

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS FÍSICAS Y NATURALES

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA Y ASTRONOMÍA



Trabajo Final de Licenciatura en Geofísica

**Sismicidad Moderna de la Corteza del
norte de la Precordillera**

Ana Carolina Rivas Bilbao

ASESOR: Dra. Patricia Alvarado (UNSJ)

Co-ASESOR: Dr. Jean Baptiste Ammirati

San Juan-Argentina

2017

Este Trabajo Final de Licenciatura fue evaluado por el siguiente Jurado:

M.Cs. Mario Araujo

Dr. Daniel Gregori

Lic. Arturo Güell

DEDICATORIA

A mis papás, Horacio e Inés

*Con todo mi amor les dedico este trabajo y más allá de eso,
mi título de Licenciada.*

*Por haberme forjado como la persona que soy en la actualidad,
fueron mi motivación más grande para concluir este logro.*

*A mi hermano Nicolás, por ser mi mano derecha
y apoyarme en todo momento.*

A mis nonnos Purruco y Piti

*que después de mis padres,
fueron quienes más se preocupaban por mí
y me encausaron por el buen camino.*

AGRADECIMIENTOS

Primeramente agradezco a Patricia Alvarado, mi asesora de Trabajo Final por haberme brindado la oportunidad de recurrir a su capacidad y conocimiento científico; mi agradecimiento también va dirigido a Jean Baptiste Ammirati, mi co-asesor por su gran ayuda en la presentación e interpretación de los resultados como así también en el adiestramiento de algunos programas.

También quisiera agradecer a los miembros del jurado por sus aportes y sugerencias, quienes han sido formadores durante mi paso por la carrera.

Al grupo de Sismotectónica en especial a Mauro Saez, Agostina Venerdini y Gustavo Ortiz quienes hicieron su aporte en cada una de sus especialidades, computación, geofísica y geología.

Deseo agradecer a las autoridades de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, en particular al Departamento de Geofísica y Astronomía por su gestión y predisposición; y a la Universidad Nacional de San Juan (UNSJ), que abrió sus puertas para que pudiera formarme como profesional.

Mis agradecimientos al INPRES por haberme dado la posibilidad de realizar una pasantía, la que me permitió poder tener un mejor desempeño en área de sismología.

En particular, este trabajo ha sido realizado en el marco de la beca otorgada por la Fundación YPF y ha sido posible gracias a la disponibilidad de los datos de la Red permanente del INPRES y a las Redes temporarias de los experimentos CHARGE y SIEMBRA.

Mi gratitud a Flavio López, mi compañero de vida por su comprensión, contención y apoyo en las etapas difíciles por las que pasé.

También quisiera agradecer a mis compañeros de la carrera, porque acompañados se crece mucho más.

Finalmente deseo agradecer a mi familia, amigos y a los que se encuentran en el corazón, ya que de alguna u otra manera han ayudado a cumplir mi gran objetivo.

MUCHAS GRACIAS A TODOS.

RESUMEN

En el presente trabajo se estudia la sismicidad cortical en la zona norte de la Precordillera de San Juan y sur de La Rioja. Si bien se conocen algunos antecedentes de terremotos históricos como el de 1894, la falta de estaciones sismológicas cercanas que monitoreen en forma permanente la actividad local, produce una falta de observación de los sismos de pequeña a moderada magnitud ($M < 3.5$). Esta sismicidad es más frecuente que los grandes terremotos y por ello de gran utilidad para la caracterización sismotectónica de la región.

El principal antecedente de este estudio es la realización de una Beca Estímulo a las Vocaciones Científicas llevada a cabo en el período 2014-2015 y continuada luego con apoyo de una Beca YPF. El trabajo utilizó estaciones sismológicas permanentes y se obtuvieron 505 localizaciones de sismos superficiales en torno a la represa Cuesta del Viento. Sin embargo, por falta de cobertura de estaciones sismológicas en este sector, no fue posible la interpretación del estilo de deformación actuante en esa región. En el presente trabajo se incorporó mayor cantidad de estaciones sismológicas para completar el catálogo. Las estaciones incorporadas corresponden a las redes temporarias pertenecientes a los experimentos CHARGE y SIEMBRA desplegados en 2000-2002 y entre 2007-2009.

Se confeccionó una base de datos para la región de estudio comprendida entre 28° - 30.5° S y 68.5° - 69.5° O seleccionando sismos ocurridos entre 2000-2002 y 2008-2009. Se utilizaron técnicas para armar una base de datos común de trazas sísmicas disponibles para cada sismo con nueva información de estaciones temporarias. Así, se reunió un total de 51 eventos, de los cuales luego de una localización más refinada, resultaron 44 sismos corticales bien determinados.

Estas determinaciones corresponden a una actividad sísmica pequeña a moderada ($1.2 \leq M \leq 4$). Los epicentros se distribuyen principalmente en el sector sur de la región de estudio (norte de la Precordillera), observando una mayor concentración en el piedemonte de la Cordillera Frontal.

La distribución en profundidad muestra que esta sismicidad es más abundante entre los 10 y 30 km, observando una marcada ausencia de la actividad a partir de los 40

km. Esta profundidad estaría marcando la transición gradual frágil/dúctil dentro de la corteza para la región.

Aplicando la técnica de polaridad de los primeros arribos combinada con relaciones de amplitud, se pudo determinar el mecanismo de foco para 33 localizaciones sísmicas. Estas soluciones focales indican un fallamiento principalmente de tipo inverso e inverso con componente de rumbo.

La inversión de los parámetros de fallamiento para esta población de sismos, permitió estimar la dirección de los esfuerzos que mejor ajusta los datos observados para esta región de la corteza andina. La solución muestra un esfuerzo compresivo mínimo (σ_3) casi vertical con un acimut de 318° y esfuerzo compresivo máximo (σ_1) casi horizontal con un acimut de 100° . Estos resultados revelan que la región estudiada se encuentra bajo compresión y es consistente con otros estudios realizados en diferentes sectores de la corteza continental de San Juan.

Índice

| | |
|--|------------|
| I - Introducción | 8 |
| I.1 - Objetivos..... | 9 |
| II - Antecedentes y Marco Sismotectónico..... | 12 |
| III - Fundamentos Teóricos | 19 |
| III.1 - Localización Sísmica..... | 20 |
| III.2 - Errores en la localización | 23 |
| III.3 - Magnitud..... | 24 |
| III.4 - Mecanismo Focal | 30 |
| IV - Datos y Metodología | 37 |
| IV.1 - Adquisición y Preparación de los Datos | 37 |
| IV.2 –Metodología..... | 42 |
| IV.2.1 - Determinación de Parámetros Hipocentrales..... | 42 |
| IV.2.2 - Cálculo de Magnitud | 52 |
| IV.2.3 – Comparación de Resultados Obtenidos | 54 |
| IV.2.4 - Determinación de Mecanismos Focales | 59 |
| IV.2.5 - Estimación de Esfuerzos Regionales..... | 63 |
| V - Análisis e Interpretación de Resultados | 67 |
| VI - Conclusiones | 70 |
| VII - Anexo I..... | 72 |
| VIII - Anexo II | 73 |
| IX – Bibliografía | 113 |

I – Introducción

La Cordillera de Los Andes exhibe a lo largo de sus ~8000 km de extensión importantes variaciones en sus características morfológicas y geológicas, destacándose el sector comprendido entre los 28° y 33° de latitud sur por la geometría de subducción horizontal de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Barazangi e Isacks, 1976; Jordan et al., 1983; Ramos, 1997). Este tramo andino, conocido como el segmento de subducción horizontal pampeano, se caracteriza por una intensa sismicidad tanto a niveles de corteza como a profundidades de la losa subducida. Estudios sismológicos recientes han mostrado la posición de la placa de Nazca con su parte superior a menos de 100 km de profundidad bajo San Juan (~31°S), manteniendo una geometría casi horizontal por unos 200 km en dirección NE (Anderson et al., 2007; Alvarado et al., 2009; Bilbao et al., 2012; Ammirati et al., 2015, 2016). Esta observación coincide con aquellas que indican ausencia de actividad volcánica cuaternaria habiéndose producido el cese hace 6 Ma. aproximadamente (Kay y AbruZZi, 1996; Ramos, 1997).

La subducción horizontal de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana con una velocidad relativa de ~7,5 cm/año (DeMets et al., 2010) genera y acumula a niveles de corteza, grandes esfuerzos que posteriormente se liberan, en gran medida, en forma de energía tanto calórica como de ondas sísmicas. Se puede observar esta sismicidad en la Precordillera, caracterizada por una faja plegada y corrida con deformación de piel fina al oeste (Precordillera Central y Occidental) y piel gruesa al este (Precordillera Oriental y Sierras Pampeanas), y sus estructuras presentan mayoritariamente rumbos N-S. Estudios de Venerdini et al., (2017) muestran que la sismicidad cortical entre 30° y 32° S de latitud se distribuye en sectores preferenciales, siendo más abundante en la Precordillera Oriental y Occidental.

La actividad sísmica que ocurre al norte de los 30° S en la Precordillera y su terminación hacia el norte es poco conocida en detalle, ya que la mayoría tiene magnitud pequeña a moderada ($M < 3.5$) y no es reportada por los catálogos de sismos globales. Por consiguiente, no se conoce bien el estilo de deformación sísmica de la Precordillera en este sector. En este trabajo se espera caracterizar la sismicidad pequeña a moderada en el norte de la Precordillera; se destaca que esta zona ha generado grandes terremotos históricos

como el de 1894 que no fueron registrados instrumentalmente lo que limita su caracterización cuantitativa.

I.1 – Objetivos

El principal interés de este trabajo es el análisis más detallado de los datos sismológicos disponibles con el fin de contribuir a la caracterización sísmica (mayor/menor número de sismos, tamaño, profundidad focal, mecanismos de fallamiento) en el sector más septentrional de la Precordillera. Los resultados obtenidos se analizarán en un marco de referencia de las características sismotectónicas a nivel de corteza en la Provincia de San Juan, observando la relación entre los sismos, sus implicancias en la deformación del retroarco andino y consecuente en los estudios de peligrosidad sísmica en la provincia de San Juan.

El objetivo principal es la caracterización de la sismicidad superficial ($h < 70$ km) entre 28° y 30.5° S en el sector de la Precordillera (68.5° y 69.5° O), integrando observaciones de redes sismológicas permanentes y temporarias que fueron desplegadas durante el período 1995 – 2010 (Figura 1.1). Para ello se propone analizar la distribución de la sismicidad sobre la base de una localización refinada, el tipo de deformación a partir de mecanismos focales de primeros arribos de ondas sísmicas, estimación de esfuerzos asociados a la sismicidad que se determine cuantitativamente integrándose en un análisis interpretativo que tome en cuenta información geológica y geofísica disponible.

Los objetivos específicos consisten en:

- Adquirir destreza en el manejo de software para el análisis, procesamiento y mapeo de datos sismológicos (algunos de ellos se incluyen en los programas SEISAN, FOCMEC, GMT y sistema operativo LINUX).
- Relevar datos y análisis de modelos de corteza para la Precordillera que se utilizará en la localización sísmica.
- Analizar la información geológica y realizar de mapas.
- Integrar información sismológica de redes sísmicas permanente (INPRES) y temporarias (experimentos CHARGE y SIEMBRA) para conformar una base de datos apropiada para este trabajo.

- Aprender mediante el uso de SEISAN (versión: 10.3) a reconocer y picar fases P y S en los sismogramas digitales.
- Aprender sobre la utilización y conveniencia de la aplicación de filtros que facilitan la identificación de las fases P y S.
- Obtener los parámetros de localización (latitud, longitud, profundidad y tiempo origen) de un evento sísmico con la mejor precisión posible, teniendo en cuenta los errores de localización en tiempo y espacio, que también permitan hacer un análisis de la confiabilidad de los resultados.
- Estimar magnitudes para cada sismo.
- Calcular mecanismos focales para los sismos de mayor tamaño a partir de la polaridad de los primeros arribos.
- Interpretar los mismos en cuanto a su ocurrencia dentro de distintos niveles de corteza en profundidad y en relación a las estructuras geológicas reconocidas que caracterizan la zona de estudio.

Para cumplir con los objetivos propuestos, el estudio considera una primera etapa que consiste en la búsqueda de información geológica, geofísica y topográfica disponible para la construcción de mapas. El relevamiento de la información más actualizada es de primera importancia para construir mapas precisos, seleccionar modelos de corteza adecuados y reconocer regiones que pudieran haber generado sismicidad de mayor tamaño reportada en los catálogos del INPRES (2017), Global-CMT (2017) y del NEIC (*National Earthquake Information Center*) (2017).

Luego se reunieron en una base de datos las formas de ondas sísmicas resultantes de la búsqueda tanto en estaciones sismológicas permanentes (pertenecientes a INPRES-Instituto Nacional de Prevención Sísmica y a otros centros sismológicos; Geoscope/CSN) como otras temporarias (registradas por los experimentos sismológicos de banda ancha CHARGE-CHilean ARgentinean Geophysical Experiment y SIEMBRA-SIerras pampeanas Experiment using a Multicomponent BRadband Array). De esta manera una base de datos común es más adecuada para integrar las formas de ondas sísmicas permitiendo una mayor cobertura de localización de los sismos que han ocurrido entre 2000-2002 y 2007-2009; se anticipa un GAP (ángulo acimutal con centro en el epicentro,

que mide el máximo ángulo entre dos estaciones contiguas que intervienen en la localización) promedio menor que 150 para cada epicentro analizado. La determinación del tiempo de llegada de las fases P y S por separado y en distintas componentes del registro del movimiento del suelo (vertical, norte-sur y este-oeste) es luego utilizado para la determinación de localizaciones hipocentrales y cálculo de la magnitud de los sismos corticales. Asimismo la polaridad de los primeros arribos son guardados para su posterior utilización en la determinación de mecanismos focales. El análisis de la distribución espacial de sismos, así como el tamaño y estilo de deformación sísmica resultante del sector norte de la Precordillera, es clave para la interpretación y comparación de los resultados con otros sectores conocidos (el sector sur de la Precordillera Central y Sierras Pampeanas).

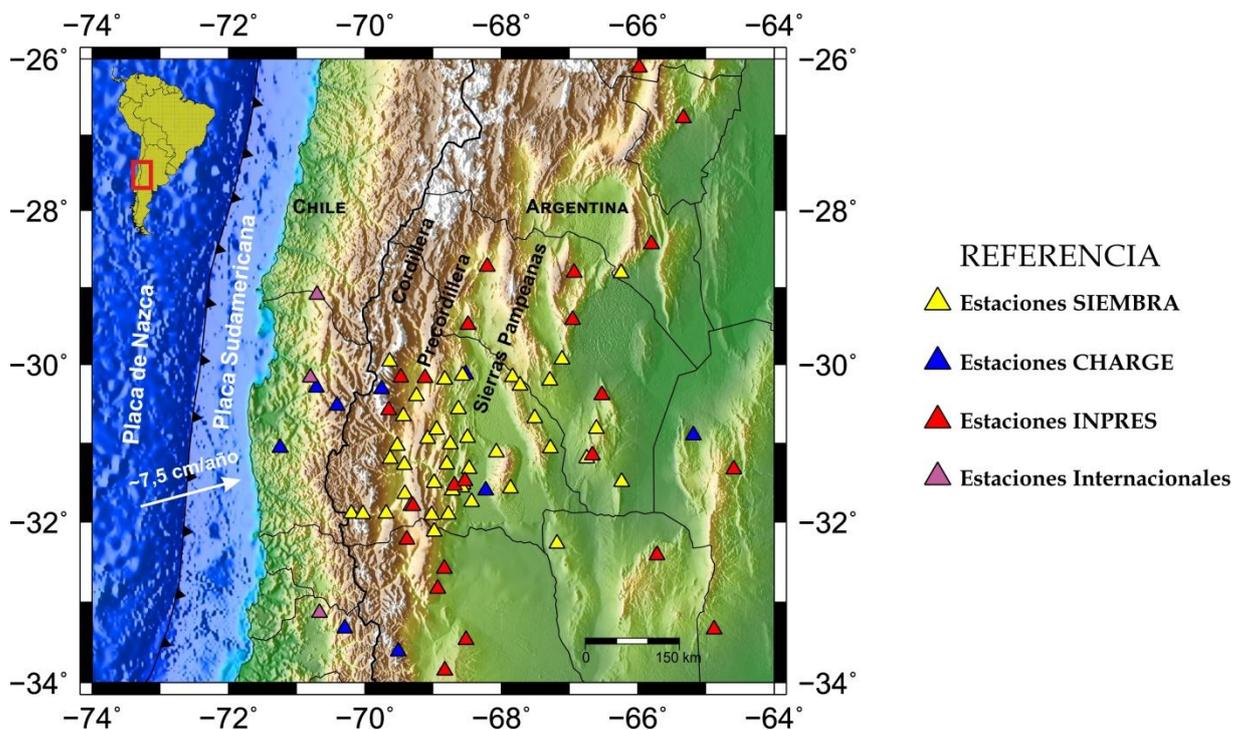


Figura 1.1: Ubicación de las estaciones sismológicas utilizadas en este trabajo para estudiar la sismicidad de Precordillera entre 28°S y 30.5°S. Con distintos colores se representan las diferentes estaciones sismológicas permanentes de la Red Nacional del INPRES, otras internacionales (Geoscope y CSN de Chile) y las estaciones sismológicas de banda ancha de experimentos temporarios entre 2000-2002 (CHARGE) y 2008-2009 (SIEMBRA).

II –Antecedentes y Marco Sismotectónico

La compresión causada por la convergencia entre las placas de Nazca y de Sudamérica y el bajo ángulo de subducción, generan en el centro oeste de Argentina una de las zonas sísmicas más activa del continente. (Figura 2.1).

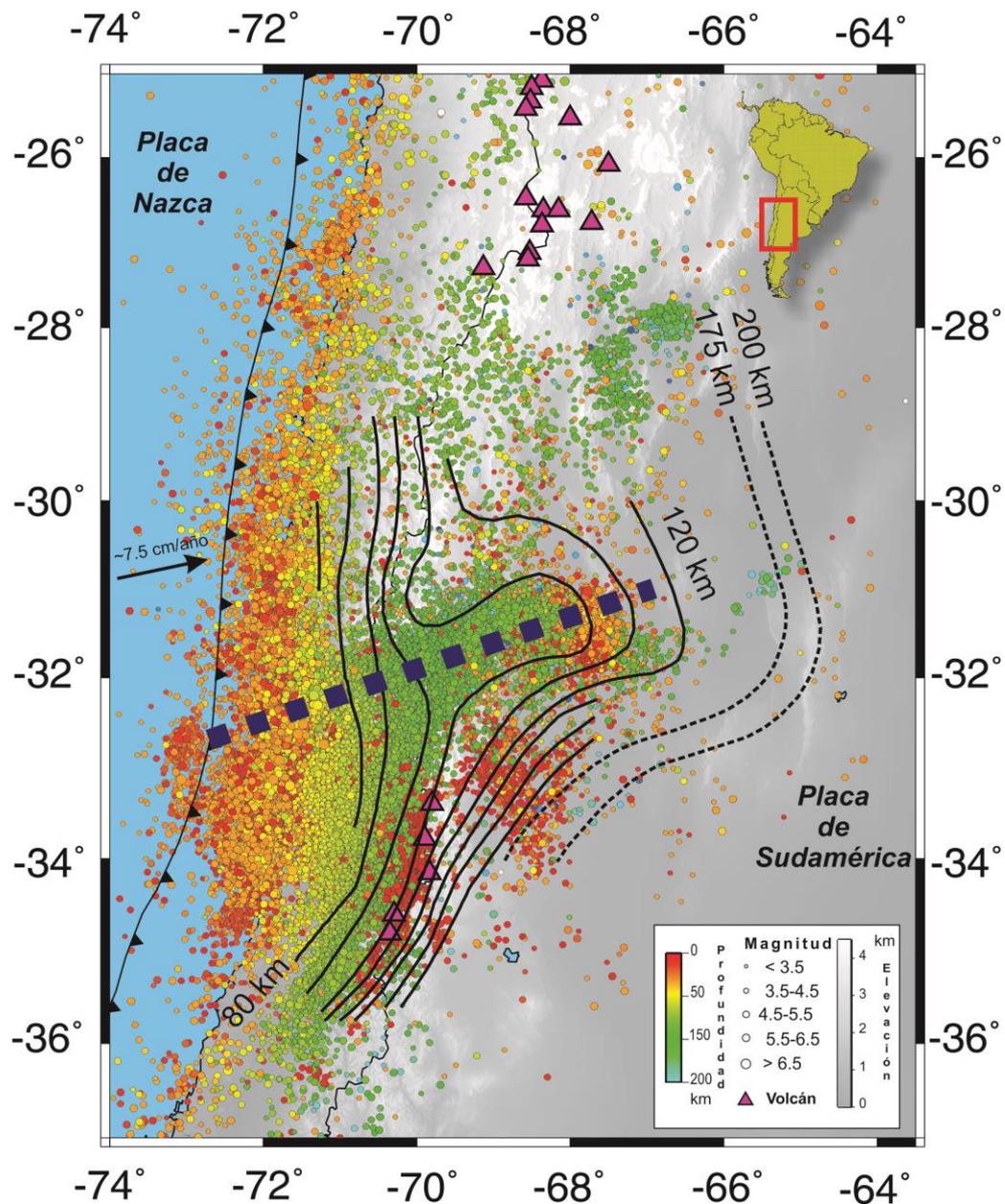


Figura 2.1: Sismicidad del PDE-NEIC (Servicio Geológico de EE.UU.) para el período 1980-2010 y contornos más detallados de la parte superior de la placa de Nazca según Anderson et al. (2007). Los contornos de trazos representan la profundidad de la placa subducida de Cahill e Isacks (1992). Los triángulos indican los volcanes activos según Stern (2004). Se destaca la correlación entre el segmento de subducción horizontal pampeano, la trayectoria inferida bajo el continente de la dorsal Juan Fernández simbolizada por la línea de trazos azul, y la ausencia de volcanismo activo (modificado de Alvarado et al., 2010).

A pesar de tener una menor frecuencia de ocurrencia en comparación con la sismicidad de la zona de Wadati-Benioff (que se encuentra a ~100 km de profundidad), el registro histórico muestra que los terremotos más destructivos (ejemplo terremoto de 1944 en la Laja-San Juan) han sido aquellos sismos corticales ($h < 35$ km) localizados en el retroarco andino, por encima del segmento de subducción horizontal pampeano. Este segmento se caracteriza por ausencia de volcanismo activo y una importante deformación activa que comprende de oeste a este, las Cordilleras Principal y Frontal, la Precordillera y las Sierras Pampeanas, que constituyen el antepaís fragmentado del orógeno andino durante el Neógeno (Figura 2.2) (Ramos, 1997; Kay y Abruzzi, 1996; Perucca et al., 2012). Según Costa et al. (2000) el frente orogénico activo actual se localiza entre el borde oriental de la Precordillera y el límite occidental de las Sierras Pampeanas.

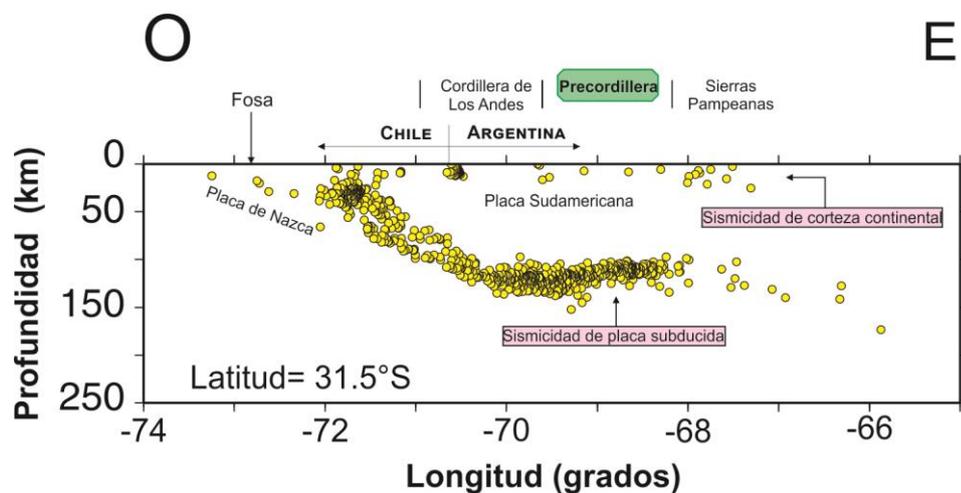


Figura 2.2: Perfil O-E que muestra la distribución de sismos en la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana (modificado de Alvarado y Araujo, 2011). Con verde se marca la zona de estudio.

Estudios a partir de datos telesísmicos de los grandes terremotos de San Juan ocurridos en 1944, 1952 y 1977, han mostrado mecanismos de fallamiento predominantemente inversos para sus fuentes sísmicas, pero con localizaciones a diferentes profundidades dentro de la corteza (Chinn e Isacks, 1983; Kadinsky-Cade, 1985; Langer y Hartzell, 1996; Alvarado y Beck, 2006) (Figura 2.3). Los resultados indican magnitudes del orden de 7 y superiores y profundidades focales comprendidas entre 11 y 21 km. Estos terremotos se relacionan con el acortamiento del basamento de las Sierras

Pampeanas Occidentales (terremoto de Cauce de 1977) y su interacción con la faja plegada y corrida de la Precordillera Oriental (terremoto de la Laja 1944).

