



Estructura litosférica en el flat-slab pampeano determinada mediante inversión de funciones receptoras y curvas de dispersión sobre la sierra de San Luis

Marina Karim ESCOBARES¹, Silvana Liz SPAGNOTTO^{1,2,3}, Augusto Francisco MOROSINI^{1,2}, Marcos Ariel SÁNCHEZ^{2,4} y Andrés NACIF⁴

¹Universidad Nacional de San Luis.

²CONICET

³Universidad de Buenos Aires

⁴Instituto Geofísico Sismológico Volponi - Universidad Nacional de San Juan

Email: marinaescobares@gmail.com

Editor: María Paula Iglesia Llanos

Recibido: 14 de julio de 2022

Aceptado: 9 de febrero de 2023

RESUMEN

En este trabajo se obtuvieron modelos de la velocidad de las ondas Vs a partir de inversión conjunta de funciones receptoras (RF) y curvas de dispersión. Para obtener las RF se usaron telesismos de magnitudes superiores a M_w 5.8 registrados por la estación sismológica de banda ancha UNSL de la Universidad Nacional de San Luis y de la Universidad Nacional de San Juan. Las funciones receptoras fueron clasificadas según el azimut de los sismos y separadas en dos sectores, ya que los rayos sísmicos atraviesan áreas diferentes de la corteza y permiten mapear estructuras litosféricas y sublitosféricas someras. Las principales discontinuidades de la corteza y el manto superior debajo de la estación poseen cambio en profundidad y velocidad de acuerdo al azimut del rayo. La profundidad de la discontinuidad del Moho fue similar a ambos lados (de 42 a 45 km), pero a los 20 km de profundidad del lado Este, hay una discontinuidad que se pudo atribuir a un límite entre cortezas reológicamente distintas. Además, en el Este se detectó un cambio reológico a los 10 km de profundidad, atribuido a la zona de despegue (*decollement*) vinculada a la estructuración del frente de levantamiento de la Sierras de San Luis. Por último, es importante remarcar la disminución de las velocidades de las ondas S entre los 60 y 100 km de profundidad. Esta zona de menor velocidad respecto al manto litosférico subyacente al Moho, estaría vinculada con el desarrollo de una anomalía térmica. La misma estaría relacionada al vulcanismo que llega hasta el antepaís y está asociada a la subducción subhorizontal de la placa de Nazca.

Palabras clave: corteza; discontinuidades; funciones receptoras, sierra de San Luis, famatiniano.

ABSTRACT

Lithospheric structure in the Pampean flat-slab determined by inversion of receptor functions and dispersion curves over the Sierra de San Luis.

In this work, we present the lithospheric structure in the Pampean flat-slab using inversion of receptor functions and dispersion curves in the Sierra de San Luis. We obtained Vs velocity models from the joint inversion of receptor functions (RF) and dispersion curves. To obtain the RF, we analyzed recordings from earthquakes of magnitudes greater than M_w 5.8 recorded by the UNSL broadband seismological station. We classified the receiver functions according to the azimuth of the earthquakes and separated them into two regions, as rays cross relatively different areas of the crust, lithospheric and shallow sublithospheric structures. The main crustal and upper mantle discontinuities below the station have a change in depth and velocity according to the azimuth of the ray. The Moho depth was similar from both directions, from the East and from the West (from 42 to 45 km, respectively), towards the East, a discon-

tinuity at 20 km depth, could be attributed to a boundary between rheologically distinctive crusts and probably developed in different orogenic cycles. An important rheological change was observed at 10 km depth, which can be attributed to the detachment zone. This decollement can be related to the structuring of the uplift front of Sierra de San Luis. It is important to note the decrease in S-wave velocities between 60 and 100 km depth. This area would be linked to the development of an anomaly in the mantle that produced an arc volcanism associated with the flat subduction of the Nazca plate in the Andean foreland.

Keyword: crust; discontinuities; receiver functions, Sierra de San Luis, famatinian.

INTRODUCCIÓN

El método de funciones receptoras (RF, por sus siglas en inglés), es relativamente nuevo y poderoso para conocer las principales discontinuidades de la corteza y el manto superior debajo de una estación sismológica (Owen et al. 1984, 1987). Las RF hacen uso de una de las principales propiedades en la propagación de ondas elásticas en un medio isotrópico. Ésta consiste en que una parte de las ondas P que incide en una interfaz entre dos medios se convierta en ondas S y viceversa, tanto reflejadas como transmitidas (Ammon 1997). La obtención de los tiempos de viaje entre fases, junto a algunas suposiciones de velocidad inicial y de la relación de las velocidades P y S, permiten obtener un modelo de velocidades en profundidad. Para evitar valores atípicos, y múltiples soluciones, la técnica de RF se puede combinar con técnicas independientes tales como la inversión de curvas de dispersión obtenidas a partir de correlaciones de ruido ambiente entre dos estaciones o autocorrelaciones del mismo (Juliá et al. 2000).

Mediante inversión se obtuvo un modelo promedio de velocidades local y modelos para los rayos provenientes del NE y NO separadamente, en el sector de las Sierras Pampeanas Orientales (Figs. 1 y 2). Éstas se localizan dentro de una zona de deformación contraccional en el retroarco andino (Brooks et al. 2003, Monsalvo 2012) comúnmente reconocida como antepaís Andino fragmentado (*Andean broken foreland*).

Existen varios estudios geológicos-estructurales en la provincia de San Luis (Costa 1992, 1999, Costa et al. 2001, 2019; Christiansen et al. 2019, Morosini et al. 2021), pero son escasos aquellos que investigan la litósfera en su conjunto (Ward et al. 2013, 2014, Tassara et al. 2006, Bianchi et al. 2012). Por lo tanto, este trabajo pretende dar a conocer la estructura litosférica y su influencia en el contexto geodinámico actual o reciente. Analizamos la estructura cortical superficial y profunda a partir de su vinculación con la velocidad Vs obtenida a partir de relaciones empíricas de la literatura. Consideramos que lo observado a partir de esta única estación, es representativos del sector sur de la Sierra Grande de San Luis.

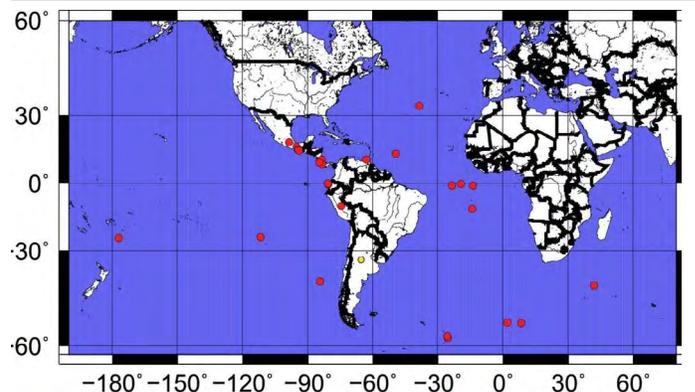


Figura 1. En amarillo se indica la estación UNSL ubicada en San Luis, Argentina. En rojo, los eventos con magnitudes superiores a Mw 5.8 a distancias telesísmicas (30° a 90°) entre las fechas 2017-2018 tomados del catálogo de USGS en todos los rangos de profundidad (superficiales/medio/profundos), con los cuales se obtuvieron funciones receptoras.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El basamento de las Sierras Pampeanas fue desarrollado por la acreción de diferentes terrenos sobre el margen occidental de Gondwana entre el Proterozoico tardío y el Paleozoico temprano (Prozzi y Ramos 1988, 2009, Ramos et al. 2002; Steenken et al. 2004, Miller y Söllner 2005).

Las Sierras Pampeanas Orientales se formaron durante dos orogenias principales, el orógeno Pampeano y el Famatiniano. Los eventos pampeanos (Aceñolaza y Toselli 1976, Dalla Salda 1987, Rapela et al. 1998, Escayola et al. 2007, Rapela et al. 2007) ocurrieron desde el Ediacaran (~550 Ma) hasta el estadio 3 del Cámbrico (~515 Ma) (Siegesmund et al. 2010, Baldo et al. 2014). Estos eventos están asociados a un arco magmático relacionado con la subducción que estuvo activa entre 550 y 525 Ma (Schwartz et al. 2008, Iannizzotto et al. 2013, Baldo et al. 2014, López de Luchi et al. 2018). Posteriormente, una perturbación tectónica siguió a estos eventos estructurando y desarrollando metamorfismo en facies anfíbolita a granulita sobre un prisma de acreción ubicado en el lado occidental del arco a aproximadamente 520 Ma (Tibaldi et al. 2008).

