

# ANÁLISIS PRELIMINAR DE ONDAS SUPERFICIALES APLICADO AL MODELADO CORTICAL EN LAS SIERRAS PAMPEANAS, ARGENTINA

Nora C. SABBIONE<sup>1</sup>, María L. ROSA, <sup>1</sup>, Ana M. OSELLA, <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Depto. de Sismología - Fac. de Cs. Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata - Paseo del Bosque s/n (1900) La Plata - Pcia. Buenos Aires - Argentina. E-mail: nora@fcaglp.unlp.edu.ar

<sup>2</sup> Depto. de Física, Fac. Cs. Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires - Ciudad Universitaria - Pabellón 1 (1428) - Buenos Aires - Argentina, E-mail: osella@df.uba.ar

## RESUMEN

Se analizaron ondas superficiales de un sismógrafo WWSSNLP para obtener la velocidad de la corteza y manto superior en la región de las Sierras Pampeanas y de otras trayectorias diferentes que atraviesan Argentina. Nuestros datos proporcionan los primeros resultados de inversión para esas latitudes aplicando el método de una sola estación y determinando la velocidad de grupo desde la fuente al receptor. Se seleccionaron eventos que, en su propagación hacia la estación poseen trayectorias diferentes a través del sistema de Sierras Pampeanas. Este bloque de sierras se encuentra sobre un margen activo continental entre la placa de Nazca y la placa continental Sudamericana, constituyendo un sistema de moderada a muy alta topografía donde las características estructurales de la deformación de antepaís corresponden a un ángulo de subducción que varía desde 30° hasta menos de 10°. También se seleccionaron sismogramas cuyas trayectorias atraviesan zonas puramente cratónicas para comparar las curvas de dispersión obtenidas.

A posteriori se invirtieron las curvas de dispersión para obtener un modelo de velocidad de las diferentes trayectorias y se compararon los resultados con la estructura cortical obtenida a partir de Crust 5.1, un modelo cortical global de 5° x 5°. Finalmente, se compararon los resultados obtenidos a partir de los datos sismológicos con los obtenidos previamente a partir de datos magnetotéluricos de la zona de las Sierras Pampeanas.

**Palabras claves:** Argentina - Sierras Pampeanas - Modelado sísmico - Ondas superficiales - Corteza

## ABSTRACT

Surface wave data from a WWSSNLP seismograph have been used to obtain the velocity structure of the crust and upper mantle beneath the Sierras Pampeanas system and of other different paths that traverse Argentina. Our data provide the first view of inversion results at these latitudes applying the single-station method and determining group velocities from source to receiver. The earthquakes, chosen since 1995 are the ones that, in their way to the station go through different characterized paths across the Sierras Pampeanas system. This mountain block lies over a continental active margin between the Nazca plate and the South American continental plate, constituting a moderate to very high topography system where the foreland deformation structural features correspond to a subductive angle ranging from 30° to less than 10°. Seismograms which paths go through purely cratonic zones have also been selected, in order to compare the resulting dispersion curves. The dispersion curves were then inverted to obtain a velocity depth model for the different paths. The results were compared with the predicted crustal structure obtained from Crust 5.1, a global crustal model at 5° x 5°. Finally, the results from seismological data were compared with previously obtained values of magnetotelluric data from the Sierras Pampeanas zone.

**Keywords:** Argentina - Sierras Pampeanas - Seismic modelling - Surface waves - Crust

## INTRODUCCION

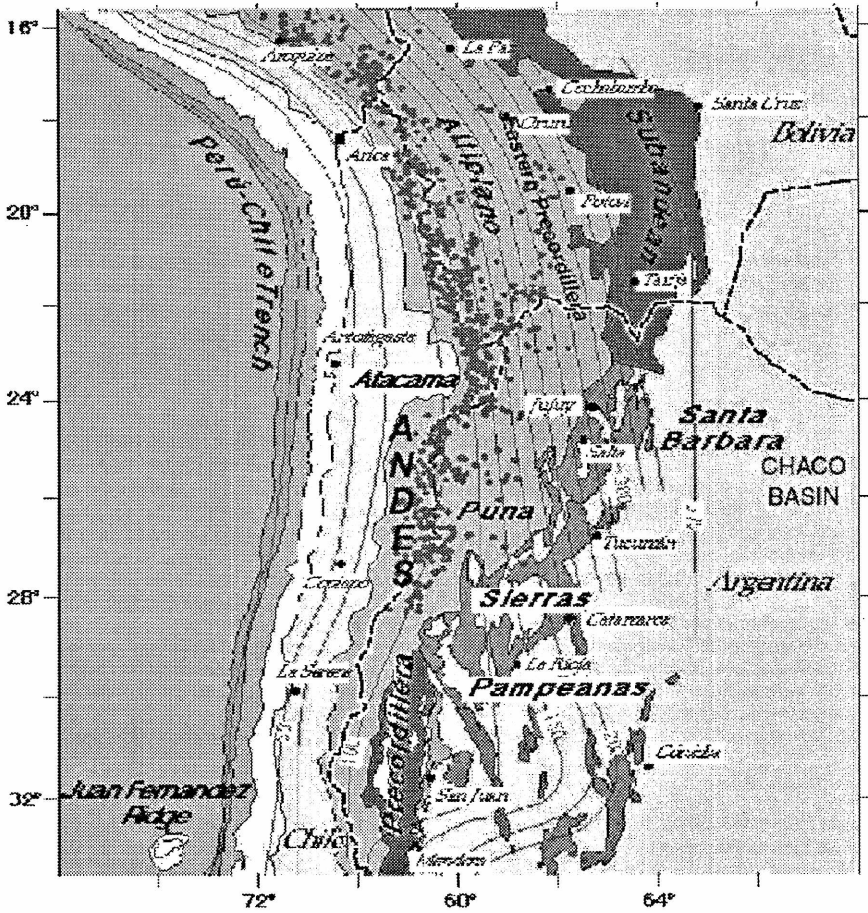
La región andina representa un margen continental activo entre la placa de Nazca y la placa continental Sudamericana. Una característica de este proceso es la variación norte-sur del ángulo de subducción, que alterna subducción normal y plana (Jordan *et al.*, 1983; Cahill y Isacks, 1992).

En particular, entre los 27° y los 32° S, la placa de Nazca subducta horizontalmente. Esta región está caracterizada por cinturones que corren paralelos a la costa Pacífica, siendo las principales unidades morfológicas, la Cordillera Frontal -Los Andes-, la Precordillera y las Sierras Pampeanas, amplia zona de basamento elevado, consideradas como una caracterís-

tica tectónica distinguible en regiones de subducción plana (Smalley *et al.*, 1993).

