

Determinación de la estructura sísmica de la cuenca Pantanal a partir del análisis de velocidad de fase: implementación del primer modo superior de ondas Rayleigh

Andrés D'Onofrio¹ , Gonzalo Flores²  y María Laura Rosa¹ 

Abstract

The Pantanal basin is in the upper part of Paraguay river (Mato Grosso do Sul state, Brazil) and there is focus on this basin due to the crustal and lithospheric thinning in this region. Recent works have studied the basin to explain the geodynamic mechanisms of the crust and lithosphere and their relationship with the surrounding areas, estimating that the depth of the LAB (Lithosphere/Asthenosphere Boundary) is shallower than in stable areas of the continent. We propose to analyze the lithospheric structure beneath the Pantanal basin, from 0 to 150 km depth approximately, carrying out an inversion of phase velocity dispersion curves of surface waves, using seismic data from the permanent Brazilian Seismological Network (RSBR). The selected events are of shallow to medium depths, located in the Central Andean region. From these earthquake records, we obtained the dispersion curves for fundamental and first higher modes of Rayleigh waves and fundamental mode of Love waves, applying the Multiple Filter Technique (MFT), combining with a phase match filter to isolate them separately. Then, phase velocity curves, calculated by the two stations method, were inverted to determine vertical profiles for S waves velocities. Furthermore, a sensibility analysis was performed to study the contributions of every component of the surface waves group in the determination of the physical properties by depth. This analysis reveals that the first higher mode can highlight these properties up to the upper mantle. As a result, a representative seismic model of the region was achieved, showing a crust of ~34 km thick and a lithosphere of ~118 km thick. This result suggests a thinner crust and lithosphere than in the surrounding areas.

Key words: Seismology, Rayleigh waves, Love waves, phase velocity, first higher mode, lithospheric structure, South America, Pantanal basin.

Resumen

La cuenca Pantanal se encuentra en la parte alta del Río Paraguay (Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil) y presenta un adelgazamiento cortical respecto de las zonas aledañas, lo que resulta particularmente interesante. Trabajos recientes han estudiado la cuenca con la finalidad de explicar los mecanismos geodinámicos de la corteza y la litósfera y su relación con las áreas circundantes, estimando que la profundidad de la LAB (Límite Litósfera/Astenosfera por sus siglas en inglés) es menor respecto a zonas estables del continente. En este trabajo proponemos un análisis de la estructura litosférica debajo de la cuenca Pantanal hasta los 150 km de profundidad, mediante inversión de curvas de velocidad de fase de ondas superficiales para modo fundamental y superior, utilizando datos sísmicos de la Red Sismológica Brasileña (RSBR). Los sismos seleccionados son de profundidades someras a intermedias, ubicados fundamentalmente en la Zona Andina Central. Aplicando la Técnica de Filtrado Múltiple combinando con un filtro de fase coincidente para aislar los distintos modos, obtuvimos curvas de dispersión de velocidad de grupo para los modos fundamental y superior de ondas Rayleigh y modo fundamental de ondas Love. Invertimos las curvas de velocidad de fase, determinadas aplicando el método de dos estaciones a partir de las curvas de velocidad de grupo, con el fin de producir un modelo unidimensional de velocidades de ondas S para la cuenca. Además, realizamos un análisis de sensibilidad con el objetivo de estudiar la contribución de cada componente armónico del paquete de ondas superficiales en la determinación de las propiedades físicas en profundidad, mostrando que el primer modo superior resultó sensible a las propiedades físicas del manto superior. El modelo sísmico determinado para la región presenta espesores aproximados de 34 km para la corteza y 118 km para la litósfera, sugiriendo un adelgazamiento de la corteza y la litósfera respecto a regiones circundantes a la cuenca.

Palabras clave: Sismología, ondas Rayleigh, ondas Love, velocidad de fase, primer modo superior, estructura litosférica, Sudamérica, Cuenca Pantanal.

Received: October 28, 2024; Accepted: April 24, 2025; Published on-line: July 1, 2025.

Editorial responsibility: Dra. Beatriz Gaité

* Corresponding author: Andrés D'Onofrio, adonofrio@fcaglp.unlp.edu.ar

¹ Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Centro de Investigaciones Geofísicas, La Plata, Buenos Aires, Argentina.

² Universidad Nacional Guillermo Brown, Buenos Aires, Argentina.

Andrés D'Onofrio, Gonzalo Flores, María Laura Rosa

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2025.64.3.1835>

1. Introducción

El estudio del espesor de la corteza y la litósfera proveen información valiosa sobre la dinámica y estructura de la Tierra, permitiendo deducir e identificar patrones de esfuerzos, grados de compensación isostática y parametrizar la evolución de la corteza. En este trabajo proponemos calcular los espesores cortical y litosférico en la cuenca Pantanal, donde no hay suficiente conocimiento sobre procesos tectónicos, cronoestratigrafía, evolución paleogeográfica y procesos sedimentarios. Esto se debe a que aquí, como en gran parte de la región estable de Sudamérica se cuenta con una escasa distribución de estaciones sismológicas, así como con ausencia de terremotos para estudios de tomografía locales y regionales (Shirzad *et al.* 2020).

La cuenca Pantanal se encuentra en la parte alta del Río Paraguay (Figura 1) y está formada por sedimentos cenozoicos depositados en la depresión tectónica asociada al sistema de antepaís andino en la parte occidental de Brasil, en el estado de Mato Grosso do Sul. Está limitada por el sistema plegado de Paraguay al oeste, por el cratón Amazónico al norte y por la cuenca Chaco-Paraná al este y sur. Su sedimentación habría empezado en el Plioceno y continuado hasta el presente, hasta alcanzar un espesor máximo de 500 m (Ussami *et al.*, 1999). El basamento consiste en estructuras de horst y grabens, rodeados de fallas con desplazamientos significativos (Assine *et al.*, 2015).

Esta cuenca es de particular interés por su ubicación respecto al antepaís andino y su relación tectónica con la Cordillera de

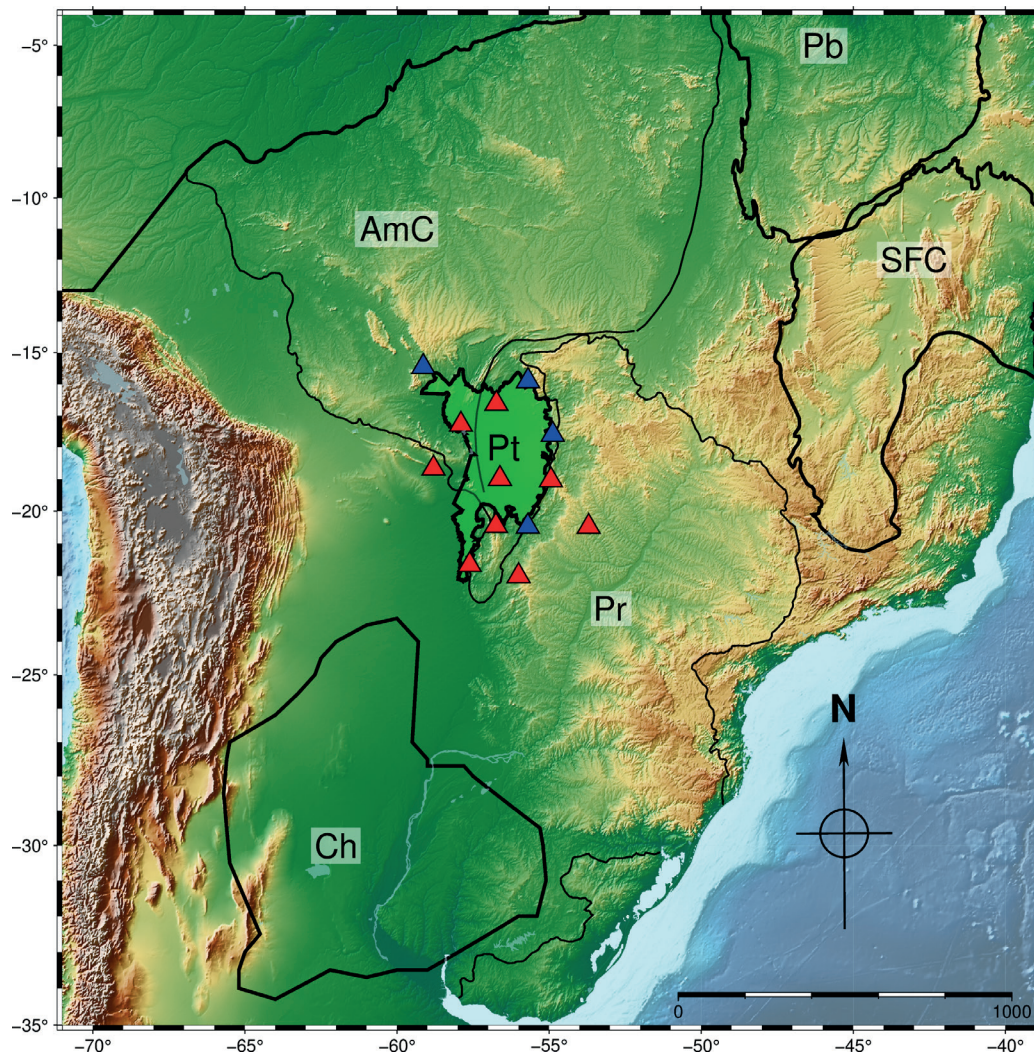


Figura 1. Ubicación de la cuenca Pantanal (Pt) respecto a las cuencas de Paraná (Pr), Chaco-Paraná (Ch) y Paranaíba (Pb); a los cratones de San Francisco (SFC) y Amazónico (AmC). Los triángulos representan las estaciones utilizadas para el estudio. Triángulos azules: estaciones permanentes RSBR (Bianchi *et al.* 2018); triángulos rojos: estaciones temporales del proyecto 3-cuencas (Rivadaneira *et al.* 2019).