La orogenia Famatiniana fue definida originalmente por

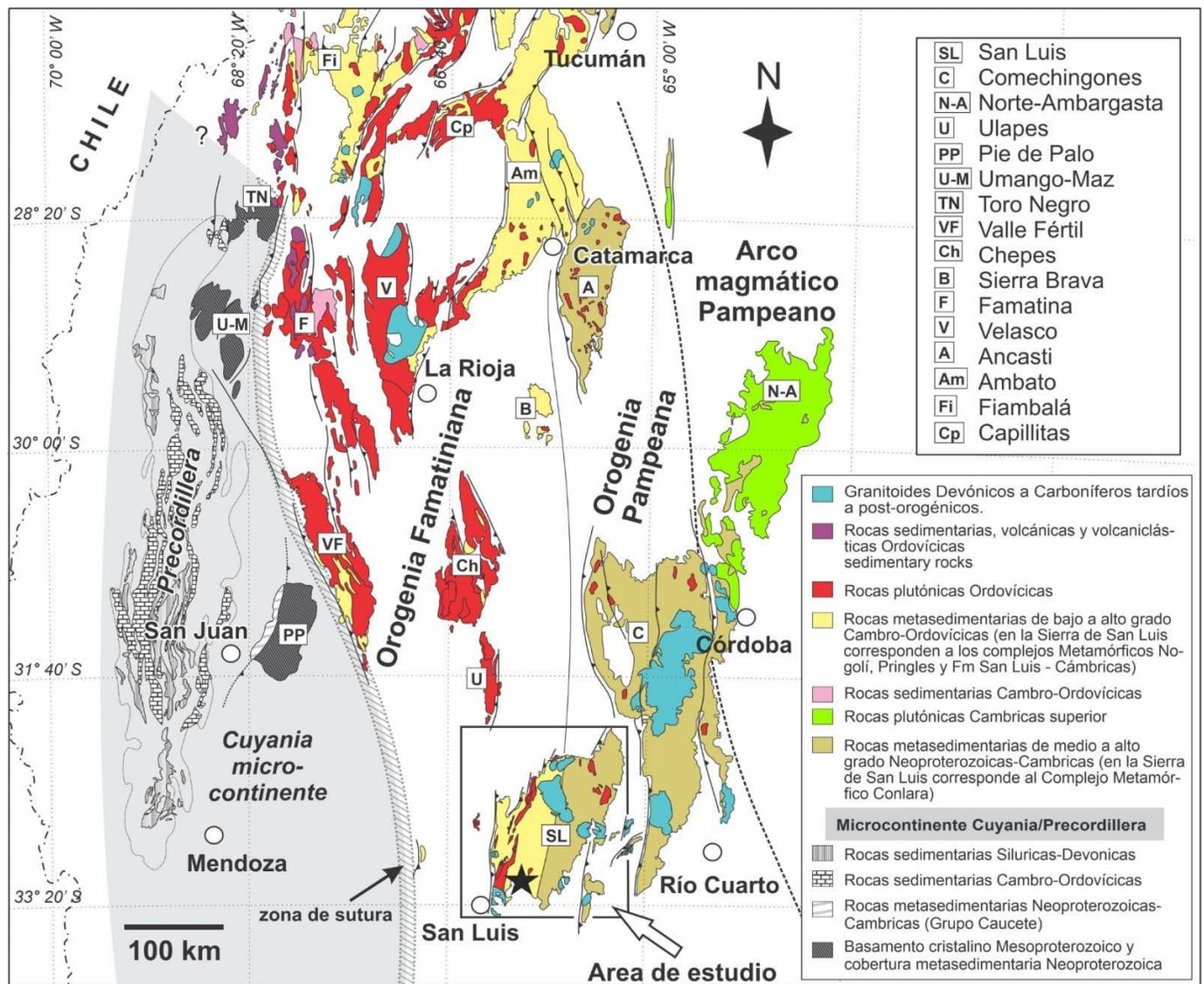


Figura 2. Mapa de las Sierras Pampeanas Orientales. El recuadro determina el área correspondiente a las Sierras de San Luis. Modificado de Morosini et al. (2021).

Aceñolaza y Toselli (1976) para agrupar eventos tectono-sedimentarios que ocurrieron durante el Paleozoico Inferior en las regiones noroccidental y central de Argentina. El arco famatiniano está genéticamente relacionado con una zona de subducción de inmersión hacia el este y con un cinturón metamórfico de retroarco que bordea el orógeno pampeano peri-Gondwánico previo (Otamendi et al. 2020). El arco famatiniano se inició a los ~495 Ma cuando se restableció un régimen de subducción a lo largo del margen occidental del orógeno pampeano y estuvo continuamente activo durante el Ordovícico temprano (Pankhurst et al. 1998, Sims et al. 1997, Steenken et al. 2004, Cristofolini et al. 2014). Una tercera orogenia, la Achaliana, ocurrió durante el Devónico Medio-Tardío (Sims et al. 1997) e intervino en la estructuración del área, aunque en menor medida. La colisión de un terreno denominado Chilenia (Ramos et al. 1984) contra el margen

occidental del terreno Cuyania/Precordillera, que ya estaba amalgamado con Gondwana, es interpretada por algunos autores como la reactivación de las zonas de cizallamiento y la actividad plutónica de intraplaca (Sims et al. 1998, Steenken et al. 2008).

La Orogenia Andina es la responsable de estructurar al antepaís pampeano, esto se debe a la subhorizontalización de la placa oceánica de Nazca como consecuencia de la subducción de la dorsal asísmica Juan Fernández (Barazangi e Isacks 1976, Anderson et al. 2003, Álvarez et al. 2015, Mulcahy et al. 2014, Gans et al. 2011). Aunque hoy en día existen dudas sobre el estilo estructural de las Sierras Pampeanas, una de las hipótesis que más ha trascendido es la de bloques basculados y limitados por fallas inversas lítricas que se horizontalizan en profundidad (González Bonorino 1950, Perarnau et al. 2012, Ammirati et al. 2015).

Geología local de la sierra de San Luis

Para poder aproximarse a una interpretación de la estructura de la corteza en la provincia de San Luis es necesario conocer primero parte de la historia del Paleozoico inferior, es decir, la evolución en la construcción del borde occidental del Gondwana entre los 480 y los 400 Ma. Se conocen dos ciclos orogénicos diferentes que afectaron las Sierras Pampeanas, el primero de edad neoproterozoica, generado por la colisión de un bloque pampeano contra el cratón del Río de La Plata (Ramos et al. 2010), o bien, la colisión de una dorsal centro-oceánica (Tibaldi et al. 2021). Este ciclo estructuró las rocas que se ubican al este de la estación sismológica de La Florida, hacia la provincia de Córdoba. Un segundo ciclo, el Famatiniano, se caracteriza por el desarrollo de un arco magmático que luego es acrecionado contra el orógeno pampeano debido a la colisión de un bloque exótico procedente de Laurentia en el Ordovícico medio tardío (460 Ma), conocido como Cuyania-Precordillera (Astini y Dávila 2004, Ramos et al. 2004). Las rocas que caracterizan a esta orogenia se localizan justo debajo de la estación sismológica, y se extienden hacia el oeste de la misma, hasta el límite con la provincia de Mendoza (mega lineamiento o sutura de Valle Fértil-Desaguadero)

La evolución de la orogenia Famatiniana en las Sierras Pampeanas Orientales, luego de la estabilización del Orógeno Pampeano, se caracteriza por el desarrollo de un magmatismo de arco y retroarco emplazado hacia el este de las Sierras Pampeanas Occidentales (Otamendi et al. 2008, 2009, 2020, Cristofolini et al. 2014), reconocido según Rapela et al. (1998) como un arco interno (*inner arc*) de edad ordovícica temprano. La colisión de Cuyania en el Ordovícico Medio (460 Ma) generó una fuerte deformación en el borde del Gondwana a través del desarrollo de un conjunto de zonas de cizallas de escala regional (Martino et al. 2003, Höckenreiner et al. 2003, Vujovich et al. 2008, Cristofolini et al. 2014, Larrovere et al. 2017, Christiansen et al. 2019, entre otros). Algunas de ellas fueron datadas para el periodo Silúrico-Devónico por Steenken et al. (2010), y atraviesan en diferentes direcciones la región analizada (Fig. 8). La colisión de Cuyania-Precordillera produjo también una imbricación en el basamento de las sierras Pampeanas Orientales. La corteza batolítica famatiniana está expuesta y yuxtapuesta por encima de las rocas del antearco. Además, se producen escamas tectónicas del bloque de Cuyania dando origen a las Sierras Pampeanas Occidentales. En el retroarco (Sierra de San Luis) la deformación produjo una estructura bivergente (Morosini et al. 2021), justo debajo de la localización de la estación La Florida (Fig. 8). Luego, durante el ciclo orogénico Achaliano (colisión de

Chilenia contra Cuyania durante el Devónico) se reactivaron algunas de las cizallas previas y se emplazaron batolitos y plutones graníticos de intraplaca (Fig. 8) (Sims et al. 1998, Stuart-Smith et al. 1999).

Luego de estos eventos se consolida la estructura interna del basamento cristalino, y a partir de entonces la deformación es netamente de carácter frágil y asociada a la estructuración del ciclo Andino. No obstante, las estructuras ocurridas durante el paleozoico en la construcción del orógeno Famatiniano, juegan un importante control pasivo en el desarrollo y localización de las estructuras modernas (Bense et al. 2017).