Las Sierras Pampeanas constituyen la provincia más oriental de la orogenia andina y son bloques de grandes cadenas de basamento cristalino y anchos valles que se extienden norte-sur. Penetran por el norte en la Puna Argentina (parte sur del Altiplano), la cordillera oriental y la zona sur del cinturón subandino. Hacia el este y el sur, limitan con rocas cratónicas no deformadas (Figura 1).

Es sabido que el espesor de la corteza varía con el ángulo de subducción. Es muy profunda bajo el Altiplano-Puna. La mayor cantidad de determinaciones de espesores corticales proviene de estudios



**Figura 1.** Rasgos tectónicos básicos de la zona de estudio. Las líneas llenas indican la curvas de nivel de la zona de Wadati-Benioff, los puntos indican la distribución de los volcanes jóvenes, (< 6 Ma) (de Cahill e Isacks, 1992).

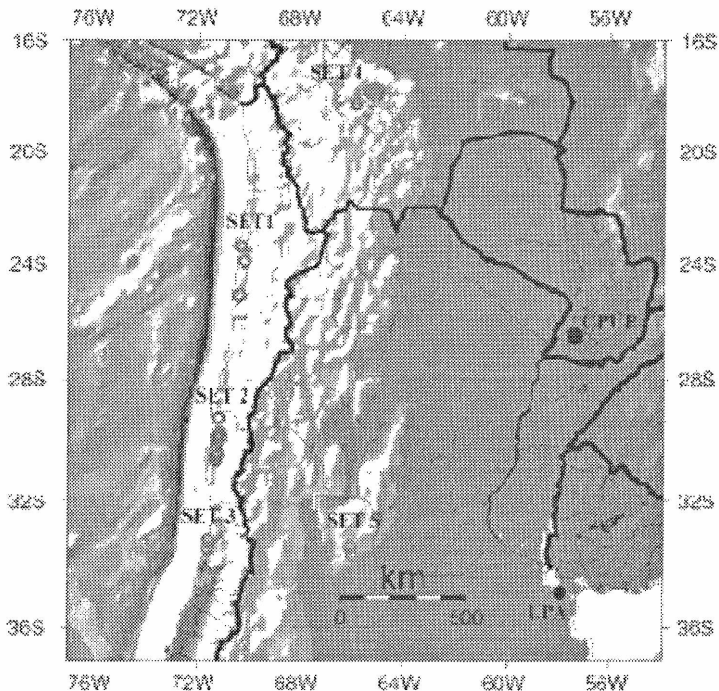
sísmicos (Zandt *et al.*, 1994; Beck *et al.*, 1996) y también de datos gravimétricos y magnetotéluricos (Götze *et al.*, 1994; Schwartz *et al.*, 1994). Los datos disponibles indican que en el Altiplano el espesor cortical es de los mayores del mundo y que puede exceder los 70 km (Dorbath *et al.*, 1993).

Para latitudes correspondientes a la Puna Argentina, el espesor cortical es de aproximadamente 65 km y disminuye a 52-57 km debajo de la Precordillera y Sierras Pampeanas, sugiriendo un incremento en la inclinación hacia el oeste (James y Snoke, 1994; Whitman, 1994).

Snoke y James (1997) determinaron la profundidad promedio del Moho en las cuencas del Paraná y Chaco, ubicadas al este de la Puna argentina (Figura 1). Encontraron que el espesor cortical de la cuenca del Chaco es de sólo 32 km, con modelos de velocidad suavemente menores que en la cuenca del Paraná

En latitudes correspondientes a la región de las Sierras Pampeanas, se hicieron distintos estudios geofísicos para determinar el espesor de la corteza con datos sísmológicos, gravimétricos y magnetotéluricos (Reigner *et al.*, 1992; Smalley *et al.*, 1993; Whitman, 1994; Pomposiello *et al.*, 1994, 1998; Rosello *et al.*, 1996). Reigner *et al.* (1994) estimaron la variación del espesor cortical usando ondas convertidas. Estos autores encontraron que bajo las Sierras Pampeanas, el Moho está a una profundidad cercana a los 52 km, debajo de la precordillera oriental se inclina hasta los 55-57 km y debajo de Los Andes, hasta 60 km.

Mooney *et al.* (1998) presentaron un modelo global de la corteza terrestre con una resolución de 5° x 5°, CRUST 5.1, para distintas regiones geológicas, tales como escudos precámbricos, márgenes continentales, orogenias, etc. Una de las aplicaciones es que este modelo permite predecir estructuras corticales en regiones donde, hasta ahora, no hay mediciones sísmicas disponibles, tal como ocurre en una gran parte de



**Figura 2.** Mapa que muestra la ubicación de los epicentros correspondientes a los diferentes Sets (1 a 5), además de las estaciones sísmológicas LPA y CPUP.

América del Sur.

### DESCRIPCION DE LOS DATOS

El propósito de este trabajo es determinar el espesor cortical, usando velocidad de grupo de ondas superficiales. No se han realizado estudios previos de este tipo debido a la escasa instrumentación sísmológica permanente, encontrándose dentro de los datos disponibles los que provee la estación de La Plata (LPA). Aunque no se pueden obtener las variaciones laterales de la densidad de la corteza usando solamente una estación de registro, se consigue obtener un valor promedio del espesor de la corteza. Este resultado puede ser comparado y correlacionado con los valores procedentes de los modelos globales.

En este trabajo se analizan sismogramas usando la Técnica de Filtrado Múltiple (Dziewonski *et al.*, 1969; Levshin *et al.*, 1992) para obtener las curvas de dispersión. Luego se invierten estas curvas aplicando el programa Udima (Lockshtanov, 1993) para obtener el modelo de velocidad, utilizando como entrada para el proceso de inversión, los modelos estimados por CRUST 5.1

Se completó el estudio analizando eventos cuyas trayectorias no pasen por las Sierras Pampeanas: dos Sets, incluyendo eventos que proceden del norte y del oeste, respectivamente, atravesando solamente áreas cratónicas y otro Set que proviene del oeste y cruza la cadena de Los Andes.

Se utilizaron eventos que fueron registrados en la estación sísmológica LPA (34°54'32" S y 57°55'56" W), La Plata, Argentina. Dicha estación integró desde el año 1962 la red sísmológica mundial, World Wide Standard Seismograph Network (W.W.S.S.N.). Está equipada desde 1995 con 3 sismógrafos de largo período, un sismómetro vertical Sprengnether ( $T_s = 15$  seg), y dos sismómetros horizontales Press-Ewing ( $T_s = 15$  seg), conectados a galvanómetros (100 seg) y a una placa adquisidora de datos DT2824-PGH, con resolución de 12 bits, filtro antialias con  $f_c = 8$  Hz y cuatro polos. El software de adquisición utilizado es el Mdetect (IASPEI) y el muestreo de 20 Hz.

