

Nuevas determinaciones de velocidades de ondas P y ondas S para la corteza sísmica del terreno Cuyania en el retroarco andino

Agostina Venerdini^{1,2,*}, Gerardo Sánchez^{2,3}, Patricia Alvarado^{1,2}, Inés Bilbao² y Jean-Baptiste Ammirati^{1,2}

¹ Centro de Investigaciones de la Geósfera y Biósfera (CIGEOBIO), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)- Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan,

3er. piso, Box 302, Av. Ignacio de la Roza 590 (O), Complejo Universitario Islas Malvinas, (5406) Rivadavia, San Juan, Argentina.

² Departamento de Geofísica y Astronomía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Meglioli 1160 S, (5406) Rivadavia, San Juan, Argentina.

³ Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES). Roger Balet 47 N, (5400), San Juan, Argentina.

* agostina.venerdini@unsj-cuim.edu.ar

RESUMEN

En este trabajo se obtiene un modelo cortical (1D) de velocidades sísmicas de ondas P y ondas S (de manera independiente) para la región comprendida entre 30°–32.5° S y 67°–68.5° O del retroarco andino, a unos 450 km al este de la trinchera.

Para la determinación de este modelo de corteza se utilizaron los datos de 514 sismos locales de magnitudes $0.8 < M_L < 4.8$ ocurridos entre 1996 y 2014 reportados en el catálogo de la red de estaciones sísmicas permanentes del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) de Argentina. Para este conjunto de sismos se leyeron manualmente los tiempos de arribo de ondas P y S en 37 estaciones sismológicas. Así, fue posible realizar la localización de cada sismo considerando ponderaciones por calidad y distancia y un modelo de velocidades sísmicas obtenido por otros estudios.

Posteriormente, se estudió la estructura de velocidades sísmicas mediante la técnica de inversión de tiempos de viaje. Este procedimiento iterativo tomó en cuenta varios modelos de variación de la velocidad con la profundidad; los mejores resultados se obtuvieron cuando se consideró un modelo inicial de aproximación a un gradiente cuyos valores de velocidades fueron menores que aquellos correspondientes al modelo disponible. Luego de efectuar 36 grupos de ensayos con siete inversiones en promedio para cada uno, se obtuvo el modelo de corteza final.

El modelo de corteza obtenido indica discontinuidades en las velocidades sísmicas intracorticales a 3 km, 13 km, 27 km y 36 km de profundidad. Además, se observa la mayor discontinuidad en velocidades sísmicas a 47 km de profundidad en promedio, que se interpreta como la discontinuidad de Mohorovičić sobre la base de estudios previos y valores de velocidades representativos de regiones de corteza y manto superior. El nivel más superficial es indicativo de la presencia de cuencas sedimentarias que abarcan más del 70 % de la región estudiada. Las discontinuidades situadas a 13 km y 27 km muestran una buena correlación con niveles reconocidos de desacople de zonas de fallamiento mayor. Los resultados obtenidos para velocidades de ondas P (V_p) y velocidades de ondas S (V_s) se corresponden

con valores bajos para la relación de V_p/V_s en la corteza inferior. Estas nuevas determinaciones geofísicas son consistentes con una corteza inferior de mayor incremento en V_s en comparación con el incremento que registra V_p y de ausencia de sismicidad. Estos resultados están de acuerdo con una composición máfica parcialmente eclogitizada.

La alta relación V_p/V_s para los niveles superiores de la corteza serían indicativos de una mayor fracturación del terreno Cuyania que favorece una disminución en los valores de V_s observados y generación de sismicidad, en comparación con los niveles de corteza más profundos.

Este modelo permite lograr el mejor ajuste de los tiempos de viaje de ondas P y S y, por lo tanto, mejorar la precisión de las localizaciones de sismos cuyos epicentros quedan comprendidos en la zona de estudio.

Este estudio utilizando una densificación de arribos de fases P y S generados por sismos corticales muestra un basamento indistinguible para la región bajo Precordillera y Sierras Pampeanas Occidentales que conformarían el terreno Cuyania.

Palabras clave: corteza andina; basamento; velocidad sísmica; inversión de tiempos de viaje; ondas P; ondas S.

ABSTRACT

In this study a crustal model (1D) of P and S wave seismic velocities is independently obtained for the region located between 30°–32.5° S and 67°–68.5° W of the Andean, at about 450 km east from the trench.

To determine this crustal model 514 local earthquakes data were used. These earthquakes had local magnitudes between $0.8 < M_L < 4.8$ and had occurred between July 1996 and January 2014, and were reported by the permanent seismic network catalog of the Argentinean National Institute on Seismic Prevention (INPRES). For these earthquakes, the P and S wave arrival times were manually read in 37 seismic stations. Thus, it was possible to obtain the seismic location of each earthquake using weighing for quality and distance, and a seismic velocity model previously obtained by other studies.

Then, the seismic velocity structure was studied in detail using a travel time inversion technique. The iterative method took into account several starting models with their velocity varying with depth; the best results occur for a starting model built from gradients in velocities whose values are smaller than those of an available crustal model. A final crustal seismic velocity model was obtained after testing 36 combinations of crustal parameters with seven average number of inversions each time.

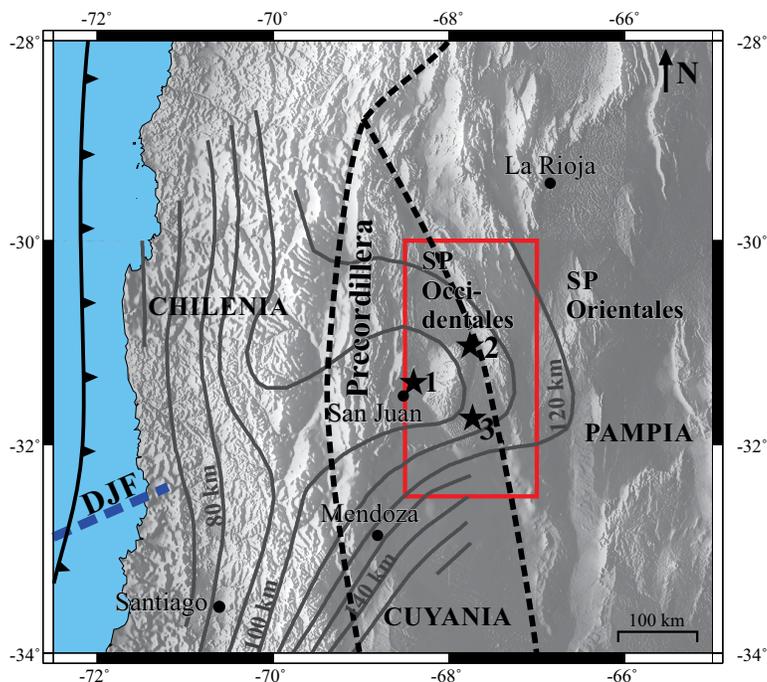
The obtained crustal model indicates intracrustal discontinuities in seismic velocities at depths of 3 km, 13 km, 27 km and 36 km. In addition, the greater discontinuity in seismic velocities is observed at 47 km depth approximately, which is interpreted as the Mohorovičić discontinuity on the base of previous studies and velocity values representative of crustal and upper mantle regions. The shallowest level is sensitive to sedimentary basins which contain more than 70% of the studied region. Discontinuities located at 13 km and 27 km depths show a good correlation with décollement levels shown by other geophysical studies. The results for wave velocities P (V_p) and for wave velocities S (V_s) agree with low V_p/V_s values in the lower crust. These new geophysical determinations are consistent with a lower crust of a higher increase in V_s in comparison with the lower increase observed in V_p , and a lack of seismicity. All together, these results agree with a mafic probably partially eclogitized lower crust.

The high V_p/V_s ratio for the upper crustal levels would indicate a higher fracturation of the Cuyania terrane consistent with a decrease in V_s values and earthquake generation in comparison with deeper crustal levels.

This best model enables to fit the both the P and S wave travel times, and thus allow improving accuracy of earthquake locations with epicenters within the region of study.

Since this study uses a densification of arrival P and S wave phases from crustal earthquakes located under the eastern part of the Andean Precordillera and the Western Sierras Pampeanas, results represent an indistinguishable basement that corresponds to the integrated Cuyania terrane.

Keywords: Andean crust; basement; seismic velocity; travel time inversion; P waves; S waves.



INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se localiza por encima del segmento de subducción horizontal donde la velocidad GPS de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica es de 6.3 cm/año (Kendrick *et al.*, 2003). Esta zona ha experimentado varias acreciones de terrenos durante el Paleozoico en el margen occidental de Gondwana y también procesos de rifting mesozoicos (Ramos *et al.*, 2002). Como resultado de la compresión andina, las Sierras Pampeanas Occidentales y la Precordillera generan una gran cantidad de sismos corticales y han sido la zona epicentral de grandes terremotos, con intensidades sísmicas máximas de IX en la escala Mercalli Modificada (INPRES, 2016). Algunos ejemplos son los terremotos de San Juan de 1944, ocurrido en La Laja con una magnitud momento $M_w = 7.0$ que produjo más de 5,000 víctimas fatales, y el de 1977 en la Sierra de Pie de Palo, cuya magnitud $M_w = 7.5$ produjo cerca de 65 muertes (Langer y Hartzell, 1996, Alvarado y Beck, 2006) (Figura 1).

Uno de los inconvenientes para lograr buenas localizaciones hipocentrales de los sismos corticales es que no se dispone de un modelo apropiado que represente la estructura de velocidades sísmicas de ondas P y S . Numerosos estudios han mostrado la mejora en las localizaciones sísmicas eliminando las incertidumbres en las mismas y permitiendo en algunos casos su asociación con fallamiento y niveles activos de corteza en profundidad (ej. Gesret *et al.*, 2015). Por otra parte, el conocimiento de la relación de V_p/V_s posibilita su correlación con modelos composicionales de corteza (Zandt y Ammon, 1995). Con este objetivo, se estudia en este trabajo la estructura 1D de velocidades de ondas P y ondas S para la corteza en la zona de Precordillera y Sierras Pampeanas dentro del terreno Cuyania entre 30° y 32.5° de latitud sur y entre 67° y 68.5° de longitud oeste.

ANTECEDENTES DE MODELOS DE CORTEZA

Distintos autores motivados por modelar las estructuras corticales para Sierras Pampeanas Occidentales y Precordillera en el sector de subducción horizontal de la región sur de los Andes Centrales, han

Figura 1. El rectángulo rojo indica la zona de estudio en el sector de subducción horizontal de la placa de Nazca bajo Sudamérica. Las líneas negras de trazo indican los bordes entre terrenos acrecionados (Ramos *et al.*, 2002). Las líneas grises continuas indican los contornos de Wadati-Benioff para la placa de Nazca subducida (Anderson *et al.*, 2007). Se muestra la dorsal de Juan Fernández (DJF) y su proyección bajo el continente; con estrellas, se indican terremotos históricos ocurridos en: (1) 1944, $M_w = 7.0$ (Alvarado y Beck, 2006), (2) 1977 precursor, $M_w = 7.1$, y (3) 1977 principal, $M_w = 7.4$ (Kadinsky-Cade, 1985; Langer y Hartzell, 1996).

propuesto modelos de velocidades sísmicas de corteza aplicando diversas técnicas. Regnier *et al.* (1994), mediante la determinación de fases convertidas en el Moho de ondas P a S, registradas por estaciones sísmológicas temporarias de la red PANDA, estimaron la discontinuidad corteza-manto a 52 km de profundidad en Sierras Pampeanas Occidentales y a 60 km de profundidad en Precordillera.