METODOLOGÍA

Se obtuvieron datos de telesismos (Fig. 2 y Cuadro 1) registrados de una estación de banda ancha instalada por la facultad de Ciencias Físico Matemáticas y Naturales de la Universidad Nacional de San Luis, junto al Instituto Geofísico Sismológico Ing. Volponi de la Universidad Nacional de San Juan. Dicha estación estaba ubicada en la localidad de La Florida (33,123°S; 66,0268°O, altura 1043 m) desde 2017 a diciembre de 2021. Se seleccionaron eventos usando el catálogo global de la USGS (*United States Geological Survey*) (Cuadro 1) con magnitudes superiores a M_w 5.8 y distancias epicentrales superiores a 30° e inferiores a 90°. Fueron utilizados eventos en todos los rangos de profundidad. Con los mismos se trabajó aplicando el método de función receptora, y luego de obtenerlas, se descartaron aquellos demasiado ruidosos.

Para calcular el tiempo de arribo de la onda P a la estación se utilizó el programa llamado Taup (Crotwell et al. 1999) a partir de un modelo de velocidades global. Posteriormente los registros fueron cortados en una ventana de tiempo de 10 s antes y 90 s después de la llegada de la onda P. Para mejorar la relación señal/ruido de cada uno de los sismos seleccionados, previo al cálculo formal de las funciones receptoras, se

Cuadro 1. Seis sismos fueron seleccionados por tener mejores señales. Tres de ellos provienen del sector centro-americano (México y Costa Rica) y otros tres del sector Atlántico (Central meso atlántica e Isla Ascensión).

Fecha	Lugar	Profundidad (km)	Magnitud (M_w)
30/6/2017	Central Mesoatlántica	10	5.9
18/8/2017	Isla Ascensión	35	6.6
19/9/2017	México	48	7.1
23/9/2017	México	10	6.1
13/11/2017	Costa Rica	19	6.5
30/11/2017	Central Mesoatlántica	10	6.5

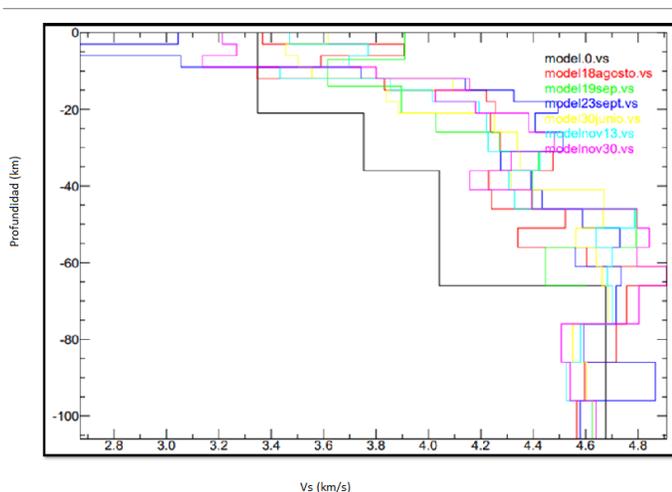


Figura 3. Modelos de velocidades obtenidos para cada uno de los sismos seleccionados. En las ordenadas se encuentra representada la profundidad en km y en las abscisas la velocidad de la onda S en km/s.

aplicó un filtro pasa banda de 0.1 a 4 Hz. Luego se realizaron las rotaciones para un sistema de coordenadas ZRT (vertical, radial y transversal).

A partir de los datos preprocesados y para la deconvolución iterativa se utilizó el programa iterdecon (Ammon et al. 1997, Ligorria y Ammon 1999) basado en un algoritmo de deconvolución iterativo. La inversión se hizo en la componente radial de las funciones receptoras utilizando los códigos de Ammon et al. (1997) adaptados por Juliá et al. (2000) que incorporan un suavizado en los saltos del modelo de velocidad. El modelo inicial de velocidades tomado fue el de Ammirati et al. (2013) y la curva de dispersión usada en la inversión conjunta fue el publicado por Ammirati et al. (2018). Las curvas de dispersión de Feng et al. (2004), son curvas de dispersión regionales, a escala continental y en el sector estudiado muestran valores más bajos que los reportados por Ammirati et al. (2018). Si usamos los valores de Feng et al. (2004), las velocidades finales de nuestro modelo varían levemente a valores más lentos.

Una vez seleccionados los seis sismos que presentaron registros con una mejor relación señal/ruido, se usó un filtro de nivel de agua (water-level) de 0.01 para evitar la división por números muy pequeños, al sustituirlos por dicho valor para todas las frecuencias del denominador. El filtro gaussiano seleccionado fue de 2.5 Hz.

Usando inversión conjunta de las RF y de una curva de dispersión se obtuvo un modelo de velocidad para cada uno de los sismos trabajados (Fig. 3). En la figura 4 puede observarse la función receptora del sismo del 13 de noviembre de 2017 y su función receptora sintética obtenida luego de la inversión conjunta, y lo mismo, de la curva de dispersión representada en la figura 5. Los modelos de todos los sis-

mos mostraron mayores velocidades que las reportadas en el sector más occidental por Amiratti et al. (2013), graficado como el modelo 0 (Fig. 3). Luego, con inversión conjunta de todos los sismos, se obtuvo un modelo promedio y modelos separados de velocidad para sismos provenientes del NO y del NE (Fig. 6).

Utilizando la información del parámetro del rayo de cada uno de los sismos (Cuadro 2) y mediante cálculos trigonométricos se determinaron las distancias horizontales por donde ingresa cada rayo debajo de la estación en la dirección del azimut. Los resultados obtenidos se muestran tanto para los sismos provenientes del noroeste como para los del noreste.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Modelo de velocidad obtenido a partir de sismos del noroeste (Centro y Norte América)

En la figura 6.2a se muestra el modelo de velocidad obtenido a partir de los sismos provenientes del noroeste, específicamente de México y Costa Rica.

En él se puede observar igualmente una disminución de velocidad a los 10 km de profundidad (3.7 a 3.45 km/s) y a partir de allí un aumento progresivo de velocidad desde los 3.45 a 3.9 km/s aproximadamente. A los 45 km de profundidad también se hace notar un aumento importante de velocidades que va de 4.5 a 4.7 km/s (discontinuidad de Moho). Por debajo de los 60 km de profundidad y hasta los 80 km la velocidad desciende de 4.95 a 4,4 km/s, y se incrementa levemente a 4.65 km/s desde los 80 a los 100 km de profundidad.

Modelo de velocidades obtenido a partir de sismos provenientes del noreste

Los sismos provenientes del noreste que permitieron elaborar el modelo de velocidad de la figura 6.2b, se produjeron en un sector de la dorsal central meso-atlántica y en la isla Ascensión. Todos ellos ubicados en el Océano Atlántico.

Los resultados de este modelo indican una disminución de velocidad de 4 a 3.5 km/s en un rango de 5 a 12 km de profundidad, indicando allí una posible discontinuidad. Un marcado ascenso de velocidades de 3.7 km/s a 4.3 km/s se produce a los 20 km de profundidad. Una tercera discontinuidad (en este caso el Moho), se observa a los 42-45 km de profundidad debido al incremento de velocidades de 4.5 a 4.8 km/s. Entre los 60 y 100 km de profundidad se produce una disminución de la velocidad de 4.85 a 4.55 km/s.

Análisis de los modelos de velocidad

En la figura 7 se muestran los modelos obtenidos por dis-

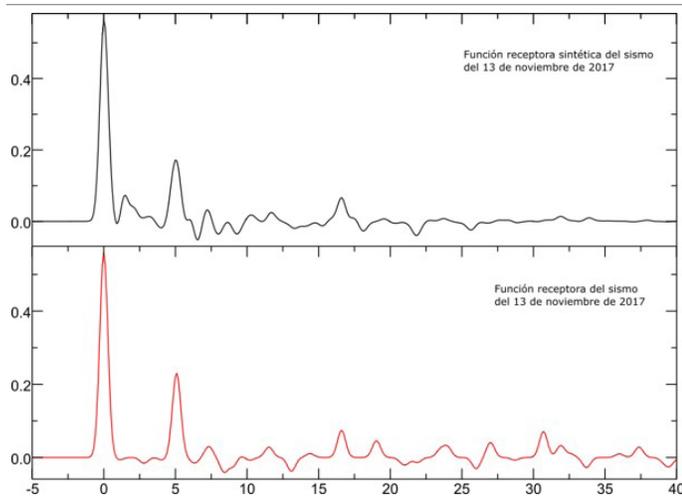


Figura 4. Ejemplo de función receptora del sismo del 13 de noviembre de 2017 (rojo) y la sintética de dicha función obtenida a partir del modelo obtenido con la inversión conjunta (negra).

tintos autores que desarrollaron la misma técnica en la región y el obtenido en este trabajo. Dos de ellos tomaron datos en las Sierras Pampeanas Occidentales, y los restantes, en las Sierras Pampeanas Orientales.

