro lado, el carácter sinistral transtensivo de la dorsal Sur del Scotia (límite entre las placas Scotia y Antártica) se manifiesta por la alternancia entre segmentos transcurrentes y zonas de extensión oblicua que se desarrollan a uno y otro lado de la dorsal (ej: Pelayo y Wiens 1989).

Las dorsales Norte y Sur del Scotia se conectan al este a través de la fosa arqueada de las Sandwich del Sur, donde la placa Sudamericana se hunde por debajo de la placa Sandwich. Las islas Sandwich del Sur integran el arco volcánico producto de la subducción, en tanto que la extensión de retroarco define el límite entre las placas Scotia y Sandwich (denominado dorsal Este del Scotia). En contraste, el borde occidental de la placa Scotia está determinado por la zona de

Fractura Shackleton (límite entre las placas Scotia y Antártica): un sistema transcurrente de carácter sinistral transpresivo que experimenta un cambio gradual a convergente en dirección al noroeste, donde pasa a conformar el margen de subducción andina a la altura de la Cordillera Fueguina (ej: Yamin y Anselmi 2020) (Fig. 1).

En el margen Pacífico de la Península Antártica, en el segmento que abarca a las islas Shetland del Sur, entre las zonas de fractura Hero y Shackleton, se desarrolla el complejo de subducción lenta, producto del hundimiento de la placa Pacífica bajo la placa Antártica (ej: Della Vedova et al. 1997a, Robertson Maurice et al. 2003). A retroarco de dicha subducción se desarrolla el rift de la cuenca Bransfield, con manifestación de actividad volcánica submarina (ej: Pelayo y Wiens 1989, Caminos et al. 1999) (Fig. 1).

Las tomografías y modelos de velocidad sísmica realizados por Vuan et al. (1997, 1999, 2000, 2001, 2005a, 2005b, 2014) basados en la velocidad de grupo de las ondas superficiales, indican para la región del Scotia la conformación de un mosaico de unidades de corteza de tipo oceánico y continental, de tamaños y espesores variables. En el sector oeste del Mar del Scotia la corteza oceánica es más delgada que en el sector central, donde el manto superior queda alumbrado a partir de los 20 km de profundidad (Vuan et al. 2014). En la región de la meseta de Malvinas y bloque de las islas Georgias del Sur, la respectivas cortezas, de tipo continental, se encuentran sustancialmente engrosadas; en tanto que en el sector del bloque de las islas Orcadas del Sur, la corteza de tipo continental es más delgada (Vuan et al. 2014). La anomalía sísmica en el flanco sureste del rift del Bransfield puede rastrearse hasta profundidades cercanas a los 300 km mediante tomografía telesísmica (Park et al. 2012) y fue interpretada como una anomalía térmica en el manto (Park et al. 2012, Vuan et al. 2014).

El desplazamiento relativo que se observa a lo largo de las dorsales Norte y Sur del Scotia y la zona de Fractura Shackleton, está evidenciando un intenso campo de esfuerzos compresivo de orientación noreste-suroeste, el cual resulta del movimiento relativo entre las placas Sudamericana y Antártica (Forsyth 1975, Pelayo y Wiens 1989). Las velocidades relativas entre las placas Sudamericana, Antártica, Scotia y Sandwich determinan: a) un desplazamiento de rumbo sinistral con componente compresional en la dorsal Norte del Scotia, b) un desplazamiento de rumbo sinistral con componente extensional en la dorsal Sur del Scotia y c) una compresión este-oeste en la región del Mar de Hoces (Pasaje de Drake) (Pelayo y Wiens 1989, Thomas et al. 2003, Dietrich et al. 2001, 2004, Smalley et al. 2007).

Actividad sísmica

En la dorsal Norte del Scotia, la actividad sísmica se desarrolla intermitentemente por más de 2500 km (Figs. 1 y 2). En el tramo continental se distribuye a lo largo del sistema transforme Magallanes-Fagnano (ej: Buffoni et al. 2009, Torres Carbonell et al. 2014, Buffoni 2016), y en el tramo marítimo se concentra en el sector de los bancos Burdwood, Davis y Aurora, y el bloque de las islas Georgias del Sur (ej: Pelayo y Wiens 1989, Buffoni 2016, Buffoni et al. 2009) (Figs. 1 y 2). En la fosa de las Sandwich del Sur, la sismicidad se desarrolla en forma profusa en la zona de Wadati-Benioff, hasta aproximadamente 400 km de profundidad del segmento subducido de placa Sudamericana (Figs. 1 y 2). A retroarco la sismicidad se distribuye en torno al eje de expansión oceánica (dorsal Este del Scotia), concentrándose especialmente en los extremos norte y sur, que corresponden a los puntos triples determinados por las placas Sudamericana, Scotia y Sandwich, y las placas Antártica, Scotia y Sandwich, respectivamente (Figs. 1 y 2). En la dorsal Sur del Scotia la actividad sísmica es más frecuente que en la dorsal Norte del Scotia y se extiende por más de 1500 km (Figs. 1 y 2). En el tramo correspondiente a la dorsal Irizar y banco Discovery se manifiesta en forma difusa, mientras que en el tramo central se concentra al norte del bloque de las islas Orcadas del Sur y de la cuenca Powell (Figs. 1 y 2). En la zona de Fractura Shackleton la sismicidad es somera y se extiende por más de 800 km. Se intensifica en aquellos sectores donde las dorsales fósiles Antártica-Phoenix y Oeste del Scotia intersectan la franja de transurrencia, y se ramifica en forma difusa por dichas estructuras hacia el interior de las placas Antártica y Scotia, respectivamente (Figs. 1 y 2). En la región del Mar de la Flota, la sismicidad se distribuye a lo largo del rift activo de la cuenca Bransfield por más de 400 km, y su ocurrencia se verifica en cúmulos alrededor de los principales centros de actividad volcánica, emergidos y submarinos (Figs. 1 y 2). A lo largo del margen noroccidental de las islas Shetland del Sur, la sismicidad es difusa y se asocia al proceso de subducción lenta que tiene lugar en la trinchera de las Shetland del Sur. La actividad se prolonga hasta profundidades cercanas a los 100 km, lo cual indica actividad de deformación a nivel del manto superior (Robertson Maurice et al. 2003).

Circulación del manto

Estudios de anisotropía sísmica basados en la birrefringencia de la onda S (*shear wave splitting*), descartan que en la actualidad exista un flujo de manto pacífico canalizado a través de la región del Scotia, circunvalando el extremo sur de Sudamérica y la Península Antártica (Helffrich et al. 2002),

a modo de lo que ocurre en el extremo norte del continente Sudamericano en la región del Caribe (Alvarez 1982, Russo y Silver 1994, Russo et al. 1996, Abratis y Wörner 2001). Dichos resultados se encuentran respaldados por los modelos de topografía dinámica de Nerlich et al. (2013), quienes concluyen que el material necesario para suministrar el crecimiento del manto atlántico pudo haber provenido de cualquier fuente en

el manto. La señal de anisotropía sísmica indica el desarrollo de un flujo horizontal de manto atlántico, con orientación NE-SO a ENE-OSO, circulando por debajo del extremo sur de Sudamérica, la región circumpolar Atlántica y la Península Antártica (Helffrich et al. 2002, Müller et al. 2008). El espesor de la correspondiente capa de flujo fue estimado en alrededor de los 200 km (Helffrich et al. 2002). Se propone que dicho

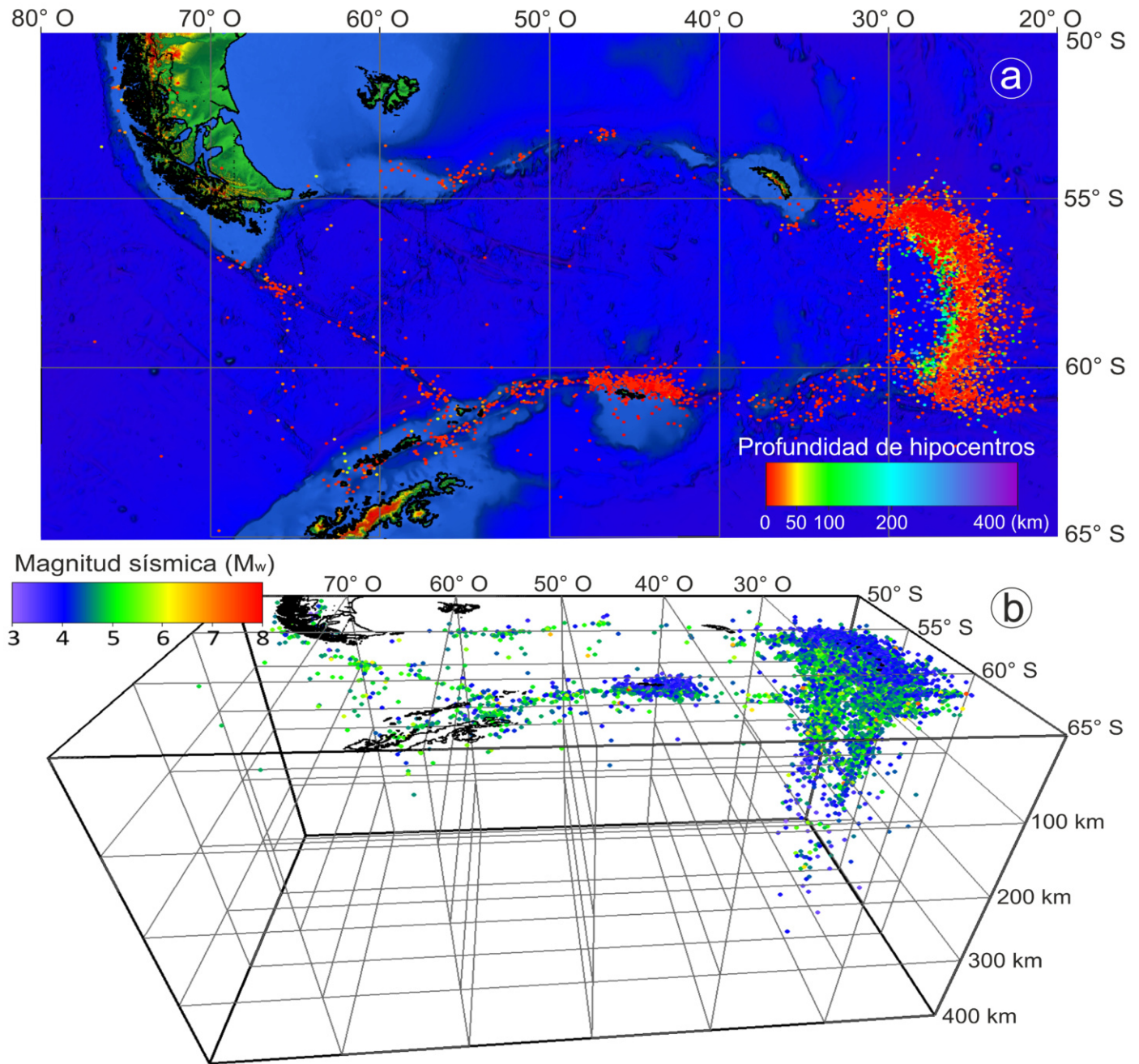


Figura 2. Actividad sísmotectónica de magnitud $M_w \geq 3$ en el Arco del Scotia y Península Antártica, entre los años 1970 y 2020, obtenida de los catálogos internacionales de GFZ (*German Research Centre for Geosciences*) y de IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*). a) Distribución geográfica de los focos sísmicos en función de la profundidad hipocentral. b) Distribución espacial de la magnitud sísmica. El 86% de la actividad sísmica se concentra en la región de las islas Sandwich del Sur, donde el conjunto de los focos sísmicos delinean con nitidez la zona de Wadati-Benioff de la placa Sudamericana subducida. El resto de la sismicidad se distribuye en forma intermitente a lo largo de las dorsales Sur, Norte y Este del Scotia, la zona de Fractura Shackleton y el eje de expansión del rift del Bransfield. Menos del 1% corresponde a actividad sísmica de intraplaca.

Cuadro 2. Eventos sísmicos utilizados en el presente trabajo. Los sismos datan del período 2009 a 2019. Se localizan a lo largo de la dorsal Sur del Scotia, la trinchera de las Shetland del Sur y el sector sureste de la zona de Fractura Shackleton. La mitad de la población corresponde a sismos de magnitud mayor o igual a 5.

Año	Mes	Día	Tiempo UTC	Magnitud Mw	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)
2019	6	5	17:32:34	4.7	-55.87	-61.75	10.0
2018	8	27	20:09:22	5.6	-58.12	-61.76	47.8
2017	2	22	08:25:36	5.3	-51.52	-60.88	68.1
2016	11	20	00:58:11	5.1	-57.02	-61.45	10.0
2016	11	11	10:57:10	4.7	-47.55	-60.45	10.0
2016	10	18	04:26:08	5.3	-47.27	-60.35	10.0
2016	10	17	00:13:56	4.9	-61.91	-63.59	10.0
2016	6	23	03:05:39	5.5	-42.95	-60.67	10.0
2016	5	30	15:35:09	4.6	-54.65	-61.67	10.0
2015	10	30	07:18:21	5.0	-50.96	-60.98	10.0
2015	10	30	03:26:45	4.8	-51.21	-60.83	10.0
2015	10	30	03:18:42	5.1	-51.41	-60.96	10.0
2015	10	22	01:17:11	5.5	-45.40	-60.34	15.1
2015	9	27	13:43:53	4.7	-45.10	-60.31	13.4
2015	9	6	05:15:36	4.8	-48.87	-60.28	10.0
2015	7	13	04:43:19	5.0	-50.42	-60.72	10.0
2014	10	10	05:14:20	4.9	-50.01	-60.36	10.0
2014	9	12	03:19:31	5.1	-59.97	-62.78	13.3
2014	6	6	04:53:45	4.7	-52.02	-61.10	10.0
2014	6	6	04:38:56	5.0	-51.67	-61.04	10.0
2014	5	9	05:47:38	4.4	-47.03	-60.11	10.0
2014	5	9	05:43:44	4.4	-47.23	-60.16	10.0
2014	2	27	05:10:59	5.3	-59.70	-59.46	10.0
2014	2	25	15:43:31	5.1	-59.94	-59.38	14.8
2014	2	22	22:39:32	5.5	-47.19	-60.20	10.1
2014	2	16	08:25:53	4.8	-46.90	-60.28	9.9
2014	2	8	19:50:36	6.0	-45.24	-60.43	18.2
2014	1	11	20:18:11	4.9	-47.48	-60.35	10.0
2013	12	26	16:09:30	4.9	-42.52	-60.74	15.6
2013	12	25	07:07:01	4.7	-48.97	-60.29	10.0
2013	12	24	15:17:48	4.8	-48.96	-60.34	14.8
2013	11	23	21:58:38	5.0	-44.94	-60.16	14.9
2013	11	18	04:28:45	5.0	-43.31	-60.48	13.7
2013	11	18	03:52:20	4.9	-42.20	-60.67	16.6
2013	11	18	02:11:07	4.9	-43.76	-60.40	16.9
2013	11	17	16:07:57	3.7	-42.98	-61.55	0.0
2013	11	17	14:59:13	5.0	-42.97	-60.36	15.6
2013	11	17	12:45:25	5.3	-45.33	-60.36	10.0
2013	11	17	12:11:36	5.7	-44.30	-60.50	10.0
2013	11	17	11:13:02	5.2	-46.73	-60.21	10.0
2013	11	17	10:44:07	5.3	-44.97	-60.35	10.0
2013	11	17	09:04:55	7.8	-46.36	-60.30	10.0
2013	11	16	09:35:46	5.2	-46.51	-60.34	10.0

2013	11	16	08:35:06	5.4	-46.37	-60.33	10.0
2013	11	16	08:18:11	5.1	-46.55	-60.39	10.0
2013	11	16	03:34:31	6.8	-47.11	-60.21	9.9
2013	11	13	23:45:48	6.1	-47.20	-60.26	10.0
2013	7	23	00:23:14	4.4	-63.63	-63.21	10.0
2013	7	22	00:05:05	5.2	-58.30	-61.61	15.9
2013	7	16	19:41:54	5.6	-62.51	-63.34	11.7
2012	8	2	14:32:08	5.0	-58.26	-61.40	10.0
2012	7	19	01:17:58	4.5	-51.35	-60.43	10.0
2012	5	23	08:13:55	4.8	-51.85	-60.71	10.0
2012	3	2	01:01:53	4.9	-41.73	-60.70	10.0
2012	1	26	19:54:17	4.0	-51.13	-62.46	0.0
2012	1	26	15:52:57	5.4	-51.41	-60.58	37.6
2012	1	17	20:58:55	4.9	-57.42	-60.62	10.0
2012	1	16	04:30:57	4.7	-56.31	-60.72	10.0
2012	1	16	03:59:44	5.7	-56.10	-60.75	10.0
2012	1	15	18:41:09	5.1	-53.57	-61.33	10.0
2012	1	15	16:44:41	4.8	-56.50	-60.76	10.0
2012	1	15	16:35:24	4.6	-57.12	-60.74	10.0
2012	1	15	14:21:31	6.0	-55.97	-60.88	10.0
2012	1	15	13:40:19	6.6	-56.11	-60.95	8.0
2011	9	1	12:09:25	4.3	-50.16	-60.34	35.0
2011	9	1	12:07:09	5.1	-49.88	-60.34	41.9
2011	6	15	07:05:43	5.0	-57.94	-62.03	10.0
2011	6	13	00:02:38	5.1	-56.73	-60.54	25.3
2011	6	12	16:22:18	4.3	-57.87	-62.48	32.5
2011	6	10	17:06:19	4.9	-57.35	-62.72	17.1
2011	6	7	19:23:21	4.5	-58.65	-61.92	10.0
2011	6	7	13:42:26	4.7	-57.75	-62.38	10.0
2011	6	7	11:21:02	4.6	-57.97	-62.43	10.0
2011	6	7	10:31:23	4.4	-57.15	-62.61	10.0
2011	5	24	19:06:14	4.1	-57.50	-62.69	10.0
2011	5	22	20:14:10	4.2	-45.26	-60.11	57.1
2011	5	20	06:53:16	4.8	-44.08	-60.47	17.2
2011	2	6	21:39:58	4.8	-58.62	-59.84	17.6
2011	1	12	16:45:00	4.6	-54.76	-61.79	10.0
2010	10	25	08:17:43	4.3	-63.01	-63.39	10.0
2009	10	27	00:04:47	6.0	-65.08	-59.98	15.9
2009	10	22	22:38:52	4.5	-55.40	-61.76	10.0
2009	7	30	11:16:37	4.0	-63.15	-62.13	0.0
2009	2	15	02:41:02	4.9	-56.24	-62.11	10.0
2009	2	6	03:51:14	4.0	-45.50	-60.76	0.0

flujo es el responsable del movimiento absoluto hacia el oeste de la placa Sudamericana, impuesto por la fuerza de arrastre basal y favorecido por la presencia del margen de subducción pacífica (Helffrich et al. 2002). Basados en la hipótesis del arrastre basal, Helffrich et al. (2002) aducen que el hecho por el cual Antártida no resulta conducida en igual dirección que

Sudamérica es debido a que la placa Antártica se encuentra rodeada por dorsales que imponen restricción a su movimiento lateral (Helffrich et al. 2002).