A través del proyecto CHARGE (CHilean ARGentina Geophysical Experiment) Fromm *et al.* (2004) aplicaron la técnica de velocidad de fase aparente, P_n , y estimaron 40 km de espesor cortical en Sierras Pampeanas Orientales, 55 km en Sierras Pampeanas Occidentales, 60 km en Precordillera y 65 km en Cordillera. Utilizando datos de la misma red de estaciones, Alvarado *et al.* (2005) emplearon el método de inversión del tensor momento sísmico y estimaron la profundidad de Mohorovičić en 50 km bajo las Sierras Pampeanas Occidentales. Estas técnicas aplicadas por Fromm *et al.* (2004) y Alvarado *et al.* (2005) estimaron el espesor cortical sin identificar discontinuidades intracorticales. Gilbert *et al.* (2006), aplicando la técnica de funciones receptoras para sísmos registrados por las estaciones del proyecto CHARGE, estimaron dos discontinuidades intracorticales a aproximadamente 18 km y 36 km de profundidad en Sierras Pampeanas Occidentales y también una débil señal del Moho a 55 km de profundidad. La débil señal del Moho se debe a la similitud entre las propiedades de la corteza inferior y el manto superior. Este estudio reportó una elevada velocidad para la onda de corte en la corteza inferior causada por un proceso de eclogitización parcial.

Calkins *et al.* (2006) obtuvieron resultados consistentes con los de Gilbert *et al.* (2006) al aplicar la técnica de funciones receptoras locales en estaciones sísmológicas del proyecto CHARGE. Bajo la estación JUAN, ubicada al suroeste de Pie de Palo, estimaron dos discontinuidades intracorticales en 20 km y 34 km de profundidad y la interfase corteza-manto en 50 km de profundidad. Posteriormente Perarnau *et al.* (2010), considerando mayores restricciones al aplicar la técnica de funciones receptoras de telesismos de grandes magnitudes, estimaron para Sierras Pampeanas Occidentales la discontinuidad de Mohorovičić en 47 km de profundidad y dos discontinuidades intracorticales en 13 km y 28 km de profundidad. Teniendo en cuenta que las ondas utilizadas por Calkins *et al.* (2006) y Perarnau *et al.* (2010) se ubican en la zona de transición entre Sierras Pampeanas Occidentales y Precordillera, las discontinuidades intracorticales fueron por ellos interpretadas como niveles de despegue de fallas dentro del terreno Cuyania.

Alvarado *et al.* (2007), mediante el modelado directo de ondas sísmicas de banda ancha, proponen la discontinuidad de Mohorovičić a una profundidad de 55 km, y valores promedio para la corteza del terreno Cuyania $V_p = 6.4$ km/s y una relación $V_p/V_s = 1.84$. Para el terreno Pampia estiman la profundidad de la discontinuidad de corteza-manto a 35 km y asignan a la corteza valores de $V_p = 6$ km/s y una relación $V_p/V_s = 1.70$.

Heit *et al.* (2008) estimaron la profundidad del Moho en 50 km para el terreno Pampia y 60 km para Cuyania mediante funciones receptoras de ondas S telesísmicas.

Scarfí *et al.* (2012) utilizaron el mismo método VELEST de inversión conjunta de estructura de velocidades y localización de hipocentros para obtener un modelo 1D de velocidades de ondas P para un gran conjunto de datos de la red de INPRES. Obtuvieron para el oeste de Argentina entre 29°S y 33°S, valores de V_p de ~5.5 km/s en los primeros 5 km de profundidad y una estimación de la discontinuidad de Mohorovičić en 50 km de profundidad asociado con un incremento de V_p de ~8 km/s.

Ammirati *et al.* (2013) estudiaron la estructura cortical en Precordillera Central empleando la técnica de funciones receptoras para telesismos registrados por la estación DOCA del proyecto SIEMBRA

(Sierras-Pampeanas Experiment using a Multicomponent Broadband Array) (Alvarado *et al.*, 2009); así, estimaron dos discontinuidades intracorticales en 21 km y 36 km de profundidad y el Moho en ~66 km de profundidad. Posteriormente, Ammirati *et al.* (2015) aplicando la técnica de inversión conjunta de funciones receptoras para telesismos y velocidad de fase de ondas Rayleigh, obtuvieron para el terreno Pampia menor espesor cortical (~ 40–50 km) comparado con aquél obtenido para el terreno Cuyania (~ 55–60 km). La señal del Moho observada en el terreno Cuyania fue gradacional debido a una alta velocidad de ondas S en la corteza inferior; este resultado es consistente con lo observado por Gilbert *et al.* (2006) y Perarnau *et al.* (2010).

Marot *et al.* (2014) llevaron a cabo un estudio de tomografía sísmica regional 3D entre 29°S y 35°S para comparar propiedades entre la zona de subducción horizontal y la de mayor inclinación de la losa subducida. Observaron para el segmento de subducción horizontal valores más bajos de la relación V_p/V_s para la corteza inferior que estarían asociados a la presencia de eclogitas. Sin embargo, advierten sobre la limitada resolución que alcanzaron con la técnica mencionada para el terreno Cuyania.

La ventaja que presenta la técnica de funciones receptoras es que permite distinguir las discontinuidades corticales e intracorticales con una elevada resolución (Calkins *et al.*, 2006, Perarnau *et al.*, 2010 y Ammirati *et al.*, 2013). Entre sus desventajas se menciona que las discontinuidades identificadas corresponden a la estructura que subyace a la estación considerada y, por lo tanto, un modelo obtenido por medio de esta técnica no sería representativo de una región de mayor extensión horizontal. Además, los modelos obtenidos surgen de la determinación individual de V_p asumiendo una relación fija de V_p/V_s , sin observar V_s independientemente. No obstante, modelos recientes mejoran la determinación de velocidades absolutas al incorporar información de ondas S a partir de dispersión de ondas superficiales (Ammirati *et al.*, 2015).

La principal ventaja del método de inversión de tiempos de viaje VELEST (Kissling *et al.*, 1994; Scarfí *et al.*, 2012) es que el modelo cortical de velocidades sísmicas que se obtiene resulta de determinar V_p y V_s a partir de ondas de cuerpo P y S en forma independiente. Es decir, las velocidades de ondas P y ondas S no están influenciadas entre sí. Las discontinuidades obtenidas no son inducidas por el modelo inicial ya que éste es un modelo aproximado a un gradiente sin discontinuidades previamente establecidas. Por otra parte, el modelo 1D obtenido, es una representación regional del subsuelo de la zona estudiada y no puntual o bajo una estación sísmica. El modelo tomográfico final que se obtiene considera rayos que atraviesan el volumen del subsuelo incorporando información de las propiedades y características en toda la extensión del área considerada.

DATOS Y METODOLOGÍA

A partir del catálogo del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES, 2016) se confeccionó una base de datos conteniendo sísmos ocurridos en la región de estudio con magnitud local moderada $M_L \geq 3$, profundidad focal $h < 70$ km, ángulo de falta de cobertura acimutal $gap < 210^\circ$ y registro en al menos 5 estaciones (Figura 2a y 2b). Se destaca que el criterio de considerar profundidades focales menores a 70 km asegura la inclusión de eventos sísmicos dentro de la corteza, si bien se espera que la misma cambie luego de su procesamiento a niveles corticales más superficiales comparables a aquellos de deformación frágil o bien a profundidades de placa subducida (Figura 3). Así, se conformó una base de datos de 514 sísmos ocurridos en 17 años y medio desde el 11 de julio de 1996 hasta el 31 de enero de 2014 como se muestra en la Figuras 2a y 2b.

Debido a que las incertidumbres en la localización epicentral eran considerablemente elevadas para la selección de sismos, con errores de hasta 111 km, se procedió en una primera etapa a realizar una nueva localización sísmica manual, minuciosa y detallada (Figura 4). Para ello se utilizó la plataforma SEISAN 9.1 (Havskov *et al.*, 2012) que incluye el programa HYPOCENTER (Lienert y Havskov, 1995), mayor cantidad de lecturas de primeros arribos de ondas P y ondas S y el modelo de velocidades de ondas sísmicas de Sánchez *et al.* (2013). Este modelo consta de 12 capas apoyadas sobre un substrato de mayor velocidad, incluyendo la discontinuidad corteza-manto a 40 km de profundidad y velocidades sísmicas que satisfacen la relación $V_p/V_s = 1.74$ (Figura 5). Como resultado, se obtuvieron 505 sismos a profundidades de corteza continental con errores de localización epicentral menor a 12 km; el 61.6% de éstos presentaron hipocentros a profundidades menores a 15 km, si bien el error en la profundidad focal alcanza 9 km. Además, se obtuvieron nueve sismos con profundidades focales dentro de la placa de Nazca (Figuras 3 y 4). Los tiempos de arribo de los frentes de onda de estas fuentes más profundas son afectados por las estructuras más profundas; de esta manera, resultaron propicios para calibrar el modelo de velocidades sísmicas hacia la base de la corteza y el manto superior. Sobre la base de este primer modelo de Sánchez *et al.* (2013), se predicen los arribos de ondas P y ondas S los cuales son comparados con aquellos observados para cada sismo. Las diferencias entre los tiempos teóricos y observados determinan los tiempos residuales. Posteriormente, se asignan pesos por calidad, que corresponden a factores de ponderación de 0.75, 0.5, 0.25 y 0 para los casos que van desde una diferencia mínima a máxima para el tiempo residual, respectivamente. Los pesos (w) por distancia epicentral (Δ) se

calcularon ponderando las distintas fases de manera de asignar mayor peso a aquellas más cercanas al epicentro (Ecuación 1). Como resultado de la localización para cada sismo se obtuvo un valor de *RMS* (raíz cuadrática media de la diferencia entre los tiempos de arribo observados y calculados), aceptando en este trabajo aquellos valores de *RMS* < 0.5 s.

$$w = (x_{far} - \Delta) / (x_{far} - x_{near}) \quad (1)$$

donde: x_{far} = mayor distancia epicentral; x_{near} = menor distancia epicentral.