los Andes y las cuencas colindantes de Chaco y Paraná. Existen distintos modelos que intentan explicar la evolución de la cuenca, particularmente Horton & DeCelles (1997) proponen que esta se forma en el abultamiento posterior del antepaís, a partir de estudiar un modelo flexural de la litósfera sudamericana. Por el contrario, Ussami *et al.* (1999) a partir de un modelo flexural litosférico 2-D, apoyado con datos gravimétricos, sísmicos y de pozo, concluyen que la cuenca se forma en el abultamiento anterior de la región de antepaís. En ninguno de los dos modelos se explica por qué la cuenca se forma en la zona de antepaís entre dichos abultamientos. Esto se puede deber a que falta información detallada sobre las estructuras profundas debajo de la cuenca (Cedraz *et al.*, 2019). Trabajos recientes (Assumpção *et al.*, 2013a; Rivadeneyra-Vera *et al.*, 2019; Feng *et al.*, 2007; Assumpção *et al.*, 2004b; Cedraz *et al.*, 2019) han estudiado los mecanismos geodinámicos en la cuenca, y su relación con las áreas circundantes. En particular, Assumpção *et al.* (2013a) sugiere que la corteza en la región tiene un espesor promedio de entre 30 y 35 km, que podría significar un adelgazamiento respecto a otras regiones del continente con espesores estimados de 45 km, adelgazamiento que continuaría hacia el sur. Respecto al estudio del espesor litosférico en la región, se encuentran pocos trabajos, basados principalmente en el estudio de anomalías de ondas S. Por ejemplo, Feng *et al.* (2007) menciona que el Límite Litósfera Astenosfera (LAB por sus siglas en inglés) tiende a estar más somero en la zona del Pantanal, resultados que se basan en la interpretación de anomalías de velocidad de onda S, las cuales son significativamente negativas respecto al promedio regional, entre las profundidades de 100 a 200 km. Estos resultados son respaldados por la sismicidad en la región por Assumpção *et al.* (2004b) quien sugiere la presencia de un flujo de calor anómalo producido por la fusión parcial de elementos en el manto. Consecuentemente, se produce un adelgazamiento y debilitamiento de la litósfera, promoviendo a una mayor acumulación de esfuerzos tectónicos en la parte alta resultando en un aumento en la sismicidad. Estos trabajos han sido realizados a partir del análisis de solo 4 estaciones sísmicas en Pantanal y bajo un foco de estudio continental. Análisis más recientes cuentan con una mayor cobertura de estaciones, mejorando la resolución de los modelos. Estudios de tomografía de ondas P (Rocha *et al.*, 2019) y funciones receptoras e inversión conjunta (Rivadeneyra-Vera *et al.*, 2019; Cedraz *et al.*, 2019) apoyan los resultados de trabajos anteriores, proponiendo un adelgazamiento en la zona de Pantanal debido a un debilitamiento litosférico y una delaminación cortical facilitando una subsidencia inicial.

En este trabajo proponemos estudiar la estructura litosférica en la cuenca Pantanal, a partir de la inversión de curvas de dispersión de velocidad de fase de ondas superficiales. Para llevar a cabo esto se consideraron modos fundamentales de ondas Rayleigh y

Love, así como el primer modo superior de ondas Rayleigh, lo cual no tiene precedentes en la región, cubriendo profundidades entre los 0 y 150 km. Existen varios trabajos de tomografías de ondas superficiales (Rosa *et al.*, 2016; Nascimento *et al.*, 2024), pero ninguno incluyó modos superiores en sus análisis, a diferencia de Feng *et al.* (2007), Ciardelli *et al.* (2022) y Melo *et al.* (2024), que sí incluyen primeros modos realizando inversión de forma de onda, sin incluir curvas de dispersión para estos modos. No consideramos los modos superiores de ondas Love debido a su frecuente inestabilidad. Se analizaron terremotos someros, con hipocentros ubicados en la zona andina, lo cual permite una mejor generación y registro de los primeros armónicos (Levshin *et al.*, 2005). Para encontrar las curvas de velocidad de fase utilizadas en la inversión, primero se deben encontrar las curvas de dispersión velocidad de grupo, las cuales fueron determinadas a partir de la Técnica de Filtrado Múltiple (MFT, por sus siglas en inglés, Dziewonski *et al.*, 1969), combinando con un filtro de fase coincidente (Herrin & Goforth, 1977) con el fin de aislar el modo fundamental y el primer modo superior separadamente. Luego, calculamos las curvas de velocidad de fase mediante el método de dos estaciones (Brune & Dorman, 1963) y realizamos la inversión 1D, para obtener el perfil vertical de velocidades de ondas S. Como resultado, se obtuvo un modelo representativo para la corteza y el manto superior para el área de estudio. Asimismo, se llevó a cabo un análisis de sensibilidad de ondas superficiales, calculando los núcleos de sensibilidad (Pasyanos, 2005), con el fin de estudiar la contribución de cada componente armónica del paquete de ondas superficiales en la determinación de las velocidades de ondas de cuerpo en profundidad. En este estudio se tuvieron en cuenta los modos fundamental y superior de ondas Rayleigh, así como el modo fundamental de ondas Love.

2. Datos

La sismicidad en la región andina genera focos a diversas profundidades, con magnitudes considerablemente grandes. Los modos superiores de las ondas superficiales son mejor excitados a profundidades medias y su energía se propaga más eficientemente si la trayectoria es principalmente continental (Levshin *et al.*, 2005). Teniendo en consideración esto, se realizó una primera recopilación de registros de 60 sismos ocurridos en la zona de subducción de la placa de Nazca principalmente sobre los Andes centrales, con magnitudes mayores a 5.8 mb y profundidades menores a 80 km, registrados en estaciones de la Red Sismológica Brasileña (RSBR, Bianchi *et al.*, 2018). Además, las distancias epicentrales son lo suficientemente grandes como para un desarrollo adecuado de la dispersión, sin perder mucha energía en los modos superiores. Se seleccionaron 16 sismos para los cuales el primer armónico es observable (Tabla 1). La

Figura 2 muestra las trayectorias de los frentes de ondas de los sismos para los que se pudo observar curvas de dispersión de primer modo superior.

Entre 2016 y 2018 se instalaron en la región de las cuencas Pantanal, Chaco y Paraná aproximadamente 34 estaciones sismológicas de la red RSBR, en el marco de un proyecto de investigación (Proyecto Tres Cuencas) con el fin de estudiar la estructura sísmica de la corteza y el manto superior en la zona. Esto ha permitido contar con una mayor cantidad de datos para nuestro análisis, respecto a trabajos previos. Finalmente, contamos con 9 estaciones nuevas instaladas para este proyecto (red XC), además de las 4 estaciones preexistentes de las redes BL y BR (Figura 1).

3. Metodología

3.1 Preprocesamiento

Se decimaron los sismogramas a una frecuencia de muestreo de 5 Hz para reducir los tiempos de cómputo, siendo una frecuencia óptima para trabajar con ondas superficiales y a estas distancias epicentrales (>1000 km). Luego, se removieron las respuestas instrumentales de cada registro y se aplicó un filtro pasabanda de 2 s a 200 s, para eliminar señales espurias y mejorar la relación señal-ruido. Se rotaron las componentes a las direcciones Radial (R), Transversal (T) y Vertical (Z) para poder

visualizar las ondas superficiales. Estos procedimientos fueron llevados a cabo usando el programa Seismic Analysis Code (Tapley, W., & Tull, J., 2000).

3.2 Modelo de velocidades de onda S 1D inicial para la cuenca Pantanal

A partir de la información de la bibliografía previa (Ussami *et al.*, 1999; Artemieva, 2002; Assumpção *et al.*, 2004a; Assumpção *et al.*, 2013a; Feng *et al.*, 2007; Ciardelli *et al.*, 2022), generamos un modelo inicial de velocidades de onda S para Pantanal. Este modelo inicial incluye un espesor de sedimentos de 500 m con una velocidad de ondas S de 1.88 km/s, una corteza superior de 15 km y una corteza inferior de 20 km de espesor con velocidades de ondas S de 3.57 km/s y 3.98 km/s respectivamente. Por debajo de la corteza consideramos una velocidad del manto de 4.73 km/s, ubicándose el límite de baja velocidad litósfera astenosfera (LAB) a una profundidad de 110 km, con una velocidad de onda S de 4.4 km/s, extendiéndose hasta una profundidad de 190 km, donde la velocidad de onda S aumenta a 4.79 km/s.

3.3 Curvas de dispersión de velocidad de grupo

Para estimar las velocidades de grupo, se realizó un análisis frecuencia-tiempo, aplicando la Técnica de Filtrado Múltiple

Tabla 1. Lista de eventos usados para este estudio, indicando el nombre asignado, coordenadas, profundidad en km y magnitud de ondas de cuerpo (mb).