DATOS

Los datos sísmicos que se procesan en el presente trabajo proceden del Proyecto Argentino Italiano para la gestión y mantenimiento de la red ASAIN (*Antarctic Seismograph Argentinian Italian Network*) (Russi y Febrer 2000, Russi et al. 2010). Comprenden sismogramas digitales en las tres componentes ortogonales del desplazamiento: este-oeste, norte-sur y vertical, adquiridos en forma continua entre los años 2009 y 2019, retransmitidos y almacenados digitalmente en las frecuencias: 2, 20 y 40 Hz (Otras características técnicas y del instrumental pueden consultarse en Russi et al. 2010). Actualmente, la red ASAIN cuenta con estaciones sismológicas operando en las bases antárticas argentinas permanentes: Base Orcadas (en las islas Orcadas del Sur), Base Esperanza (en bahía Esperanza, Península Antártica), Base Carlini (en la isla 25 de Mayo), Base Marambio (en la isla Marambio), Base San Martín (en bahía Margarita, Península Antártica) y Base Belgrano II (nunatak Bertrab, costa Confín del Mar de Weddell), (Russi et al. 1994, 1996, Russi y Febrer 2000, Russi et al. 2010). Los registros que se procesan abarcan cuatro estaciones de la red ASAIN: estación sismológica Orcadas (ORCD), estación sismológica Esperanza (ESPZ), estación sismológica Jubany (JUBA, en base Carlini) y estación sismológica Marambio (MPIO) (Cuadro 1 y Fig. 1).

La ocurrencia temporal y localización espacial de los eventos sismotectónicos fueron extraídas de las bases de datos de libre acceso GEOFON del GFZ *German Research Centre for Geosciences* (<https://geofon.gfz-potsdam.de>), e IRIS *Incorporated Research Institutions for Seismology* (<https://ds.iris.edu>). La información básica de los registros comprende: 1) fecha y hora (UTC: *Coordinated Universal Time*), 2) localización del evento: latitud y longitud geográficas y profundidad hipocentral y 3) Magnitud del evento (IASPEI 2005). Los focos sísmicos utilizados corresponden al período 2009 a 2019. Se localizan a lo largo de la dorsal Sur del Scotia, la trinchera de las Shetland del Sur y el sector sureste de la zona de Fractura Shackleton (Cuadro 2). Para los datos utilizados, se chequeó la consistencia entre ambas fuentes.

MÉTODOS

Formulación del problema tomográfico

En la teoría de aproximación del rayo sísmico, el teorema de Fermat establece que entre dos puntos fijos, el tiempo de viaje de la señal sísmica representa una cantidad estacionaria frente a pequeñas perturbaciones de la trayectoria (Nolet

1987, 2008). Esta propiedad permite obtener una aproximación a primer orden de la perturbación del tiempo de viaje de la señal en función de la perturbación producida en el campo de velocidades que caracteriza al medio de propagación. Dicha aproximación (ec. (1)) constituye la ecuación base en el planteo del problema tomográfico: “obtener mediante inversión la perturbación del campo de velocidades a partir de la perturbación de los tiempos de viaje” (Nolet 1987, 2008).

$$\delta t_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{cal} = - \int_{L_{ij}} \frac{\delta V_{p,s}(r)}{V_{p,s}^2(r)} ds \quad (1)$$

Donde δt_{ij} es la perturbación del tiempo de viaje de la fase sísmica correspondiente al i -ésimo foco sísmico ($i=1, \dots, I$) y j -ésima estación sismológica ($j=1, \dots, J$), t_{ij}^{obs} es el ij -ésimo tiempo de viaje observado, t_{ij}^{cal} es el ij -ésimo tiempo de viaje calculado para un modelo standard de referencia de velocidades sísmicas, de la región analizada, L_{ij} es la ij -ésima trayectoria sísmica no perturbada, $V_{p,s}(r)$ es la velocidad de referencia (P o S) expresada como función de la distancia radial al geocentro, $\delta V_{p,s}(r)$ es la perturbación de la velocidad sísmica (P o S), y ds es el diferencial de arco de la trayectoria.

Discretización del dominio: El sector de la inversión tomográfica quedó determinado entre $41^{\circ}30'$ y $65^{\circ}30'$ de longitud oeste (1200 a 1400 km de extensión latitudinal, dependiendo de la latitud), entre $59^{\circ}18'$ y $64^{\circ}18'$ de latitud sur (550 km de extensión longitudinal), y entre 0 y 75 km de profundidad. El dominio espacial fue discretizado definiendo una grilla regular de 30 divisiones equiespaciadas en sentido este-oeste, 15 divisiones equiespaciadas en sentido norte-sur y 15 divisiones equiespaciadas en sentido radial. La grilla consta de 6750 celdas, donde las dimensión aproximada de una celda es: 43.3 km x 36.6 km x 5 km. Las coordenadas (k, m, n) del sistema grillado se vinculan respectivamente con las coordenadas geográficas (λ_k, ϕ_m, r_n) del Sistema Convencional de Referencia Terrestre (*International Terrestrial Reference System*) (IERS *Conventions* 2010).

Linealización de las ecuaciones tomográficas: El sistema de ecuaciones (1) queda expresado en la forma de un sistema de ecuaciones lineales:

$$\delta t_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{cal} = \sum_{k=1}^K \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N \Psi_{ijkmn} \delta V_{kmn} \quad (2)$$

$$\text{con} \quad \Psi_{ijkmn} = - \int_{L_{ijkmn}} \frac{ds}{V_{p,s}^2(r)} \quad (3)$$

Donde δV_{kmn} representa la kmn-ésima incógnita del sistema (o kmn-ésima perturbación de la velocidad sísmica); Ψ_{ijkmn} es el kmn-ésimo coeficiente de la ij-ésima ecuación del sistema; δt_{ij} es el término independiente de la ij-ésima ecuación del sistema. Cada coeficiente Ψ_{ijkmn} define una integral curvilínea a lo largo del kmn-ésimo segmento del ij-ésimo rayo sísmico contenido en la kmn-ésima celda del sistema grillaado. Los coeficientes fueron resueltos por el método adaptativo de cuadratura gaussiana (Burden y Faires, 2009) mediante la instrucción *quad* del paquete de computación Octave (Burden y Faires 2009).

El sistema lineal (2) se expresa en forma matricial compacta como:

$$Gm=d \quad (4)$$

con $d=(\delta t)_{ij} \in R^{T \times 1}$ el vector de los datos (las perturbaciones de los tiempos de viaje de las fases P y S), $m=(\delta V)_{kmn} \in R^{(K \times M \times N) \times 1}$ el vector de las incógnitas (las anomalías de velocidad de onda P y S) y $G=(\Psi)_{ijkmn} \in R^{T \times (K \times M \times N)}$ el operador lineal.

Tiempos de viaje observados: A partir de un análisis exhaustivo de las señales sísmicas, se seleccionaron un total de 84 eventos sísmicos de moderada a elevada magnitud para la realización de la tomografía (Cuadro 2). Dichos eventos corresponden a señales cuyos tiempos de arribo resultaron legibles en la mayoría de las estaciones sismológicas, tanto para la fase directa P como para la fase directa S. Cada arribo fue chequeado en las tres componentes ortogonales

del desplazamiento: este-oeste, norte-sur y vertical, y constatados con los correspondientes espectrogramas en las distintas frecuencias de adquisición de la señal (Fig. 3). La fase directa P se caracteriza por el arribo de una señal impulsiva que representa el frente del tren de ondas compresivas. Dicho pulso se distingue del ruido sísmico por el desarrollo de un pico nítido de mayor amplitud que precede a la llegada de un conjunto de oscilaciones de alta frecuencia (Fig. 3). La fase directa S sucede a la fase directa P debido a que desarrolla menor velocidad en el medio de propagación; representa la llegada del tren de ondas de corte. Se caracteriza por un arribo más o menos impulsivo y por un pico en el espectrograma, que no siempre resulta bien definido. Llega con un retraso que es mayor cuanto mayor es la distancia epicentral y por lo tanto suele estar interferida por otras fases dispersas en el medio (Havskov y Ottemöller 2010). Por este motivo se lograron menos determinaciones para la fase S. Para todos los eventos examinados, las incidencias de los rayos a las estaciones resultaron más próximas a la vertical que a la horizontal. Por lo tanto, cuando se midió la fase compresional P se puso especial énfasis en la componente sismográfica vertical, pues es en dicha dirección que la proyección del movimiento longitudinal queda mejor registrada. El criterio complementario se aplicó para la medición de la fase de corte S, donde la proyección del movimiento trasversal queda mejor registrada en las componentes sismográficas horizontales: este-oeste / norte-sur. Los tiempos de arribo fueron determinados con un error promedio de 0.24 seg para la fase P, y 0.43 seg para la

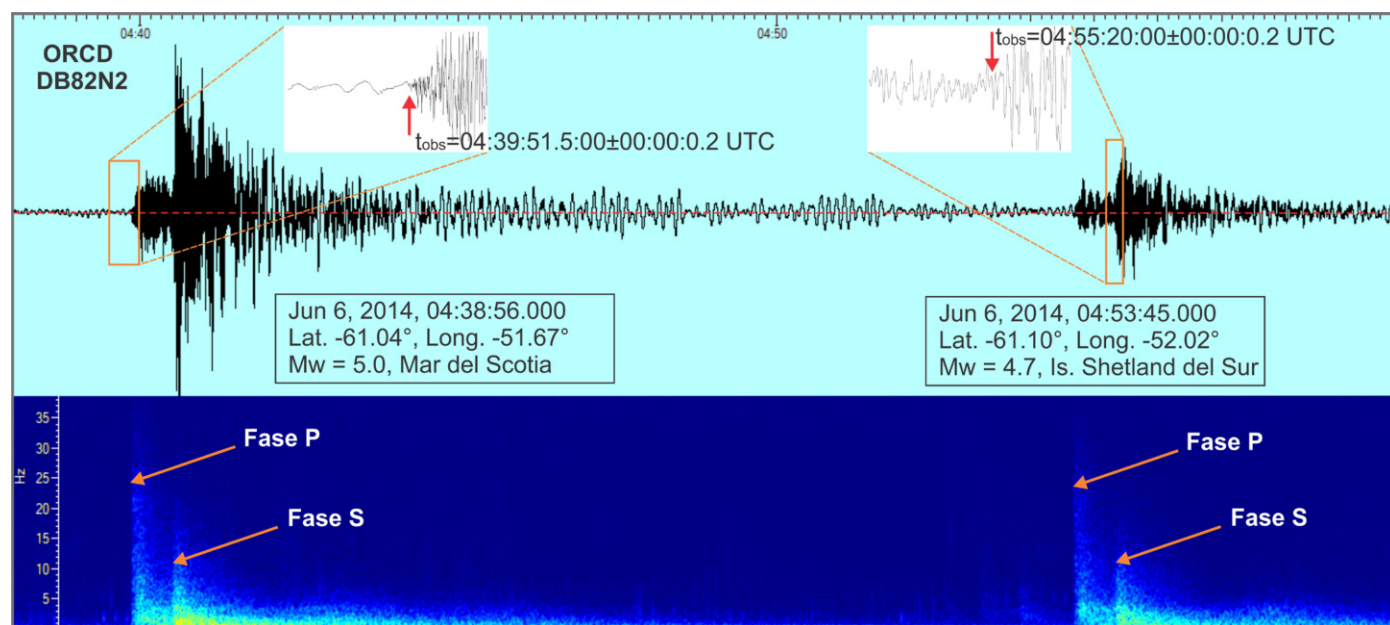


Figura 3. Registro de la componente Norte-Sur de dos eventos sísmicos ocurridos con diferencia de 15 minutos el día 6 de junio de 2014, en la región del Mar del Scotia y en cercanías de las Islas Shetland del Sur. Las señales de las fases P y S directas resultaron nítidas, tanto en los sismogramas como en los espectrogramas, lo cual permitió la determinación de los instantes de arribo con precisión de 0.2 segundos para ambas fases.

fase S, fijando márgenes de tolerancia de 0.5 seg y 1 seg, respectivamente. De esta forma se determinaron 225 tiempos de arribo para la fase P y 187 tiempos de arribo para la fase S.

Tiempos de viaje teóricos y trayectorias sísmicas: La aproximación semiclásica de la teoría de ondas es la herramienta más poderosa para predecir la propagación de las ondas sísmicas en un medio no homogéneo de variación suave, y también la más utilizada para el estudio de las ondas sísmicas en la Tierra (Nolet 2008).

El sistema de ecuaciones que describe el frente de la onda sísmica (Nolet 2008), viene expresado en coordenadas esféricas adecuadas como un sistema no lineal de primer orden en derivadas parciales:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{di}{ds} = \frac{\text{sen}(i)}{V_{p,s}} \left(\frac{dV_{p,s}}{dr} - \frac{V_{p,s}}{r} \right) \\ \frac{dr}{ds} = \cos(i) \\ \frac{d\varphi}{ds} = \frac{\text{sen}(i)}{r} \\ \frac{dt}{ds} = \frac{1}{V_{p,s}} \end{array} \right. \quad (5)$$

Las ecs. (5) contienen la solución de los rayos sísmicos que surgen de los posibles perfiles de velocidad. Resuelven la geometría del rayo en el plano ecuatorial $\theta = \pi/2$ de un sis-

tema de coordenadas esféricas geocéntrico, con r : distancia radial, φ : distancia angular epicentral, i : ángulo de incidencia, s : longitud de la trayectoria, y t : tiempo de viaje (Fig. 4). La última de las ecuaciones del sistema (5) representa la ley de velocidad $V_{p,s}$ para la fase correspondiente: P o S.

El sistema (5) puede expresarse en notación vectorial como:

$$\frac{dx}{ds} = F(x, s) \quad (6)$$

Donde $F(x,s)=(F_1(x,s), F_2(x,s), F_3(x,s), F_4(x,s))$ y $x=(i(s), r(s), \varphi(s), t(s))$; con x el vector posición expresado en coordenadas generalizadas. De este modo el sistema fue resuelto implementando el método recursivo de Runge-Kutta de orden 4 (Nolet 2008, Burden y Faires 2009; Causon y Mingham 2010), obteniendo la solución discreta que representa la evolución espacio-temporal del rayo sísmico:

$$\left\{ \begin{array}{l} x_k = (i_k, r_k, \varphi_k, t_k) \\ S_k \\ k = 1, 2, 3, \dots, N \end{array} \right. \quad (7)$$

Donde (i_k, r_k, φ_k) es la sucesión de puntos equiespaciados que describen la trayectoria del rayo, ordenados temporal-

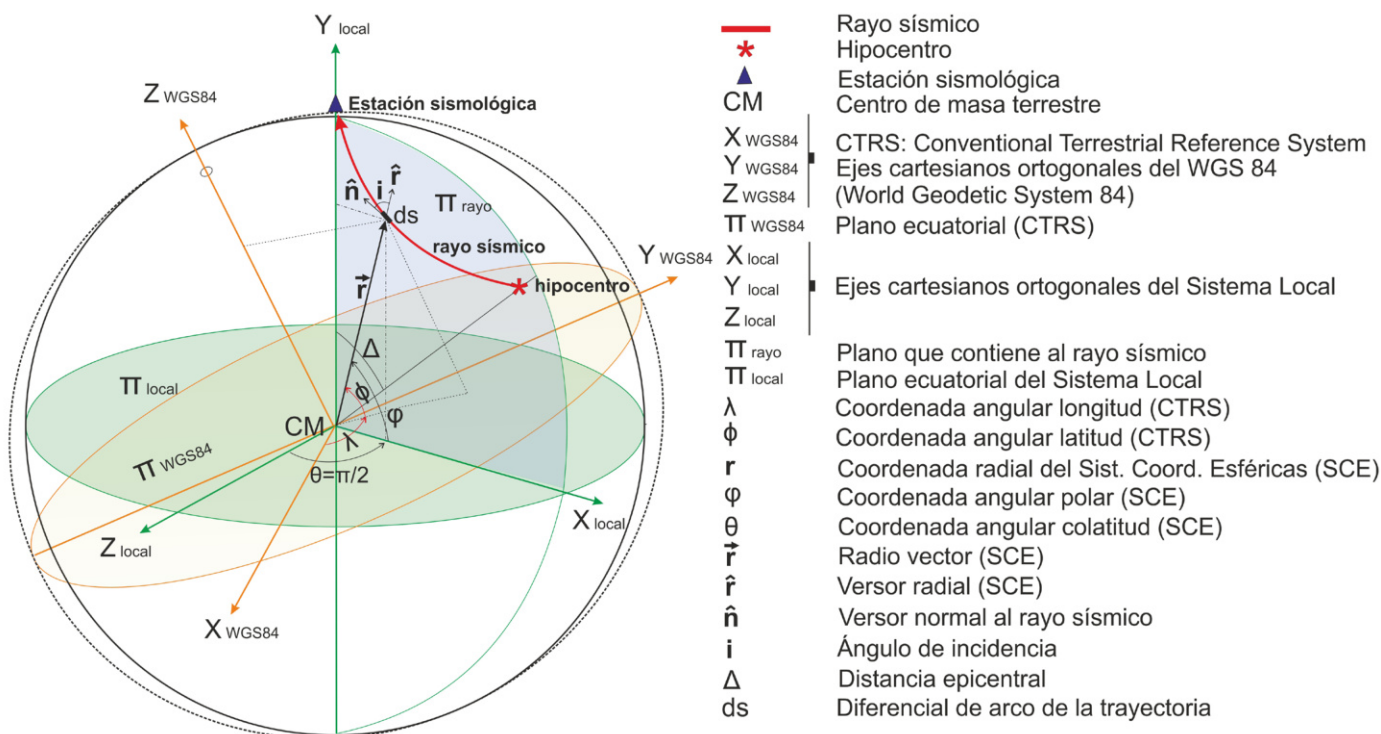


Figura 4. Variables de posicionamiento y representación del Sistema local de Coordenadas Esféricas (SCE) utilizado para referenciar la solución del rayo sísmico hallada por el método de Runge-Kutta, en relación al Sistema Convencional de Referencia Terrestre CTRS (Conventional Terrestrial Reference System). Ver sección Georeferenciación.

