

Sismicidad localizada en la zona del Bloque San Rafael, Argentina

Marianela Nadia Lupari^{1,2,*}, Silvana Liz Spagnotto^{1,2,3}, Silvina Valeria Nacif^{1,2}, Graciela Yacante², Héctor Pedro Antonio García^{1,2}, Federico Lince-Klinger^{1,2}, Marcos Ariel Sánchez^{1,2} y Enrique Triep²

¹ CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Av. Rivadavia 1917 (C1033AAJ), Argentina.

² Instituto Geofísico Sismológico F. Volponi, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan (UNSJ), Ruta 12 km 17, C.P. 5407, Marquesado, Rivadavia, San Juan, Argentina.

³ Departamento de Física, Universidad Nacional de San Luis, Ejército de los Andes 950, 5700, San Luis, Argentina.

* marianelalupari@gmail.com

RESUMEN

Se reporta la sismicidad registrada en la región sur de la provincia de Mendoza (34.5°S–36°S y 67.5°O–70°O), Argentina. Los datos se obtuvieron a partir de una red sismológica compuesta por 12 estaciones (Experimento Bloque San Rafael “BSR”). En total, 177 eventos sísmicos se presentan con una distribución en profundidad casi continua. A partir de este trabajo, se observó que la placa de Nazca subducida es sísmicamente activa hasta la profundidad de 230 km. A profundidades inferiores a 35 km pocos eventos sísmicos se encuentran en el Bloque San Rafael y zonas adyacentes; solo algunos de ellos podrían estar relacionados con la falla “Las Malvinas”. Además, se presentan eventos sísmicos de profundidad intermedia asociados al manto litosférico. Esta sismicidad podría estar relacionada con la deshidratación de minerales de la cuña de manto, teniendo en cuenta que estos minerales son estables bajo ciertas condiciones de presión y temperatura. Entonces, cuando las condiciones se alteran, la deshidratación se produce. El ascenso de una pluma astenosférica en la región adyacente podría favorecer estos cambios en las condiciones de estabilidad de los minerales, produciendo la deshidratación de los minerales, y en consecuencia, la sismicidad intermedia localizada. Esta sismicidad, no ha sido evidenciada anteriormente por otras redes y constituye nuevas evidencias de actividad sísmica en la región.

Palabras claves: Payenia; sismos de profundidad intermedia; cuña de manto.

ABSTRACT

Seismicity registered in the southern region of Mendoza (34.5°S to 36°S and 67.5°W to 70°W), Argentina, has been reported in this work. Data were obtained from a seismological network composed by 12 station (San Rafael Block “BSR” Experiment). A total of 177 seismic events are presented with a nearly continuous distribution with depth. From this work, we observed that the Nazca subducting plate is seismically active up to depth of approximately 230 km. At depths less than 35 km few seismic events are located in San Rafael Block and adjacent zones; only some of them could be related to “Las Malvinas” fault. Additionally, intermediate-depth seismic events associated to the lithospheric mantle

are presented. This seismicity could be related to dehydration of the mantle wedge minerals, considering that those minerals are stable under certain pressure and temperature condition. Then, when those conditions are altered, the dehydration occurs. The ascent of an asthenospheric mantle plume in the adjacent region could favor these changes in the stability conditions of the minerals, producing mineral dehydration and consequently the intermediate located seismicity. This seismicity has not been reported previously by other networks and constitutes new evidences of seismicity in the region.

Key words: Payenia; intermediate depth earthquakes; mantle wedge.

INTRODUCCIÓN

La región comprendida entre las latitudes 34.5° y 36° sur y las longitudes 67.5° y 70° oeste, forma parte de la mayor provincia volcánica de retroarco denominada Payenia. Esta región posee escasa actividad sísmica reportada incluyendo el sismo de M~6 de carácter destructivo ocurrido en 1929. La sismicidad de la zona se conoce a partir de catálogos internacionales (NEIC, EHB BULLETIN) y de resultados de experimentos sismológicos regionales (Bohm *et al.*, 2002; Anderson *et al.*, 2007). Anderson *et al.* (2007) a lo largo de un perfil O-E a la latitud de 35° S, muestran sismicidad asociada a la placa de Nazca subducida, la cual alcanza los ~170 km de profundidad. Un experimento local denominado Bloque San Rafael (BSR) provee información no reportada con anterioridad. Spagnotto (2013) localiza parte de la sismicidad registrada por este arreglo de estaciones. Dicha sismicidad se asocia tanto a la placa oceánica subducida como a la corteza de la placa superior, aunque no se presentan patrones definidos.

Se han realizado numerosos estudios en la región (Stern *et al.*, 1990; Bermúdez *et al.*, 1993; Brasse y Soyer, 2001; Kay, 2002; Kay *et al.*, 2004; Kay *et al.*, 2006; Kay *et al.*, 2006a; Llambías *et al.*, 2010; Burd *et al.*, 2014; Hernando *et al.*, 2014) con el fin de determinar el origen de las secuencias emplazadas en Payenia. Debido a la escasa sismicidad reportada, se busca, con nuevas localizaciones, aportar al conocimiento de los procesos que dieron origen al vulcanismo de Payenia, considerando que la sismicidad evidenciada podría llegar a iluminar mecanismos asociados al origen del vulcanismo del retroarco andino.

MARCO GEOLÓGICO

La provincia volcánica de Payenia se desarrolla en el sector austral de la provincia de Mendoza y norte de Neuquén. Sus campos volcánicos son de edad Plioceno – Holoceno (Bermúdez y Delpino, 1989; Inbar y Risso, 2001; Germa *et al.*, 2010; Llambías *et al.*, 2010; Gudnason *et al.*, 2012; Españañ *et al.*, 2014). Payenia está integrada por más de 800 conos basálticos y unos pocos conos poligenéticos (Llambías *et al.*, 2010).

La intensa actividad de retroarco se desarrolló a partir del Mioceno (Groeber, 1946, 1947) con un pico en el Plioceno que perduró hasta el Holoceno (González Díaz, 1972; Inbar y Risso, 2001; Germa *et al.*, 2010). Numerosas dataciones radiométricas realizadas por diversos autores (Cobbold y Rosello, 2003; Kay *et al.*, 2006a; Galland *et al.*, 2007; Folguera *et al.*, 2009; Quidelleur *et al.*, 2009; Germa *et al.*, 2010) permitieron detectar una actividad ígnea casi continua exceptuando el Mioceno tardío – Plioceno temprano, durante la cual la actividad fue casi nula. Estudios geoquímicos, tectónicos y nuevas dataciones (Kay y Copeland, 2006; Kay *et al.*, 2006a, 2006b) sugieren que hace ~20 Ma comenzó un período de somerización de la placa de Nazca subducida provocando la expansión del magmatismo hacia el este. En este período de régimen compresivo se estructuró la faja plegada y corrida de Malargüe migrando la deformación hacia el este, permitiendo el levantamiento del Bloque San Rafael en el Mioceno tardío (Ramos y Kay, 2006a; Litvak *et al.*, 2008; Ramos y Folguera, 2009; Ramos y Folguera, 2011). A partir de los últimos 5 Ma la placa oceánica se habría inclinado nuevamente hasta alcanzar su ángulo actual. Esto habría producido el colapso extensional de las aéreas levantadas, evidenciado en el Bloque San Rafael, y la erupción de basaltos en el retroarco andino formando el campo volcánico de Payenia (Ramos y Kay, 2006a; Ramos y Folguera, 2005). Esto último se habría producido debido a la fusión del manto por el flujo de astenósfera creado al inclinarse la placa.

El vulcanismo de Payenia se caracteriza por poseer erupciones de basaltos alcalinos con afinidad geoquímica de intraplaca (Stern *et al.*, 1990; Bermúdez *et al.*, 1993; Kay, 2002; Kay *et al.*, 2004; Kay *et al.*, 2006a). El mismo es contemporáneo con la actividad volcánica de arco situada a la misma latitud de Payenia, aunque presenta una petrogénesis diferente. Análisis isotópicos realizados al sur de Payenia sugieren una fuente astenosférica debido a que los fluidos de la placa oceánica subducida no aparecen involucrados en la generación de magma en la región de retroarco. Hernando *et al.* (2014) establecen que esto puede deberse a que la placa ya estaría deshidratada bajo esta región o que dicha placa no esté presente debajo de Payenia.

Llambías *et al.* (2010) proponen que el vulcanismo basáltico de Payenia proviene desde el límite litosfera - astenósfera o desde una subplaca máfica en la base de la corteza. Esto es sugerido en el trabajo de Llambías *et al.* (2010) por la presencia de xenolitos del manto y por las elevadas velocidades de ascenso desde las profundidades de entrampamiento para las cuales la corteza inferior posee un comportamiento frágil para tasas de deformación rápida.

En el sector NE de la región de estudio, se sitúa el Bloque San Rafael como una unidad morfoestructural. En esta región, la actividad tectónica cuaternaria se hace evidente a partir de estructuras presentes en el Bloque, como depresiones intermontanas y desarrollo de campos volcánicos vinculados a la apertura o reactivación de fracturas oblicuas y transversales al frente montañoso (Cortez *et al.*, 1999). En el sector oriental del Bloque San Rafael, Cisneros (1993) y Cisneros y Bastias (1993) definieron la existencia de un segmento activo conocido como falla Las Malvinas (Figura 1). A esta falla de tipo inversa (Costa *et al.*, 2006), se le atribuye la localización del sismo de M ~ 6.0 (NEIC - PDE) ocurrido el 30 de Mayo de 1929 que destruyó el poblado de Villa Atuel y afectó drásticamente el poblado de las Malvinas.

DATOS Y METODOLOGÍA

En la región de estudio (34.5° – 36° S y 67.5° – 70° O) se desplegó un arreglo de 12 estaciones sismológicas (2011 - 2014) que forman parte del experimento BSR. El mismo cubre el Bloque San Rafael y la región central y occidental de la provincia volcánica de Payenia (Figura 1). La red de estaciones, detallada en la Tabla 1, cuenta con 4 estaciones banda ancha (AGUA, SANP, RFA, COIH) y 8 estaciones de período corto (PUMA, MORA, BLS, TATU, CARA, BOBO, REAL, LAMA).

