

**III Encuentro de Jóvenes Investigadores "*Jóvenes investigadores, por una ciencia con compromiso social*"**

**MODELO DE VELOCIDADES SÍSMICAS DE CORTEZA PARA LA SIERRA  
DE PIE DE PALO Y SUS ALREDEDORES**

*Estudios de la Tierra y el Espacio, Cambio Climáticos y Naturales. Catástrofes  
Naturales*

<sup>1</sup>*Instituto Nacional de Prevención Sísmica - INPRES*

<sup>2</sup>*Universidad Nacional de San Juan - UNSJ*

## Introducción

Desde 1692 a la actualidad, en la República Argentina han ocurrido 7 terremotos que han alcanzado una Intensidad Máxima de IX en la escala Mercalli Modificada, éstos han sido los más destructivos y los que más víctimas fatales han dejado. Las fuentes sismogénicas asociadas a estos grandes eventos como fueron los terremoto de 1944 y 1977 han sido objeto de numerosos estudios realizados por distintos autores.

En el presente trabajo se propone como región de estudio el área comprendida entre las latitudes  $30,0^{\circ}$  S y  $32,5^{\circ}$  S y entre las longitudes  $67,0^{\circ}$  O y  $68,5^{\circ}$  O, perteneciente al sector occidental de Sierras Pampeanas dentro de la cual se encuentran distintas unidades morfoestructurales como Sierra La Huerta - Valle Fértil, Sierra de Pie de Palo, C° Valdivia y C° Barbosa. Las Sierras Pampeanas están compuestas por una serie de bloques de basamento de edad Precámbrico- Paleozoico Temprano separados por cuencas y valles en sentido norte-sur (Jordan y Allmendinger, 1986). Esta zona presenta una elevada actividad sísmica

tanto a nivel de corteza continental ( $<35$  km) como a profundidades intermedias ( $\sim 100$  km) (Anderson *et al*, 2007).

El área de estudio se ubica aproximadamente a 460 km al este de la línea de convergencia entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana. En dicho contacto, la loza oceánica se mueve hacia el este y subduce bajo la placa continental cuyo movimiento es hacia el oeste, con una velocidad relativa de aproximadamente 7,5 cm/año. Estas dos placas presentan un comportamiento rígido, por tal motivo, en las regiones cercanas al contacto se generan y acumulan grandes esfuerzos, que posteriormente se liberan en forma de energía tanto calórica como de ondas sísmicas.

El objetivo de este trabajo consiste en obtener el modelo de velocidades 1D que mejor ajuste, en forma regional, los tiempos de viaje de ondas P y S, el cual permita mejorar la precisión de las localizaciones sísmicas con respecto a aquellas determinadas utilizando modelos de velocidades actualmente conocidos para la región de estudio. Para tal fin, se utiliza la técnica de inversión de tiempo de viajes de ondas sísmicas mediante el software

VELEST (Kisling, 1994), la cual es una poderosa herramienta que permite obtener tanto las discontinuidades del subsuelo como las velocidades sísmicas asociadas a cada capa. **Fundamentos y metodología**

Para la elección del área de estudio se tuvo en cuenta la distribución de la sismicidad local y de las estaciones sismológicas disponibles. Además, la existencia de estudios previos para la región, referentes a modelos de velocidades obtenidos mediante otros métodos, permitiendo así realizar un análisis comparativo con los resultados que surgieron de esta investigación. Atendiendo estas consideraciones se propuso como zona de estudio el área delimitada entre las latitudes 30,0°S y 32,5° S y entre las longitudes 67,0°O y 68,5° O.