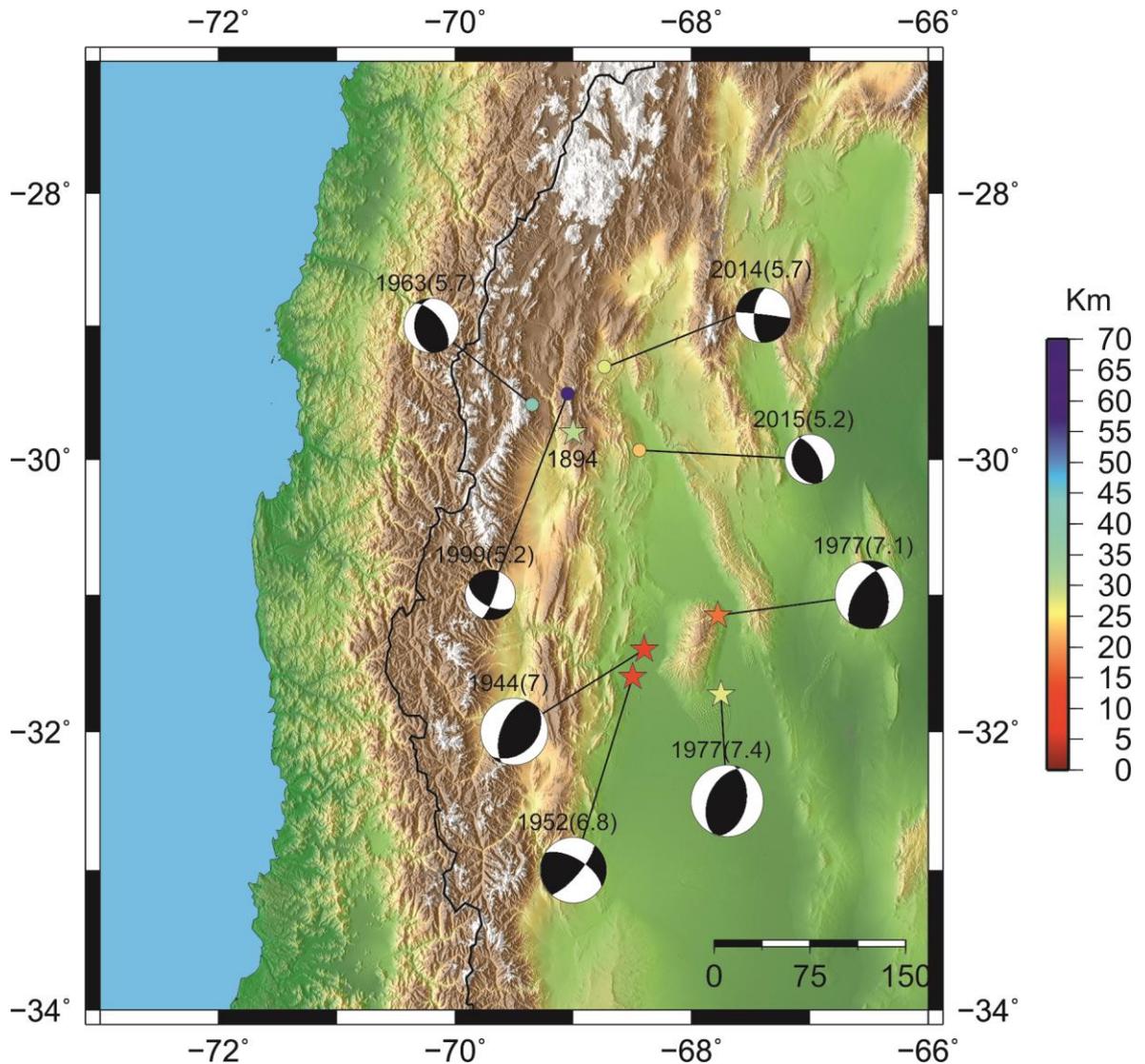


Figura 2.3: Epicentros de terremotos históricos destructivos que ocurrieron en la región de estudio simbolizados con estrellas y la semiesfera inferior de los mecanismos focales determinados con cuadrantes negros indicando compresión. Además se muestran epicentros y sus correspondientes soluciones de mecanismo focal determinadas con datos telismicos por Chinn e Isacks (1983) y por Global-CMT (2017).

Más al norte, determinaciones sísmicas globales reportan también mecanismos focales compresivos, aunque el escaso número de ellos no permite evaluar el estilo de deformación donde tuvo lugar el terremoto de 1894. Este terremoto constituye el principal antecedente histórico en la zona de estudio, el cual causó alarma en gran parte de la Argentina, percibiéndose con distinta intensidad en Chile, sur de Brasil y Perú (INPRES 1993, 2009; Castano 1996; Perucca et al., 2006). Algunas particularidades de este sismo

fueron las grandes manifestaciones superficiales aún en áreas muy alejadas del epicentro, como licuefacción y agrietamiento del terreno (Bodenbender, 1895). Sin embargo por la época en que ocurrió no fue detectado instrumentalmente, lo que imposibilitó obtener medidas cuantitativas de su fuente sísmica. Estudios paleosismológicos la localizan al noroeste de la provincia San Juan y la asocian al sistema de fallamiento del borde occidental de la Precordillera (Castano, 1992; Bastias et al., 1993; Perucca y Paredes, 2004).

Independientemente de la procedencia de las dos unidades geológicas generadoras de los sismos históricos más destructivos de San Juan, ambas conforman el terreno conocido como Cuyania, el cual ha sido interpretado como un bloque acrecionado al borde occidental del Gondwana durante el Paleozoico Inferior (Thomas y Astini, 2003; Ramos, 2004) (Figura 2.4). Su límite occidental se encuentra caracterizado por una faja ofiolítica desmembrada, interpuesta tectónicamente con rocas sedimentarias ordovícicas, interpretada como resultado de la colisión del terreno Chilenia (Haller y Ramos, 1984, 1993; Davis et al., 1999). Hacia el este, el límite se relaciona con una zona de fallamiento (megafractura de valle Fértil) a la que se asocia el levantamiento de la sierra del mismo nombre. Esta estructura separa el terreno Cuyania del terreno Pampia con cambios evidenciados en la composición de las rocas, el tipo de corteza y sismicidad (Rapela et al., 1988; Alvarado et al., 2005; Alvarado et al., 2009; Perarnau, 2013).

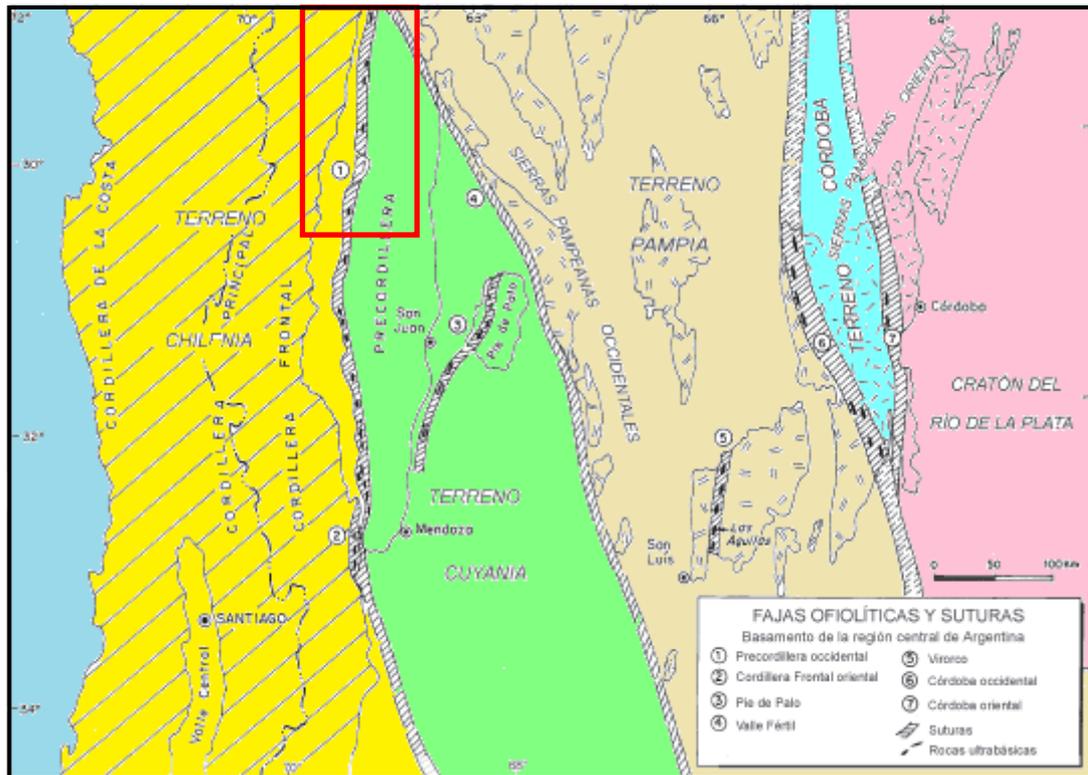


Figura 2.4: Distribución de terrenos y suturas con sus principales fajas ofiolíticas en el basamento de la región central de Argentina. El rectángulo rojo representa la mayor parte de la zona de estudio (modificado de Ramos et al., 1999, Rapela et al., 2007).

Dentro de las unidades incluidas en el terreno Cuyania, la Precordillera es un cinturón de pliegues y corrimientos situado al este de la Cordillera de los Andes. Sobre la base de algunas características estratigráficas y estructurales, puede dividirse en Precordillera Occidental, Central y Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981). La Precordillera Occidental y Central presentan deformación de piel fina caracterizada por una serie de cadenas angostas, formadas por rocas paleozoicas, levantadas por importantes fallas inversas de rumbo N-S con vergencia hacia el este. La Precordillera Oriental está formada por rocas paleozoicas, triásicas y cenozoicas y posee estructuras de vergencia occidental con fallas de alto ángulo que buzanan al este y un nivel de despegue profundo (Zapata y Allmendinger, 1996). Dichas estructuras cortan pero no exponen basamento, siendo el mecanismo de deformación de tipo piel gruesa y similar al de Sierras Pampeanas Occidentales ubicadas más al este (Ortiz y Zambrano, 1981).

La figura 2.5 resume las estructuras con evidencias neotectónicas identificadas por Perucca y Vargas (2014) para la Provincia de San Juan. De acuerdo a estos autores las principales fallas observadas en la zona de estudio son las estructuras compresivas que

afectan el piedemonte oriental de la Cordillera Frontal (Falla Infiernillos, Falla Cachiyuyal, Falla Colanguil-Guañizuil, Falla Pismanta-Las Flores y Falla Bella Vista-Angualasto) y las fallas reconocidas en la Precordillera Occidental. En esta parte de la Precordillera se destacan las fallas inversas Majaditas, La Bolsa y Punilla. Más al sur, en el piedemonte occidental, se ubica el Sistema de Fallamiento El Tigre con una longitud de 153 km y algunos sectores presentan fallamiento normal y desplazamiento lateral derecho con buzamiento de alto grado hacia el este (Siame et al., 1997; Costa et al., 2000).

Para tener un mayor conocimiento de la estructura cortical de San Juan, estilos de deformación sísmica y su relación con estructuras identificadas en superficie, en los últimos años se han realizado numerosos estudios entre 30°S y 32°S aplicando técnicas de sismología de banda ancha (función del receptor, tomografía de ruido ambiental y modelado de ondas superficiales) calibradas con observaciones petrográficas (ejemplo: Ammirati et al., 2016; Pérez Luján et al., 2015). Esas investigaciones han mostrado que la corteza continental presenta un engrosamiento y variación de su espesor marcadamente de este a oeste, desde unos 50 km bajo las Sierras Pampeanas hasta unos 66 km o más en la Precordillera. Además se han identificado dos discontinuidades intracorticales con continuidad lateral que se corresponderían con niveles de despegue de fallamiento y un nivel en la base de la corteza totalmente asísmico. La actividad sísmica de esta región (Linkimer, 2011; Venerdini et al., 2016) afecta a la corteza mayormente entre ~20 y ~40 km, en correspondencia con las discontinuidades antes mencionadas. Los mecanismos focales obtenidos confirman las observaciones geológicas de estudios previos, sugiriendo la reactivación de estructuras preexistentes debido al acortamiento cortical (ej. Alvarado et al., 2010; Ammirati et al., 2015). Algunos estudios predicen la relación entre esta sismicidad y la subducción horizontal que ocurre a unos 100 km de profundidad debido a la presencia de la dorsal Juan Fernández que produce un efecto de “boyancia” o flotabilidad en la placa de Nazca (Yañez et al., 2001) (Figura 2.1), extinción del volcanismo de arco cuaternario (Kay et al., 1991) y más fricción, rozamiento con la placa continental Sudamericana superior (ej. Pardo et al., 2002), causando por lo tanto mayor actividad sísmica en esta región del retroarco andino (Alvarado et al., 2009).

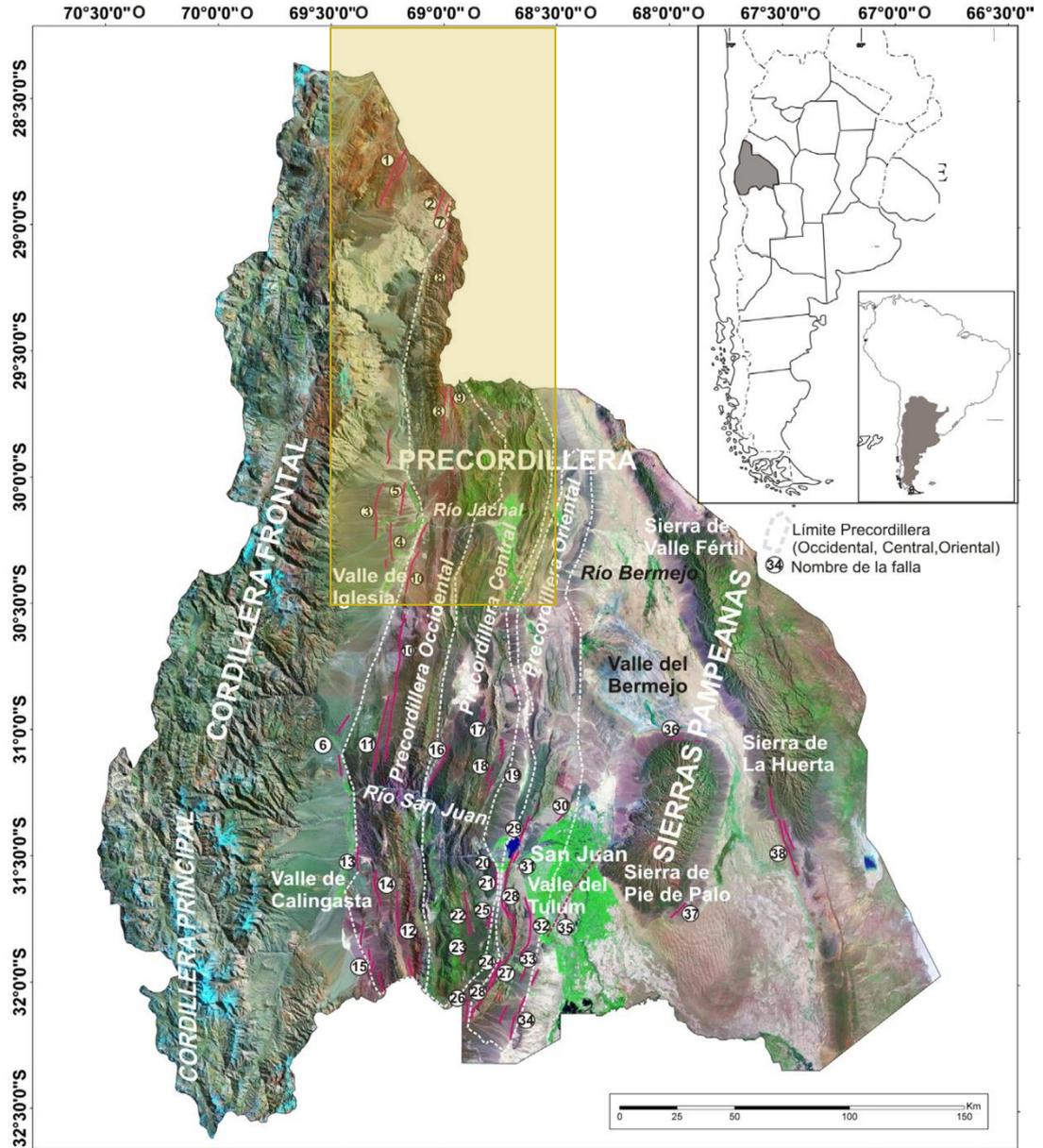


Figura 2.5: Imagen de la provincia de San Juan obtenida a partir del procesamiento de imágenes satelitales Landsat con las principales fallas de actividad tectónica cuaternaria. En la zona de estudio, simbolizada por el recuadro amarillo, se identifican: 1. Falla Infiernillos, 2. Falla Cachiyuyal, 3. Falla Colanguil-Guañizuil, 4. Falla Pismanta-Las Flores, 5. Falla Bella Vista-Angualasto, 7. Falla Las Majaditas, 8. Falla La Bolsa, 9. Falla Punilla, 10. Sistema de Fallamiento El Tigre (modificado de Perucca y Vargas, 2014).

III – Fundamentos Teóricos

En este capítulo se expone cómo caracterizar a los sismos, su distribución espacio-temporal, mecanismo y liberación de energía para ser correlacionados con los procesos dinámicos activos en la parte más superficial de la Tierra.

A partir del estudio de la propagación de las ondas sísmicas producidas por los sismos es posible descubrir el tipo de fuente sísmica que se asocia a un mecanismo de fallamiento de una determinada magnitud. A continuación se exponen algunos principios pudiendo obtener más detalle en Stein, S. y Wysession, M. (2003).

La corteza terrestre y parte superior del manto forman la litósfera también denominada placa tectónica de ~100km de espesor, la cual presenta un comportamiento rígido. Dicha litósfera se encuentra flotando en un material viscoelástico denominado astenósfera. La interacción entre las placas produce acumulación de esfuerzos deformantes en la litósfera frágil y fría y en sus zonas más duras denominadas asperezas. Cuando se sobrepasa el límite de elasticidad de las rocas, según la teoría del rebote elástico (Reid, 1919), la tensión acumulada se libera de manera brusca, gran parte en forma de calor (generado por fricción del material en la dislocación) y la energía restante lo hace en forma de ondas elásticas que se propagan por el interior la Tierra. Estas ondas se clasifican en: ondas de cuerpo (ondas P y ondas S) y ondas superficiales (ondas Love y ondas Rayleigh). En este trabajo nos concentramos en el estudio de las ondas de cuerpo.

Las ondas P son aquellas que arriban primero a la estación debido a que presentan una velocidad mayor que las demás. Son ondas longitudinales, es decir que la energía se propaga en la misma dirección de desplazamiento de la partícula. La velocidad de propagación de estas ondas viene dada por la siguiente expresión:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

λ = Constante de Lamé

μ = Módulo de rigidez

ρ = Densidad del medio

Para el caso de un medio fluido, $\mu=0$ por lo tanto la ecuación anterior se reduce a la siguiente expresión:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda}{\rho}}$$

De este modo se puede observar que la onda P se propaga en cualquier medio.

Las ondas S son aquellas que llegan en segundo lugar a la estación debido a que su velocidad es menor que la de las ondas P. Son ondas de corte, es decir que el sentido de propagación de la energía es ortogonal al desplazamiento de la partícula.

La velocidad de propagación de las ondas S viene dada por la siguiente expresión:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

μ = Módulo de rigidez

ρ = Densidad del medio

Cuando el medio por el cual se propaga este tipo de ondas es un fluido $\mu=0$, por lo tanto $V_s = 0$. Esto demuestra que las ondas S no se propagan en los fluidos.

III.1 – Localización sísmica

Una de las tareas más importantes en un estudio de sismología observacional es la localización de las fuentes sismogénicas, esto implica ubicar un evento sísmico en tiempo y en espacio. Cuando nos referimos a ubicar un sismo en tiempo, quiere decir que se debe determinar el tiempo en que se inició la ruptura denominado *tiempo origen*, y cuando hablamos de espacio nos referimos a conocer la latitud, longitud y profundidad del foco, asumiendo una fuente sísmica puntual. Esta hipótesis pierde validez en los casos de sismos de mayor tamaño ($M_w > 7$).

Para la determinación de la ubicación de un sismo se requiere la identificación de fases sísmicas y la medición de sus tiempos de arribo a la estación, así como también el conocimiento de la velocidad de propagación de las ondas en el medio situado entre el hipocentro y la estación sismológica. Conocida la localización de la fuente sísmica, se puede calcular el tiempo de viaje de cualquier fase en particular hacia cualquier estación en un arbitrario y complejo modelo de estructura de velocidades. Este tipo de problema es

conocido como *DIRECTO*. Los tiempos de llegada son calculados sobre un modelo parametrizado.

Lo opuesto a este método, es decir, localizar el hipocentro es considerado como el problema *INVERSO*, donde sólo conocemos los tiempos de arribo de las distintas fases para resolver la ubicación espacial y temporal del foco sísmico.

Las primeras determinaciones de la localización del epicentro y profundidad del foco están basadas en el estudio de la extensión y distribución de los daños producidos y de la dirección de las grietas tanto en edificios como en el terreno. Estos métodos sitúan el epicentro en el centro de la zona de mayor daño denominándosele epicentro macrosísmico.

Con el desarrollo de la instrumentación sismológica y la extensión por todo el mundo de observatorios, la determinación de fuentes sismogénicas se realiza a partir de los registros de las ondas producidas por los sismos. El foco representa de este modo el punto inicial en el espacio y tiempo de la generación de estas ondas. Considerando esta simplificación, los cuatro parámetros que definen la localización del foco sísmico son: el tiempo origen (t_0), las coordenadas geográficas del epicentro (ϕ y λ) y la profundidad focal (h) (Figura 3.1).

Los primeros métodos de determinación de epicentro eran gráficos y se basaban en encontrar sobre un mapa, el punto de intersección de los círculos con centro en cada estación. Entre estos métodos se encuentra el “método de tiempo origen” el cual para su aplicabilidad requiere la lectura de como mínimo el arribo de onda P de tres estaciones y el arribo de onda S de una estación. Cuanto mayor es el número de lecturas de fases, más robustos son los resultados obtenidos.

Los métodos numéricos para la localización hipocentral se inician con los trabajos de Geiger (1910) e Inglada (1926). Donde su aplicación no se generalizaba en la práctica hasta que con avances en la tecnología fue posible su utilización mediante computación, lo cual permitía un gran número de observaciones en menor tiempo.

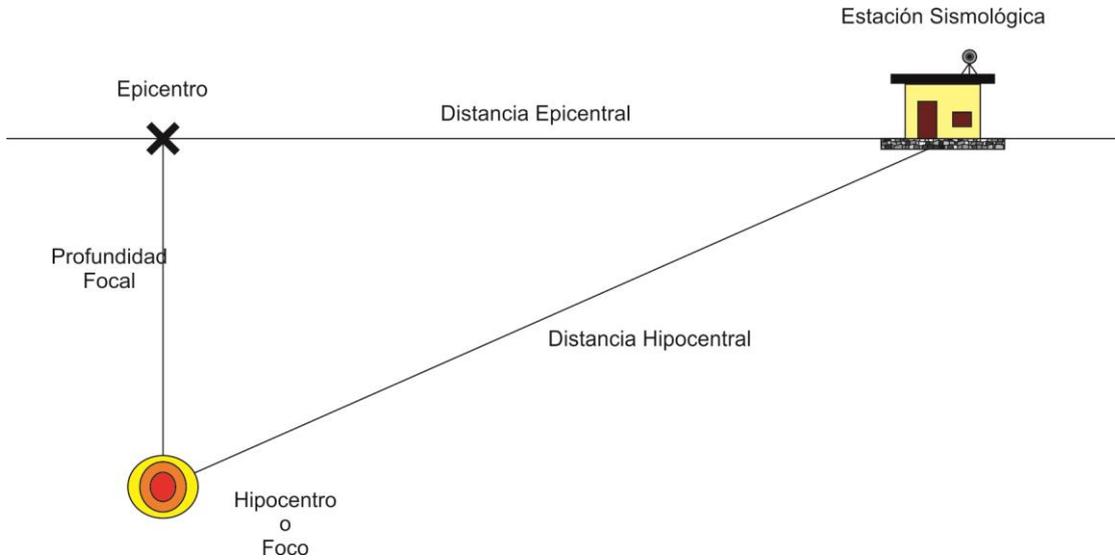


Figura 3.1: Representación esquemática de localización de un sismo. El epicentro señalado con una cruz, es la proyección vertical del foco sobre la superficie del terreno.

La mayoría de los algoritmos de localización están basados en un ajuste por mínimos cuadrados de los tiempos de llegada de las ondas P y S observadas en un cierto número de estaciones. Su fundamento puede sintetizarse de la siguiente manera (Udías y Mezcuca, 1997): si se disponen de N observaciones de los tiempos de llegada t_i , en estaciones de coordenadas ϕ_i, λ_i , éstos serán función de las coordenadas y tiempo origen del foco y se pueden expresar como $t_i(t_0, \phi_0, \lambda_0, h)$. Los tiempos de recorrido de las ondas desde el foco a cada estación deben deducirse de las curvas dromocrónicas, tablas o por el cálculo directo a partir de modelos conocidos de la distribución de la velocidad con la profundidad.

Como la dependencia de t_i de los parámetros del foco no es lineal, la solución se busca a través de un desarrollo de Taylor en torno a unos valores iniciales aproximados $(t_0^*, \phi_0^*, \lambda_0^*, h^*)$. Si éstos son lo suficientemente cercanos a los reales, los tiempos de llegada se pueden expresar como $t_i(t_0^* + \delta t, \phi_0^* + \delta \phi, \lambda_0^* + \delta \lambda, h^* + \delta h)$. El desarrollo, tomando solo los términos de primer orden, resulta:

$$t_i = t_i^* + \delta t + \frac{\partial t_i}{\partial \phi} \delta \phi + \frac{\partial t_i}{\partial \lambda} \delta \lambda + \frac{\partial t_i}{\partial h} \delta h \quad ; \quad i=1, \dots, N$$

La diferencia $r_i = t_i - t_i^*$ es el residuo en cada estación correspondiente a la solución $(t_0^*, \phi_0^*, \lambda_0^*, h^*)$. La ecuación anterior se puede expresar en forma matricial como:

$$r_i = A_{ij} \delta x_j \quad ; \quad i = 1, \dots, N; \quad j = 1, 2, 3, 4$$

donde A_{ij} es la matriz de derivadas parciales y δx_j los incrementos de los cuatro parámetros a determinar. La solución buscada es aquella que haga mínima la suma de los cuadrados de los residuos r_i . Los incrementos obtenidos se suman a los valores iniciales y se repite el proceso hasta que estos incrementos sean muy pequeños. Se trata, por lo tanto, de un método iterativo, que converge a la solución del mínimo error. Para la solución del sistema de ecuaciones anterior existen muchos métodos, desde el más simple de multiplicar por la traspuesta de A e invertir la matriz de 4×4 $A^T A$:

$$\delta x = (A^T A)^{-1} A^T r$$

A otros más potentes, como los que utilizan la inversa generalizada de Lanczos y la partición de A en matrices de vectores y valores propios.

