

DEFORMACIÓN SÍSMICA RECIENTE DE LA SIERRA DE PIE DE PALO, PROVINCIA DE SAN JUAN

Guillermo MONSALVO^{1,2}, Patricia ALVARADO^{1,2}, Mauro SÁEZ¹, Lepolt LINKIMER³ e Inés BILBAO¹

¹ Departamento de Geofísica y Astronomía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, San Juan. E-mail: vgmonsalvo@gmail.com

² Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT-FONCyT).

³ Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, San Pedro, Costa Rica.

RESUMEN

En este trabajo se estudia la actividad sísmica en la sierra de Pie de Palo durante enero 2008 a diciembre 2009. Los datos utilizados fueron registrados por 52 estaciones sismológicas de los experimentos SIEMBRA y ESP. En ese período, 149 sismos corticales fueron localizados con magnitudes locales entre $0,8 < M < 3,7$ y profundidades de hasta 40 km. Los resultados indican que la sismicidad se encuentra principalmente distribuida en la sierra de Pie de Palo con una ausencia en el sector centro occidental de la sierra y valle de Tulum. Además, se observa una distribución de sismos diferente para la corteza situada al norte con respecto al sur de la sierra: en el bloque norte, 52 hipocentros ocurrieron a niveles de corteza media a inferior mientras que en el bloque sur, 73 sismos se concentraron principalmente en niveles corticales intermedios. Se observa una buena correlación de la sismicidad con el modelo de corteza local propuesto por Perarnau *et al.* (2010) posicionándose la mayor ocurrencia de actividad sísmica a profundidades de corteza media a inferior y ninguna determinación sísmica en el nivel más inferior sugiriendo un comportamiento probablemente más dúctil. Un total de 128 mecanismos focales fueron determinados utilizando primeros arribos de ondas P que indican soluciones principalmente de tipo inverso e inverso con componente de rumbo. Los resultados están de acuerdo con un acortamiento cortical en dirección aproximada este-oeste. Además, el estudio de las fuentes sísmicas realizado sugiere una deformación asociada diferente para los bloques que componen a la sierra, tanto en su extensión areal como en profundidad cortical.

Palabras clave: *Sismos corticales, retroarco andino, nivel de despegue, mecanismos focales, bloques de basamento*

ABSTRACT

Seismic deformation of the Sierra de Pie de Palo, San Juan Province

In this paper we study the seismic activity in the Sierra de Pie de Palo during January 2008 to December 2009 using data recorded by 52 seismic stations from the SIEMBRA and ESP experiments. In this paper 149 crustal earthquakes were located with local magnitudes between $0.8 < M < 3.7$ and depths down to 40 km. The results indicate that the seismicity is mainly distributed in the Sierra de Pie de Palo with a gap in the central western part of the range and the Tulum Valley. There is a different seismic pattern for the crust located to the north and that one to the south of the range: in the northern block, 52 hypocenters have occurred at middle to lower crust levels while in the southern block, 73 earthquakes are mainly concentrated at intermediate crustal levels. There is a good correlation between the seismicity with the local crust model proposed by Perarnau *et al.* (2010), observing most of the seismic activity located at middle-to-lower crustal levels. The absence of seismic activity in the lowermost part of crust suggests a more ductile behavior. We constrain 128 focal mechanisms using P-wave first motions which mainly indicate reverse type solutions and secondly reverse with strike-slip components in their solutions; this agrees well with a crustal shortening in an approximate east-west direction. In addition, this seismic source study suggests a different behavior for the basement blocks whose movements and associated deformation are different, both in terms of epicentral clustering as well as in crustal depth seismic levels.

Keywords: *Crustal earthquakes, Andean retroarc, decollements, focal mechanism, basement blocks*

INTRODUCCIÓN

La convergencia entre las placas Sudamericana y de Nazca a una velocidad relativa de 68 mm/año según un acimut de 76° (Argus *et al.* 2010) genera sismicidad

en la corteza del retroarco andino (Gutscher 2002, Alvarado y Araujo 2011) (Fig. 1). Esta zona presenta diversas estructuras de deformación regional con formas elongadas en sentido principalmente norte-sur (Jordan *et al.* 1986) conteniendo a

las unidades morfoestructurales de Pre-cordillera con deformación de piel fina, y hacia el este; de Sierras Pampeanas con deformación de piel gruesa (Ramos 1999). Algunas zonas de fallas han producido actividad sísmica en épocas históricas y