Luego de haber concluido el procedimiento señalado anteriormente se obtuvo una nueva localización de los sismos mucho más detallada. Las incertidumbres de la nueva localización mejoraron sustancialmente comparadas con aquellas correspondientes a la selección original de sismos. A continuación, se procedió a realizar una evaluación minuciosa de los datos con el fin de eliminar todos los pesos por calidad asignados anteriormente a lecturas de las fases sísmicas para su localización. De esta manera se quitó la influencia del modelo de velocidades utilizado al considerar únicamente los tiempos de arribo leídos. También, se eliminaron los datos de todas aquellas estaciones que se encontraban fuera del área de estudio, por lo tanto sólo se consideraron las lecturas correspondientes a siete estaciones sismológicas situadas dentro del área de estudio denominadas AVFE, AMOG, RTLL, AMAR, CFA, RTCV y ACAN en la Figura 2b. Así, se aseguró que solamente intervinieran en el proceso de inversión aquellas trayectorias que atravesaron la estructura del subsuelo dentro de la zona de interés. En caso contrario, los resultados que se obtendrían perderían resolución por promediar efectos de un área mayor a la de interés, y tendrían mayor

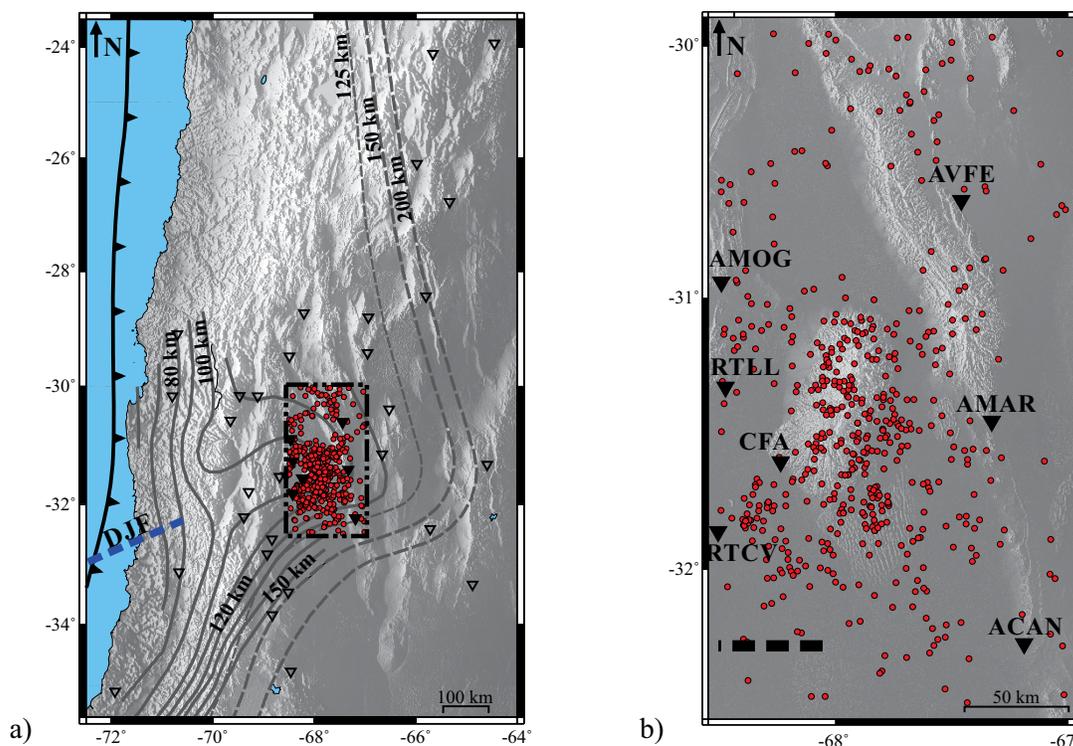


Figura 2. a) Los triángulos representan 37 estaciones sismológicas de INPRES, Chile y el CTBTO; los triángulos con relleno corresponden a siete estaciones localizadas dentro de la región de estudio demarcada por el rectángulo a trazos. Se observan 514 sismos (círculos) seleccionados del catálogo de INPRES. Las líneas de contorno representan la zona de Wadati-Benioff para la placa de Nazca subducida según Anderson *et al.*, 2007 (continuas) y Cahill e Isacks, 1992 (trazo discontinuo). La línea azul segmentada representa la dorsal de Juan Fernández (DJF). b) Estaciones sismológicas permanentes utilizadas para determinar la estructura de corteza en el área del recuadro a partir de 514 sismos (círculos) seleccionados del catálogo de INPRES con magnitudes locales entre 0.8 y 4.8 ocurridos durante 17 años y medio (1996-2014). La línea discontinua corresponde una sección sísmica profunda de YPF estudiada por Comínguez y Ramos (1991), (véase más detalles en el texto).

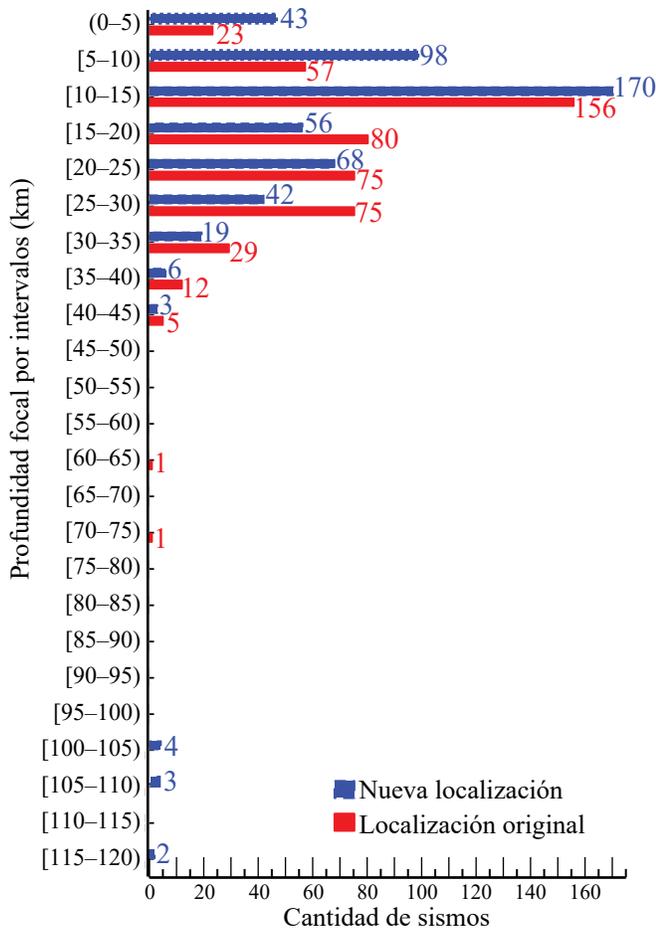


Figura 3. Distribución de 514 sismos en función de su profundidad focal para intervalos cada 5 km indicando en color rojo hipocentros originales y en color azul hipocentros nuevamente localizados en forma manual y con más información de fases de ondas P y S para cada uno de los sismos (véase más detalles en el texto). Estas nuevas localizaciones sirvieron de base para el estudio de la estructura de corteza determinada en este trabajo.

error en la inversión debido a la dispersión de los datos.

Los datos sismológicos quedaron así preparados para iniciar el proceso de inversión de la estructura de velocidades utilizando el software VELEST (Kissling *et al.*, 1994). Si bien se ensayaron distintos modelos y combinaciones de datos a modo de prueba, se adoptó un modelo de entrada simulando un gradiente en las velocidades sísmicas para capas delgadas (espesor 2 km) el cual representa una aproximación por defecto a las velocidades del modelo de Sánchez *et al.* (2013). Así, fue posible representar a este modelo inicial con 44 capas hasta una profundidad de 140 km, asumiendo una velocidad de ondas P de 4 km/s a 5 km de elevación considerando su topografía, y de 7.4 km/s a 140 km de profundidad correspondiendo a un gradiente de 0.0223 (km/s)/km. En el caso de las velocidades de ondas S se asignaron para el modelo inicial aquellas que satisfacen la relación entre V_p y V_s igual a 1.74 de acuerdo con algunos ensayos de diagramas de Wadati (Figura 5).

Este modelo de gradiente es conveniente para estimar estructuras corticales de velocidades sísmicas, ya que las discontinuidades determinadas a posteriori no estarán tan condicionadas, es decir, no serían anticipadas a la misma profundidad que aquellas del modelo inicial. Esto es necesario considerando que si el modelo propuesto como inicial presenta discontinuidades ya establecidas, con el fin de ajustar

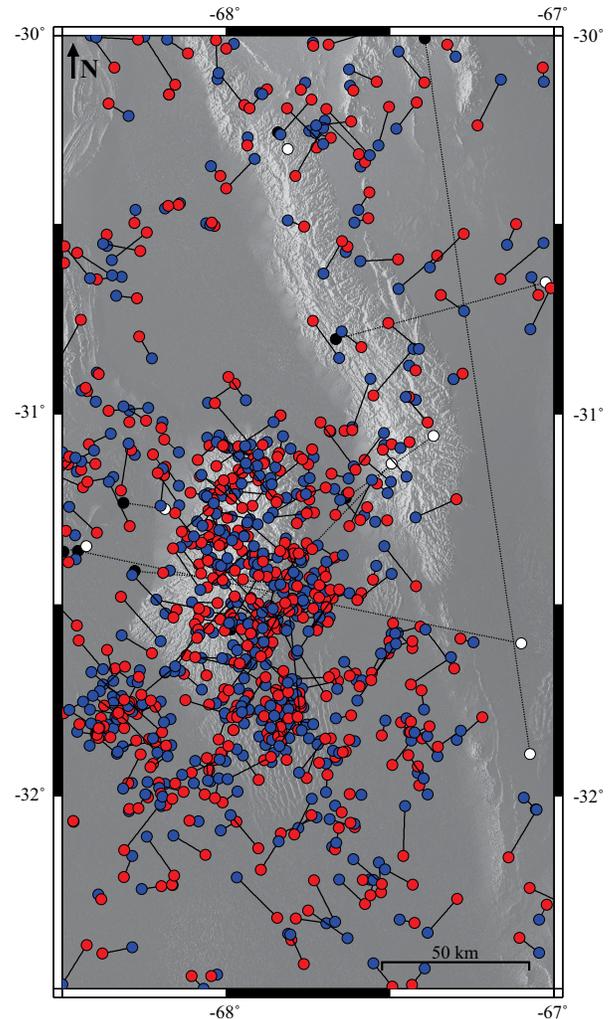


Figura 4. Cambios observados en los epicentros de los 514 sismos mostrados en la Figura 2 (círculos rojos mostrando la localización original) después de realizar una nueva localización (círculos azules) utilizando más fases de ondas P y S (véase más detalles en el texto). En color blanco se indican nueve sismos cuya nueva localización los posicionó a niveles más profundos dentro de la placa oceánica subducida (negro).

los tiempos de viaje, el software adecuará principalmente velocidades en función de las capas pre-establecidas, pero no realizará un ajuste de sus espesores. Por otra parte, se optó por un modelo aproximado a un gradiente por defecto y no por exceso, debido a que el software está preparado para trabajar bajo la suposición de que la velocidad aumenta con la profundidad, favoreciendo así la convergencia a una solución más estable.