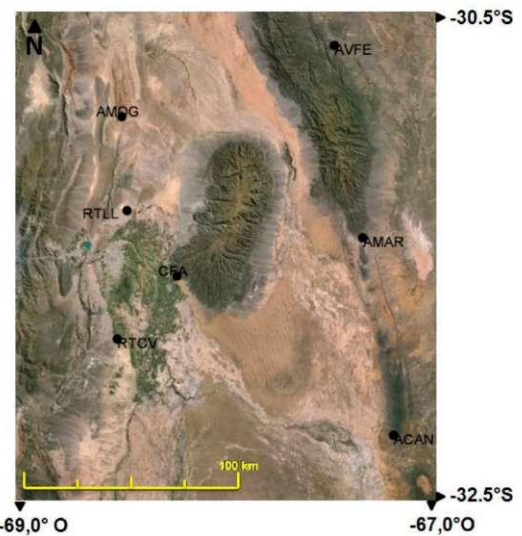
A partir del catálogo de sismos de INPRES (2014) se confeccionó una base de datos local final constituida por 514 eventos sísmicos superficiales ( $h < 50\text{km}$ ) e intermedios ( $h < 150\text{km}$ ). Para tal selección se tuvo en cuenta los sismos ocurridos entre el periodo de tiempo comprendido entre julio de 1996 y enero de 2014 considerando otros

criterios como profundidad focal, coordenadas epicentrales y magnitudes. Se llevó a cabo un reprocesamiento manual de los 514 sismos mediante distintos softwares tales como SEISAN 9.1 (Havskov y Ottemoller, 2012), HYPOCENTER (Lienert y Havskov 1995). Se incorporó como modelo de velocidad de ondas sísmicas el utilizado en la rutina diaria de localización sísmica en INPRES (Assumpcao y Araujo, 1989).

En el proceso de reprocesamiento manual se identificaron los arribos de ondas P y S, discriminando las fases directas de las refractadas. Asimismo, se consideraron ponderaciones por calidad y distancia epicentral, siendo utilizadas las 36 estaciones sismológicas que tenían registros de estos sismos de manera de obtener la mejor localización posible de los eventos sísmicos a emplearse en el posterior proceso de inversión. A su vez, se determinaron las magnitudes  $M_L$  y  $M_w$ , en aquellas estaciones que no presentaban curva de calibración se procedió al cálculo de la magnitud coda MC.

Para resolver la estructura de velocidades sísmicas en el área investigada se utilizó la técnica de

inversión de tiempos de viaje de ondas P y S mediante el software VELEST, el cual está incluido en el paquete de programas SEISAN 9.1. La preparación de los datos para el programa VELEST consistió en "limpiar" todos los pesos por calidad que fueron asignados a lecturas de las fases sísmicas en el momento de localización. A su vez, sólo se consideraron las lecturas correspondientes a las 7 estaciones sismológicas situadas dentro del área de estudio (AVFE, AMOG, RTLL, AMAR, CFA, RTCV y ACAN, ver figura 1). De esta manera se aseguró que solamente intervinieran en el proceso de inversión aquellas trayectorias que atravesaron la estructura del subsuelo dentro de la zona de interés. En caso contrario el modelo de velocidades sísmicas que se obtendría estaría influenciado por estructuras intracorticales adyacentes a la región de estudio dando resultados no deseados al objetivo propuesto inicialmente.



**Figura 1:** Ubicación de las estaciones dentro del perímetro que delimita el área propuesta, utilizadas en el proceso de inversión.

Posteriormente, se eligió un modelo de velocidades iniciales para dar inicio al proceso de inversión. Éste fue construido en forma de gradientes por defecto a partir del propuesto por Assump<sup>ao</sup> y Araujo (1989). Se optó utilizar este tipo de modelo ya que de esta manera las discontinuidades determinadas a posteriori no estarán condicionadas, es decir, no serán inducidas. Esto es necesario considerando que si el modelo propuesto como inicial presenta discontinuidades ya establecidas, con el fin de ajustar los tiempos de viaje, VELEST adecuará principalmente velocidades en función de las capas propuestas pero no realizará un ajuste de sus espesores. En consecuencia, al utilizar como modelo inicial un modelo

de gradiente, se obtendrán las discontinuidades realmente encontradas por el software a partir de los datos y parámetros seleccionados.

De cada inversión se obtuvo un modelo de velocidades de salida, el cual posteriormente fue utilizado como modelo de entrada en la siguiente inversión. Lógicamente los valores de RMS correspondiente a las primeras inversiones fueron elevados y a medida que el proceso avanzaba, estos comenzaron a disminuir hasta ser considerablemente bajos.