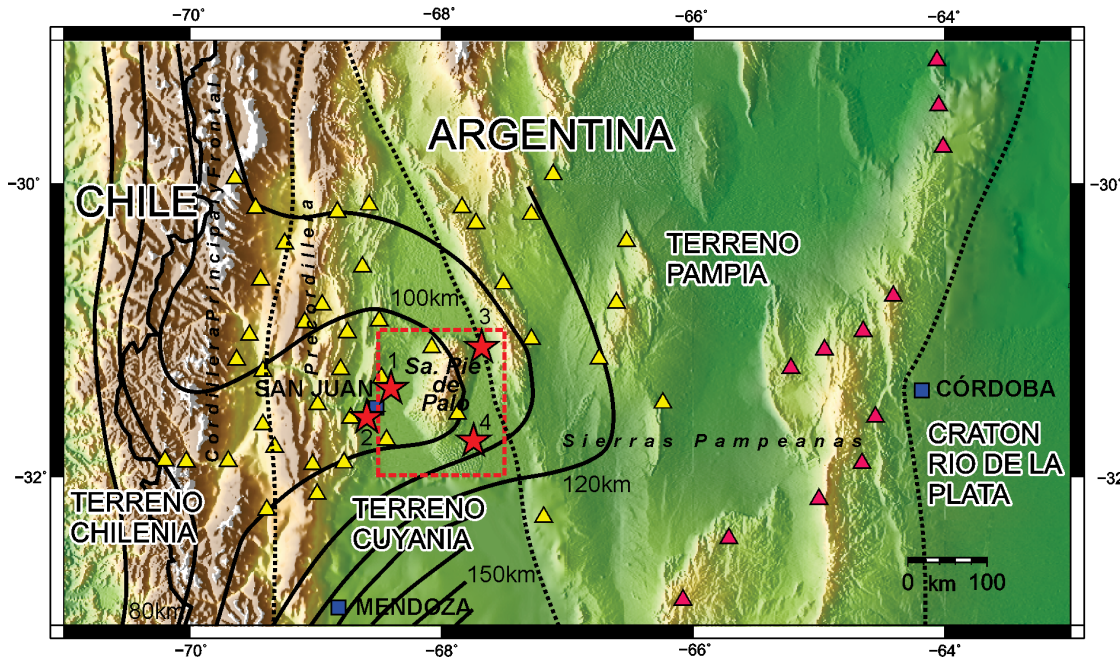


Figura 1: Principales unidades morfoestructurales, terrenos acrecionados con respecto al cratón Río de la Plata y sísmica histórica (estrellas) alrededor de la sierra de Pie de Palo (terremotos Mw 7,0 1944 (1); Mw 6,8 1952 (2); Mw 7,1 precursor 1977 (3) y Mw 7,4 sismo principal 1977 (4) (ver referencias en el texto). Estaciones sísmológicas del proyecto SIEMBRA (triángulos amarillos) y del proyecto ESP (triángulos rojos). El recuadro delimita la zona de estudio.

anteriores, así como también terremotos recientes que ocasionaron daños y numerosas víctimas asociados al movimiento de la Precordillera Oriental en 1944 y 1952 (Costa *et al.* 2000, 2006, Alvarado y Beck 2006) y de las Sierras Pampeanas Occidentales en 1977 (Kadinsky-Cade 1985) en la provincia de San Juan (Figs. 1 y 2).

La sierra de Pie de Palo situada inmediatamente al este de la Precordillera sanjuanina corresponde a un levantamiento de rocas cristalinas precámbricas y paleozoicas en el ambiente de las Sierras Pampeanas Occidentales (Vujovich *et al.* 2004). Su estructura de domo elongado en sentido NNE, con unos 80 km de longitud de su eje mayor y cerca de 30 km de su eje menor, ha sido interpretada de manera muy diferente como un bloque de basamento levantado por fallas ciegas de tipo inverso con vergencia al este (ej. Kadinsky-Cade *et al.* 1985) o hacia el oeste (Langer y Bollinger 1988) o como una flexura del basamento (Ramos *et al.* 2002), entre otras interpretaciones. Los trabajos de Vergés *et al.* (2007), Vita-Finzi (2009), Chernicoff *et al.* (2009), Perarnau *et al.* (2010) entre otros autores, proponen varios modelos estructurales para explicar la geometría de la sierra en profundidad.

En este trabajo se analiza sísmica cortical reciente con el objeto de estudiar su posible asociación con estructuras geoló-

gicas expuestas y niveles de corteza activos en base a los modelos sísmológicos disponibles para la zona.

COMPOSICIÓN Y ESTRUCTURA CORTICAL DE LA SIERRA DE PIE DE PALO

La sierra de Pie de Palo, está compuesta por el levantamiento de bloques de basamento precámbricos y la presencia de rocas máficas y ultramáficas con características de secuencias ofiolíticas en su borde occidental (Caminos *et al.* 1982, Galindo *et al.* 2004, Vujovich *et al.* 2004). La sierra presenta dos megafracturas, en dirección aproximada noreste-suroeste denominadas megafractura de Guayaupa-Lima (al norte) y megafractura Del Molle (en la parte media de la sierra) (Baldis *et al.*, 1979) (Fig. 2).