Evento	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (mb)
2018.250.02.08.54	02° 15' 35.81'' S	78° 17' 21.16'' W	60	6.3
2018.100.10.14.19	20° 28' 32.84'' S	71° 18' 53.82'' W	40	6.4
2018.014.09.13.58	15° 44' 57.98'' S	74° 09' 10.12'' W	43	7.3
2017.283.06.26.23	18° 30' 12.13'' S	69° 34' 27.05'' W	63	6.3
2017.163.02.38.34	31° 30' 04.39'' S	71° 37' 43.97'' W	26	5.8
2016.207.17.21.07	26° 01' 42.82'' S	70° 05' 56.08'' W	71	6.1
2015.353.19.20.01	30° 36' 09.47'' S	71° 05' 58.16'' W	46	6.3
2015.311.07.26.43	30° 52' 41.84'' S	72° 12' 07.07'' W	42	6.8
2015.269.02.46.16	30° 43' 08.11'' S	71° 10' 33.82'' W	28	6.8
2015.265.07.07.59	31° 24' 13.21'' S	71° 00' 54.68'' W	10	6.3
2015.264.17.35.06	31° 29' 2.95'' S	71° 16' 18.37'' W	25	6.4
2015.264.05.35.40	31° 29' 28.01'' S	71° 21' 01.76'' W	23	6.0
2015.262.12.47.41	32° 19' 48.00'' S	72° 03' 36.00'' W	18	6.2
2015.262.05.01.51	29° 38' 24.00'' S	72° 04' 48.00'' W	6	6.1
2015.260.03.50.07	31° 03' 46.91'' S	71° 19' 38.01'' W	35	6.4
2014.235.22.27.41	32° 42' 00.00'' S	71° 26' 24.00'' W	32	6.4

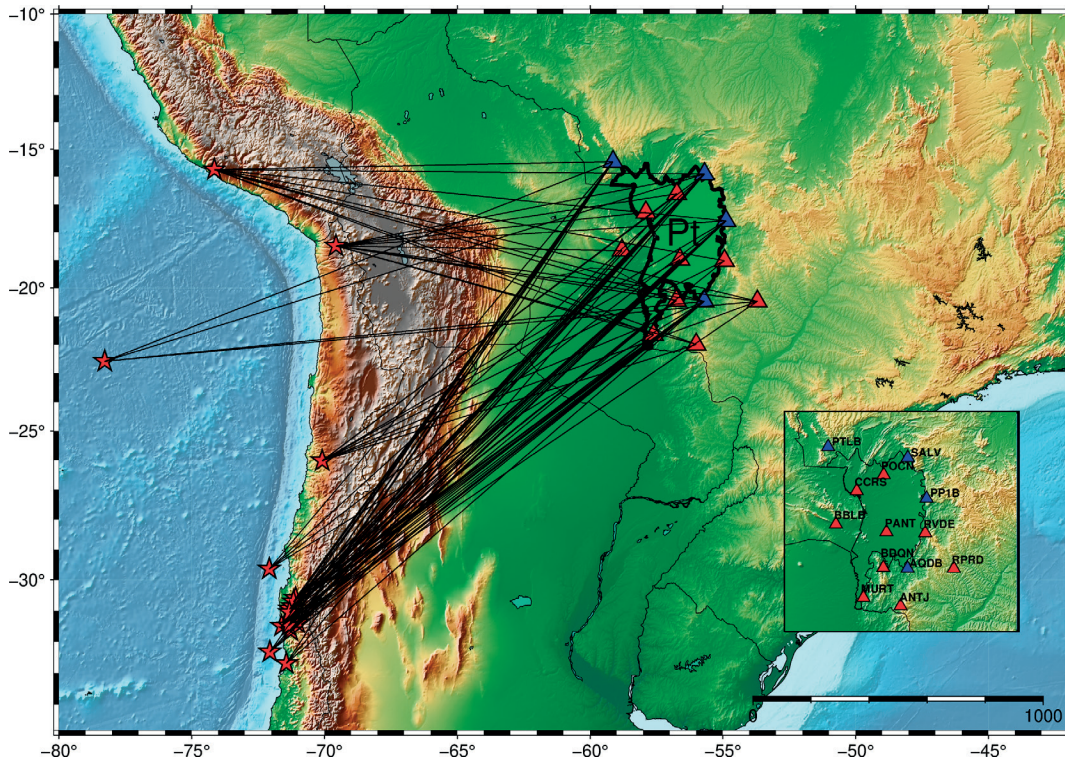


Figura 2. Trayectorias evento-estación de sismos usados para cálculo de curvas de dispersión de velocidad de grupo, con presencia de primer modo superior de Onda Rayleigh. Distribución de estaciones banda ancha para el estudio de la estructura litosférica en la cuenca Pantanal.

(Dziewonski *et al.*, 1969), combinando con una transformada de Hilbert (Herrmann, 1973) y un filtro de fase coincidente para aislar el modo fundamental y el primer modo superior separadamente (Herrin & Goforth, 1977), permitiendo extraer estos modos y las ondas de volumen, de la coda de ondas superficiales aplicando repetidamente filtros digitales en el dominio de la frecuencia. Todo esto fue aplicado usando el paquete Computer Programs in Seismology (CPS; Herrmann, 2013), el cual permite seleccionar estos modos a partir de un espectrograma de velocidad de grupo en función del período.

3.4 Curvas de dispersión de velocidad de fase

Las curvas de dispersión de velocidad de fase se obtuvieron aplicando el método de dos estaciones (Brune & Dorman, 1963), usando CPS. Este método permite determinar la velocidad de fase para cada período, para las trayectorias entre dos estaciones alineadas con el evento (los acimuts deben diferir en menos de 10°), sin depender de la fase inicial. La rutina seguida consiste primero en identificar las diferentes fases en los registros de cada estación. Luego, cada fase es graficada en un diagrama de número de fase vs tiempo de arribo a la estación, y el período de cada fase se determina simplemente midiendo la diferencia de tiempo entre picos o valles. La velocidad de fase, $c(T)$, se puede deducir

de cada período T , considerando los tiempos de arribo a cada estación, t_1 y t_2 , de la siguiente relación:

$$c(T) = \frac{\Delta}{\Delta t - (T/2\pi)(\Delta\Phi(T) + 2\pi N(T))}$$

Donde $\Delta = x_2 - x_1$, es la diferencia entre las distancias epicentrales a ambas estaciones, y $\Delta t = t_2 - t_1$, si el frente de ondas se propaga de la estación 1 a la estación 2, $\Delta\Phi = \Phi_2(T) - \Phi_1(T)$ es la diferencia entre las fases observadas en la estación 1 y la estación 2, y $N(T)$ es un número entero que debe ser determinado correctamente, usualmente realizando varias pruebas de valores de $N(T)$ para distintos valores de $c(T)$ sobre largos períodos. Este método tiene una ventaja importante a la hora de determinar estructuras sísmicas locales ya que el valor de velocidad de fase encontrado está restringido a la trayectoria de propagación entre las dos estaciones. La Figura 3 muestra algunos ejemplos de selección de curvas de velocidad de fase para ciertos pares de estaciones. De las posibles soluciones provistas, se selecciona aquella que tenga velocidades admisibles según curvas teóricas para el modelo de velocidades inicial y teniendo en cuenta que, para el rango de períodos en los que trabajamos, las curvas son estrictamente