III.2 – Errores en la localización

La incertidumbre en las determinaciones sísmicas se debe entre otros aspectos, a errores en la medición de los tiempos de arribo de las diferentes fases y a la incorrecta identificación de las mismas. Un modelo de velocidad erróneo o no muy preciso también genera errores para calcular el tiempo de viaje de las distintas fases y así generar diferencias entre tiempos de llegada teóricos y observados. Además, el cálculo de los parámetros sísmicos viene condicionado por la estación es decir, por problemas relacionados a la instalación y mantenimiento de la misma y al sitio (ruido antropogénico). Estos errores pueden ser tanto en espacio como en tiempo:

a) *Errores en espacio*: son los errores en latitud, longitud y profundidad en la localización del evento y se mide en kilómetros. Estos errores se ven afectados principalmente por la distribución acimutal de las estaciones y por la distancia epicentral, y en segunda medida por la desviación del modelo de velocidades real con respecto al modelo teórico adoptado para la localización. El error más difícil de reducir es el error de profundidad debido a que las estaciones sismológicas están ubicadas sobre la superficie terrestre y no se tiene cobertura en profundidad.

Una medida que da idea de la distribución acimutal de estaciones es el GAP definido como el máximo ángulo entre dos estaciones contiguas tomando como centro el epicentro.

b) *Errores en tiempo*: Corresponde al residual, el cual se define como la diferencia entre el tiempo observado y el tiempo de arribo calculado según el modelo de estructura sísmica utilizado, se mide en segundos.

$$r_i = t_i^{obs} - t_i^{calculado}$$

Otro parámetro importante utilizado en la solución final es el RMS (Residual Mean Squares), que se obtiene a partir de la raíz cuadrática media de los residuales al cuadrado de acuerdo a la siguiente expresión:

$$RMS = \sqrt{\frac{e}{n}} \quad \text{con} \quad e = \sum_{i=1}^n r_i^2$$

donde n es el número de fases incluidas en el cálculo de localización.

Este parámetro solo da una indicación del ajuste matemático de los datos. Un bajo RMS no significa automáticamente una determinación exacta de los parámetros de localización de un hipocentro. Para obtener una determinación con mayor exactitud, el operador debe tener criterio y no solo dejarse llevar por un ajuste matemático.

De acuerdo a lo expuesto, la exactitud, precisión y confiabilidad en la estimación de los parámetros de localización dependen de los siguientes factores:

- Cantidad y distribución espacial de las estaciones con respecto al epicentro.
- La distancia epicentral de las estaciones más cercanas.
- La cantidad y calidad de los tiempos de arribo observados.
- La aproximación a la estructura real del modelo de velocidades utilizado para calcular los tiempos teóricos de viajes.
- El método de estimación y los supuestos involucrados en el mismo.
- Condiciones de las estaciones (nivel de ruido).

III.3 – Magnitud

La magnitud de un sismo está directamente relacionada con la energía liberada en forma de ondas sísmicas, por lo tanto es una medida del tamaño del evento sísmico. Si las magnitudes de los terremotos van a ser comparadas en todo el mundo es necesario una medida que no dependa, como la intensidad, del tipo de construcción y de la densidad de

población. Se requiere una escala estrictamente cuantitativa, que pueda ser aplicada a sismos en regiones habitadas o no. Fue ideada en 1931 por Wadati en Japón y desarrollada en 1935 en California por Charles Richter.

Diferentes tipos de magnitud son empleadas dependiendo del tipo de ondas utilizadas y del tamaño del evento debido al fenómeno de saturación, el cual se evidencia cuando la duración del proceso de la ruptura es superior al período de las ondas utilizadas en el cálculo de la magnitud (Figura 3.1). La mayoría de las escalas de magnitud están basadas principalmente en el dominio del tiempo, pero estimaciones en el espectro de frecuencias está ganando mayor aceptación. A continuación se explicarán las magnitudes utilizadas en este trabajo.

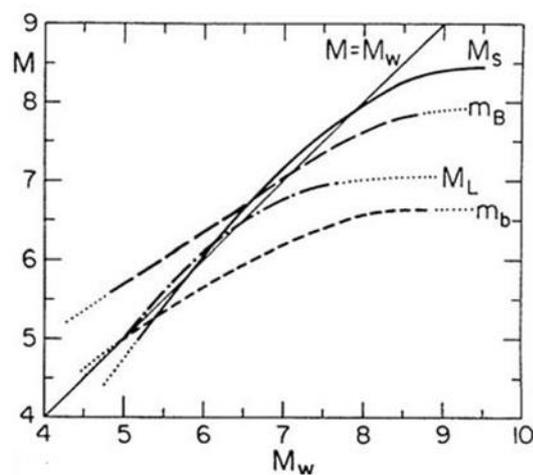


Figura 3.1: Relación entre las escalas de magnitud. Se observa el fenómeno de saturación de las escalas, cabe destacar que la magnitud momento no se satura. (Kanamori, 1983)

Magnitud Local M_L . Richter en 1935 define la primera escala de magnitud para sismos locales y poco profundos del Sur de California. Las otras escalas de magnitud se relacionan con la M_L .

Para el estudio se tuvieron ciertas consideraciones, se trabajó con sismos locales, con sismógrafos de iguales características ubicados en distintos lugares, es decir sismógrafos Wood-Anderson con período natural $T_n=0.85s$, Magnificación=2800 y un h (constante de amortiguamiento)=0.8.

La idea era que si los dos terremotos con igual distancia hipocentral y registrados en la misma estación, el más grande produciría un sismograma con ondas de mayor amplitud comparadas con el otro. Si los epicentros difieren, el sismo más pequeño podría estar más cerca de la estación (es decir con distancia epicentral más pequeña comparada

con la del otro terremoto), y producir un sismograma con amplitudes mayores respecto al terremoto más grande y lejano.

El procedimiento consistía en lo siguiente: ocurrido un sismo, todos los instrumentos registrarían los movimientos del terreno y se los ordenaría por distancia epicentral. Tomando aquellos con distancia epicentral menor o igual a 600 km, y a partir de la máxima amplitud de las ondas más energéticas registradas (en este caso ondas S), se llega a la siguiente ecuación:

$$M_L = \log A - \log A_0$$

Donde A_0 es la amplitud de un sismo patrón y A es la amplitud del sismo registrado.

En la ecuación anterior entran en juego tres elecciones arbitrarias: el uso de un tipo particular de sismógrafo (Wood-Anderson); la utilización del logaritmo de base 10 y la elección de un sismo patrón o sismo cero en el que $A = A_0$ por lo tanto $M_L = 0$. Lo cual no implica que no hay terremoto, un sismo pequeño podría originar amplitudes más pequeñas que las del sismo patrón, en este caso daría una magnitud negativa. El nivel fue elegido intencionalmente por Richter lo suficientemente pequeño, de tal modo que las magnitudes de los terremotos más pequeños del Sur de California sean positivas.

En la actualidad, para calcular la Magnitud local en sismógrafos distintos al Wood-Anderson, lo que se hace es “simular un sismograma como si se hubiera registrado con un sismógrafo Wood-Anderson”. Esto se logra corrigiendo la traza sísmica y midiendo la máxima amplitud para incorporarla en la fórmula anterior, obteniendo así la Magnitud local con las correcciones por distancia epicentral. Teóricamente, la magnitud local se debe medir en las componentes horizontales, pero en la práctica se emplea la componente vertical y en aquellas estaciones que posean curvas de calibración (Figura 3.2) (Havskov y Ottemöllet, 2010).

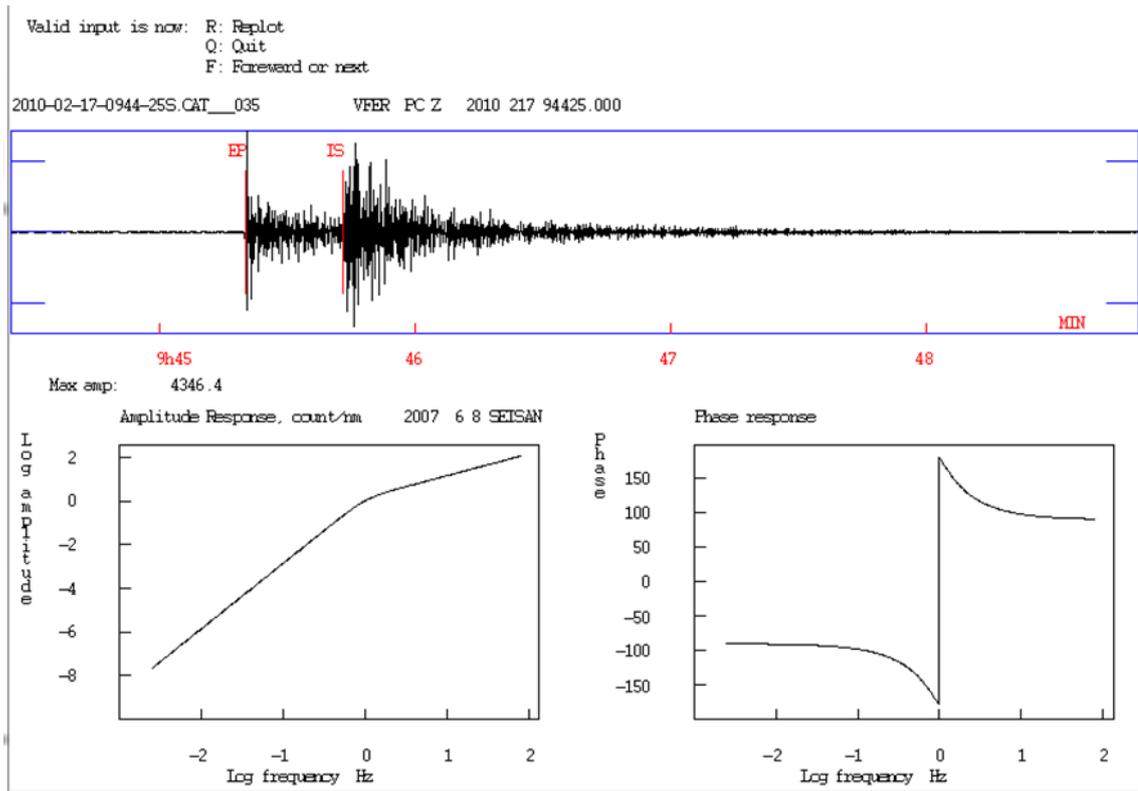


Figura 3.2: Curvas de calibración para la estación VFER.

Magnitud coda M_c . Para Aquellos sismos donde no existía información de la curva de calibración de las estaciones sismológicas que lo registraron, la única forma para determinar la magnitud del sismo fue utilizando la magnitud coda. Esta magnitud, también denominada magnitud de la duración, fue muy usada en el pasado para sismos locales donde los registros se encontraban saturados y no se podían observar con claridad las amplitudes, debido a eso se utilizó la duración del sismo (Figura 3.3). Se entiende por longitud coda (t_c) a la a duración total del sismo medido en segundos desde el arribo de la onda P (t_0) hasta el final de la señal de la onda S, donde no se distingue del ruido.

$$t_c = t - t_0$$

Luego, la magnitud coda toma la siguiente forma:

$$M_c = a \log(t_c) + c$$

donde a y c son constantes. En la ecuación anterior se observa que la magnitud coda es al mismo tiempo la misma para dos estaciones diferentes, es por ello que la M_c se mide con el arribo de onda P hasta el final de la señal.

$$t_{coda} = t - t_p$$

Además debemos realizar una corrección por distancia obteniendo la siguiente ecuación:

$$M_C = a \log(t_{coda}) + br + c$$

r es la distancia hipocentral y b es una constante.

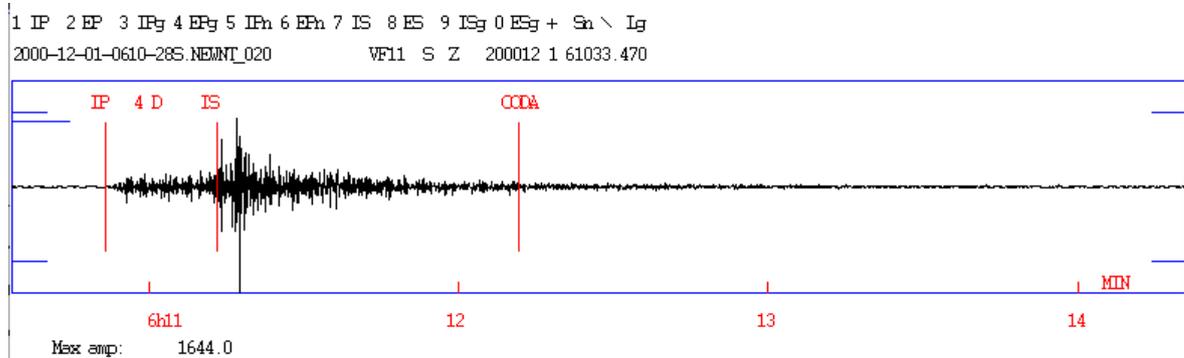


Figura 3.3: Ejemplo de magnitud coda para un sismo.

Magnitud momento M_w . La medida de magnitud será una buena estimación de la energía liberada por el sismo, solamente si el periodo de la onda que se mide es mayor que la duración del proceso de ruptura a lo largo de la falla, o cuando la dimensión de la ruptura sea menor que las longitudes de ondas empleadas para la determinación de la magnitud. Cuando estas condiciones no se cumplen, se dice que la escala de magnitud sufre saturación. Esto sucede para sismos con grandes liberaciones de energía.

La escala de magnitud M_L se satura alrededor de 6, es a esta magnitud donde el logaritmo de las amplitudes de las ondas no aumenta linealmente con la magnitud. A partir de este valor no refleja adecuadamente la magnitud del sismo en cuestión. Los problemas de saturación de las escalas de magnitud se resolvieron cuando se introdujo el concepto de momento sísmico (M_0) por Hanks y Kanamori en 1979.

Debido a la gran variedad de tipos de magnitudes existentes para cuantificar la energía de un sismo, surgió la necesidad de buscar una relación que permitiera establecer un patrón de comparación para las magnitudes de los diversos eventos sísmicos a nivel mundial, y en donde se presente un valor de conexión directa con la energía liberada del sismo, e igualmente se eviten los problemas de saturación que se generan a raíz de las mediciones de señales sísmicas provenientes de grandes eventos (Figura 3.1). De esta forma surge la magnitud momento desarrollada por Kanamori (1977), donde introduce el momento sísmico como parámetro capaz de cumplir las condiciones necesarias anteriormente descritas. Este último ha aportado una forma para calcular el tamaño de

un sismo en función directa de las propiedades físicas de la roca y de las dimensiones del área de ruptura (M_w). Su expresión es la siguiente:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 6.07$$

donde M_0 es el momento sísmico escalar en unidades $N * m$, que representa el módulo de cada una de las cuplas que actúan como fuente en un evento sísmico y se puede calcular de varias maneras diferentes, una de ellas a partir de la expresión:

$$M_0 = \mu AD$$

donde μ es el módulo de rigidez en dinas/cm², A es el área de ruptura en cm² y D es el desplazamiento promedio de la falla en cm.

Otro método para la determinación del momento sísmico consiste en el uso de las características del espectro de amplitud de los desplazamientos, o módulo de la transformada de Fourier de los sismogramas. En este espectro es posible distinguir dos partes, una en las “bajas” frecuencias, donde se observa un comportamiento plano o constante y cuyo valor es proporcional al momento sísmico; y la segunda, a partir de una cierta frecuencia F_0 , llamada frecuencia esquina, que muestra una disminución aproximadamente lineal del nivel de amplitud del espectro con el aumento de la frecuencia (Figura 3.4).

La determinación del momento sísmico (M_0) se realiza, por lo tanto, a partir del valor del espectro de frecuencias, en la parte plana del mismo. Para calcularlo se debe realizar el análisis espectral de la señal en torno a la llegada de onda S. La expresión utilizada para determinar dicho parámetro fue obtenida por Brune en 1970, y cuya ecuación final se muestra a continuación:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho d\beta^3\Omega_0}{2R_{\sigma\phi}}$$

donde β es la velocidad de la onda S, ρ es la densidad, d la distancia hipocentral, Ω_0 es el valor de la parte plana del espectro de desplazamiento, y $R_{\sigma\phi}$ es la corrección asociada al modelo de radiación de la onda S. El patrón de radiación Ω_0 varía entre 0 y 1, siendo este parámetro de características adimensionales. De acuerdo con los trabajos de Aki y Richards (1980), el promedio es de 0,52 y 0,63 para la onda P y S respectivamente.

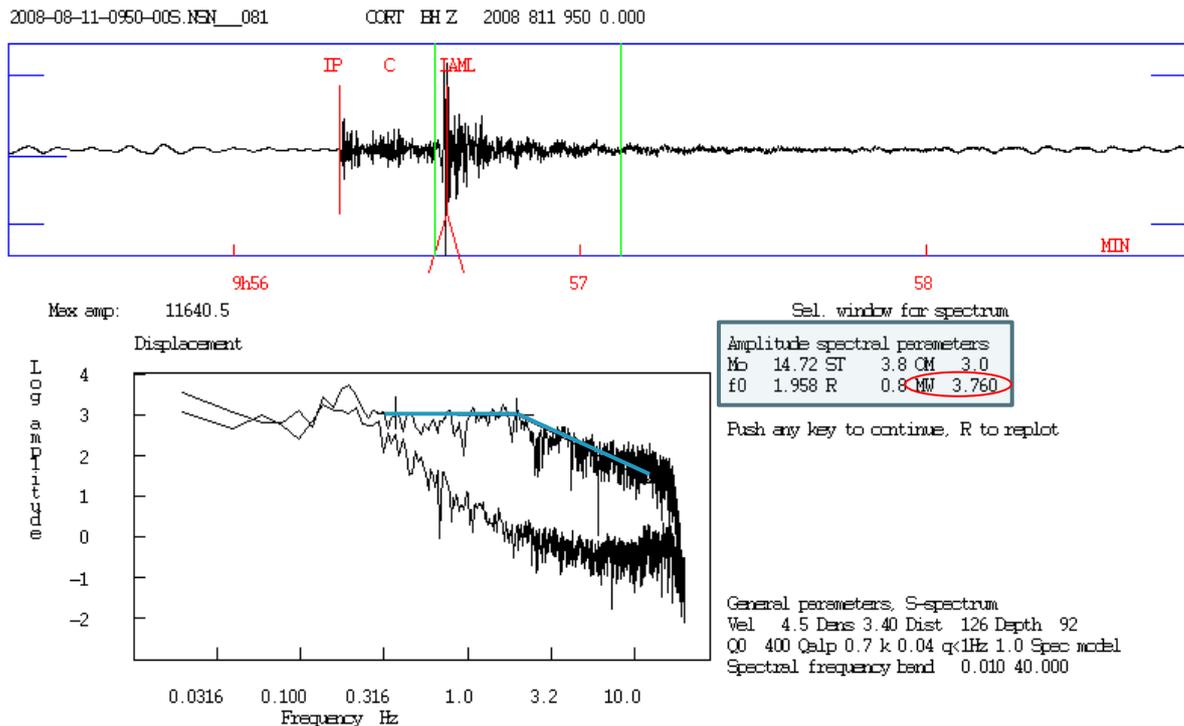


Figura 3.4: Ejemplo de espectro de amplitud para la onda S para un evento el día 2008/08/11. En la parte superior se muestra el sismograma componente vertical de la estación CORT con la ventana de tiempo (barras verdes) seleccionada para el análisis espectral. Los espectros de desplazamiento que figuran más abajo, corresponden a la señal (superior) y al ruido (inferior). El recuadro marrón presenta los parámetros momento sísmico escalar (M_0), caída de esfuerzo (S.T.), frecuencia de esquina (f_0), radio de la fuente (R), magnitud momento M_w resaltada con una elipse roja.

III.4 – Mecanismo Focal

Los terremotos sismos tectónicos son producidos por la ruptura de una falla en la litósfera. El primer modelo mecánico fue propuesto en 1911 por E. Reid luego de los desplazamientos observados como consecuencia del terremoto de San Francisco de 1906 enunciando la Teoría del Rebote Elástico. Según esta teoría las deformaciones elásticas se van acumulando en una región, hasta que se supera la resistencia de las rocas, y se produce una fractura con movimiento relativo de sus dos partes y la relajación súbita de las deformaciones acumuladas. Generalmente el proceso de ruptura de las rocas comienza en la región de mayor debilidad o en la región de mayor concentración de esfuerzos.

El mecanismo focal o solución del plano de falla describe la geometría de la falla que originó el sismo. Éste se utiliza para inferir el estilo de fallamiento y régimen de esfuerzos que afecta a una determinada región. De esta manera la solución de mecanismo

focal puede describirse mediante tres ángulos: *rumbo o acimut (strike)*, *buzamiento (dip)* y *ángulo del vector deslizamiento (rake)* (Figura 3.5).

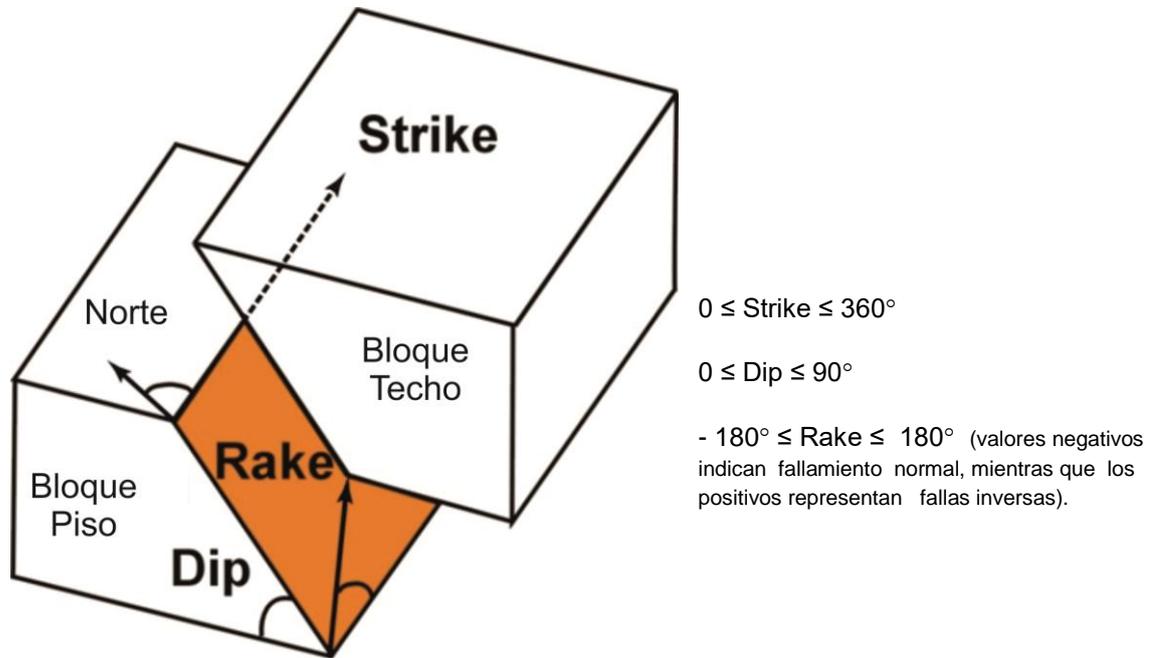


Figura 3.5: Parámetros geométricos que definen el plano de una falla y el movimiento del bloque techo (*hanging wall*) respecto del bloque piso (*foot wall*) a lo largo de dicho plano. (Modificado de Shearer, 2009)

Todos los métodos sismológicos para determinar la solución del plano de falla, están basados en el patrón de radiación de las ondas sísmicas que la fuente sísmica emite. Con el objeto de facilitar la teoría matemática adecuada al estudio del mecanismo de los terremotos, se realizan algunas aproximaciones. En primer lugar se supone que el foco sísmico se reduce a un punto del espacio. Esta aproximación es válida para observaciones de ondas sísmicas a distancias suficientemente grandes en comparación con las dimensiones del foco. Otra aproximación consiste en representar la fuente sísmica mediante un modelo de fuerzas equivalentes. Así, este sistema ideal de fuerzas tiene las características de producir los mismos desplazamientos en la superficie que aquellos generados por el verdadero proceso físico que ocurre en el foco (Kasahara, 1981).

Las investigaciones sobre fuentes sísmicas datan desde 1920, cuando los sismólogos notaron diferentes patrones de polaridad en los primeros arribos de la onda P asociados a los terremotos. En esa época, se plantearon diferentes combinaciones de fuerzas puntuales equivalentes para describir los patrones de radiación observados, como

aquellos producidos por cupla simple y cupla doble que actúan en la fuente (por ejemplo Ritsema, 1962).

A partir de observaciones y estudios teóricos de dislocaciones de varios autores (ejemplo Maruyama, 1963; Burridge y Knopoff, 1964) se demostró que el campo de ondas elásticas generadas por el desplazamiento sobre el plano de una falla era más apropiado describirlo en términos de un doble par de fuerzas como fuente, cuya propiedad principal es la de tener un momento angular resultante nulo. Sin embargo se sabe que no todas las fuentes sismogénicas se ajustan a este modelo (ejemplos: erupciones volcánicas, deslizamiento de masas, explosiones, etc.) (Knopoff y Randall, 1970)

La figura 3.6 muestra el patrón de radiación de ondas P y S para el modelo de doble par de fuerzas actuando como fuente sísmica. El campo de desplazamiento producido por la onda P tiene la forma de cuatro cuadrantes con signos alternados, que corresponden a dilataciones (D) y compresiones (C), separados por dos planos nodales perpendiculares entre sí y con los máximos de amplitud a 45° de estos. Las ondas S, tienen amplitudes máximas donde la onda P es nula. Estos patrones reflejan que las ondas tendrán diferentes amplitudes y polaridades en distintas direcciones, dependiendo de la posición relativa de la fuente con respecto a una estación sísmica. La figura 3.7 ilustra este concepto para un sismo que produjo una falla de rumbo.