Los datos utilizados en este trabajo corresponden a los registrados en el mes de Diciembre del 2011 y en el período Mayo-Octubre del 2012. El procesamiento de los registros sísmicos se llevó a cabo utilizando el paquete de programas sismológico *SEISAN* 9.1 (Havskov y Ottemöller, 2010). El cálculo de los parámetros hipocentrales (latitud, longitud, profundidad y tiempo origen) de los eventos sísmicos se realizó a través del programa *Hypocenter* 3.2 (Lienert *et al.*, 1986). El proceso de identificación de las fases P y S involucró, en varios casos, el uso de filtros de frecuencia de 5 a 10 Hz y de 1 a 5 Hz respectivamente con el fin de incrementar la relación señal/ruido y favorecer la lectura de los tiempos de arribos. Inicialmente, los tiempos de arribo teóricos se calcularon utilizando el modelo de velocidades obtenido por Spagnotto (2013) para la zona occidental del experimento, obteniéndose, de esta manera, localizaciones preliminares. Este modelo de velocidades (Spagnotto, 2013) se utilizó como modelo inicial para estimar la estructura de velocidades del subsuelo en la zona central del experimento (Modelo N°1, ver Tabla 2). Este último se calculó utilizando el programa *VELEST* 3.1 (Kissling, 1995). Para la estimación del mismo se tomó un conjunto de 93 sismos localizados con errores horizontales < 10 km y error vertical < 15 km. Las velocidades estimadas en el modelo 1D son consistentes con los trabajos de Wagner *et al.* (2005) y Porter *et al.* (2012). En dicho modelo, la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic es de 35 km (Gilbert *et al.*, 2006; Yuan *et al.*, 2006; Alvarado *et al.*, 2007; Pesicek *et al.*, 2012; Assumpção *et al.*, 2013; Chulick *et al.*, 2013). Las características del modelo de velocidades obtenido (Modelo N°1) se muestran en la Tabla 2.

Con este nuevo modelo de velocidades, se realizó la relocalización del conjunto total de datos, obteniendo mayor precisión en las localizaciones. Esta prueba se realizó con el programa *Joint Hypocenter Determination* (JHD) desarrollado por Douglas (1967).

Tabla 1. Coordenadas de ubicación, tipo de sensor y tipo de registrador de las estaciones del experimento BSR. ⁽¹⁾ Estación sismológica con tres componentes. ⁽²⁾ Estación de Registro permanente perteneciente a la red de estaciones de INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica).

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Cota(m)	Sismometro	Registrador
AGUA	-35.3169	-68.0391	745	Guralp 40T	Reftek 130 - 01
CARA	-35.4847	-69.1134	1394	S13	Reftek 130 - 01
SANP	-35.3972	-68.4252	1967	Guralp 40T	Reftek 130 - 01
LAMA	-34.561	-69.1273	1459	S13	Reftek 130 - 01
TATU	-35.2814	-67.4111	433	S13	Reftek 130 - 01
RFA	-34.4625	-68.2796	850	Guralp 40T ⁽²⁾	Reftek 130 - 01
BOBO	-35.1127	-68.1744	825	S13	Reftek 130 - 01
COIH	-35.0684	-69.3599	1715	S13	SARA
REAL	-34.4840	-67.4231	496	S13	PCN
MORA	-35.1752	-69.0072	1416	S13	PCN
BLS	-35.1801	-69.3280	1460	S13	SARA
PUMA	-35.3000	-69.2700	1386	S13 ⁽¹⁾	PCN

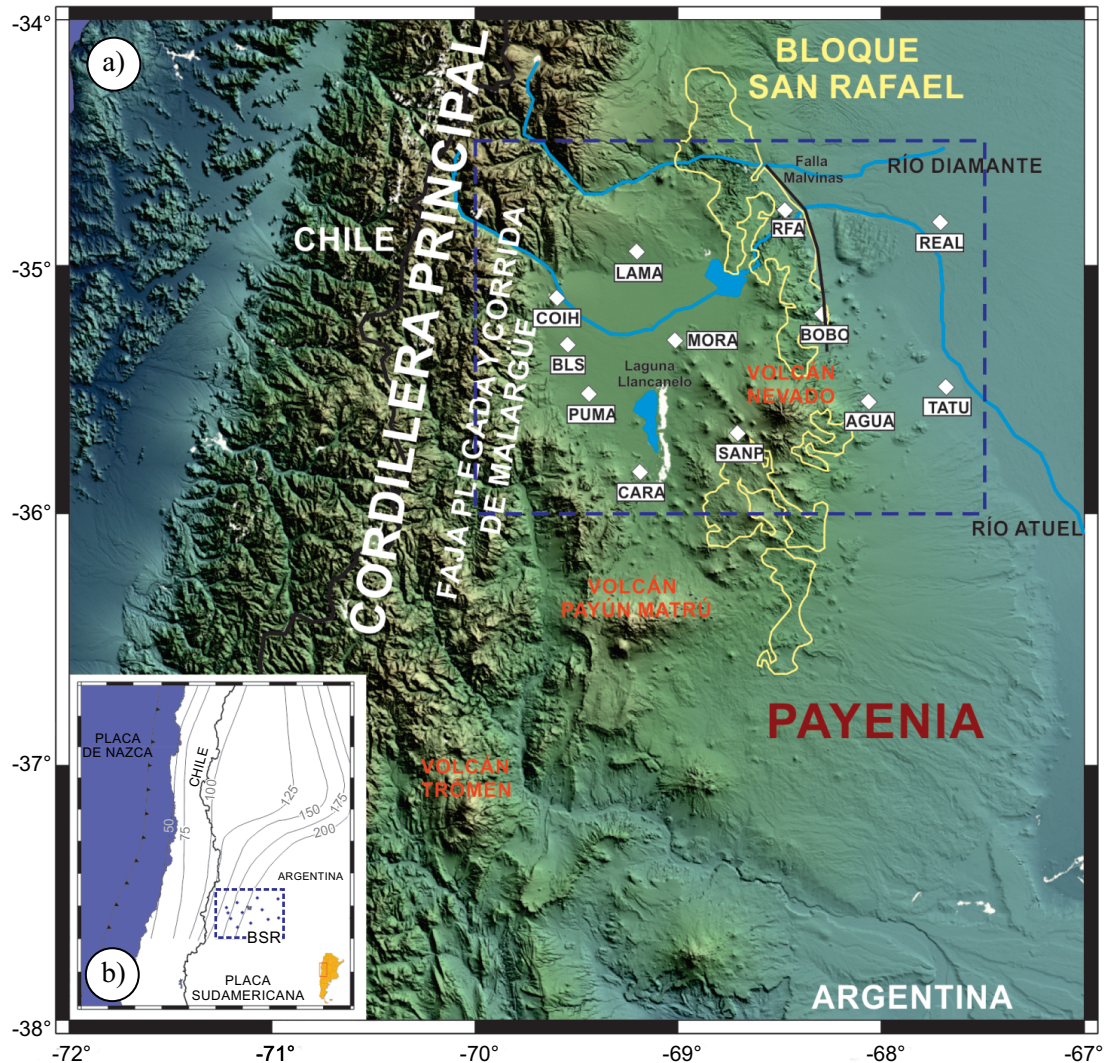


Figura 1. a) Mapa del área de estudio (línea a trazos azul) y zonas adyacentes. Estaciones sísmológicas del experimento “BSR” (rombos blancos) con sus respectivos nombres. Bloque San Rafael (delineado con línea amarilla). Principales centros volcánicos, provincias geológicas y ríos de la región. Los lineamientos fueron extraídos de Ramos y Folguera (2011). Lineamiento de Falla Malvinas extraído de Peruca *et al.* (2006). b) Mapa regional con contornos de la placa de Nazca extraído de Cahill & Isacks (1992) y sus valores de profundidad en kilómetros.

RESULTADOS

En el presente trabajo se han localizado 177 eventos sísmicos en la región de estudio (ver Figura 2a). En la Tabla 3, se muestran los parámetros de localización del conjunto de datos con sus respectivos errores de estimación. Un 89.9% de los datos posee errores de estimación en los parámetros de longitud y latitud < 15 km y un 84.2% del total de eventos localizados poseen un error en la estimación de la profundidad < 15 km. Se obtuvieron localizaciones con valores de raíz media cuadrática (RMC) < 1.0 s, donde el 91% de los datos poseen valores de RMC < 0.6 s.

Analizando el corte transversal AA' (ver Figura 2b) realizado en dirección O-E a la latitud de 35° S, se puede observar una distribución casi continua de la sismicidad con la profundidad. La sismicidad cortical de la placa Sudamericana se encuentra densificada en los primeros 35 km de profundidad. Por otra parte, la zona de Wadati – Benioff no se encuentra definida claramente en este trabajo debido a que los hipocentros no presentan una tendencia definida, aunque es importante mencionar la presencia de sismos asociados a la placa

de Nazca subducida. En este trabajo la sismicidad asociada a la placa subducida alcanza los ~ 230 km de profundidad bajo la zona de estudio. Anderson *et al.* (2007) localizan sismicidad en esta región hasta los ~ 170 km de profundidad. La determinación de eventos a estas profundidades, no observados por anteriores experimentos, puede deberse a la ubicación estratégica de la red local de estaciones del experimento BSR que se encuentra justo por encima de esta zona sísmica dentro de la placa subducida.

También se observa en la Figura 2b, la presencia de sismos a profundidades entre 50 y 130 km. De acuerdo a la morfología que presenta la placa de Nazca (Cahill e Isacks, 1992; Pardo *et al.*, 2004; Anderson *et al.*, 2007) en las latitudes de la región de estudio, estos sismos se localizan en la región de manto litosférico de la placa Sudamericana. La existencia de los mismos plantea una serie de interrogantes que se relacionan con el ajuste del modelo de velocidades utilizado para estimar los parámetros hipocentrales y con el mecanismo de generación de esta sismicidad a profundidades donde las condiciones de presión y temperatura hacen difícil pensar en un comportamiento frágil de la materia (Prieto *et al.*, 2013; Díaz-Mojica *et al.*, 2014).

Para verificar la influencia del modelo de velocidades en la determinación de los parámetros hipocentrales, se realizaron pruebas de relocalización de aquellos eventos ubicados entre 30 y 150 km de profundidad con errores horizontales < 15 km y error vertical < 20 km. Las pruebas se llevaron a cabo utilizando 3 modelos de velocidades 1D (ver Tabla 2). Uno de ellos corresponde al modelo obtenido en el presente trabajo con el cual se realizó la localización individual de eventos (Modelo N°1) mientras que los Modelos N°2 y N°3 son modelos más simples basados en el primero. Las características de los tres modelos utilizados se muestran en la Tabla 2. De estas pruebas de relocalización se obtuvieron resultados similares en cuanto a la presencia de sismicidad entre 50 y 130 km de profundidad. Sin embargo, los errores de localización aumentaron al utilizar los modelos de velocidades N° 2 y N°3, como se puede observar en el tamaño de las elipses de error de la Figura 3.