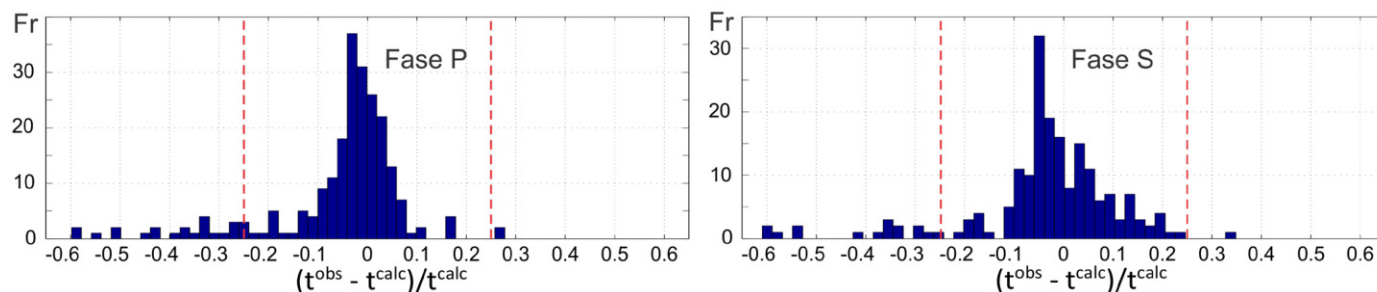


Figura 5. Histogramas de frecuencias absolutas de la desviación relativa de los tiempos de viaje observados respecto a los tiempos de viaje sintéticos. Las líneas de trazo discontinuo indican los límites de tolerancia que fueron fijados en -0.25 y 0.25.

mente en los instantes t_k ($k=1, \dots, N$); s_k es la k -ésima longitud de trayecto en el instante t_k . El paso del método ($\Delta s = s_{k+1} - s_k$) fue fijado de manera que garantizara la convergencia asintótica (o estabilidad de Liapunov) de la solución numérica (Jordan y Smith 2007, Burden y Faires 2009, Zambrano et al. 2018). Las condiciones iniciales y de contorno del problema numérico se plantearon con la aplicación del método de disparo (Burden y Faires 2009, Zambrano et al. 2018) el cual consistió en ir variando paulatina y sistemáticamente el ángulo de emergencia del rayo en el hipocentro hasta hacerlo incidir en la estación, fijando un margen de error (en la incidencia) del orden del paso Δs . Como modelo de velocidad de referencia se empleó el IASP91 (Kennett y Engdahl 1991, Kennett et al.

1995) frecuentemente utilizado en tomografía sísmica global como regional. Dicho modelo recrea la zona de inversión de velocidad que se observa a escala global en el manto terrestre, sobre todo en las regiones oceánicas. Las observaciones indican que la zona de inversión no exhibe igual desarrollo en todo el globo, como por ejemplo bajo los cratones estables donde puede encontrarse pobremente desarrollada o incluso estar ausente (Stein y Wysession 2005, Shearer 2009). La región de estudio de este trabajo está integrada por sectores de corteza oceánica como de corteza continental, más una historia de evolución tectónica compleja que involucra eventos de deformación, fragmentación, migración, generación y consumición de litósfera. El IASP91 recrea transiciones de velo-

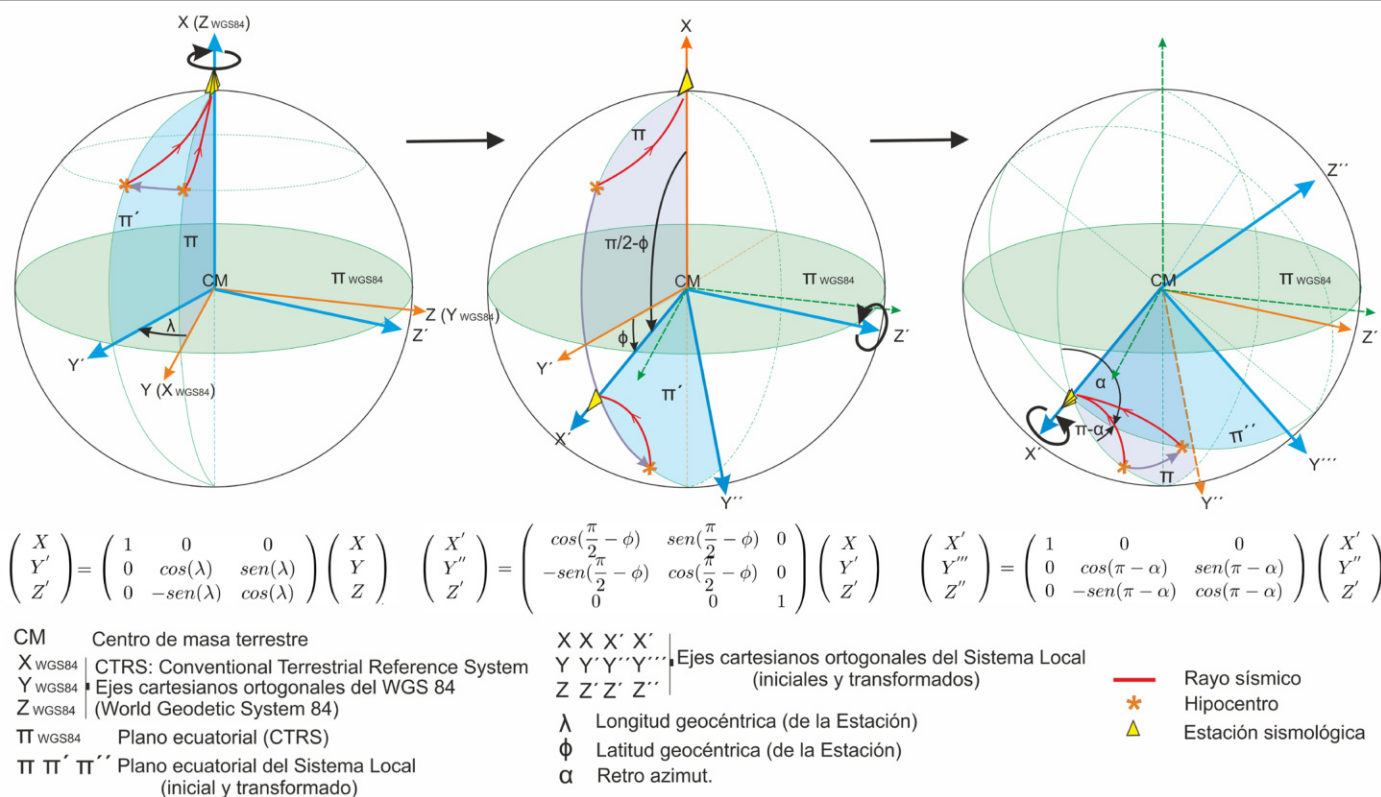


Figura 6. Representación de las etapas sucesivas de rotación y posicionamiento del rayo sintético hasta su georeferenciación definitiva en el sistema CTRS (IERS Conventions 2010). Definición de los sistemas de referencia y variables de posicionamiento (IERS Conventions 2010). Estructura matricial de los tensores de rotación utilizados en las sucesivas etapas de rotación, en función de los ángulos de Euler: longitud geográfica de la estación (λ), latitud geográfica de la estación (ϕ) y retro azimut (α).

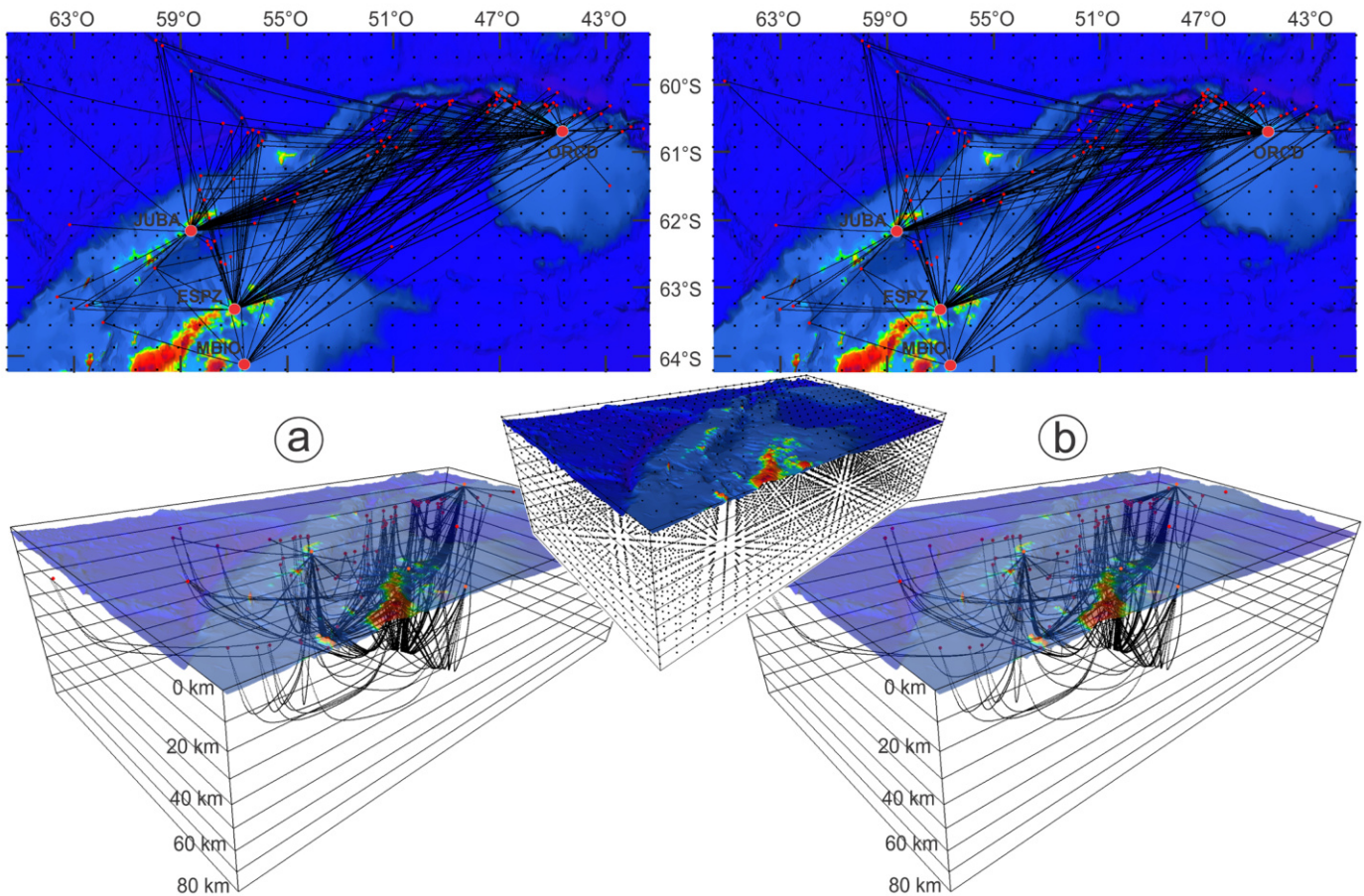


Figura 7. Vista en planta y oblicua del sector de inversión tomográfica. Representación en proyección rectangular del sistema CTRS (*Conventional Terrestrial Reference System*) (IERS *Conventions* 2010). Se representan las trayectorias de los rayos sísmicos obtenidas en el modelo de velocidad de referencia, los hipocentros, las estaciones sismológicas y los nodos de la grilla empleada en la inversión de los datos sísmicos. a) fase P. b) fase S.

cidad más suaves, en particular para el segmento del manto superior, por lo cual fue tomado como modelo de referencia para el presente trabajo (ej.: Park et al. 2012).

En particular, la solución dada por la expresión (7) contiene el tiempo total de recorrido del rayo: t_N para s_N . Por lo tanto, de dicha solución se extrajeron simultáneamente: a) la trayectoria discreta del rayo sísmico y b) el tiempo de viaje teórico; los cuales, junto a los tiempos observados, representan los datos necesarios para el planteo del problema tomográfico. Se realizaron histogramas de las frecuencias absolutas correspondientes a la desviación relativa de los tiempos de viaje observados (medidos en el sismograma) respecto a los tiempos de viaje sintéticos (calculados en el modelo de referencia) (Fig. 5). El histograma obtenido para la fase P se basó en un total de 225 tiempos de arribo medidos en el sismograma, en contraste con 187 tiempos de arribo medidos para la fase S. Las mediciones cuyas desviaciones relativas (en valor absoluto) resultaron superiores a 0.25, fueron descartadas por exceder el límite en el error de resolución buscado. De esta ma-

nera, para la formulación del problema tomográfico se usaron 380 determinaciones (208 correspondientes a la fase P y 172 correspondientes a la fase S) (Fig. 5).

Georeferenciación: La solución numérica del rayo sísmico fue obtenida en el plano ecuatorial de un sistema local de coordenadas esféricas geocéntrico (ec. (7) y Fig. 4). Su georeferenciación en el sistema geográfico CTRS (*Conventional Terrestrial Reference System*) (IERS *Conventions* 2010) se obtuvo aplicando transformaciones de rotación. Los ángulos de Euler empleados fueron: longitud geográfica de la estación, latitud geográfica de la estación y retro azimuth. En la figura 6 se definen los sistemas de referencia empleados, las variables de posicionamiento y los tensores de rotación que fueron aplicados en las sucesivas etapas de rotación; en la figura 7 se representan las soluciones georeferenciadas correspondientes a los 380 rayos determinados (208 correspondientes a la fase P y 172 correspondientes a la fase S).

Correcciones a los tiempos de viaje: Se realizaron dos tipos de correcciones a los tiempos de viaje:

a) Corrección por imprecisión de los parámetros hipocentrales: latitud geográfica (ϕ), longitud geográfica (λ), profundidad hipocentral (h) y tiempo de origen del evento (t_o) (Zhao 2015):

$$\delta t_{ij}^{hipo} = A_{ij}\Delta\phi_i + B_{ij}\Delta\lambda_i + C_{ij}\Delta h_i + \delta t_{o,i} \quad (8)$$

Con $A_{ij} = -(R-h)\text{sen}(e) \cos(\alpha)/V_0$, $B_{ij} = -(R-h)\text{sen}(e) \cos(\phi) \text{sen}(\alpha)/V_0$ y $C_{ij} = -\cos(\alpha)/V_0$. Donde δt_{ij}^{hipo} es la corrección hipocentral aplicada al tiempo de viaje del i -ésimo evento sísmico ($i=1, \dots, I$) en la j -ésima estación ($j=1, \dots, J$), $\Delta\phi_i$ es la imprecisión en la latitud geográfica, $\Delta\lambda_i$ es la imprecisión en la longitud geográfica, Δh_i es la imprecisión en la profundidad hipocentral, $\delta t_{o,i}$ es la imprecisión en el tiempo de origen del evento, R es el radio medio terrestre, α es el retro-azimut, e es el ángulo de emergencia del rayo sísmico en el hipocentro, y V_0 la velocidad de referencia (P o S) en el hipocentro.

b) Corrección por elipticidad terrestre (Nolet 2008). Esta corrección considera el ajuste de tiempo necesario para convertir los tiempos computados en el modelo de velocidad de referencia con simetría esférica, a los tiempos estimados en un modelo de Tierra elipsoidal, más próximo al geoide real (Nolet 2008):

$$\delta t_{ij}^{elip} = \frac{1}{p_{ij}} \int_0^{\Delta_{ij}} \frac{r^3}{V_{p,s}(r)} \epsilon(r) \left(\frac{1}{3} - \cos^2\theta \right) \frac{dV_{p,s}}{dr} d\psi \quad (9)$$

Donde δt_{ij}^{elip} es la corrección por elipticidad correspondiente al i -ésimo evento sísmico ($i=1, \dots, I$) y j -ésima estación ($j=1, \dots, J$), p_{ij} es el parámetro del rayo, Δ_{ij} es la distancia epicentral, r es la distancia radial al geocentro, $V_{p,s}$ es el modelo de velocidad de referencia (P o S), θ es la coordenada angular colatitud, $d\psi$ es el diferencial del ángulo epicentral ψ , y $\epsilon(r)$ es la elipticidad terrestre en función de la distancia al geocentro. La integral (9) fue resuelta por el método adaptativo de cuadratura gaussiana mediante la instrucción *quad* del paquete de computación Octave (Burden y Faires 2009, Zambrano et al. 2018). Se empleó la solución numérica del modelo de elipticidad hidrostática provista por Moon (1980), que fue ajustada mediante interpolantes cúbicos de Hermite (Burden y Faires 2009, Zambrano et al. 2018).

Inversión de los datos

El sistema lineal de ecuaciones tomográficas (ecs. (4)) fue planteado con las correspondientes correcciones a los tiempos de viaje. Para cada evento fuente-receptor se procuró tener registrados los tiempos de arribo de las fases P y S, lo cual fue posible de determinar en la mayoría de los casos. De

este modo los haces de rayos presentan en el espacio similar cubrimiento para ambas fases (Fig. 7). Esto permitió poder realizar la inversión conjunta (simultánea) de los datos. Para la inversión del sistema se implementó el método de regularización de Tikhonov (Tikhonov 1963, Tikhonov y Arsenin 1977, Aster et al. 2005). Se emplearon los códigos de regularización de Hansen (1994) mediante el paquete de computación Octave (Burden y Faires 2009). Las perturbaciones de los tiempos de viaje de ambas fases se consideraron independientes.

Dado que el sistema lineal de ecuaciones tomográficas es subdeterminado, cualquier solución (modelo de anomalía de velocidad sísmica) que fuera obtenida mediante el criterio de mínimos cuadrados (minimización del residuo dado por la norma de la diferencia entre los datos observados y los datos predichos por el modelo estimado) podría resultar un amplificador del ruido contenido eventualmente en los datos (Aster et al. 2005). En otras palabras, si los datos contuvieran ruido, dado que el sistema es subdeterminado, pueden existir múltiples soluciones que predigan adecuadamente los datos en el sentido de lograr minimizar la norma del residuo. En el peor de los casos la solución resultaría un amplificador del ruido en los datos. Para evitar dicha situación, el método de regularización considera todas las soluciones que fijan un margen de error arbitrario a la norma del residuo, y selecciona aquella que minimiza la norma del modelo estimado, evitando de este modo las soluciones con baja relación señal-ruido:

$$\min_m \|m\|_2 \wedge \|Gm - d\|_2 \leq \delta \quad (10)$$

Por otra parte, considera todas las soluciones que fijan un margen de error arbitrario a la norma del modelo estimado, y selecciona aquella que minimiza la norma del residuo:

$$\min_m \|Gm - d\|_2 \wedge \|m\|_2 \leq \epsilon \quad (11)$$

Las condiciones (10) y (11) pueden combinarse en una condición simultánea de amortiguamiento:

$$\min_m \{ \|Gm - d\|_2^2 + \alpha^2 \|m\|_2^2 \} \quad (12)$$

Donde α se denomina parámetro de regularización.

El criterio empleado consistió en fijar explícitamente los umbrales δ y ϵ , utilizando el conocimiento previo de las características de las anomalías sísmicas y de la propia información contenida en la medición de los tiempos de arribo. Para determinar el umbral δ se planteó la condición de semejanza entre las perturbaciones de los tiempos observados y las perturbaciones de los tiempos predichos por el modelo de veloci-

dad estimado, de la cual se obtuvo:

$$\|Gm - d^{obs}\|_2 \leq \delta = 2\|d^{obs}\|_2 \quad (13)$$

Mediante dicha restricción se asegura que cualquier modelo estimado no contenga perturbaciones de los tiempos de viaje que excedan las perturbaciones máximas obtenidas a partir de: los tiempos de viaje medidos y los tiempos de viaje sintéticos predichos por el modelo de velocidad de referencia, para la región de estudio. Por otro lado, el umbral ε fue establecido fijando un límite máximo esperable (M) para la perturbación fraccional de la velocidad sísmica en el medio terrestre, obteniendo:

$$\|m\|_2 \leq \varepsilon = \sqrt{n}M \quad (14)$$

Donde n es el número de nodos de la grilla de inversión.