El método de las polaridades del primer impulso de la onda P, basado en este patrón de radiación, es uno de los métodos más sencillos y utilizados para obtener la solución del mecanismo focal. Para la aplicación del método se emplea el concepto de esfera focal, esfera de material homogéneo de radio unidad con centro en el foco (Figura 3.8). Cada estación se proyecta sobre la superficie de la esfera focal recorriendo en sentido inverso la trayectoria de propagación calculada desde el foco. Los puntos proyectados sobre la esfera tienen coordenadas Φ (acimut medido desde el norte) e i que es el ángulo de salida del rayo medido desde la vertical. Con estos parámetros y utilizando una proyección estereográfica como la red de Smith (en hemisferio inferior, por convención), se grafica la polaridad del primer arribo de cada estación con símbolos diferentes para distinguir las dilataciones de las compresiones. Luego se separan estos movimientos de manera tal de encontrar los planos nodales, uno de los cuales será el plano de falla y el otro el plano auxiliar. En esta técnica esto es una ambigüedad ya que cualquier de los dos

planos podría ser el plano de falla, por lo que se necesita de información geológica o de un estudio detallado de réplicas para poder asegurar cuál de los dos planos representa el plano de falla activado.

La figura 3.9 muestra algunos ejemplos de soluciones de mecanismo focal y sus correspondientes geometrías de falla. Estos mecanismos pueden ser *inversos*, *directos*, de *rumbo* o una combinación de los anteriores.

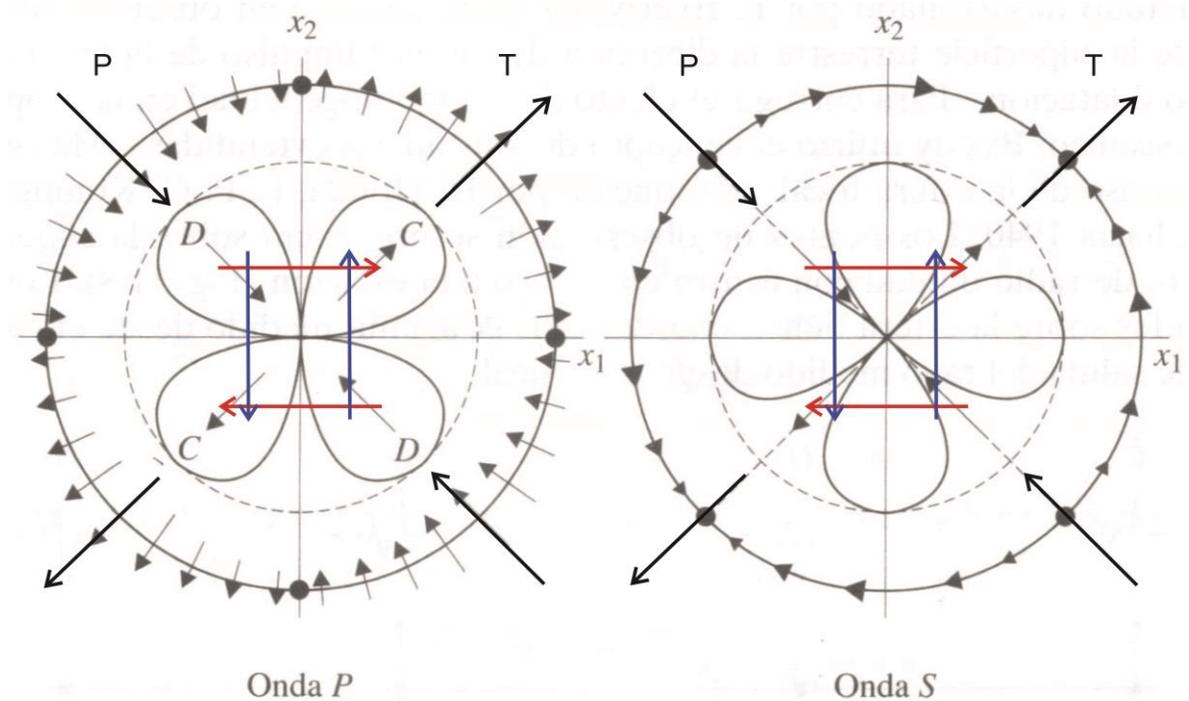


Figura 3.6: Patrones de radiación de ondas P y S producidos por un doble par de fuerzas en la fuente. O bien por un sistema de fuerzas resultantes de presión y tensión contenidas en el mismo plano, orientadas a 45° respecto al plano de falla, y que definen en caso de no existir rozamiento los ejes principales de esfuerzo compresivo máximo o P y esfuerzo compresivo mínimo o T (debido a que el interior de la Tierra está siempre bajo compresión). (Modificado de Udías y Mezcua, 1997).

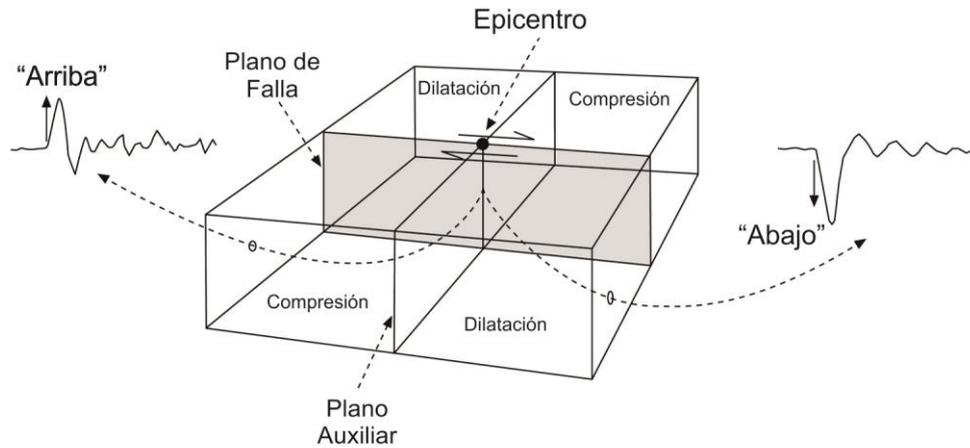


Figura 3.7: Primeros arribos de onda P observados en sismómetros ubicados en diferentes direcciones acimutales con respecto al hipocentro. Los dos planos nodales separan regiones de compresión, de regiones de dilatación. Uno de los planos nodales es el plano principal de fallamiento y el otro el plano auxiliar. El movimiento de la falla está indicado por las flechas. (Modificado de Stein y Wysession, 2003).

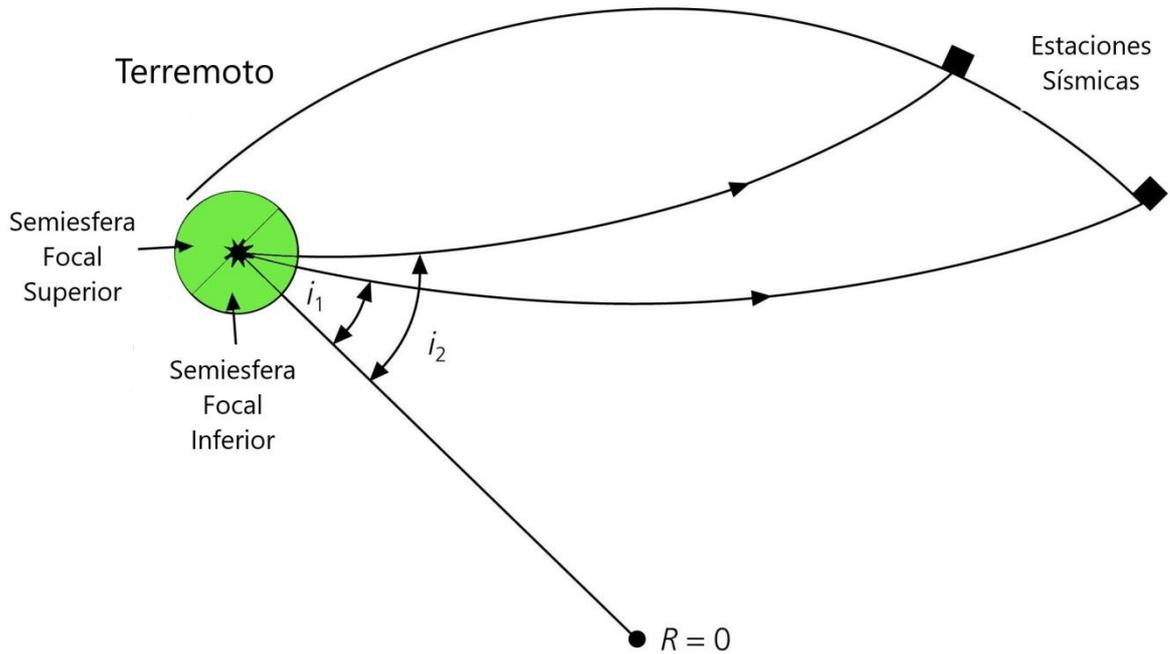


Figura 3.8: La esfera focal es una pequeña esfera centrada en el hipocentro. El ángulo de emergencia, i , es el ángulo formado entre el rayo sísmico que sale del hipocentro hacia la estación y la recta que une el mismo con el centro de la Tierra. (Modificado de Stein y Wysession, 2003).

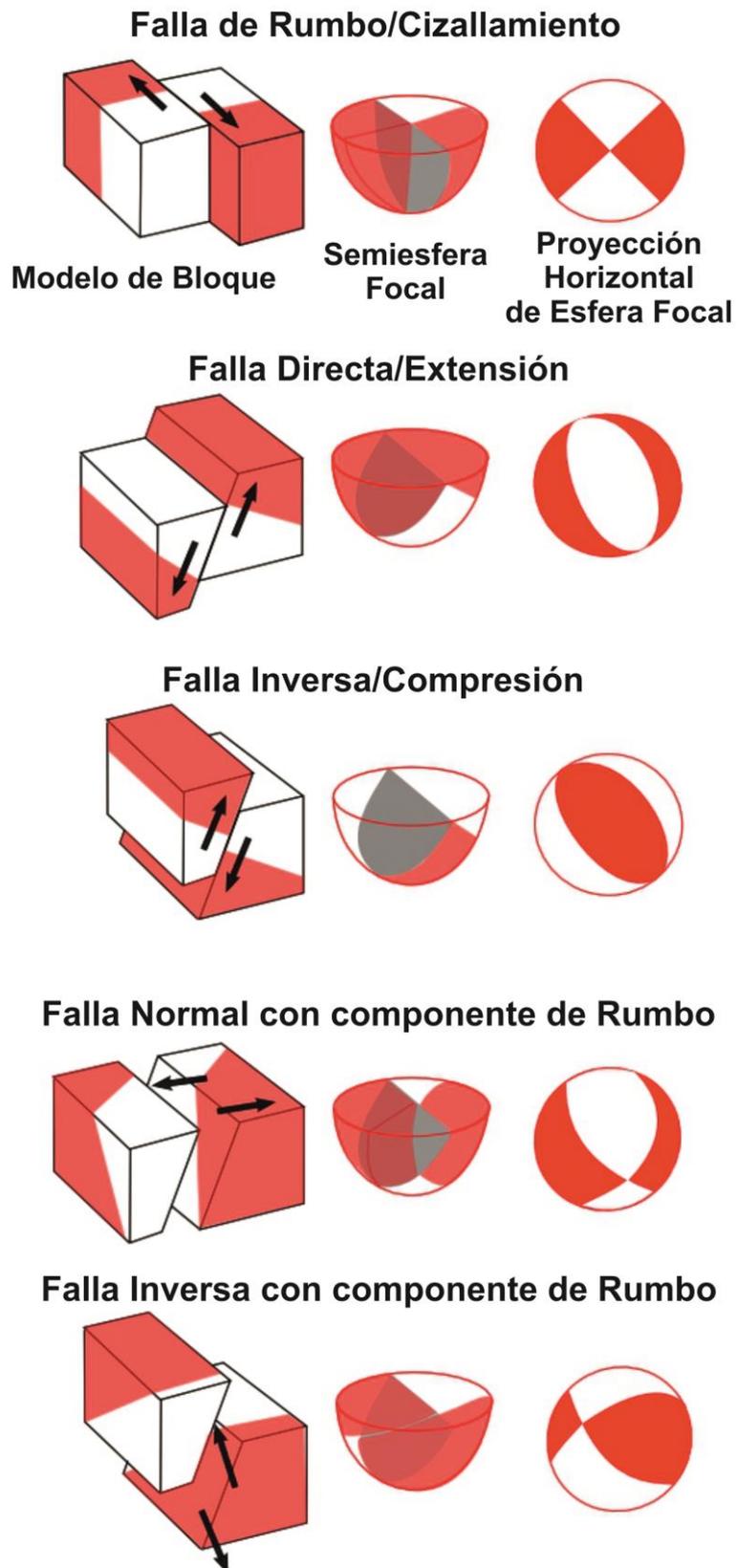


Figura 3.9: Correspondencia entre las soluciones de mecanismo, representadas por la proyección horizontal de la semiesfera inferior de la esfera focal y los cinco tipos de fallamiento posibles. Los cuadrantes coloreados indican compresión.

Para la determinación de los mecanismos focales, no sólo la técnica de polaridad del primer arribo de onda P suele emplearse. Particularmente si hay pocas polaridades y/o una mala distribución de las mismas, pueden incorporarse para la obtención de mecanismos focales las relaciones de amplitud de las ondas P y S. Su utilización no necesita de correcciones por magnitud o por dispersión geométrica (debido a que todo tipo de efecto se cancela, por ser un cociente entre amplitudes) y solo depende de los efectos generados al considerar una superficie libre y de las diferentes atenuaciones que sufren las ondas en su recorrido.

Los patrones de radiación (Figura 3.6), ponen en evidencia que las variaciones en las relaciones de amplitud S/P se deben a que la amplitud de la onda P es más grande cerca de los ejes T y P (ejes de tensión y compresión respectivamente) de los mecanismos focales, que para lecturas situadas cerca de los planos nodales. En cambio, las amplitudes de las ondas S son más grandes cerca de los planos nodales, que cerca de los ejes principales de esfuerzos. Estas variaciones en las amplitudes, en función de la posición, podrían generar problemas en la correcta identificación de las fases S y P que estarían más cerca del plano nodal (Ebel, 1989; Ebel y Bonjer, 1990).

Las ventajas de utilizar las relaciones de amplitud S/P es que incrementa el número de observaciones por sismo dándole mayor robustez al mecanismo permitiendo restringir el número de soluciones posibles.

Las relaciones de amplitud S/P que se pueden determinar son:

P y S en la componente vertical – SV/P

P en la componente vertical y S en la componente transversal – SH/P

S en la componente vertical y en la transversal – SV/SH

IV – Datos y Metodología

IV.1 – Adquisición y preparación de los datos

A continuación se describen los proyectos sismológicos que proporcionaron las formas de ondas utilizadas en el presente trabajo. Luego se explican los pasos seguidos para la preparación de los datos y las etapas de la localización sísmica.

Para el estudio de la sismicidad cortical, en este trabajo se utilizaron datos de dos redes sismológicas temporarias ubicadas en la parte central de Argentina correspondientes al despliegue CHARGE (*CHile ARgentina Geophysical Experiment*) y el despliegue SIEMBRA (*SIerras pampeanas Experiment using a Multicomponent BRoadband Array*) conjuntamente con la red permanente INPRES (*Instituto Nacional de Prevención Sísmica*).

El experimento CHARGE fue desplegado entre 30°S y 36°S, con el objetivo de estudiar el cambio en la geometría de la placa de Nazca subducida y como se relaciona con procesos orogénicos. Para ello, se instaló una red de estaciones sismológicas de banda ancha en dos transectas este-oeste y algunas estaciones en posiciones intermedias (Figura 4.1). De esta manera, 22 estaciones sismológicas de tres componentes, portátiles, de banda ancha fueron instaladas entre noviembre de 2000 y febrero de 2001. Los instrumentos utilizados provienen de la Institución IRIS-PASSCAL (EEUU) (*Incorporated Research Institutions for Seismology - Program for the Array Seismic Studies of the Continental Lithosphere*) y registraron la sismicidad durante un año y medio con el objeto de monitorear la actividad sísmica local, regional y mundial.

Otro experimento, SIEMBRA se desarrolló en la región del retroarco andino entre los 30°S y 32°S y se enfocó en gran detalle en el área sobre la subducción horizontal de la placa de Nazca. Esta región es particularmente interesante, ya que es considerada un modelo análogo al de la deformación Laramídica en el oeste de Estados Unidos (Jordan y Allmendinger, 1986).

El arreglo consistió en un total de 40 estaciones sismológicas portátiles provenientes también del programa IRIS-PASSCAL, desplegadas cada 15-20 km de distancia. Esta disposición tiene una mayor densificación de estaciones sísmicas en

dirección NE-SO en coincidencia con el eje del segmento de subducción horizontal de la placa de Nazca y la dorsal de Juan Fernández (Figura 4.2). Las estaciones se componen de 32 sensores de banda ancha tipo STS-2, 4 sensores Guralp 3T y 4 sensores Trillium 40T; todos ellos de tres componentes y registro continuo conectados a digitalizadores Quanterra, relojes GPS y un sistema de alimentación eléctrica con paneles solares y baterías de 12 V.

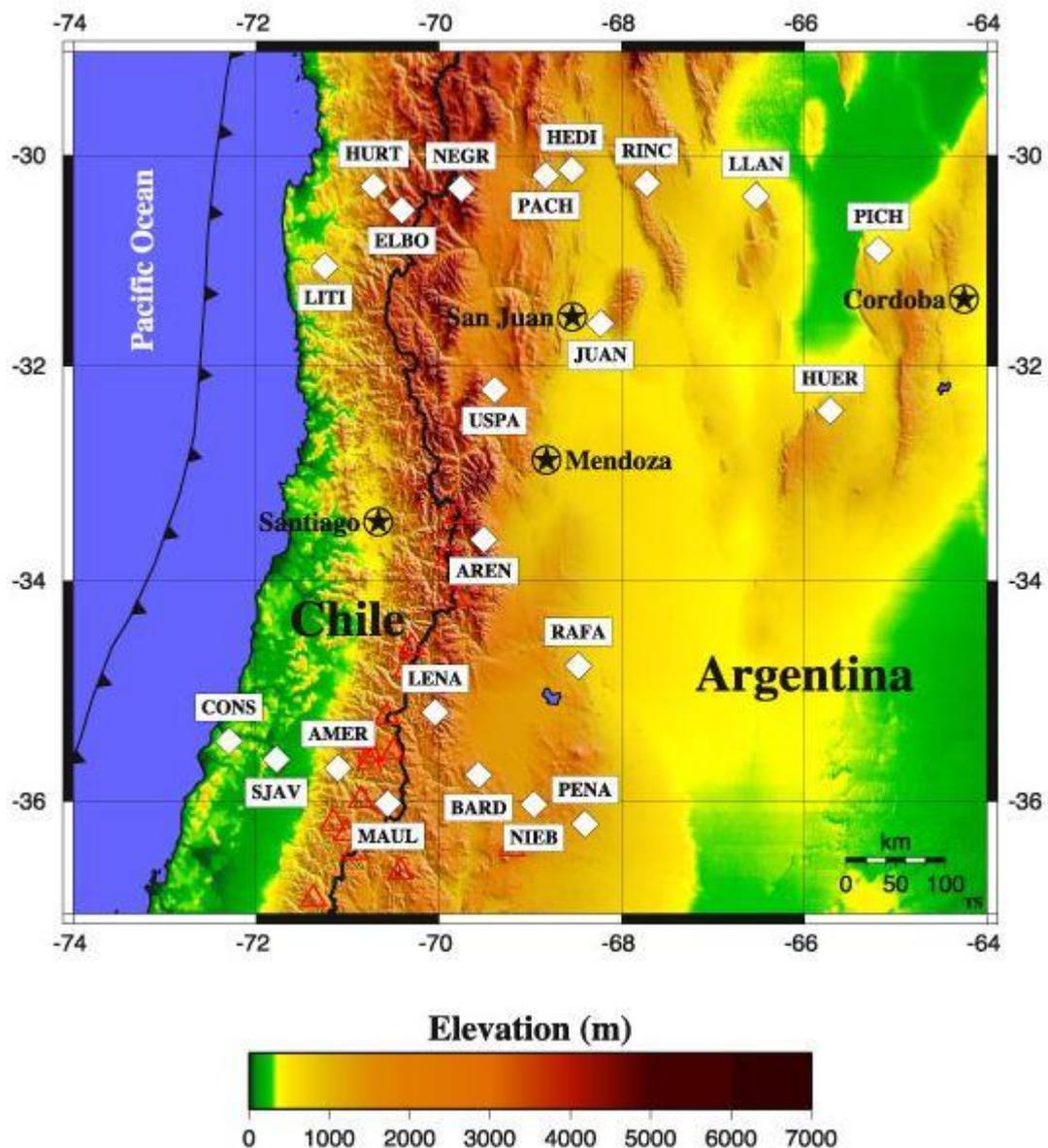


Figura 4.1: Ubicación de las estaciones del experimento CHARGE que registraron en forma continua la sismicidad local, regional y tectónica durante aproximadamente 24 meses, entre 2000 y 2002. Se utilizaron solo las estaciones que se encontraban cerca del área de estudio (entre 31°S y 33°S). Para mayor detalle consultar <http://www.geo.arizona.edu/CHARGE>.

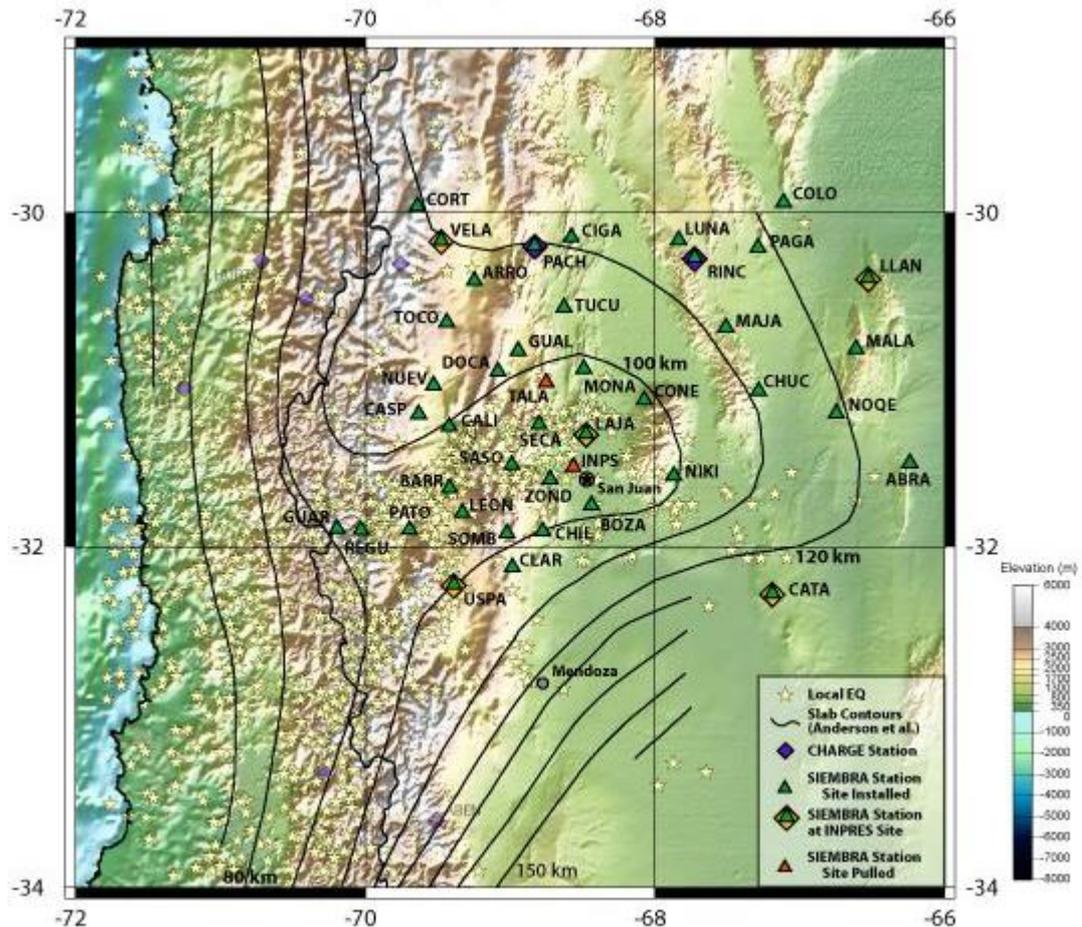


Figura 4.2: Ubicación de las estaciones portátiles de la red SIEMBRA que registraron en forma continua la sismicidad local, regional y telesísmica durante aproximadamente 24 meses, entre 2007 y 2009. Más detalles pueden obtenerse de www.geo.arizona.edu/SIEMBRA.

El experimento SIEMBRA tuvo lugar entre diciembre de 2007 y diciembre de 2009 como parte de un proyecto conjunto entre el Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona (EEUU), el Departamento de Geofísica y Astronomía de la Universidad Nacional de San Juan y el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (Argentina), con financiamiento de la Fundación de Ciencias (“*National Science Foundation-NSF*”) de los Estados Unidos.

La Red Nacional de Estaciones Sismológicas (RNES) del INPRES actualmente está conformada por 50 estaciones permanente distribuidas en todo el Territorio Nacional (INPRES 2017), aumentando la densidad en aquellas zonas que poseen mayor riesgo sísmico. Otras estaciones que la componen pertenecen a redes de monitoreo global, como el caso de PLCA ubicada en la provincia de Río Negro, CFAA localizada al sur-oeste de la Sierra de Pie de Palo y USHA en la provincia de Ushuaia. Estas estaciones son parte del

Sistema Internacional de Vigilancia (IMS) para dar cumplimiento al Tratado de Prohibición Completa de Ensayos Nucleares (CTBTO) ratificado por Argentina en 1996. Además se incluye dentro de esta red, las estaciones internacionales LCO, GO04 y PEL ubicadas en Chile, pertenecientes a otros organismos internacionales.