Luego de sucesivas inversiones, se alcanzó la convergencia de los resultados a la solución con el mínimo error, y también la más coherente desde el punto de vista sísmológico. Para ésta se aplicó el concepto de velocidad interválica logrando así la reducción de los resultados a un modelo simple de capas planas con velocidad uniforme.

Una vez determinado el modelo de velocidades sísmicas de ondas P y S, y de éstos las correspondientes relaciones  $V_p/V_s$ , se remplazaron las correspondientes correcciones por estaciones. Estos valores de corrección son calculados por VELEST en cada una de las inversiones. Pueden

interpretarse como anomalías locales de velocidad en los primeros kilómetros bajo la estación respecto del modelo obtenido para la región de estudio y corresponden a residuos en los tiempos de viaje de las ondas en relación a una estación de referencia elegida.

### **Resultados**

A continuación se analizan e interpretan dos modelos de velocidades finales 1-D obtenidos, y se correlacionan con la existencia de diferentes discontinuidades en la estructura del subsuelo para la región de estudio. Posteriormente, se decide cual es el más representativo para la zona investigada.

Luego de haber realizado 36 grupo de inversiones modificando y combinando distintos parámetros de entrada disponibles en VELEST, empleando como modelo inicial el modelo de velocidades en forma de gradiente por defecto respecto al utilizado en INPRES, se obtuvieron dos modelos de velocidades sísmicas de ondas P y S.

En las distintas etapas de inversión fue posible ajustar tanto velocidades como profundidades de las distintas capas obtenidas.

Se consideró el último grupo de inversiones realizado con 514 sismos (Fig. 2), para el cual se utilizó el parámetro de capa de baja velocidad. De este grupo se adoptó la inversión que presentó el menor valor de RMS promedio, indicativo de la solución que mejor ajusta. A partir de ésta se realizó una reducción a un modelo simple por capas planas con velocidades uniforme.

Debido a que algunas discontinuidades se destacan tanto en  $V_p$  como en  $V_s$ , y otras solamente en una de ellas, se decidió plantear dos modelos regionales de velocidades sísmicas. Uno de ellos es asignado como "**Modelo A**" y el otro "**Modelo B**".

Para el **Modelo A**: de las discontinuidades que fueron coherentes tanto para la distribución de velocidades de ondas P como S, se obtuvieron cuatro discontinuidades intracorticales y la discontinuidad corteza-manto, es decir, cinco capas apoyadas sobre un semiespacio.

En la figura 3 (en rojo) y en la tabla 1 .A, se pueden visualizar las distintas discontinuidades en función de la profundidad, con sus respectivas velocidades de ondas y la relación  $V_p/V_s$  asociada a cada capa. La primera

discontinuidad intracortical se obtuvo a los 3 km de profundidad, la segunda a los 13 km, la tercera a los 27 km y la cuarta a los 36 km de profundidad. Por último, a los 47 km se propone la discontinuidad de Mohorovicic.

Para el **Modelo B**: se incorporan dos discontinuidades más, las cuales no se manifiestan con igual relevancia en las velocidades de ondas P y S. En consecuencia, el presente modelo considera seis discontinuidades intracorticales. La primera a los 3 km de profundidad, la segunda a los 7 km (la cual se distingue mayormente en las velocidades de onda S), la tercera a los 13 km, la cuarta a los 20 km (visualizada en mejor medida en las velocidades de onda P), la quinta a los 27 km y la sexta a los 36 km de profundidad. Finalmente, a los 47 km se presenta la discontinuidad propuesta como interfase corteza-manto. Tales discontinuidades y sus velocidades asociadas, así como también las relaciones  $V_p/V_s$  correspondientes, pueden observarse en la figura 3 (azul) y en la tabla 1.B.

Cabe destacar que en todas las inversiones y en los dos modelos de velocidades obtenidos siempre estuvo

presente un bajo valor de relación  $V_p/V_s$  en la capa comprendida aproximadamente entre 36 km y 47 km de profundidad, tal disminución se obtuvo como consecuencia de un mayor incremento  $V_s$ . En un principio los modelos iniciales de  $V_p$  y  $V_s$  se trabajaron en forma independiente. A fin de corroborar la veracidad de la disminución en la relación  $V_p/V_s$  anteriormente mencionada se procedió a trabajar en forma dependiente los modelos de ondas P y S, es decir uno en función del otro. Pudo comprobarse que se obtenían valores semejantes en cuanto a velocidades, relaciones  $V_p/V_s$  y profundidad de discontinuidades sin importar la dependencia o no entre los modelos iniciales empleados en el proceso de inversión. Esta modalidad otorgó confianza y robustez a las soluciones obtenidas.