Con esta información de tiempos de viaje de ondas P y ondas S y su estructura (gradiente) de velocidades fue posible iniciar el proceso de inversión de tiempos de viaje.

El cálculo del modelo 1D, que produce el mejor ajuste, requiere múltiples ejecuciones con el software para seleccionar la cantidad de pruebas y los parámetros de control apropiados para el conjunto de datos. Se realizaron 36 pruebas y cada una estuvo conformada por un promedio de siete inversiones. Para cada una de las inversiones correspondientes a una misma prueba se consideraron los mismos parámetros de control, tales como cantidad de iteraciones por inversión, control de la variación máxima de velocidad en cada capa e iteración y

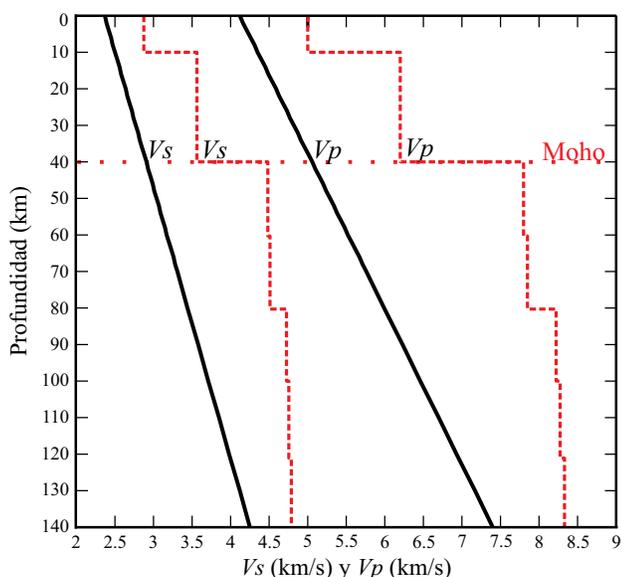


Figura 5. Modelo de velocidades sísmicas de ondas P (V_p) y ondas S (V_s) inicial aproximado a un gradiente (línea continua), obtenido a partir de un modelo de capas (línea roja discontinua) disponible para la zona (Sánchez *et al.*, 2013). Este modelo de gradiente de velocidades se utilizó en el proceso de inversión de tiempos de viaje para obtener un modelo cortical de velocidades final que represente a la zona bajo estudio (Figuras 1 y 2).

máxima distancia epicentral, empleada con el fin de descartar lecturas correspondientes a estaciones situadas a distancias mayores que aquella permitida, entre otros. Para la primera inversión del primer ensayo se empleó como modelo inicial la distribución de velocidades que simula un gradiente, mientras que las sucesivas inversiones emplearon como modelo de entrada la distribución de velocidades resultante de la inversión anterior. Una vez realizadas todas las inversiones correspondientes a una misma prueba se seleccionó aquella que presentaba el menor valor de *RMS* y, en función de esta respuesta, se construyó un modelo inicial para el siguiente ensayo de inversiones. Se observó que los valores de *RMS* de las primeras inversiones eran elevados, y a medida que el proceso avanzaba éstos comenzaron a disminuir progresivamente. Algunos ejemplos de estos ensayos de inversiones se muestran en la Figura 6. Luego de sucesivas inversiones, se alcanzó la convergencia de los resultados a la solución con mínimo error *RMS*, cuyo valor fue de 0.302 (ver resultados para la primera inversión en la Figura 6d). Una vez que las principales discontinuidades fueron identificadas a partir del análisis de las inversiones, se procedió a calcular el modelo final de velocidades sísmicas de ondas P y S. Tal modelo final se obtuvo utilizando el concepto de velocidad interválica (v_i) (Ecuación 2), la cual corresponde a una velocidad promedio constante dentro de una unidad geológica homogénea de espesor z_i , es decir:

$$v_i = \frac{z_i}{t_i} \quad (2)$$

donde: z_i = espesor de la capa y t_i = tiempo de viaje del rayo.

La velocidad interválica promedio (\bar{V}) para la inversión que presentó el mínimo error de *RMS* se obtuvo considerando las velocidades sísmicas tanto para ondas P como para ondas S, comprendidas entre dos discontinuidades encontradas (Ecuación 3), es decir:

$$\bar{V} = \frac{\sum_{i=1}^n v_i z_i}{\sum_{i=1}^n z_i} \quad (3)$$

donde: z_i = espesor de la capa; v_i = velocidad dentro de la capa.

Cabe destacar que, para la determinación del modelo de velocidades de ondas P y ondas S, fue necesario seleccionar una estación de referencia (Tabla 1). Los valores de las correcciones por estaciones fueron calculados en cada inversión (Tabla 1) y se consideraron los correspondientes a la inversión de la cual se determinó el modelo final. Éstos se interpretan como anomalías locales de velocidad en los primeros kilómetros bajo la estación, respecto al modelo obtenido para la región de estudio, y corresponden a residuos en los tiempos de viaje de las ondas en relación a la estación de referencia elegida.

Los valores de correcciones por estaciones para ondas P y ondas S (Tabla 1) toman en cuenta el tiempo observado y el calculado; así, un valor positivo de corrección puede interpretarse como un retraso en la llegada de las ondas que arriban a la estación, provocado por una disminución en la velocidad probablemente relacionada con la presencia de material de menor consolidación. Mientras que una corrección negativa representa un adelanto en la llegada de las ondas, el cual se asocia a la presencia de rocas de mayor consolidación. La estación RTLL se eligió como estación de referencia ya que se ubica aproximadamente en el centro de la región de estudio y, en relación a las demás, presentó principalmente un registro continuo a lo largo del periodo de tiempo considerado en este estudio, gran cantidad de lecturas de fases P y S y mayor cobertura azimutal (Kissling, 1995). La Tabla 1 muestra que las estaciones ACAN, AMOG y RTCV presentan las correcciones más positivas asociadas probablemente al pasaje de las ondas P a través de las zonas de relleno sedimentario.

Las correcciones por estación consideran parte de las tres dimensiones del campo de velocidades que no es adecuadamente representado en el modelo de velocidades 1D (Kissling *et al.*, 1994). Por esta razón conforman una parte fundamental del modelo 1D determinado. Además, tales correcciones incluyen aquellos residuos de tiempos de viaje que no pueden ser explicados por la estructura 1D que mejor ajusta, y están ampliamente influenciadas por la estructura de velocidad justo por debajo de la estación.

RESULTADOS

Inversiones de tiempos de viaje para obtener un modelo de estructura sísmica

Las Figuras 6a, 6b, 6c y 6d muestran ejemplos de las múltiples pruebas realizadas para obtener el modelo 1D que produce el mejor ajuste con el procedimiento que se describió anteriormente.

Para el primer ejemplo (Figura 6a) se realizaron siete inversiones completando un total de cuarenta y nueve iteraciones. El modelo inicial de velocidades consideró aquél que simula un gradiente construido a partir del de Sánchez *et al.* (2013); para las sucesivas iteraciones se tomó en cuenta como entrada el modelo de velocidades resultante de la anterior y así, hasta ajustar las velocidades sísmicas de ondas P y S, independientemente. Las gráficas de las siete inversiones muestran claramente la convergencia a una solución estable luego de la cuarta inversión, ya que las variaciones de velocidades a partir de ésta comenzaron a ser pequeñas. Por otra parte, también se analizó el comportamiento del error *RMS*. Así fue posible observar una disminución en los valores de *RMS* promedio de 1.653, obtenido después de la iteración final de la primera inversión, a 0.487 obtenido luego de efectuar la séptima inversión. Sin embargo, al considerar el comportamiento del error *RMS*, el mejor ajuste se alcanzó al finalizar la cuarta inversión debido a que presentó el menor valor promedio de *RMS* (0.390). Este ejemplo contó con un total de 4.399 lecturas de arribos, de las cuales 2.356 correspondieron a ondas P y 2.043 a ondas S.

El segundo ejemplo (Figura 6b), muestra los resultados para las inversiones de ondas P y S obtenidas considerando como entrada inicial

el modelo de velocidad que resultó de ensayos anteriores. Se realizaron siete iteraciones por cada una de las seis inversiones efectuadas con valores promedio de *RMS* que comenzaron siendo bajos (0.503 para primera inversión) y posteriormente aumentaron a 0.619 para la sexta inversión. El total de lecturas de arribos de ondas P fue de 2.356, mientras que 2.043 correspondieron a lecturas de ondas S. Del análisis de los resultados obtenidos es notorio el aumento en las velocidades de ondas P y S a ~7 km de profundidad y sólo en *V_p* a ~47 km de profundidad. Por otra parte, es posible advertir que para el caso de las velocidades de ondas S comienza a haber mayor ajuste y convergencia a profundidades mayores de 35 km. Sin embargo, no se evidencia en el perfil de velocidades de ondas S la discontinuidad corteza-manto, la cual es evidente en el perfil de ondas P. Otra característica interesante resulta de los valores obtenidos para *V_s* a profundidades mayores de 35 km, ya que son muy elevados y comparables a aquellos del substrato. La relación *V_p/V_s* es significativamente baja (~1.5) entre 35 km y 47 km de profundidad.

Los resultados del tercer ejemplo (Figura 6c), tomaron en cuenta el modelo inicial empleado en el segundo ejemplo (Figura 6b). En este caso, se efectuaron seis inversiones considerando para cada una cinco iteraciones y una máxima velocidad de ajuste en cada capa de

0.1 km/s por iteración. Debido a que entre 36 km y 46 km de profundidad los valores de *V_p* y de *V_s* mostraban consistencia, es decir, una convergencia a valores que no mostraban variabilidad significativa aunque las iteraciones siguieran realizándose, se acotó el rango de variabilidad de velocidades entre estas profundidades aumentando el valor del *damping*. De esta manera se logró ajustar las velocidades en otras capas superiores e inferiores. Se observó que las velocidades de ondas S entre 7 km y 13 km de profundidad no mostraban convergencia a un valor estable. Se advirtieron incrementos de *V_p* y *V_s* en ~13 km, ~36 km y ~47 km de profundidad; además, se observaron bajos valores de la relación *V_p/V_s* en la capa cortical más profunda. Sin embargo, los valores promedio de *RMS* fueron considerablemente bajos y estables para la primera (0.310) y la sexta (0.305) inversión, siendo este último el valor adoptado. La cantidad de lecturas de arribos de fases P en este ejemplo fue 2.356 y para fases S, 2.043.