El 90% de las estaciones de la RNES poseen un sistema digital de adquisición de datos (DAS) de tercera generación que cuenta con un GPS para incorporar en los registros hora y coordenadas de la estación. La información es transmitida en forma continua y en tiempo real a la central del INPRES, vía satelital o Internet, para su almacenamiento y posterior procesamiento (Sánchez et al., 2013).

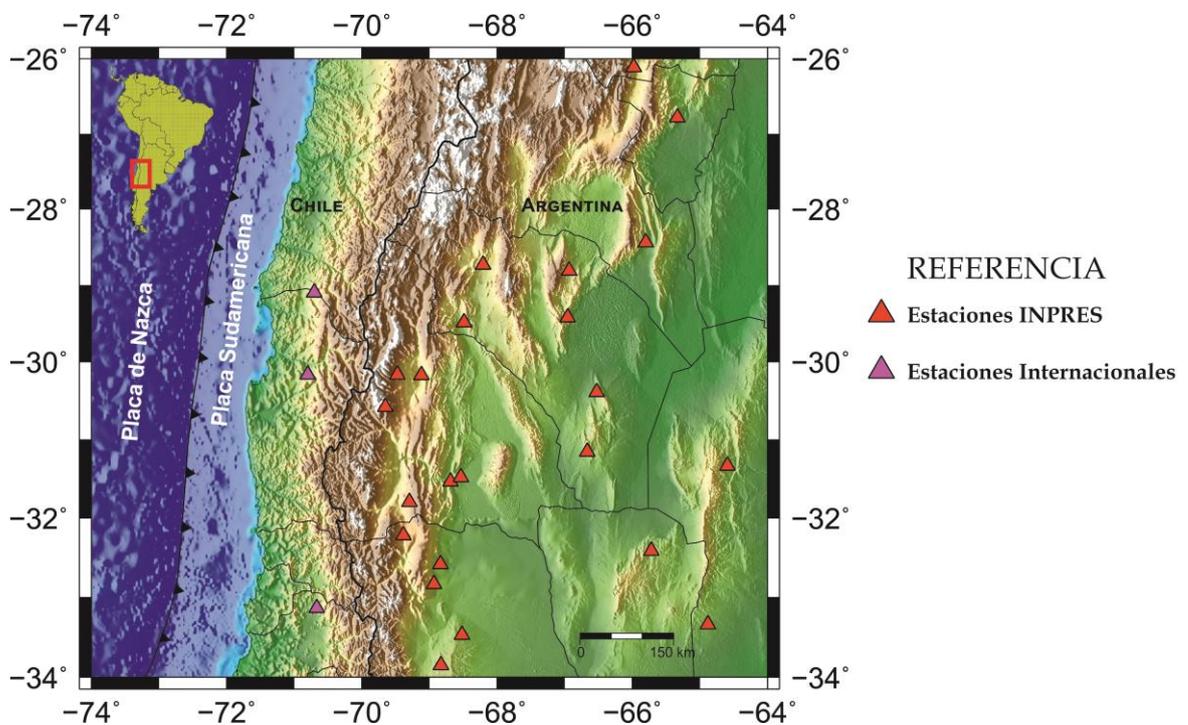


Figura 4.3: Ubicación de las estaciones de la Red Nacional de Estaciones Sismológicas del INPRES, utilizadas en la localización de los sismos de este trabajo.

A continuación se procede a explicar de manera detallada la metodología empleada para la confección de la base de datos que se utilizó en la localización sísmica.

En primer lugar se tomó en cuenta la base de datos elaborada en el marco de una Beca Estímulo a las Vocaciones Científicas CIN desarrollada en 2014-2015 por la autora de este trabajo final, la cual contaba con 505 sismos corticales ocurridos en el período 1995-2010 en el sector norte de Precordillera. A partir de un análisis de sus datos fue posible

seleccionar aquellos eventos sísmicos que se localizaban en la zona de estudio, reuniendo un total de 477 (Figura 4.4). De esta selección se agruparon los sismos ocurridos entre 2000-2002 y 2007-2009, con el objeto de adicionar nuevas observaciones.

Luego de obtener los datos de 33 sismos (6 pertenecientes al período 2000-2002 y 27 al 2007-2009) se realizó una nueva solicitud de sismos superficiales al catálogo local del INPRES. De este modo se pudo incluir 18 sismos más (2 dentro del período de registro del CHARGE y 16 dentro del período del experimento SIEMBRA). Estos sismos fueron procesados de manera tal de separar cada forma de onda de cada estación para cada evento, a fin de poder realizar una unión posterior (*merge*) con las redes temporarias. Estos procedimientos se realizaron a través del paquete de programas SEISAN (versión 10.3) (Ottmöller et al., 2015).

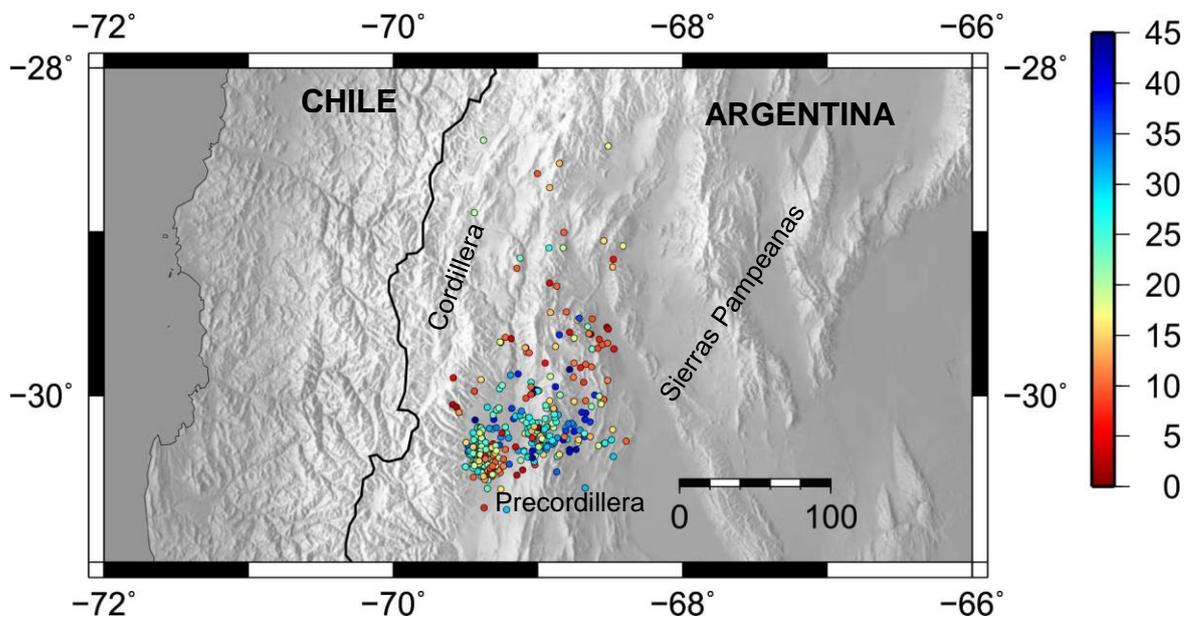


Figura 4.4: Localización de los 447 sismos superficiales obtenidos de la base de datos de la beca CIN que ocurrieron entre 1995-2010 en la región de estudio, con diferentes colores de acuerdo a su profundidad focal. Se destaca el enjambre de sismos en el límite entre Cordillera y Precordillera relacionado con el sismo ocurrido el 10/05/1999 ($M_w=5.2$), cuya solución de mecanismo focal extraída del catálogo global, se mostró en figura 2.3.

Por otro lado, hubo que recopilar desde la base de datos de los experimentos temporarios, las formas de onda de los 51 sismos mencionados anteriormente y registrados durante 2000-2002 y 2007-2009 por la red permanente del INPRES. Estos datos residen dentro del Grupo de Sismotectónica del CIGEOBIO (Centro de Investigaciones de la Geósfera y Biósfera) y así, se tuvo acceso a los registros de las redes temporarias, los

cuales estaban en un formato mseed (mini seed). Dicho archivo estaba compuesto por las formas de onda y los S-file (archivo de lectura) asociados a cada evento. Fue necesario convertir estos archivos a un formato unificado que fuese reconocido por el programa a utilizar para su posterior procesamiento. Dicho formato SEISAN, corresponde a un código binario multi-traza con acceso de lectura directa a trazas individuales, lo que facilitó el trabajo en la plataforma SEISAN. Mediante la ayuda de dicha plataforma, se pudo realizar esta conversión y separar las formas de onda registradas en cada estación para cada evento.

Una vez separadas las formas de onda de los 51 sismos, se procedió a combinar los registros de la red del INPRES junto con CHARGE y SIEMBRA. Para ello se agruparon todos los registros de un evento en un solo archivo de formas de onda, quedando así conformada la base de datos específica para esta investigación.

IV.2 – Metodología

IV.2.1 – Determinación de Parámetros Hipocentrales

Como se dijo anteriormente, un sismo queda bien determinado cuando se especifican las coordenadas del epicentro (latitud, longitud), su profundidad focal y el tiempo origen. En este trabajo, para la localización se utilizó el software HYPOCENTER versión 3.2 (Lienert y Havskov, 1995. Versión actualizada 1998) a través de la plataforma SEISAN versión 10.3 (Ottmöller et al., 2015).

Para ello se requiere como mínimo datos de tres estaciones: tres tiempos de arribo de onda P y uno de onda S. Cuanto mayor es el número de fases picadas, mayor robustez tiene la solución.

Cabe destacar que el modelo de velocidades utilizado en la localización cumple un rol muy importante, debido a que el proceso compara las lecturas observadas con las teóricas derivadas del modelo. La estructura de velocidades sísmicas seleccionada es la que se utiliza en la rutina diaria de localización sísmica del INPRES (Sánchez et al., 2013). Este modelo consta de 12 capas apoyadas sobre un semiespacio de mayor velocidad,

incluyendo la discontinuidad corteza-manto a 40 km de profundidad y velocidades sísmicas que satisfacen la relación $V_p/V_s = 1.74$ como se esquematiza en la figura 4.5.

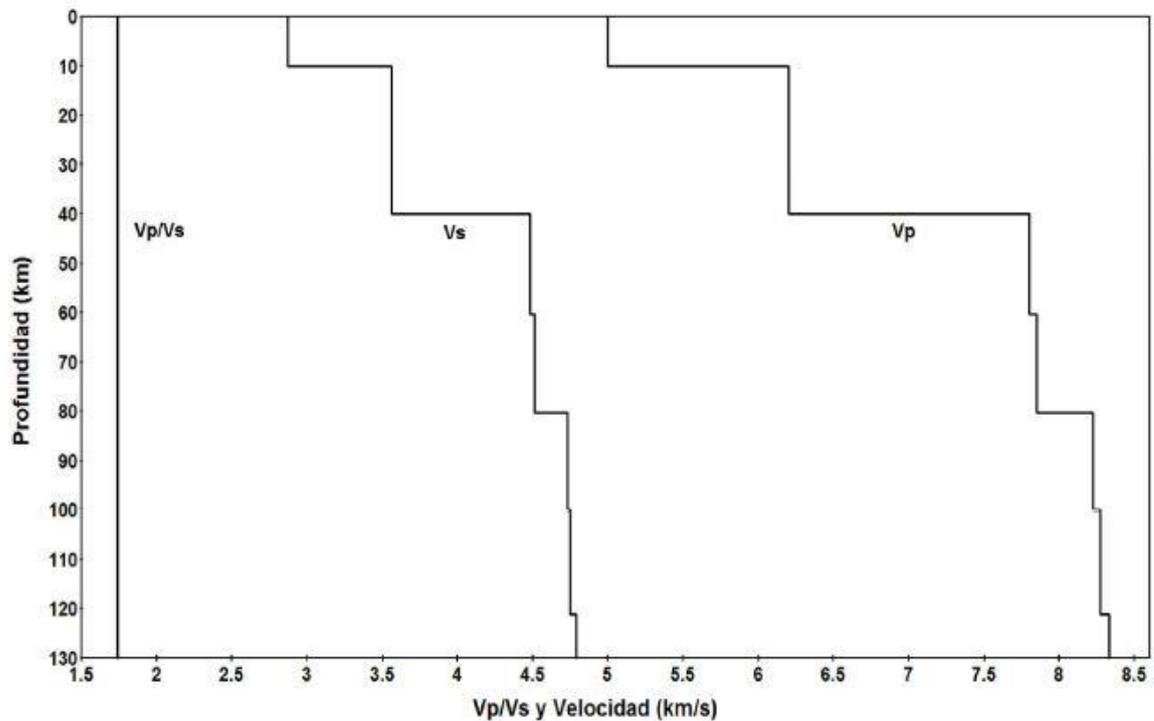


Figura 4.5: Esquematización del modelo de velocidades utilizado en las localizaciones de este trabajo (Sánchez et al., 2013).

El proceso de localización hipocentral consta de varias etapas. En primer lugar se selecciona un evento y se observan las trazas de todas las estaciones que lo registraron (Figura 4.6), se selecciona la primer estación y se comienza con la determinación manual del tiempo de llegada de las ondas P, lo cual se realiza observando la componente vertical (Z) de cada estación, donde la onda presenta mayor amplitud. El tiempo de llegada de las ondas S se determina observando las respectivas componentes horizontales (E-O y N-S) para aquellas estaciones que disponían de registros multicomponentes (Figura 4.7). Con el objeto de lograr una mejor visualización de las fases, se utilizaron distintas herramientas que proporciona SEISAN; tales como acercamientos (zoom) realizados sobre las diferentes fases (Figura 4.8) y filtrado de la señal para mejorar la relación señal/ruido. Se emplearon filtros pasa banda entre 1 y 5 Hz (principalmente para resaltar ondas S) (Figura 4.9), entre 5 y 10 Hz y entre 10 y 15 Hz (principalmente para resaltar ondas P) (Figura 4.10).

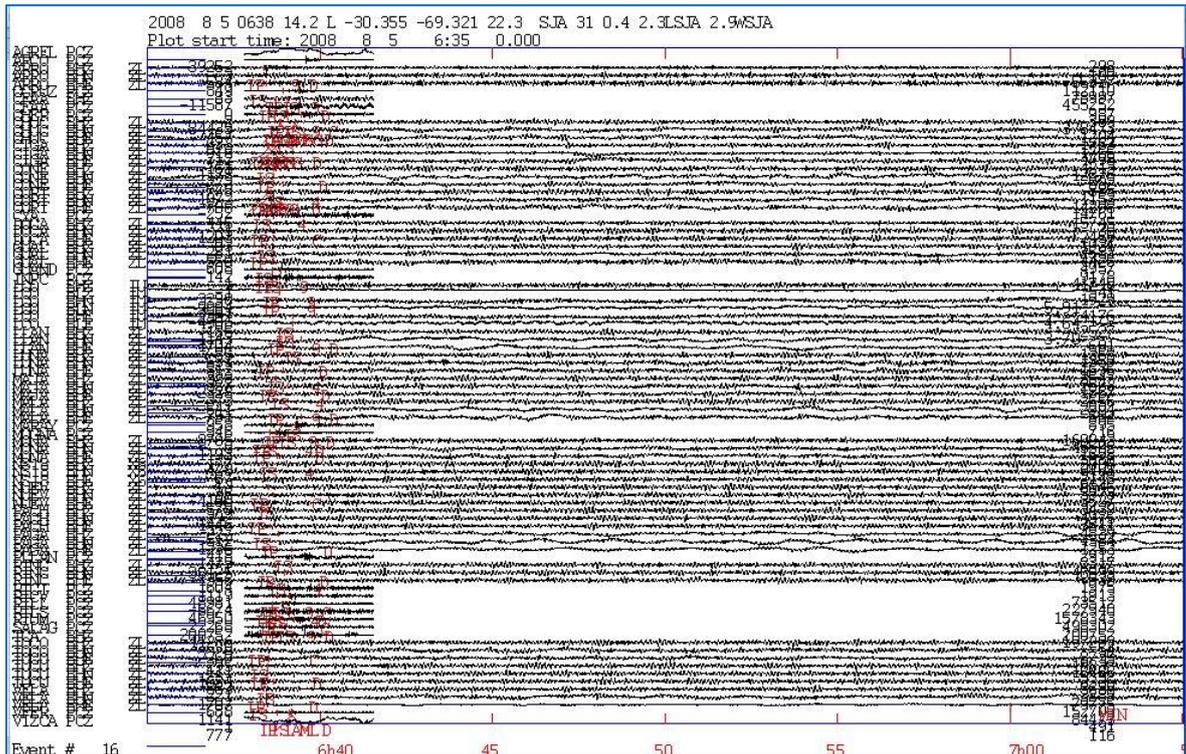


Figura 4.6: Visualización de las trazas sísmicas de un evento ocurrido el 05/08/2008. La diferencia entre las trazas de mayor duración con respecto a las de menor duración, radica en la ventana de tiempo utilizada para cortar los registros.

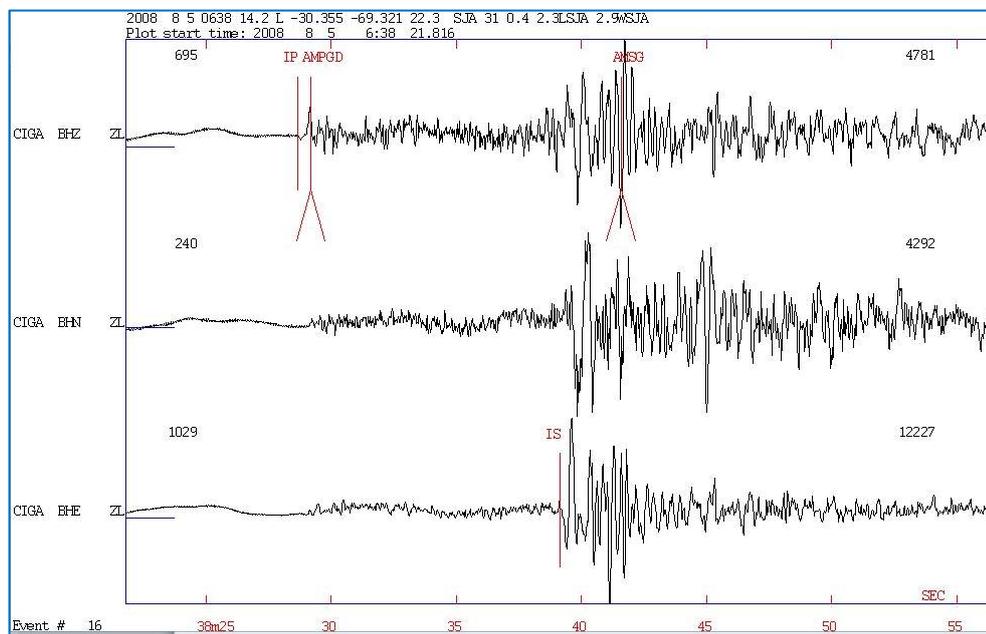


Figura 4.7: Ventana que representa el registro de la estación banda ancha CIGA, perteneciente a la red de SIEMBRA. Se muestra el picado de ondas P y S en la componente vertical y E-O respectivamente.

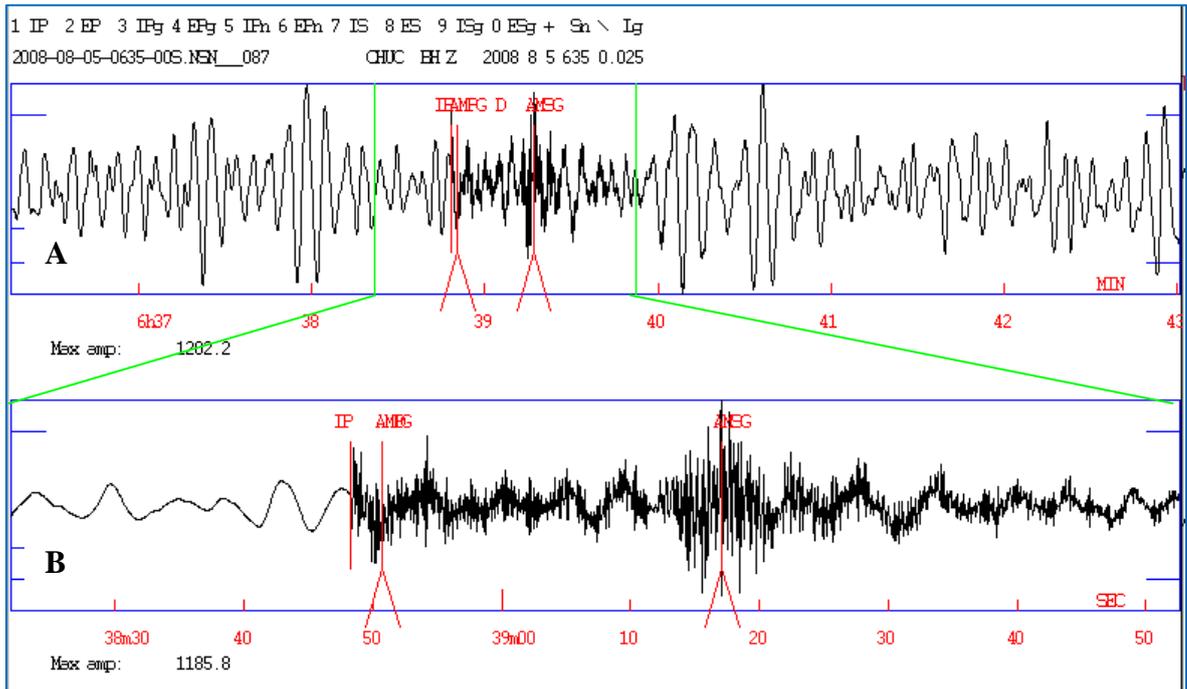


Figura 4.8: En el cuadro “A” se observa el registro sísmico original, en el cuadro “B” el registro luego de haber aplicado zoom.

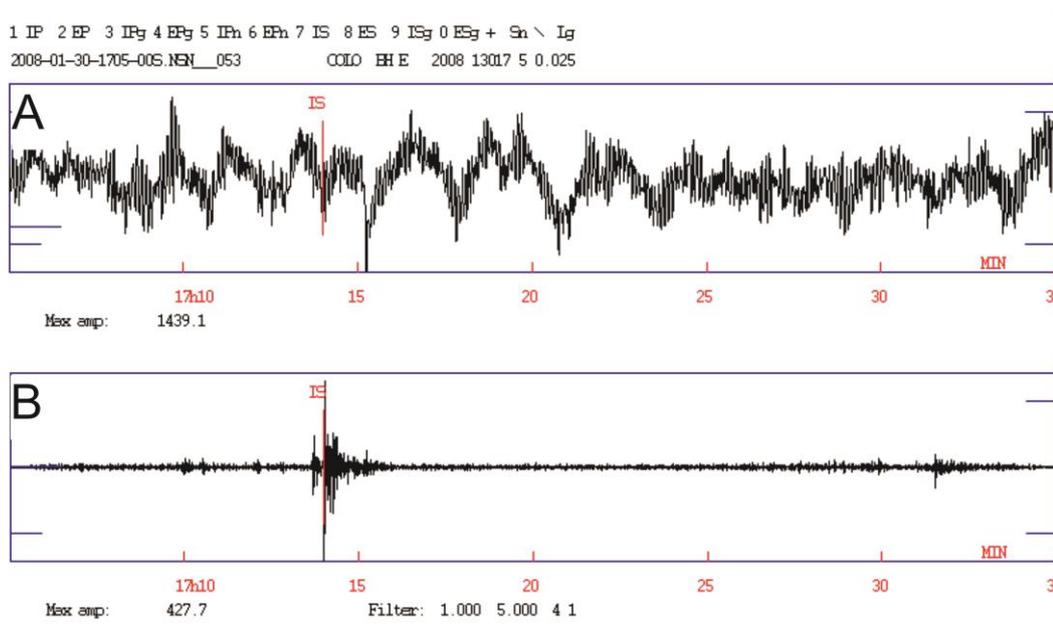


Figura 4.9: En el cuadro “A” se observa el registro sísmico original, en el cuadro “B” el registro luego de haber aplicado un filtro de 1-5 Hz para resaltar la llegada de la onda S. Nótese que la misma fue picada sobre la componente horizontal.

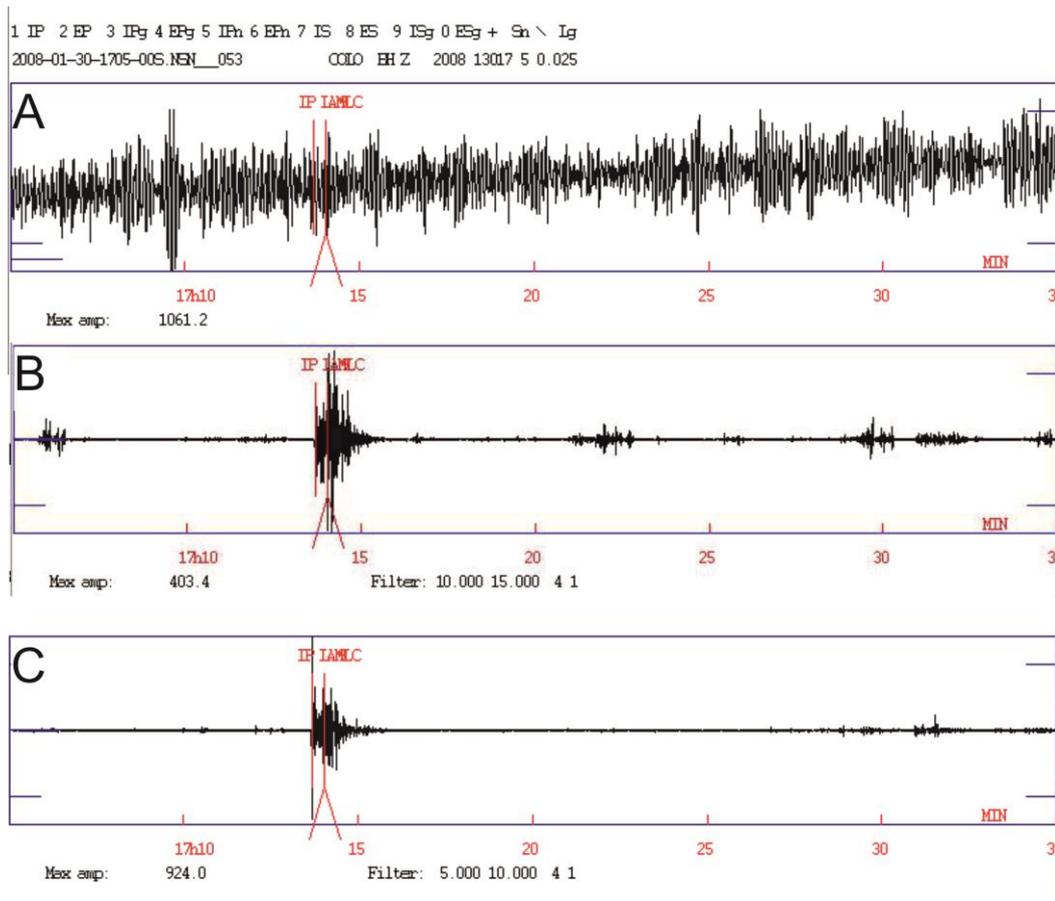


Figura 4.10: En el cuadro “A” se observa el registro sísmico original, en el cuadro “B” el registro luego de haber aplicado un filtro de 10-15 Hz y en el cuadro “C” un filtro de 5-10 Hz para resaltar la llegada de la onda P. Dicha llegada fue picada en la componente vertical.