El continente sudamericano tiene baja sismicidad continental detectada y ha estado pobremente instrumentado. Desde fines del año 2000, se ha instalado una nueva estación TRQA (Tornquist, Argentina) de la red sísmológica global GSN en la zona oriental de Argentina. Hasta ese entonces, LPA ha sido la única estación sísmológica en esa región. Por esta razón se ha utilizado el método de una estación para llevar a cabo el análisis de dispersión y la determinación de los velocidades de grupo entre la fuente y el receptor. Para este estudio se utilizó la componente vertical del movimiento.

Para poder estudiar la región de las Sierras Pampeanas usando datos de la estación LPA, fue

necesario utilizar eventos que ocurrieron al oeste de esta formación. La selección efectuada estuvo condicionada por la sismicidad y por las características de nuestra estación sismológica. Luego, para comparar entre esas trayectorias y otras continentales, se eligieron eventos que no incluyeran las Sierras Pampeanas en su trayectoria hasta la estación. Y finalmente se utilizó como estación receptora CPUP (Villa Florida, Paraguay) en eventos que en su trayectoria recorrieran la región de estudio a efectos de realizar una comparación con los resultados obtenidos.

La ubicación geográfica de los eventos seleccionados nos permite la formación de cinco Sets (Figura 2):

Set 1 incluye eventos con latitudes entre 23° y 25°S y longitud 70°O, cuyas trayectorias atraviesan Los Andes, las Sierras Pampeanas (27° y 29°S y 64° y 69°O) y una zona cratónica, con distancias epicentrales a La Plata de 1700 km.

Set 2 incluye eventos con epicentros cercanos a 30°S y 72°O, que atraviesan trayectorias similares con distancias de 1400 km.

Set 3 incluye eventos localizados cerca de 33°S y 72°O, cruzando Los Andes y una región cratónica, con distancias de 1300 km.

Set 4 corresponde a eventos con epicentros cercanos a 18°S y 65°O con trayectorias que atraviesan áreas cratónicas, y con distancias a la estación de cerca de 2000 km.

Set 5 incluye eventos localizados cerca de 33.5°S y 66°O, donde también las trayectorias cruzan áreas cratónicas y las distancias son de 750 km.

## CURVAS DE DISPERSION

Se aplicó un preproceso a los datos mediante el programa Pitsa (Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis, Scherbaum y Johnson, 1993). El mismo incluye la aplicación de la corrección por instrumento y la corrección por línea base, a efectos de determinar y sustraer las componentes de variación lenta. Luego, las trazas se filtraron con un pasabandas Butterworth entre las frecuencias 0.014 Hz y 1 Hz (1 seg y 70 seg), en algunos casos y 0.014 Hz y 0.1 Hz (10 seg y 70 seg) en otros, para disminuir la componente de ruido presente. Dicho filtro es del tipo recursivo en el dominio del tiempo y utiliza la transformada Z bilineal. Por último se llevaron todas las trazas a 2 Hz disminuyendo así la frecuencia de digitalización.

El análisis espectral de los datos se realizó usando el programa de cálculo F.T.A.N. (Frequency-Time Analysis, Levshin *et al.*, 1972). El mismo está basado en la técnica de Filtrado Múltiple (Kocaoglu y Long, 1993) y permite obtener las curvas de dispersión. Este programa requiere un encabezamiento para cada traza. Para confeccionar este archivo que contiene la información del evento y la estación se utilizó el programa SAC (Seismic Analysis Code, Tapley, 2000).

Como ejemplo de este proceso, se muestra en la Figura 3a el dato original correspondiente a un evento del Set 1 y en la Figura 3b la entrada al FTAN y la señal filtrada.

La Figura 4 muestra las curvas de dispersión obtenidas para los distintos eventos correspondientes a los cinco Sets seleccionados. Las diferencias en las curvas asociadas con los otros Sets, indican claramente que las diferencias estructurales en la corteza y manto superior pueden ser resueltas mediante este método.

## INVERSION

A efectos de obtener los modelos finales, se usó el método de inversión desarrollado por Lockshtanov (1993), basado en la técnica descrita por Kushnir y otros (1988). Estos autores asumen que el medio es homogéneo horizontalmente y en consecuencia proponen un sistema lineal:

$$U_{out}(w) = H(w, m) \cdot U_{in}(w)$$

que relaciona las señales modeladas en la estación de entrada  $U_{in}(w)$  y salida  $U_{out}(w)$ , a través de la matriz de respuesta en frecuencia del medio  $H(w, m)$ , donde  $m$  corresponde a los parámetros que caracterizan al medio. Para poder resolver el problema inverso, se selecciona una familia parametrizada de funciones  $H(w, m)$  para encontrar la respuesta en frecuencia que estadísticamente permita obtener los mejores estimadores de los parámetros desconocidos  $m$ .

El programa requiere para su funcionamiento un modelo cortical de entrada, donde se especifica el número de capas, la velocidad de la onda P y de la onda S, así como la densidad y el espesor de cada capa.

Como modelos de entrada para el proceso de inversión se utilizaron los correspondientes al CRUST 5.1 (Mooney *et al.* 1998). En el mismo se presenta un mapa del espesor de la corteza en una escala de 5 grados por 5 grados que fue obtenido utilizando datos de refracción sísmica ubicados en todo el mundo. Sin embargo, aunque este es un estudio extenso, el mayor número de perfiles usados se ubica en el hemisferio norte. Eso implica que los resultados, especialmente para América del Sur, están basados en estudios globales de características tectónicas similares más que en mediciones locales. No obstante lo cual, los datos propuestos nos permiten tener una primera aproximación para los modelos de partida.

Luego se modificaron estos modelos de partida de manera de obtener modelos más confiables que ajusten mejor con las curvas de dispersión. Para ello fue necesario cambiar el espesor de las capas, en algunos casos, agregar nuevas capas y cambiar la velocidad de las ondas; teniendo en cuenta que siempre la última capa representa el manto. Para los Sets 1, 2 y 3 los modelos que mejor ajustan tienen cinco capas, para los