Ammirati et al. (2013) realizaron un modelo de velocidad (Fig. 7) con la estación sísmica DOCA, en el flanco occidental de la sierra de la Invernada (Precordillera Central) utilizando el análisis de funciones receptoras para telesismos. Luego, en 2015, publicaron un modelo un poco diferente usando la misma estación y otro grupo de sismos. Estos resultados se obtienen para el área de San Juan que se encuentra en la zona de transición entre las Sierras Pampeanas occidentales y la Precordillera oriental, las discontinuidades intra corticales obtenidas fueron interpretadas como despegues dentro del terreno de Cuyania. Ammirati et al. (2013) obtuvieron un modelo donde la primera discontinuidad se encuentra a una profundidad de 21 km, lo que podría ser parte de un sistema importante entre la cubierta sedimentaria superior y el basamento de Cuyania. La segunda discontinuidad fue reportada a unos 36 km de profundidad, indicando un probable cambio en las propiedades fisicoquímicas de la corteza induciendo un comportamiento frágil-dúctil de la misma. Los resultados indican una profundidad del Moho debajo de la Precordillera Central Andina a 66 km. En el modelo que publican los mismos autores en 2015, el incremento de velocidades se presenta más gradual para la estación DOCA, y las discontinuidades menos marcadas. Por otro lado, en la estación LLAN la discontinuidad del Moho se ve claramente a unos 40 km de profundidad.

Perarnau et al. (2012) en su modelo presentan los resultados obtenidos en el ambiente de las sierras Pampeanas Occidentales utilizando funciones receptoras de datos tele-

sísmicos registrados por una estación ubicada en el flanco suroeste de la Sierra de Pie de Palo (Fig. 7). Las tres discontinuidades determinadas por estos autores fueron localizadas a profundidades menores que 50 km. Las dos primeras a 13 y 28 km de profundidad aproximadamente, son interpretadas como niveles de despegue (*decollement*) para las estructuras de fallamiento presentes en la zona, o bien, cambios por una composición diferente de la corteza. La discontinuidad identificada a mayor profundidad (47 km, aproximadamente) corresponde, según estos autores, a la discontinuidad del Moho. Los valores bajos de V_s que se observan para la corteza superior (< 28 km de profundidad), estarían de acuerdo con una disminución de la velocidad sísmica de ondas de corte, aparentemente provocada por un mayor grado de fracturación y/o fallamiento para esta zona.

Ammirati et al. (2018) obtuvieron un modelo en las Sierras de Córdoba (Fig. 7) con el uso de tres estaciones sísmológicas de la red ESP, en las cuales encuentran dos discontinuidades a los 10 y 25 km de profundidad. A los 10 km asumen que podría deberse por su forma irregular a una heterogeneidad local, así como también a cambios en la litología. La discontinuidad marcada por estos autores a los 25 km es compatible con una transición desde un comportamiento más frágil a dúctil. Mientras que a la discontinuidad del Moho la localizan a unos 35-40 km de profundidad.

Otros autores como Ward et al. (2013) y Tassara et al. (2006), en estudios realizados con diferentes métodos geofísicos en las Sierras Pampeanas orientales y zonas aledañas, obtuvieron resultados similares a los de este trabajo en cuanto a las propiedades geofísicas y como estos también variaron según la profundidad.

Los modelos obtenidos en este trabajo permiten interpretar a la discontinuidad del Moho entre los 42 y 45 km de profundidad (Fig. 7 y 8). La velocidad en el mismo es levemente mayor que en otros trabajos publicados. Se espera en estudios futuros obtener curvas de dispersión locales con correlación de ruido ambiente para poder mejorar las curvas reportadas en la literatura (Feng et al. 2004 y Ammirati et al. 2013) y a partir de ellas obtener nuevos modelos ajustados.

Modelos laterales obtenidos (NO y NE)

Los modelos de la figura 6 (2a y b) tienen dirección al NO y al NE con respecto de la estación. Entre los 10 y 15 km de profundidad en ambos modelos se puede inferir la presencia de una zona de baja velocidad interpretada como de despegue o cizalla. En los niveles de despegue las variaciones de velocidades pueden darse por cambios en la litología y la reología más dúctil de las rocas. Otros autores interpretan

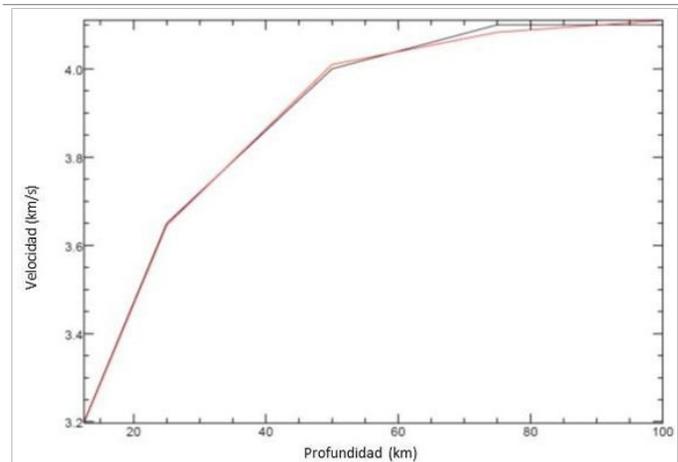


Figura 5. Curva de dispersión sintética en rojo del modelo obtenido y curva de dispersión obtenida de Ammirati et al. (2018) en negro mostrando un buen ajuste luego de la inversión conjunta.

estas disminuciones bruscas de velocidad como fallamientos estructurales entre los 10-20 km, o como emplazamiento de viejas cámaras magmáticas (Ammirati et al. 2018). Perarnau et al. (2012) interpretan una zona de fusión parcial o material astenosférico a profundidades que rondan los 20 km debajo de la sierra de Córdoba a partir de los estudios de Booker et al. (2004) y Gilbert et al. 2006.

Teniendo en cuenta los modelos de los diferentes autores, en cuanto a similitudes puede observarse que todos muestran un aumento de velocidad con la profundidad, lo cual es coincidente con datos ya conocidos, en donde la corteza tiene velocidades que oscilan entre 3 a 4 km/s aumentando progresivamente de 4 a 5 km/s en el límite corteza-manto. Nuestro modelo por razones de ubicación se asemeja a aquel obtenido por Ammirati et al. (2018), la primera y tercera discontinuidad a distintas profundidades en ambos modelos son coincidentes.

Correlacionando todos los resultados publicados hasta el momento se puede observar cómo la profundidad del Moho disminuye progresivamente de oeste a este, es decir, desde las Sierras Pampeanas Occidentales hacia las Orientales, como es de esperarse si se tienen en cuenta las Anomalías de Bouguer regionales y el efecto de las raíces debajo de la cordillera de los Andes (Giménez et al. 2009). En particular Cornalia e Introcaso (2004) a partir de ondulaciones de geoide en la sierra de San Luis obtienen valores del Moho similares a los reportados en este trabajo. En la figura 7 graficamos dichas profundidades mediante isobatas al Moho que son similares a los valores reportados por Gans et al. (2011), también obtenidos con el método de funciones receptoras.

Para poder aproximarse a una interpretación de la estructura de la corteza en la provincia de San Luis miramos la historia del paleozoico inferior y los dos ciclos orogénicos diferentes que afectaron las Sierras Pampeanas, una la orogenia

Pampeana, producida por una acreción contra el cratón del Río de La Plata y luego la orogenia Famatiniana. La colisión de Cuyania en el Ordovícico medio generó una fuerte deformación en el borde del Gondwana a través del desarrollo de un conjunto de zonas de cizallas de escala regional que atraviesan en diferentes direcciones la región analizada (Fig. 8) conformando la orogenia Famatiniana (Steenken et al. 2010). La sierra de San Luis forma parte del antiguo retroarco y las estructuras bivergentes generadas en este entonces estarían justo debajo de la localización de la estación La Florida (Morosini et al. 2021) (Fig. 8). Por último, el ciclo Achaliano de edad devónica reactivaría zonas de cizalla y emplazaría cuerpos plutónicos.

Teniendo en cuenta estas observaciones de la historia geológica y considerando que en los modelos obtenidos de la figura 6 (2a y b) se destaca un cambio en los modelos de velocidad en la corteza inferior, se infiere que esto es debido a que los rayos sísmicos atraviesan distintos tipos de estructuras corticales o reológicas. Hacia el noroeste se puede observar presencia de discontinuidades menos marcadas en los primeros kilómetros de profundidad, a diferencia del modelo del noreste. Esto podría deberse a una corteza más máfica hacia el NO (probablemente asociada con el arco magmático famatiniano) mientras que para el sector NE se puede interpretar una corteza claramente dividida en capas heterogéneas ya que en esta zona los parámetros elásticos de las rocas van cambiando progresivamente con la profundidad.

Hacia el noreste la corteza tiene una discontinuidad bien definida a los 18 km que puede interpretarse como un límite estructural entre dos tipos de cortezas, en cambio al noroeste hay un incremento gradual en las velocidades corticales, lo que podría sugerir solo cambios composicionales graduales más que límites estructurales netos.

El modelo del NE muestra velocidades más bajas de las ondas S en comparación con el modelo del NO (Fig. 6) y en los dos una gran disminución hacia los 10 km de profundidad, esto podría ser debido a un nivel de despegue estructural relativamente somero y probablemente asociado a las fallas que actualmente estructuran la Sierra de San Luis. Hacia los 42 km de profundidad por el cambio en la velocidad de las ondas S en ambos modelos inferimos que se localiza el Moho.