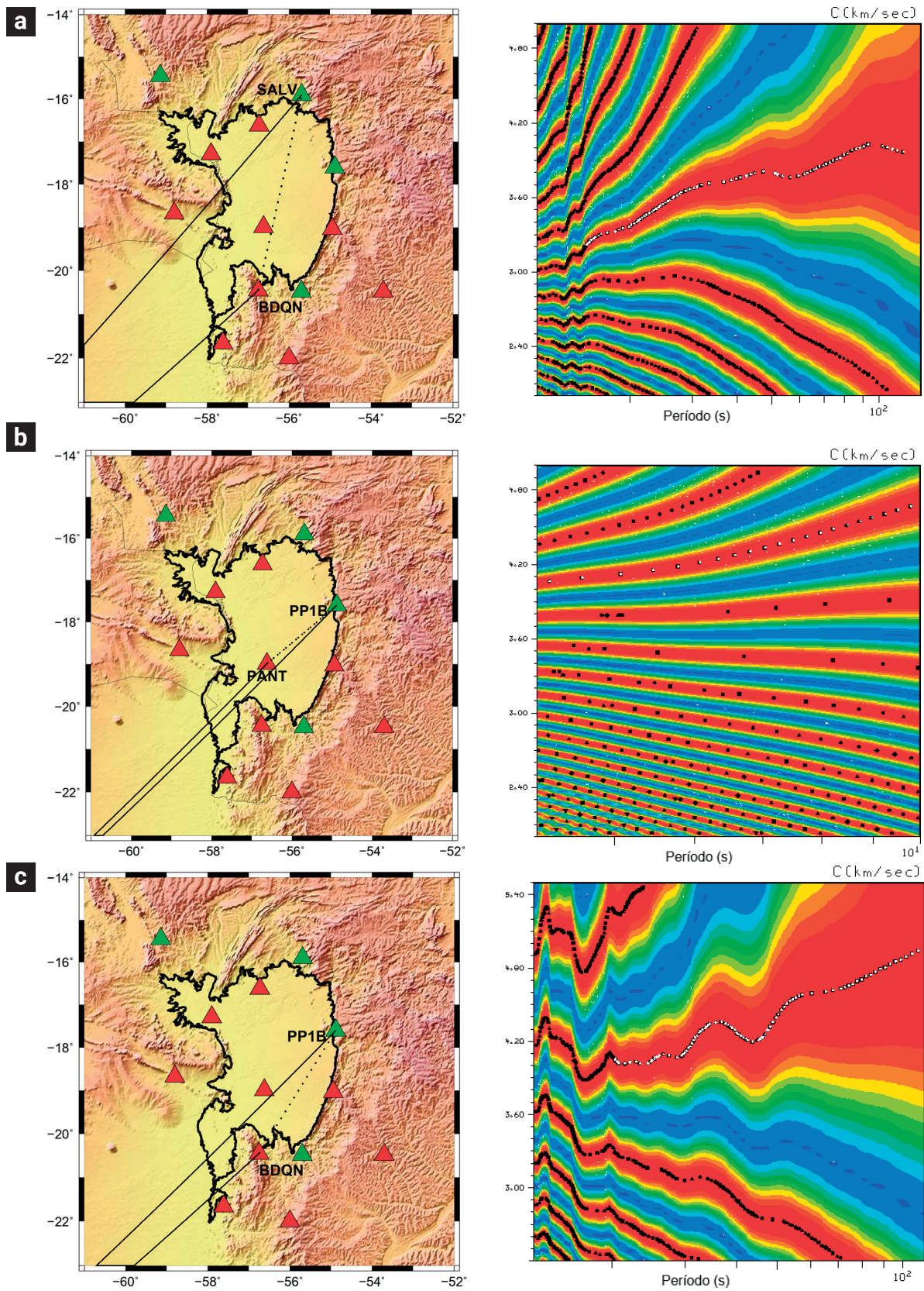


Figura 3. Ejemplos de selección de curvas de dispersión de velocidad de fase a partir del método de dos estaciones (izquierda) y pares de estaciones correspondientes (derecha) para el evento 2017.163.02.38.34. (a) Par de estaciones BDQN y SALV, modo fundamental de onda Rayleigh. (b) Par de estaciones PANT y PP1B, primer modo superior de onda Rayleigh. (c) Par de estaciones BDQN y PP1B, modo fundamental de onda Love.

crecientes. Además, se toman los rangos de períodos para los que las curvas son estables.

4. Resultados

4.1 Curvas de dispersión obtenidas

Basándonos en la metodología descrita anteriormente y habiendo descartado aquellas curvas de velocidad de fase cuyos valores no son admisibles para ciertos períodos, comparando curvas teóricas para un modelo de referencia, se obtuvieron un

total de 29 curvas de modo fundamental de ondas Rayleigh, 9 curvas de primer modo superior de ondas Rayleigh y 30 curvas de modo fundamental de ondas Love. Las Figuras 4 y 5 muestran todas las curvas de velocidad de fase obtenidas, comparadas con las curvas teóricas de referencia. Las curvas teóricas fueron calculadas tomando el modelo inicial para la región de Pantanal mediante el código *surfmo* (Lomax & Snieder, 1995). Debido a la extensión y homogeneidad de la cuenca, es factible calcular un modelo de velocidades representativo en ella, por lo que decidimos obtener una curva para cada tipo de onda y armónico (modo fundamental y superior de ondas Rayleigh y modo fundamental de ondas Love) las cuales serían utilizadas para la inversión. Las

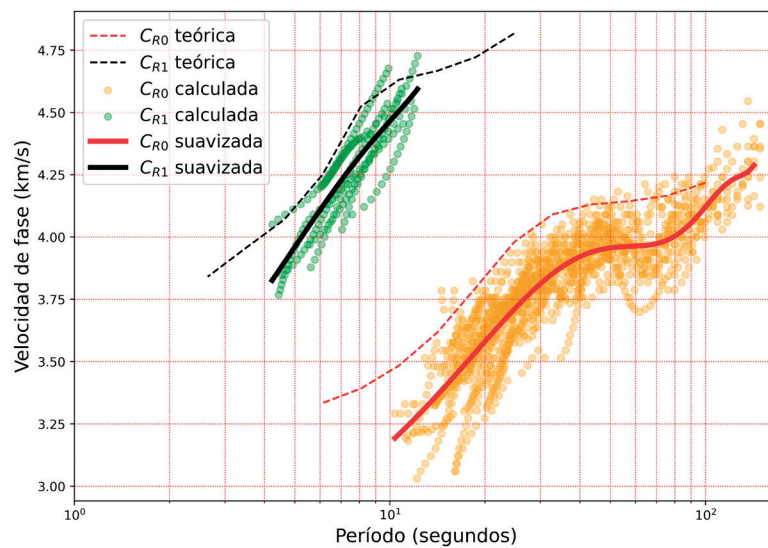


Figura 4. Curvas de dispersión de ondas Rayleigh para modo fundamental y primer modo superior: del modelo inicial (líneas discontinuas), calculadas (puntos) y calculadas y suavizadas (líneas sólidas).

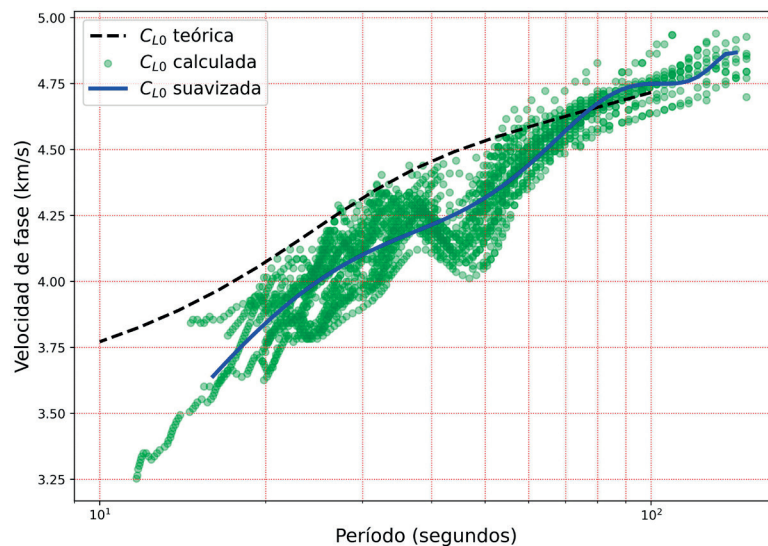


Figura 5. Curvas de dispersión de ondas Love para modo fundamental: del modelo inicial (línea discontinua), calculadas (puntos), y calculada y suavizada (línea sólida).

curvas de velocidad de fase obtenidas se promediaron usando un polinomio de grado 6 para el modo fundamental y un polinomio de grado 3 para el primer armónico (Figura 4 y 5). En la Figura 6 se observan todos los pares de estaciones utilizados para la obtención de las curvas de velocidad de fase para modos fundamental de ondas Rayleigh y Love (Figura 6a), y el primer modo superior de onda Rayleigh (Figura 6b).

4.2 Inversión

A partir de las curvas de dispersión de velocidad de fase suavizadas realizamos una inversión lineal. Este proceso consiste en obtener un modelo unidimensional (1D) de la velocidad de onda S en función de la profundidad, a partir de la perturbación iterativa del modelo inicial hasta encontrar un buen ajuste entre las curvas observadas y calculadas para ese modelo inicial. Para la inversión usamos un código del CPS, el cual busca las curvas de dispersión que mejor ajustan a las observadas, determinando el modelo de velocidades correspondientes que se vincula con dichas curvas. Por cada prueba de inversión, se realizaron 60 iteraciones, permitiendo variar la velocidad en cada capa (30 iteraciones) o el espesor de cada capa (30 iteraciones), teniendo en cuenta que para una mayor cantidad de iteraciones el error en el ajuste no varía considerablemente. Luego, se consideraron 4 modelos iniciales distintos con el objetivo de estimar la dependencia entre el modelo inicial y el modelo final encontrado (Figura 7). Estos modelos iniciales se tomaron variando únicamente las profundidades de la LAB, observando el error medio cuadrático final luego de cada prueba de inversión. A partir de estas 4 pruebas se obtuvo un espesor cortical medio

de 34.16 km con una desviación estándar de 0.13 km, y una profundidad del LAB media de 117.19 km con una desviación estándar de 10.62 km. Finalmente, se tomó como modelo final representativo aquel cuyo error estándar final de 0.0207 km/s fue mínimo. En la Figura 8 puede observarse el ajuste final de las curvas de velocidad de fase asociadas a este modelo final, con respecto a las obtenidas a partir del método de dos estaciones y el suavizado polinomial aplicado.

El modelo final presenta un espesor total de corteza de aproximadamente 34 km, mostrando una transición de corteza superior a corteza inferior a los 10 km de profundidad. La profundidad del LAB se estima a los 118 km, coincidiendo con los valores hallados en la bibliografía mencionada, en adición al hecho de que se muestra un adelgazamiento en la litósfera en la cuenca Pantanal respecto a zonas más estables del continente. Además, las velocidades de ondas S concuerdan con aquellas calculadas por Feng *et al.*, 2007.