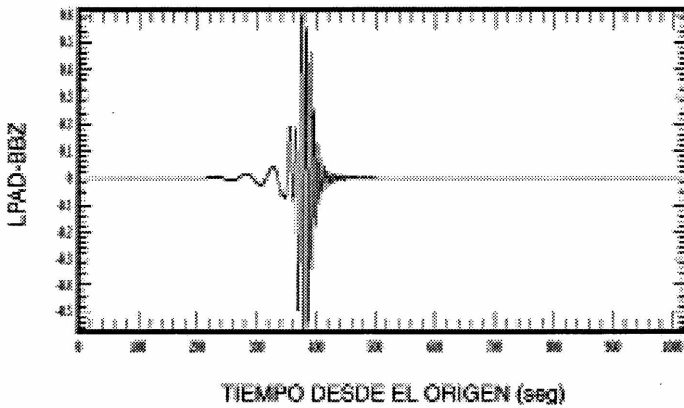
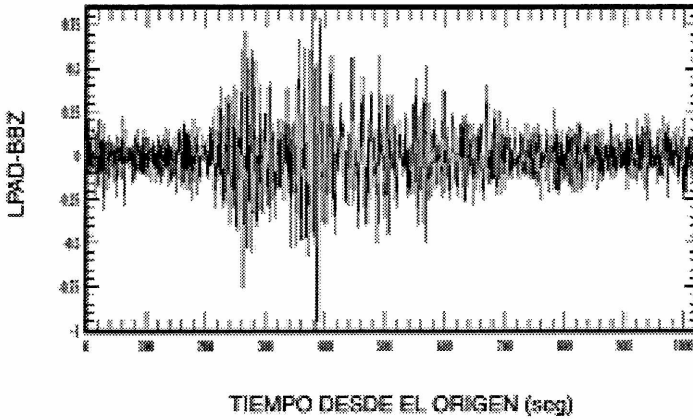
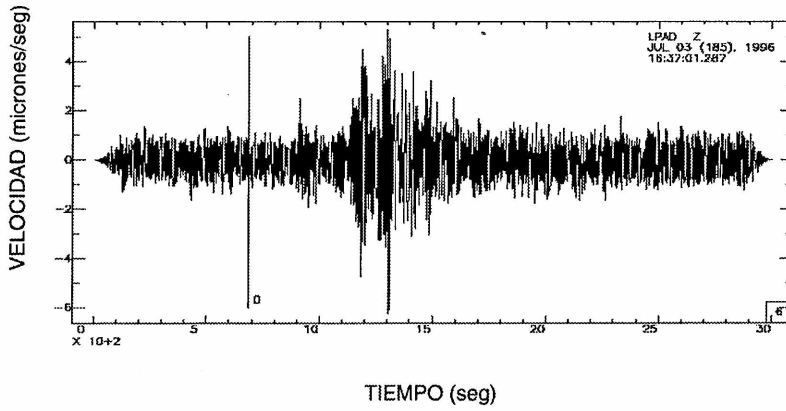


Figura 3. Evento registrado en la estación LPA (a) y su correspondiente señal filtrada, entrada del FTAN, (b) para un sismo del Set 1.

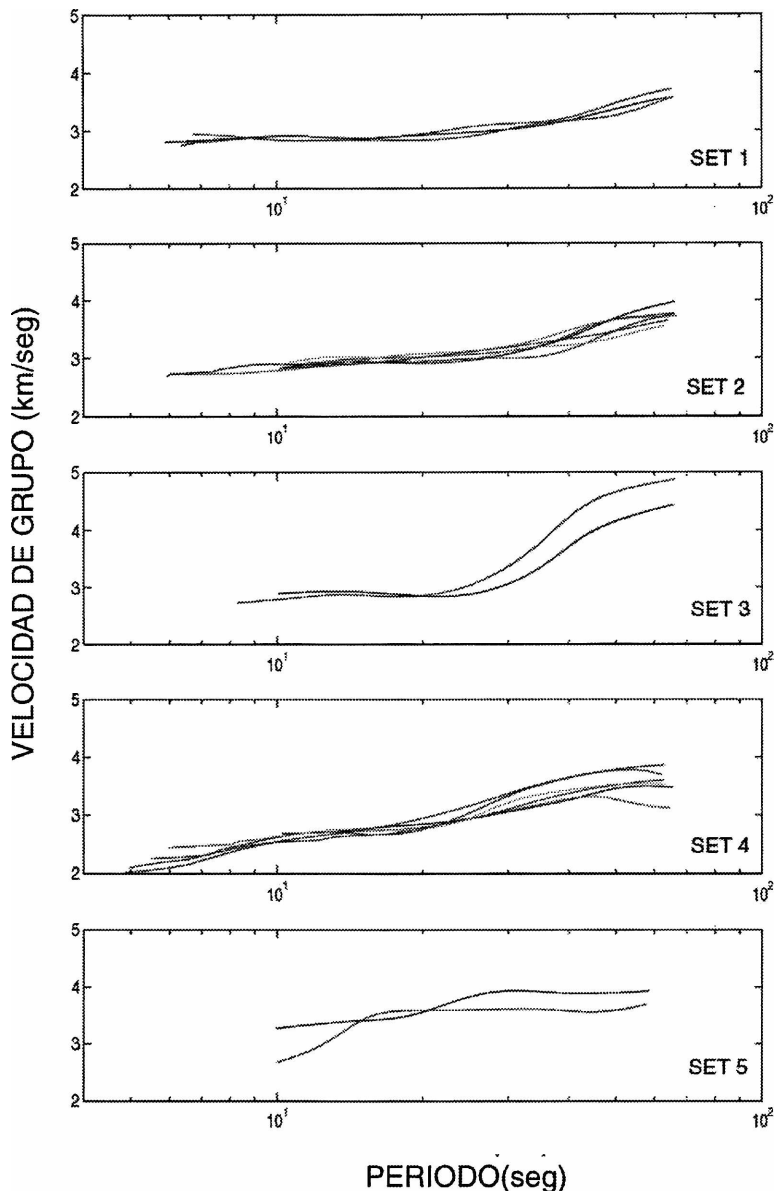


Figura 4. Curvas de dispersión para los distintos eventos correspondientes a los 5 Sets seleccionados.

otros dos Sets, 4 y 5, los modelos tienen seis capas. Para cada Set, se invirtieron las distintas curvas de dispersión para todos los eventos y se eligieron los modelos que ajustaron mejor.

En la Figura 5 se muestran los modelos finales para cada set y en la Figura 6 se muestran las correspondientes curvas de dispersión teóricas y calculadas. Analizando los resultados se encuentra que para el Set 1 el espesor cortical resulta aproximadamente igual a 52 km, para el Set 2, 55 km, para el Set 3, 44 km, para el Set 4, 34 km y para el Set 5, 32 km.

La bondad del proceso de inversión se cuantifica a través del parámetro  $s$ , calculado a partir de los residuos del retardo. Este parámetro, que se ha incluido en la Figura 6, posee los valores 0.16, 0.08, 0.77, 0.31 y 0.69 para los Sets 1 a 5, respectivamente.

Se observa que en los Sets 1 y 2 que incluyen la región de las Sierras Pampeanas, el espesor cortical varía entre 52 y 55 km mostrando una gran similitud en los modelos de ambas zonas y en correspondencia con el espesor hallado para esta región por Regnier *et al.* (1994).