Por otro lado, se examinaron las profundidades de todos los eventos localizados, mediante el comando RMSDEP incluido en el programa SEISAN 9.1 (Havskov y Ottemöler, 2010). El mismo permite calcular para distintas profundidades, un valor de RMC. De esta manera, el valor de profundidad que presenta mayor ajuste, es aquel valor que esté asociado al mínimo RMC. Las profundidades estimadas a partir de ésta prueba se listan en la última columna de la Tabla 3.

DISCUSIÓN

De acuerdo a los resultados obtenidos en las pruebas de relocalización, la sismicidad obtenida en este trabajo presenta una distribución casi continua con la profundidad. Existiendo un grupo de sismos entre 50 y 130 km de profundidad (Figura 2b). A estas profundidades, las condiciones de presión (P) y temperatura (T) estimadas para un perfil a los 33.5° S son $P \sim 3\text{GPa}$ y $T \sim 700^\circ\text{C}$ (Marot, 2013). Las condiciones de alta presión y temperatura sugieren que, a profundidades intermedias, la deformación es dúctil y no frágil, tal como ha sido observado en otras regiones (Prieto *et al.*, 2013 y Díaz-Mojica *et al.*, 2014). La presencia de sismicidad a profundidades intermedias es asociada a procesos de deshidratación que tienen lugar en placa oceánica subducida (Kirby *et al.*, 1996; Peacock, 2001; Hacker *et al.*, 2003; Yamasaki y Seno, 2003). Sin embargo, el conjunto de sismos encontrado en este trabajo no están asociados a la placa oceánica subducida. Según la morfología de la placa de Nazca mostrada por Cahill e Isacks (1992), Pardo *et al.* (2004) y Anderson *et al.* (2007), los mismos se sitúan en la región de manto litosférico de la placa Sudamericana y no están asociados a la placa subducida. Los sismos de profundidad intermedia (entre ~70 y 160 km de profundidad) no asociados a una placa oceánica subducida, han sido observados (ej., *EHB Bulletin*, *International Seismological*

Center) en la zona de Vrancea, Rumania. El origen de esta sismicidad ha sido ampliamente debatido y se han propuesto diferentes hipótesis para explicarla. Si bien esta sismicidad está asociada a un ambiente muy distinto (Región del Mediterráneo y Cárpatos) al de este trabajo, se citan a continuación algunos de los modelos propuestos: Relicto o migración lateral de litosfera oceánica (Girbacea y Frisch, 1998; Gvirtzman, 2002) o delaminación de litosfera continental (Knapp *et al.*, 2005).

Hacker *et al.* (2003) explican a partir de ensayos de laboratorio, la presencia de sismos en la cuña de manto formado principalmente por peridotita hidratada. Modelos petrológicos y observaciones experimentales (Kamiya y Kabayashy, 2000), indican que los minerales hidratados son estables en la cuña de manto bajo ciertas condiciones de presión y temperatura y que los mismos se deshidratan al ser alteradas dichas condiciones.

Entre las latitudes 34°S - 35°S y longitudes 68.5°O - 69°O, Porter *et al.* (2012) localizan una zona de relativa baja Velocidad de onda S (Vs) (entre 80 y 100 km de profundidad) que interpretan como un emplazamiento astenosférico. Para un perfil a los 36°S, Gilbert *et al.* (2006) sugieren la presencia de un material fundido para una parte de la cuña de manto extendiéndose desde los 70°O hasta los 68.5°O.

Bajo el campo volcánico del Payún Matrú, existen dos zonas con alta conductividad (Burd *et al.*, 2014), una de ellas se sitúa a una profundidad somera justo debajo del campo volcánico y la otra zona presenta una estructura buzante hacia el este que se extiende hasta ~400 km de profundidad. Burd *et al.* (2014) interpretan esta conductividad anómala, como asociadas a zonas que contienen fluidos y/o materiales parcialmente fundidos. En este contexto, estos materiales podrían modificar las condiciones de presión y temperatura en la que permanecen estables los minerales de la cuña de manto de la zona contigua. La Figura 4 muestra la sismicidad entre 50 y 130 km de profundidad localizada en este trabajo, superpuesta con las plumas propuestas por Burd *et al.* (2014). Se propone que esta sismicidad intermedia podría estar asociada a procesos de deshidratación de minerales hidratados de la cuña de manto. Estos procesos de deshidratación habrían sido favorecidos por la pluma somera propuesta por Burd *et al.* (2014) cambiando las condiciones de presión y temperatura de la zona contigua donde consistentemente se localiza esta sismicidad. Por otro lado, mediante modelos termales de alta resolución y modelos petrológicos mejorados, van Keken *et al.* (2011) obtienen modelos de deshidratación de placas oceánicas en zonas de subducción alrededor del mundo. Particularmente, para la zona de Chile Central, la mayor pérdida de agua de la placa oceánica subducida se observa en dos rangos de profundidades entre ~ 80 y 110 km y entre ~ 150 y 170 km (señalados con líneas de color celeste en la Figura 2b). El agua que proviene de la deshidratación de la placa oceánica podría haber sido transportada e incorporada a la cuña de

Tabla 2. Modelos de velocidades utilizados en las pruebas de relocalización.

Profundidad de capas (km)	Modelo N° 1		Modelo N° 2		Modelo N° 3	
	Vp (km/s)	Vs(km/s)	Vp (km/s)	Vs(km/s)	Vp (km/s)	Vs(km/s)
Corteza	-5	5.522	3.443	5.522	3.443	
	0	5.711	3.514	5.711	3.514	
	5	5.843	3.515	5.843	3.515	6.05
	20	6.353	3.610	6.353	3.610	3.60
Manto	35	6.811	3.928			
	45	7.245	3.971			
	55	7.473	4.208			
	90	8.034	4.658	7.86	4.43	8.07
	120	8.779	4.903			4.54
	210	8.829	4.940			

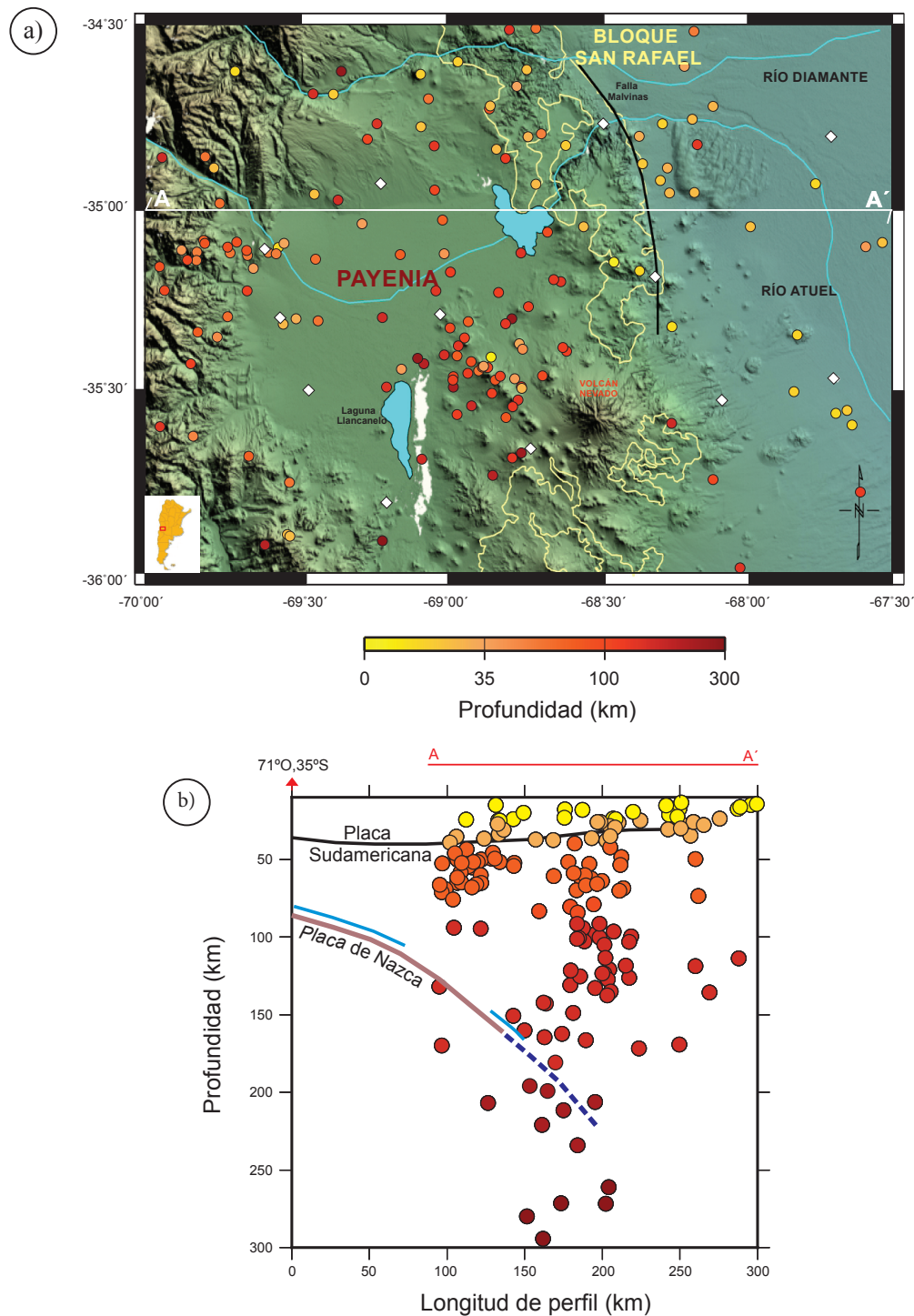


Figura 2. a) Distribución de la sismicidad localizada. Estaciones sismológicas (rombos blancos). Ubicación del corte transversal AA' indicada con una línea de color blanco. Lineamiento de falla Las Malvinas extraído de Peruca *et al.* (2006). Principales centros volcánicos, provincias geológicas, ríos de la región y lineamiento del Bloque San Rafael (Línea amarilla) extraídos de Ramos y Folguera (2011). b) Corte transversal AA' trazado a 35° sur, 200 km de ancho (100 km al norte y 100 km al sur del corte AA') extendido 100 km hacia el oeste. Lineamiento de la base de la corteza de la placa Sudamericana (línea de color negro) y zona de Wadati-Benioff de la placa de Nazca subducida (Línea de color rosa), extraídos de Anderson *et al.* (2007). Continuación de la placa de Nazca en profundidad hasta los ~230 km según resultados de este estudio (línea a trazos en color azul). Zonas de mayor pérdida de agua de la placa oceánica subducida según van Keken *et al.* (2011).