Mediante dicha restricción se asegura que cualquier modelo estimado no contenga perturbaciones de velocidad sísmica que excedan las perturbaciones máximas de velocidad esperables para la región de estudio.

Una vez restringido el espacio de soluciones matemáticas a un espacio con sentido físico y estadístico, se examinó la secuencia de soluciones generadas por una sucesión monótona creciente del parámetro de regularización, dentro del campo de tolerancia que fue establecido para dicho parámetro (Fig. 8.a). El examen consistió en ir comparando los espectros entre dos soluciones consecutivas, recorriendo el conjunto en sentido creciente del parámetro, hasta encontrar una sucesión de soluciones discrepantes, o sea soluciones cuyas normas son distintas pero sus espectros resultan virtualmente indistinguibles (Aster et al. 2005). Esto implica encontrar un conjunto de soluciones semejantes representativo

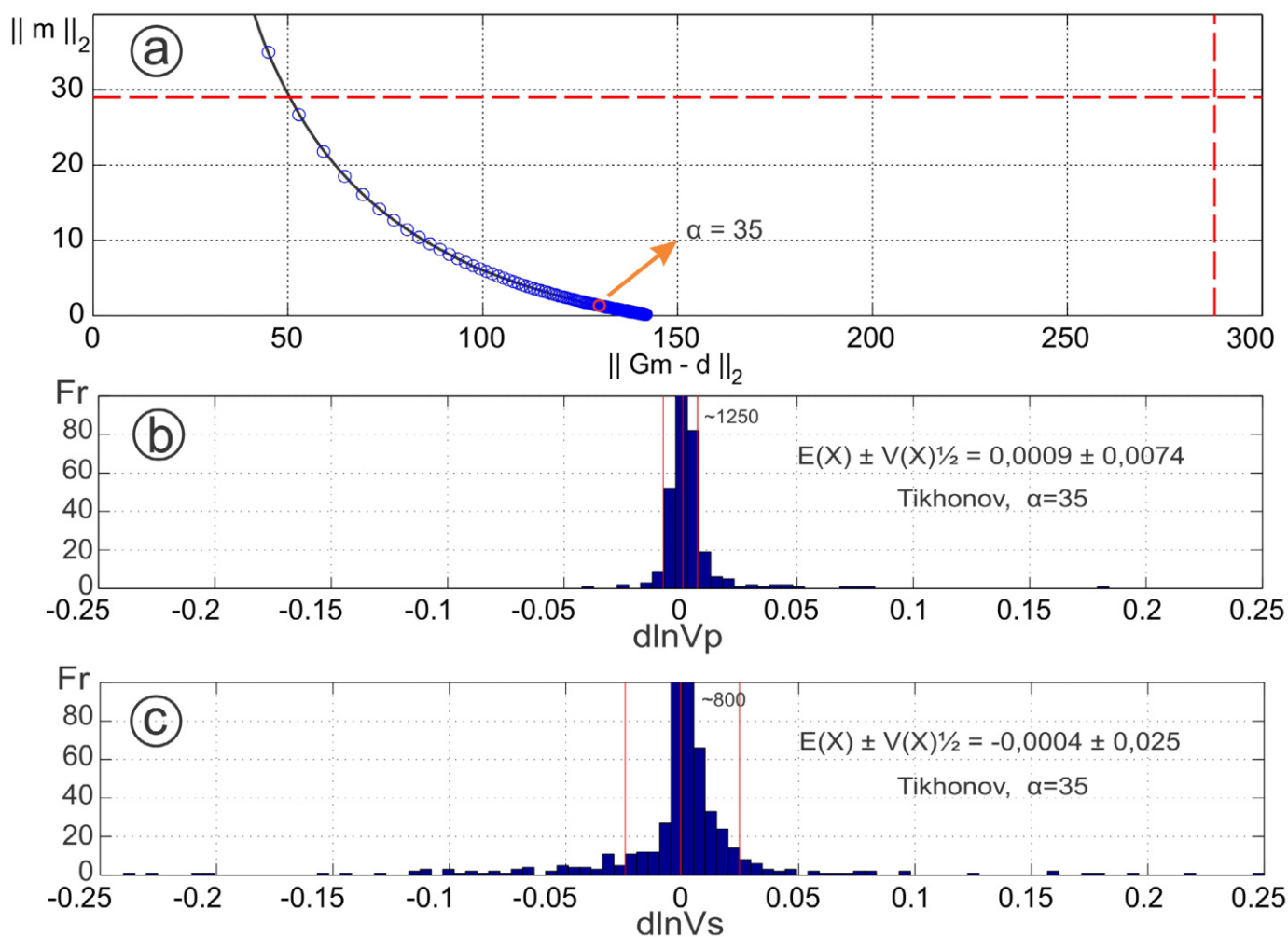


Figura 8. Inversión conjunta de los datos sísmicos. A) Curva de regularización obtenida para una sucesión creciente a intervalos regulares del parámetro de regularización: $\alpha = \{1, 1.2, 1.4, \dots, 99.8, 100\}$. Las rectas horizontal y vertical (en rojo) indican los umbrales ε y δ con sentido físico y estadístico, respectivamente, establecidos de acuerdo a los criterios explicados en la sección *Inversión de los datos*. De este modo, el espacio de soluciones con sentido físico y estadístico queda restringido al cuadrante inferior izquierdo determinado por dichos umbrales. La solución de máxima norma correspondiente al subconjunto de soluciones discrepantes se verifica para un α aproximado de 35. B) y C) Histogramas de frecuencias absolutas correspondientes a las soluciones P y S obtenidas mediante inversión conjunta regularizada. Frecuencia absoluta (Fr) versus anomalía de velocidad de onda P/S ($d\ln V_p/d\ln V_s$). Se indican la media y la desviación estándar de cada espectro.

de una región estable del espacio de soluciones factibles. Se seleccionó el conjunto discrepante de mayor norma para evitar incurrir en estimaciones por defecto en la intensidad de las anomalías, ya que la cota superior viene determinada por el umbral ϵ (Fig. 8.a y ec. (14)). El principio de discrepancia es muy utilizado en regularización (Aster et al. 2005). Acorde al procedimiento descrito, pudo hallarse una sucesión de soluciones discrepantes, seleccionando la de mayor norma del conjunto (Fig. 8). El 99 % del espectro de la solución correspondiente a la fase P, registra variaciones porcentuales de velocidad entre -2% y 2%, en tanto que 99 % del espectro correspondiente a la fase S exhibe variaciones porcentuales de velocidad entre -5% y 5%. Dichas variaciones resultan consistentes con las anomalías típicas de velocidad sísmica observadas en el manto terrestre para una y la otra fase. El leve sesgo hacia el lado de las variaciones positivas que denotan ambos espectros, está reflejando la estructura sísmica local del manto en el sector de inversión (Figs. 8.b y c). Finalmente a la solución se le aplicó un suavizado utilizando un filtro 3D de promedios ponderados de tipo gaussiano, isotrópico en las direcciones latitudinal, longitudinal y radial. Los resultados y análisis de las tomografías se exponen en la sección Resultados.

Pruebas de resolución

Fue necesario evaluar la inversión tomográfica mediante un análisis de la resolución de la imagen. El concepto de resolución en tomografía sísmica está ligado al de grado de recuperación de la estructura real del medio terrestre que aparece representada en la imagen tomográfica (anomalías sísmicas) producto de la inversión de los datos. Para ello se implementó la prueba de resolución del damero (*checkerboard resolution test*) (Rawlinson y Sambridge 2003). El procedimiento consistió en definir un modelo sintético de velocidad sísmica como suma entre el modelo de velocidad de referencia y un modelo de anomalía de velocidad construido a priori, integrado por un patrón regular de perturbaciones de velocidades positivas y negativas alternadas. En base al modelo sintético definido, se computaron los tiempos de viaje para la misma configuración fuente-receptor que fue empleada con los datos reales. Finalmente, a los datos sintéticos se les aplicó las mismas técnicas de inversión discreta que fueron empleadas para invertir los datos reales.

Se realizaron pruebas para diferentes modelos del tipo damero, variando alternadamente la frecuencia espacial del patrón de perturbaciones en los sentidos longitudinal, latitudinal y radial (en profundidad). El modelo general de perturbación empleado es de la forma:

$$f(\lambda, \phi, r, n_\lambda, n_\phi, n_r) = A \operatorname{sen}\left(\frac{\pi n_\lambda \lambda}{180^\circ}\right) \operatorname{sen}\left(\frac{\pi n_\phi \phi}{180^\circ}\right) \operatorname{sen}\left(\frac{\pi n_r (R - r)}{1 \text{ km}}\right) \quad (15)$$

con A: amplitud de la anomalía de velocidad sísmica (se empleó el valor 0.1), R: radio medio terrestre (6371 km), λ : longitud geográfica, ϕ : latitud geográfica, r: distancia radial al geocentro, n_λ : número de onda en sentido longitudinal, n_ϕ : número de onda en sentido latitudinal, n_r : número de onda en sentido radial. De este modo pudo evaluarse el grado de recuperación del patrón de anomalías sintéticas o equivalentemente la calidad de la imagen. Las regiones en las cuales el patrón del damero fue restituído con mayor (o menor) nitidez representan las de mayor (o menor) resolución alcanzada por la configuración de rayos y el método de inversión empleados. Comparando con el modelo real de anomalías sísmicas pudieron establecerse las regiones de mayor y menor resolución alcanzada por el mismo (Figs. 9, 10 y 11).

Estimación de otros parámetros físicos del medio terrestre

El conocimiento de las anomalías de velocidad de onda P y S estimadas en forma conjunta ofrece la posibilidad de poder realizar la estimación directa del módulo de Poisson (ν , Poisson ratio) y de la anomalía de la velocidad acústica V_ϕ (V_ϕ bulk sound velocity) (Karato 2008, Karato y Karki 2001, Zhao 2015). La estimación de dichos parámetros fue realizada punto a punto, en cada nodo de la grilla espacial que fue empleada para la inversión de los datos sísmicos (ver sección Inversión de los datos). Puesto que las estimaciones son cálculos directos, los errores cometidos fueron estimados por propagación.

El módulo de Poisson se computó mediante la relación:

$$\nu_{kmn} = \frac{2 - 3\gamma_{kmn}}{4 - 3\gamma_{kmn}} \quad (16)$$

con $\gamma_{kmn} = (4V_{s,kmn}^2 / 3V_{p,kmn}^2)$ (ej: Stein y Wysession 2005, Karato y Karki 2001, Karato 2008, Zhao 2015).

$V_{p,s,kmn} = V_{p,s,kmn(iasp91)} + \delta V_{p,s,kmn}$ representa el modelo perturbado de velocidad sísmica (P y S) correspondiente a la coordenada de grilla (k,m,n) asociada con la coordenada geográfica (λ_k, ϕ_m, r_n) del Sistema Convencional de Referencia Terrestre (*International Terrestrial Reference System*) (IERS Conventions 2010).

La perturbación de la velocidad acústica V_ϕ fue estimada a partir del diferencial total de la función que relaciona dicha velocidad con las velocidades de las ondas P y S (Stein y Wysession 2005):

$$V_{\phi} = \sqrt{V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2} \quad (17)$$

La estimación se consideró a primer orden (Burden y Fairres 2009, Causon y Mingham 2010):

$$d \ln V_{\phi, kmn} \cong \frac{1}{V_{\phi}} \left(\frac{\partial V_{\phi}}{\partial V_p} \delta V_p + \frac{\partial V_{\phi}}{\partial V_s} \delta V_s \right) \Bigg|_{kmn} \quad (18)$$

La ventaja de considerar la variación de la velocidad acústica V_{ϕ} , es que ésta es sensible al módulo de compresibilidad (κ), de forma similar a lo que ocurre con la velocidad de la onda S que es sensible al módulo de rigidez (μ) (Shearer 2009, Karato y Karki 2001, Karato 2008). En contraste, la velocidad de la onda P depende de ambos módulos (ecs. (19)).

$$V_p = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad V_{\phi} = \sqrt{\frac{\kappa}{\rho}} \quad (19)$$

Donde ρ es la densidad. Los resultados y análisis de la estimación del módulo de Poisson y de la anomalía de la velocidad acústica V_{ϕ} se exponen en la sección Resultados.

RESULTADOS

Caracterización de las anomalías de velocidad de onda P y S

Las anomalías de velocidad sísmica resuelven las inhomogeneidades laterales del medio terrestre respecto de determinado modelo de referencia, pero no brindan por sí mismas información directa de la naturaleza de las fuentes que las producen.

Las tomografías fueron evaluadas comparándolas con la calidad de recuperación de modelos de anomalías sintéticas que fueron establecidos a priori, del tipo damero, de acuerdo a los procedimientos descritos en la sección Pruebas de resolución. En base a las características generales de las anomalías reales obtenidas, los modelos sintéticos fueron ajustados variando las dimensiones de la unidad patrón del damero: entre 147 km y 330 km en sentido longitudinal, entre 147 km y 330 km en sentido latitudinal, y entre 10 km y 20 km en sentido radial. Las dimensiones respectivas de la celda unidad de la grilla empleada para la inversión de los datos son: 43.3 km x 36.6 km x 5 km (ver sección Discretización del dominio espacial). Se analizaron secciones horizontales y secciones verticales orientadas en sentido E-O y N-S. Por cada sección analizada, se probaron ocho modelos sintéticos distintos, seleccionando aquel que implicó la mejor restitución posible del patrón de anomalías sintéticas dentro del sector

de cubrimiento efectivo de los rayos. De este modo pudieron reconocerse las siguientes estructuras de velocidad sísmica:

Anomalías negativas de velocidad de onda S ($A_{1,S}^-$) y P ($A_{1,P}^-$). Debido a la limitación impuesta por el cubrimiento de los rayos sísmicos, las anomalías pueden rastrearse entre las profundidades ~40 km y ~60 km (Figs. 9, 10 y 11, y Fig. 1). La anomalía $A_{1,S}^-$ es la de mayor extensión regional (Fig. 9). Se desarrolla desde el extremo norte de la Península Antártica y correspondientes márgenes: a) sobre el margen Atlántico, en el sector de la península Tabarán y archipiélago James Ross, y b) sobre el margen Pacífico, en la franja suroriental de la cuenca Bransfield (Figs. 9 y 12). Se proyecta en dirección al norte expandiéndose en el sector central y noreste de la cuenca Bransfield, donde alcanza una amplitud de -1.8% (Figs. 9 y 12). Prosigue su desarrollo a lo largo del margen meridional de la dorsal Sur del Scotia, en el sector del bloque de la isla Elefante y norte de la cuenca Powell, hasta su ingreso en el sector del bloque de las islas Orcadas del Sur (Figs. 9 y 12). La interrupción que experimenta a la altura del sector central de la cuenca Powell (donde en su lugar se sitúa la anomalía positiva de velocidad de onda S: $A_{4,S}^+$ (de baja amplitud: $<+0.1\%$) es aparente por encima de los 45 km de profundidad (Fig. 9), puesto que la anomalía se proyecta por debajo de $A_{4,S}^+$ de acuerdo a lo observado en las secciones más profundas (Fig. 12). Presenta continuidad a lo largo de la dorsal Sur del Scotia, exhibiendo mayor desarrollo en el sector de la isla Elefante y cuenca Powell, donde su intensidad aumenta a -2.5% (Fig. 12). En las secciones verticales, no es posible establecer su continuidad por encima de los ~40 km de profundidad, bajo la cuenca Powell, debido a falta de cubrimiento de los rayos sísmicos (Figs. 13 a 14). Sin embargo, las anomalías negativas de velocidad de onda S: $A_{5,S}^-$ y $A_{6,S}^-$ (ambas de amplitud -0.5%), sugieren su proyección hacia arriba por debajo de la región del Mar de la Flota (al oeste) y del bloque de las islas Orcadas del Sur (al este), respectivamente, decayendo en intensidad, de acuerdo a lo observado en distintos perfiles (Figs. 13 y 14). Por otro lado, la fase P correspondiente presenta menor amplitud y también menor desarrollo. La anomalía negativa de velocidad de onda P: $A_{1,P}^-$ se concentra en el sector centro-noreste de la cuenca Bransfield y en el sector del bloque de las islas Orcadas del Sur, siendo baja su amplitud: -0.1% (Fig.9). A mayor profundidad se hace algo más intensa (-0.3%) concentrándose en el sector del bloque de la isla Elefante (Fig. 12). A diferencia de $A_{1,S}^-$, su desarrollo vertical es más restringido (Figs. 13 y 14). Se destaca que ambas anomalías ($A_{1,S}^-$ y $A_{1,P}^-$) aumentan su intensidad con el aumento de la profundidad.

Anomalías positivas de velocidad de onda S ($A_{2,S}^+$) y P ($A_{2,P}^+$). Pueden rastrearse entre los niveles ~45 km y ~50 km

de profundidad. La anomalía positiva de velocidad de onda S: $A_{2,S}^+$, de amplitud +0.6%, se desarrolla en el sector central y sudoeste del bloque de las islas Shetland del Sur (Figs. 9 y 10). La correspondiente anomalía positiva de velocidad de onda P: $A_{2,P}^+$ es de menor amplitud (+0.1%) y de menor extensión que $A_{2,S}^+$ (Fig. 9).