Se optó por el **Modelo A** como modelo final de velocidades sísmicas para la zona de estudio propuesta, ya que éste es un modelo regional, fijo y estable. Presenta discontinuidades que se destacan en forma consistente tanto

para la distribución de velocidades de ondas P como S. Esto otorga coherencia y confiabilidad al modelo regional de estructura. El **Modelo B** por su parte, presenta dos discontinuidades más que podrían estar relacionadas a heterogeneidades del subsuelo que no se encuentran en toda la extensión del área estudiada en este trabajo, sino que más bien podrían ser interpretadas de tipo local a 7 km y 20 km de profundidad. El hecho de que aparezcan estas dos discontinuidades puede deberse a la gran cantidad de rayos que atraviesan el subsuelo de la región de estudio, los cuales al realizar su recorrido pueden detectar en su camino interfases de menor extensión que se emplazan en un espacio más acotado, es decir, discontinuidades que no se encuentran en toda la región. Para definir estas pequeñas y locales discontinuidades intracorticales, se propone combinar en futuros estudios la técnica de función del receptor con la utilizada en este trabajo, considerando todas aquellas estaciones emplazadas dentro de la región bajo estudio.

Prof (km)	Vp {km/s}	Vs {km/s}	Vp/Vs
0	5,12	2,74	1,87
3	5,3	2,96	1,79
13	6,53	3,7	1,77
27	6,74	a, sa	1,7G
36	6,85	4,1	1,67
47	8,12	4,4	1,85

Profi (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Vp/Vs
0	5.12	274	1.87
3	5.27	2.8	1.87
7	5.3	3	1.77
13	6.43		1.77
20	6.53	3.72	1.77
27	6.74	3.63	1.76
36	6.65	4.1	1.67
47	Mi	4.43	1.61

Tabla 1: Velocidades de ondas P y S, relaciones Vp/Vs y profundidad de las distintas discontinuidades: A. para el "Modelo A" y B. para el "Modelo B", obtenidos a partir de la primera inversión correspondiente al resultado mostrado en figura 2.

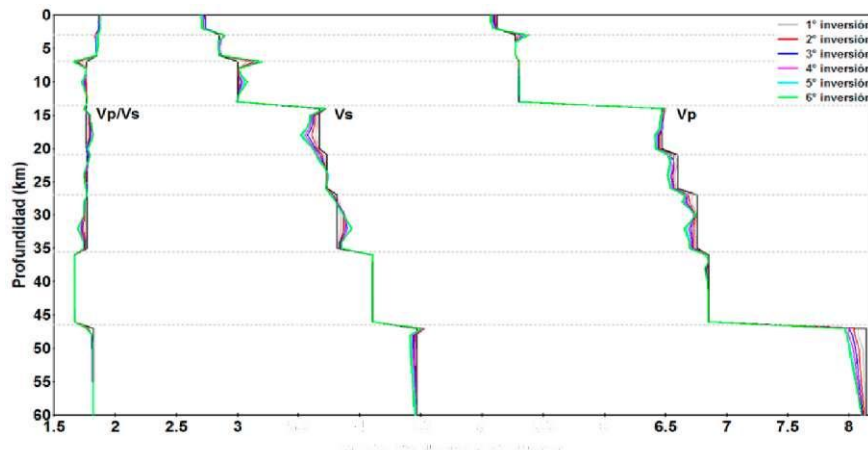


Figura 2: Grupo de seis inversiones para Vp y Vs y la correspondiente relación Vp/Vs.