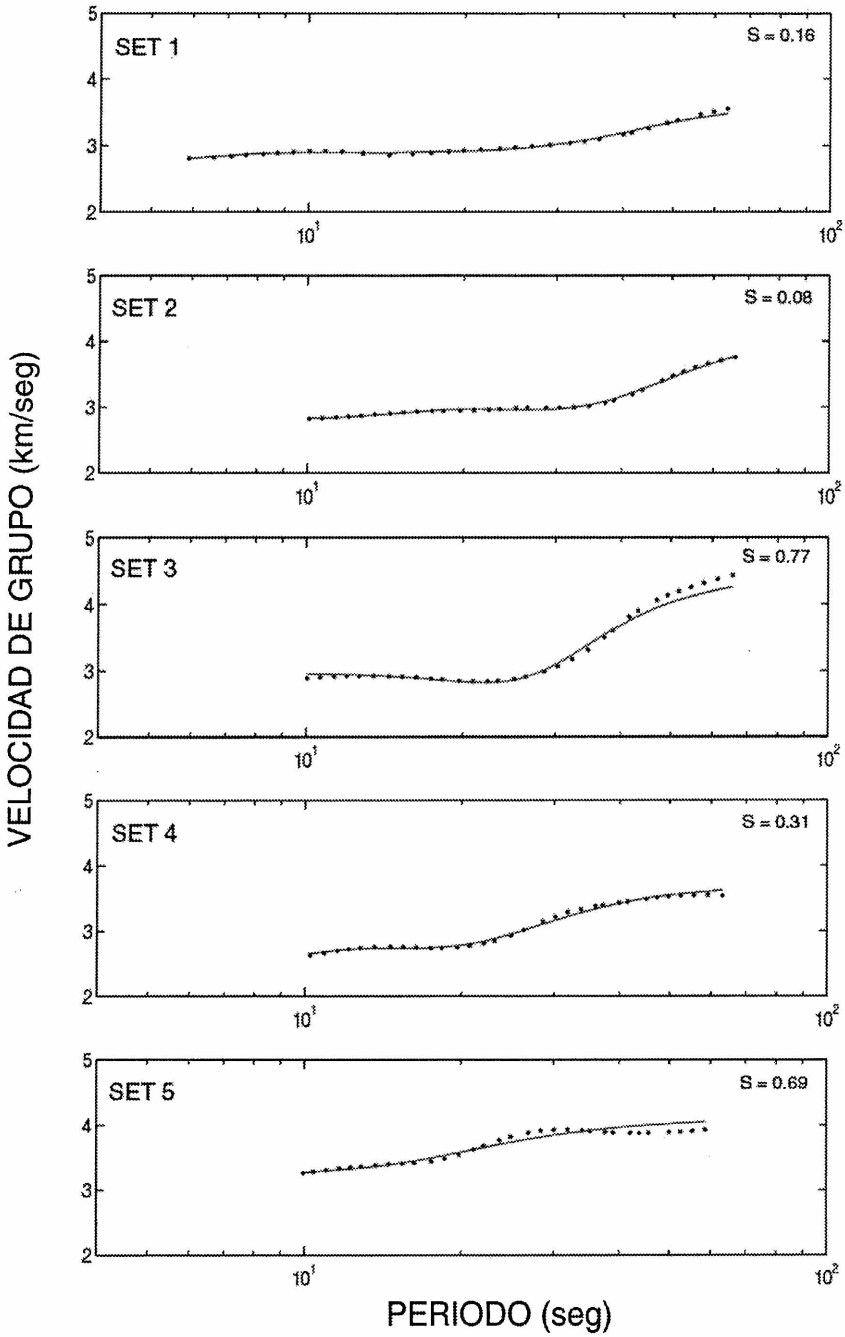


Figura 5. Mejores ajustes de modelos corticales obtenidos luego de la inversión de las curvas de dispersión, para cada Set.

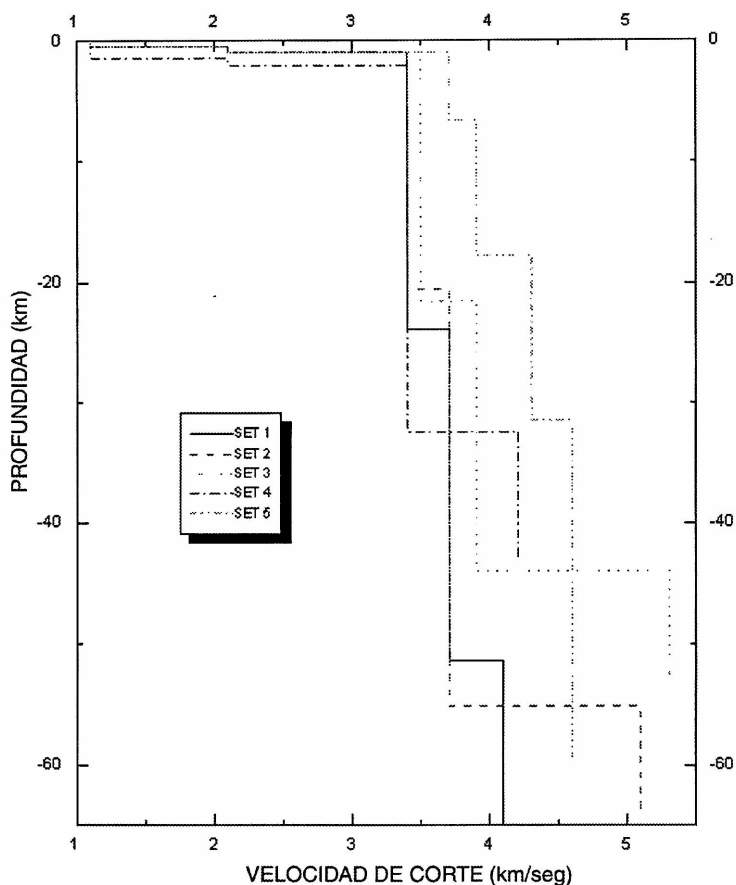


Figura 6. Resultados de la inversión correspondiente a los distintos Sets. La velocidad de grupo de ondas Rayleigh calculada en puntos y la teórica en línea llena. En cada Set se indica el parámetro de ajuste  $s$  calculado a partir de los residuos en el retardo.

A efectos de corroborar estos resultados y teniendo en cuenta que para el período considerado no había otras estaciones sismológicas al este de las Sierras Pampeanas, se analizó con el mismo procedimiento eventos registrados en CPUP, estación ubicada en Villa Florida, Paraguay ( $26^{\circ}33' S$ ,  $57^{\circ}33' O$ ), perteneciente a IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology). En la Figura 7a se muestran las curvas de dispersión obtenidas que luego fueron invertidas. Las estructuras resultantes obtenidas con el mejor ajuste fueron comparadas con las obtenidas para los mismos datos de LPA. Las Figuras 7b y 7c ilustran los ajustes y la comparación de los modelos corticales, respectivamente. Se puede ver claramente la concordancia entre ambos modelos.