El cuarto ejemplo seleccionado (Figura 6d) correspondió a la última prueba de inversiones. La entrada inicial coincidió con el modelo empleado en los ejemplos de las Figuras 6b y 6c. Nuevamente, entre 36 km y 46 km de profundidad el rango de variabilidad de la distribución de velocidades de ondas P y S estuvo acotado para permitir el ajuste de velocidades por encima y por debajo de esta capa. A fin de

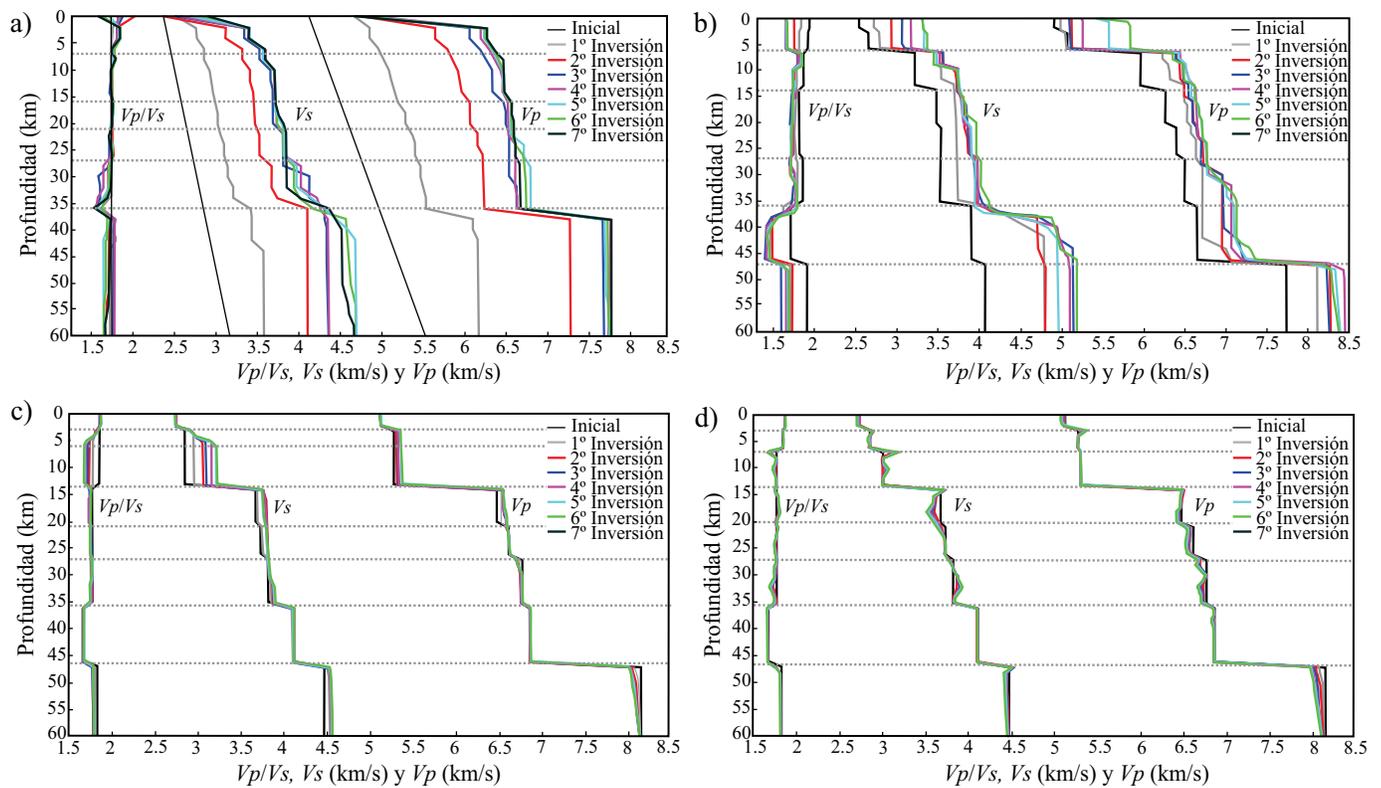


Figura 6. Determinación del modelo de estructura de velocidades sísmicas utilizando VELEST (Kissling *et al.*, 1994): a) Primer ejemplo de ensayos de inversiones a partir de un modelo inicial de velocidades sísmicas aproximado a un gradiente. Se muestran siete inversiones realizadas manteniendo los parámetros de control preestablecidos en las inversiones. b) Segundo ejemplo de ensayos de inversiones mostrando seis inversiones realizadas manteniendo los parámetros de control preestablecidos excepto la cantidad de iteraciones por inversión (siete iteraciones) y utilizando como entrada un modelo de velocidades sísmicas mejorado resultante de inversiones anteriores. c) Tercer ejemplo de ensayos de inversiones mostrando seis inversiones realizadas con cinco iteraciones por inversión, máxima velocidad de ajuste por capa en cada iteración igual a 0.1 km/s, *damping* igual a 60 entre 36 km y 46 km de profundidad (para las demás profundidades valor preestablecido) y utilizando como entrada un modelo de velocidades sísmicas mejorado resultante de inversiones anteriores. d) Cuarto ejemplo de ensayos mostrando seis inversiones realizadas con cinco iteraciones en cada una, máxima velocidad de ajuste por capa en cada iteración igual a 0.1 km/s, *damping* igual a 90 entre 36 km y 46 km de profundidad y 20 para las demás profundidades. Como entrada se utilizó un modelo de velocidades sísmicas mejorado resultante de inversiones anteriores. Nótese en (c) y (d) la mayor convergencia a un modelo final de velocidades sísmicas tanto para ondas P como para ondas S para todas las profundidades exploradas; también los incrementos significativos de *V_p* y *V_s* a ~13, 36 y 47 km y bajos valores de la relación *V_p/V_s* entre 36 y 47 km de profundidad.

Tabla 1. Estaciones sismológicas utilizadas en este estudio mostrando el nombre de la estación, latitud y longitud, en grados, de su ubicación y correcciones en tiempo para ondas P y S en segundos para cada una de ellas.

Profundidad (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	V_p/V_s
0	5.12	2.74	1.87
3	5.27	2.86	1.84
7*	5.3	3	1.77
13	6.48	3.66	1.77
20*	6.58	3.72	1.77
27	6.74	3.83	1.76
36	6.85	4.1	1.67
47	8.11	4.48	1.81

* Discontinuidad en velocidades sísmicas solamente observada en el Modelo B.

poner en evidencia las primeras capas de baja velocidad y las distintas discontinuidades tanto para V_p como para V_s , en este ejemplo se utilizó un parámetro de control específico que realiza discontinuidades. Los valores promedio RMS fueron considerablemente bajos y prácticamente sin variaciones importantes de una inversión a otra. Para la primera inversión se obtuvo el mínimo RMS promedio, 0.3028, mientras que para la última (sexta) fue de 0.3038. En este caso, el total de lecturas de fases P fue 2.356 y 2.043 para fases S. En este ejemplo se evidencia con gran claridad la mayor convergencia a un modelo final de velocidades sísmicas tanto para ondas P como para ondas S en todas las profundidades. También se observan incrementos significativos de velocidades en aproximadamente 3 km, 13 km, 27 km, 36 km y 47 km de profundidad correlacionables en los dos perfiles de velocidades de ondas estudiados. Por otra parte, se observan mayores contrastes de V_s a ~7 km de profundidad y de V_p a ~20 km de profundidad, respectivamente.

Modelo de corteza de velocidades de ondas P y ondas S

Luego de la inversión de los tiempos de viajes de 514 sismos se

realizó una búsqueda entre más de 250 posibles modelos de velocidades de ondas P y S para obtener el modelo 1D regional de mejor ajuste.

Se consideró la última prueba de inversiones correspondiente al cuarto ejemplo (Figura 6d) y de éste se adoptó la primera inversión, ya que presentó el menor valor (0.3028) de RMS promedio. Se observa que algunas discontinuidades son claramente identificables tanto en el modelo de V_p como en el modelo de V_s , obtenidos independientemente. Este comportamiento no ocurre para otras dos discontinuidades (a 7 y 20 km de profundidad) que se destacan con mayor contraste en uno de los dos modelos de velocidades de ondas. Por este motivo se denomina en este trabajo modelo A al que contiene discontinuidades consistentes tanto en la distribución de velocidades de ondas P como en las de ondas S y modelo B al que además, considera todas las posibles discontinuidades aunque sean identificables con mayor contraste solamente en uno de los perfiles de velocidades investigados (de V_p o V_s).

El modelo A presenta discontinuidades en velocidades de ondas P y ondas S a 3 km, 13 km, 27 km, 36 km y 47 km de profundidad, es decir, se corresponde con un modelo de cinco capas apoyadas sobre un sustrato de mayor velocidad (ver gráfica en línea sólida color rojo de la Figura 7 y la Tabla 2).

El modelo B presenta, además de las discontinuidades del modelo A, otras dos discontinuidades en las capas más superficiales. Éstas no se destacan de igual manera en el modelo de ondas P y en el de ondas S. Así, la discontinuidad situada a 7 km de profundidad se identifica con mayor contraste en la distribución de V_s que en V_p y, por el contrario, la discontinuidad a 20 km muestra mayor contraste en el modelo de velocidades de ondas P. Por lo tanto, este modelo está constituido por discontinuidades a 3 km, 7 km, 13 km, 20 km, 27 km, 36 km y 47 km de profundidad, es decir, seis capas apoyadas sobre un sustrato de mayor velocidad (ver gráfica en línea segmentada de color azul en la Figura 7 y la Tabla 2).

Notablemente, ambos modelos A y B muestran la mayor discontinuidad en velocidades sísmicas con un incremento de 1.27 km/s para ondas P a unos 47 km de profundidad. Esta discontinuidad ha sido interpretada como la de Mohorovičić de acuerdo a valores de referencia globales establecidos por Christensen y Mooney (1995) y para Sudamérica por Chulick et al. (2013) (Figura 7).

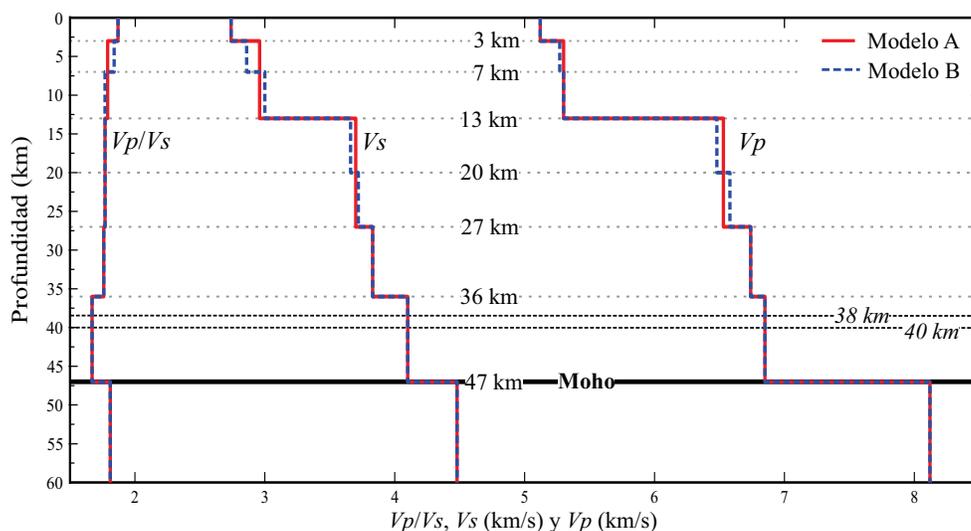


Figura 7. Estructura de velocidades sísmicas de ondas P y ondas S y de la relación V_p/V_s obtenidos a partir de este estudio. El modelo A (línea sólida roja) muestra una variación de velocidades regional y el modelo B (línea de trazos azul) incluye además dos discontinuidades a 7 y 20 km de profundidad que podrían responder a un efecto local de la estructura. Ambos modelos se han obtenido de los resultados de la Figura 6d. También se indican a ~38 km y a ~40 km de profundidad la discontinuidad de Mohorovičić promedio para Sudamérica (Chulick, et al., 2012) y para mediciones promedio globales (Christensen y Mooney, 1995), respectivamente.