4.3 Núcleos de sensibilidad

Con el fin de determinar la sensibilidad que tiene cada componente del paquete de ondas superficiales a diferentes profundidades, calculamos los distintos núcleos de sensibilidad para cada tipo de onda usando el paquete CPS, considerando como perfil de velocidades de onda S aquel encontrado en la inversión de las curvas de dispersión de velocidad de fase. El método consiste en calcular las derivadas parciales de la velocidad de grupo y de fase respecto a las velocidades de ondas S del modelo calculado: $\partial U_R / \partial \beta$, $\partial C_R / \partial \beta$, $\partial U_L / \partial \beta$ y $\partial C_L / \partial \beta$. Las Figuras 9 y 10 muestran los núcleos de sensibilidad o

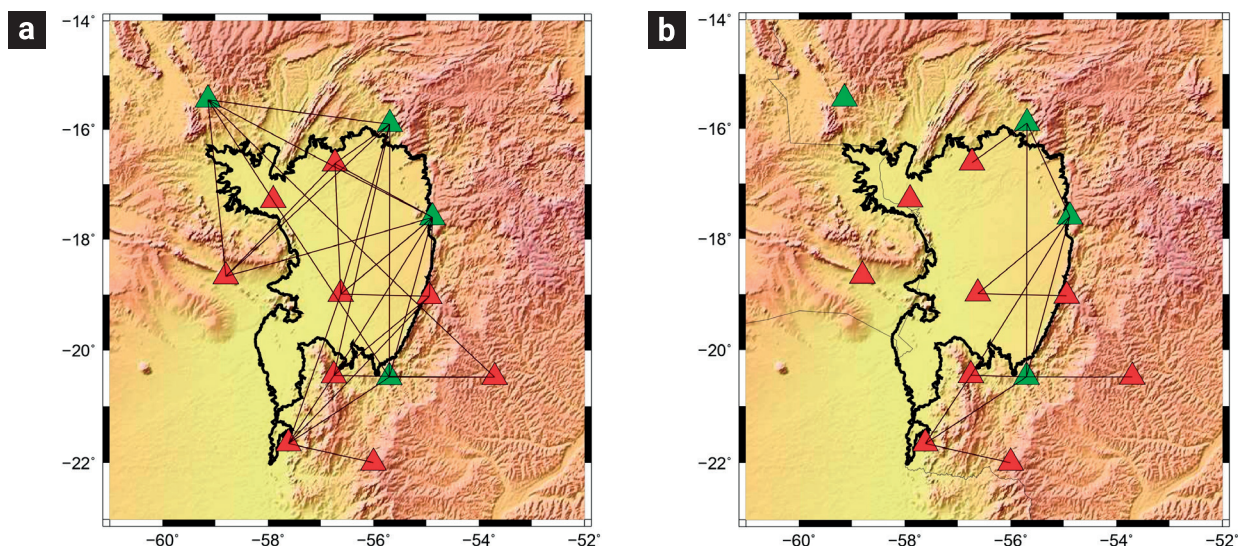


Figura 6. Pares de estaciones usados para la obtención de las curvas de velocidad de fase a partir del método de dos estaciones para modo fundamental de ondas Rayleigh y Love (a); y para primer modo superior de ondas Rayleigh (b).

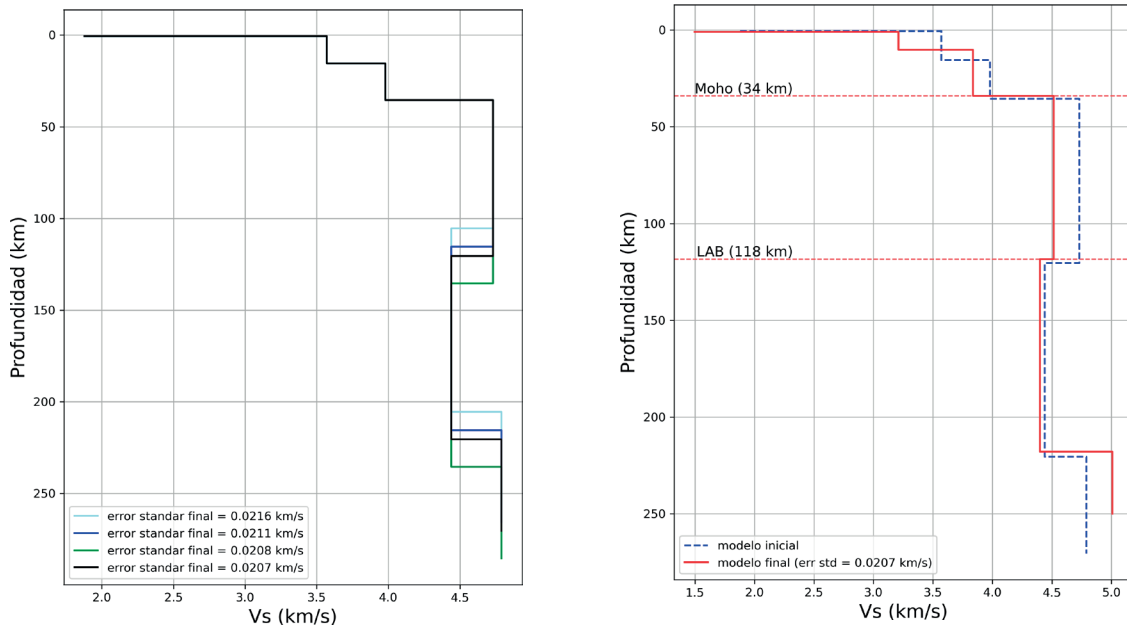


Figura 7. Izquierda: Pruebas de modelos usados para la inversión, con sus respectivos errores estándar finales después de la inversión. Derecha: Modelo final representativo para la cuenca Pantanal (línea continua), comparado con el modelo inicial correspondiente (línea punteada).

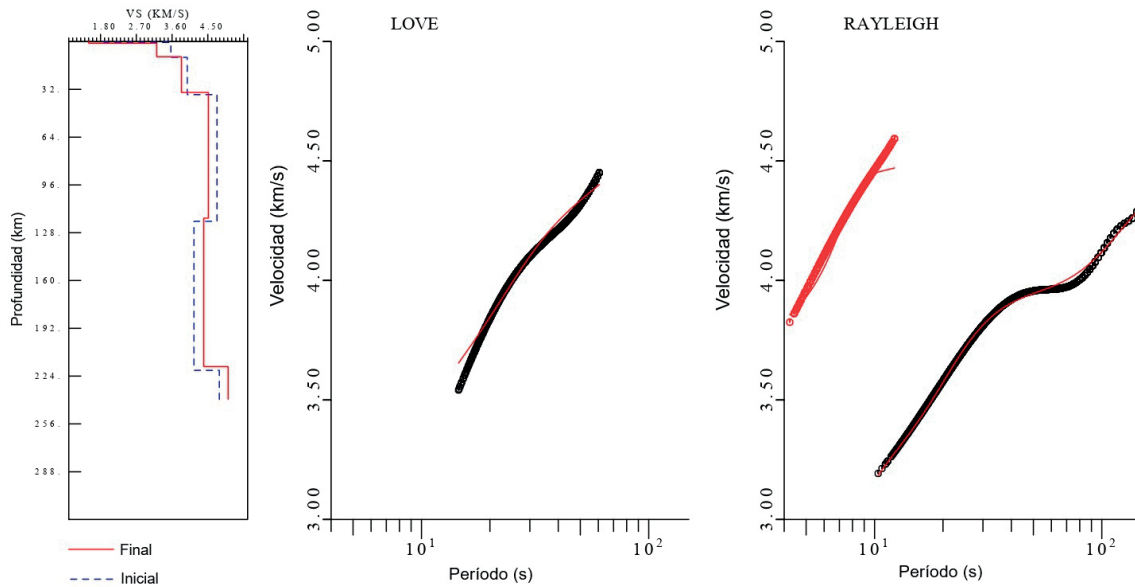


Figura 8. Izquierda: Modelos inicial (línea punteada) y modelo final después de la inversión (línea continua). Ajuste de curva de dispersión de velocidad de fase para el modelo final (línea continua), respecto de las curvas de dispersión obtenidas del método de dos estaciones y suavizado polinomial para modo fundamental de ondas Love (centro) y modos fundamental y primer superior de ondas Rayleigh (derecha).

derivadas $\partial C_R/\partial\beta$ para los modos fundamental y superior de ondas Rayleigh y derivadas $\partial C_L/\partial\beta$ para modo fundamental de ondas Love, a partir de las curvas de dispersión de velocidad de grupo encontradas con la Técnica de Filtrado Múltiple. Los núcleos se determinaron para períodos entre 20 seg y 120 seg para modo fundamental de ondas Rayleigh, entre 6 seg y 13 seg

para primer modo superior de ondas Rayleigh y entre 20 seg y 60 seg para las ondas Love.

De las Figuras se observa que las componentes de períodos mayores son sensibles a cambios en el medio para profundidades mayores, ensanchando sus picos máximos. Un resultado importante es que, al incluir el primer modo superior, se mejora