Perarnau *et al.* (2010) utilizaron telesismos durante varios años y determinaron un espesor de la corteza de unos 47 km bajo el sector occidental de la sierra de Pie de Palo y la presencia de al menos dos discontinuidades intracorticales a unos 13 km y 28 km, respectivamente. La corteza estaría engrosada con respecto a los valores de referencia globales de aproximadamente 41 km para una corteza promedio en regiones tectónicamente activas establecidos

por Christensen *et al.* (1995). Estas determinaciones se correlacionan con aquellas para el espesor de corteza obtenidas por estudios de sísmica de reflexión a 32°15'S y 68°45'O de más de 40 km (Cominguez y Ramos 1991) y a 30°53'S y 67°40'O de entre 45 y 51 km (Zapata 1998). Estudios de funciones del receptor telesísmicas durante el experimento SIEMBRA también sugieren profundidades de Moho similares (Gans *et al.* 2011). Los espesores de corteza para la sierra son menores que los obtenidos en Precordillera occidental de aproximadamente 66 km de espesor (Amirati *et al.* 2013) (Fig. 2).

Una de las características más notables en cuanto a la actividad sísmica moderna es la elevada tasa de ocurrencia y el tamaño de fuente sísmica relativamente elevado de sismos corticales que ocurren bajo la sierra Pie de Palo en comparación con otros levantamientos de las sierras Pampeanas (Gustcher 2002, Grégori, 2011). Cabe destacar que el 23 de noviembre de 1977 se registró el sismo de mayor tamaño (Mw 7,5) que se haya medido instrumentalmente en nuestro país y en la zona del antepaís andino (Langer y Hartzell 1996), el cual consistió en un sismo compuesto por dos terremotos localizados a unos 17 y 21 km de profundidad y separados por unos 21 segundos. Este terremoto causó 63 víctimas fatales, numerosos heridos y

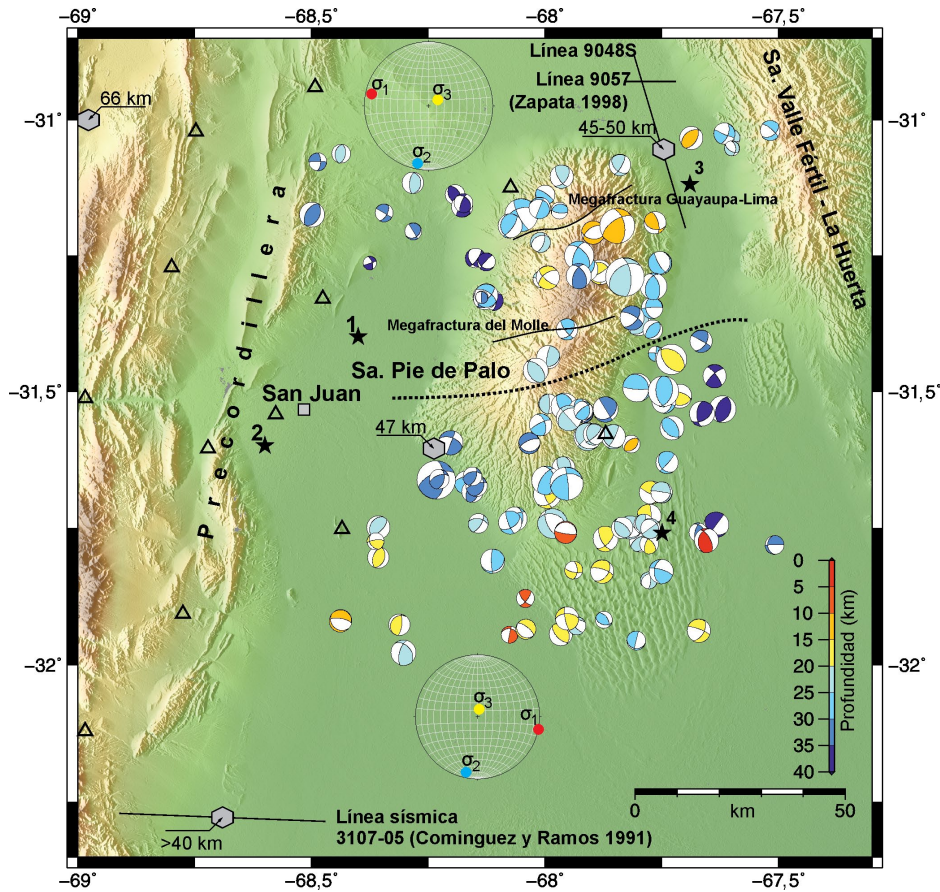


Figura 2: Determinaciones de 149 hipocentros y 128 mecanismos focales. Límite (línea de puntos) entre Bloques norte y sur de la sierra de Pie de Palo de acuerdo a la ocurrencia de la sismicidad estudiada. Profundidades del Moho (hexágonos) obtenidas con diferentes métodos sísmicos de Cominglez y Ramos (1991), Zapata (1998), Perarnau *et al.* (2010) y Ammirati *et al.* (2013). Localización de megafacturas de Baldis *et al.* (1979). Terremotos históricos como en Fig. 1. Esfuerzos compresivos máximos (σ_1), medios (σ_2) y mínimos (σ_3) en diagramas de Lambert-Schmidt obtenidos a partir de ejes P y T promedio de mecanismos focales en cada bloque.