Tabla 2. Modelos de corteza A y B mostrando resultados de las velocidades sísmicas para ondas P (V_p), ondas S (V_s) y relación V_p/V_s (Figuras 6d y 7). Con asterisco se indican las discontinuidades determinadas solamente para el modelo B. Las otras discontinuidades en velocidades sísmicas son observadas en ambos modelos A y B.

Estación	Latitud	Longitud	P	S
ACAN	-32.274	-67.188	0.28	0.74
AMAR	-31.455	-67.327	-0.14	-0.5
AMOG	-30.938	-68.493	0.42	-0.03
AVFE	-30.659	-67.455	-0.08	-0.35
CFA	-31.603	-68.232	0.13	0.11
RTCV	-31.863	-68.504	0.19	-0.77
*RTLL	-31.329	-68.474	0.0	0.0

* Estación de referencia

Cabe destacar que en todas las inversiones y en los dos modelos de velocidades obtenidos siempre estuvo presente un bajo valor de relación V_p/V_s en la capa comprendida aproximadamente entre 36 km y 47 km de profundidad; los resultados indican también que tal disminución es consecuencia de un mayor incremento de V_s . Se menciona también la notable coincidencia en la predicción de discontinuidades (modelo A) tanto para ondas P como para ondas S, las cuales han sido investigadas en forma totalmente independiente.

Validación del modelo de corteza obtenido

A modo de prueba se seleccionaron 20 sismos al azar del conjunto inicial de datos sísmicos. Se realizaron las lecturas de arribos de ondas P y S para cada uno de ellos. Luego se procedió a localizarlos utilizando Hypocenter (Linert y Havskov, 1995) con el modelo A, (Figura 7) que mejor representa la zona de estudio, y con el modelo de Sánchez *et al.* (2013) (Figura 5). Las Figuras 8a y 8b muestran los epicentros y las profundidades focales determinados con los dos modelos considerados.

Los resultados obtenidos de la localización con ambos modelos indican que utilizando el modelo A es posible predecir los arribos con menor error, respecto a los arribos observados (RMS entre 0.21 y 0.32), que si se utiliza el modelo de Sánchez (RMS 0.26 a 0.47) (Figura 9a). En consecuencia, mayor cantidad de estaciones y sus arribos de ondas P y S se mantienen en el proceso de localización si se utiliza el modelo A, obteniéndose así una solución para la localización sísmica más robusta (Figura 9b).

La Figura 9c muestra errores en latitud (km) por intervalos utilizando ambos modelos. Allí es posible notar que la mayor cantidad de sismos se corresponden con los menores valores de error; un 65% de los sismos localizados presenta error menor a ± 1.5 km si se utiliza el modelo A. En ese mismo rango de error se obtendría sólo un 35% de los sismos evaluados utilizando el modelo de Sánchez *et al.* 2013 en el proceso de localización.

Un análisis similar pero referido a errores en la longitud permite evidenciar que el 65% de los sismos localizados tienen valores comprendidos entre ± 2.5 km si se utiliza el modelo A, mientras que sólo el 40% de los sismos se obtienen en este mismo rango de error si se localizan con el modelo de Sánchez *et al.* (2013) (Figura 9d).

La distribución de errores para la profundidad focal de estos 20 sismos estudiados indica que la mayoría de ellos (60%) producen errores menores a ± 3.5 km cuando son localizados con el modelo A (Figura 9e) en comparación con un 50 % de los sismos que se obtendrían en este rango si se utiliza el modelo Sánchez *et al.* (2013).

De acuerdo a los resultados obtenidos en este proceso de localización para un conjunto aleatorio de sismos corticales, es posible

afirmar que las mejores localizaciones (latitud, longitud del epicentro y profundidad focal) correspondientes a los menores errores en tiempos de arribo de ondas P y ondas S se obtienen utilizando el modelo A de corteza (Figura 7) determinado en este estudio tomográfico 1D.

DISCUSIÓN

En este trabajo se ha investigado la distribución de velocidades de ondas P y ondas S en forma independiente para el terreno Cuyania en el retroarco de los Andes centrales del sur. Los resultados para los tres perfiles estudiados de V_p , V_s y V_p/V_s en función de la profundidad

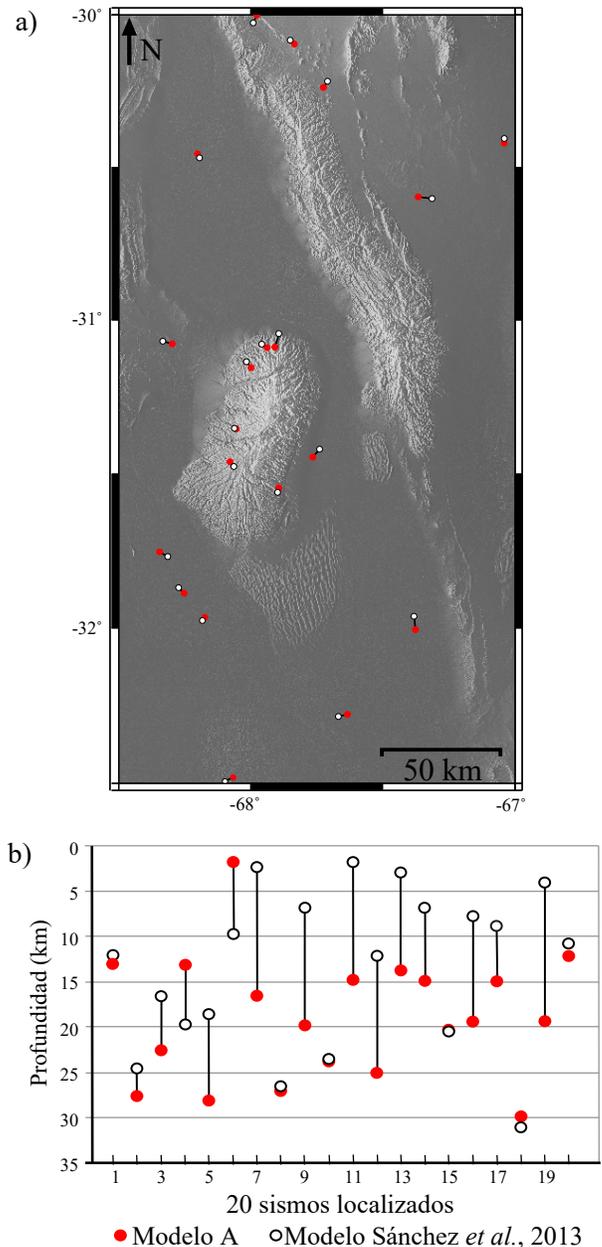
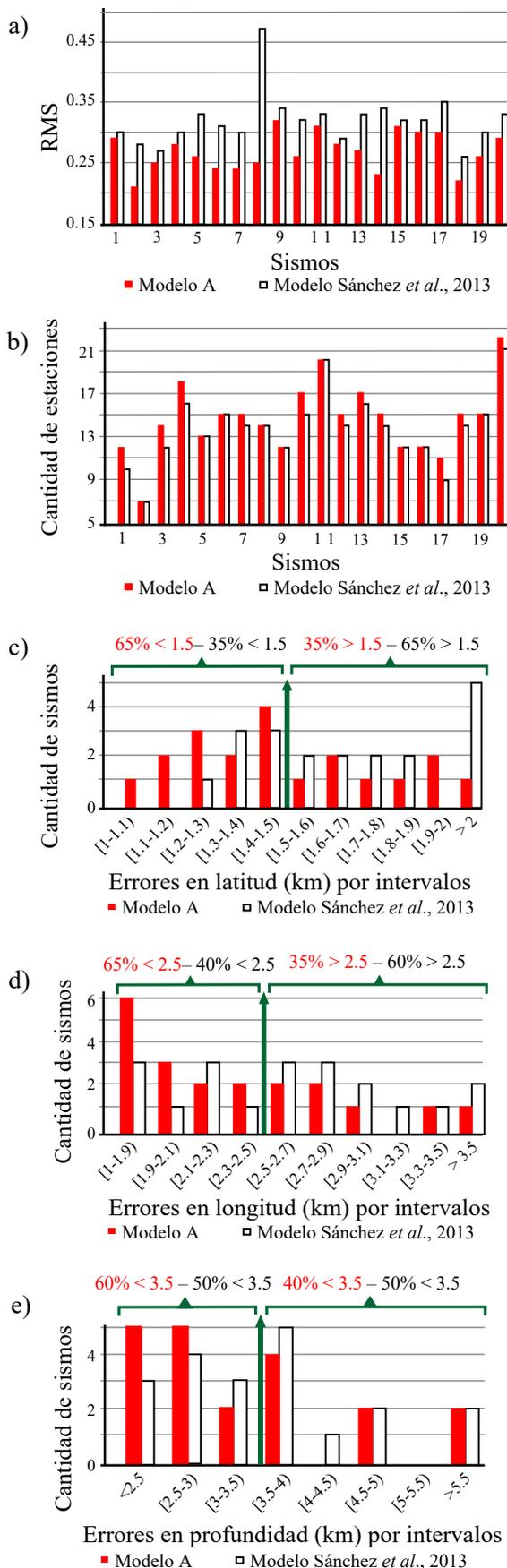


Figura 8. a) Epicentros de 20 sismos localizados con el modelo A (rojo) que se muestra en la Figura 7 y con el modelo de corteza de Sánchez *et al.* (2013) (blanco). b) Profundidades focales de 20 sismos que se muestran en (a) localizados con distintos modelos de corteza.



indican que las velocidades aumentan con la profundidad (modelo A). Este modelo regional presenta cinco discontinuidades a 3 km, 13 km, 27 km, 36 km y 47 km de profundidad para V_p , V_s y V_p/V_s . Sin embargo, un segundo modelo que también representa a la región bajo estudio corresponde al modelo B que contiene otras dos discontinuidades solamente mostradas en el perfil de velocidades V_s o V_p (Figura 7) a 7 km y 20 km de profundidad, respectivamente. Una interpretación posible sería la presencia de algunas zonas donde la velocidad de ondas S aumenta mayormente que V_p a 7 km de profundidad y, a 20 km de profundidad, la velocidad de ondas P aumenta mayormente que la de V_s . Estas zonas tendrían una representación local que no abarcaría a toda la región de estudio como las otras discontinuidades claramente evidenciadas también por el modelo A. La profundidad obtenida para la discontinuidad de Mohorovičić de 47 km es consistente con aquella obtenida a partir de estudios de ondas convertidas (Regnier *et al.*, 1994), ondas Pn regionales (Fromm *et al.*, 2004), funciones receptoras para el terreno Cuyania (Calkins *et al.*, 2006; Gilbert *et al.*, 2006; Perarnau *et al.*, 2010; Gans *et al.*, 2011; y Ammirati *et al.*, 2015) y modelado de formas de ondas superficiales (Alvarado *et al.*, 2005; 2007). Sin embargo, las técnicas utilizadas en otros estudios no determinan con gran resolución y en forma independiente las velocidades de ondas S en la corteza como se ha estudiado en este trabajo.