Otra utilidad del uso de filtros es poder evidenciar dos eventos sísmicos de diferente distancia epicentral registrados por una misma estación, en la misma ventana de tiempo como se ejemplifica en la figura 4.11. En la figura además se muestran las localizaciones para los dos eventos.

Es importante destacar que el empleo de filtros solo facilita la identificación de las fases, pero la estimación de los tiempos de arribo debe realizarse sobre la traza sin filtrar como precaución, ya que la señal puede sufrir alguna distorsión debido a efectos de borde.

| | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|------|-------|----------|----------|---------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|----|
| CORT | 64 | 297.0 | 105.6 | 0 | P | D | PG | 10 | 6 | 10.6 | 13.38 | 12.46 | -0.40 | 1.00 | 10 |
| CORT | 64 | 297.0 | | 0 | IAML | | | 10 | 6 | 19.9 | 22.7 | | | | |
| CORT | 64 | 297.0 | 105.6 | 4 | S | 4 | SG | 10 | 6 | 19.3 | 22.08 | 21.68 | -1.90 | 0.00 | 0 |
| GUAL | 68 | 172.2 | 103.5 | 0 | S | | SG | 10 | 6 | 20.0 | 22.75 | 21.88 | -0.03 | 1.00 | 7 |
| GUAL | 68 | 172.2 | 103.5 | 0 | P | D | PG | 10 | 6 | 10.7 | 13.44 | 12.57 | 0.35 | 1.00 | 1 |
| GUAL | 68 | 172.2 | | 0 | IAML | | | 10 | 6 | 20.4 | 23.2 | | | | |
| DOCA | 80 | 182.6 | 101.4 | 0 | S | | SG | 10 | 6 | 23.7 | 26.43 | 25.64 | -0.06 | 1.00 | 7 |
| DOCA | 80 | 182.6 | 101.4 | 0 | P | | PG | 10 | 6 | 12.2 | 14.99 | 14.74 | -0.23 | 1.00 | 2 |
| DOCA | 80 | 182.6 | | 0 | IAML | | | 10 | 7 | 7.8 | 70.5 | | | | |
| DOCA | 80 | 182.6 | | 0 | AMPG | | | 10 | 6 | 12.7 | 15.5 | | | | |
| LUNA | 117 | 86.8 | 97.2 | 0 | S | | SG | 10 | 6 | 32.5 | 35.27 | 35.30 | -0.44 | 1.00 | 4 |
| LUNA | 117 | 86.8 | 97.2 | 0 | P | D | PG | 10 | 6 | 17.8 | 20.60 | 20.29 | 0.08 | 1.00 | 1 |
| LUNA | 117 | 86.8 | | 0 | IAML | | | 10 | 6 | 34.0 | 36.7 | | | | |
| RINC | 127 | 92.6 | 96.5 | 0 | S | | SG | 10 | 6 | 35.4 | 38.14 | 38.22 | -0.28 | 1.00 | 4 |
| RINC | 127 | 92.6 | 96.5 | 0 | P | D | PG | 10 | 6 | 19.2 | 21.99 | 21.96 | -0.09 | 1.00 | 1 |
| MAJA | 156 | 109.5 | 52.6 | 4 | S | 4 | SN3 | 10 | 6 | 41.5 | 44.24 | 45.82 | -1.71 | 0.00 | 0 |
| Return to continue, q to end listing | | | | | | | | | | | | | | | |
| MAJA | 156 | 109.5 | 52.6 | 0 | P | D | PN3 | 10 | 6 | 23.4 | 26.18 | 26.33 | -0.23 | 1.00 | 3 |
| MAJA | 156 | 109.5 | | 0 | IAML | | | 10 | 6 | 46.5 | 49.3 | | | | |
| PAGA | 169 | 89.8 | 52.6 | 0 | S | | SN3 | 10 | 6 | 45.8 | 48.55 | 48.73 | -0.61 | 1.00 | 7 |
| PAGA | 169 | 89.8 | 52.6 | 0 | P | C | PN3 | 10 | 6 | 25.7 | 28.47 | 28.01 | 0.22 | 1.00 | 3 |
| PAGA | 169 | 89.8 | | 0 | IAML | | | 10 | 7 | 30.5 | 93.3 | | | | |
| COLO | 189 | 80.7 | 52.6 | 0 | P | C | PN3 | 10 | 6 | 28.6 | 31.32 | 30.53 | 0.64 | 1.00 | 3 |
| COLO | 189 | 80.7 | | 0 | IAML | | | 10 | 7 | 9.0 | 71.8 | | | | |
| COLO | 189 | 80.7 | 52.6 | 0 | S | C | SN3 | 10 | 6 | 50.8 | 53.62 | 53.12 | 0.24 | 1.00 | 7 |
| Return to continue, q to end listing | | | | | | | | | | | | | | | |
| B | | | | | | | | | | | | | | | |
| date | hrmn | sec | lat | long | depth | no | m | rms | damp | erln | erlt | erdp | | | |
| 9 220 | 1013 | 3.56 | 3024.30S | 68 37.2W | 102.3 | 31 | 3 | 0.35 | 0.000 | 2.1 | 3.6 | 4.2 | | | |
| stn | dist | azm | ain | w phas | calcphs | hrmn | tsec | t-obs | t-cal | res | wt | di | | | |
| TUCU | 18 | 181.7 | 168.3 | 0 | P | D | PG | 1013 | 20.0 | 16.47 | 15.08 | 0.35 | 1.00 | 0 | |
| TUCU | 18 | 181.7 | 168.3 | 0 | S | | SG | 1013 | 31.7 | 28.17 | 26.24 | 0.13 | 1.00 | 5 | |
| TUCU | 18 | 181.7 | | 0 | IAML | | | 1013 | 32.3 | 28.8 | | | | | |
| PACH | 31 | 319.6 | 160.7 | 0 | P | D | PG | 1013 | 20.2 | 16.64 | 15.56 | 0.45 | 1.00 | 1 | |
| PACH | 31 | 319.6 | 160.7 | 0 | S | | SG | 1013 | 32.1 | 28.53 | 27.08 | 0.37 | 1.00 | 7 | |
| GUAL | 57 | 213.6 | 146.6 | 0 | P | C | PG | 1013 | 21.5 | 17.90 | 17.02 | 0.35 | 1.00 | 1 | |
| GUAL | 57 | 213.6 | 146.6 | 0 | S | | SG | 1013 | 34.2 | 30.61 | 29.62 | 0.08 | 1.00 | 4 | |
| GUAL | 57 | 213.6 | | 0 | IAML | | | 1013 | 34.5 | 31.0 | | | | | |
| ARRO | 60 | 269.6 | 145.0 | 0 | P | C | PG | 1013 | 22.3 | 18.70 | 17.30 | 0.01 | 1.00 | 2 | |
| ARRO | 60 | 269.6 | 145.0 | 0 | S | | SG | 1013 | 35.6 | 32.02 | 30.11 | -0.50 | 1.00 | 3 | |
| ARRO | 60 | 269.6 | | 0 | IAML | | | 1013 | 36.5 | 32.9 | | | | | |
| MONA | 60 | 168.4 | 144.6 | 0 | P | D | PG | 1013 | 21.3 | 17.71 | 17.15 | 0.06 | 1.00 | 2 | |
| MONA | 60 | 168.4 | 144.6 | 0 | S | | SG | 1013 | 34.1 | 30.49 | 29.84 | -0.22 | 1.00 | 7 | |
| MONA | 60 | 168.4 | | 0 | IAML | | | 1013 | 36.0 | 32.5 | | | | | |
| DOCA | 75 | 216.2 | 138.4 | 0 | P | C | PG | 1013 | 23.0 | 19.43 | 18.64 | 0.30 | 1.00 | 3 | |
| DOCA | 75 | 216.2 | 138.4 | 0 | S | | SG | 1013 | 37.1 | 33.55 | 32.43 | 0.26 | 1.00 | 5 | |
| DOCA | 75 | 216.2 | | 0 | IAML | | | 1013 | 37.6 | 34.0 | | | | | |
| LUNA | 80 | 70.5 | 135.8 | 0 | P | D | PG | 1013 | 23.0 | 19.46 | 18.76 | 0.46 | 1.00 | 1 | |
| Return to continue, q to end listing | | | | | | | | | | | | | | | |
| LUNA | 80 | 70.5 | 135.8 | 0 | S | | SG | 1013 | 36.9 | 33.37 | 32.63 | 0.31 | 1.00 | 5 | |
| LUNA | 80 | 70.5 | | 0 | IAML | | | 1013 | 38.5 | 34.9 | | | | | |
| TOCO | 83 | 250.0 | 134.8 | 0 | P | C | PG | 1013 | 23.8 | 20.22 | 19.23 | 0.09 | 1.00 | 2 | |
| TOCO | 83 | 250.0 | 134.8 | 0 | S | | SG | 1013 | 38.0 | 34.47 | 33.47 | -0.55 | 1.00 | 3 | |
| TOCO | 83 | 250.0 | | 0 | IAML | | | 1013 | 38.6 | 35.0 | | | | | |
| VELA | 86 | 287.7 | 133.6 | 0 | P | C | PG | 1013 | 24.2 | 20.64 | 19.56 | -0.05 | 1.00 | 3 | |
| VELA | 86 | 287.7 | 133.6 | 0 | S | | SG | 1013 | 38.7 | 35.18 | 34.03 | -0.82 | 1.00 | 6 | |
| VELA | 86 | 287.7 | | 0 | IAML | | | 1013 | 39.6 | 36.1 | | | | | |
| RINC | 87 | 80.4 | 132.9 | 0 | P | D | PG | 1013 | 23.3 | 19.77 | 19.36 | 0.29 | 1.00 | 1 | |
| RINC | 87 | 80.4 | 132.9 | 0 | S | | SG | 1013 | 37.6 | 34.00 | 33.68 | 0.10 | 1.00 | 4 | |
| CORT | 110 | 296.4 | 125.7 | 0 | P | C | PG | 1013 | 26.8 | 23.24 | 22.13 | -0.21 | 1.00 | 5 | |
| CORT | 110 | 296.4 | 125.7 | 4 | S | 4 | SG | 1013 | 43.1 | 39.52 | 38.50 | -1.28 | 0.00 | 0 | |
| CORT | 110 | 296.4 | | 0 | IAML | | | 1013 | 44.2 | 40.6 | | | | | |

Continúa en página siguiente

| | | | | | | | | | | | | | |
|------|-----|------------|---|------|---|----|------|------|-------|-------|-------|------|---|
| MAJA | 111 | 106.6124.6 | 0 | P | D | PG | 1013 | 25.4 | 21.88 | 21.54 | 0.25 | 1.00 | 1 |
| MAJA | 111 | 106.6124.6 | 0 | S | | SG | 1013 | 40.9 | 37.37 | 37.49 | -0.26 | 1.00 | 4 |
| MAJA | 111 | 106.6 | 0 | IAML | | | 1013 | 42.4 | 38.9 | | | | |
| PAGA | 130 | 80.7119.2 | 0 | P | D | PG | 1013 | 27.4 | 23.86 | 23.49 | 0.12 | 1.00 | 1 |
| PAGA | 130 | 80.7119.2 | 0 | S | | SG | 1013 | 44.5 | 40.95 | 40.87 | -0.36 | 1.00 | 3 |
| COLO | 155 | 70.7113.5 | 0 | P | D | PG | 1013 | 29.9 | 26.34 | 26.08 | 0.10 | 1.00 | 2 |
| COLO | 155 | 70.7113.5 | 0 | S | | SG | 1013 | 49.2 | 45.64 | 45.39 | -0.01 | 1.00 | 4 |
| COLO | 155 | 70.7 | 0 | IAML | | | 1013 | 52.2 | 48.6 | | | | |

Figura 4.11: Se observa la llegada de dos eventos registrados por las mismas estaciones el día 20/02/2009, separados por 7 minutos. El primer sismo ocurrió a las 10:05 y era de profundidad somera en cambio el segundo, fue a las 10:13 de profundidad intermedia. En la imagen “A” y “B” se muestran los parámetros de localización del primer y segundo sismo correspondiente. Con esta figura lo que se quiere mostrar es la gran utilidad del filtro, el cual acentúa determinadas frecuencias, lo que permite resaltar un sismo u otro. Con un círculo verde se señalan las profundidades.

Además, para corroborar la llegada de la onda S, existe la posibilidad de rotar las componentes horizontales una vez localizado el sismo de manera preliminar tal como puede observarse en el ejemplo de la figura 4.12.

Para obtener una buena localización de los sismos, los parámetros hipocentrales fueron obtenidos con un RMS menor o igual que 0,4s y además se aplicaron ponderaciones, tanto por distancia como por calidad de la señal:

- *Ponderación por distancia epicentral (w):* Este tipo de peso permite ponderar las distintas fases en función de la distancia epicentral, asignándole mayor peso a las estaciones más cercanas según la relación $w = \frac{x_{far} - \Delta}{x_{far} - x_{near}}$, donde x_{far} hace referencia a la mayor distancia epicentral de la estación que registró el evento que se quiere tener en cuenta para la localización, x_{near} es la menor distancia epicentral y Δ la distancia epicentral del evento.
- *Ponderación por calidad de la señal:* Hace referencia a fases cuyo residual fuese alto o su llegada fuese poco clara. Es recomendable hacer uso de “peso” 1, 2, 3, 4; lo cual corresponde a un coeficiente de ponderación de 0,75; 0,5; 0,25 y 0 respectivamente. Además existe la posibilidad de utilizar “peso” 9 para aquellos registros que se encuentren cortados o el reloj de la estación presenta errores, permitiendo así tomar en cuenta solo el tiempo S-P para la localización.

La figura 4.13 muestra el cuadro de texto obtenido al finalizar la localización del evento sísmico, en el cual entre otros datos se observa: latitud, longitud, profundidad, tiempo origen, número de estaciones utilizadas, RMS y magnitud del sismo, nombre de

las estaciones, distancia epicentral y azimut para cada una de las estaciones que intervienen en la localización, tipo de fases picadas, polaridades y amplitudes determinadas para el cálculo de mecanismo focal.

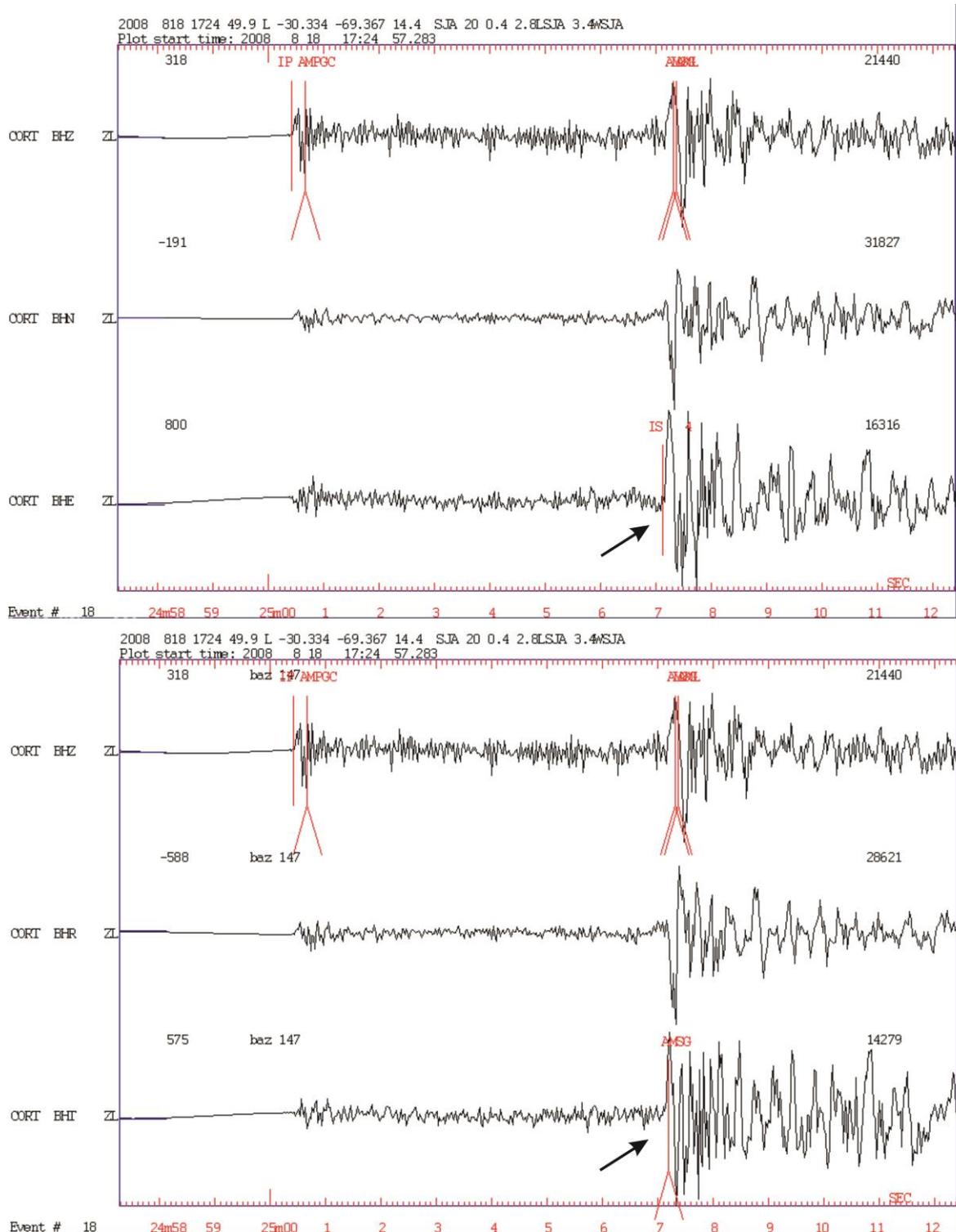


Figura 4.12: Ejemplo de rotación de componentes para el sismo ocurrido el día 18/08/2008.

| date | hrmn | sec | lat | long | depth | no | m | rms | damp | erIn | erlt | erdp | |
|--------------------------------------|------|-------|----------|------|-------|---------|----------|-------|-------|-------|------|------|----|
| 8 8 5 | 638 | 14.21 | 3021.32S | 69 | 19.3W | 22.3 | 44 3 | 0.38 | 0.000 | 2.1 | 1.6 | 1.9 | |
| stn | dist | azm | ain | w | phas | calcphs | hrmn | tsec | t-obs | t-cal | res | wt | di |
| ARRO | 9 | 128.5 | 0 | IAML | | | 638 26.2 | 12.0 | | | | | |
| ARRO | 9 | 128.5 | 156.7 | 9 | P 9 | D PG | 638 21.5 | 7.27 | 4.69 | 1.20 | 0.00 | 0 | |
| ARRO | 9 | 128.5 | 156.7 | 0 | S | S -P | | 4.5 | 3.5 | 0.01 | 1.00 | 2 | |
| VELA | 26 | 324.8 | 128.9 | 0 | P | D PG | 638 22.4 | 8.21 | 6.48 | 0.60 | 1.00 | 5 | |
| VELA | 26 | 324.8 | 128.9 | 0 | S | SG | 638 27.3 | 13.10 | 11.28 | -0.15 | 1.00 | 10 | |
| TOCO | 35 | 198.2 | 0 | IAML | | | 638 29.4 | 15.2 | | | | | |
| TOCO | 35 | 198.2 | 118.5 | 0 | P | C PG | 638 23.5 | 9.32 | 7.75 | 0.68 | 1.00 | 2 | |
| TOCO | 35 | 198.2 | 118.5 | 0 | S | SG | 638 29.1 | 14.93 | 13.48 | -0.10 | 1.00 | 5 | |
| PACH | 51 | 69.3 | 108.3 | 0 | P | PG | 638 24.9 | 10.67 | 9.85 | 0.20 | 1.00 | 2 | |
| PACH | 51 | 69.3 | 108.3 | 0 | S | SG | 638 32.4 | 18.19 | 17.14 | -0.03 | 1.00 | 5 | |
| CORT | 54 | 324.9 | 109.0 | 0 | P | D PG | 638 26.0 | 11.79 | 10.76 | -0.29 | 1.00 | 6 | |
| CORT | 54 | 324.9 | 0 | AMPG | | | 638 26.1 | 11.9 | | | | | |
| CORT | 54 | 324.9 | 109.0 | 4 | S 4 | SG | 638 33.3 | 19.14 | 18.72 | -1.88 | 0.00 | 0 | |
| CORT | 54 | 324.9 | 0 | IAML | | | 638 33.6 | 19.4 | | | | | |
| CORT | 54 | 324.9 | 0 | AMSG | | | 638 33.7 | 19.5 | | | | | |
| CORT | 54 | 324.9 | 0 | AMSG | | | 638 33.7 | 19.5 | | | | | |
| GUAL | 64 | 145.9 | 104.1 | 0 | P | PG | 638 27.0 | 12.80 | 11.91 | 0.37 | 1.00 | 1 | |
| GUAL | 64 | 145.9 | 104.1 | 0 | S | SG | 638 36.3 | 22.11 | 20.72 | 0.48 | 1.00 | 4 | |
| Return to continue, q to end listing | | | | | | | | | | | | | |
| GUAL | 64 | 145.9 | 0 | IAML | | | 638 36.7 | 22.5 | | | | | |
| DOCA | 70 | 160.9 | 103.1 | 0 | S | SG | 638 37.7 | 23.49 | 22.67 | -0.04 | 1.00 | 4 | |
| DOCA | 70 | 160.9 | 0 | IAML | | | 638 39.0 | 24.8 | | | | | |
| DOCA | 70 | 160.9 | 103.1 | 0 | P | C PG | 638 27.9 | 13.67 | 13.03 | 0.15 | 1.00 | 1 | |
| TUCU | 71 | 109.8 | 0 | IAML | | | 638 42.7 | 28.5 | | | | | |
| TUCU | 71 | 109.8 | 102.2 | 0 | P | D PG | 638 28.6 | 14.38 | 12.94 | 0.40 | 1.00 | 1 | |
| TUCU | 71 | 109.8 | 102.2 | 0 | S | SG | 638 38.6 | 24.43 | 22.52 | 0.11 | 1.00 | 4 | |
| CIGA | 76 | 72.2 | 0 | AMSG | | | 638 40.2 | 26.0 | | | | | |
| CIGA | 76 | 72.2 | 101.4 | 0 | P | D PG | 638 28.7 | 14.44 | 13.71 | 0.03 | 1.00 | 1 | |
| CIGA | 76 | 72.2 | 0 | AMPG | | | 638 29.2 | 15.0 | | | | | |
| CIGA | 76 | 72.2 | 0 | AMSG | | | 638 41.6 | 27.4 | | | | | |
| CIGA | 76 | 72.2 | 101.4 | 0 | S | SG | 638 39.1 | 24.93 | 23.86 | -0.15 | 1.00 | 5 | |
| NUEV | 78 | 194.4 | 101.1 | 0 | P | C PG | 638 29.3 | 15.14 | 14.16 | 0.28 | 1.00 | 2 | |
| NUEV | 78 | 194.4 | 101.1 | 0 | S | SG | 638 39.5 | 25.29 | 24.64 | -0.57 | 1.00 | 5 | |
| NUEV | 78 | 194.4 | 0 | IAML | | | 638 39.9 | 25.7 | | | | | |
| MONA | 102 | 129.4 | 0 | IAML | | | 638 58.4 | 44.1 | | | | | |
| MOGNA | 102 | 129.4 | 98.0 | 0 | P | D PG | 638 31.5 | 17.29 | 17.94 | -0.65 | 1.00 | 0 | |
| MOGNA | 102 | 129.4 | 98.0 | 0 | P | D PG | 638 32.5 | 18.29 | 17.96 | -0.17 | 1.00 | 0 | |
| MOGNA | 102 | 129.4 | 98.0 | 4 | S 4 | SG | 638 43.8 | 29.54 | 31.21 | -1.68 | 0.00 | 0 | |
| MONA | 102 | 129.4 | 98.0 | 4 | S 4 | SG | 638 44.8 | 30.58 | 31.25 | -1.54 | 0.00 | 0 | |
| GUAND | 125 | 40.0 | 96.4 | 9 | P 9 | PG | 638 35.5 | 21.27 | 21.62 | -0.36 | 0.00 | 0 | |
| Return to continue, q to end listing | | | | | | | | | | | | | |
| GUAND | 125 | 40.0 | 96.4 | 0 | S | S -P | | 15.8 | 16.0 | -0.17 | 1.00 | 1 | |
| RTLL | 135 | 143.3 | 95.8 | 0 | P | D PG | 638 37.2 | 22.95 | 23.13 | -0.19 | 1.00 | 0 | |
| RTLL | 135 | 143.3 | 95.8 | 4 | S 4 | SG | 638 53.4 | 39.15 | 40.25 | -1.12 | 0.00 | 0 | |
| LUNA | 145 | 81.8 | 95.5 | 4 | S 4 | SG | 638 55.8 | 41.59 | 43.08 | -1.91 | 0.00 | 0 | |
| LUNA | 145 | 81.8 | 0 | IAML | | | 638 58.4 | 44.2 | | | | | |
| LUNA | 145 | 81.8 | 95.5 | 0 | P | D PG | 638 38.9 | 24.68 | 24.76 | -0.32 | 1.00 | 1 | |
| CONE | 147 | 125.8 | 95.3 | 0 | P | D PG | 638 38.7 | 24.50 | 25.05 | -0.55 | 1.00 | 0 | |
| CONE | 147 | 125.8 | 95.3 | 4 | S 4 | SG | 638 55.8 | 41.64 | 43.58 | -1.94 | 0.00 | 0 | |
| CONE | 147 | 125.8 | 0 | IAML | | | 638 57.2 | 43.0 | | | | | |
| RINC | 154 | 86.9 | 52.6 | 0 | P | D PN3 | 638 40.1 | 25.88 | 26.12 | -0.37 | 1.00 | 1 | |
| RINC | 154 | 86.9 | 52.6 | 4 | S 4 | SN3 | 638 58.1 | 43.87 | 45.45 | -1.80 | 0.00 | 0 | |
| RTLS | 160 | 179.2 | 52.6 | 0 | P | C PN3 | 638 42.1 | 27.91 | 27.11 | 0.42 | 1.00 | 2 | |
| RTLS | 160 | 179.2 | 52.6 | 0 | S | SN3 | 639 1.6 | 47.42 | 47.18 | -0.42 | 1.00 | 5 | |