En los modelos de las figuras 6 (a-c) y en su presentación en la figura 8 se puede observar que, por debajo de la discontinuidad del Moho, entre los 45 km y los 65 km aproximadamente, hay un aumento de la velocidad de la onda S que varía entre los 4.6 y 5 km/s. Estas velocidades nos podrían estar indicando la posibilidad de que estemos en presencia de un manto litosférico muy delgado respecto al promedio (sólo de 20 km). Entre los 65 km y 100 km hay un descenso de la velo-

Cuadro 2. Parámetro del rayo de cada uno de los sismos usados y cálculo de la distancia en la horizontal desde la estación al lugar donde incide el rayo por debajo en la Moho.

Sismo fecha y hora	Distancia (km)	Profundidad	P (seg/km)	θ (ángulo de incidencia)	Distancia (horizontal) estación- incidencia del rayo en Moho
Provenientes del Noreste					
30/06/17	3938 km 35.47 °	13	0.077	27.6°	21.9 km
18/08/17	6507 km 58.62°	35	0.062	22.11°	17.1 km
30/11/17	5687 km 51.23°	10	0.067	23.95°	18.7 km
Provenientes del Noroeste					
19/09/17	6679 km 66.12°	48	0.061	22.06°	17.7 km
23/09/17	6168 km 55.56°	29	0.064	22.87°	17.7 km
13/11/17	5108 km 46.01°	19	0.071	25.22°	19.8 km

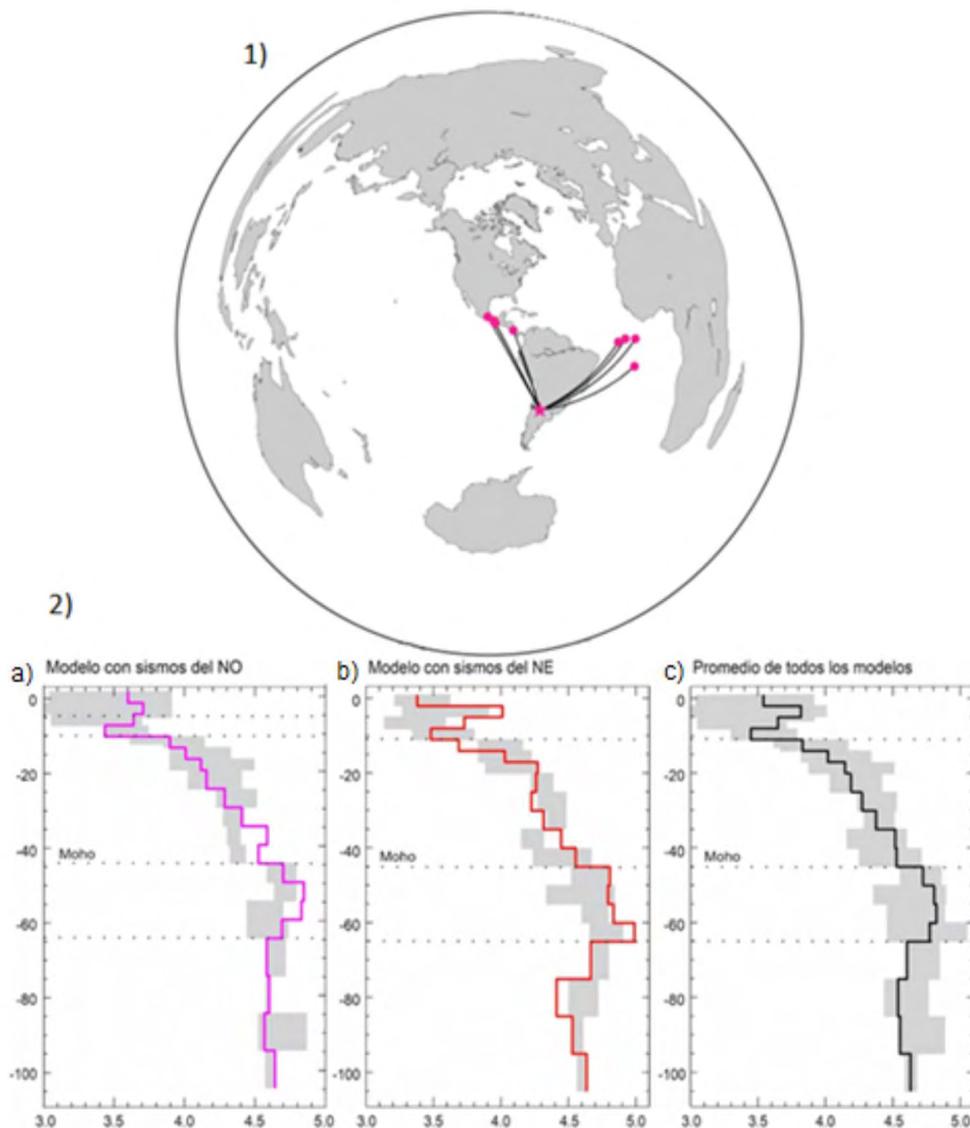


Figura 6.1) Mapa global con sismos seleccionados. Se ve claramente el azimut con el que llegan a la estación. 2) Modelo de velocidad obtenido promediando todos los sismos usados. En la vertical se encuentra la profundidad en km y en la horizontal la velocidad de las ondas S en km/s: a) Modelo de velocidad obtenido con sismos provenientes del noroeste; b) Modelo de velocidad obtenido con sismos provenientes del noreste; c) Modelo usando todos los sismos.

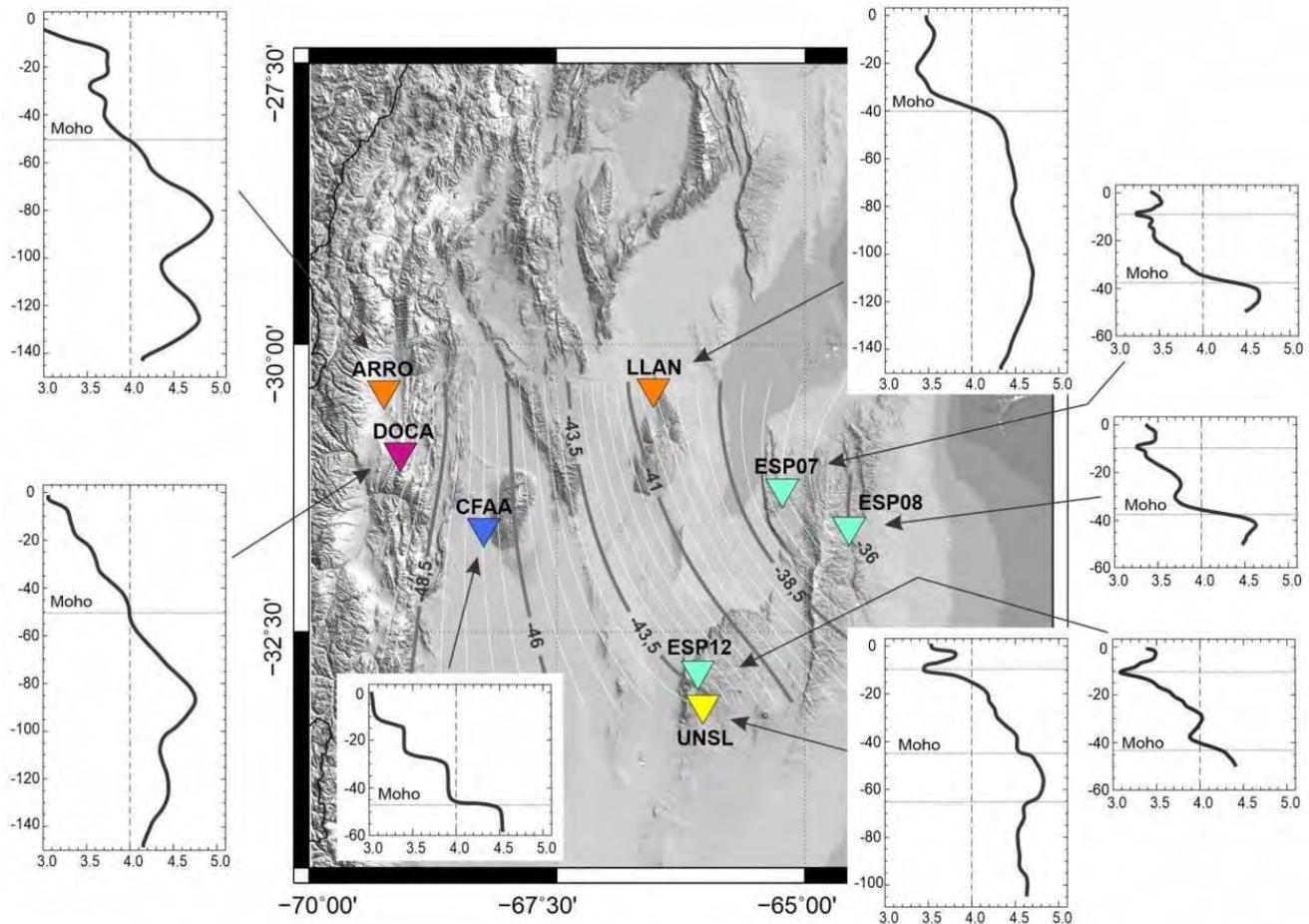


Figura 7. Modelos de velocidad con estaciones en fuxia (DOCA) utilizadas en Ammirati et al. (2013) y su modelo asociado, en celeste de la red ESP (07.08 y 12) y los modelos publicados por Ammirati et al (2018), en naranja y fuxia (DOCA, LLAN y ARRO) en Ammirati et al. (2015), en azul estación CFAA y modelo publicado por Perarnau et al. (2010). En amarillo estación UNSL y modelo obtenido en este trabajo. Se observa en la vertical la profundidad en km y en la horizontal la velocidad de las ondas S en km/s. Las isólinas en el mapa se elaboraron a partir de las profundidades del Moho reportadas en los trabajos mencionados.