Tabla 3. Parámetros de localización del conjunto de eventos reportados en este estudio con sus respectivos errores de estimación. Valor de RMC obtenido para cada evento localizado. Valor de profundidad de mayor ajuste obtenido a partir del uso del comando RMSDEP(*) sismos no incluidos en las interpretaciones y Figuras. (**) Valores finales de Profundidad en kilómetros y RMC en segundos.

Año	Mes	Día	Hora	Min.	Seg.	Lat.(°)	E(km)	Long(°)	E(km)	Prof.(km)	E(km)	RMS(s)	Prof.(km)**	RMS(s)**
2011	12	1	5	53	46	-34.603	3.5	-68.953	2.8	18.2	3.8	0.1	20	0.1
2011	12	5	19	27	53	-35.716	50.5	-68.786	42.2	395.7	30.6	0.9	396	0.7*
2011	12	6	4	28	44	-35.755	4.6	-69.517	9.4	51.6	2.2	0	62	0.1
2011	12	6	23	16	25	-35.171	1.5	-69.638	5.4	36.7	3.6	0	41	0.1
2011	12	7	4	26	23	-35.148	20	-69.829	25.6	65	31.5	0.6	66	0.7*
2011	12	9	0	53	45	-35.591	8.4	-67.669	19.2	2.1	74.1	0.7	2	0.7*
2011	12	9	6	23	24	-35.235	10.2	-69.943	30.8	84.4	15.3	0.7	90	0.7*
2011	12	12	2	8	0.5	-35.608	12.4	-67.714	18.7	5	52.8	0.3	19	0.2*
2011	12	13	1	16	52	-35.342	10.9	-69.175	36	91.6	25.9	0.9	97	0.9*
2011	12	13	3	25	54	-35.464	7.8	-69.385	25.6	60	26.3	0.7	62	0.6*
2011	12	13	7	35	42	-34.629	43.2	-68.991	21.1	115.4	18.5	1	115	0.9*
2011	12	14	4	17	54	-34.964	4.7	-68.244	4.2	27.4	12.2	0.3	27	0.4
2011	12	14	5	22	56	-35.779	46.2	-69.227	34.9	389.7	12.4	0.6	392	0.5*
2011	12	14	9	50	51	-34.774	8.2	-68.268	9.1	17.4	12.8	0.5	19	0.5
2011	12	15	21	26	43	-35.121	10.6	-69.604	19.6	29.2	59.2	1	37	1*
2011	12	16	2	43	18	-35.572	23.4	-69.965	44.4	60	17.3	0.8	58	0.7*
2011	12	16	7	4	53	-34.939	10.6	-67.756	9.7	15	19.1	0.6	13	0.8
2011	12	16	16	6	59	-35.472	8.2	-68.762	8.8	37.8	20.3	0.5	45	0.5
2011	12	16	19	49	43	-35.413	1.2	-68.841	1.5	7.7	22.4	0.2	24	0.2
2011	12	17	8	33	51	-34.638	10.3	-69.078	6.3	17.7	11.9	0.5	18	0.5
2011	12	17	23	26	57	-35.137	8.8	-69.835	22.2	35.3	36.1	0.2	35	0.2
2011	12	18	2	19	24	-35.140	6.2	-69.744	27.7	50.3	15.1	0.5	51	0.5
2011	12	19	12	15	58	-35.377	9.2	-68.747	12.5	32.2	26.8	0.7	32	0.7*
2011	12	20	3	31	42	-35.114	7.4	-69.936	30.7	52.6	21.7	0.5	53	0.5
2011	12	20	18	37	31	-35.127	3.3	-69.587	18.2	49.5	6.9	0.2	45	0.2
2011	12	26	5	0	44	-35.576	29.4	-69.056	25.9	215.8	20.2	1	215	1*
2011	12	29	18	24	20	-35.135	5.3	-69.657	13.9	50	7	0.4	50	0.4
2012	5	1	11	7	7.4	-34.629	10.2	-69.699	12.1	13.7	12.9	0.9	14	0.9
2012	5	2	1	39	25	-35.154	2.6	-68.430	4.3	5	28.5	0.5	5	0.5*
2012	5	3	9	10	9.5	-35.126	4.1	-69.827	11.5	48.4	8.1	0.3	48	0.3
2012	5	3	10	27	55	-35.471	48	-68.140	49.7	374.4	18.1	0.6	375	0.6*
2012	5	3	11	22	27	-35.899	31	-69.278	47.6	227.8	28.7	1	228	0.9*
2012	5	5	5	57	14	-34.884	3.6	-68.335	5	21.3	5.1	0.4	17	0.4
2012	5	5	7	32	41	-34.616	6.5	-68.194	5.5	34.6	5.6	0.5	30	0.5
2012	5	5	11	19	15	-34.909	51.6	-69.587	51.3	472.5	25.1	0.5	465	0.4*
2012	5	8	23	38	60	-34.908	7.1	-69.686	27.3	51.7	14.6	0.5	51	0.5
2012	5	9	4	54	19	-35.620	34.1	-68.804	32.7	155.2	43.7	0.9	155	0.9*
2012	5	11	1	9	8.4	-35.658	22.3	-68.708	21.4	23.7	10.9	0.2	23	0.2
2012	5	11	19	28	55	-35.512	3.1	-68.839	2.3	97.9	4.2	0.1	97	1
2012	5	13	6	45	52	-35.303	2.9	-69.723	5.4	55.2	6	0.3	55	0.3
2012	5	17	2	11	43	-34.761	3.3	-68.168	5.7	25.9	8.7	0.6	27	0.6
2012	5	22	0	29	7.7	-35.330	1.4	-68.236	2.5	13.5	6.2	0.3	15	0.3
2012	5	26	10	7	20	-35.237	6.4	-68.817	6.1	100.1	9.9	0.4	80	0.3
2012	5	27	17	38	18	-35.507	4.7	-67.828	4.3	17.6	6.6	0.5	17	0.5
2012	5	31	4	19	54	-35.100	6.9	-67.532	8	23.5	9.3	0.5	20	0.4
2012	5	31	4	19	55	-35.111	8.5	-67.588	14.6	38.7	9.2	0.9	35	0.8
2012	6	5	19	50	51	-35.308	12.4	-68.772	12.5	271.7	7.5	0.3	205	0.8
2012	8	1	22	39	34	-35.314	3.7	-69.421	6.9	52.2	7.8	0.4	52.2	0.4
2012	8	2	0	25	47	-35.683	3.3	-69.653	13.8	60	5.1	0.2	60	0.2
2012	8	2	10	15	4.4	-35.495	5.3	-68.968	6.5	234.2	3.7	0.1	234	0.2
2012	8	4	1	34	18	-35.515	21.9	-67.818	26.8	113.7	15.8	0.6	114	0.6
2012	8	4	11	43	19	-35.674	7.8	-68.740	7.4	261.2	4.5	0.2	256	0.1
2012	8	4	22	37	10	-34.967	3.1	-69.433	4.4	24	2.9	0.3	24	0.4
2012	8	6	2	16	23	-34.956	4.4	-69.031	4.9	80.6	5.1	0.2	80	0.2
2012	8	6	8	23	34	-35.120	3	-69.878	6.8	39	3.6	0.2	40	0.3
2012	8	6	19	13	59	-35.546	8.6	-68.907	8.7	166.3	6.3	0.3	170	0.2
2012	8	7	11	1	43	-35.114	2.6	-69.554	7.3	15	0	0	16	0
2012	8	7	19	39	35	-35.913	10.3	-69.205	10	294.5	6.8	0	294	0.1
2012	8	8	6	16	3.8	-35.334	3	-68.979	3.2	69.8	6.8	0.1	70	0.1

continúa

Tabla 3 (Cont.). Parámetros de localización del conjunto de eventos reportados en este estudio con sus respectivos errores de estimación. Valor de RMC obtenido para cada evento localizado. Valor de profundidad de mayor ajuste obtenido a partir del uso del comando RMSDEP(*) sismos no incluidos en las interpretaciones y Figuras. (**) Valores finales de Profundidad en kilómetros y RMC en segundos.