Otra comparación interesante surge al comparar los resultados obtenidos de este trabajo con las discontinuidades intracorticales obtenidas para el sector de Precordillera-Sierras Pampeanas a 32.25°S y 68.36°O por Cominguez y Ramos (1991). En ese sector la información obtenida, a partir del análisis de una línea sísmica profunda de Yacimientos Petrolíferos Fiscales en dirección este-oeste y con una longitud de ~50 km, muestra interfases en tiempo y profundidad a ~3 km, 5-10 km, 15-20 km, 25-30 km y 30-35 km aproximadamente, que se correlacionan con las discontinuidades halladas a 3 km, 13 km, 27 km y 36 km en este estudio para el modelo A (Figura 10). La zona entre 5 km y 10 km de profundidad observada por Cominguez y Ramos (1991) en el suroeste de la región de estudio presenta dos discontinuidades; una de éstas podría corresponderse con la discontinuidad identificada a ~7 km propuesta en modelo B (Figura 10). Estas zonas, que presentan las menores velocidades estudiadas ($V_p=5.12$ km/s), muestran consistencia con una respuesta a la presencia de relleno sedimentario en los valles intermontanos. Algunos estudios refieren a la gran profundidad de depocentros en el valle del Bermejo observada por perforaciones petroleras, estudios de depósitos sedimentarios y anomalías de gravedad, entre otros (Zapata y Allmendinger, 1996; Giménez *et al.*, 2000; Jordan *et al.*, 2001).

Una gran correspondencia se observa entre las discontinuidades sísmicas situadas a 13 km y 27 km de profundidad y posibles zonas de desacople para el fallamiento estructural, identificada por estudios sísmicos de reflexión (Cominguez y Ramos, 1991; Zapata, 1998), funciones receptoras bajo una estación sismológica del suroeste de la Sierra Pie de Palo (Calkins *et al.*, 2006; Perarnau *et al.*, 2010), técnicas en perfiles de puntos de conversión común utilizando telesismos

Figura 9. Validación del modelo de corteza obtenido en este trabajo (modelo A en Figura 7) y su comparación con el modelo de Sánchez *et al.* (2013) utilizando un conjunto de 20 sismos para su localización sísmica (Figura 8): a) Errores RMS de la diferencia de tiempos de arribo de fases de ondas teóricas y observados. b) Cantidad de estaciones sismológicas empleadas al localizar cada sismo. c), d) y e) Distribución del número de eventos sísmicos según errores en latitud (c), longitud (d) y profundidad focal (e) obtenidos con cada modelo considerado. Nótese la disminución de errores al localizar los sismos con el modelo A (Figura 7) obtenido en este trabajo. El proceso de inversión permite incorporar mayor cantidad de fases de ondas P y S si se utiliza el modelo A.

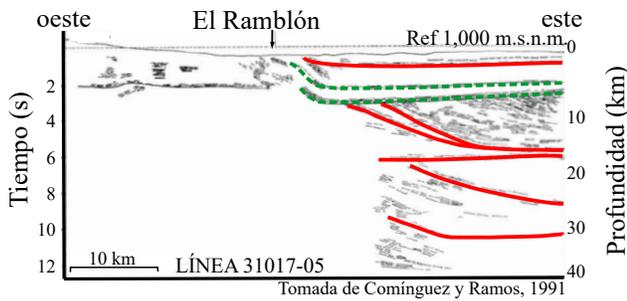


Figura 10. Sección sísmica vertical de la estructura obtenida por Comínguez y Ramos (1991) a partir de zonas exploradas por YPF en Precordillera-Sierras Pampeanas a 32.25°S y 68.36°O en el suroeste del sector estudiado (véase localización en Figura 2b). Los trazos rojos muestran la correlación de las discontinuidades halladas en este estudio para el modelo A (Figuras 6d y 7) a 3 km, 13 km, 27 km y 36 km de profundidad. En trazo verde se indican dos discontinuidades, una de las cuales podría corresponderse con aquella situada a 7 km de profundidad según el modelo B (ver Figuras 6d y 7).

(Gans *et al.*, 2011), en algunos casos combinando ajustes simultáneos de ondas superficiales (Ammirati *et al.*, 2015), y reconstrucción palinspástica (Vergés *et al.*, 2007). Se destaca que estas discontinuidades en velocidades, halladas a 13 km y a 27 km de profundidad, muestran variaciones en velocidades de ondas P del orden de 1.23 km/s y 0.74 km/s y de ondas S de 0.74 km/s y 0.13 km/s. Asimismo, la discontinuidad entre velocidades sísmicas a 27 km de profundidad es consistente con aquella identificada por Perarnau *et al.* (2010) e interpretada como un nivel de despegue de fallamiento. Los modelos regionales de Vergés *et al.* (2007), Ramos *et al.* (2002) y Siame *et al.* (2015) predicen ambas discontinuidades con modelos flexurales de corteza asumiendo un espesor que supera los 45 km.

La Figura 11 resume los resultados de este trabajo y aquellos encontrados por otros autores (Perarnau *et al.*, 2010; Alvarado *et al.*, 2007; Gilbert *et al.*, 2006 y Calkins *et al.*, 2006), utilizando principalmente funciones receptoras detectadas en estaciones sísmológicas de banda ancha. En general, se observa que los modelos de corteza son similares destacándose un aumento de la velocidad con la profundidad. La zona situada en el nivel más profundo de la corteza muestra un incremento significativo en la velocidad de la onda S pero no así en el incremento de su velocidad de ondas P, obteniéndose los menores valores de V_p/V_s del orden de 1.67 para toda la región de estudio.

Calkins *et al.* (2006) estudiaron la distribución de velocidades bajo una estación sísmológica de banda ancha localizada a 31.6°S y 68.23°O en el suroeste de la Sierra Pie de Palo modelando funciones receptoras a partir de datos locales. Posteriormente, para la misma estación sísmológica, Perarnau *et al.* (2010) usaron apilamiento de señales telesísmicas para cerca de cuatro años empleando calibraciones petrológicas en su modelo de velocidades sísmicas (Castro de Machuca *et al.*, 2012). Estos estudios confirmaron que la velocidad de ondas S entre los 36 y 47 km de profundidad debería aumentar notoriamente para ajustar las señales de funciones receptoras telesísmicas y de alta frecuencia. Sin embargo, ambos modelos no pudieron realizar una estimación de velocidad de ondas S en forma independiente. En este trabajo se observa que las velocidades sísmicas aumentan para esas mismas discontinuidades en profundidad y que la velocidad de las ondas S aumenta drásticamente a 4.1 km/s en comparación con el aumento de velocidad de ondas P. Estas características se corresponden con toda una zona para la base de la corteza que compone al terreno Cuyania en el sector estudiado donde V_p/V_s registra los menores valores de 1.67, lo cual indicaría una eclogitización parcial de la base la corteza (Gilbert *et al.*, 2006).

Castro de Machuca *et al.* (2012) han observado la presencia de facies de granulita y eclogita que se encontrarían a niveles de corteza media a inferior en el suroeste de la Sierra de Pie de Palo. Ahumada (2014) estudió muestras de rocas determinando una composición máfica homologable a la de gabros y anfibolitas en la base de la corteza continental bajo el flanco oriental de la Sierra de Valle Fértil.

CONCLUSIONES

La inversión de tiempos de viaje considerando los arribos de ondas P y ondas S permitió determinar un modelo de velocidades sísmicas 1D para V_p , V_s y, a partir de éstos, la relación V_p/V_s en el sector de Precordillera y Sierras Pampeanas Occidentales (terreno Cuyania). El modelo considera 514 sismos locales de magnitudes $0.8 < M_L < 4.8$ ocurridos entre julio de 1996 y enero de 2014 en la región comprendida entre 30°S y 32.5°S y 67°O y 68.5°O.

La estructura de velocidades sísmicas que mejor representa el basamento del terreno Cuyania en el retroarco andino en el sector estudiado contiene cinco capas apoyadas sobre un substrato de mayor velocidad; la capa más profunda tiene propiedades comparables a aquellas del manto superior. Las discontinuidades intracorticales se observan a profundidades de 3 km, 13 km, 27 km, 36 km y 47 km para el modelo de velocidades de ondas P. Notablemente, las inversiones de los tiempos de viaje de ondas S predicen, independientemente, un modelo con discontinuidades para esos mismos niveles de profundidad. En ambos modelos de V_p y V_s las discontinuidades evidencian un aumento de las velocidades de ondas P y S con la profundidad.

La discontinuidad más somera, a 3 km de profundidad, se relaciona probablemente con la profundidad del basamento rocoso; los bajos valores de V_p (5.12 km/s) y V_s (2.74 km/s) de esta capa superficial estarían influenciados por la presencia de capas sedimentarias de menor consolidación que los niveles más profundos. Este resultado es consistente con la presencia de cuencas sedimentarias profundas que abarcan un 70% de área de la región bajo estudio.

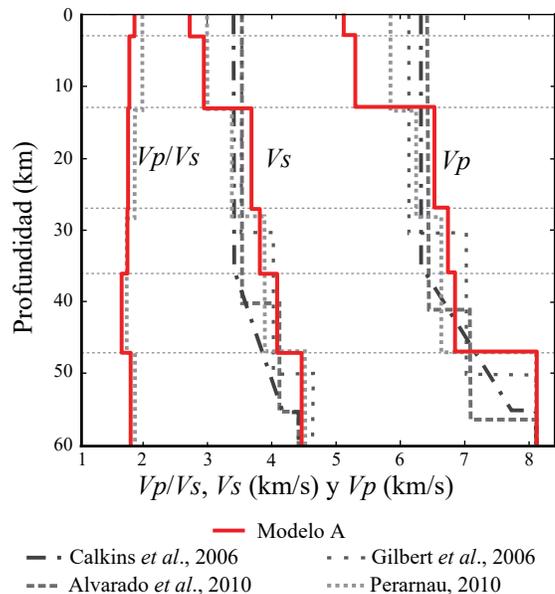


Figura 11. Modelo de estructura cortical de velocidades sísmicas de ondas P (V_p), ondas S (V_s) y relación V_p/V_s obtenido en este estudio comparado con otros modelos de velocidades propuestos por otros autores utilizando otras técnicas geofísicas.

Las discontinuidades en velocidades sísmicas V_p y V_s halladas a 13 km y 27 km de profundidad podrían asociarse a niveles de despegue de fallamiento inverso en buena correlación con observaciones geofísicas de otros estudios para la zona (ej. Perarnau et al., 2010; Zapata y Allmendinger, 1996).