cidad de la onda S que varían entre 4.4 y 4.7 km/s, indicando un cambio en la reología del manto, un estado más dúctil que podría deberse al inicio del manto sublitosférico parcialmente fundido (astenosfera). Pequeños grados de fusión parcial en el manto, son suficientes para que cambien las condiciones reológicas del mismo y se genere un marcado descenso de la velocidad de las ondas. Esta fusión parcial puede lograrse por varias razones, pero habitualmente cuando se produce la deshidratación de los sedimentos oceánicos incorporados y de las rocas hidratadas de la placa subducente. La liberación de agua durante este proceso metamórfico es responsable de la fusión parcial del manto (Stolper y Newman 1994).

Se debe tener en cuenta que la subducción de la placa de Nazca inclina de manera normal los primeros 100 km, para luego permanecer horizontal al menos unos 300 km hacia el este, a la latitud aproximada de los 32°S (Cahill et al. 1992). Esta geometría plana de la subducción de la placa ha impedido el desarrollo del magmatismo mioceno en la zona cordillerana y ha sido correlacionada con el levantamiento

del basamento de las Sierras Pampeanas, por lo que no hay magmatismo en el arco ya que la cuña astenosférica ha sido desplazada hacia el este y consigo el magmatismo (Kay et al. 1991, Kay y Mpodozis 2002).

El vulcanismo representado en la sierra del Morro corresponde a las etapas finales de este magmatismo relacionado con la subducción de la placa. El Morro se destaca como un bloque metamórfico levantado por una combinación de inyecciones de magma y deformación tectónica que ha sido datado entre 1.9 ± 2 Ma (Urbina 2005, Sruoga et al. 2017). Las rocas volcánicas del Morro, aunque están ubicadas a más de 500 km de la trinchera, pertenecen a asociaciones calcoalcalinas de arco con tendencias geoquímicas de intraplaca, y son una evidencia del traslado de la cuña astenosférica hacia el antepaís (Kay et al. 1991). Teniendo en cuenta esto, el descenso de velocidad de las ondas S en el modelo propuesto, también puede adjudicarse a la influencia de este magmatismo en el manto que infrayace a la Sierra de San Luis como una consecuencia directa de la zona de subducción.

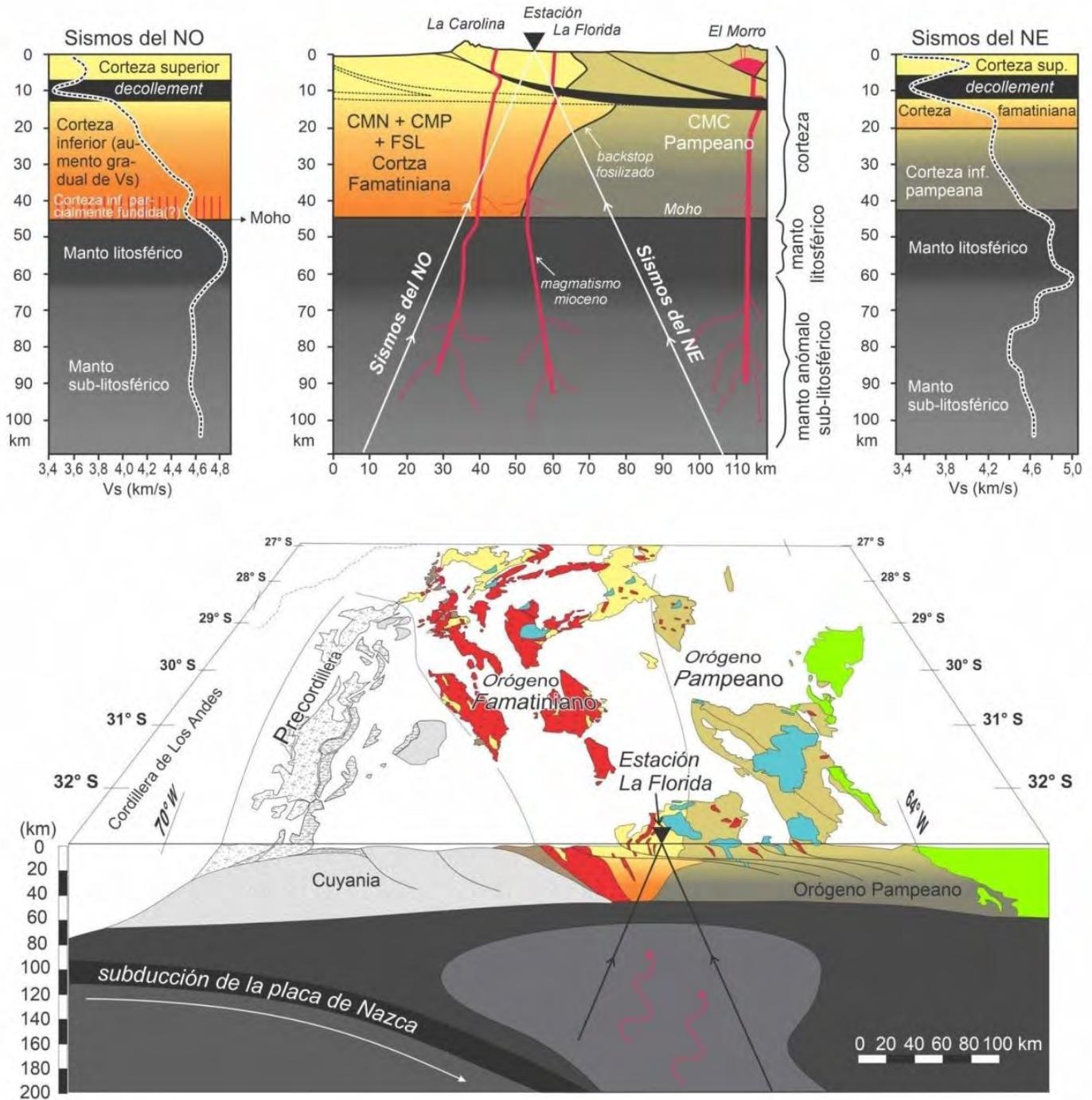


Figura 8. Esquema interpretativo de la litósfera a partir de los modelos de velocidades obtenidos. Se marcan con líneas negras los rayos de incidencia promedios para cada conjunto de sismos proyectados sobre el plano latitudinal del perfil.

Si bien existen varias interpretaciones para explicar la anomalía térmica que produjo el magmatismo en la sierra de San Luis, tales como un quiebre abrupto en la corteza oceánica subducida, una rajadura paralela a la dorsal asísmica Juan Fernández, una tracción, rotura y hundimiento de la placa subducida, un punto caliente subductándose, o bien, simplemente un cambio en el ángulo de subducción de la losa (Kay y Mpodozis 2002, Lynner et al. 2017, Haddon y Porter 2018,

Gao et al. 2021, y sus referencias), todas las teorías permiten explicar la disminución de velocidad de la onda S entre los 65 km y los 100 km como consecuencia de un comportamiento más plástico al promedio mantélico, y por lo tanto, vincularlo aunque sea de una manera residual, a vulcanismo ocurrido a partir del Mioceno en la sierra de San Luis.

CONCLUSIÓN

En este trabajo se muestran modelos unidimensionales de ondas S por debajo del sector sur de la sierra de San Luis (estación UNSL-La Florida) que pueden usarse para estudios de localización de sismos locales y mecanismos focales que requieren de modelos de velocidad unidimensionales como punto de partida.

El análisis por separado de los rayos sísmicos provenientes tanto del noreste como del noroeste permitió diferenciar aquellos terrenos que eran atravesados por los mismos. La diferencia más notable es una marcada discontinuidad (a los 20 km) hacia el NE y que no está claramente representada al NO. Esta discontinuidad puede ser interpretada como que las rocas que componen al basamento del orógeno pampeano se localizan por debajo de las rocas metasedimentarias del retro arco famatiniano, es decir, que actuó como un borde de continente (*backstop*) donde se apoyó la secuencia marina cámbrica. Luego, en conjunto, ambas cortezas fueron estructuradas durante la colisión del microcontinente Cuyania/Precordillera a través de corrimientos y retrocorrimientos.