Ver continuación en la página siguiente

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|-----|-------|------|---|------|---|-------|-----|------|-------|-------|-------|------|---|
| CFAA | 173 | 143.5 | 52.6 | 0 | P | D | PN3 | 638 | 43.0 | 28.82 | 28.47 | 0.34 | 1.00 | 1 |
| CFAA | 173 | 143.5 | 52.6 | 0 | S | | SN3 | 639 | 3.4 | 49.18 | 49.53 | -0.37 | 1.00 | 3 |
| MAJA | 178 | 102.4 | 52.6 | 0 | P | D | PN3 | 638 | 43.3 | 29.14 | 29.15 | -0.09 | 1.00 | 1 |
| MAJA | 178 | 102.4 | 52.6 | 4 | S | 4 | SN3 | 639 | 3.9 | 49.66 | 50.72 | -1.20 | 0.00 | 0 |
| MAJA | 178 | 102.4 | | 0 | IAML | | | 639 | 8.3 | 54.1 | | | | |
| VFER | 182 | 101.1 | 52.6 | 0 | P | D | PN3 | 638 | 44.0 | 29.76 | 29.70 | 0.02 | 1.00 | 1 |
| VFER | 182 | 101.1 | 52.6 | 0 | S | | SN3 | 639 | 5.2 | 50.98 | 51.68 | -0.77 | 1.00 | 3 |
| VFER | 182 | 101.1 | | 0 | IAML | | | 639 | 9.9 | 55.7 | | | | |
| Return to continue, q to end listing | | | | | | | | | | | | | | |
| RTCV | 183 | 156.2 | 52.6 | 9 | P | 9 | C PN3 | 638 | 45.0 | 30.79 | 29.75 | 1.02 | 0.00 | 0 |
| RTCV | 183 | 156.2 | 52.6 | 0 | S | | S -P | | | 21.8 | 22.0 | -0.28 | 1.00 | 1 |
| PAGA | 196 | 85.8 | 52.6 | 0 | P | D | PN3 | 638 | 46.4 | 32.18 | 31.53 | 0.40 | 1.00 | 1 |
| PAGA | 196 | 85.8 | 52.6 | 0 | S | | SN3 | 639 | 9.4 | 55.19 | 54.86 | -0.11 | 1.00 | 3 |
| PAGA | 196 | 85.8 | | 0 | IAML | | | 639 | 14.5 | 60.3 | | | | |
| LCO | 200 | 317.8 | 52.6 | 9 | P | 9 | PN3 | 638 | 48.0 | 33.78 | 32.21 | 1.57 | 0.00 | 0 |
| LCO | 200 | 317.8 | 52.6 | 0 | S | | S -P | | | 24.0 | 23.8 | 0.15 | 1.00 | 2 |
| RTUM | 207 | 181.7 | 52.6 | 9 | P | 9 | D PN3 | 638 | 49.3 | 35.05 | 33.15 | 1.54 | 0.00 | 0 |
| RTUM | 207 | 181.7 | 52.6 | 0 | S | | S -P | | | 25.4 | 24.5 | 0.58 | 1.00 | 1 |
| CHUC | 210 | 112.5 | | 0 | IAML | | | 639 | 15.7 | 61.5 | | | | |
| CHUC | 210 | 112.5 | | 0 | AMSG | | | 639 | 16.2 | 62.0 | | | | |
| CHUC | 210 | 112.5 | 52.6 | 0 | S | | SN3 | 639 | 12.6 | 58.39 | 57.98 | 0.25 | 1.00 | 3 |
| CHUC | 210 | 112.5 | 52.6 | 0 | P | D | PN3 | 638 | 48.2 | 34.03 | 33.32 | 0.62 | 1.00 | 1 |
| CHUC | 210 | 112.5 | | 0 | AMPG | | | 638 | 50.8 | 36.5 | | | | |
| CHUC | 210 | 112.5 | | 0 | AMSG | | | 639 | 17.1 | 62.9 | | | | |
| MARAY | 226 | 123.1 | 52.6 | 9 | P | 9 | D PN3 | 638 | 50.8 | 36.55 | 35.30 | 1.26 | 0.00 | 0 |
| MARAY | 226 | 123.1 | 52.6 | 0 | S | | S -P | | | 26.2 | 26.1 | 0.03 | 1.00 | 1 |
| CCRUZ | 251 | 66.3 | 52.6 | 9 | P | 9 | PN3 | 638 | 54.5 | 40.25 | 38.63 | 1.62 | 0.00 | 0 |
| CCRUZ | 251 | 66.3 | 52.6 | 0 | S | | S -P | | | 29.0 | 28.6 | 0.40 | 1.00 | 1 |
| MALA | 265 | 101.8 | 52.6 | 9 | P | 9 | D PN3 | 638 | 55.9 | 41.69 | 40.36 | 1.27 | 0.00 | 0 |
| MALA | 265 | 101.8 | 52.6 | 0 | S | | S -P | | | 30.7 | 29.9 | 0.83 | 1.00 | 1 |
| Return to continue, q to end listing | | | | | | | | | | | | | | |
| MALA | 265 | 101.8 | | 0 | IAML | | | 639 | 29.8 | 75.5 | | | | |
| LLAN | 269 | 91.6 | 52.6 | 9 | P | 9 | D PN3 | 638 | 56.3 | 42.10 | 40.74 | 1.34 | 0.00 | 0 |
| LLAN | 269 | 91.6 | 52.6 | 0 | S | | S -P | | | 30.8 | 30.1 | 0.63 | 1.00 | 1 |
| CHEP | 270 | 110.0 | 52.6 | 0 | S | | S -P | | | 30.6 | 30.3 | 0.17 | 1.00 | 1 |
| CHEP | 270 | 110.0 | 52.6 | 9 | P | 9 | C PN3 | 638 | 56.4 | 42.19 | 41.00 | 1.04 | 0.00 | 0 |

Figura 4.13: Ejemplo del archivo de salida de SEISAN luego de la localización del sismo del 5/08/2008. Se destaca la cantidad de estaciones que registraron el evento (31) con 44 lecturas, a pesar de ser un sismo de pequeña magnitud ($M_w=2.9$). La parte final de esta impresión se muestra en la figura 4.16.

IV.2.2 – Cálculo de Magnitud

Finalizada la localización de cada sismo, se procedió al cálculo de la magnitud con el software SEISAN. En este trabajo se calculó la magnitud local (M_L) y la magnitud momento (M_w) para aquellos eventos sísmicos que hayan sido registrados por estaciones contando con información de respuesta instrumental, mientras que para los sismos restantes sólo se obtuvo la magnitud coda (M_c).

Para determinar la magnitud local, fue necesario aplicar las correcciones a la traza vertical de cada estación de manera tal, de simular un registro obtenido con un sismómetro “Wood-Anderson”.

En la traza filtrada se seleccionó la máxima amplitud (pico a pico) del sismo, a partir de la cual el software calcula automáticamente la magnitud M_L de acuerdo a la siguiente expresión:

$$M_L = a * \log(amp) + b * \log(dist) + c * dis + d$$

En donde a, b, c, d son constantes, amp es la máxima amplitud del sismograma medida en nm y $dist$ es la distancia hipocentral medida en km . La magnitud local (M_L) para un evento corresponde al promedio de las magnitudes calculadas en cada estación.

Para el cálculo de la magnitud momento, fue necesario utilizar el espectro de desplazamientos de la onda S, en la componente vertical de cada estación. El mismo se obtiene considerando una ventana de tiempo mucho mayor que el tiempo de ruptura del evento sísmico (en la práctica se puede utilizar un rango de tiempo aproximadamente 5 a 10 veces mayor que el valor de la magnitud local). Luego de obtener el espectro se procedió a marcar dos puntos en la parte recta del espectro de la señal (el primero se ubica en el punto de separación señal-ruido y el segundo se marcó cuando cambia la pendiente) y un tercer punto en la frecuencia de esquina (ver figura 3.4 – cálculo de M_w). El nivel horizontal que se define con los dos primeros puntos, determina el momento sísmico (M_0) ya que es directamente proporcional a los desplazamientos para determinado rango de frecuencias. Por otro lado la frecuencia de esquina (F_0) representa la inversa del tiempo de ruptura de la falla.

Por último, para aquellos eventos sísmicos cuyas estaciones no contaban con curvas de calibración, se les calculó la magnitud coda. Sobre una traza de cada estación que presente bajo nivel de ruido, con la ayuda de filtros, se pudo distinguir de manera aproximada la finalización de la señal sísmica de ese evento y se marcó ese punto; con la ayuda del software se pudo calcular la magnitud siguiendo la ecuación que se muestra a continuación:

$$M_C = a \log(t_{coda}) + br + c , \text{ donde } r \text{ es la distancia hipocentral y } b, \text{ una constante.}$$

Cabe destacar que esta escala al igual que las que utilizan amplitudes, son bastante diferente dependiendo de dónde se calcula, debido a que se ve influenciada por la

atenuación y dispersión de las ondas, como así también de las condiciones locales de la estación.

Las magnitudes calculadas aparecen en la parte inferior de la ventana de localización, como se observa en la figura 4.16. En el archivo S-file solo se presenta el promedio de dichas magnitudes, el trabajo del operador es revisar que esas magnitudes sean acertadas. Es decir que, para M_L se toma un rango entre -0.5 y $+0.5$ del valor promedio en cambio para M_w el rango que se toma es de ± 0.3 , todas las magnitudes fuera del rango quedan descartadas.



Figura 4.16: Resultado de las diferentes magnitudes calculadas por SEISAN para el sismo del día 5/08/2008 utilizando el modelo del INPRES, el cual fue registrado por 31 estaciones.

IV.2.3 – Comparación de Resultados Obtenidos

Con la metodología descrita fue posible obtener los parámetros de localización y tamaño de un evento sísmico con la mejor precisión posible, teniendo en cuenta los errores de localización en tiempo y espacio, que también permitan hacer un análisis

de la confiabilidad de los resultados. La tabla 1 resume las determinaciones refinadas para 44 de los 51 sismos seleccionados; debido a que 7 de estos fueron de profundidad intermedia y considerando el objetivo de este trabajo, debieron ser descartados de la base de datos. En anexo I se muestran los resultados de localización para uno de estos eventos mencionados.

Cabe destacar que los sismos estudiados son de tamaño pequeño a moderado ($1.2 \leq M \leq 4$) y presentan un gap promedio de 139.

Tabla 1: Resultados de la localización para la sismicidad de profundidad superficial estudiada en este trabajo. Se indica un número para identificar el sismo; la fecha en tres columnas que contienen año, mes y día; como así también tiempo origen con hora, minuto y segundo; coordenadas del epicentro (Lat., Long.) y profundidad del foco (Prof); número de estaciones (NST), magnitud coda (Mc), magnitud local (ML), magnitud momento (Mw) y número de observaciones (P,S y S-P). Se destaca con amarillo aquellos eventos que fueron reprocesados de la base de datos del INPRES con la incorporación de las estaciones de los experimentos; con color blanco los eventos localizados por primera vez.

| N° | Fecha | | | To | | | Lat. | Long. | Prof. | NST | RMS | GAP | Mc | ML | Mw | N° de Obs. | | |
|----|-------|----|----|----|----|------|---------|---------|-------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------------|----|-----|
| | A | M | D | H | M | S | | | | | | | | | | P | S | S-P |
| 1 | 2000 | 1 | 6 | 11 | 7 | 37.7 | -29.946 | -68.677 | 25.6 | 5 | 0.2 | 233 | 1.8 | | | 5 | 4 | |
| 2 | 2000 | 1 | 15 | 18 | 9 | 45.2 | -30.373 | -69.07 | 25 | 6 | 0.4 | 123 | 1.2 | | | 6 | 6 | |
| 3 | 2000 | 2 | 3 | 14 | 3 | 21.3 | -30.072 | -68.955 | 38.9 | 7 | 0.3 | 217 | 1.7 | | | 5 | 5 | 1 |
| 4 | 2000 | 4 | 19 | 14 | 35 | 23.6 | -29.453 | -68.827 | 6.8 | 13 | 0.3 | 174 | 2.4 | | | 5 | 5 | 1 |
| 5 | 2000 | 11 | 12 | 0 | 51 | 53.8 | -30.302 | -68.797 | 10 | 15 | 0.4 | 83 | 2.4 | | | 15 | 8 | |
| 6 | 2000 | 12 | 1 | 6 | 10 | 24.7 | -29.385 | -68.365 | 10.4 | 10 | 0.3 | 221 | 2.1 | | | 8 | 7 | 1 |
| 7 | 2001 | 1 | 28 | 17 | 2 | 32.3 | -29.388 | -68.757 | 10 | 4 | 0.2 | 255 | | 3.2 | 3.5 | 4 | 3 | |
| 8 | 2001 | 10 | 23 | 21 | 41 | 16.2 | -30.382 | -68.992 | 9.8 | 9 | 0.3 | 172 | | 3.1 | 3.3 | 6 | 6 | 1 |
| 9 | 2008 | 1 | 19 | 19 | 4 | 38.2 | -29.639 | -68.893 | 17.2 | 16 | 0.3 | 136 | | 1.8 | 2.4 | 12 | 11 | |
| 10 | 2008 | 1 | 23 | 8 | 53 | 4.5 | -30.145 | -69.378 | 18 | 24 | 0.4 | 123 | | 3.4 | 3.6 | 18 | 12 | 5 |
| 11 | 2008 | 1 | 30 | 17 | 13 | 11.7 | -30.26 | -68.867 | 30.9 | 22 | 0.4 | 89 | | 2.2 | 2.8 | 16 | 13 | 6 |
| 12 | 2008 | 2 | 24 | 22 | 20 | 49.8 | -30.43 | -69.358 | 11.6 | 14 | 0.4 | 124 | | 3.7 | 4 | 14 | 6 | |
| 13 | 2008 | 3 | 14 | 0 | 3 | 26.3 | -29.871 | -68.489 | 12.3 | 13 | 0.4 | 94 | | 2.7 | 3 | 10 | 11 | 1 |
| 14 | 2008 | 3 | 20 | 1 | 17 | 41.8 | -30.342 | -68.743 | 13.9 | 30 | 0.4 | 43 | | 2.2 | 2.6 | 26 | 16 | 3 |
| 15 | 2008 | 3 | 26 | 15 | 1 | 39.1 | -30.336 | -69.39 | 23.3 | 21 | 0.5 | 141 | | 1.8 | 2.5 | 14 | 17 | 7 |
| 16 | 2008 | 4 | 18 | 17 | 42 | 7 | -30.038 | -69.107 | 27.3 | 24 | 0.4 | 98 | | 2.2 | 2.7 | 18 | 20 | 6 |
| 17 | 2008 | 4 | 27 | 19 | 25 | 35.2 | -29.56 | -68.978 | 10 | 22 | 0.4 | 161 | | | 2.6 | 16 | 19 | 5 |
| 18 | 2008 | 6 | 18 | 7 | 50 | 4 | -29.094 | -68.376 | 36 | 18 | 0.4 | 268 | | 2.2 | 2.8 | 9 | 11 | 4 |
| 19 | 2008 | 7 | 12 | 4 | 38 | 36.5 | -28.593 | -69.633 | 37.9 | 24 | 0.4 | 159 | | 2.7 | 3.3 | 23 | 21 | |
| 20 | 2008 | 7 | 29 | 7 | 48 | 36.2 | -30.424 | -69.303 | 18.4 | 29 | 0.4 | 113 | | 2.6 | 3.1 | 26 | 15 | 1 |
| 21 | 2008 | 8 | 3 | 18 | 10 | 10.8 | -30.375 | -69.421 | 22.4 | 28 | 0.4 | 148 | | 2.3 | 2.8 | 21 | 18 | 6 |
| 22 | 2008 | 8 | 5 | 6 | 38 | 14.2 | -30.355 | -69.321 | 22.3 | 31 | 0.4 | 120 | | 2.3 | 2.9 | 21 | 23 | 10 |

Continúa en página siguiente

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----|------|----|----|----|----|------|---------|---------|------|----|-----|-----|--|-----|-----|----|----|---|
| 23 | 2008 | 8 | 18 | 17 | 24 | 49.9 | -30.334 | -69.367 | 14.4 | 20 | 0.4 | 127 | | 2.8 | 3.4 | 16 | 12 | 2 |
| 24 | 2009 | 1 | 18 | 14 | 54 | 1.9 | -30.349 | -69.481 | 28.1 | 29 | 0.4 | 152 | | 2.6 | 3.2 | 23 | 21 | 5 |
| 25 | 2009 | 1 | 27 | 16 | 48 | 54 | -30.416 | -69.408 | 25.6 | 29 | 0.4 | 127 | | 1.9 | 2.8 | 25 | 19 | 9 |
| 26 | 2009 | 2 | 10 | 19 | 23 | 28.5 | -30.094 | -68.77 | 26.9 | 32 | 0.4 | 102 | | 2.3 | 2.8 | 24 | 22 | 6 |
| 27 | 2009 | 2 | 20 | 10 | 5 | 57.2 | -30.225 | -69.045 | 22.8 | 13 | 0.3 | 144 | | 1.6 | 2.3 | 13 | 9 | |
| 28 | 2009 | 3 | 3 | 3 | 56 | 27.3 | -29.897 | -69.196 | 10.1 | 16 | 0.4 | 215 | | 1.6 | 2.1 | 11 | 11 | 1 |
| 29 | 2009 | 4 | 5 | 21 | 22 | 24 | -30.456 | -69.348 | 17.6 | 25 | 0.4 | 132 | | 1.9 | 2.5 | 23 | 14 | 1 |
| 30 | 2009 | 4 | 20 | 0 | 41 | 4.4 | -29.601 | -69.206 | 10.4 | 24 | 0.4 | 146 | | 2 | 2.7 | 21 | 15 | 2 |
| 31 | 2009 | 5 | 16 | 10 | 45 | 16.5 | -30.293 | -68.63 | 43.8 | 26 | 0.4 | 114 | | 3.6 | 3.9 | 22 | 19 | 3 |
| 32 | 2009 | 5 | 18 | 7 | 28 | 57.7 | -30.391 | -69.358 | 21.3 | 26 | 0.4 | 134 | | 2.2 | 3 | 24 | 19 | 2 |
| 33 | 2009 | 6 | 8 | 12 | 38 | 47 | -30.139 | -69.241 | 30 | 25 | 0.4 | 108 | | 2.2 | 3 | 22 | 18 | 3 |
| 34 | 2009 | 6 | 26 | 18 | 56 | 35 | -30.286 | -68.964 | 27.3 | 26 | 0.4 | 102 | | 2.8 | 3 | 23 | 13 | 2 |
| 35 | 2009 | 8 | 6 | 9 | 56 | 27.3 | -30.24 | -68.681 | 22.1 | 29 | 0.4 | 82 | | 1.7 | 2.2 | 25 | 15 | 2 |
| 36 | 2009 | 8 | 26 | 8 | 6 | 15 | -30.355 | -68.967 | 26.6 | 28 | 0.4 | 82 | | 1.6 | 2.6 | 23 | 20 | 4 |
| 37 | 2009 | 9 | 2 | 8 | 46 | 34.4 | -30.285 | -69.414 | 22.8 | 29 | 0.4 | 138 | | 1.9 | 2.6 | 24 | 19 | 5 |
| 38 | 2009 | 9 | 8 | 9 | 11 | 29.7 | -29.845 | -68.941 | 23.3 | 29 | 0.4 | 110 | | 1.8 | 2.8 | 21 | 18 | 5 |
| 39 | 2009 | 9 | 17 | 4 | 21 | 47.2 | -29.772 | -68.743 | 19.2 | 29 | 0.4 | 104 | | 2.3 | 3.4 | 20 | 21 | 9 |
| 40 | 2009 | 9 | 19 | 6 | 50 | 33.1 | -30.438 | -69.425 | 14 | 34 | 0.4 | 129 | | 2.8 | 3.6 | 29 | 22 | 5 |
| 41 | 2009 | 11 | 5 | 7 | 53 | 29.1 | -30.025 | -69.196 | 28 | 24 | 0.3 | 129 | | 1.7 | 2.5 | 20 | 21 | 4 |
| 42 | 2009 | 11 | 24 | 11 | 47 | 22 | -30.481 | -69.346 | 10.7 | 13 | 0.3 | 122 | | 1.7 | 2.4 | 12 | 10 | |
| 43 | 2009 | 12 | 16 | 21 | 57 | 28.4 | -30.455 | -69.244 | 20.9 | 3 | 0.3 | 135 | | 2.1 | 2.5 | 8 | 7 | |
| 44 | 2009 | 12 | 27 | 15 | 25 | 55.1 | -29.716 | -68.633 | 8.9 | 11 | 0.3 | 178 | | 1.9 | 1.8 | 10 | 8 | 1 |

De los 44 sismos que figuran en la tabla, fue posible comparar los parámetros hipocentrales de 33 de ellos, los cuales están representados en amarillo, con las localizaciones previas obtenidas utilizando sólo estaciones permanentes (INPRES e internacionales). Observando la figura 4.17 se evidencia que los epicentros de la parte centro de la región de estudio, manifiestan un desplazamiento hacia el oeste.

Del análisis de las figuras 4.18, 4.19 y 4.20, se desprende que al aumentar el número de estaciones (es decir el número lecturas), no se modifican sustancialmente los errores en latitud pero, sí lo hacen en longitud y profundidad mostrando una marcada disminución. Además, la figura 4.21 exhibe que la cobertura de estaciones aumenta considerablemente en las nuevas localizaciones. Lo cual tiene una incidencia directa en las estimaciones de mecanismo focal.

Se debe señalar que el evento ocurrido el 2000/12/01 fue descartado de la base de datos para la beca CIN, debido a la poca cantidad de lecturas lo que impidió obtener un buen ajuste en los parámetros de localización; luego, para este trabajo se lo incorporó y

localizó con mayor cantidad de observaciones. Esto explica el gran error en latitud, observado en la figura 4.19 para este sismo.

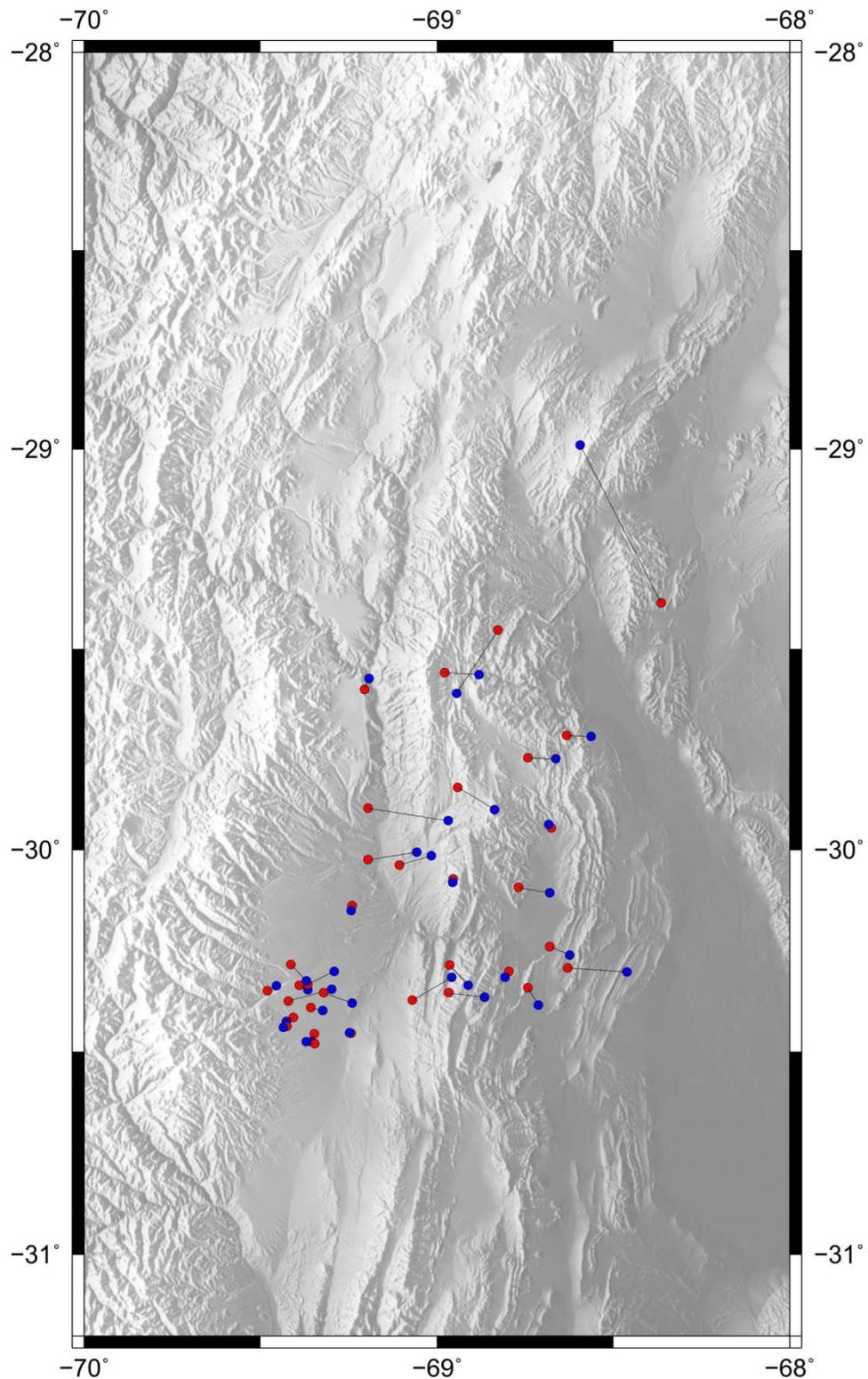


Figura 4.16: Cambios en los epicentros de 33 sismos luego de incorporar más estaciones en la localización. Con azul se representan las localizaciones previas y con rojo las nuevas y más refinadas, unidas con una línea.