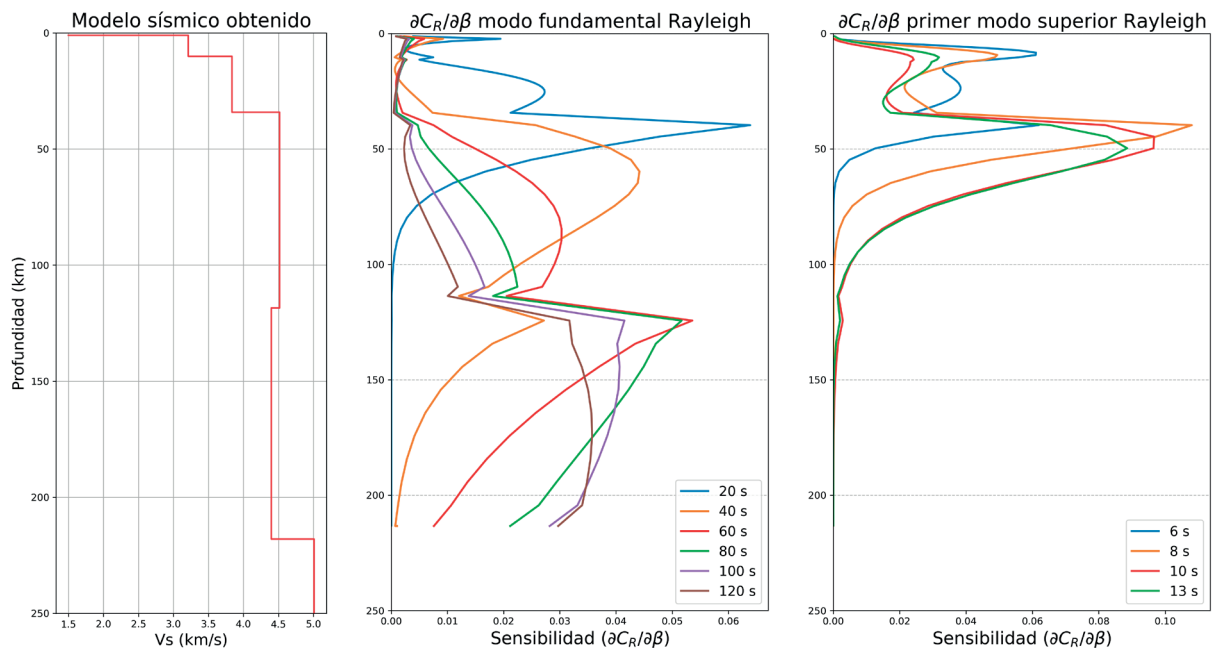


Figura 9. Izquierda: Perfil de velocidades de onda S obtenido de la inversión de curvas de velocidad de fase. Centro: núcleos de sensibilidad ($\partial C_R/\partial\beta$) para modo fundamental de onda Rayleigh para períodos entre 20 y 120 seg. Derecha: núcleos de sensibilidad ($\partial C_R/\partial\beta$) para primer modo superior de onda Rayleigh para períodos entre 6 y 13 seg.

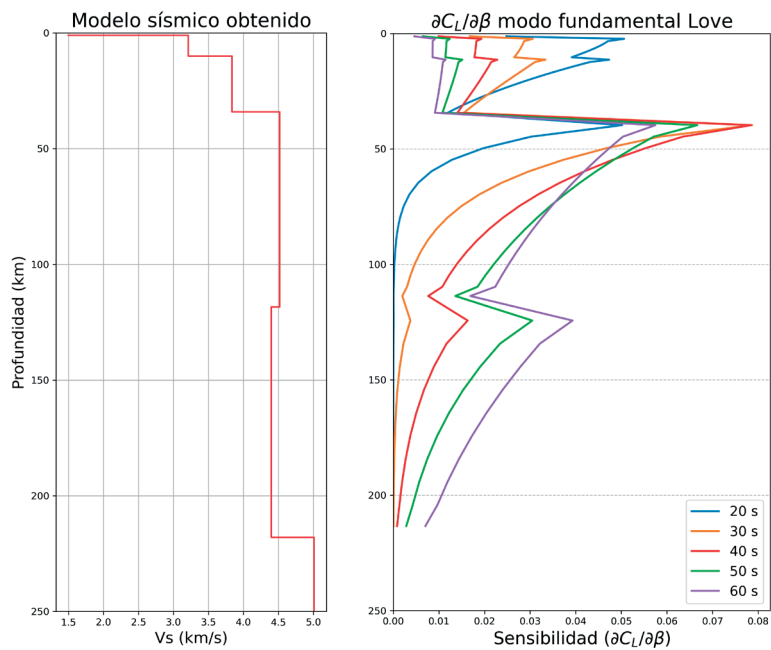


Figura 10. Izquierda: Perfil de velocidades de onda S obtenido de la inversión de curvas de velocidad de fase. Derecha: núcleos de sensibilidad ($\partial C_L/\partial\beta$) para modo fundamental de ondas Love para períodos entre 20 y 60 seg.

la resolución de profundidad para períodos de 10 seg y 13 seg, donde vemos que estos períodos son sensibles a cambios en los parámetros físicos ubicados a profundidades en torno a los 50 km, por lo tanto, dando más información de estas propiedades en el manto superior.

En las Figuras 11, 12 y 13 se comparan los núcleos de sensibilidad de las velocidades de grupo y de fase para distintos períodos, en función de la profundidad, para las ondas Rayleigh, modos fundamental y superior y modo fundamental de ondas Love. Los resultados muestran que las velocidades de fase son más sensibles a cambios en la velocidad del medio a mayor profundidad que las velocidades de grupo. Esto se aprecia mejor para períodos grandes, como por ejemplo 120 seg para modo fundamental de ondas Rayleigh, 13 seg para modo superior de ondas Rayleigh y 60 seg para modo fundamental de ondas Love, presentando un máximo en su sensibilidad a mayor profundidad para la velocidad de fase respecto a la velocidad de grupo.

5. Discusión

Se determinaron curvas de dispersión de velocidad de fase representativas para los modos fundamental y superior de ondas Rayleigh y el modo fundamental de ondas Love (Figura 4 y 5),

partir de un suavizado polinomial a todas las curvas de dispersión de velocidad de fase calculadas para sismos andinos. Como primera aproximación para estimar la confiabilidad de los resultados podemos ver que el comportamiento general que presentan estas curvas es similar a las teóricas, con la excepción de los períodos mayores a 70 seg para las curvas de dispersión de ondas Love (Figura 5) los cuales fueron desestimados para el proceso de inversión, debido a su considerable inestabilidad. Generalmente, las curvas calculadas presentaron velocidades menores que las teóricas, lo cual puede deberse al hecho que se consideraron velocidades de ondas S notoriamente mayores para el modelo inicial. Como el análisis de primer modo superior en la región no tiene precedentes, no se contó con valores de velocidad de fase para estos armónicos que permitiesen contrastar y controlar los cálculos, sin embargo, el uso de curvas teóricas resultó un recurso importante para dar confianza a los valores obtenidos.

De todas las pruebas llevadas a cabo con diferentes modelos de entrada, el modelo seleccionado para la cuenca Pantanal que presenta menor error en la inversión de las curvas de dispersión de ondas Rayleigh y Love se muestra en la Figura 7. Se advierte un buen ajuste entre las curvas observadas y las calculadas (Figura 8), salvo pequeñas discrepancias en los bajos períodos de ondas Love y altos períodos del primer modo superior de ondas Rayleigh, resultando un error estándar de 0.0207 km/s. Para este

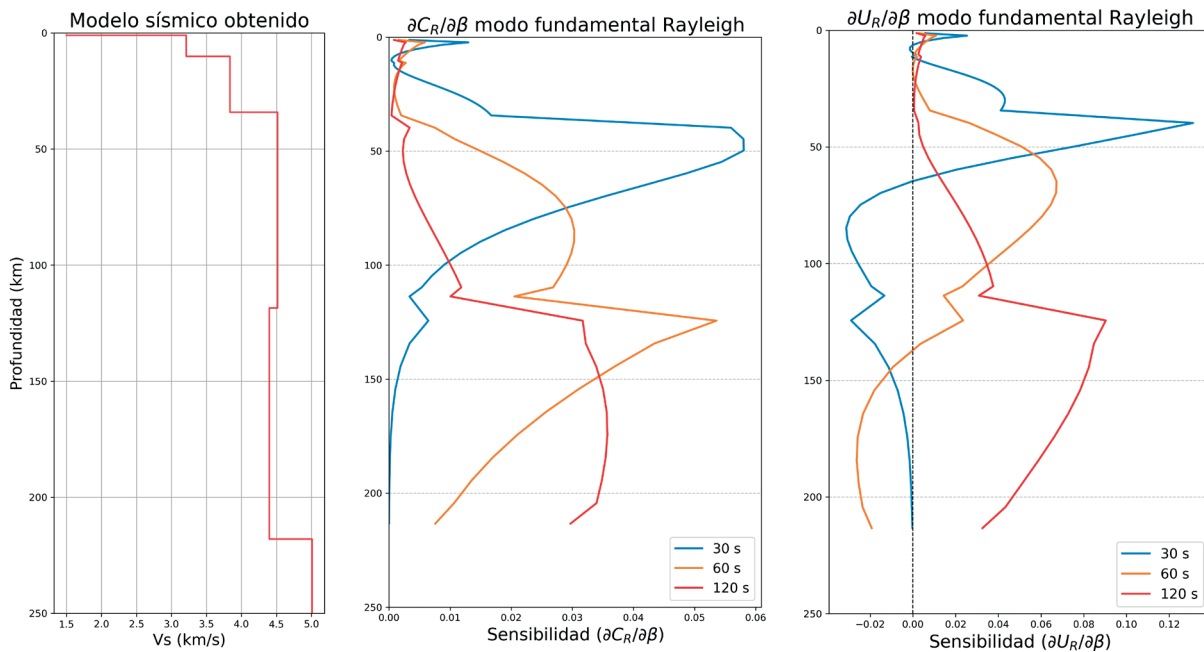


Figura 11. Izquierda: Perfil 1D de velocidades de onda S de la cuenca Pantanal, Centro: núcleos de sensibilidad ($\partial C_R/\partial\beta$) de velocidades de fase, modo fundamental de onda Rayleigh para períodos de 30 s, 60 s y 120 s. Derecha: núcleos de sensibilidad ($\partial U_R/\partial\beta$) de velocidades de grupo, modo fundamental de onda Rayleigh para períodos de 30 s, 60 s y 120 s.