Año	Mes	Día	Hora	Min.	Seg.	Lat.(°)	E(km)	Long(°)	E(km)	Prof.(Km)	E(km)	RMS(s)	Prof.(km)**	RMS(s)**
2012	8	8	7	47	28	-34.828	20.5	-69.915	28	69.2	24.9	0.5	76	0.6
2012	8	8	8	13	12	-35.102	2.1	-69.535	4.1	33.9	6.2	0	34	0
2012	8	8	10	15	46	-35.747	5.1	-68.099	6.2	73.6	9.1	0.1	73	0.1
2012	8	8	11	32	27	-35.781	8.3	-67.606	5.5	110.7	7.3	0.2	110	0.2
2012	8	9	8	9	33	-34.691	5.7	-69.438	7.2	150.7	9	0.2	150	0.2
2012	8	9	11	4	16	-35.896	2.9	-69.523	3.5	25.1	2.4	0.2	26	0.2
2012	8	9	13	44	50	-35.598	3.4	-67.634	3.5	15.4	5.2	0.2	16	0.2
2012	8	10	4	35	57	-35.131	3.1	-68.998	1.7	39.6	7.8	0	40	0.1
2012	8	10	8	9	34	-34.940	2.3	-68.692	1.7	26.4	5.3	0.2	26	0.2
2012	8	11	0	19	21	-34.802	4.6	-68.673	2.6	48.5	3.7	0.2	48	0.2
2012	8	11	10	21	28	-34.992	5	-69.750	4.7	54.4	8	0.2	53	0.2
2012	8	14	2	20	33	-35.986	8.9	-68.008	7.3	135.6	5.2	0.1	136	0.2
2012	8	14	7	3	14	-35.149	3.2	-69.828	5.8	50.1	4.5	0.3	50	0.3
2012	8	15	23	54	36	-35.481	20.1	-68.529	12.8	171.6	10.8	0.4	171	0.5
2012	8	20	3	12	34	-35.467	5.9	-68.968	10.2	84.4	9	0.4	85	0.4
2012	8	22	9	32	31	-35.359	2.8	-69.759	7.3	43.6	9.7	0.3	43	0.3
2012	8	23	1	13	37	-35.431	3.1	-69.847	9	93.9	8.8	0.2	94	0.2
2012	8	23	4	34	57	-34.625	15.3	-68.722	8.4	24.2	6.4	0.5	24	0.5
2012	8	23	13	16	24	-34.511	12.9	-68.691	5.7	53.4	12.3	0.2	53	0.2
2012	8	24	8	38	9	-35.559	3.5	-67.650	2.9	20.1	2.7	0.3	20	0.3
2012	8	24	10	14	6.6	-35.691	14.8	-69.073	14	162.4	10.5	0.4	163	0.5
2012	8	24	23	1	29	-35.901	12.2	-69.515	12.4	25.1	4.7	0.3	25	0.3
2012	8	25	7	12	58	-34.782	3	-69.076	2.3	23.2	2.6	0.3	22	0.3
2012	8	25	14	35	34	-35.735	6.3	-68.836	6.6	206.3	5.4	0.1	206	0.2
2012	8	27	5	25	52	-35.603	9.9	-69.950	12	131.8	9.5	0.5	131	0.4
2012	8	27	5	46	39	-34.774	5	-69.224	5.9	142.2	5	0.2	142	0.3
2012	8	27	18	13	46	-35.578	8.6	-68.791	6.7	63.9	9.3	0.2	64	0.2
2012	8	28	6	16	38	-34.629	5.4	-69.343	13.9	279.8	3.5	0.1	280	0.1
2012	8	28	16	10	25	-35.494	10.2	-68.740	9.7	121.1	12.9	0.4	121	0.5
2012	8	29	10	7	33	-35.688	11.2	-68.771	7.6	123.4	9.3	0.4	123	0.4
2012	8	31	0	44	23	-34.831	11.6	-68.152	17.6	118.9	10.5	0.4	119	0.4
2012	8	31	4	34	54	-35.232	7.1	-69.659	10	94.7	7	0.3	92	0.3
2012	8	31	14	35	42	-35.451	4.3	-68.884	5.4	52.8	11.7	0.5	52	0.5
2012	9	2	19	46	21	-35.446	3.3	-69.142	3.9	37.6	7.3	0.3	36	0.3
2012	9	3	2	34	22	-35.410	2.2	-68.956	3.1	60.6	7.5	0.2	60	0.3
2012	9	3	17	26	30	-34.816	3.3	-69.256	3.4	83.2	3	0.1	85	0.1
2012	9	3	20	3	59	-35.442	2.8	-68.853	3.5	78.9	6.1	0.3	79	0.3
2012	9	4	1	10	27	-35.457	3.9	-68.919	4.9	102.8	7.1	0.3	107	0.2
2012	9	4	7	17	37	-35.361	2.5	-68.931	3.1	94.2	3.4	0.1	95	0.2
2012	9	4	7	2	40	-35.476	10.6	-68.828	10.3	64.3	18.5	0.7	65	0.7
2012	9	4	10	17	40	-35.207	7.4	-68.609	6.9	126.4	7.7	0.3	126	0.4
2012	9	4	15	30	52	-35.440	5	-68.871	7.6	62.2	9.5	0.5	63	0.5
2012	9	6	2	41	33	-35.232	4.6	-69.026	5.7	131	5.9	0.3	134	0.3
2012	9	6	3	18	53	-35.056	2.4	-67.973	3	23.7	2.5	0.2	24	0.3
2012	9	6	11	10	24	-35.317	3.7	-68.918	3.9	60	7.2	0.3	60	0.3
2012	9	6	19	24	8.6	-35.426	3.9	-68.909	5.3	66.6	11.9	0.5	67	0.5
2012	9	6	21	8	31	-35.202	3.9	-68.632	2.7	118.3	5	0.2	118	0.2
2012	9	7	2	39	35	-34.869	2.8	-68.793	3.6	105	3.5	0.1	110	0.1
2012	9	8	7	13	34	-35.431	4.7	-69.067	7.9	211.7	4.8	0.1	213	0.2
2012	9	8	11	10	37	-35.466	3	-68.811	3	91.5	5.2	0.2	92	0.2
2012	9	9	9	55	54	-34.983	8.1	-69.354	9.6	160.2	8.1	0.3	160	0.4
2012	9	9	14	48	54	-35.530	6.5	-68.842	25.3	132.9	7.7	0.4	135	0.4
2012	9	10	2	47	34	-35.308	2.2	-69.495	4.8	30.9	8.4	0.3	31	0.4
2012	9	10	11	42	46	-35.530	6.3	-68.751	4.4	127.1	6.1	0.1	130	0.2
2012	9	10	14	55	20	-35.438	1.7	-68.867	2.2	36.2	7	0.2	37	0.2
2012	9	11	1	47	43	-35.322	4.6	-68.793	4.9	123.6	6.2	0.3	123	0.4
2012	9	11	3	44	60	-35.071	15.8	-68.653	11.8	68.6	14	0.5	68	0.5
2012	9	11	18	29	36	-35.594	3.4	-68.238	4	169.2	3.3	0	170	0.1
2012	9	12	3	9	46	-35.499	4.8	-68.739	5	28.3	10.7	0.2	29	0.3

continúa

Tabla 3 (Cont.). Parámetros de localización del conjunto de eventos reportados en este estudio con sus respectivos errores de estimación. Valor de RMC obtenido para cada evento localizado. Valor de profundidad de mayor ajuste obtenido a partir del uso del comando RMSDEP.(*) sismos no incluidos en las interpretaciones y Figuras. (**) Valores finales de Profundidad en kilómetros y RMC en segundos.

Año	Mes	Día	Hora	Min.	Seg.	Lat.(°)	E(km)	Long(°)	E(km)	Prof.(Km)	E(km)	RMS(s)	Prof.(km)**	RMS(s)**
2012	9	12	4	46	32	-35.417	7.9	-69.088	10.2	271.4	4.8	0.2	273	0.2
2012	9	12	5	8	41	-35.231	5.4	-69.935	10.1	71.2	9.2	0.4	71	0.4
2012	9	12	6	49	11	-34.733	3.9	-68.847	6.9	65.6	8.1	0.2	67	0.2
2012	9	12	8	13	45	-34.963	5.4	-68.161	5.3	25.9	6.4	0.3	26	0.4
2012	9	12	17	21	9.8	-35.566	3.9	-67.687	4	14.4	8.1	0.2	15	0.3
2012	9	12	19	49	2.2	-35.275	3.7	-68.716	4.4	96.4	7.4	0.2	97	0.3
2012	9	13	4	31	3.4	-35.049	6.3	-69.273	15.4	37.2	11.3	0.6	37	0.7
2012	9	13	6	14	17	-35.382	3.5	-68.952	4.2	125.4	5.5	0.2	126	0.3
2012	9	14	3	51	9.4	-34.808	5.6	-68.346	6.8	30.6	7.7	0.4	31	0.5
2012	9	14	4	36	33	-35.412	5.1	-69.572	22.8	45.6	14.4	0.4	45	0.4
2012	9	14	5	40	59	-35.094	3.2	-69.804	10.1	58.2	7.4	0.3	58	0.3
2012	9	17	19	25	45	-35.128	1.9	-69.715	4.4	51.6	3.9	0.2	52	0.2
2012	9	18	1	28	21	-35.166	2.4	-69.951	4.8	66.4	6.4	0.1	65	0.1
2012	9	18	2	5	45	-35.924	14.5	-69.598	15.3	206.9	9.3	0.3	209	0.4
2012	9	18	8	25	1.6	-35.476	7.5	-68.970	14	91.4	20.3	0.4	92	0.5
2012	9	19	13	58	48	-35.056	1.1	-68.532	1.2	25	1.6	0.2	25	0.2
2012	9	23	7	25	2.1	-34.844	2.3	-68.823	1.7	26	3.9	0.1	27	0.1
2012	9	25	8	52	12	-35.350	34.2	-68.201	26.2	162.4	21.3	0.7	166	0.7*
2012	9	26	8	28	46	-34.816	20.6	-69.233	21.2	221	12.6	0.1	225	0.1
2012	9	26	10	8	60	-35.148	2.1	-69.858	4	75.9	3.6	0.1	76	0.2
2012	9	26	21	37	7.2	-35.178	1.1	-68.345	5	15.3	4.3	0	17	0.1
2012	9	27	1	38	57	-34.519	9.1	-68.162	10.4	49.9	5.6	0.4	50	0.7
2012	9	27	11	6	52	-34.725	2.4	-68.845	2.2	25.8	9	0	26	0.1
2012	10	1	11	0	54	-35.102	2.5	-69.800	4.2	64.8	7.4	0.1	65	0.1
2012	10	1	12	46	6	-34.930	1.5	-68.275	4.7	22.5	3.6	0.1	24	0.1
2012	10	1	23	15	33	-35.392	1.7	-68.736	3.9	42.2	11	0.2	43	0.2
2012	10	2	9	15	32	-35.629	4.3	-69.839	8	45.9	4.5	0	45	0
2012	10	2	19	52	6.4	-35.570	7.2	-68.956	10.7	100.5	14	0.5	100	0.6
2012	10	3	7	8	51	-35.122	5.9	-69.660	11.7	65.1	10.5	0.6	65	0.6
2012	10	4	17	22	16	-34.867	3.9	-69.943	5.3	169.8	3.4	0	171	0.1
2012	10	6	17	47	55	-34.833	2.1	-68.592	3.8	19.4	5	0.1	21	0.1
2012	10	7	9	8	38	-34.705	7.9	-69.052	4.9	51.5	8.1	0.3	52	0.3
2012	10	7	12	50	14	-35.145	2.5	-69.429	5.4	54.1	6.2	0.2	55	0.2
2012	10	7	22	9	4.8	-34.809	2.3	-68.718	1.5	29.3	5.8	0	32	0.1
2012	10	8	13	4	30	-35.323	1	-69.538	6.7	27.2	4.3	0.1	27	0.1
2012	10	11	6	6	16	-35.548	4.7	-68.769	5.1	113.5	6.7	0	117	0.1
2012	10	11	10	19	42	-34.693	9.6	-69.369	14.6	20	0	0	20	0
2012	10	11	10	29	38	-34.671	2.9	-68.756	3.2	35	6.9	0.1	37	0.2
2012	10	11	12	13	16	-35.353	1.8	-67.816	2.6	16.2	5.3	0.2	17	0.2
2012	10	12	7	54	29	-34.895	1.5	-68.252	4.4	30	2.6	0.1	32	0.1
2012	10	12	14	14	33	-34.895	2.2	-69.770	3.4	24.5	2.2	0.1	24	0.1
2012	10	14	5	16	30	-35.408	5.4	-68.999	7.6	149	6.2	0.3	151	0.3
2012	10	14	10	1	15	-35.397	4	-68.589	4.3	99.5	6.6	0.3	100	0.3
2012	10	14	11	28	51	-35.387	2.3	-68.602	3	103	3.5	0.1	103	0.1
2012	10	15	1	8	56	-35.181	2.2	-68.978	4.5	101.3	5.7	0.2	105	0.2
2012	10	15	4	28	32	-35.038	2.9	-69.004	7.6	59	8.3	0	61	0.1
2012	10	15	12	44	22	-35.345	2.8	-69.824	7.7	61.7	7	0.3	62	0.3
2012	10	15	18	1	12	-34.835	5.1	-69.032	11.3	121.7	14.3	0.2	125	0.2
2012	10	16	2	22	56	-35.305	5.5	-69.205	8.8	164.5	5.6	0.3	166	0.3
2012	10	16	12	29	35	-34.864	10.7	-69.799	7.1	52.3	6	0.3	52	0.3
2012	10	16	13	0	27	-35.128	3.9	-68.741	6	135	4.8	0.2	136	0.2
2012	10	17	17	36	22	-35.495	4.2	-69.191	5.9	142.8	4.7	0.2	146	0.2
2012	10	18	2	30	37	-34.514	5.9	-68.781	4.2	137.7	5.8	0	140	0.1
2012	10	18	5	23	39	-35.099	2.9	-69.693	5.1	66.2	4.5	0.2	66	0.2
2012	10	18	6	4	44	-35.131	3.1	-69.561	8.9	49.3	4.2	0.3	52	0.3
2012	10	19	15	46	30	-35.464	4	-68.669	3.9	70.3	7.7	0.3	70	0.3
2012	10	20	3	10	29	-35.113	2.3	-69.723	6	67.9	4.5	0.2	68	0.2
2012	10	20	9	31	54	-34.726	2.7	-68.098	6.7	27.9	5.5	0.2	29	0.2
2012	10	21	12	17	6.4	-35.133	4	-69.146	6.3	60.8	7.7	0.2	63	0.3