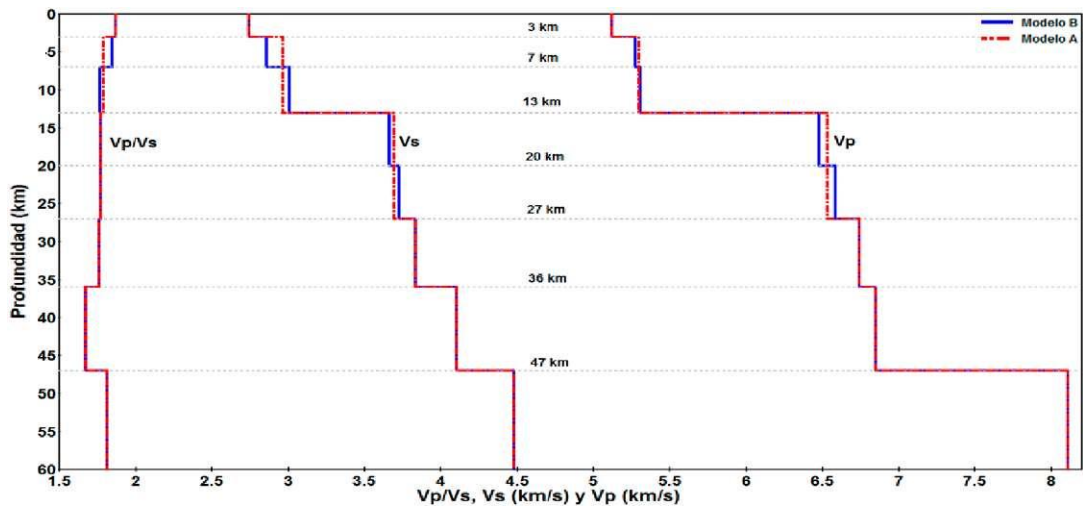


Figura 3: Modelo A (rojo) y B (azul), modelos simples por capas con velocidades uniformes de ondas P y S y relación Vp/Vs, obtenida a partir de la primera inversión del grupo de inversiones mostrado en figura 2.

Pie de Palo a los 47km de profundidad.

La profundidad obtenida para la discontinuidad de Mohorovicic en el Modelo A coincide con la propuesta por Perarnau et al., 2010 bajo la Sierra de

También es coherente con la señalada por Gilbert et al. (2006), entre otros autores para el terreno Cuyania.

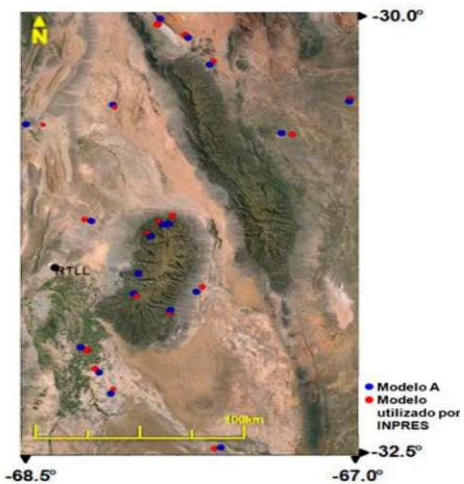


Por otra parte, la discontinuidad de los 13 km de profundidad podría estar relacionada con una zona de desacople a la misma profundidad propuesta por Perarnau et al. (2010), y entre los 15km y 20km por Gilbert et al., 2006, a partir de apilamiento de funciones receptoras. Asimismo la discontinuidad a 27 km es consistente con la identificada por Perarnau (2010) e interpretada como un nivel de despegue o bien producida por cambios composicionales.

El paso siguiente para la verificación del modelo final adoptado, consistiría en realizar una comparación individual de cada uno de los 514 sismos. Sin embargo, debido a la gran cantidad de datos, se decidió seleccionar una muestra compuesta por 20 sismos elegidos al azar y luego comparar su respectiva localización de acuerdo al modelo de estructura sísmica empleado (Fig. 4). En este procedimiento se consideraron pesos por calidad, por distancia y todas las estaciones que registraron los sismos seleccionados.