Anomalías positivas de velocidad de onda S ($A_{3,S}^+$) y P ($A_{3,P}^+$). Debido a la limitación que impone el cubrimiento de

los rayos sísmicos, pueden rastrearse entre los niveles ~40 km y ~60 km de profundidad. La anomalía positiva de velocidad de onda S: $A_{3,S}^+$, de amplitud +1.5%, se desarrolla en la prolongación off shore de la Península Antártica, en el sector de la plataforma continental Antártica, al este de la isla Joinville (Figs. 9 y 12). Se proyecta hacia el noreste por debajo de $A_{1,S}^+$, disminuyendo en intensidad y reapareciendo en el sector del bloque de las islas Orcadas del Sur, de acuerdo

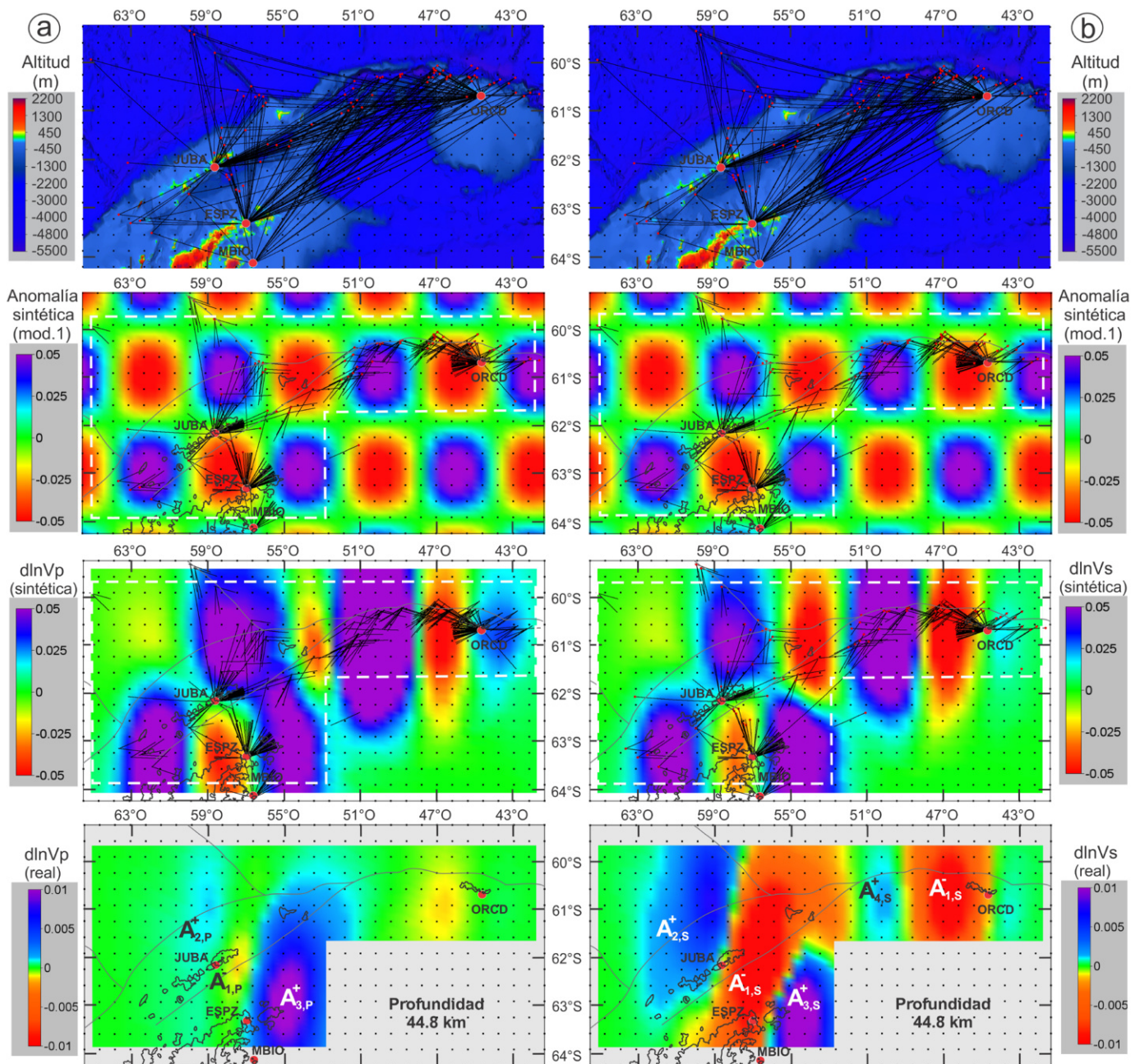


Figura 9. Imagen tomográfica y prueba de resolución para una sección horizontal a una profundidad de 44.8 km. Arriba: Vista en planta de la topografía, focos sísmicos, trayectorias de los rayos y estaciones sísmológicas (a: fase P, b: fase S). **Centro-superior:** Modelo de anomalía tipo damero (*checkerboard*) empleado para la prueba de resolución sintética. Las dimensiones de la anomalía sintética son: longitud en sentido longitudinal $L_x = 220$ km, longitud en sentido latitudinal $L_y = 220$ km, longitud en profundidad $L_z = 10$ km. Se seleccionó el modelo que mejor restituyó el patrón de anomalías sintéticas, dentro del sector de cubrimiento efectivo de los rayos para dicha profundidad (a: fase P, b: fase S). **Centro-inferior:** Inversión de los datos sintéticos o modelo de anomalías sintéticas restituido (a: fase P, b: fase S). **Abajo:** Inversión de los datos reales o tomografía sísmica (a: fase P, b: fase S).

a lo observado en otras secciones (Fig. 13). Se correlaciona fuertemente con la anomalía positiva de velocidad de onda P: $A_{3,P}^+$ de amplitud +1%, donde pueden seguirse a través de los perfiles E-O (Fig. 13) y N-S (Fig. 14).

Anomalía negativa de velocidad de onda S: ($A_{5,S}^-$). Se desarrolla al nivel de la corteza en las islas Shetland del Sur y en el sector central de la cuenca Bransfield (de amplitud

-0.5%). No es posible establecer su continuidad hacia el suroeste debido a la limitación impuesta por la resolución de la tomografía (Figs. 10 y 13). Se profundiza y proyecta hacia la anomalía $A_{1,S}^-$ (de amplitud -1.8%) de igual polaridad, situada en el manto, sugiriendo la posibilidad de que ambas estén representando la misma estructura sísmica (Figs. 13 y 14).

Anomalía negativa de velocidad de onda S ($A_{6,S}^+$) y

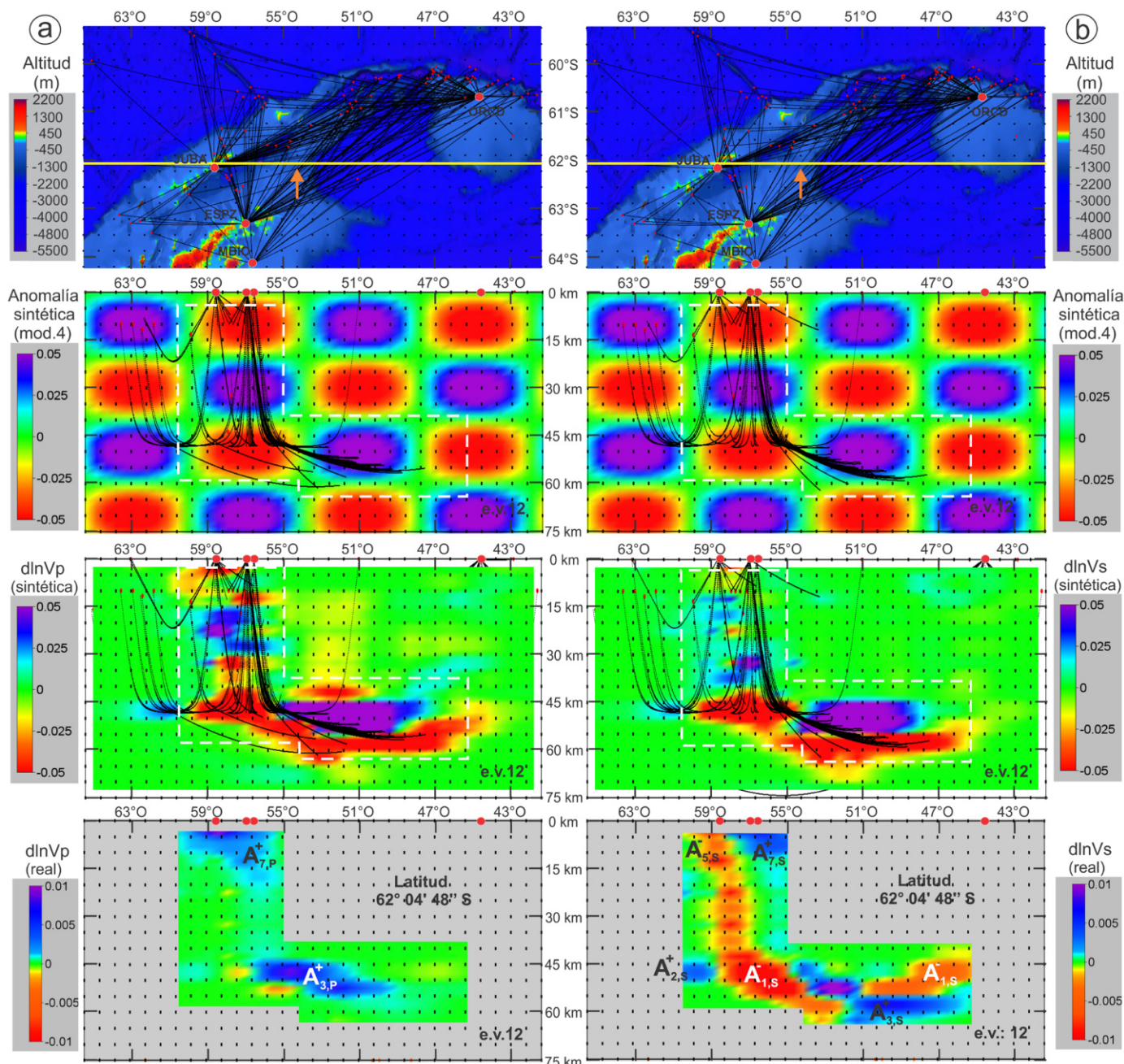


Figura 10. Imagen tomográfica y prueba de resolución para una sección vertical E-O en $\phi = 62^\circ 04' 48''$ S. Arriba: Vista en planta de la topografía, focos sísmicos, trayectorias de los rayos y estaciones sísmológicas (a: fase P, b: fase S). **Centro-superior:** Modelo de anomalía tipo damero (*checkerboard*) empleado para la prueba de resolución sintética. Las dimensiones de la anomalía sintética son: longitud en sentido longitudinal $L_\lambda = 330$ km, longitud en sentido latitudinal $L_\phi = 330$ km, longitud en profundidad $L_h = 20$ km. Se seleccionó el modelo que mejor restituyó el patrón de anomalías sintéticas, dentro del sector de cubrimiento efectivo de los rayos para dicha profundidad (a: fase P, b: fase S). **Centro-inferior:** Inversión de los datos sintéticos o modelo de anomalías sintéticas restituido (a: fase P, b: fase S). **Abajo:** Inversión de los datos reales o tomografía sísmica (a: fase P, b: fase S). Exageración vertical e.v. = 12.

anomalía positiva de velocidad de onda P ($A_{6,P}^+$). Se desarrollan en el bloque de las islas Orcadas del Sur. La anomalía negativa de velocidad de onda S: $A_{6,S}^-$ (de amplitud -0.5%), puede rastrearse hasta ~ 20 km de profundidad (Fig. 13). La anomalía de velocidad de onda P correspondiente: $A_{6,P}^+$ de polaridad opuesta y amplitud $+0.4\%$, presenta menor desarrollo vertical (Fig. 13).

Anomalías positivas de velocidad de onda S ($A_{7,S}^+$) y P ($A_{7,P}^+$). Se desarrollan al nivel de la corteza en el extremo norte de la Península Antártica y cuenca Bransfield (Figs. 10 a 14), exhibiendo amplitudes del $+1\%$ ambas anomalías. Alcanzan mayor desarrollo vertical en el sector de la Península Antártica ($\sim 20-25$ km de profundidad) y menor desarrollo vertical en el sector de la cuenca Bransfield donde pueden rastrearse

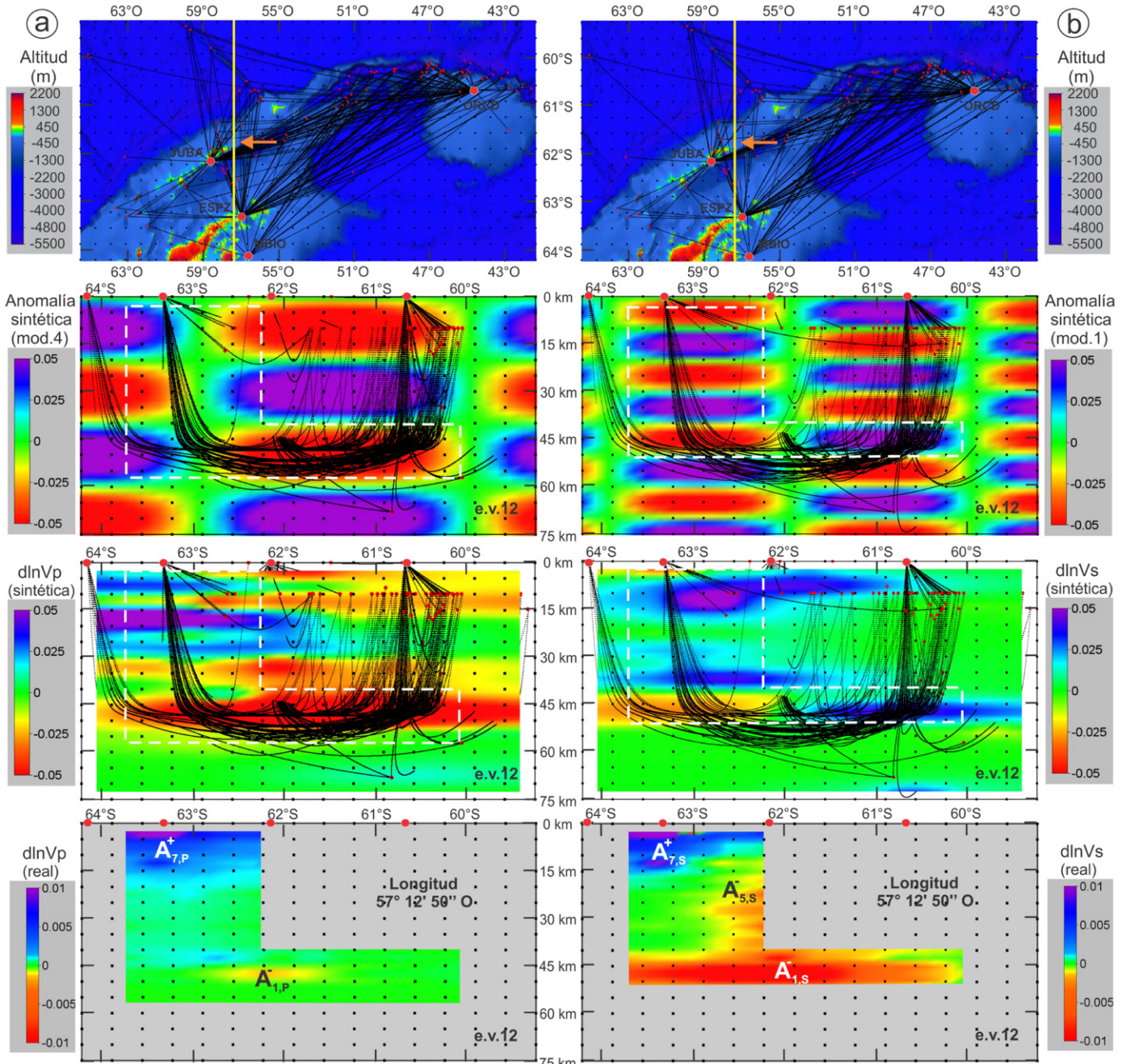


Figura 11. Imagen tomográfica y prueba de resolución para una sección vertical N-S en $\lambda = 57^\circ 12' 50''$ O. Arriba: Vista en planta de la topografía, focos sísmicos, trayectorias de los rayos y estaciones sísmológicas (a: fase P, b: fase S). **Centro-superior:** Modelo de anomalía tipo damero (*checkerboard*) empleado para la prueba de resolución sintética. Las dimensiones de la anomalía sintética son: longitud en sentido longitudinal $L_\lambda = 330$ km (mod.4) / 110 km (mod.1), longitud en sentido latitudinal $L_\phi = 330$ km (mod.4) / 110 km (mod.1), longitud en profundidad $L_h = 20$ km (mod.4) / 10 km (mod.1). Se seleccionó el modelo que mejor restituyó el patrón de anomalías sintéticas, dentro del sector de cubrimiento efectivo de los rayos para dicha profundidad (a: fase P, b: fase S). **Centro-inferior:** Inversión de los datos sintéticos o modelo de anomalías sintéticas restituido (a: fase P, b: fase S). **Abajo:** Inversión de los datos reales o tomografía sísmica (a: fase P, b: fase S). Exageración vertical e.v. = 12.

hasta los ~10-15 km de profundidad (Figs. 13 y 14). Se destaca que ambas anomalías disminuyen en intensidad con el aumento de la profundidad.

Caracterización del módulo v y la anomalía de velocidad acústica V_ϕ

Las observaciones sísmicas de la velocidad de onda S permiten, en primera aproximación, relacionarla con el módulo de rigidez (μ) (ecs. (19)). Del mismo modo, el cómputo de la velocidad acústica V_ϕ permite aislar la sensibilidad con relación al módulo de compresibilidad (κ) (ecs. (19)) (Shearer 2009). Su estimación se emplea para discutir variaciones composicionales y térmicas en el manto (Zhao 2015). Por otra parte, el módulo elástico de Poisson (ν), define el cociente negativo entre las deformaciones fraccionales transversal y axial experimentadas por el material terrestre. Su estimación se emplea para discutir anomalías térmicas en áreas volcánicas, fusión y contenido de fluidos en corteza y manto y metamorfismo hidrotermal, entre otros (Zhao 2015, Schön 2015).

Los resultados indican que las variaciones del módulo v (Figs. 12, 13 y 14) están fuertemente influenciadas por las perturbaciones de la velocidad de onda S a través del cociente cuadrático y (ec.(16)). Esto significa que los gradientes de velocidad de onda S resultan estadísticamente mayores a los gradientes de velocidad de onda P, a la escala de resolución de las estructuras sísmicas en el sector de inversión tomográfica. Esta característica también se manifiesta en la estimación de la anomalía de velocidad acústica V_ϕ (Figs. 12, 13 y 14), donde la correlación negativa que se observa entre la anomalía de velocidad acústica V_ϕ y la anomalía de velocidad de onda S, resulta del predominio estadístico del término que contiene la perturbación de la velocidad de onda S sobre el término que contiene la perturbación de la velocidad de onda P (segundo término de la ec. (18)).

Módulo ν : El rango de variación del módulo de Poisson es amplio para las rocas cristalinas y sedimentos consolidados: 0.18 a 0.36, dependiendo principalmente del tipo de roca y del grado de saturación en fluidos intersticiales (Schön 2015). Al igual que el cociente V_p/V_s , es independiente de la presión (Schön 2015). Se obtuvieron valores comprendidos entre 0.21 y 0.31 (correspondiente al rango 1.65 - 1.9 del cociente V_p/V_s). Las variaciones de este parámetro se tomaron en relación al nivel de referencia $\nu=0.25$, que representa al sólido isotrópico de Poisson (Shearer 2009, Zhao 2015). De este modo, se reconocieron las anomalías $A_{1,\nu}^+$ y $A_{7,\nu}^-$, anticorrelacionadas fuertemente con las anomalías de velocidad de onda S: $A_{1,S}^-$ y $A_{7,S}^+$, respectivamente. No obstante presentan diferencias menores en cuanto a forma y extensión, dentro del grado de resolución alcanzado (Figs. 12, 13 y 14). La ano-

malía de alto valor de ν ($A_{1,\nu}^+$) abarca el sector del extremo norte de la Península Antártica, cuenca Bransfield, y margen meridional de la dorsal Sur del Scotia hasta el bloque de las islas Orcadas del Sur. Se desarrolla entre los ~40 km y ~60 km de profundidad y presenta valores comprendidos entre 0.275 y 0.31 (Figs. 12, 13 y 14). La anomalía de bajo valor de ν ($A_{7,\nu}^-$) se localiza en el sector cortical del extremo norte de la Península Antártica y cuenca Bransfield y exhibe valores comprendidos entre 0.21 y 0.245 (Figs. 13 y 14).