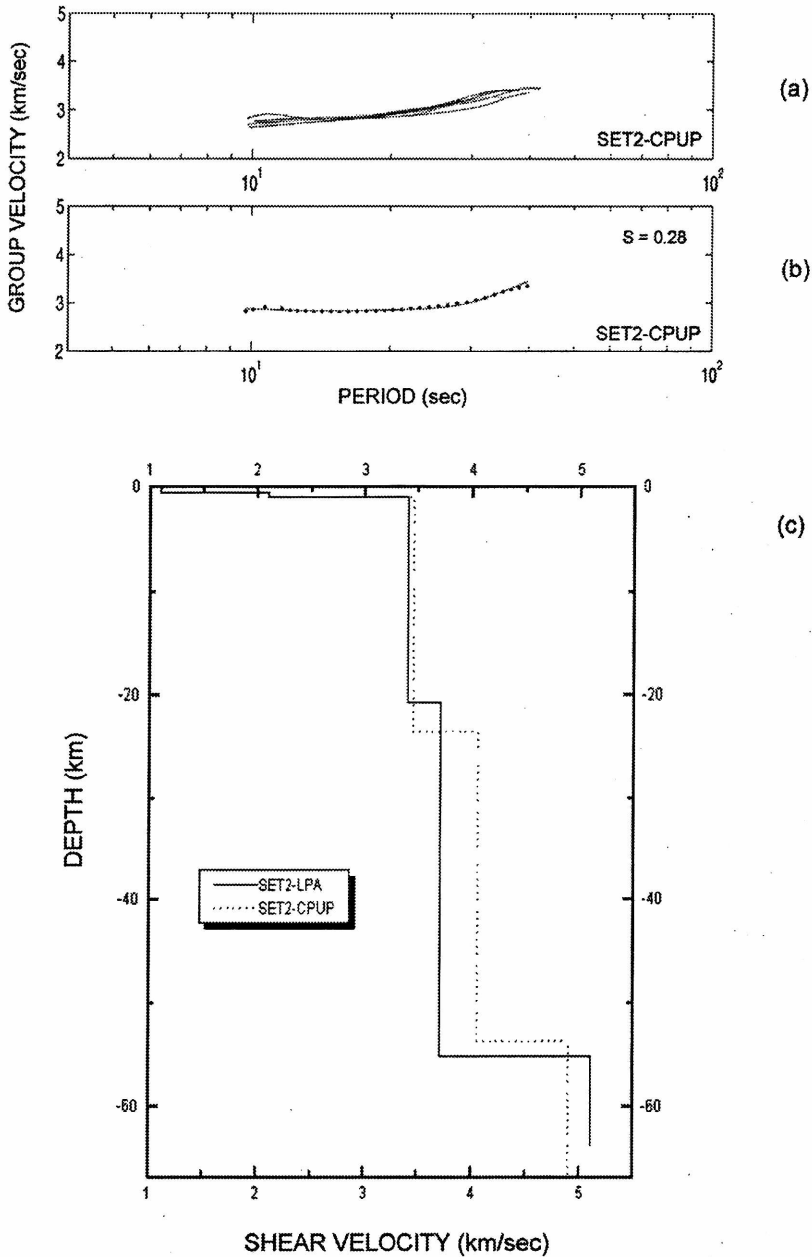
### DISCUSION

Los resultados obtenidos para eventos correspondientes a los Sets 1 y 2 indican una profundidad de Moho que se aproxima a los valores obtenidos por

otros métodos geofísicos. El mapa regional de anomalías de Bouguer que cubre un cinturón entre  $69^{\circ}$  y  $64^{\circ} O$  a una latitud de  $27^{\circ} S$  en el margen occidental y de  $28^{\circ} 30' S$  en el límite oriental, muestran variaciones del espesor cortical desde los 40 km en el escudo Brasileño hasta los 70 km debajo de Los Andes, con un valor medio de aproximadamente 45-50 km debajo de las Sierras Pampeanas (Toselli *et al.*, 1999). Teniendo en cuenta que esta área coincide con trayectorias del Set 1, las profundidades estimadas concuerdan con los valores encontrados en este trabajo.

Resultados obtenidos utilizando la sismicidad, así como ondas convertidas, (Smalley *et al.*, 1993; Regnier *et al.*, 1994), dan un valor aproximado de espesor cortical de 55 km para esta región. En particular, el estudio llevado a cabo por Regnier *et al.* (1994), se centró en la Sierra Pie de Palo, en el límite sur de las Sierras Pampeanas. Comparando este resultado con los valores hallados para el Set 2, se observa que hay una total coincidencia. Además, ambos resultados se diferencian de los predichos para





**Figura 7.** a) Curvas de dispersión para los distintos eventos correspondientes al Set 2, registrados en CPUP. b) Velocidad de grupo de ondas Rayleigh calculada (puntos) y teórica (línea llena). c) El mejor ajuste de modelo cortical correspondiente a trayectorias entre el Set 2 y ambas estaciones sísmológicas, LPA y CPUP.

esta región por el modelo CRUST 5.1, de 70 km. Sin embargo, esta diferencia era previsible ya que este modelo global posee fundamentalmente dos limitaciones. La primera de ellas es el tamaño de las celdas, 5° x 5°, que cubre un área suficientemente grande como para poder incluir dos estructuras corticales distintas dentro de una celda y, por otra parte, la ausencia de perfiles de refracción en la mayor parte del continente sudamericano, lo cual impide una resolución local de las estructuras.

Se ve también que las velocidades de manto para estos dos Sets presentan diferencias. Se ha encontrado que las velocidades de la onda transversal en el manto superior para las trayectorias del Set 1 (cuenca norte incluyendo la Planicie tucumana) tienen valores bajos, o sea de carácter tectónico o astenosférico, mientras que las velocidades para las trayectorias del Set 2 son más altas, características de los escudos. De acuerdo a estudios de ondas Lg (Rial y Ritzwoller, 1997), las bajas velocidades en el manto superior pueden ser indicadores de altas temperaturas.

La interpretación de este fenómeno podría vincularse con los datos corticales existentes. Aunque todas las trayectorias cruzan las Sierras Pampeanas, las cuencas intermontanas correspondientes a este sistema revelan características diferentes entre ellas y estas diferencias pueden ser la explicación de los resultados obtenidos.

Los datos gravimétricos y magnetotéluricos han provisto información de la estructura de las cuencas principales ubicadas en este sistema, incluyendo el espesor de las cubiertas sedimentarias y en algunos casos la profundidad del Moho. Los resultados mostraron diferentes características cuando se tuvieron en cuenta transectas que cruzaran las Sierras Pampeanas en diferentes latitudes.