A 36 km de profundidad se observa el inicio de una capa de bajo valor de V_p/V_s y elevada V_s en comparación al incremento que también registra V_p . Estas mismas observaciones se han detectado en investigaciones previas que utilizaron sismología de banda ancha y funciones receptoras (ej. Gilbert et al., 2006). En este trabajo se obtienen las determinaciones de V_p y V_s en forma independiente para todo el sector de estudio, mostrando evidencia de la presencia de esta capa en la corteza inferior para el terreno Cuyania. Las velocidades sísmicas encontradas se corresponden con una composición máfica parcialmente eclogitizada con una ausencia notable de sismicidad.

Finalmente, la discontinuidad de Mohorovičić se identificó a 47 km de profundidad en buena correlación con estimaciones previas para este sector de las Sierras Pampeanas Occidentales (Perarnau et al., 2010). También, las velocidades obtenidas por debajo de la interfase cortezamanto para el manto superior son consistentes con las velocidades promedio estimadas a escala global y en Sudamérica.

El modelo de corteza de ondas P y ondas S obtenido en este estudio permite una disminución en los valores de errores de tiempo, que conllevan a obtener mejores localizaciones sísmicas de la latitud y longitud del epicentro y profundidad hipocentral de sismos corticales.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los árbitros revisores de este trabajo por las sugerencias y contribuciones de gran calidad aportadas. Los autores agradecen al Instituto Nacional de Prevención Sísmica por la disposición de su base de datos y al M. Sc. Mario Araujo por sus importantes aportes sismológicos. Agradecen a los integrantes del Grupo de Sismotectónica del CIGEOBIO por los grandes aportes multidisciplinarios a este trabajo.

REFERENCIAS

- Ahumada, F., 2014, Estudio de la sismicidad cortical de las Sierras Pampeanas Occidentales de Argentina, a través del análisis petrológico: San Juan, Argentina, Universidad Nacional de San Juan, trabajo final de licenciatura, 112 pp.
- Alvarado, P., Beck, S., 2006, Source characterization of the San Juan (Argentina) crustal earthquakes of 15 January 1944 (Mw 7.0) and 11 June 1952 (Mw 6.8): Earth and Planetary Science Letters, 243(3-4), 615-631. doi: 10.1016/j.epsl.2006.01.015
- Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., Araujo, M., Triep, E., 2005, Crustal deformation in the south central Andes backarc terranes as viewed from regional broad band seismic waveform modelling: Geophysical Journal International, 163(2), 580-598.
- Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., 2007, Crustal structure of the south-central Andes Cordillera and backarc region from region al waveform modeling: Geophysical Journal International 170(2), 858-875.
- Alvarado, P., Saez, M., Araujo, M., Perarnau, M., Güell, A., Gregori, D., Sanchez, G., Grupo SIEMBRA, 2009, Experimento geofísico SIEMBRA: más detalles de la subducción plana en Argentina y la deformación de la placa superior, en XIV Reunión de Tectónica: Río Cuarto, Córdoba, Argentina, 1 p.
- Ammirati, J.B., Alvarado, P., Perarnau, M., Saez, M., Monsalvo, G., 2013, Crustal structure of the Central Cordillera of San Juan, Argentina (31°S) using teleseismic receiver functions: Journal of South American Earth Sciences, 46, 100-109. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.05.00>
- Ammirati, J.B., Alvarado, P., Beck, S., 2015, A lithospheric velocity model for the flat slab region of Argentina from joint inversion of Rayleigh wave phase velocity dispersion and teleseismic receiver functions: Geophysical Journal International, 202, 224-241. doi: 10.1093/gji/ggv140.
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G., Beck, S., 2007, Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca plate, central Chile and Argentina: Geophysical Journal International, 171(1), 419-434. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03483.x
- Cahill, T., Isacks, B.L., 1992, Seismicity and shape of the subducted Nazca plate: Journal of Geophysical Research, 97(B12), 17503-17529.
- Calkins, J., Zandt, G., Gilbert, H., Beck, S., 2006, Crustal images from San Juan, Argentina, obtained using high frequency local event receiver functions: Geophysical Research Letters, 33(7), 1-4.
- Castro de Machuca, B., Perarnau, M., Alvarado, P., López, G., Saez, M., 2012, A seismological and petrological crustal model for the southwest of the Sierra de Pie de Palo, Province of San Juan: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 69(2), 177-184.
- Christensen, N.I., Mooney, W.D., 1995, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view: Journal of Geophysical Research 100, 9761-9788.
- Chulick, G., Detweiler, S., Mooney, W., 2013, Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins: Journal of South American Earth Sciences, 42, 260-276.
- Comínguez, A., Ramos, V., 1991, La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: evidencias de la sísmica de reflexión profunda: Revista Geológica de Chile, 18(1), 3-14.
- Fromm, R., Zandt, G., Beck, S.L., 2004, Crustal thickness beneath the Andes and Sierras Pampeanas at 30°S inferred from Pn apparent phase velocities: Geophysical Research Letters, 31, 1-4. doi: 10.1029/2003GL019231
- Gans, C., Beck, S., Zandt, G., Gilbert, H., Alvarado, P., Anderson, M., Linkimer, L., 2011, Continental and oceanic crustal structure of the Pampean flat slab region, western Argentina, using receiver function analysis: new high-resolution results: Geophysical Journal International, 186(1), 45-58.
- Gesret, A., Desassis, N., Noble, M., Romary, T., Maisons, C., 2015, Propagation of the velocity model uncertainties to the seismic event location: Geophysical Journal International, 200(1), 52-66. doi: 10.1093/gji/ggu374.
- Gilbert, H., Beck, S., Zandt, G., 2006, Lithospheric and upper mantle structure of central Chile and Argentina: Geophysical Journal International, 165(1), 383-398.
- Giménez, M., Martínez, M., Introcaso, A., 2000, A crustal model based mainly on gravity data in the area between the Bermejo Basin and the Sierras de Valle Fértil, Argentina: Journal of South American Earth Sciences, 13(3), 275-286.
- Heit, B., Yuan, X., Bianchi, M., Sodoudi, F., Kind, R., 2008, Crustal thickness estimation beneath the southern Central Andes at 30 degrees S and 36 degrees S from S wave receiver function analysis: Geophysical Journal International, 174(1), 249-254.
- Havskov, J., Ottemöller, L., Voss, P., 2012, Seisan: earthquake analysis software v. 9.1. Department of Earth Science, University of Bergen, Norway, manual, 372 pp.
- INPRES, 2016, Listado de terremotos históricos del Instituto Nacional de Prevención Sísmica, disponible en <www.inpres.gov.ar>, consultado el 6 de enero de 2016.
- Jordan, T., Schlunegger, F., Cardozo, N., 2001, Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina: Journal of South American Earth Sciences, 14(7), 775-798. doi: 10.1016/S0895-9811(01)00072-4.
- Kadinsky-Cade, K., 1985, Seismotectonics of the Chile margin and the 1977 Caucete earthquake of western Argentina. Ithaca, Nueva York, Universidad de Cornell, EE.UU., tesis doctoral, 253 pp.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Barriga Vargas, R., Lauria, E., Souto Fortes, L.P., 2003, The Nazca-South America Euler vector and its rate of change: Journal of South American Earth Sciences, 16(2), 125-131.
- Kissling, E., 1995, Program Velest User's guide – Short Introduction to Velest Version 3.1 by E. Kissling, U. Kradolfer, H. Maurer: Zurich, Switzerland, Institute of Geophysics and Swiss Seismological Service, ETH-Hoenggerberg, 31 pp.
- Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D., Kradolfer, U., 1994, Initial reference models in seismic tomography: Journal of Geophysical Research, 99(10), 19635-19646.

- Langer, C.J., Hartzell, S., 1996, Rupture distribution of the 1977 western Argentina earthquake: *Physics Earth Planetary Interiors*, 94 (1-2), 121-132. doi:10.1016/0031-9201(95)03080-8.
- Lienert, B., Havskov, J., 1995, A computer program for locating earthquake both locally and globally: *Seismological Research Letters*, 66, 26-36.
- Marot, M., Monfret, T., Gerbault, M., Nolet, G., Renalli, G., Pardo, M., 2014, Flat versus normal subduction zones: a comparison based on 3-D regional traveltimes tomography and petrological modelling of central Chile and western Argentina (29°–35°S): *Geophysical Journal International*, 199, 1633-1654. doi: 10.1093/gji/ggu355.
- Perarnau, M., Alvarado, P., Saez, M., 2010, Estimación de la estructura cortical de velocidades sísmicas en el suroeste de la Sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67(4), 473-480.
- Ramos, V., Cristallini, E., Pérez, D., 2002, The Pampean flat slab of the central Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 59-78. doi: 10.1016/S0895-9811(02)00006-8.
- Regnier, M., Chiu, J., Smalley, R., Jr., Isacks, B., Araujo, M., 1994, Crustal thickness variation in the Andean foreland, Argentina, from converted waves: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 1097-1111.
- Sánchez, G., Recio, R., Marcuzzi, O., Moreno, M., Araujo, M., Navarro, C., Suárez, J., Havskov, H., Ottemöller, L., 2013, The Argentinean national network of seismic and strong-motion stations: *Seismological Research Letters*, 84(5), 729-736.
- Scarfi, L., Raffaele, R., Badi, G., Imposa, S., Araujo, M., Sabbione, N., 2012, Seismotectonic features from accurate hypocentre locations in southern central Andes (western Argentina): *Tectonophysics*, 518-521, 44-54.
- Siame, L., Sébrier, M., Bellier, O., Bourlès, D., Costa, C., Ahumada, E., Gardini, C., Cisneros, H., 2015, Active basement uplift of Sierra Pie de Palo (Northwestern Argentina): Rates and inception from ¹⁰Be cosmogenic nuclide concentrations: *Tectonics*, 34(6), 1129-1153.
- Vergés, J., Ramos, V., Meigs, A., Cristallini, E., Bettini, F., Cortés, J., 2007, Crustal wedging triggering recent deformation in the Andean thrust front between 31°S and 33°S: Sierras Pampeanas-Precordillera interaction: *Journal of Geophysical Research*, 112(B3), B03S15. doi:10.1029/2006JB004287
- Zandt, G., Ammon, C.J., 1995, Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio: *Nature*, 374, 152-154.
- Zapata, T.R., 1998, Crustal structure of the Andean thrust front at 30°S latitude from shallow and deep seismic reflection profile, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 131-151. doi: 10.1016/S0895-9811(98)00006-6.
- Zapata, T., Allmendinger, R., 1996, Growth stratal records of instantaneous and progressive limb rotation in the Precordillera thrust belt and Bermejo basin, Argentina: *Tectonics*, 15(5), 1065-1083.

Manuscrito recibido: Septiembre 24, 2015

Manuscrito corregido recibido: Enero 11, 2016

Manuscrito aceptado: Enero 19, 2016