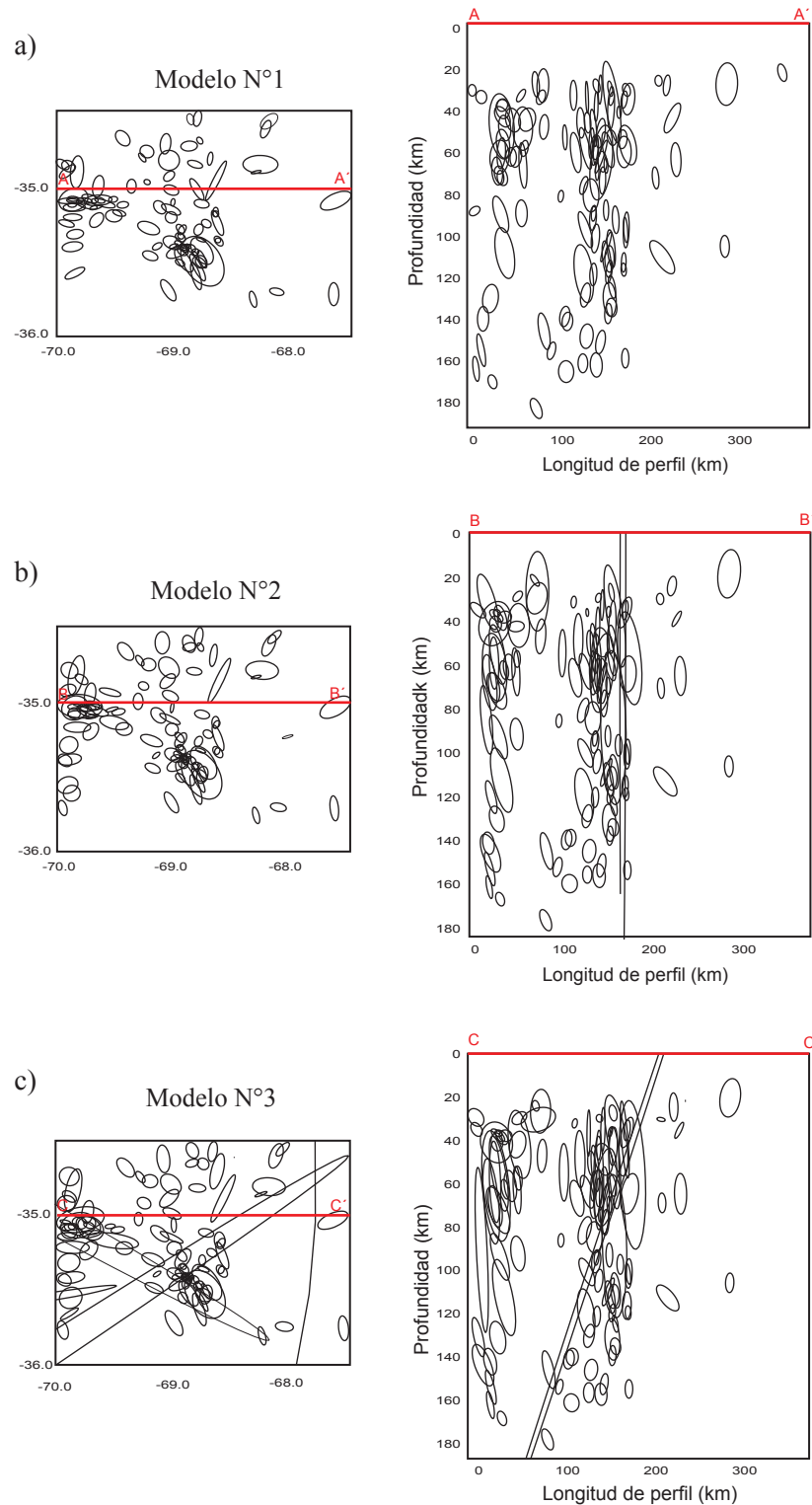


Figura 3. Vista en planta de la distribución de elipses de error de los eventos sísmicos situados en la región de estudio y corte transversal realizado en cada caso a los 35° de latitud sur. Los gráficos corresponden a los resultados de la relocalización del conjunto de eventos utilizando a) modelo N°1 (obtenido en este trabajo); b) modelo N°2 (las velocidades asignada a la capa de 35 km surge de promediar las velocidades de aquellas capas del Modelo N°1 con profundidades > 35 km.) y c) modelo N°3 (posee 2 capas que corresponden a corteza y manto. Sus velocidades se calcularon promediando los valores de las capas del Modelo N°1 con profundidades < 35 km (para obtener velocidad de corteza) y los valores de las capas con profundidades > 35 km (para obtener velocidad de manto)).

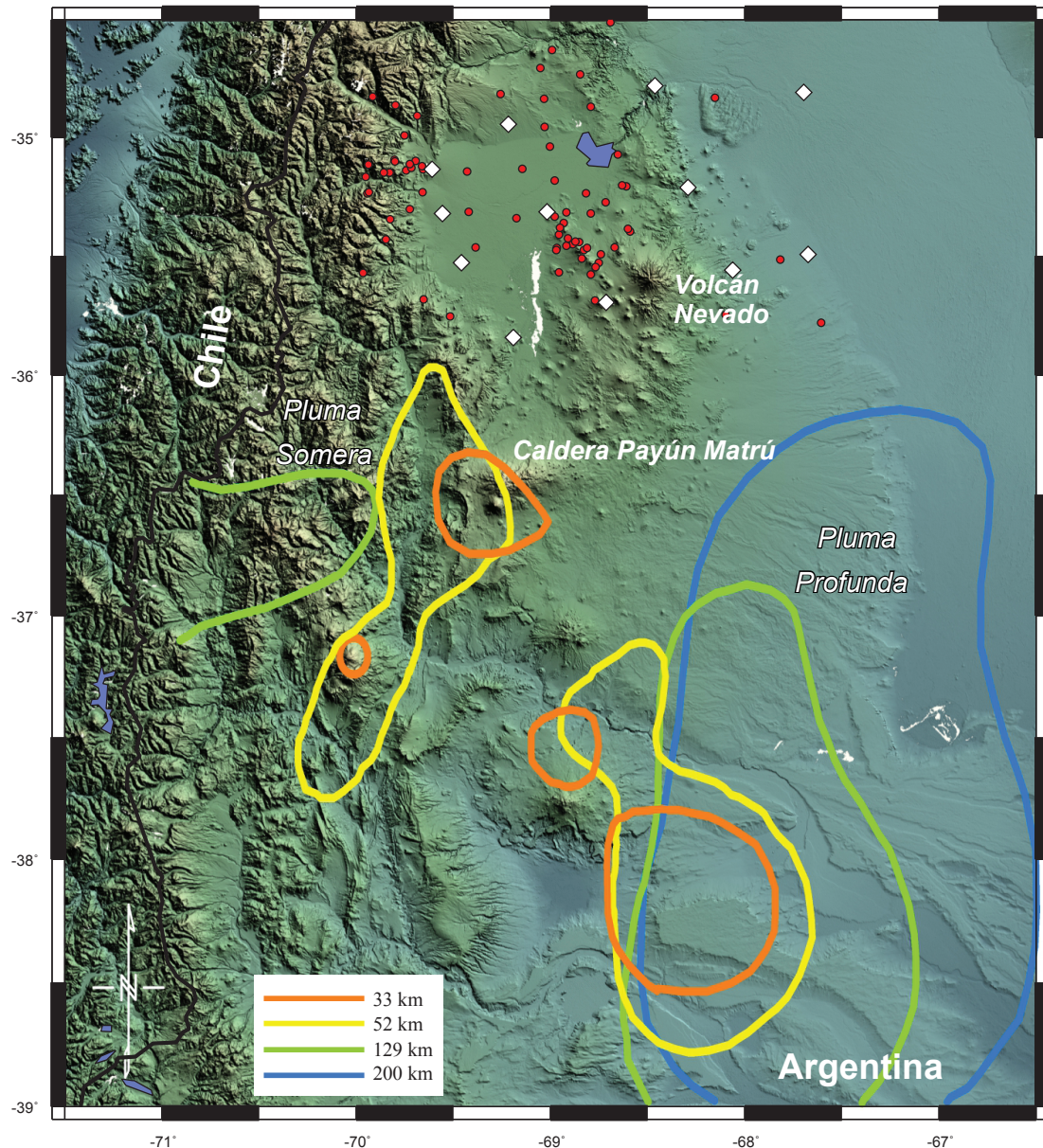


Figura 4. Ubicación del conjunto de sismos localizados entre 50 y 130 km de profundidad (Círculos rojos). Ubicación de los contornos de las isosuperficies de la pluma mantélica profunda (derecha) y somera (izquierda) propuestas por Burd *et al.* (2014). Estaciones del experimento BSR (rombos blancos).

manto mediante la generación de hidrofracturas (Davies, 1999). De esta manera, el manto podría haberse hidratado por encima de este rango de profundidades. La deshidratación de la cuña de manto es favorecida por el ascenso, desde la región contigua, de la pluma astenosférica propuesta por Burd *et al.* (2014). Esta deshidratación de la cuña de manto podría ser el mecanismo generador de la sismicidad de profundidad intermedia observada en este trabajo.