Estudios magnetotéluricos realizados en las diferentes cuencas indicaron que éstas eran muy profundas y conductivas, con un espesor de la cubierta sedimentaria de aproximadamente 9 km (ej., Pomposiello *et al.*, 1998). Estos rasgos son típicos de otras cuencas occidentales pertenecientes a este sistema y valores de espesor similares han sido obtenidos a través de mediciones gravimétricas, refracción y reflexión sísmicas en 29.7°S y en 31.5°S (Jordan y Allmendinger, 1986; Introcaso, 1990).

Resultados geofísicos previos indican la presencia de una zona de muy alta conductividad, asociada a la existencia de una importante área termal en la región correspondiente a los eventos del Set 1 (Osella *et al.*, 1992, 1993; Pomposiello *et al.*, 1994, 2002; Toselli *et al.*, 1999).

Se pueden comparar los valores predichos por la inversión de las velocidades de grupo de ondas Rayleigh con los resultados anteriormente mencionados. El espesor de la cubierta sedimentaria que se ha encontrado es de aproximadamente 1 km. El

bajo espesor sedimentario obtenido luego del proceso de inversión puede ser explicado por el hecho que el valor resultante es el promedio a lo largo del camino completo, el cual incluye no solo valles, sino también cordones montañosos.

La manifestación termal en superficie podría ser el resultado de un aumento de temperatura en el manto. Este hecho podría explicar las bajas velocidades encontradas en el Set 1 y la diferencia de velocidades con el Set 2.

Por otra parte, en el Set 3, se observa un resultado diferente a aquellos obtenidos para los Sets 1 y 2 (Figuras 4 y 5). El mayor ajuste para la inversión arroja un valor de 44 km para el espesor cortical con una velocidad de S para el manto superior de 5.3 km/seg, que es mayor que los valores obtenidos para los Sets 4 y 5. El hecho que las trayectorias incluidas en el Set 3 son prácticamente cratónicas podrían explicar este resultado. Sin embargo, estas explicaciones son especulativas si consideramos que en este caso han sido analizados pocos sismogramas.

Por el contrario, cuando se tratan los eventos del Set 5, se encuentra un comportamiento distinto. Se puede observar que el espesor cortical decrece hacia el sur en Los Andes; los valores de espesor obtenido son menores que en las Sierras Pampeanas. Además, la relación entre los resultados del Set 3 y del Set 5 puede ser explicada si tomamos en cuenta que los epicentros del Set 3 están ubicados cerca del margen oceánico, en la zona de subducción, mientras que los eventos del Set 5 se originaron lejos de la zona andina y se propagaron a través de recorridos cratónicos, lo que significa que el espesor cortical es menor, similar al resultado obtenido para el Set 4. Sin embargo, se ha notado que los resultados para el Set precedente tienen las mismas limitaciones que los del Set 3.

Los resultados obtenidos con epicentros en Bolivia (Set 4), cuyas trayectorias se encuentran en regiones cratónicas, se aproximan a resultados previos y corresponden a una corteza más delgada como era previsible. Snoke y James (1997) encontraron que el espesor cortical en la cuenca de Chaco era sólo de aproximadamente 32 km, espesor que es sustancialmente menor que el de la cuenca del Paraná, con velocidades llamativamente bajas. También se ha encontrado una velocidad baja, de aproximadamente 4.2 km/seg, en la parte superior del manto, similar a lo que Snoke y James (1997) encontraron debajo de la cuenca del Chaco, un valor que es característico de manto astenosférico. Estos autores atribuyeron el significado de la aparente baja velocidad en el manto superior a dos posibles causas: la primera conectada con el hecho que las bajas velocidades pueden ser atribuidas al arco andino, la segunda relacionada al hecho que en particular en la cuenca del Chaco, ubicada en la región del arco donde la expansión del retroarco ocurre debajo del arco de islas oceánicas, la estructura de velocidades, tanto cortical como de manto superior, pueden ser indicadores de manto más

caliente y quizás acortamiento cortical. Por el contrario, el único tectonismo asociado con el retroarco de Los Andes, incluyendo los terremotos corticales subandinos, parecen ser de origen compresional y no extensional, y nosotros podríamos en consecuencia, no esperar extensión debajo de la cuenca chaquense.

## CONCLUSIONES

Se ha usado el análisis de dispersión de ondas superficiales para investigar las propiedades físicas del sistema litósfera-astenosfera en la región de las Sierras Pampeanas y comparado los resultados con aquellos obtenidos para otras estructuras tectónicas. Aunque sólo se utilizó una estación de registro, este estudio es el primero para obtener estimaciones regionales del Moho basado en el análisis de velocidades de ondas superficiales. Los modelos 1D obtenidos de la inversión de las curvas de dispersión están de acuerdo con resultados previos.

La estructura sísmica de la corteza y manto superior por debajo de América del Sur permanece pobremente caracterizada en su totalidad, particularmente en comparación con América del Norte y Eurasia. Nuestro estudio aporta información obtenida con ondas superficiales a través del método de una única estación. Se puede concluir, usando estos datos, que esta técnica es útil para obtener el espesor cortical para las diferentes regiones, aunque no nos permite inferir acerca de las capas corticales superiores.

Las trayectorias de los Sets 1 y 2 pueden considerarse de espesor cortical similar pero con diferentes velocidades. Esto es el reflejo de la existencia de una área termal además de una anomalía eléctrica en la corteza profunda para la trayectoria entre el Set 1 y La Plata.

Se ha encontrado también un espesor preliminar de 44 km para las trayectorias entre el Set 3 y La Plata. En los Sets 4 y 5, que incluyen eventos cuyos caminos atraviesan zonas cratónicas, se han encontrado espesores corticales menores, de aproximadamente 32 km. La profundidad del moho obtenida a partir del Set 4 está de acuerdo con la obtenida previamente para la cuenca de Chaco.

El despliegue de nuevas estaciones, tales como TRQA (Tornquist, Argentina), nos permitirá en un futuro cercano completar este análisis e incluir las variaciones regionales de la corteza y manto superior, que son requerimientos necesarios para caracterizar una zona de subducción, donde las mismas son un rasgo característico.

**Agradecimientos:** Este trabajo fue financiado por la Universidad de La Plata, Universidad de Buenos Aires y el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Los autores agradecen a Anatoli Levshin por poner a disposición el FTAN y el UDIMA. Agradecemos al Consorcio IRIS por la provisión de datos de la estación CPUP. En este trabajo se ha utilizado el

software para gráficos GMT (Generic Mapping Tools), de dominio público.