daños cuantiosos (INPRES, 1977) (Fig. 2). Sin embargo, existe una gran dificultad al intentar asociar la sismicidad de 1977 a posibles estructuras activas que afloran en superficie y se correlacionen con un levantamiento de la sierra de Pie de Palo (Kadinsky-Cade 1985, Costa *et al.* 2000). Estudios posteriores de la sismicidad local durante ocho meses con el experimento PANDA indican un patrón más bien distribuido para la sismicidad y geometría de estructuras intracorticales activas con una diferencia hacia el norte y sur de la sierra (Regnier *et al.* 1992). Los modelos estructurales de deformación regional ensayados por Ramos *et al.* (2002) proponen que la sierra de Pie de Palo se levanta sobre un corrimiento ciego de piel gruesa con vergencia occidental, el cual despega

de un corrimiento principal a unos 17 km de profundidad.

En este trabajo se ha realizado un análisis de la sismicidad cortical correspondiente a dos años (2008-2009) con el objeto de estudiar la sismicidad moderna de la sierra de Pie de Palo detectada por una red sísmica de banda ancha, comparando con resultados anteriores de sismicidad local e integrando los nuevos resultados en un modelo de corteza basado en observaciones de función del receptor de Perarnau *et al.* (2010).

DATOS Y METODOLOGÍA

Los datos analizados en este trabajo fueron registrados durante los experimentos SIEMBRA y ESP que desplegaron

durante dos años un total de 52 estaciones sísmológicas de banda ancha en la región del retroarco andino entre 30°S y 32°S , aproximadamente (Alvarado *et al.* 2009, Fig. 1).

Luego de conformar una base de datos común integrando los datos de ambas redes sísmicas se procedió a localizar sismos con el criterio de lograr una cobertura de acimut para cada epicentro mayor que 270° . Con el objeto de mejorar estas determinaciones se realizó una relocalización sísmica asegurando errores de 1,2 km a 5 km en la solución final. Luego se calcularon mecanismos focales a partir de la utilización de un mínimo de 20 estaciones, en las cuales fue posible observar la polaridad de arriba de la onda P.

RESULTADOS

Distribución de hipocentros

Un total de 149 sismos corticales fueron localizados con profundidades comprendidas entre 5 km y 38 km y magnitudes de 0,8 a 3,7. Esta sismicidad se distribuye uniformemente en la sierra de Pie de Palo con la excepción del área situada hacia el suroeste de la sierra y la zona contigua hacia el oeste correspondiente al valle de Tulum, donde prácticamente no ocurre sismicidad con las magnitudes señaladas. La mayor parte de la actividad se concentra en el flanco este de la sierra, aunque es difícil delinear alguna estructura de fallamiento preferencial. También se observan algunas pequeñas concentraciones de sismos (“clusters”) donde se puede apreciar para cada uno de estos grupos de eventos sísmicos la misma profundidad hipocentral y solución de mecanismo focal. Estas observaciones son consistentes con aquellas realizadas por Regnier *et al.* (1992) durante el experimento sísmológico PANDA desplegado durante 8 meses entre 1988-1989.

El análisis de la distribución de hipocentros (Fig. 2) permite observar que existe una ausencia de la sismicidad en la parte media de la sierra de Pie de Palo, aproximadamente a los $31^{\circ}30'\text{S}$. Este sector se utiliza como un umbral de referencia para separar la sismicidad en dos sectores: un

bloque norte donde, comparativamente, los sismos tienden a ocurrir con mayor profundidad que en el bloque sur donde los eventos tienden a ser más superficiales. La sismicidad del bloque NORTE profundiza hacia el oeste haciéndose más superficial hacia el este. En el bloque SUR, los hipocentros más superficiales ocurren hacia el sureste de la sierra en el sector de las dunas (Fig. 2).

La sismicidad determinada en este trabajo se ha correlacionado con el modelo de corteza obtenido a partir de funciones del receptor telesísmicas calibrado con observaciones petrológicas por Perarnau *et al.* (2010) para el sur de la sierra de Pie de Palo; este modelo indica una profundidad del Moho a 47 km y la presencia de dos discontinuidades intracorticales situadas a 13 y 28 km de profundidad (Figs. 2 y 3). Así, es posible observar que la mayor cantidad de sismos se localizan a niveles de corteza media a profunda entre las discontinuidades mencionadas. Esto se correlaciona con las observaciones de Regnier *et al.* (1992), quienes obtuvieron gran cantidad de hipocentros alrededor de 25 km de profundidad destacando que las presentes determinaciones tienen mayor resolución. La relocalización de los sismos fue realizada utilizando el programa HYPOCENTER (Lienert *et al.* 1986, Lienert 1991) y un modelo de corteza engrosada (Cuadro 1), obtenido previamente a partir de una tomografía sísmica con bases de datos del experimento SIEMBRA (Linkimer 2011).