Anomalía de velocidad acústica V_ϕ : Se verifica una fuerte correlación negativa entre las anomalías de velocidad acústica V_ϕ y las anomalías de velocidad de onda S. Por lo tanto se reconocieron para la fase Φ las mismas anomalías que fueron reconocidas para la fase S, aunque presentando diferencias mayores en cuanto a la amplitud, y diferencias menores en cuanto a la forma, dentro del grado de resolución alcanzado (Figs. 12, 13 y 14). Entre ellas, se destacan la anomalía positiva de velocidad acústica V_ϕ : $A_{1,\phi}^+$ y la anomalía negativa de velocidad acústica V_ϕ : $A_{3,\phi}^-$, correlacionables con las anomalías de velocidad de onda S: $A_{1,S}^-$ y $A_{3,S}^+$, respectivamente (Figs. 12, 13 y 14).

DISCUSIÓN

Significado geodinámico de las anomalías de velocidad de onda P, de onda S, acústica V_ϕ , y módulo ν

Teniendo en cuenta las relaciones que vinculan las velocidades sísmicas con los distintos módulos elásticos (ecs. (19)), es posible interpretar las variaciones de las velocidades de onda P, de onda S y acústica V_ϕ y del módulo de Poisson (ν) en términos de las variaciones de los módulos de rigidez (μ), compresibilidad (κ) y de la densidad (ρ). El análisis conjunto de dichos parámetros permite establecer restricciones y hacer inferencias sobre las condiciones reológicas y termodinámicas que caracterizan a las fuentes de heterogeneidad sísmica. De este modo quedan establecidas correspondencias entre las variaciones que experimentan los distintos parámetros físicos estimados, para cada estructura sísmica resuelta:

Estructura sísmica A_1 : La estructura sísmica A_1 (Figs. 12, 13 y 14) se manifiesta a través de variaciones negativas de la velocidad de onda S (hasta -2.5%) y altos valores del módulo ν (entre 0.275 y 0.31) (ver sección Resultados). A las profundidades en que dicha estructura se desarrolla (entre ~40 km y ~60 km), ya en el manto, y considerando que los cambios fraccionales que experimenta la densidad del material por aumento de la carga litostática afectan en

forma diferencial la velocidad de las ondas sísmicas, luego las variaciones negativas de la velocidad de onda S se encuentran controladas por la disminución del módulo de rigidez (ecs. (19)). Por otro lado, el aumento significativo del módulo v , indicaría un aumento del carácter anelástico del medio, o sea un mayor acercamiento a la condición hidrostática ideal ($v = 0.5$). A su vez, las variaciones positivas de la velocidad acústica V_ϕ (hasta +0.2%) indican un aumento del módulo κ , o sea que el material se hace más incompresible. Una fuente térmica localizada a dicha profundidad puede dar cuenta de las variaciones observadas. La fuente de calor provoca una disminución de la resistencia a los esfuerzos de corte y por lo tanto del módulo de rigidez; en consecuencia, la velocidad de onda S disminuye (ecs. (19)). Por otro lado, la disminución de la densidad por los efectos de la expansión térmica no acarrea efectos significativos. El término del gradiente positivo de velocidad de onda S que resulta por la expansión diferencial es inferior al gradiente negativo que resulta por la disminución de la rigidez (ecs. (19)). Como consecuencia de la expansión térmica y debido a las altas presiones reinantes a esas profundidades, el material va perdiendo capacidad de expansión, aumentando su incompresibilidad, la cual se ve reflejada en el aumento de la velocidad V_ϕ (ecs. (19)). El aumento sustancial del módulo v podría estar indicando la presencia de fluido intersticial, representando la fase del manto parcialmente fundida a consecuencia del calentamiento provocado por la fuente térmica.

Estructura sísmica A_5 : En las secciones verticales (Figs. 13 y 14), la estructura sísmica A_5 sugiere la continuidad de la estructura sísmica A_1 hacia los niveles superiores del manto y la corteza en la región del Bransfield y extremo norte de la Península Antártica (ver sección Resultados). Presenta semejanza con la estructura sísmica A_1 en cuanto al aumento del módulo de compresibilidad y disminución del módulo rigidez, aunque de menor amplitud. Sin embargo no se observa anomalía del módulo v , el cual registra valores normales comprendidos entre 0.245 y 0.265 (Figs. 13 y 14). Esta situación destaca una diferencia de estado reológico entre el segmento inferior del manto, localizado entre los ~40 km y ~60 km, y el segmento superior, localizado por encima de los 40 km (incluyendo a la corteza). Una interpretación posible es la de que el flujo de calor proveniente de la fuente térmica produce los mismos efectos que fueron descriptos para la estructura sísmica A_1 , situada en el segmento inferior. Dichos efectos serían de menor intensidad debido al alivio de la carga litostática, y sin manifestación de fusión parcial, al menos reconocible a la escala de resolución de las tomografías. De este modo se interpreta a la estructura sísmica A_5 como el bloque de la Península Antártica y región del Mar de la Flota, y la

franja subyacente del manto en contacto, afectados por un flujo térmico anómalo proveniente del manto.

Estructura sísmica A_7 : La estructura sísmica A_7 (Figs. 13 y 14) se manifiesta a través de variaciones positivas de la velocidad de onda S (hasta +1%) y bajos valores del módulo v (entre 0.21 y 0.245) (ver sección Resultados). Se desarrolla al nivel de la corteza (hasta ~20-25 km de profundidad) en la región de la Península Antártica y cuenca Bransfield (ver sección Resultados). Dado que a lo largo del espesor cortical pueden esperarse aumentos de la densidad, fundamentalmente por el aumento combinado de la presión litostática y la densidad lítica, luego las variaciones positivas de la velocidad de onda S están controladas exclusivamente por el aumento del módulo de rigidez (ecs. (19)). Se interpreta a la estructura sísmica A_7 como la parte más rígida de la corteza de la Península Antártica y del Bransfield.

Estructura sísmica A_6 : A nivel del espesor cortical, en la región del bloque de las islas Orcadas del Sur, la estructura sísmica A_6 exhibe las mismas características que la estructura sísmica A_5 situada en la región del Mar de la Flota y Península Antártica (Figs. 13 y 14) (ver sección Resultados). Manifiesta aumento del módulo de compresibilidad, disminución del módulo rigidez y ausencia de la anomalía de módulo v , el cual observa valores normales comprendidos entre 0.245 y 0.265 (Figs. 13 y 14). Dicha estructura podría estar vinculada con la estructura sísmica A_1 , al igual que se interpreta para la estructura sísmica A_5 (Figs. 13 y 14). Si así fuera, dado que en la región del Mar de la Flota el flujo térmico anómalo es canalizado a través del rift central de la cuenca (ej: Caminos et al. 1999), luego debiera esperarse una acumulación de calor por debajo del bloque de las islas Orcadas del Sur, o al menos un redireccionamiento del flujo hacia algún sector cercano en la dorsal Sur del Scotia (como por ejemplo la dorsal Irizar), o hacia alguna de las cuencas de pull apart aledañas. De este modo se interpreta a la estructura sísmica A_6 como el bloque de las islas Orcadas del Sur y la franja subyacente del manto en contacto, afectados por un flujo térmico anómalo proveniente del manto.

Estructura sísmica A_3 : La estructura sísmica A_3 se desarrolla entre los ~40 km y ~60 km de profundidad, abarcando desde la prolongación off shore de la Península Antártica hasta el bloque de las islas Orcadas del Sur (Figs. 12, 13 y 14) (ver sección Resultados). Se manifiesta a través de variaciones positivas de la velocidad de onda S (hasta +1.5%) y negativas de la velocidad V_ϕ (hasta -0.2%), lo cual implica un aumento de la rigidez y de la compresibilidad de las rocas, respectivamente. No exhibe anomalía de módulo v , si bien registra valores altos comprendidos entre 0.265 y 0.275. Debido a que la estructura A_3 mantiene una relación de contacto

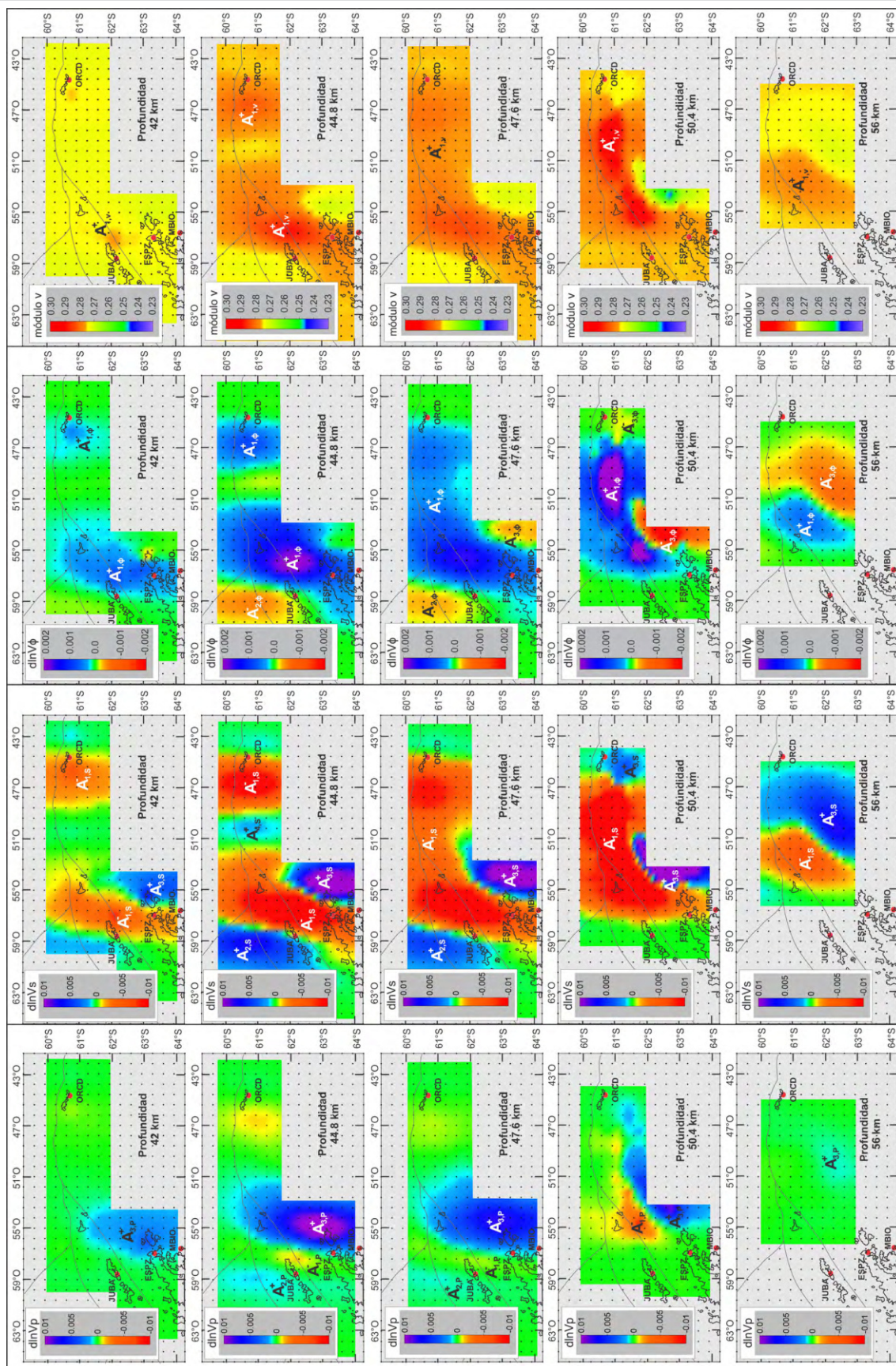


Figura 12. Anomalías de velocidad de onda P, de onda S, acústica V_p , y módulo de Poisson, para las profundidades: 42 km, 44.8 km, 47.6 km, 50.4 km y 56 km.

extensa y compleja con la estructura sísmica A_1 (ver sección Resultados), y que las variaciones de los módulos elásticos resultan recíprocamente inversas entre ambas estructuras (Figs. 12, 13 y 14), se sugiere que dichas estructuras forman parte de un único cuerpo en el manto, donde la estructura A_1 constituiría una parte del reservorio en estado parcialmente fundido, mientras que la estructura A_3 constituiría la parte no fundida del reservorio. Otra explicación posible es la de que ambas estructuras constituyan cuerpos que difieran en su composición química, y que por tal motivo uno de ellos resulte más resistivo a la fusión parcial.

Estructura sísmica A_2 : La estructura sísmica A_2 se desarrolla entre los ~45 km y ~50 km de profundidad, bajo en el sector centro y sureste del bloque de las islas Shetland del Sur (Figs. 12, 13 y 14) (ver sección Resultados). Presenta las mismas características que la estructura sísmica A_3 . Se manifiesta a través de variaciones positivas de la velocidad de onda S (hasta +0.6%) y negativas de la velocidad V_ϕ (hasta -0.1%), lo cual implica aumento de la rigidez y de la compresibilidad, respectivamente. No exhibe anomalía de módulo ν , no obstante registra valores altos comprendidos entre 0.265 y 0.275. Presenta un contacto lateral con la estructura sísmica A_1 . Su naturaleza se interpreta de la misma manera que se interpreta la estructura A_3 en relación a la estructura A_1 : como un reservorio de composición química diferente, o como la parte no fundida del mismo reservorio.

De acuerdo a Park et al. (2012), la anomalía negativa de velocidad de onda P que se desarrolla bajo el margen sureste de la cuenca Bransfield y extremo norte de la Península Antártica, representa una anomalía térmica en el manto, de intensidad estimada: 350°K -560°K (Park et al. 2012, Vuan et al. 2014). La fuente fue reconocida entre al menos los 100 km y 300 km de profundidad, debido a la limitación espacial impuesta por la tomografía telesísmica desarrollada por dichos autores (Park et al. 2012). De este modo fue posible fundamentar el alto flujo térmico y volcanismo activo que se observan en la región del Mar de la Flota (Park et al. 2012, Vuan et al. 2014) y reconocer que dicha anomalía se encuentra vinculada con la anomalía negativa de velocidad de onda S reportada por Vuan et al. (2000, 2014) presente en la corteza y manto infrayacentes a la cuenca Bransfield. Las tomografías realizadas por Vuan et al. (2014) se encuentran restringidas al intervalo 0 km - 60 km de profundidad, al igual que las realizadas en el presente trabajo (Fig. 15). No obstante, a la fecha no existe información de las estructuras sísmicas situadas entre los 60 km y 100 km de profundidad en la región.

De acuerdo a las características que definen a la estructura sísmica A_1 , la misma podría corresponder a una potencial fuente de anomalía térmica en el manto. La combinación

de dicha estructura con la estructura sísmica A_3 , expresa la misma anomalía negativa de velocidad de onda S que es reportada por Vuan et al. (2000, 2014), caracterizada por una interrupción brusca a una profundidad entre 50 km y 60 km, debida a la presencia de una anomalía de alta velocidad (Estructura sísmica A_3). La misma interrupción, aunque no informada, se encuentra registrada a los 50 km de profundidad en las tomografías de Vuan et al. (2014) (Fig. 15). Las tomografías de ondas P y S realizadas en el presente trabajo (entre ~5 km y ~65 km de profundidad) se superponen parcialmente con las tomografías de onda S realizadas por Vuan et al. (2014), en un 5% del volumen total abarcado por dichos autores; en la figura 15 puede apreciarse la consistencia que existe entre los resultados tomográficos de Vuan et al. (2014) y los del presente trabajo. Por otra parte, la misma resulta complementaria con la tomografías de onda P de Yegorova et al. (2009) y de onda P-PKP de Park et al. (2012), localizadas a 100 km y entre 100 km y 300 km de profundidad, respectivamente. Con lo cual el presente trabajo brinda información original a profundidades y en zonas no abordadas por los trabajos mencionados.

Altos valores del cociente V_p/V_s de alrededor de 1.85 (correlacionables con altos valores del módulo ν mediante la ec. (16)) se registran en la región del Mar de la Flota, entre aproximadamente 40 km y 60 km de profundidad (Fig. 16). Dichos valores resultan comparables con los determinados por Biryol et al. (2018) en la misma región entre los 26 km y 40 km de profundidad, comprendidos entre 1.82 y 1.93. De acuerdo a Biryol et al. (2018; y citas dentro del este trabajo), los valores de V_p/V_s hallados se encuentran en concordancia con el carácter extensional del rift del Bransfield y con la presencia de fundido parcial en la corteza y manto. Nuestras estimaciones, dado que resultan complementarias y consistentes con las de Biryol et al. (2018), permiten extender dicha hipótesis a mayores profundidades.