## REFERENCIAS

- Beck, S. L., Zandt, G., Myers, S. C., Wallace, T. C., Silver, P. G. y Drake, L., 1996. Crustal thickness variations in the Central Andes. *Geology*, 24, 407-410.
- Cahill, T. y Isacks B., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.*, 97, 17503-17529.
- Dorbath, C., Granet, M., Poupinet, G. y Martinez, C., 1993. A Teleseismic Study of the Altiplano and the Eastern Cordillera in Northern Bolivia: New Constraints on a Lithospheric Model. *J. Geophys. Res.*, 98, 9825-9844.
- Dziewonski, A., Bloch, S. y Landisman, M., 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seis. Soc. Am.* 59, 427-444.
- Götte, H. J., Lahmeyer, B., Schmidt, S. y Strunk, S., 1994. The lithospheric structure of the Central Andes (20-25°) as inferred from quantitative interpretation of regional gravity, in *Tectonics of the Southern central Andes: structure and evolution of an active continental margin*, edited by K. J. Reutter, E. Scheuber, and P. J. Wigger, pp. 23-48, Springer-Verlag, Berlin.
- Introcaso, A., Robles, A. y Guspi, F., 1990. Interpretación gravimétrica preliminar en la cuenca del Bermejo. *Geoacta*, 17(2), 179-202.
- James, D. y Snoko, J., 1994. Structure and tectonic in the region of flat subduction beneath Central Peru: Crust and uppermost mantle. *J. Geophys. Res.*, 99, 6899-6912.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, J., Brewer, J., Ramos, V. y Ando, C., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 341-361.
- Jordan, T. y Allmendinger, R., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of rocky mountain foreland deformation. *Amer. J. Sci.*, 286, 737-764.
- Kocaoglu, A. H. y Long, L. T., 1993. A review of time-frequency analysis techniques for estimation of group velocities. *Seism. Res. Lett.*, 64, 157-167.
- Kushnir, A. F., Levshin, A. L. y Lokshtanov, D. E., 1988. Determination of the velocity section from the spectra of surface waves by nonlinear optimization methods. *Problems of Seismological Information Science, Comput. Seismology*, 21, Allerton Press, NY, 137-152.
- Levshin, A. L., Pisarenko, V. F. y Pogrebinsky, G.A., 1972. On a frequency-time analysis of oscillations. *Ann. Geophys.*, 28, 211-218.
- Levshin, A., Ratnikova, L. y Berger, J., 1992. Peculiarities of surface-waves propagation across Central Eurasia. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 82, 2464-2493.
- Lokshtanov, D. E., 1993. UDIMA program. Personal communication.
- Mooney, W., Laske, G. y Guy Masters, T., 1998.

- CRUST 5.1: a global crustal model at 5° x 5°. *J. Geophys. Res.*, 103, 727-747.
- Osella, A. M., Pomposiello C., Maidana, A. y Borzotta, E., 1992. Electromagnetic Studies in the Tucumán Plain. *Acta Geod. Geophys. et Mont.*, 27(1): 103-110
- Osella, A. M., Pomposiello, C., Favetto, A., Sainato, C. y Martinelli, P., 1993. Bidimensional modeling of a geothermal anomaly in the eastern border of Aconquija range. *Acta Geod. Geophys. Mont.*, 28, 329-341.
- Pomposiello C., Osella, A.M., Maidana, A. y Borzotta, E., 1994. MT studies in South-East region of Tucumán Plain in NW Argentina. *Journal of South-American Earth Sciences*, 7(2), 101-107.
- Pomposiello C., Osella, A.M., Favetto, A., Sainato, C., Martinelli, P. y Aprea, C., 1998. Current channelling and three-dimensional effects detected from magnetotelluric data from a sedimentary basin in Sierras Pampeanas, Argentina. *Geophys. J. Inter.*, 135 (2), 339-351.
- Pomposiello, M. C., Favetto, A., Sainato, C., Booker, J. and Li, S., 2002. Imaging the sedimentary basin of the Tucumán Plain in the northern Pampean Ranges, Argentina. *J. Applied Geoph.*, Special Issue, 47-58.
- Regnier, M., Chatelain, J., Smalley, R. Jr., Chiu J., Isacks, B. y Araujo, M., 1992. Seismotectonics of Sierra Pie de Palo, a basement block uplift in the Andean Foreland of Argentina. *Bull. Seis. Soc. Am.* 82, pp. 2549 - 2571.
- Regnier, M., Chiu, J., Smalley, R. Jr., Isacks, B. y Araujo, M., 1994. Crustal thickness variation in the Andean foreland, Argentina, from converted waves. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 84, 1097-1111.
- Rial, J. y Ritzwoller, M., 1997. Propagation efficiency of long-period Lg waves in the South American continent. *Geophys. J. Int.*, 131, 401-408.
- Rosello, E., Mozetic, M., Cobbold, P., de Urreiztieta, M., Gapais, D. y Lopez Gamundi, O., 1996. The Valle Fértil flower structure and its relationship with the Precordillera and Pampean ranges. *Third ISAG*, 481-484.
- Scherbaum F. y Johnson J., 1993. PITSA, Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis. IASPEI Software Library, Vol. 5.
- Schawrz, G., Chong, G., Kruger, D., Martinez, E., Massow, W., Rath, V. y Viramonte, J., 1994. Crustal high conductivity zones in the southern Central Andes, in *Tectonics of the Southern central Andes: structure and evolution of an active continental margin*, edited by K. J. Reutter, E. Scheuber and P. J. Wigger, pp. 49-67, Springer-Verlag, Berlin.
- Snoke, J. and James, D. 1997. Lithosteric structure of the Chaco y Paraná basins of South America from surface-wave inversion. *J Geophys. Res.*, 102, 2939-2951.
- Smalley, R., Pujol, J., Regnier, M., Chiu, J., Chatelain, B. y Puebla, N., 1993. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and its implications for crustal and lithosphere behavior. *Tectonics*, 112, 63-76.
- Tapley, W.C. y J.E.Tull, 2000. SAC2000, Seismic Analysis Code., Lawrence Livermore National Laboratory. (<http://www-ep.es.llnl.gov/tvp/sac.html>).
- Toselli, A., Pomposiello, C., Durand, F., Osella, A. y Lopez de Luchi, M., 1999. South American Global Geoscience Transect 7: Cordillera Frontal to Llanura Chaco Pampeana, Northern Argentina. *International Geology Review*, 41, 154-174.
- Whitman, D., 1994. Moho geometry beneath the eastern margin of the Andes, northwest Argentina, and its implications to the effective elastic thickness of the Andean foreland. *J. Geophys. Res.*, 99, 15277-15289.
- Zandt, G., Velasco, A. y Beck, S. L., 1994. Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia. *Geology*, 22, 1003-1006.