Las determinaciones epicentrales encontradas presentan errores epicentrales promedios de 1,7 km y errores en la profundidad focal menores que 5 km. Se destaca que existe una buena correlación entre las profundidades sísmicas obtenidas y aquellas establecidas para el modelo de estructura de corteza de Perarnau *et al.* (2010). Es interesante notar en ambos bloques la escasa sismicidad en los primeros 10 a 15 km de profundidad. También es posible notar una ausencia de sismicidad alrededor de los 30 km en el bloque norte y una disminución de la actividad a los 28 km en el bloque sur. Esto podría representar la misma discontinuidad interpretada co-

mo un nivel de despegue por Perarnau *et al.* (2010) y advertidas originalmente por Cominguez y Ramos (1991) (ver Fig. 2). Estos autores, habían establecido un estilo de deformación de fallas lítricas que se horizontalizan alrededor de esta profundidad. Un comportamiento más dúctil podría existir en estas zonas de despegue y por debajo de los 38 km de profundidad inhibiendo la ocurrencia de actividad sísmica bajo la sierra de Pie de Palo. Esta transición frágil-dúctil en el nivel más inferior de la corteza podría asociarse a un cambio en la composición más granulítica, tal como lo señala los trabajos de Machuca *et al.* (2012).

MECANISMOS FOCALES

En este trabajo se han estudiado 149 sismos con el objeto de obtener sus soluciones de mecanismos de foco a partir de los primeros arribos de ondas P. Las diferentes polaridades observadas en cada una de las estaciones para cada sismo se representan sobre una red estereográfica de Lambert-Schmith a partir de la cual se pueden obtener los parámetros de rumbo, buzamiento, y ángulo de desplazamiento (*rake*), de los dos planos nodales que permiten separar las compresiones de las dilataciones. También es posible obtener las direcciones de los ejes de presión y tensión que se corresponden con el mecanismo focal determinado. Un ejemplo se muestra en la figura 4, para un sismo ocurrido el 15 de noviembre del 2008. Las soluciones de los mecanismos focales fueron obtenidas utilizando el programa FOCMEC (Snoke 2003) dentro de SEISAN (Havskov y Ottemöller 2008), atendiendo a dos criterios de trabajo. Un criterio consistió en reconocer al menos 20 arribos de onda P en diferentes estaciones con una buena cobertura acimutal y así reducir al mínimo el gap acimutal (>50°), lo que permitió obtener alrededor de cinco soluciones para cada sismo. El segundo criterio establece que la solución elegida separe correctamente los movimientos compresionales de los dilatacionales; en este caso las estaciones más cercanas al plano nodal fueron muy valiosas a pesar

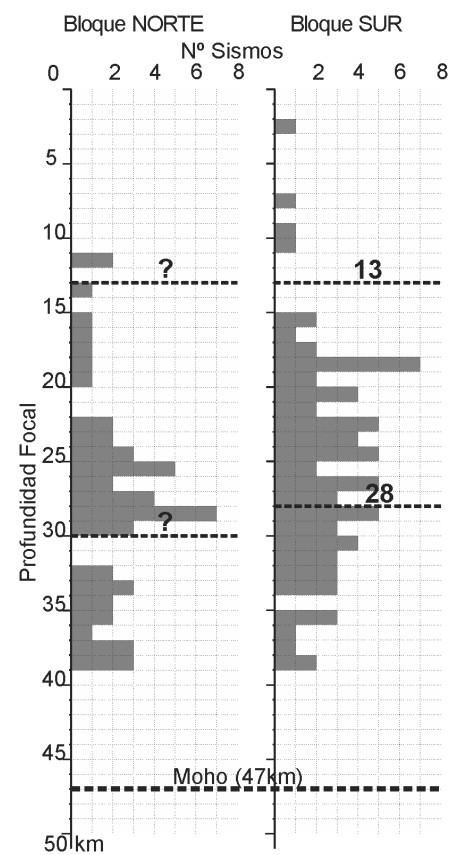


Figura 3: Histograma de la frecuencia de ocurrencia de los sismos según sus profundidades hipocentrales para los bloques norte y sur (ver Fig. 2 y texto). Discontinuidades sísmicas intracorticales a 13, 28 y 47 (Moho) km de profundidad determinadas con funciones del receptor (Perarnau *et al.* 2010). Interpretación de este modelo para el bloque norte inferida de las observaciones para el bloque sur. Nótese la profundización de la sismicidad y discontinuidades en el bloque norte.