Hacia el NO las velocidades en cambio sugieren un aumento progresivo de las velocidades de las ondas, lo que podría estar sugiriendo cambios graduales en la composición de la corteza sin intervención de importantes desacoples estructurales horizontales.

En ambos modelos se localiza el límite corteza – manto (Moho) a los 45 km de profundidad. A mayor profundidad, y hasta los 65 km, hay un aumento de la velocidad de la onda S, pudiendo esto indicar la presencia de un manto litosférico muy delgado. Entre los 65 km y 100 km hay un descenso de la velocidad de la onda S que podría indicar un estado más dúctil probablemente relacionado al inicio del manto sublitosférico parcialmente fundido (astenosfera).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias a la colaboración aportada por el Instituto Geofísico Sismológico Volponi de la UNSJ y al aporte económico de los proyectos PICT 2019-00854, PROIPRO-UNSL 03-1520, EU35-UNSL10806, PICT 2016-0269 y PROICO-UNSL 03-1818. También queremos agradecer al Dr. Jordi Juliá por permitirnos el acceso a sus códigos de procesamiento.

REFERENCIAS

Aceñolaza, F.G. y A.J. Toselli, 1976. Consideraciones estratigráficas y

- tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. 2 Congreso Latinoamericano de Geología 2:755-764. Caracas .
- Álvarez, O., Giménez, M., Folguera, A., Spagnotto, S., Bustos, E., Baez, W. y Braitenberg, C. 2015. New evidence about the subduction of the Copiapo Ridge beneath South America, and its connection with the Chilean-pampean flat subduction zone, tracked by satellite geodesy and egm2008 models. *Journal of Geodynamics* 91: 65-88.
- Ammirati, J.B., Venerdini, A., Alcácer, J., Alvarado, O., Miranda, S. y Gilbert, H. 2018. New insights on regional tectonics and basement composition beneath the eastern Sierras Pampeanas (Argentine back-arc region) from seismological and gravity data. *Tectonophysics* 740–741: 42- 52.
- Ammirati, J.B., Alvarado, P y 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.
- Ammirati, J-B., Alvarado, P., Perarnau, M., Saez, M. y Monsalvo, G. 2013. Crustal structure of the Central Precordillera of San Juan, Argentina (31°S) using teleseismic receiver functions *Journal of South American Earth Sciences* 46: 100-109.
- Ammon, C.J. <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftnv01.html>, accessed 2015 , published 1997 .
- Astini, R.A. y Dávila F.M. 2004. Ordovician back arc foreland and Ocolytic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion. *Tectonics*, 23: TC4008.
- Baldo, E., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Casquet, C., Verdecchia, S. y Murra, J. 2014. Geocronología de las Sierras de Córdoba: revisión y comentarios. En: Martino, R.D., Guerreschi, A.B. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba*. Asociación Geológica Argentina, 19º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 845-868, Córdoba.
- Barazangi, M. y Isacks, B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4: 686-692.
- Benedetto, J.L. 2004. The allochthony of the Argentine Precordillera ten years later (1993– 2003), a new paleobiogeographic test of the microcontinental model. *Gondwana Research* 7: 1027- 1039.
- Bense, F., Costa, C., Oriolo, S., Löbens, S., Dunkl, I., Wemmer, K., Siegesmund, S. (2017). Exhumation history and landscape evolution of the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas, Argentina) - new insights from low - temperature thermochronological data. *Andean Geology* 44 (3): 275-306.
- Bianchi, M. 2012. Teleseismic tomography of the southern Puna plateau in Argentina and adjacent regions. *Tectonophysics* 586: 65–83.
- Booker, J., Favetto, A. y Pomposiello, M.C. 2004. Low electrical resistivity associated with plunging of the Nazca flat slab beneath Argentina. *Nature* 429: 399-403.
- Brooks, B., Bevis, M., Smalley, R., Kendrick, E., Manceda, R. y Lauría, E. (2003). Crustal motion in the southern Andes (26°–36°S): Do the

- Andes behave like a microplate? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4(10): 1085.
- Cahill, T. e Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *J. Geophys. Res.* 97: 17503-17529.
- Christiansen, R., Morosini, A., Enriquez, E., Muñoz, B.L., Lince Klinger, F., Martínez, M.P., Ortiz Suárez, A. y Kostadinoff, J. 2019. 3D litho-constrained inversion model of southern Sierra Grande de San Luis: new insights into the Famatinian tectonic setting. *Tectonophysics* 756: 1-24.
- Cornaglia, L.L., Introcaso, A. 2004. Exceso de gravedad en la Sierra Grande de San Luis obtenido a partir de ondulaciones del geode: estudio preliminar realizado sobre una sección transversal centrada aproximadamente en 32°50' Latitud Sur. *Geology Geoacta* 29: 1-9 .Buenos Aires.
- Costa, C., Morla, P., Hauria, N. y Garro, H. 2019. The structural framework of an intermountain basin in the Pampean Ranges of Argentina; the Conlara depression. *Journal of South American Earth Sciences* 96: 102387.
- Costa, C., Gardini, C., Chiesa, J., Ortiz Suárez, A., Ojeda, G., Rivarola, D., Tognelli, G., Strasser, E., Carugno Durán, A., Guenstein, P., Sales, D. y Vinciguerra, 2001. Hoja Geológica 3366-III San Luis, provincias de San Luis y Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico-Minero Argentino (SEGEMAR), Boletín 293, 104 p., CD.
- Costa, C. 1999. Rasgos Estructurales del Territorio Argentino, tectónica Cuaternaria en las Sierras Pampeanas. En : Caminos, R. (de.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico y Minero Argentino, Anales 29 779- 784 .
- Costa, C. 1992. Neotectónica del Sur de la Sierra de San Luis. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Luis (inédito), San Luis.
- Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Martino, R.D., Tibaldi, A.M., Armas, P., Barzola, M., 2017. Faja de cizalla Las Lajas: petrografía, estructura interna e implicancias tectónicas, extremo sur de la Sierra de Comechingones, Provincias de Córdoba y San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74 (3): 295–314.
- Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Walker Jr, B.A., Tibaldi, A.M., Armas, P., Bergantz, G.W., Martino, R.D. 2014. A Middle Paleozoic shear zone in the Sierra de Valle Fértil, Argentina: Records of a continent-arc collision in the Famatinian margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 170-185.
- Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Ducea, M.N., Pearson, D.M., Tibaldi, A.M., Baliani, I., 2012. Detrital zircon U–Pb ages of metasedimentary rocks from Sierra de Valle Fértil: entrapment of Middle and Late Cambrian marine successions in the deep roots of the Early Ordovician Famatinian arc. *Journal of South American Earth Science.* 37, 77–94.
- Crotwell, H.P., Owens, T.J. y Ritsema, J. 1999. The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities, *Seismological Research Letters* 70: 154-160.
- Escayola, M.P., Pimentel, M.M. y Armstrong, R. 2007. Neoproterozoic backarc basin: sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 35: 495-498.
- Feng, M., Assumpção, M. y Van der Lee, S. 2004. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 147(4): 315-331.
- Gans, C.R., Beck, S.L., Zandt, G., Gilbert, H., Alvarado, P., Anderson, M. y 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.
- Gao, Y., Yuan, X., Heit, B., Tilmann, F., van Herwaarden, D.-P., Thrastarson, S., et al. 2021. Impact of the Juan Fernandez Ridge on the Pampean flat subduction inferred from full waveform inversion. *Geophysical Research Letters* 48: e2021GL095509.
- Gilbert, H., Beck, S. y Zandt, G., 2006. Lithospheric and upper mantle structure of central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International* 165 (1): 383-398.
- Giménez, M., Braitenberg, C., Martínez, M.P. y Introcaso, A. 2009. A Comparative Analysis of Seismological and Gravimetric Crustal Thicknesses below the Andean Region with Flat Subduction of the Nazca Plate. *International Journal of Geophysics* 2009: 607458, 8.
- González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5: 81-110.
- Haddon, A. y Porter, R. 2018. S wave receiver function analysis of the Pampean flat-slab region: Evidence for a torn slab. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 19: 4021–4034.
- Höckenreiner, M., Söllner, F. y Miller, H., 2003. Dating the TIPA shear zone, an Early Devonian terrane boundary between the Famatinian and Pampean Systems (NW Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 45-66.
- Iannizzotto, N.F., Rapela, C.W., Baldo, E.G., Galindo, C., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., 2013. The sierra norte - ambargasta batholith: late ediacaran - early cambrian magmatism associated with Pampean transpressional tectonics. *Journal South American Earth Science.* 42: 127–143.
- Julià, J. Ammon, C.J., Herrmann, R.B., Correig, A.M. 2000. Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophysical Journal International* 143(1): 99-112.
- Kay, S y Mpodozis C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 39-57.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V. y Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28° to 33°S), in *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America, Special Paper 265, 113-137.
- Larovere, M.A., Suzaño, N., Ratschbacher, B., Sola, A., Alasino, P.,