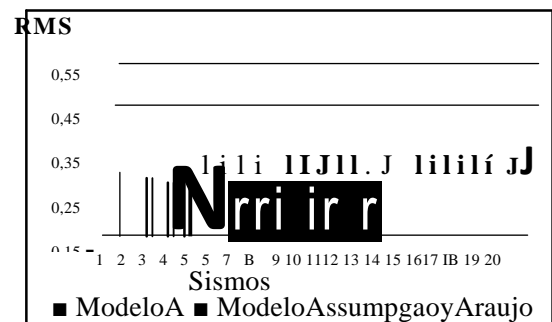
Del análisis conjunto de la figura 5 y 6 es posible advertir que al localizar con el **Modelo A** se obtienen menores valores de RMS incorporando mayor

cantidad de estaciones, es decir, mayor cantidad de fases P y S en comparación con los valores obtenidos al localizar con el modelo usado en INPRES. Esto evidencia que las localizaciones proporcionadas por el **Modelo A** son más confiables y robustas.



**Figura 4:** En azul se muestran los epicentros de los 20 sismos de la muestra localizados con el **Modelo A** y en rojo con el modelo usado por INPRES.

Por último se realizó un análisis estadístico relacionado con errores obtenidos para latitud, longitud y profundidad, al localizar con **Modelo A** y con el modelo usado en INPRES.



**Figura 5:** Comparación entre el valor de RMS, localizados con el **Modelo A** (en color

azul) y con el utilizado por INPRES (en color rojo).



Figura 6: Cantidad de estaciones empleadas al localizar con el **Modelo A** (en color azul) y con el utilizado por INPRES (en color rojo).

El gráfico de la figura 7 muestra los valores de errores en latitud (km) sintetizados por intervalos. En color azul, se presentan los errores correspondientes a los 20 sismos localizados con el **Modelo A** donde es claro que la mayor cantidad de ellos se concentran en los intervalos que asignan los menores valores. Es posible advertir además, que el 65% de los datos localizados con el **Modelo A** se acumulan hasta un valor de error menor a 1,5 km, mientras que hasta ese mismo valor se acumula el 35% de los sismos localizados con el modelo actualmente empleado por INPRES.

Un análisis similar pero referido a errores en longitud permite evidenciar que el 60% de los sismos localizados con **Modelo A** se acumulan en valores menores a 2,5 km, mientras que solo el 40% de los sismos localizados con el

modelo actualmente empleado por INPRES se acumulan antes de ese valor (Fig. 8).

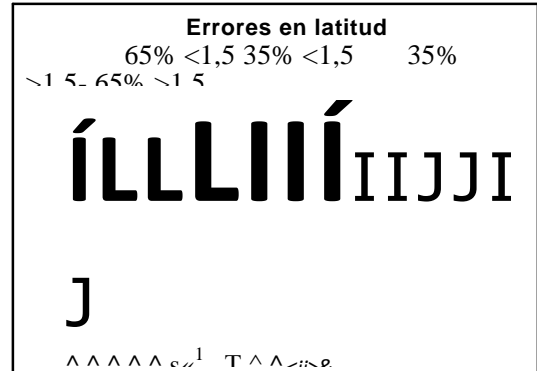


Figura 7: Comparación entre los valores de errores en latitud que se obtuvieron al localizar 20 sismos con el **Modelo A** (en color azul) y con el utilizado por INPRES (en color rojo).

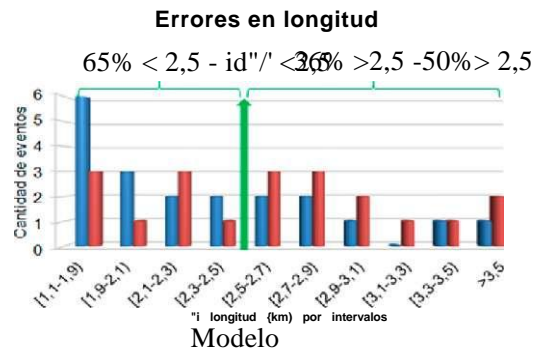
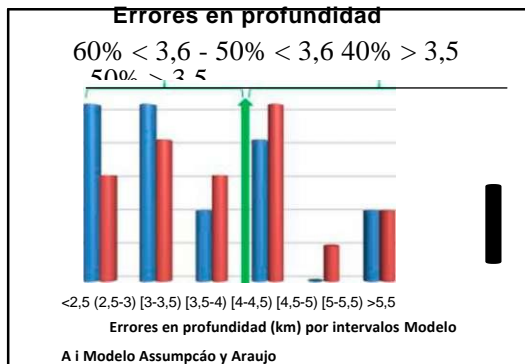


Figura 8: Comparación entre los valores de errores de longitud que se obtuvieron al localizar 20 sismos, con el **Modelo A** (en color azul) y con el utilizado por INPRES (en color rojo).