CUADRO 1: Modelo de corteza engrosada.*

Profundidad de Interface (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
0	6,23	3,53
20	6,55	3,78
MOHO 40	7,13	4,04
60	8,15	4,57

* Modelo utilizado para calcular las determinaciones hipocentrales en base a estudios anteriores en Sierras Pampeanas y Precordillera (Linkimer 2011). Vp: velocidad de ondas P; Vs: velocidades de ondas S.

de su pequeña amplitud en los registros debido a que son las que registran mejor el cambio de polaridad de positiva a negativa (o viceversa) definiendo dicho plano. Del total de sismos analizados sólo fue

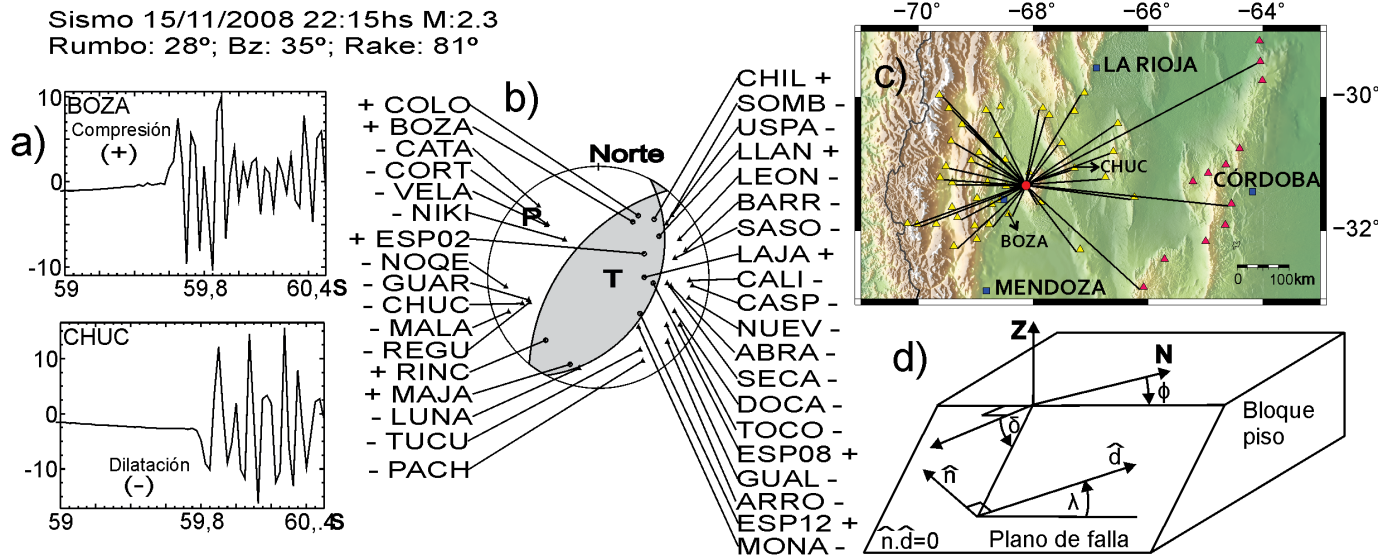


Figura 4: Ejemplo de mecanismo focal obtenido para el sismo (círculo rojo) del 15/11/2008 de 33 km de profundidad. a) Sismogramas (componente vertical) registrados en Cerro Barboza (BOZA) y Chucuma (CHUC), a 55 y 85 km de distancia epicentral, respectivamente. b) Solución de mecanismo focal (semiesfera inferior), polaridades de ondas P observadas (compresionales “+” y dilatacionales “-”) utilizadas en el cálculo y ejes de presión (P) y tensión (T) resultantes. c) Estaciones sismológicas utilizadas (SIEMBRA amarillo - ESP rojo). d) representación 3D para el mecanismo obtenido (B) indicando ϕ (rumbo), δ (buzamiento) y λ (ángulo de deslizamiento o *rake*) para uno de los planos nodales del bloque superior con respecto al bloque piso (mostrado).

posible obtener 128 soluciones de mecanismo focal con resultados razonables, las cuales se muestran en la figura 2.

Los mecanismos focales determinados indican un total de 61 soluciones de fallamiento inverso, es decir con ángulos de desplazamiento (*rake*) $45^\circ < \lambda < 135^\circ$; 16 soluciones de fallamiento normal, $225^\circ < \lambda < 315^\circ$ y 43 soluciones mixtas (26 correspondieron a mecanismos focales de rumbo con componente inversa, es decir con un *rake* de $0^\circ < \lambda < 45^\circ$ y $135^\circ < \lambda < 180^\circ$; 17 soluciones de mecanismos focales de rumbo con componente normal) y finalmente, 8 soluciones de mecanismos focales de rumbo puro.