En cuanto a la sismicidad asociada a la corteza de la placa Sudamericana (ver Figura 5), se encuentra escasa sismicidad localizada en el Bloque San Rafael e inmediaciones, donde unos pocos sismos podrían estar asociados a la falla Las Malvinas, de rumbo NNO-SSE situada en el borde oriental del Bloque. Esto último es particularmente importante ya que a dicha falla se le atribuye el sismo de $M \sim 6.0$ ocurrido en 1929, el cual destruyó el poblado de Villa Atuel y ocasionó grandes daños en el poblado Las Malvinas (Lunkenheimer, 1930). Costa *et al.* (2006) considera a las fallas Las Malvinas,

Valle Grande y Aisol, como estructuras potencialmente sismogénicas.

Por último, Anderson *et al.* (2007) localizan una sismicidad asociada a la placa de Nazca hasta ~ 170 km de profundidad. En este trabajo se encuentra sismicidad hasta profundidades de ~ 230 km, y se presenta el primer indicio de la existencia de eventos sísmicos a profundidades mayores que 170 km asociados a la placa de Nazca para las latitudes de estudio. Esto último está en acuerdo con modelos globales termales y petrológicos de deshidratación de placa subducida (van Keken *et al.*, 2011), los cuales predicen para la zona Centro de Chile, deshidratación de placa hasta 230 km de profundidad. Por lo cual, al menos hasta los ~ 230 km de profundidad, existe un mecanismo que pueda originar la sismicidad en la placa oceánica subducida. Se espera que con nuevas localizaciones obtenidas a partir de datos del experimento BSR se confirme o no la continuidad de esta sismicidad y se establezca su relación con procesos de deshidratación.

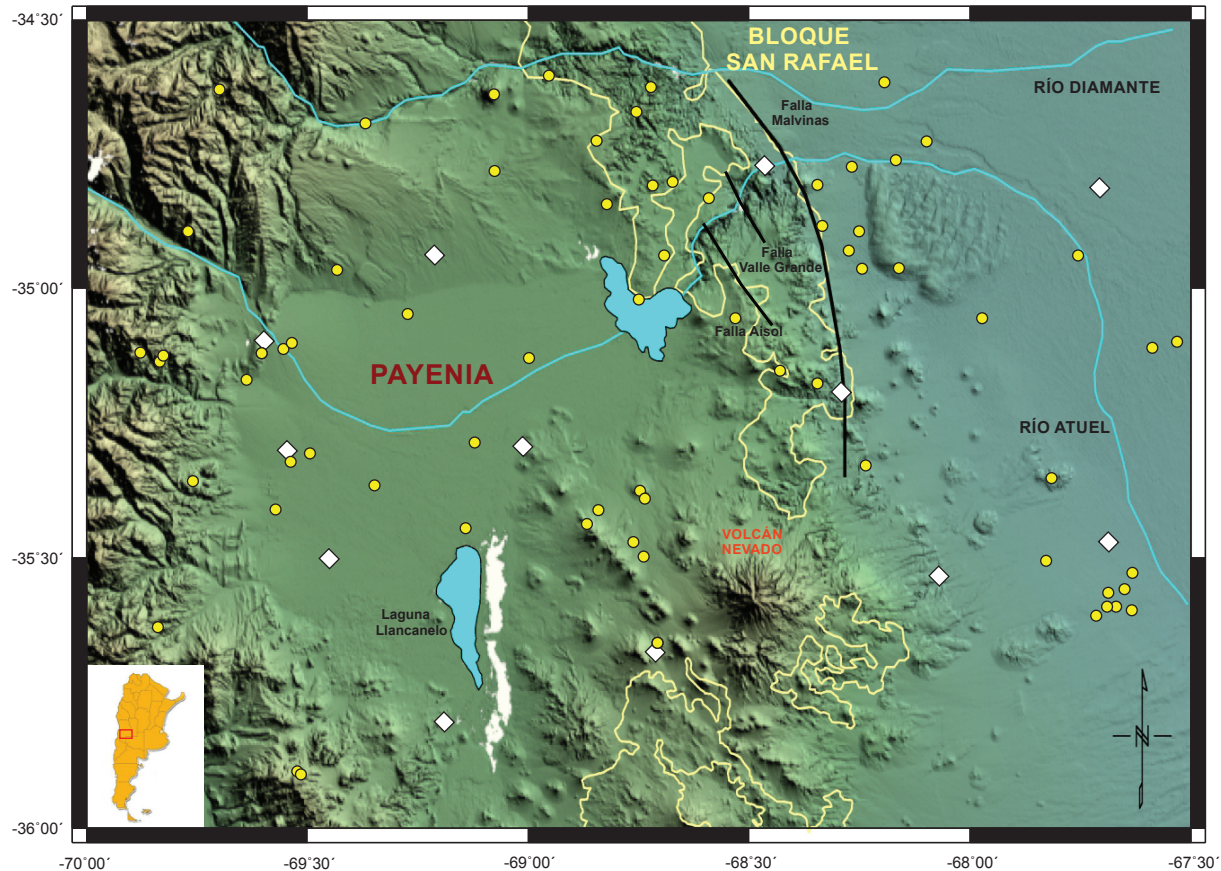


Figura 5. Sismicidad cortical localizada en los primeros 35 km de profundidad (círculos amarillos). Principales estructuras geológicas y Bloque San Rafael (línea amarilla) extraídas de Ramos y Folguera (2011). Red de estaciones sismológicas el experimento "BSR" (Rombos blancos). Lineamiento de falla Las Malvinas extraído de Peruca *et al.* (2006). Lineamientos de las fallas Aisol y Valle Grande extraídos de Costa *et al.* (2006).

CONCLUSIONES

La localización individual de eventos y la posterior relocalización del conjunto de datos evidencian sismicidad localizada en la región comprendida entre los 34.5°S y 36°S y 67.5°O y 70°O. Esta sismicidad, no reportada con anterioridad, presenta una distribución casi continua con la profundidad. Se localizó una sismicidad a una profundidad menor a 35 km. Un pequeño número de sismos estaría asociado a la estructura del Bloque San Rafael incluyendo eventos que podrían estar relacionados a la falla Las Malvinas ubicada en el borde oriental del mismo.

Asociados a la placa oceánica subducida, se ha localizado un pequeño número de sismos que alcanzan los ~230 km de profundidad.

Se evidencian eventos sísmicos ubicados en un rango de profundidades entre 50 y 130 km. Esta sismicidad es coincidente en su ubicación, y en profundidad, con la región de manto litosférico de la placa Sudamericana. En este trabajo se propone que la existencia de la misma podría deberse a la ocurrencia de procesos de deshidratación de minerales estables hidratados en el manto superior (Hacker *et al.*, 2003). La hidratación del manto se ve favorecida en las latitudes de estudio a estas profundidades según modelos termales y petrológicos presentados por van Keken *et al.* (2011). La presencia de la pluma somera propuestas por Burd *et al.* (2014), estaría cambiando las condiciones de presión y temperatura de la región contigua donde se localiza esta sismicidad. Estos resultados ponen en manifiesto un nuevo panorama para el estudio de la región.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a las instituciones que participaron en el experimento BSR (Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV) de la Universidad Nacional de San Juan, Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), Observatorio de Rayos Cósmicos "Pierre Auger" y Departamento de Sismología de la Universidad Nacional de La Plata). Un agradecimiento especial al personal del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) por su apoyo en la instalación y mantenimiento de las estaciones sismológicas. Un cordial agradecimiento a Aurora Burd y John Booker por ceder muy amablemente información que ayudó al entendimiento de nuestros resultados. Los autores agradecen a los correctores anónimos por sus aportes y comentarios a la versión original de este trabajo. Este trabajo fue posible gracias al financiamiento del Proyecto PICTO/2007 N°254, Riesgo Sísmico, ANPCyT. También se agradece a la Agencia Nacional de Promoción Científica y Técnica por la beca FONARSEC de capacitación otorgada durante la realización del mismo.