Por lo tanto, se puede concluir que el alto flujo térmico que es canalizado a través de la región del Mar de la Flota procede de un reservorio parcialmente fundido localizado en el manto a una profundidad entre 26 km y 60 km al menos. El reservorio se prolonga hacia el este por debajo de la dorsal Sur del Scotia, presentando interferencia con otros cuerpos de características reológicas distintas que podrían corresponder a partes no fundidas del mismo reservorio y/o a porciones del manto que difieren en su composición química. No es posible establecer la continuidad hacia abajo de la correspondiente estructura debido a la limitación lateral y vertical del alumbrado. Por lo tanto no es posible establecer de modo concluyente si existe una vinculación genética con la fuente térmica reconocida a mayor profundidad, por debajo de los

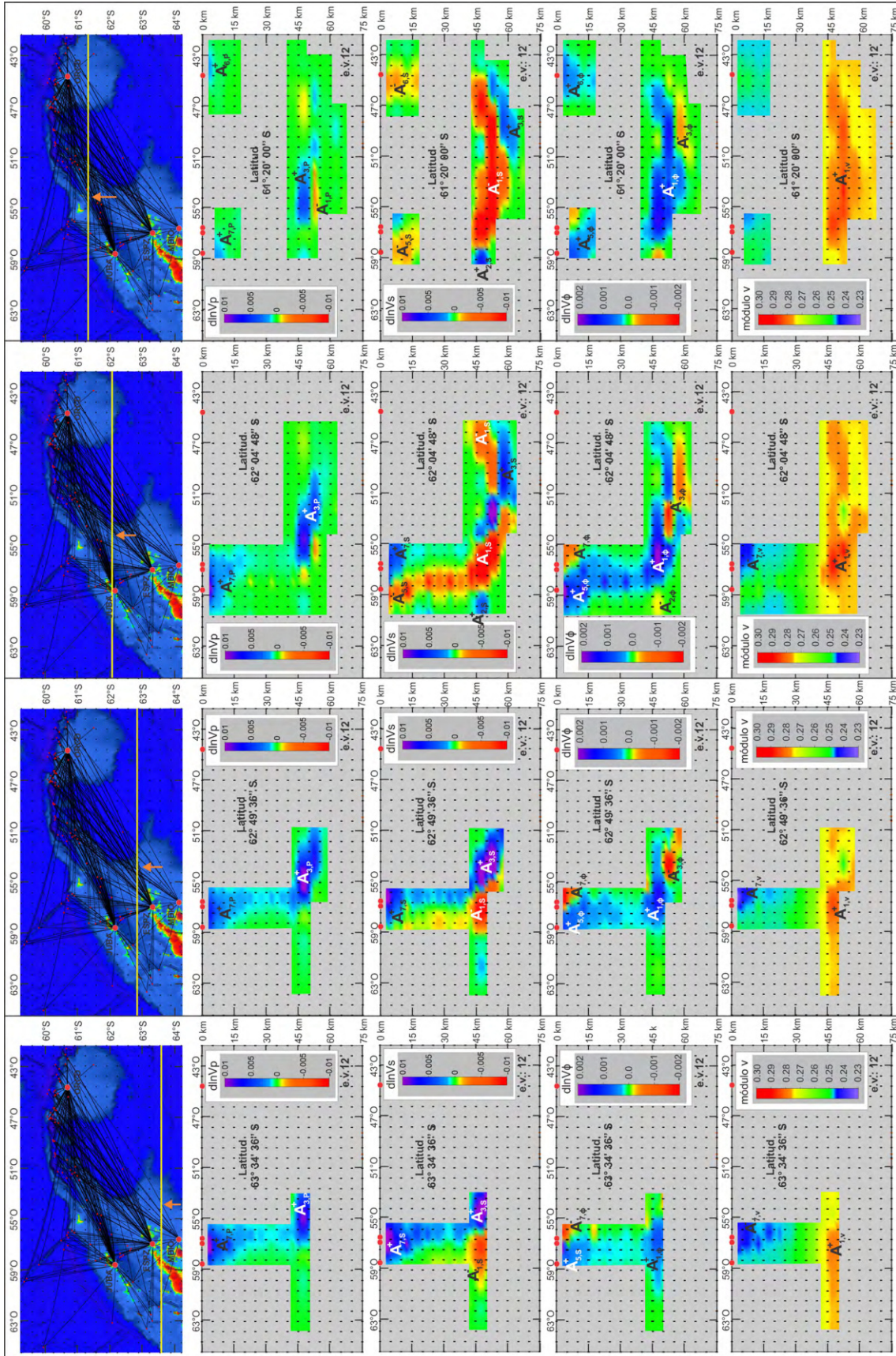


Figura 13. Anomalías de velocidad de onda P, de onda S, acústica V_ϕ , y módulo de Poisson, para las secciones verticales E-O, $\phi = 63^\circ 34' 36'' S$, $\phi = 62^\circ 49' 36'' S$, $\phi = 62^\circ 04' 48'' S$ y $\phi = 61^\circ 20' 00'' S$. Exageración vertical e.v. = 12.

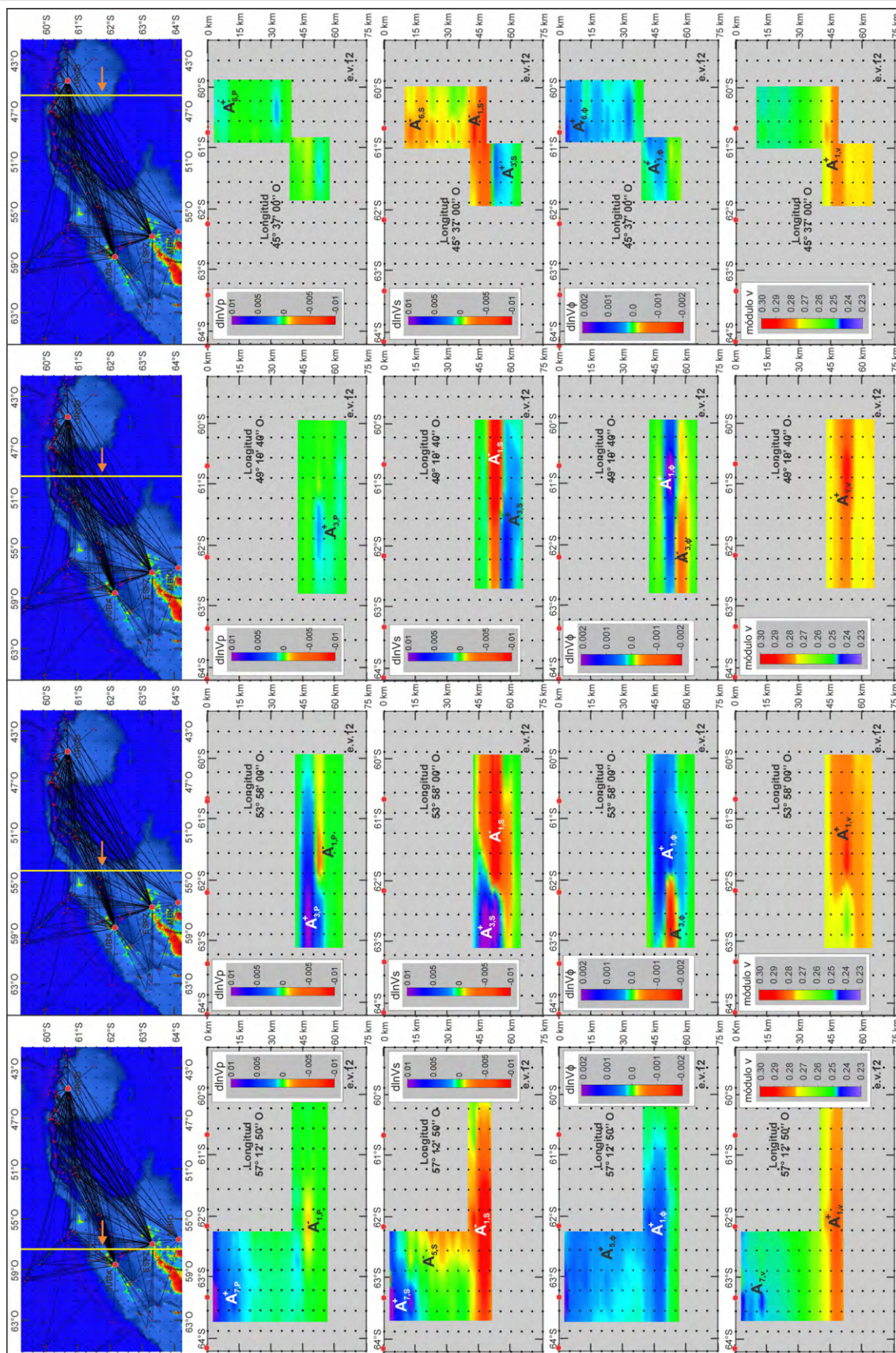


Figura 14. Anomalías de velocidad de onda P, de onda S, acústica V_{ϕ} , y módulo de Poisson, para las secciones verticales N-S, $\lambda = 57^{\circ} 12' 50''$ O, $\lambda = 53^{\circ} 58' 00''$ O, $\lambda = 49^{\circ} 19' 40''$ O y $\lambda = 45^{\circ} 37' 00''$ O. Exageración vertical e.v. = 12.

100 km, o si ambas fuentes constituyen partes de una misma.

Asimismo, se observan altos valores del cociente V_p/V_s (o equivalentemente del módulo ν) a lo largo de la dorsal Sur del Scotia, con un máximo registrable a aproximadamente 50 km de profundidad (Figs. 12, 13, 14 y 16).

La reconstrucción geodinámica de V  rard et al. (2012), establece una época de la evolución geotectónica de la región del Scotia, situada alrededor de los 18 Ma, a partir de la cual la colisión oblicua de la dorsal Sudamericana-Antártica con el entonces margen de convergencia activo al sur del bloque de las islas Orcadas del Sur, dio lugar a la formación de un *slab tear*, por parti  n de la deformación en la placa hundida con generación de doble curvatura, producto de la flotabilidad de la dorsal oceánica subducida. El *slab tear* fue progresando a la par que el desarrollo de un *half-slab window* por debajo de la región del bloque de las islas Orcadas del Sur y la interrupción de la convergencia en el margen asociado (V  rard et al. 2012).

De este modo, los altos valores del cociente V_p/V_s (o equivalentemente del módulo ν) que se observan por debajo de la dorsal Sur del Scotia podrían atribuirse a la presencia de un flujo térmico anómalo conducido a través del *slab window* propuesto por V  rard et al. (2012) que causa en el material del manto los efectos descritos para la estructura sísmica A_1 : disminución de la rigidez, incremento de la incompresibilidad y aumento de la anelasticidad. A su vez, el *slab tear* pudo haber actuado de control estructural en la formación y redireccionamiento paulatino de un canal de flujo local de manto atlántico, favorecido por el sentido de la circulación general NE-SO a ENE-OSO (Helffrich et al. 2002), a medida que el margen activo de subducción (actual arco de las Sandwich del Sur) fue migrando hacia el este distanciándose progresivamente del margen inactivo (antiguo arco Jane), mientras que la deformación por transtensión oblicua dominó el desarrollo de la dorsal Sur del Scotia con la formación concomitante de cuencas de pull apart localizadas a lo largo de dicha franja. A su vez, dicho canal de manto habría quedado expuesto al elevado flujo térmico proveniente del *slab window* abriéndose en dirección al norte (Fig. 16).

En base al análisis precedente, se sugiere que al menos dos posibles reservorios o fuentes de calor anómalo estarían afectando la región del extremo norte de la Península Antártica y dorsal Sur del Scotia: la primera situada bajo la región del mar de la Flota, vinculada al rift activo del Bransfield, entre 26 km y 60 km de profundidad, con posible vinculación con la anomalía térmica infrayacente descrita entre los 100 km y 300 km de profundidad (Park et al. 2012, Vuan et al. 2014, Biryol et al. 2018); y la segunda bajo la franja meridional de la dorsal Sur del Scotia (bloque de la isla Elefante,

sector norte de la cuenca Powell y bloque de las islas Orcadas del Sur), reconocible entre los 40 km y 60 km de profundidad, vinculada a la presencia de un *slab-window* (V  rard et al. 2012) (Fig. 16). No se descarta que pueda existir conexión física entre ambas fuentes, o al menos interacción entre sus respectivos flujos calóricos.

CONCLUSIONES

La tomografía sísmica realizada tuvo como objeto alumbrar la estructura sísmica del manto superior infrayacente a la dorsal Sur del Scotia y extremo norte de la Península Antártica. A partir de la inversión conjunta de los residuales de tiempo de viaje de las fases P y S, se estimaron el módulo de Poisson y la anomalía de velocidad acústica V_ϕ , incorporando condiciones adicionales que permitieron caracterizar de modo más restringido las estructuras del manto manifiestas a través de las anomalías de velocidad sísmica.

Se destaca la anomalía negativa de velocidad de onda S y P en el sector de la cuenca Bransfield y extremo norte de la Península Antártica, en consistencia con lo reportado por otros autores. Se interpreta como una región de la corteza y manto sometida a modificaciones del estado reológico producto de un flujo térmico anómalo proveniente de una fuente localizada a una profundidad entre 26 km y 60 km, caracterizada por bajos valores de rigidez y altos valores de incompresibilidad y de anelasticidad, en relación al manto circundante. La fuente podría corresponder a un reservorio parcialmente fundido, el cual denota una prolongación hacia el este ganando profundidad por debajo de la dorsal Sur del Scotia, presentando interferencia con otros cuerpos de signaturas reológicas distintas que podrían corresponder a partes no fundidas del mismo reservorio y/o a porciones del manto que difieren en su composición química.

Se sugieren dos posibles fuentes de calor anómalo afectando la región del extremo norte de la Península Antártica y dorsal Sur del Scotia: la primera situada bajo la región del mar de la Flota y vinculada al rift activo del Bransfield, entre 26 km y 60 km de profundidad, en concordancia con lo interpretado por otros autores, y la segunda bajo la franja meridional de la dorsal Sur del Scotia reconocible entre los 40 km y 60 km de profundidad y vinculada a la presencia de un *slab-window*. No se descarta que pueda existir una conexión física entre ambas fuentes o interacción entre sus respectivos flujos calóricos.

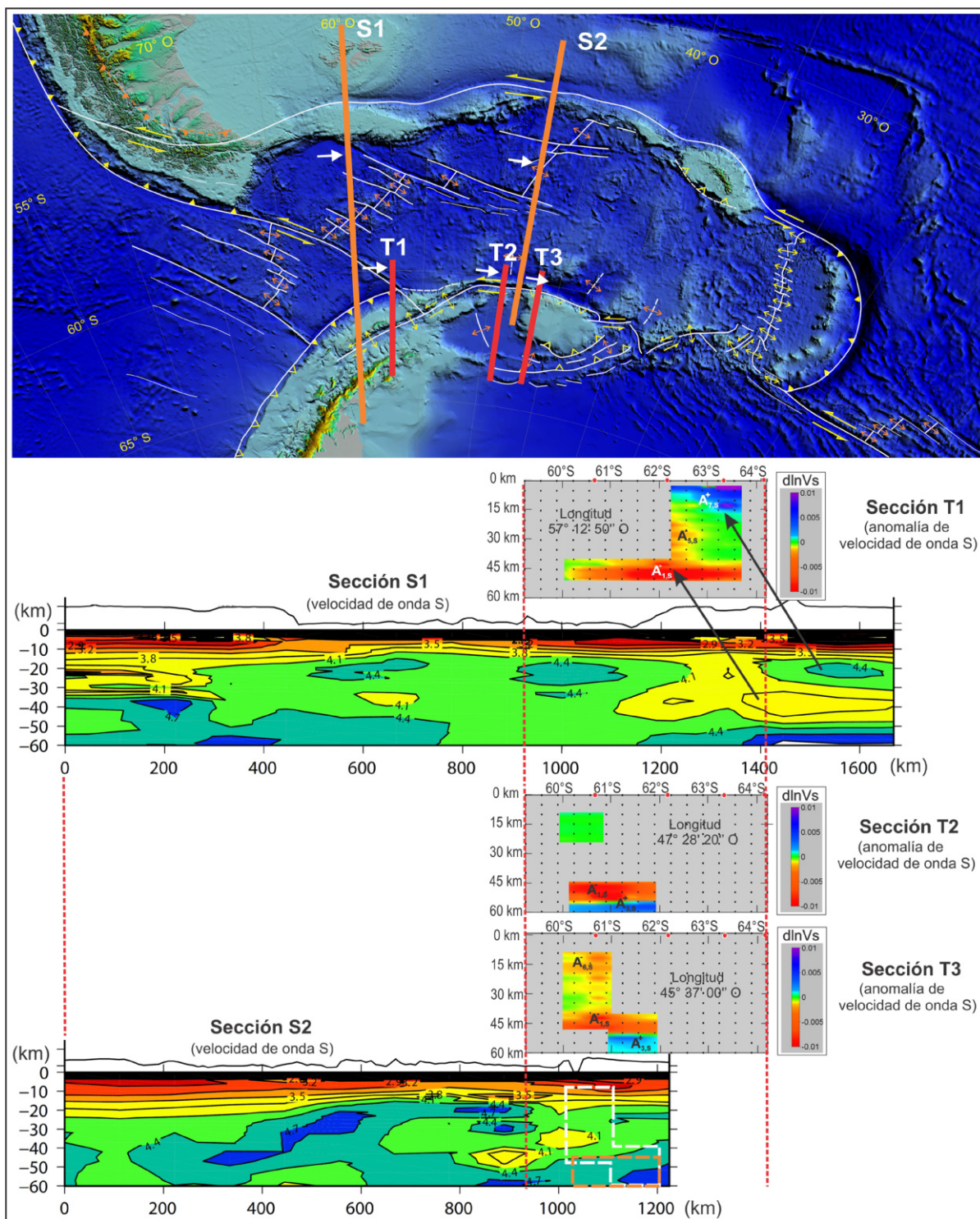


Figura 15. Comparación entre la tomografía sísmica realizada por Vuan et al. (2014) (Secciones S1 y S2) y la realizada en el presente trabajo (Secciones T1, T2 y T3). Existe consistencia entre el modelo de velocidad de onda S obtenido por Vuan et al. (2014) y el modelo de anomalías de velocidad de onda S obtenido en este trabajo. La sección S1 es próxima a la sección T1, en tanto que la sección S2 es próxima a las secciones T2 y T3. La anomalía negativa de velocidad S infrayacente al rift del Bransfield (región del Mar de la Flota) presenta notable similitud entre las secciones S1 y T1, con la única salvedad que en la sección T1 la misma anomalía se encuentra desplazada hacia el norte. Esta observación resulta consistente con la orientación SSO-NNE que exhibe el rift del Bransfield, hecho que sugiere una vinculación causal entre la anomalía sísmica y el régimen extensional del rift. La anomalía de baja velocidad del Bransfield presenta un brazo o prolongación que se desarrolla hacia el este (ver también Figura 14). Dicha prolongación se condice con las tomografías de Vuan et al. (2014), a partir de las cuales puede establecerse su desarrollo restringido a la dorsal Sur del Scotia. Aproximadamente entre los 50 km y 60 km de profundidad, la anomalía de baja velocidad se ve interrumpida por una anomalía de alta velocidad. El contacto entre ambas anomalías puede rastrearse de oeste a este a lo largo de la dorsal Sur del Scotia (secciones S1, S2, T2 y T3) (ver también en figura 14).