Por último, la figura 9 presenta la distribución de errores en profundidad para los 20 sismos seleccionados resultantes de la localización con uno u otro modelo. En la gráfica claramente se observa que la mayoría de los eventos sísmicos, luego de ser localizados con el **Modelo A** (en color azul), se concentran en los intervalos correspondientes a los

menores valores, el 60% de tales sismos acumulan errores de profundidad menores a 3,5 km. Mientras que con el modelo utilizado por INPRES se obtienen valores de menor precisión.



**Figura 9:** Comparación entre los valores de errores en profundidad que se obtuvieron al localizar 20 sismos, con el **Modelo A** (en color azul) y con el actualmente por INPRES (en color rojo).

### Conclusiones

Se obtuvo un modelo cortical de velocidades sísmicas P y S, obtenido para la región de estudio propuesta dentro de las Sierras Pampeanas Occidentales, utilizando un total de 514 sismos. Éste consta de 5 capas apoyadas sobre un semiespacio. Existe coherencia entre el modelo obtenido para las ondas P y S.

Las discontinuidades que se identificaron reflejan cambios de  $V_p$  y  $V_s$ , evidenciando el aumento de las mismas con la profundidad.

La primera discontinuidad se obtuvo a 3 km, posiblemente atribuida al límite de basamento rocoso.

La segunda y tercera discontinuidad, situadas a 13 km y 27 km de profundidad respectivamente, podrían asociarse a dos niveles de despegue, o bien a cambios litológicos considerables.

A mayor profundidad se ubica la cuarta discontinuidad, 36 km, asociada a un bajo valor de  $V_p/V_s$  a causa de un mayor incremento en  $V_s$  con respecto al incremento en  $V_p$ .

Finalmente, la discontinuidad de Mohorovicic se identificó a 47 km de profundidad. Esta profundidad, así como las velocidades sísmicas obtenidas para el manto, son consistentes con las propuestas por diferentes autores para esta región de las Sierras Pampeanas Occidentales.

A partir de la localización con **Modelo A** se observó: Disminución en los valores de RMS. Disminución en errores espaciales (latitud, longitud y profundidad). Quedó evidenciada la posibilidad de utilizar mayor cantidad de lecturas de fases P y S, por lo que la nueva localización es coherente con un mayor número de lecturas de las

diferentes estaciones sismológicas, alcanzando una convergencia más confiable y robusta que la obtenida con el modelo utilizado rutinariamente en INPRES.

Se propone para una investigación futura, llevar a cabo estudios a partir de la técnica "función del receptor", empleando las distintas estaciones sismológicas situadas en la región de estudio propuesta. De esta manera, será posible comprobar la existencia y ubicación de las discontinuidades correspondientes a 7 km y 20 km de profundidad, las cuales fueron evidenciadas en el **Modelo B**.

#### **Referencias**

- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G. y Beck, S., 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca plate, central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International* 171, 419-434.
- Assumpcao M. y Araujo M. 1989. Modelo de velocidades sísmicas para la Republica Argentina. INPRES. San Juan, Argentina. Trabajo no publicado.
- 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.
- Havskov J. y Ottemöller L. 2012. *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. Springer (ed). Department of Earth Science, University of Bergen, 372, Norway.
- Jordan, T. y Allmendinger, R., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina. A modern analogue of Rocky Mountains foreland deformation. *American Journal of Science*. 286:737-764.
- Kissling E., Ellsworth W.L., EberhartPhillips D., Kradolfer U. 1994. Initial reference models in seismic tomography. *Journal of Geophysical Research*, 99, B 10, 19635-19646.
- Lienert B. R. y J. Havskov 1995. A computer program for locating earthquake both locally and globally. *Seism. Res. Lett.* 66, 26-36.
- Perarnau, M., Alvarado, P. y Sáez, M. 2010. Estimación de la estructura cortical de velocidades sísmicas en el suroeste de la Sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan (Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67: 473-480.