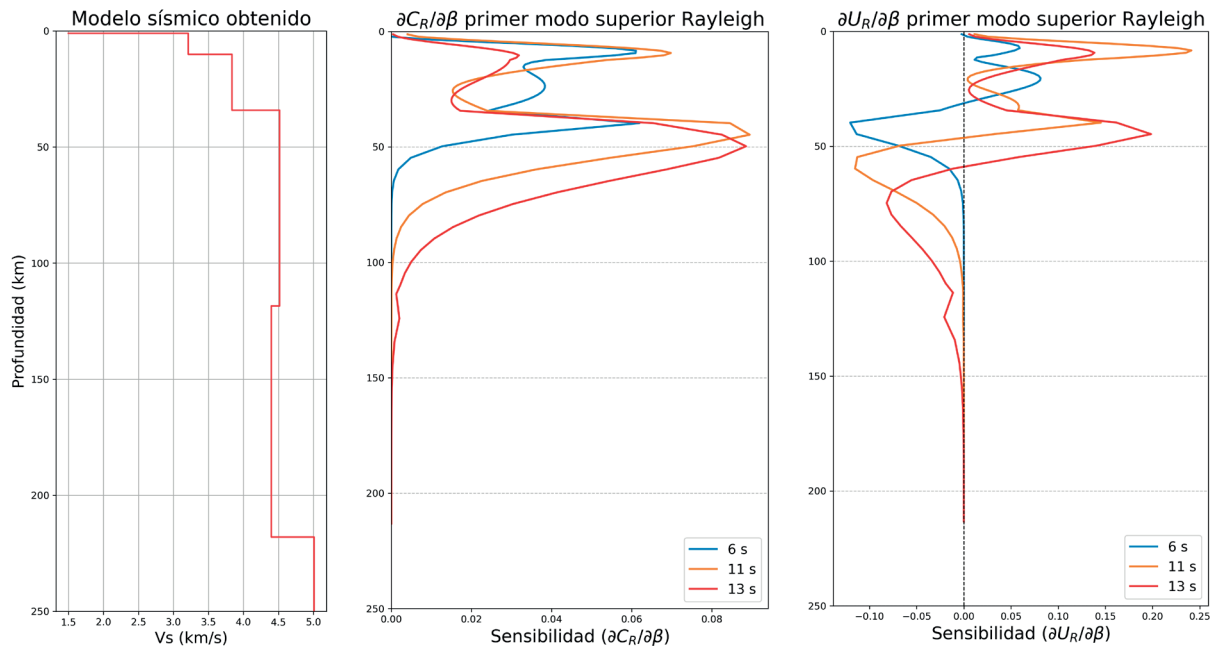


Figura 12. Izquierda: Perfil 1D de velocidades de onda S de la cuenca Pantanal, Centro: núcleos de sensibilidad ($\partial C_R/\partial\beta$) de velocidades de fase, primer modo superior de onda Rayleigh para períodos de 6 s, 11 s y 13 s. Derecha: núcleos de sensibilidad ($\partial U_R/\partial\beta$) de velocidades de grupo, primer modo superior de onda Rayleigh para períodos de 6 s, 11 s y 13 s.

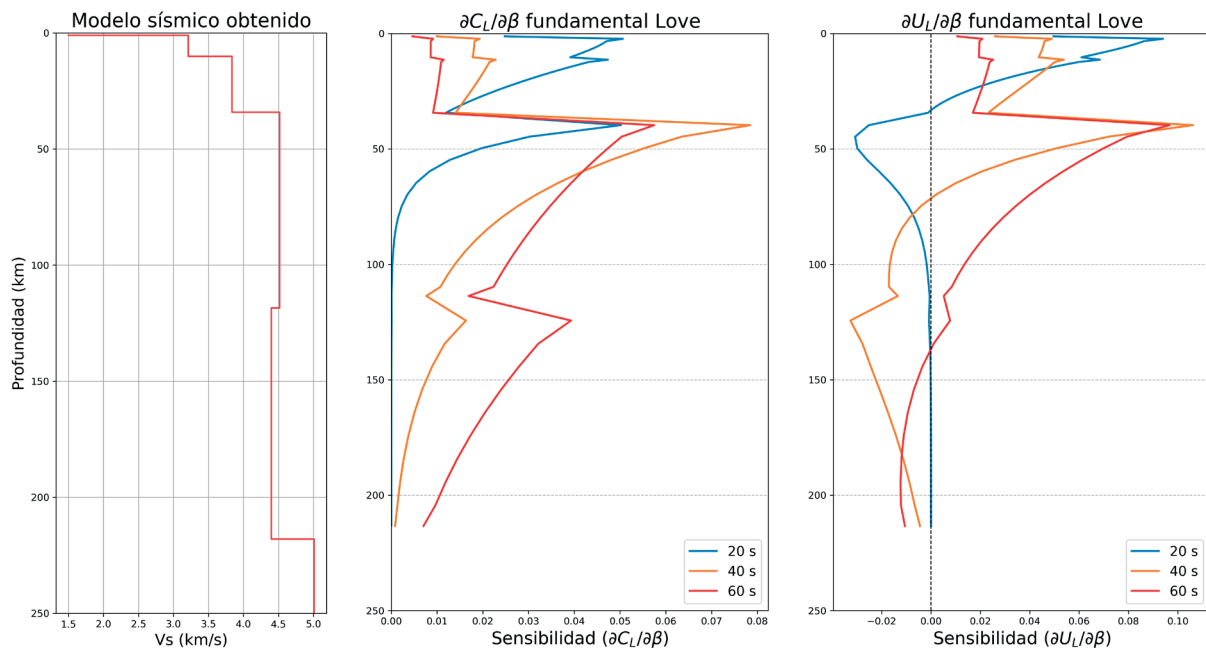


Figura 13. Izquierda: Perfil 1D de velocidades de onda S de la cuenca Pantanal, Centro: núcleos de sensibilidad ($\partial C_L/\partial\beta$) de velocidades de fase, modo fundamental de onda Love para períodos de 20 s, 40 s y 60 s. Derecha: núcleos de sensibilidad ($\partial U_L/\partial\beta$) de velocidades de grupo, modo fundamental de onda Love para períodos de 20 s, 40 s y 60 s.

modelo, la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić es aproximadamente de 34 km, consistente con los resultados de trabajos previos para la zona como Cedraz *et al.*, (2020) o Shirzad *et al.*, (2020). El adelgazamiento en la región es probablemente una característica heredada de la separación de Rodinia durante el Neo-Proterozoico y el subsecuente cierre de océanos basales conectados con el primer ciclo orogénico que en el Fanerozoico formó el continente de Gondwana y posteriormente el continente sudamericano moderno (Assumpção *et al.*, 2013a). La profundidad de la LAB de 118 km evidencia un adelgazamiento en la litósfera respecto a otras zonas estables del continente, por ejemplo, el Cratón de Amazonia que cuenta con una profundidad del LAB de 160 km (Feng *et al.*, 2007; Van der Lee *et al.*, 2001, Ciardelli *et al.*, 2022). Esta profundidad resulta superior a las encontradas por Prietsley *et al.* (2018) (~100 km) o Ciardelli *et al.* (2022) (~90 km), trabajos llevados a cabo bajo una tomografía global de ondas superficiales y tomografía de forma de onda adjunta, respectivamente. Esto muestra que la cuenca Pantanal está ubicada en una zona de anomalías negativas de velocidad de onda S indicando una región de adelgazamiento de la litósfera, o *thinspot*, lo cual puede estar relacionado con una anomalía térmica producto de un flujo del manto desviándose por estructuras profundas (Van der Lee *et al.*, 2001; Rocha *et al.*, 2019; Ciardelli *et al.*, 2022). Además, esta conclusión refuerza la explicación dada por Assumpção *et al.* (2004b) y Rocha *et al.* (2019), quienes aseguran que ésta es una zona sísmicamente activa debido al debilitamiento profundo en la litósfera dado por la menor resistencia a los esfuerzos tectónicos en la parte más somera.

Los núcleos de sensibilidad calculados representan un análisis sin precedentes en la región y muestran la habilidad que tiene cada armónico del paquete de ondas superficiales en resaltar parámetros físicos en profundidad, generando un marco de certidumbre a la hora de estudiar los resultados a estas profundidades. Los núcleos de la Figura 8 muestran la capacidad de los períodos hasta los 120 seg de ser sensibles a propiedades físicas a profundidades de hasta 200 km para el modo fundamental de onda Rayleigh, y para el primer armónico a profundidades de 50 km, lo que indica que, aunque se cuenta con un rango de períodos acotados para el primer modo superior, este igual puede llegar a resaltar propiedades que alcanzan profundidades mayores que la discontinuidad de Mohorovičić. Lo mismo sucede cuando se consideran los períodos de 60 seg para ondas Love, los cuales son sensibles a propiedades de hasta 100 km de profundidad (Figura 10), llegando a ser sensibles a propiedades de la lid litosférica. Asimismo, cuando se comparan los núcleos de sensibilidad de las velocidades de grupo y las velocidades de fase (Figuras 11, 12 y 13) se observa que, para cada período, la sensibilidad alcanzada por las componentes de velocidad de fase se encuentra

a mayores profundidades respecto a las de velocidad de grupo.

Con el fin de obtener información más precisa, llevando a cabo distintas técnicas, es importante contar con mayor número de estaciones. Sería muy interesante también, aplicar otras técnicas de inversión, como por ejemplo inversión conjunta, que representen una menor dependencia con el modelo inicial.