Tomando en conjunto las soluciones de mecanismos focales encontradas, se observa que si bien existe una variedad en el tipo de soluciones, las mismas están de acuerdo con un régimen de esfuerzos regionales compresivo lo cual sugiere un acortamiento cortical para la sierra de Pie de Palo (Fig. 2). Con el objeto de realizar una aproximación de la orientación de los esfuerzos principales se utilizó el programa SLICK (Michael 1984 y 1987), el cual toma en cuenta las soluciones de mecanismos de foco halladas para estimar el tensor de esfuerzos que mejor ajusta a to-

das las observaciones. Los resultados encontrados para el bloque sur indican una dirección de la máxima compresión, σ_1 , orientada según un acimut de 102° e inclinación de $0,2^\circ$, mientras que la orientación de extensión o compresión mínima, σ_3 , presenta un acimut de 10° e inclinación de 80° . El bloque norte muestra una dirección de σ_1 según un acimut de 282° e inclinación de 10° , mientras que σ_3 se orienta según un acimut de 55° e inclinación de 76° (Fig. 2).

CONCLUSIONES

La distribución de hipocentros estudiados durante el 2008 y 2009 bajo la sierra de Pie de Palo ocurre a niveles de corteza media e inferior con picos a 25 km y a 35 km de profundidad. Estos resultados son consistentes con las observaciones realizadas por Regnier *et al.* (1992) para la misma sierra. Sobre la base de las profundidades focales encontradas, se observa una ocurrencia de sismos a niveles más profundos en el bloque norte que en el bloque sur de la sierra con los menores niveles de profundidades focales hacia el sureste de la sierra donde no existe basamento expuesto. Los resultados encontrados mues-

tran consistencia con el modelo de corteza propuesto por Perarnau *et al.* (2010) para el sector suroeste. En este sentido es posible predecir una profundización de las dos discontinuidades intracorticales y sismicidad para el bloque norte.

Los mecanismos focales obtenidos son variados y no es posible seguir un patrón preferencial de los mismos lo cual dificulta una asociación de la actividad sísmica con alguna falla principal expuesta o ciega. Solamente es posible distinguir en algunos pequeños “clusters” de sismicidad el mismo tipo de deformación sísmica, lo cual podría representar la activación de pequeñas fallas (de algunos metros de longitud) en distintos sectores de la sierra a profundidades de corteza media.

Los mecanismos focales obtenidos están de acuerdo con un modelo de levantamiento de la sierra de Pie de Palo y acortamiento de corteza en una dirección aproximadamente este-oeste, de acuerdo con la dirección del eje de compresión máxima σ_1 obtenida a partir de los mecanismos de foco y disposición prácticamente horizontal en ambos bloques de la sierra.

Las diferencias que se observan en la concentración de epicentros, la profundidad de las discontinuidades intracorticales

halladas por otros autores, las cuales se correlacionan con la distribución de hipocentros de este estudio y, la variación en la disposición del eje de esfuerzos máximo y mínimo obtenido a partir de la sismicidad estudiada, refuerza la hipótesis de que la sierra de Pie de Palo se comporta en cuanto a su deformación sísmica como dos bloques tal como lo sugieren Regnier *et al.* (1992), encontrándose una zona que separa a ambos bloques en el sector identificado en superficie cerca de la megafractura Del Molle.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias al financiamiento de National Sciences Foundation (NSF, EEUU) al proyecto “*Lithospheric structure and deformation of the flat slab region of Argentina*” SIEMBRA, código EAR-9811878 www.geo.arizona.edu/SIEMBRA desarrollado entre la FCFN de la UNSJ y la Universidad de Arizona (Resolución N°113/06-CEFN). También al Proyecto ESP “*Eastern Sierras Pampeanas*” código EAR 0739001 de NSF, EEUU; PICTO2007-0233 y CICYTA-UNSJ-E888 de Argentina. La Institución IRIS-ASSCAL concedió en préstamo los equipos sismológicos utilizados en los experimentos citados. Los autores agradecen a los revisores del trabajo Rodrigo Adaros y Mario Pardo por sus comentarios que ayudaron a mejorar este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alvarado, P. y Beck, S. 2006. Source characterization of the San Juan (Argentina) crustal earthquakes of 15 January 1944 (Mw 7.0) and 11 June 1952 (Mw 6.8). *Earth and Planetary Science Letters* 243: 615-631.

Alvarado, P., Saez, M., Araujo, M., Perarnau, M., Güell, A., Gregori, D., Sanchez, G. y Grupo SIEMBRA 2009. Experimento geofísico SIEMBRA: más detalles de la subducción plana en Argentina y la deformación de la placa superior. 14° Reunión de Tectónica, Actas, Río Cuarto.