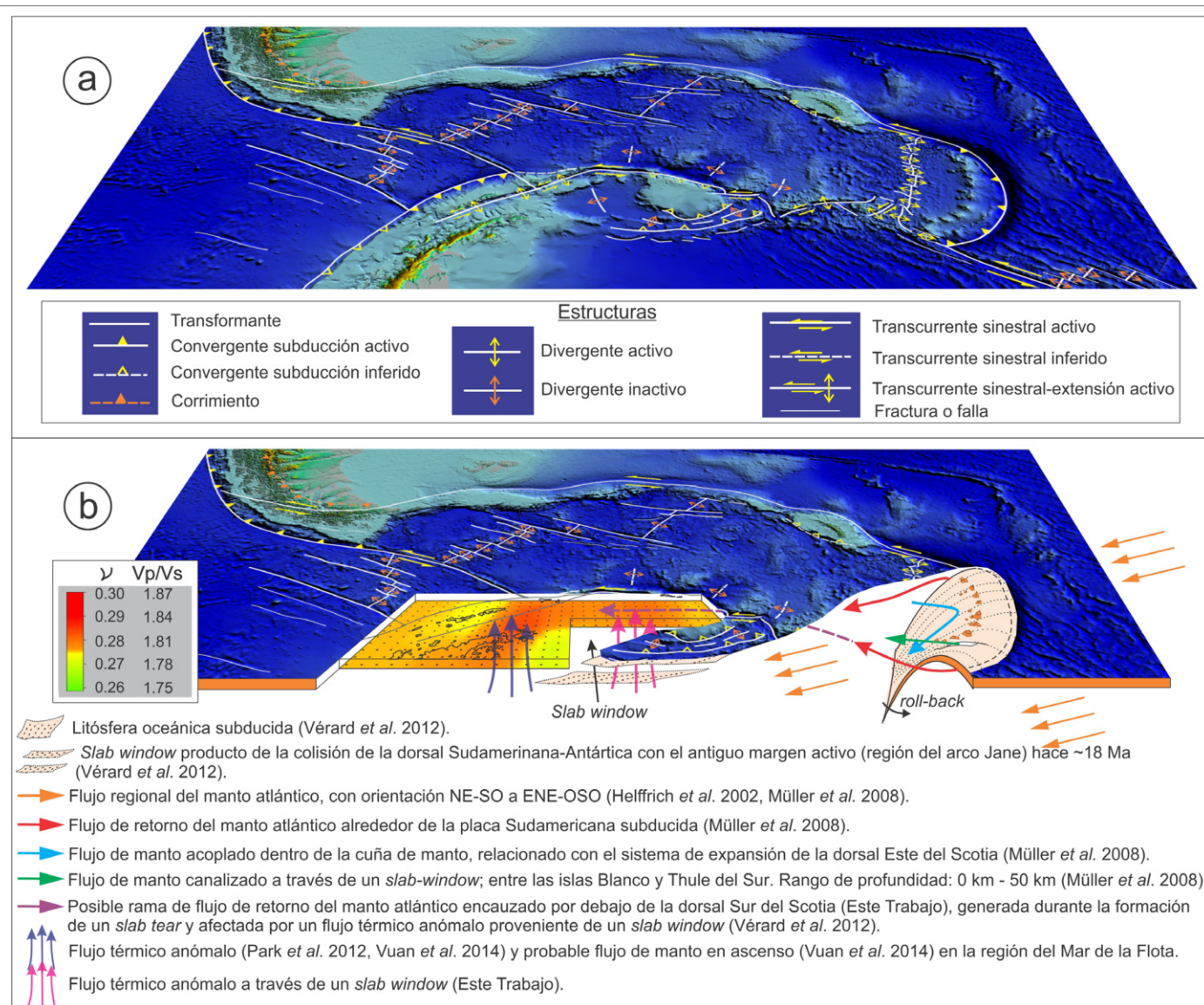


Figura 16. A) Principales lineamientos estructurales y regímenes tectónicos (activos y fósiles) en la región del Scotia (ver también figura 1). B) Representación esquemática de la circulación del manto infralitosférico en la región, y panorama de las fuentes de flujo térmico en el sector del extremo norte de la Península Antártica y dorsal Sur del Scotia. Altos valores del cociente de velocidades sísmicas Vp/Vs se corresponden con altos valores del módulo de Poisson (ν o módulo ν), indicando la presencia de fluido intersticial que se interpreta como fundido parcial en el medio terrestre.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los árbitros (anónimos) por sus comentarios y sugerencias que han resultado de gran utilidad para el mejoramiento de este trabajo. El presente trabajo fue realizado en el marco de la carrera de doctorado de la Universidad de Buenos Aires (área Ciencias Geológicas) del Lic. Oscar Marcos Zambrano, dirigida por la Dra. Stella Poma y la Dra. Adriana María Gulisano. La Dra AMG es miembro de la carrera de Investigador Científico de CONICET. Los datos del Proyecto Argentino Italiano para la gestión y mantenimiento de la ASAIN: *Antarctic Seismograph Argentinian Italian Network*, fueron gentilmente cedidos por la Dra. María Inés Ruocco. Se agradece al Lic. Claudio Matko (IAA-INUN-UN-

SAM) por su asesoramiento y sugerencias en el empleo del software de proyección geográfica y de representación digital para la realización de las figuras del presente trabajo.

REFERENCIAS

- Abratis, M. y Wörner, G. 2001. Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm. *Geology* 29: 127-130.
- Alvarez, W. 1982. Geological evidence for the geographical pattern of mantle return flow and the driving mechanism of plate tectonics. *Journal of Geophysical Research* 87: 6697-6710.
- Aster, R.C., Borchers, B. y Thurber, C.H. 2005. Parameter Estimation and

- Inverse Problems. International Geophysics Series. Vol. 90. Elsevier Academic Press.
- Barker, P.F. 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and paleocirculation. *Earth Science Reviews* 55: 1-39.
- Biryol, C.B., Lee, S.J., Lees, J.M. y Shore, M.J. 2018. Lithospheric structure of an incipient rift basin: Results from receiver function analysis of Bransfield Strait, NW Antarctic Peninsula. *Polar Science* 16: 47-58
- Buffoni, C. 2016. Determinación de la estructura cortical en el sector argentino de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Tesis doctoral. <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/67907>
- Buffoni, C., Sabbione, N.C., Connon, G. y Hormaechea, J.L. 2009. Localización de hipocentros y determinación de su magnitud en Tierra del Fuego y zonas aledañas. *Geoacta*, 34: 75–85.
- Burden, R.L. y Faires, J.D. 2009. *Análisis Numérico*. CENGAGE Learning Editores, S.A., Mexico 2002.
- Caminos, R.L., Panza, J.L.A., Pezzutti, N.E., Rastelli, D.C. y Etcheverría, M.P. 1999. Geología Argentina. SEGEMAR, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29 (3): 4-96, Buenos Aires.
- Causon, D.M. y Mingham, C.G. 2010. *Introductory Finite Difference Methods for PDEs*. Ventus Publishing ApS, 2010.
- Della Vedova, B. 1999. Crustal structure and tectonic evolution of the northern Antarctic Peninsula, TENAP Seismic Experiment. 8th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Wellington.
- Della Vedova, B., Pellis, G., Accaino, F., Petronio, L., Romanelli, M., Rinaldi, C., Febrer, J., Tassone, A., Mazzarini, F., Bozzo, E., Caneva, G., Zhang, J., y Grupo TENAP. 1997a. Preliminary results on the crustal thickness of the northern Antarctic Peninsula (TENAP Project). Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida Atti del 16° Convegno Nazionale, Roma.
- Della Vedova, B., Febrer, J., Tassone, A., Nicolich, R., Rinaldi, C., y Pellis, G. 1997b. Cenozoic tectonic evolution of the northern Antarctic Peninsula (TENAP project): Data Quality. IV Jornadas sobre Investigaciones Antárticas, Bahía Blanca.
- Della Vedova, B., Accaino, F., Cernobori, L., Pellis, G., Petronio, L., Rinaldi, C., Romanelli, M. y Tassone, A. 1998. Crustal structure and the Tectonic Evolution of the Northern Antarctic Peninsula from the TENAP Seismic Experiment. Fall Meeting: California.
- Della Vedova, B., Accaino, F., Romanelli, M., Pellis, G., Petronio, L., Rinaldi, C., Febrer, J. y Tassone, A. 1999. Crustal structure and the Tectonic Evolution of the Northern Antarctic Peninsula, TENAP Seismic Experiment. Broad-Band seismic observation Meeting, Trieste.
- Della Vedova, B., Febrer, J., Tassone, A., Nicolich, R. y Rinaldi, C. 2011. Cenozoic tectonic evolution of the northern Antarctic Peninsula (TENAP project): Field Operations. IV Jornadas sobre Investigaciones Antárticas, Buenos Aires.
- Dietrich, R., Dach, R., Engelhardt, G., Ihde, J., Korth, W., Kutterer, H.J., Lindner, K., Mayer, M., Menge, F., Miller, H., Müller, C., Niemeier, W., Perlt, J., Pohl, M., Salbach, H., Schenke, H.-W., Schöne, T., Seeber, G., Veit, A. y Völksen, C. 2001. ITRF coordinates and plate velocities from repeated GPS campaigns in Antarctica - An analysis based on different individual solutions, *Journal of Geodesy* 74: 756-766.
- Dietrich, R., Rülke, A., Ihde, J., Lindner, K., Miller, H., Niemeier, W., Schenke, H.W. y Seeber, G. 2004. Plate kinematics and deformation status of the Antarctic Peninsula based on GPS. *Global and Planetary Change* 42: 313-321.
- Febrer, J., Plasencia, M.P. y Sabbione, N.C. 2000. Local and Regional Seismicity from Ushuaia Broadband Station Observations (Tierra del Fuego). *Terra Antarctica* 8 (2): 35-40.
- Febrer J.M., Plasencia M.P. y Sabbione N.C. 2001: Local and regional seismicity from Ushuaia Broadband station observations (Tierra del Fuego). *Terra Antarctica* 8: 35-40.
- Forsyth, D. W. 1975. Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea. *Journal of Geophysical Research* 80: 1429-1443.
- GEOFON Global Seismic monitor: <https://geofon.gfz-potsdam.de>.
- Hansen, P.C. 1994. Regularization tools: A MATLAB package for analysis and solution of discrete ill-posed problems. *Numerical Algorithms* 6(I-II):1-35.
- Havskov, J. y Ottemöller, L. 2010. *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. With sample data, exercises and software. Springer Science Business Media B.V..
- Helffrich, G., Wiens, D.A., Vera, E., Barrientos, S., Shore, P., Robertson, S., y Adaros, R. 2002. A teleseismic shear-wave splitting study to investigate mantle flow around South America and implications for plate-driving forces. *Geophysical Journal International* 149: F1-F7.
- IASPEI, 2005. Summary of Magnitude Working Group recommendations on standard procedures for determining earthquake magnitudes from digital data (available online at <http://www.iaspei.org/commissions/CSOI.html>).
- IERS Conventions 2010. Gérard Petit and Brian Luzum (eds.) (IERS Technical Note; No. 36).
- IRIS Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS Earthquake browser): <https://ds.iris.edu>.
- Jordan y Smith 2007. *Nonlinear Ordinary Differential Equation*. An introduction to scientists and engineers. Oxford University Press.
- Karato, S. 2008. *Deformation of Earth Materials: An introduction to the Rheology of Solid Earth*. Cambridge University Press..
- Karato, S. y Karki, B.B. 2001. Origin of lateral variation of seismic wave velocities and density in the deep mantle. *Journal of Geophysical Research*, 106 (B10): 21771-21783.
- Kennett, B. L. N. y Engdahl, E.R. 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysics Journal International*, 105: 429–65.
- Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R. y Buland, R. 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophysics Journal International* 122: 108-24.
- Moon, W. 1980. Algorithm for the first order hydrostatic ellipticity of a planet. *Computer Physics Communications* 19: 63-67.

- Müller, C., Bayer, B., Eckstaller, A. y Miller, H. 2008. Mantle flow in the South Sandwich subduction environment from source-side shear wave splitting. *Geophysical Research Letters* 35: L03301.
- Nerlich, R., Clark, S.R. y Bunge, H.P. 2013. The Scotia Sea gateway: No outlet for Pacific mantle. *Tectonophysics* 604: 41–50.
- Nolet, G. 1987. *Seismic Tomography. With Applications in Global Seismology and Exploration Geophysics*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Nolet, G., 2008. *A breviary of Seismic Tomography*. Cambridge University Press, 344 p.
- Park, Y., K.H. Kim, J. Lee, H.J. Yoo, y Plasencia Linares, M.P. 2012. P-wave velocity structure beneath the northern Antarctic Peninsula: evidence of a steeply subducting slab and a deep-rooted low-velocity anomaly beneath the central Bransfield Basin. *Geophysical Journal International* 191: 932-938.
- Pelayo, A.M. y Wiens, D.A. 1989. Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia sea región. *Journal of Geophysical Research* 94(B6): 7293-7320.
- Plasencia Linares, M.P. 2008. Lithospheric characteristics and seismic sources in the Scotia Arc through waveform inversion. Ph.D. Thesis, Trieste University, Italy.
- Plasencia Linares, M., Connon, G., Hormaechea, J.L y Sabbione, N.C. 2002. Determinación preliminar de epicentros registrados en la estación sísmológica Despedida (DSPA). Provincia de Tierra del Fuego. XXI Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Actas CD: 285-289.
- Ramos, V.A. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. En: Caminos, R. (ed.) 1999. *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y recursos minerales. Anales 29 (3): 41-96, Buenos Aires.
- Rawlinson, N., and M. Sambridge, 2003. Seismic Traveltime Tomography of the Earth and Lithosphere. *Advances in Geophysics* 46, Academic Press.
- Robertson Maurice, S. D., Wiens, D. A., Shore, P. J., Vera, E. y Dorman, L.M. 2003. Seismicity and tectonics of the South Shetland Islands and Bransfield Strait from a regional broadband seismograph deployment. *Journal of Geophysical Research*, 108(B10): 2461.
- Russi, M. y Febrer, J.M. 2000. Broadband Seismology in the Scotia Sea Region, Antarctica Italian and Argentinean contributions to the Scotia Sea Broadband Network *Terra Antarctica*, 8(2): 29-34.
- Russi M., Febrer, J.M., Costa, G., Nieto, D.Y., y Panza, G.F. 1994. Analysis of digital waveforms recorded at the seismographic station Esperanza. *Terra Antarctica* 1: 162-166.
- Russi M., Costa, G., y Febrer, J.M. 1996. Broad band seismology in the Scotia region. The Base Esperanza seismological observatory. In: Meloni A. and Morelli A. (eds), *Programma Nazionale di Ricerche in Antartide*, Italian Geophysical Observatories in Antarctica, p. 51-65.
- Russi M., Costa, G., Febrer, J.M., Vuan, A. y Panza, G.F. 1997. Investigating the Lithospheric Structure of the Scotia Region by means of Surface Waveform Analysis. In: Ricci C.A. (ed). *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, Terra Antarctica Publication, p. 1065-1069, Siena.
- Russi M., Plasencia Linares, M.P. y Guidarelli, M. 2004. Further developments of the ASAIN network in Antarctica and Tierra del Fuego. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata* 45 (2 supplement): 92-95.
- Russi, M., Febrer, J.M. y Plasencia Linares, M.P. 2010. The Antarctic Seismographic Argentinean-Italian Network: technical development and scientific research from 1992 to 2009. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata* 51: 23-41.
- Russo, R.M. y Silver, P.G. 1994. Trench-parallel flow beneath the Nazca plate from seismic anisotropy. *Science* 263: 1105-1111.
- Russo, R. M., Silver, P. G., Franke, M., Ambeh, W. B., y James, D. E. 1996. Shear-wave splitting in northeast Venezuela, Trinidad and the eastern Caribbean. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 95: 251-275.
- Sabbione N.C, Connon, G., Hormaechea, J.L. y Rosa, M.L. 2007. Estudio de Sismicidad en la Provincia de Tierra del Fuego. *GEOACTA* 32: 41-50.
- Schön J. 2015. *Physical Properties of Rocks, Volume 65: Fundamentals and Principles of Petrophysics*. Netherlands.
- Shearer, P.M., 2009. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press, 396 p.
- Smalley Jr., R., Dalziel, I.W.D., Bevis, M.G., Kendrick, E., Stamps, D.S., King, E.C., Taylor, F.W., Lauría, E., Zakrajsek, A. y Parra, H. 2007. Scotia arc kinematics from GPS geodesy. *Geophysical Research Letters* 34: L21308.
- Stein, S. y Wysession, M. 2005. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell Publishing Ltd..
- Thomas, C., Livermore, R. y Pollitz, F. 2003. Motion of the Scotia sea plates. *Geophysical Journal International* 155: 789-804.
- Tikhonov A.N. 1963. Solution of incorrectly formulated problems and the regularization method. *Doklady Mathematics* 4:1035-1038.
- Tikhonov, A.N. y Arsenin, V.Y. 1977. *Solutions of Ill-Posed Problems*. Halsted Press, New York.
- Torres Carbonell, T.J., Dimieri, L.V., Olivero, E.B., Bohoyo, F. y Galindo-Zaldívar, J. 2014. Structure and tectonic evolution of the Fuegian Andes (southernmost South America) in the framework of the Scotia Arc development. *Global and Planetary Change* 123: 174-188.
- Vérard, C., Flores, K. y Stampfli, G. 2012. Geodynamic reconstructions of the South America–Antarctica plate system. *Journal of Geodynamics* 53: 43-60.
- Vuan, A. 2001. Joint inversion of receiver function of teleseismic body waves and local group velocity dispersion curves beneath ESPZ and PMSA stations (Antarctic Peninsula). *Terra Antarctica* 8(2): 49-54.
- Vuan A., Cazzaro, R., Costa, G., y Russi, M. 1997. Preliminary Shear Wave Velocity Models in the Scotia Sea Region, Antarctica. *Terra Antarctica, European Union Geosciences Special issue*, 4(1): 61-69.
- Vuan A., Cazzaro, R., Costa, G., Russi, M. y Panza, G.F. 1999. S-wave

- velocity models in the Scotia Sea region, Antarctica, from nonlinear inversion of Rayleigh waves dispersion. *Pure and Applied Geophysics* 154: 121-139.
- Vuan, A., Russi, M., y Panza, G.F. 2000. Group Velocity Tomography in the Subantarctic Scotia Sea Region. *Pure and Applied Geophysics* 157: 1337-1357.
- Vuan, A., Robertson Maurice, S.D., Wiens, D.A., y Panza, G.F. 2005a. Crustal and upper mantle S-wave velocity structure beneath the Bransfield Strait (West Antarctica) from regional surface wave tomography. *Tectonophysics* 397: 241-259.
- Vuan, A., Lodolo, E., Panza, G.F., y Sauli, C. 2005b. Crustal structure beneath Discovery Bank in the Scotia Sea from group velocity tomography and seismic reflection data. *Antarctic Science* 17: 97-106.
- Vuan, A., Sugan, M., y Plasencia Linares, M.P. 2014. A reappraisal of surface wave group velocity tomography in the Subantarctic Scotia Sea and surrounding ridges. *Global and Planetary Change* 123: 223-238.
- Yamin, M.G. y Anselmi G. 2020. Geología de las placas Scotia y Sandwich. Revisión y mapa geológico. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas - Geología 8, 29 p., Buenos Aires.
- Yegorova, T., Bakhmutov, V., Gobarenko, V. y Lyaschchuk, A. 2009. New insight into the deep structure of Antarctic Peninsula continental margin by methods of 2D gravity/magnetic modelling and 3D seismic tomography. *UAJ* 8: 67-87.
- Zambrano, O.M., Gulisano, A.M. y Ruocco, M.I. 2017. Tomografía sísmica: técnicas de inversión discreta. XXVIII Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas (IAAGG 2017). Tercer Simposio sobre Inversión y Procesamiento de Señales en Exploración Sísmica (IPSES´17), Libro de Resúmenes: 86, La Plata.
- Zambrano, O.M., Gulisano, A.M. y Poma, M.S. 2018. Técnicas de inversión discreta y su implementación en tomografía sísmica del manto superior infrayacente al extremo nororiental de la Península Antártica y cuencas adiafñas. Terceras Jornadas de Geociencias para la Ingeniería, Libro de Resúmenes: 93-94, Buenos Aires.
- Zhao, D. 2015. *Multiscale Seismic Tomography*. Springer Geophysics, 304 p. Springer Japan.