- Fuentes, G. y Finch, M. 2017. Las fajas de cizalla Dúctil del basamento ígneo-metamórfico del NOA. 20° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 579-601, Buenos Aires.
- Ligorria J.P. y Ammon, C.J. 1999. Iterative Deconvolution and Receiver Function Estimation. *Bulletin of Seismological Society of America*, 89, 1395-1400.
- López de Luchi, M.G., Martínez Dopico, C.I., Wemmer, K. y Siegesmund, S. 2018. Untangling the neoproterozoic-early Paleozoic tectonic evolution of the eastern sierras Pampeanas hidden in the isotopic record. In: Siegesmund, S., Basei, M., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. (eds.), *Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*, Springer, 433–466, New York.
- Lynner, C., Anderson, M.L., Portner, D.E., Beck, S.L. y Gilbert, H. 2017. Mantle flow through a tear in the Nazca slab inferred from shear wave splitting. *Geophysical Research Letters*. 44: 6735-6742.
- Martino, R.D. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (4): 549-571.
- Miller, H. y Söllner, F. 2005. The Famatinian complex (NW Argentina): back-docking of an island arc or terrane accretion? Early Palaeozoic geodynamics at the western Gondwana margin. In: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T. y Pankhurst, R.J. (eds.), *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication 246: 241-256.
- Monsalvo, V.G. 2012. Actividad sísmica reciente en la Sierra de Pie de Palo durante el experimento de banda ancha SIEMBRA. Trabajo Final de Licenciatura en Geofísica, Universidad Nacional de San Juan, Argentina.
- Morosini, A., Christiansen, R., Enríquez, E., Pagano, D.S., Perón Orrillo, J., Ortiz Suárez, A., Martínez, M.P., Muñoz, B. y Ramos, G. 2021. Architecture and kinematics of the Famatinian deformation in the Sierra Grande de San Luis: a record of a collisional history at 33° S latitude. *Journal of South American Earth Sciences* 105: 102986.
- Morosini, A., Ortiz Suárez, A., Otamendi, J., Pagano, D. y Ramos, G. 2017. La Escalerilla pluton, San Luis Argentina: The orogenic and post-orogenic magmatic evolution of the famatinian cycle at Sierras de San Luis. *Journal of South American Earth Sciences* 73: 100- 118.
- Mulcahy P., Chen Ch., Kay, S. M., Brown, L. D., Isacks, B., Sandvol, E., Heit, B., Yuan, X. y Coira, B.L. 2014. Central Andean mantle and crustal seismicity beneath the Southern Puna plateau and the northern margin of the Chilean-Pampean flat slab. *American Geophysical Union; Tectonics*; 33; 8; 1636-1658.
- Otamendi, J.E., Cristofolini, E.A., Morosini, A., Armas, P., Tibaldi, A.M. y Camilletti, G.C., 2020. The geodynamic history of the Famatinian arc: a record of exposed geology over the type section (latitudes 27°- 33° south). *Journal South American Earth Science*. 100: 102558.
- Otamendi, J.E., Ducea, M.N., Cristofolini, E.A., Tibaldi, A.M., Camilletti, G.C. y Bergantz, G.W. 2017. U-Pb ages and Hf isotope compositions of zircons in plutonic rocks from the central Famatinian arc, Argentina. *Journal South American Earth Science*. 76: 412–426.
- Otamendi, J.E., Vujovich, G.I., de la Rosa, J.D., Castro, A., Tibaldi, A., Martino, R. y Pinotti, L., 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone the Famatinian paleoarc, Sierras Valle Fértil – La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 258-279.
- Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Vujovich, G.I. y Viñao, G.A. 2008. Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil-La Huerta, San Juan, Argentina *Journal of South American Earth Sciences* 25: 313-335.
- Owens, T.J., Zandt, G. y Taylor, S.R. 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau Tennessee! A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *United states. Journal of Geophysical Research*: 89(B9), 7783-7795.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C.M. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid- Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (eds.), *The Proto-andean Margin of Gondwana*, Geological Society London, Special Publication 142: 343-368.
- Perarnau, M., Gilbert, H., Alvarado, P., Martino, R. y Anderson, M. 2012. Crustal structure of the Eastern Sierras Pampeanas of Argentina using high frequency local receiver functions, *Tectonophysics* 580: 208-217.
- Perarnau, M., Alvarado, P. y 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.
- Prozzi, C. y Ramos, G. 1988. La formación San Luis. I Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas. San Luis. Actas 1, San Luis.
- Ramos, V.A. 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* 45: 2-25.
- Ramos, V.A. 2009. The Grenville-Age Basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. 29 (2010) 77-91.
- Ramos, V.A. 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research* 7(4): 1009–1026.
- Ramos, V.A., Cristallini E.O. y Perez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Science*. 15: 59-78.
- Ramos V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America. A collision history. *Episodes* 11:168-174.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J. y Palma, M. 1984. Chilenia: un terreno aloctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° Congreso Geológico Argentino, Río Negro. Actas 2: 84-106.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y Galindo, C. 1998. Early evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology* 26: 707-710.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G.,

- Gonzalez Casado, J.M., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2007. The Rio de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana, *Earth Science Review*. 83: 49-82.
- Schwartz, J.J., Gromet, L.P. y Miró, R. 2008. Timing and duration of the calc-alkaline arc of the Pampean orogeny: implications for the late neoproterozoic to cambrian evolution of western Gondwana. *The Journal of Geology*. 116: 39–61.
- Siegesmund, S., Steenken, A., Martino, R., Wemmer, K. y López de Luchi, M. 2010. Time constraints on the tectonic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). *International Journal of Earth Sciences* 99: 1199-1226.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart Smith, P.G. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas: implication for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. *The Proto-Andean Margin of Gondwana: Geological Society, London, Special Publications* 142: 259-281.
- Sims, J.P., Stuart-Smith, P.G., Lyons, P., y Skirrow, R.G., 1997. "Report on 1:250.000 scale Geological and Metallogenic Maps, Sierras de San Luis and Comechingones. Province of San Luis and Córdoba". Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas Argentine- Australian Cooperative Project . Unpublished report.
- Sruoga, P., Ibañes, O., Japas, M. S. y Urbina, N. 2017. El Morro Caldera (¿33° 10' S, 66° 24' W), San Luis, Argentina: an exceptional case of fossil pre-collapse updoming. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 337: 81 – 97.
- Steenken, A., López de Luchi, M.G., Martínez Dopico, C., Drobe, M., Wemmer, K., y Siegesmund, S. 2010. The Neoproterozoic-early Paleozoic metamorphic and magmatic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas: an overview. *International Journal of Earth Sciences*, 100; 2-3; 465-488.
- Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K., y López de Luchi, M.G. 2008. Time constraints on the Famatinian and Achaian structural evolution of the basement of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 25(3): 336-358.
- Steenken, A., López de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Wemmer, K., y Pawlig, S. 2004. Crustal provenance and cooling of the basement complexes of the Sierra de San Luis: an insight into the tectonic history of the proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research*. 7(4):1171-1195
- Stolper, E. y Newman, S. 1994. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 121: 293-325.
- Stuart-Smith, P., Camacho, A., Sims, J., Skirrow, R., Lyons, P., Pieters, P., Black, L. y Miro, R. 1999. Uranium-lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. En: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia-gondwana before Pan-*gea. *Geological Society of America, Special Paper*336: 87-114.
- Tassara, A., Gotze, H.J., Schmidt, S. y Hackney, R.2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of geophysical research* 111: B09404.
- Thomas, W.A. y Astini, R.A. 1996. The Argentine precordillera: a traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science* 273(5276): 752-757.
- Tibaldi, A.M., Otamendi, J.E., Demichelis, A.H., Barzola, M.G., Barra, F., Rabbia, O.M., Cristofolini, E.A., Benito, M.P. 2021. Early Cambrian multiple-sourced plutonism in the Eastern Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina: Implications for the evolution of the early Paleozoic Gondwana margin, *Journal of South American Earth Sciences* 106:103048.
- Tibaldi, A.M., Otamendi, J.E., Gromet, L.P. y Demichelis, A.H. 2008. Suya Taco and Sol de Mayo mafic complexes from Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: evidence for the emplacement of primitive OIB like magmas into deep crustal levels at a late stage of the Pampean orogeny. *Journal of South American Earth Science*. 26: 172–187.
- Urbina, N. 2005. Cenozoic magmatism and mineralization in the Sierras Pampeanas of San Luis Argentina. *Proceedings - Geological Society of Nevada Symposium; Window to the world, Reno, Nevada*. 2: 787-796
- Von Gosen, W. y Prozzi, C. 2005. Deformation of an Early Paleozoic magmatic arc related to terrane collision: Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*. 238(1): 107-160.
- Von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural Evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the proto-andean Margin of Gondwana. In: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication 142: 235-258.
- Vujovich, G.I. y Porcher, C.C. 2008. El basamento grenvilliano del terreno Cuyania: características isotópicas. XVII Congreso Geológico Argentino, Actas I: 55-56, Jujuy.
- Ward, K.M., Porter, R.C., Zandt, G., Beck, S.L., Wagner, L.S., Minaya, E. y Tavera, H. 2013. Ambient noise tomography across the Central Andes. *Geophys* 194: 1559–1573.