Alvarado, P. y Araujo, M. 2011. La importancia de las redes sísmicas locales en la caracterización de la sismicidad cortical más peligrosa de

Argentina. En CERESIS (ed.) *La sismología en Sudamérica y los mecanismos de prevención y mitigación del peligro y riesgo sísmico - Homenaje a Alberto Giesecke: 57-72*, Lima.

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.

Argus, D., Gordon, G., Heflin, M., Ma, C., Eanes, R., Willis, P., Peltier R. y Owen, S. 2010. The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy. *Geophysical Journal International* 180: 913-916.

Chernicoff, C., Vujovich, G. y Van Staal, C.R. 2009. Geophysical evidence for an extensive Pie de Palo Complex mafic-ultramafic belt, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 325-332.

Baldis, B.A., Uliarte, E.R., y Vaca, A. 1979. Análisis estructural de la comarca sísmica de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34: 294-310.

Caminos, R., Cingolani, C.A., Hervé, F. y Linares, E. 1982. Geochronology of the pre-Andean metamorphism and magmatism in the Andean Cordillera between latitudes 30° and 36°S. *Earth-Science Reviews* 18: 333-352.

Cominguez, A. y Ramos, V. 1991. La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: Evidencias de la sísmica de reflexión profunda. *Revista Geológica de Chile* 18: 3-14.

Costa, C., Machette, M., Dart, R., Bastias, H., Paredes, J., Perucca, P., Tello, G. y Haller K. 2000. Map and database of Quaternary faults and folds in Argentina. U.S. Geological Survey Open-File Report 00-0108: 75 p., Denver.

Christensen, N. y Mooney W. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research* 100: 2156-2202.

Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R.J., Baldo, E. y Saavedra, J. 2004. Sr, C and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and lower Paleozoic carbonate sequences from the Western Sierras Pampeanas of Argentina: tectonic implications. *Precambrian Research* 131: 55-71.

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: 45-58.

Grégori, D. 2011. Peligro sísmico de la región centro-oeste de Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Rosario (inédita), 188 p., Rosario.

Gutscher, M.A. 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interpolate coupling. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 3-10.

Havskov, J. y Ottemöller, L. 2008. SEISAN: The Earthquake Analysis Software, Institute of Solid Earth Physics, Bergen University, Norway. Version 8.2.1. (<http://www.ifjf.uib.no>).

INPRES 1977. El terremoto de San Juan del 23 de noviembre de 1977. Informe preliminar, Instituto Nacional de Prevención Sísmica, República Argentina, (inédita), 103 p., San Juan.

Jordan, T.E. y Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain Foreland Deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.

Kadinsky-Cade, K. 1985. Seismotectonic of the Chilean margin and the 1977 Cauçete earthquake of western Argentina. Tesis doctoral, Cornell University, Ithaca, (inédita) 253 p., New York.

Langer, C.J. y Bollinger, G.A. 1988. Aftershocks of the western Argentina (Cauçete) earthquake of 23 November 1977: some tectonic implications. *Tectonophysics* 148: 131-146.

Langer, C.J. y Hartzell, S. 1996. Rupture distribution of the 1977 western Argentina earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interior* 94: 121-132.

Linkimer, L. 2011. Lithospheric structure of Pampean flat slab (latitude 30-33°S) and northern Costa Rica (latitude 9-11°N) subduction zones. Tesis doctoral, Universidad de Arizona, Tucson, (inédita) 241 p., Arizona.

Michael, A.J. 1984. Determination of stress from slip data: faults and folds. *Journal of Geophysical Research* 89: 11517-11526.

Michael, A.J. 1987. Use of focal mechanisms to determine stress: a control study. *Journal of Geophysical Research* 92: 357-368.

- 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. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 473-480.
- Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Perez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Regnier, M., Chatelain, J.L., Smalley, R.(Jr.), Chiu, J.M., Isacks, B.L. y Araujo, M. 1992. Seismotectonics of Sierra Pie de Palo, a basement block uplift in the Andean foreland of Argentina. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82: 2549-2571.
- Vita-Finzi, C. 2009. Pie de Palo, Argentina: A cataclastic diapir. *Geomorphology* 104: 317-322.
- Snoke, J.A. 2003. FOCMEC: FOCal MEChanism determinations. www.geol.vt.edu/outreach/vtso/focmec/.
- Vergés, J., Ramos, V. A., Meigs, A., Cristallini, E., Bettini, F. H. y Cortés, J. M. 2007. Crustal wedging triggering recent deformation in the Andean thrust front between 31°S and 33°S: Sierras Pampeanas - Precordillera interaction. *Journal Geophysical Research* 112, B3, doi: 10.1029/2006JB004287
- Vujovich, G.I., Van Staal, C.R. y Davis, W. 2004. Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research* 7: 1041-1056.
- Zapata, T.R. 1998. Crustal structure of the Andean thrust front at 30° S latitude from shallow and deep seismic reflection profiles, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 131-151.

Recibido: 11 de diciembre, 2012

Aceptado: 3 de agosto, 2013