REFERENCIAS

- Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., 2007, Crustal structure of the south-central Andes Cordillera and backarc region from regional waveform modeling: *Geophysical Journal International*, 170(2), 858-875.
- 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, 419-434.
- Assumpção, M., Feng M., Tassara, A., Juliá J., 2013, Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography: Tectonophysics, 609, 82-96.
- Bermúdez, A., Delpino, D., 1989, La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35-37° L.S.): Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4), 35-55.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F., Saal, A., 1993, Los basaltos del retroarco extraandinos en 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos: Mendoza, Argentina, Actas, 161-172.
- Bohm, M., Lüth, S., Echter, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock A., Wigger, P., 2002, The Southern Andes between 36° and 40°S latitude: seismicity and average seismic velocities: Tectonophysics, 356, 275-289.
- Brasse, H., Soyer, W., 2001, A magnetotelluric study in the Southern Chilean Andes: Geophysical Research Letters, 28, 3757-3760.
- Burd, A.I., Booker, J.R., Mackie, R., Favetto, A., Pomposiello, M.C., 2014, Three-dimensional electrical conductivity in the mantle beneath the Payún Matrú Volcanic Field in the Andean back-arc of Argentina near 36.5°S: Decapitation of a mantle plume by resurgent upper mantle shear during slab steepening: Geophysical Journal International, 198(2), 812-827.
- Cahill, T., Isacks, B.L., 1992, Seismicity and shape of the subducted Nazca plate: Journal of Geophysical Research, 97, 17503-17529.
- Chulick G.S., Detweiler S., Mooney W.D., 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.
- Cisneros, H., 1993, Estudio Geológico Estructural del Bordo oriental del Bloque de San Rafael: Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Trabajo Final de Licenciatura . (Inédito), 200 pp.
- Cisneros, H., Bastias, H., 1993, Neotectónica del Bordo oriental del Bloque de San Rafael, en 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos: . Mendoza, Argentina, Actas 3270-276.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., 2003, Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén basin, Argentina: Marine and Petroleum Geology, 20(5), 429-443.
- Cortez, J., Vinciguerra, P., Yamin, M., Pasini, M., 1999, Tectónica cuaternaria de la región andina del Nuevo Cuyo (28°-38° LS), en Caminos R. (ed.), Geología Argentina, Anales 29: Instituto de Geología y Minería, Servicio Geológico Minero Argentino, 760-778.
- Costa, C., Cisneros, H., Salvarredi, J., Gallucci, A., 2006, La neotectónica del margen oriental del Bloque de San Rafael: Nuevas consideraciones: Asociación Geológica Argentina, Serie D, publicación Especial 6, 33-40.
- Davies, J.H., 1999, The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction-zone magmatism: Nature 398, 142-145.
- Díaz-Mojica, J., Cruz-Atienza V.M., Madariaga, R., Singh, S.K., Tago J., Iglesias A., 2014, Dynamic source inversion of the M6.5 intermediate-depth Zumpango earthquake in central Mexico: A parallel genetic algorithm: Journal Geophysical Research Solid Earth, 119, 7768-7785, doi:10.1002/2013JB010854.
- Douglas, A., 1967, Joint Hypocenter Determination: Nature, 215, 47-48.
- Español, V.R., Honda, M., Chivas, A.R., 2014, Cosmogenic ³He and ²¹Ne surface exposure dating of young basaltic lavas from southern Mendoza, Argentina: Quaternary Geochronology, 19, 76-86.
- Folguera, A., Naranjo, J.A., Orihashi, Y., Sumino, H., Nagao, K., Polanco, E., Ramos, V.A., 2009, Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block (34°-35°30'S), southern Central Andes: Occurrence, age, and tectonic setting: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 186, 169-185.
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P.R., Ruffet, G., de Bremond d'Ars, J., 2007, Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina): Tectonics, 26(4), 1-24.
- Germa, A., Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Tchilinguirian, P., 2010, Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matru Volcanic Field (Argentina): Journal of South American Earth Sciences, 29(3), 717-730.
- Gilbert, H., Beck, S., Zandt, G., 2006, Lithospheric and upper mantle structure of central Chile and Argentina: Geophysics Journal International., 165, 383-398.
- Girbacea, R., Frisch, W., 1998, Slab in the wrong place: lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpathian subduction retreat: Geology 26, 611-614.
- González Díaz, E.F., 1972, Descripción Geológica de la Hoja 30d, Payún Matrú: Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 130, 92.
- Groeber, P., 1946, Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70, Hoja Chos Malal: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1(3), 177-208.
- Groeber, P., 1947, Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70, 3, Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken: Revista de la Asociación Geológica Argentina 2: 347-408.
- Gudnason, J., Holm, P.M., Sogger, N., Llambías, E.J., 2012, Geochronology of the late Pliocene to recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza, Argentina: Journal of South American Earth Sciences, 37, 191-201.
- Gvirtzman, Z., 2002, Partial detachment of the lithospheric root under the southeast Carpathian: toward a better definition of the detachment concept: Geology 3, 51-54.
- Hacker, B.R., Peacock, S.M., Abers, G.A., Holloway, S.D., 2003, Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions?: Journal of Geophysical Research, 108 (B1), 1-16.
- Havskov, J., Ottemöller, L., 2010, Routine Data Processing in Earthquake Seismology. Netherlands, Springer, 339 pp.
- Hernando, I.R., Aragón, E., Frei, R., González, P.D., Spakman W., 2014, Constraints on the Origin and Evolution of Magmas in the Payún Matrú Volcanic Field, Quaternary Andean Back-arc of Western Argentina: Journal of Petrology, 55(1), 209-239.
- Inbar, M., Risso, C., 2001, A morphological and morphometric analysis of a high density cinder cone volcanic field – Payún Matrú, southcentral Andes, Argentina: Zeitschrift fur Geomorphologie, 45(3), 321-343.
- Kamiya, S., Kobayashi, Y., 2000, Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle: Geophysical Research Letters, 27(6), 819-822.
- Knapp, J.H., Knapp, C.C., Raileanu, V., Matenco, L., Mocanu, V., Dinu, C., 2005, Crustal constraints on the origin of mantle seismicity in the Vrancea Zone, Romania: The case for active continental lithospheric delamination: Tectonophysics, 410, 311-323.
- Kay, S.M., 2002, Tertiary to Recent transient shallow subduction zones in the central and southern Andes: 15th Congreso Geológico Argentino (Calafate) Actas, 3, 282-283.
- Kay, S.M., Copeland, P., 2006, Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: Geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America: Geological Society of America, Special Paper 407.
- Kay, S.M., Gorrington, M., Ramos, V.A., 2004, Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude): Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59(4), 556-568.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P.C., Mancilla, O., 2006a, Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transiente miocene shallowing of the andean subduction zone under the northern Neuquén basin: Geological Society of America Special Paper 407, 19-60.
- Kay, S.M., Mancilla, O., Copeland, P., 2006b, Evolution of the late Miocene Chachahuén volcanic complex at 37°S over a transient shallow subduction zone under the Neuquén Andes: Geological Society of America, Special Paper 407, 215-246 pp.
- Kirby, S., Engdahl, E.R., Denlinger, R., 1996, Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs: Geophysical Monograph: American Geophysical Union, 96, 195-214.
- Kissling, E., 1995, Velest User Guide Short Introduction. <ftp://ftp-server.rm.ingv.it/pub/mario.anselmi/velest.pdf>.
- Lienert, B., Berg, E., Frazer, N., 1986, Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares: Bulletin of the Seismological Society of America, 76(3), 771-783.
- Litvak, V.D., Folguera, A., Ramos, V.A., 2008, Determination of an arc-related signature in late Miocene volcanic rocks over the San Rafael block, Southern Central Andes (34°30'-37°S), Argentina: the Payenia shallow subduction zone, in 7th International Symposium on Andean Geodynamics, Niza: Extended Abstracts, 289-291.
- Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Risso, C., Hernando, I., 2010, El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 67(2), 278-300.

- Lúnkenheimer, F., 1930, El terremoto submendocino del 30 de mayo de 1929: Contribuciones Geofísicas Tomo III, N° 2. Observatorio Astronómico de La Plata.
- Marot, M., 2013, Flat versus normal subduction zones: A comparison based on 3-D regional travel-time tomography and petrological modeling of Central Chile and Western Argentina (29°-35°S): Francia, Sciences de l'Université de Nice-Sophia Antipolis, Thèse Docteur, 224 pp.
- Pardo, M., Monfret, T., Vera, E., Yañez, G., Eisenberg, A., 2004, Flat-slab to steep subduction transition zone in central Chile-western Argentina: body waves tomography and state of stress: EOS Trans. AGU, 85, Fall Meet. Suppl. Abstract S51B-0164.
- Peacock, S.M., 2001, Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle?: *Geology*, 29, 299-302.
- Perucca, L., Perez, A., Navarro, C., 2006, Fenómenos de licuefacción asociados a terremotos históricos. Su análisis en la evaluación del peligro sísmico en la Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4), 567-578.
- Pesicek, J.D., Engdahl, E.R., Thurber, C.H., DeShon, H.R., Lange, D., 2012, Mantle subducting slab structure in the region of the 2010 M 8.8 Maule earthquake (30–40°S), Chile: *Geophysical Journal International*, 191, 317-324.
- Porter, R., Gilbert, H., Zandt, G., Beck, S., Warren, L., Calkins, J., Alvarado, P., Anderson, M., 2012, Shear wave velocities in the Pampean flat-slab region from Rayleigh wave tomography: Implications for slab and upper mantle hydration: *Journal of Geophysical Research*, 117 (B11), 21 pp.
- Prieto, G.A., Florez, M., Barrett, S.A., Beroza G.C., 2013, Seismic evidence for thermal runaway during intermediate-depth earthquake rupture: *Geophysical Research Letters*, 40, 6064-6068, doi:10.1002/2013GL058109.
- Quidelleur, X., Carlut, J., Tchilinguirian, P., Germa, A., Gillot, P.Y., 2009, Paleomagnetic directions from mid-latitude sites in the southern hemisphere (Argentina): Contribution to time averaged field models: *Physics of the Earth and Planetary*, 172 (3-4), 199-209.
- Ramos, V.A., Folguera, A., 2005, Los Andes Australes: una evolución tectónica excepcional entre el sur de Mendoza y el norte de Neuquén in 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Mar del Plata, Resumen, 10 p.
- Ramos, V., Folguera, A., 2009, Andean flat-slab subduction through time: *Geological Society of London*, 327, 31-54.
- Ramos, V.A., Folguera, A., 2011, Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201 (1-4), 53-64.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 2006, Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude): *Geological Society of America, Special Paper*, 407, 1-17.
- Spagnotto, S.L., 2013, Sismicidad entre 34.5°-36.5°S y 67°-71°O posterior al sismo de Maule, Mw=8.8, 27/02/2010 y distribuciones de deslizamientos en placa de Nazca para sismos de profundidades mayores a 100 km en secciones plana y normal entre 31-34°S: San Juan, Instituto Geofísico Simiológico Volponi, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Tesis Doctoral, 260 pp.
- Stern, C.R., Frey, F.A., Zartman, R.E., Peng, Z., Kyser, T.K., 1990, Trace element and Sr, Nd, Pb and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkalic basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 94-308.
- van Keken, P.E., Hacker, B.R., Syracuse, E.M., Abers, G.A., 2011, Subduction Factory 4: depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide: *Journal Geophysical Research*, 116, 1-22.
- Wagner, L.S., Beck, S., Zandt, G., 2005, Upper mantle structure in the south central Chilean subduction zone (30° to 36°S): *Journal Geophysical Research*, 110, 1-20.
- Yamasaki, T., Seno, T., 2003, Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab: *Journal of Geophysical Research*, 108, doi: 10.1029/2002JB001918.
- Yuan, X., Bataille, K., Bock, G., Bohm, M., Echtler, H., Kind, R., Oncken, O., Wölbern, I., 2006, Deep seismic images of the Southern Andes: *Geological Society of America Special Papers*, 407, 61-72.

Manuscrito recibido: Noviembre 19, 2014

Manuscrito corregido recibido: Abril 30, 2015

Manuscrito aceptado: Mayo 18, 215