6. Conclusiones

Un modelo 1D de velocidades de ondas S fue obtenido para la cuenca Pantanal, a partir de la inversión lineal de curvas de velocidad de fase para los modos fundamental y superior de ondas Rayleigh, y modo fundamental de ondas Love. La inclusión del primer modo superior en el análisis ha resultado ser útil para la determinación del modelo litosférico, ya que permitió resaltar propiedades del manto superior, lo cual implica que la inclusión del primer armónico es una herramienta eficaz para mejorar la interpretación en el análisis de estructuras litosféricas. Con el tiempo, se espera que la cantidad de datos sismológicos en la región aumente, promoviendo a determinar un mayor número de curvas de dispersión del modo superior.

La capacidad de identificar estos armónicos es dependiente de varios factores, en particular, la distancia epicentral, el tipo de trayectorias (continental u oceánica), la profundidad del hipocentro y la magnitud del evento. En este trabajo, fue posible identificar el primer modo superior de ondas Rayleigh y determinar sus curvas de dispersión de velocidad de grupo y velocidad de fase, y consecuentemente, calcular los núcleos de sensibilidad. El modelo final determinado es consistente con aquellos encontrados en trabajos previos (Assumpção *et al.* 2004b; Rocha *et al.*, 2019; Rivadeneyra-Vera *et al.*, 2019; Cedraz *et al.*, 2019; Shirzad *et al.* 2020) y presenta un espesor cortical de 34 km que representa un adelgazamiento respecto a otras zonas más estables del continente con 40-45 km. Ussami *et al.* (1999) sugieren que esto se debe probablemente a una característica heredada de la separación de Rodinia durante el NeoProterozoico y el subsecuente cierre de océanos basales conectados con el temprano ciclo orogénico que formó el continente de Gondwana en el Fanerozoico y consecuentemente, el continente de moderno de Sudamérica. Las velocidades de ondas S a profundidades de 100 km son consistentes con las calculadas por Feng *et al.* (2007). La profundidad de la LAB es generalmente difícil de estimar, sin embargo, el valor obtenido de 118 km resulta aceptable. Este adelgazamiento en la litósfera condice con las anomalías negativas de velocidad de onda S observadas en la zona (Feng *et al.*, 2007; Rocha *et al.*, 2018; Shirzad *et al.*, 2020; Melo *et al.*, 2024). Estas anomalías pueden ser principalmente de origen térmico, debido a flujos

del manto que se desvían alrededor de estructuras profundas y rígidas (Rocha *et al.*, 2019).

El cálculo de velocidades de fase a partir del método de dos estaciones da información restringida a la trayectoria entre las dos estaciones, favoreciendo a estimaciones de la estructura litosférica de una forma más localizada. Debido a la poca extensión de la cuenca Pantanal, el uso de esta metodología resulta óptima para encontrar un modelo representativo de la cuenca. Además, la implementación de la inversión a partir de curvas de velocidad de fase representa una mayor sensibilidad en profundidad respecto a la inversión de curvas de velocidad de grupo.

7. Agradecimientos

Los autores agradecen al Centro de Sismología de la Universidade de São Paulo por la provisión de los datos de las estaciones sismológicas. Este trabajo fue financiado por la Universidad Nacional de La Plata, a través del Proyecto NOISY, 11/G184.

8. Referencias

- Artemieva, I. (2002). Continental crust. UNESCO Encyclopedia EOLSS, <http://www.eolss.net>.
- Assine, M., Merino, E., Pupim, F., Macedo, H. & dos Santos, M. (2015) The Quaternary alluvial systems tract of the Pantanal Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 45(3). doi: <https://doi.org/10.1590/2317-4889201520150014>
- Assumpção, M., An, M., Bianchi, M., França, G., Rocha, M., Barbosa, J., & Berrocal, J. (2004a). Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Craton, Central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography. *Tectonophysics*, 388(1-4), 173-185. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.04.029>
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., & Julià, J. (2013a). Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, 609(1), 82-96. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.014>
- Assumpção, M., Schimmel, M., Escalante, C., Barbosa, J., Rocha, M., & Barros, L. (2004b). Interplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots. *Geophysical Journal International* 159(1), 390-399. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02357.x>
- Bianchi, M. B., M. Assumpção, M. P. Rocha, J. M. Carvalho, P. A. Azevedo, S. L. Fontes, F. L. Dias, J. M. Ferreira, A. F. Nascimento, M. V. Ferreira, and I. S. L. Costa. (2018). The Brazilian Seismographic Network (RSBR): Improving Seismic Monitoring in Brazil. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 452-457, doi: <https://doi.org/10.1785/0220170227>
- Brune, J., & Dorman, J. (1963). Seismic waves and earth structure in the Canadian shield. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53(1), 167-210. doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0530010167>
- Cedraz, V., Julià, J. & Assumpção, M. (2020). Joint Inversion of Receiver Functions and Surface-Wave Dispersion in the Pantanal Wetlands: Implications for Basin Formation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(2), e2019JB018337. doi: <https://doi.org/10.1029/2019JB018337>
- Ciardelli, C., M. Assumpção, E. Bozdağ, and S. van der Lee. (2022). Adjoint waveform tomography of South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(2), e2021JB022575. doi: <https://doi.org/10.1029/2021JB022575>
- Dziewonski, A., Bloch, S., & Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(1). doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0590010427>
- Feng, M., van der Lee, S., & Assumpção, M. (2007). Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B4). doi: <https://doi.org/10.1029/2006JB004449>
- Herrin, E., & Goforth, T. (1977). Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(5), 1259-1275. <https://doi.org/10.1785/BSSA0670051259>
- Herrmann, R. (1973). Some aspects of band-pass filtering of surface waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63(2), 663-671. doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0630020663>
- Herrmann, R. (2013). Computers Programs in Seismology (Version 3.30): An Evolving Tool for Instruction and Research. *Seismological Research Letters*, 84(6), 1081-1088. doi: <https://doi.org/10.1785/0220110096>
- Horton, B. & DeCelles, P. (1997). The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology* 1997; 25(10), 895-898. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0895:TMFBSA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0895:TMFBSA>2.3.CO;2)
- Levshin, A., Ritzwoller, M., & Shapiro, N. (2005). The use of crustal higher modes to constrain crustal structure across Central Asia. *Geophysical Journal International*, 160(3), 961-972. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02535.x>
- Lomax, A., & Snieder, R. (1995). The contrast in upper mantle shear-wave velocity between the East European Platform and tectonic Europe obtained with genetic algorithm inversion of Rayleigh-wave group dispersion. *Geophysical Journal International*, 123(1), 169-182. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06669.x>
- Melo, B. C., Lebedev, L. C. Celli, S. Gibson, J. I. Laar & M. Assumpção. (2024). The lithosphere of South America from seismic tomography: Structure, evolution, and control on tectonics and magmatism. *Gondwana Research*, 138, 139-167. doi.org/10.1016/j.gr.2024.10.012
- Nascimento, A., França, G., Chaves, C., Marotta, G., Assumpção, M. (2024). Unraveling Precambrian cratonic roots beneath South America: A contribution from surface wave tomography. *Tectonophysics*, 883, 230392, doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2024.230392>
- Pasyanos, M. (2005). A variable resolution surface wave dispersion

- study of Eurasia, North Africa, and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B12). doi: <https://doi.org/10.1029/2005JB003749>
- Priestley, K., McKenzie, D. and Ho, T. (2018). A Lithosphere–Asthenosphere Boundary—a Global Model Derived from Multimode Surface-Wave Tomography and Petrology. En A. H. Yuan and B. Romanowicz (Eds.) *Lithospheric Discontinuities*. (pp. 11-123). doi: <https://doi.org/10.1002/9781119249740.ch6>
- Rivadeneira-Vera, C., Bianchi, M., Assumpção, M., Cedraz, V., Juliã, J., Rodríguez, M., Sánchez, L., Sánchez, G., Lopez-Murua, L., Fernandez, G., Fugarazzo, R., The “3-Basins” Project Team. (2019). An updated crustal thickness map of central South America based on receiver function measurements in the region of the Chaco, Pantanal, and Paraná Basins, southwestern Brazil. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(8), 8491–8505. doi: <https://doi.org/10.1029/2018JB016811>
- Rocha, M. P., Assumpção, M., Affonso, G. M. P. C., Azevedo, P. A., & Bianchi, M. (2019). Teleseismic P wave tomography beneath the Pantanal, Paraná, and Chaco-Paraná Basins, SE South America: Delimiting lithospheric blocks of the SW Gondwana assemblage. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(7), 7120–7137. doi: <https://doi.org/10.1029/2018JB016807>
- Rosa, M. L., Collaço, B., Assumpção, M., Sabbione, N., Sánchez, G. (2016). Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography. *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 1-14. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.010>
- Shirzad, T., Assumpção, M. & Bianchi, M. (2020). Ambient seismic noise tomography in west-central and Southern Brazil, characterizing the crustal structure of the Chaco-Paraná, Pantanal and Paraná basins. *Geophysical Journal International*, 220(3), 2074–2085. doi: <https://doi.org/10.1093/gji/ggz548>
- Tapley, W., & Tull, J. (2000). SAC2000, Seismic Analysis Code. Lawrence Livermore National Laboratory.
- Ussami, N., Shiraiwa, S., & Dominguez, J. M. L. (1999), Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland, SW Brazil. *Tectonics*, 18(1), 25–39, doi: <https://doi.org/10.1029/1998TC900004>
- Van der Lee, S., James, D., & Silver, P. (2001), Upper mantle S velocity structure of central and western South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B12), 30821–30834, doi: <https://doi.org/10.1029/2001JB000338>