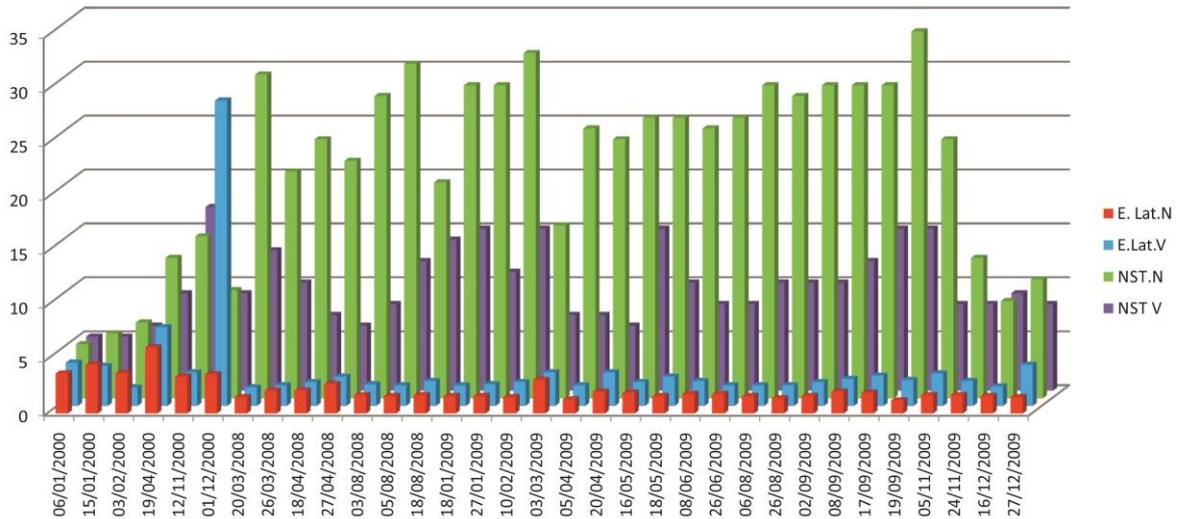


Figura 4.17: Errores en latitud para los 33 sismos localizados en éste trabajo (color rojo) y aquellos obtenidos previamente utilizando solamente estaciones permanentes (color celeste). Se grafica también el número de estaciones utilizadas en cada caso.

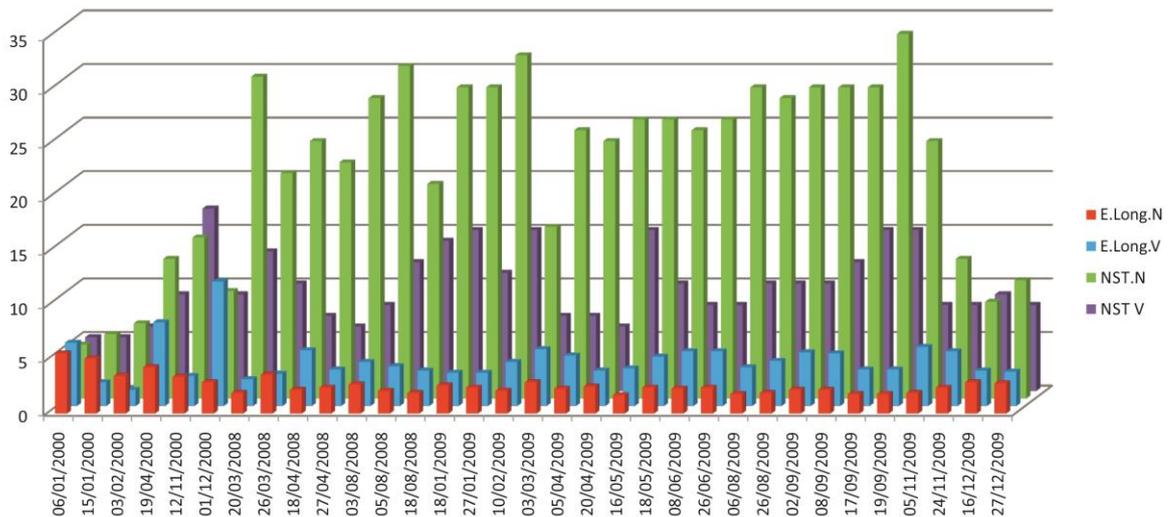


Figura 4.18: Errores en longitud para los 33 sismos localizados en éste trabajo (color rojo) y aquellos obtenidos previamente utilizando solamente estaciones permanentes (color celeste). Se grafica también el número de estaciones utilizadas en cada caso.

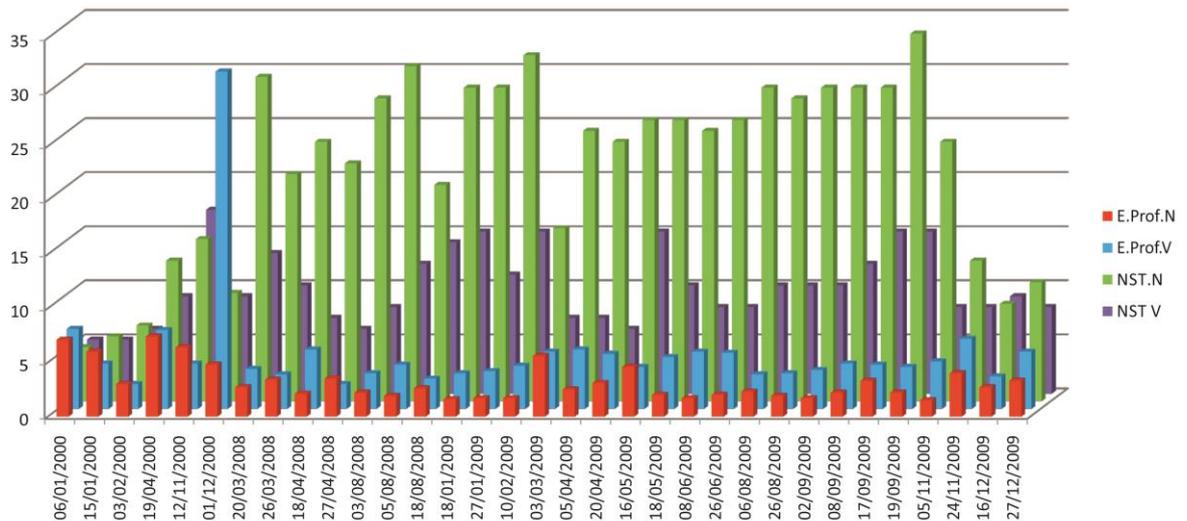


Figura 4.19: Errores en profundidad para los 33 sismos localizados en éste trabajo (color rojo) y aquellos obtenidos previamente utilizando solamente estaciones permanentes (color celeste). Se grafica también el número de estaciones utilizadas en cada caso.

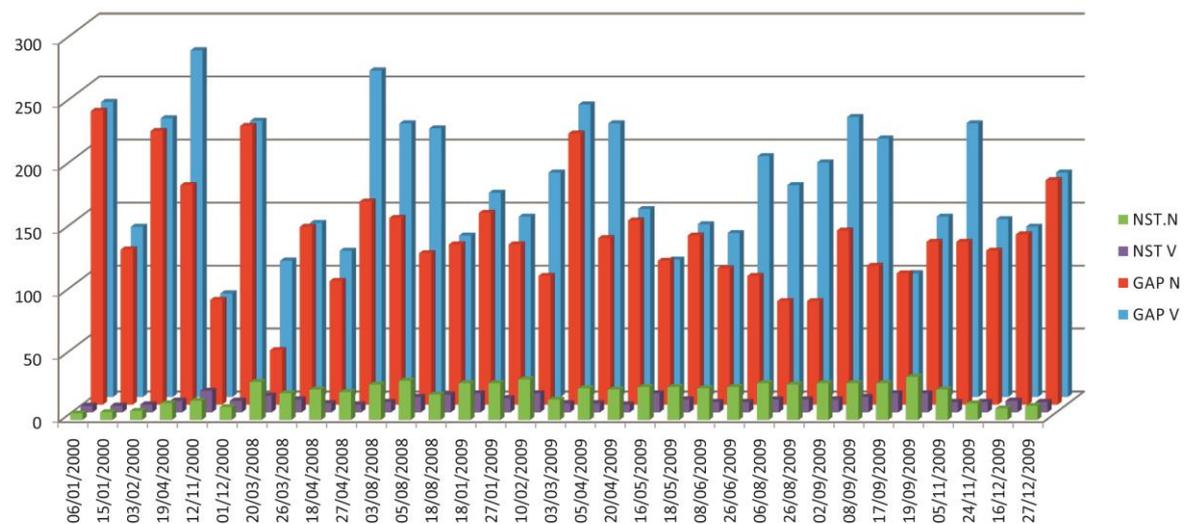


Figura 4.20: Obtención del gap para los 33 sismos localizados en éste trabajo (color rojo) y aquellos obtenidos previamente utilizando solamente estaciones permanentes (color celeste). Se grafica también el número de estaciones utilizadas en cada caso.

IV.2.4 – Determinación de Mecanismos Focales

Para el cálculo del mecanismo focal, en este trabajo se han utilizado dos programas que se encuentran dentro de la plataforma SEISAN, FOCMEC (Snoke, 2003) y FPFIT (Reasenber y Oppenheimer, 1985). Ambos permiten determinar mecanismos focales de sismos locales o lejanos asumiendo una modelo de cupla doble como fuente y la observación de polaridad de los primeros arribos. El primero permite además, utilizar

relaciones de amplitud de ondas P y S posibilitando con ello, restringir el número de soluciones posibles, incorporando más datos.

Para obtener buenos resultados, al identificar las polaridades, es sumamente importante tener en cuenta lo siguiente:

- Leer las polaridades de la onda P en la componente vertical de cada estación
- No aplicar filtros ya que pueden distorsionar la polaridad
- Leer solo las polaridades que sean claras
- Realizar el zoom suficiente para estar seguro de la polaridad del primer arribo

La técnica utilizada consiste en clasificar el arribo de la onda P en compresivo (hacia arriba) o distensivo (hacia abajo) para las distintas estaciones sismológicas que registraron el sismo, ubicados según una cierta distancia y azimut con respecto al epicentro. En esta etapa se aplicó el zoom necesario para ver con claridad la llegada de la señal y la polaridad de la misma. De esta forma se procedió en las restantes estaciones obteniendo resultados similares con ambos programas. Sin embargo hubieron casos como el ejemplo del sismo ocurrido el 20/02/2009 (Figura 4.23) en el cual fue necesario incorporar relaciones de amplitud para acotar las soluciones obtenidas.

Cabe destacar que el algoritmo FPFIT automáticamente arroja como resultado aquella solución que mejor ajusta matemáticamente, mientras que FOCMEC hace la misma búsqueda pero solicitando opciones como errores de polaridad, el incremento en grados de la búsqueda. El criterio que se siguió en los casos en que las soluciones de los dos programas fueran diferentes o dudosos, fue la aplicación de relaciones de amplitud como puede evidenciarse en el mecanismo obtenido para el sismo del día 19/09/2009 (Figura 4.24).

Aplicando la metodología descrita, fue posible estimar los mecanismos de foco para 33 sismos sobre un total de 44 eventos que conforman la base de datos de este trabajo. Esta sismicidad cortical correspondiente norte de la Precordillera y su límite con la Cordillera Frontal serán analizados en el capítulo siguiente. Las soluciones obtenidas se representan gráfica e individualmente en anexo II y se resumen en tabla 2, con el detalle de cantidad de polaridades y número de relaciones de amplitud utilizadas.

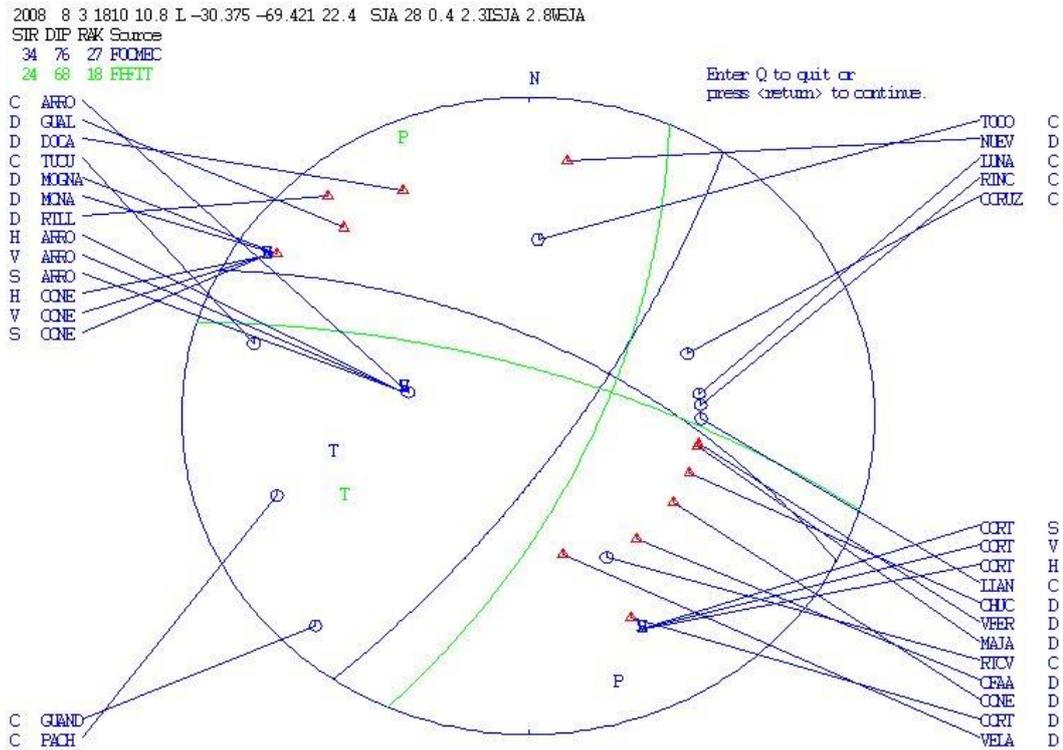


Figura 4.23: Se muestra un ejemplo de aplicación de relaciones de amplitud para restringir el número de soluciones posibles. Se obtuvo como resultado un mecanismo de rumbo con componente inversa.

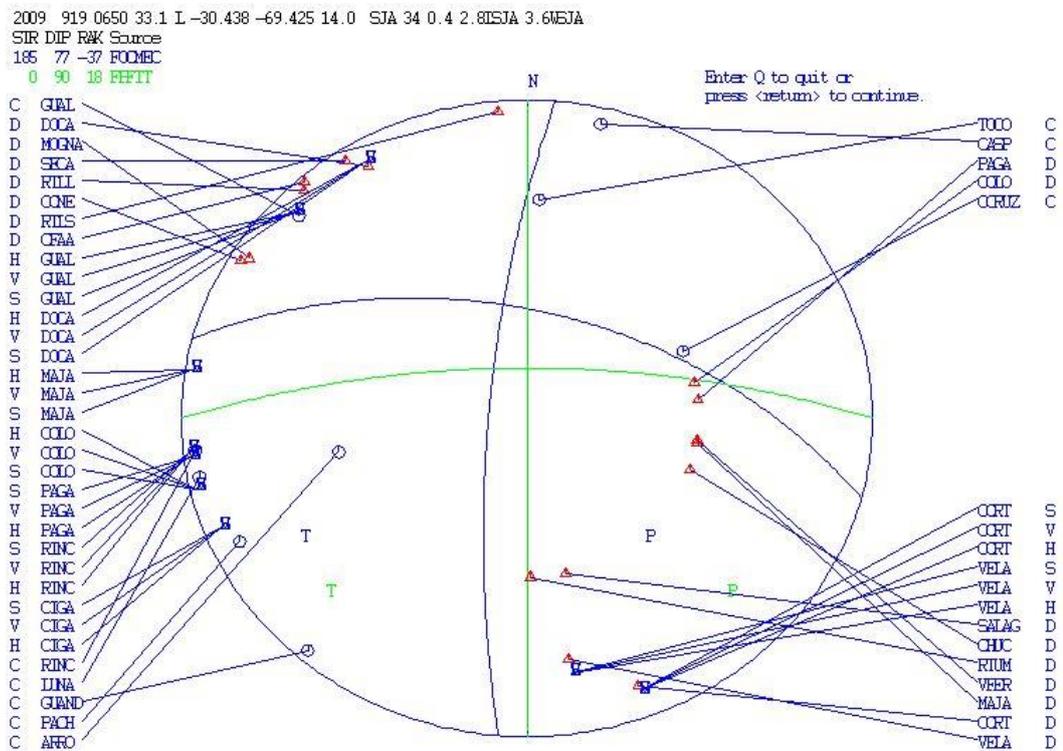


Figura 4.24: Ejemplo de aplicación de relaciones de amplitud para definir qué solución presenta mejor error. La solución obtenida es un mecanismo de rumbo con componente directa.

Tabla 2: Soluciones de Mecanismo Focal para la sismicidad cortical estudiada en este trabajo. El número que identifica el sismo, se corresponde con la tabla 1. Se muestra la fecha en tres columnas que contienen año, mes y día; coordenadas del epicentro (Lat., Long.) y profundidad del foco (Prof); magnitud momento (Mw), número de estaciones utilizadas (NST); rumbo (Rb), buzamiento (Bz) y ángulo del vector deslizamiento (Rk) de uno de los planos nodales del mecanismo focal. Detallando además la cantidad de polaridades compresivas (C), distensivas (D) y el número de relaciones de amplitud (R.Amp.).

| N° | Fecha | | | Lat. | Long. | Prof. | Mw | NST | Solución de mecanismo | | | Pol. | | R.Amp. |
|----|-------|----|----|---------|---------|-------|---------|-----|-----------------------|-------|--------|------|----|--------|
| | A | M | D | | | | | | Rb | Bz | Rk | C | D | |
| 5 | 2000 | 11 | 12 | -30.302 | -68.797 | 10 | 2.4(Mc) | 15 | 267 | 76 | -26 | 9 | 5 | |
| 8 | 2001 | 10 | 23 | -30.382 | -68.992 | 9.8 | 3.3 | 9 | 118 | 68 | -121 | 2 | 6 | 9 |
| 9 | 2008 | 1 | 19 | -29.639 | -68.893 | 17.2 | 2.4 | 16 | 62 | 58 | 14 | 7 | 7 | |
| 10 | 2008 | 1 | 23 | -30.145 | -69.378 | 18 | 3.6 | 24 | 0 | 44 | 60 | 6 | 17 | |
| 11 | 2008 | 1 | 30 | -30.26 | -68.867 | 30.9 | 2.8 | 22 | 356 | 53 | -15 | 13 | 8 | |
| 12 | 2008 | 2 | 24 | -30.43 | -69.358 | 11.6 | 4 | 14 | 180 | 0 | -178 | 8 | 7 | |
| 13 | 2008 | 3 | 14 | -29.871 | -68.489 | 12.3 | 3 | 13 | 37 | 50 | 0 | 5 | 8 | |
| 14 | 2008 | 3 | 20 | -30.342 | -68.743 | 13.9 | 2.6 | 30 | 343 | 73 | 58 | 6 | 17 | |
| 15 | 2008 | 3 | 26 | -30.336 | -69.39 | 23.3 | 2.5 | 21 | 167 | 52 | 51 | 5 | 13 | |
| 16 | 2008 | 4 | 18 | -30.038 | -69.107 | 27.3 | 2.7 | 24 | 271 | 53 | -64 | 12 | 11 | |
| 17 | 2008 | 4 | 27 | -29.56 | -68.978 | 10 | 2.6 | 22 | 130 | 41 | 41 | 5 | 18 | |
| 18 | 2008 | 6 | 18 | -29.094 | -68.376 | 36 | 2.8 | 18 | 114 | 40 | 6 | 7 | 7 | 4 |
| 19 | 2008 | 7 | 12 | -28.593 | -69.633 | 37.9 | 3.3 | 24 | 16 | 56 | -22 | 15 | 11 | 18 |
| 20 | 2008 | 7 | 29 | -30.424 | -69.303 | 18.4 | 3.1 | 29 | 108 | 14 | -44 | 12 | 15 | |
| 21 | 2008 | 8 | 3 | -30.375 | -69.421 | 22.4 | 2.8 | 28 | 34 | 76 | 27 | 10 | 13 | 9 |
| 22 | 2008 | 8 | 5 | -30.355 | -69.321 | 22.3 | 2.9 | 31 | 152 | 90 | 20 | 6 | 20 | 9 |
| 23 | 2008 | 8 | 18 | -30.334 | -69.367 | 14.4 | 3.4 | 20 | 132 | 64 | 56 | 6 | 12 | 19 |
| 24 | 2009 | 1 | 18 | -30.349 | -69.481 | 28.1 | 3.2 | 29 | 224 | 23 | -57 | 20 | 6 | 8 |
| 25 | 2009 | 1 | 27 | -30.416 | -69.408 | 25.6 | 2.8 | 28 | 270 | 68 | -56 | 12 | 9 | 12 |
| 26 | 2009 | 2 | 10 | -30.094 | -68.77 | 26.9 | 2.8 | 32 | 172 | 44 | 49 | 13 | 17 | |
| 27 | 2009 | 2 | 20 | -30.225 | -69.045 | 22.8 | 2.3 | 13 | 188 | 47 | 47 | 4 | 8 | 9 |
| 29 | 2009 | 4 | 5 | -30.456 | -69.348 | 17.6 | 2.5 | 25 | 98 | 40 | 0 | 10 | 11 | |
| 31 | 2009 | 5 | 16 | -30.293 | -68.63 | 43.8 | 3.9 | 26 | 148 | 74 | 78 | 11 | 16 | |
| 32 | 2009 | 5 | 18 | -30.391 | -69.358 | 21.3 | 3 | 26 | 131 | 53 | 53 | 6 | 14 | |
| 33 | 2009 | 6 | 8 | -30.139 | -69.241 | 30 | 3 | 25 | 294 | 46 | -78 | 12 | 9 | 22 |
| 34 | 2009 | 6 | 26 | -30.286 | -68.964 | 27.3 | 3 | 26 | 164 | 41 | 41 | 13 | 10 | |
| 35 | 2009 | 8 | 6 | -30.24 | -68.681 | 22.1 | 2.2 | 29 | 145 | 53 | 65 | 8 | 16 | |
| 36 | 2009 | 8 | 26 | -30.355 | -68.967 | 26.6 | 2.6 | 28 | 182 | 55 | 76 | 8 | 9 | |
| 37 | 2009 | 9 | 2 | -30.285 | -69.414 | 22.8 | 2.6 | 29 | 52 | 64 | 56 | 4 | 18 | |
| 38 | 2009 | 9 | 8 | -29.845 | -68.941 | 23.3 | 2.8 | 29 | 29.72 | 53.03 | -21.54 | 12 | 8 | 9 |
| 39 | 2009 | 9 | 17 | -29.772 | -68.743 | 19.2 | 3.4 | 29 | 152.4 | 45.86 | 76 | 8 | 11 | 9 |
| 40 | 2009 | 9 | 19 | -30.438 | -69.425 | 14 | 3.6 | 34 | 185 | 37 | -38 | 9 | 16 | 27 |
| 41 | 2009 | 11 | 5 | -30.025 | -69.196 | 28 | 2.5 | 24 | 194.49 | 50.73 | 77 | 9 | 8 | |

IV.2.5 - Estimación de Esfuerzos Regionales

La solución del mecanismo focal de un único sismo no proporciona directamente la orientación de los esfuerzos principales a nivel de corteza o litósfera, solamente indica la dirección de los esfuerzos relacionados con la ocurrencia de dicho evento (McKenzie, 1969). No obstante, datos observacionales han mostrado que la diferencia entre la orientación de los ejes P y T de la solución del mecanismo de foco y la dirección principal del campo de esfuerzos generalmente es menor que 30° (ejemplo Rayleigh et al., 1972). También en zonas bajo compresión, las direcciones promedios del eje P de varios sismos independientes, tienden a ser cercanos a las direcciones principales del eje principal de compresión o ejes de convergencia entre placas tectónicas (Zoback y Zoback, 1980). Así, la utilización de un conjunto de soluciones de mecanismo focal es útil para encontrar direcciones aproximadas del tensor de esfuerzos para niveles de corteza en este caso. Los resultados obtenidos se discuten en el próximo capítulo.

Para ello se invirtieron los datos de desplazamiento y orientaciones de los planos de falla obtenidos para los mecanismos focales resultantes. La inversión se llevó a cabo utilizando el programa SLICK incluido en el paquete SEISAN y está basado en el algoritmo de Michael (1984, 1987), el cual permite encontrar el tensor de esfuerzos desviatorios que mejor ajusta al conjunto de soluciones de mecanismo focal utilizado. Este método considera que el movimiento relativo entre dos bloques de un medio, contiene información sobre la tracción tangencial que actúa sobre el plano de falla. Si se puede determinar esta tracción sobre una variedad de fallas dentro de una misma región, es posible inferir el campo de esfuerzos actuante. Esto requiere asumir que los sismos son independientes y responden al mismo tensor esfuerzo, o en otras palabras, que el campo de esfuerzos es uniforme para toda la región de estudio durante el tiempo en que ocurrieron los eventos. La técnica utiliza el algoritmo de inversión lineal e incorpora estadísticas “bootstrap” no-paramétricas (Efron y Tibshirani, 1986), que tienen la capacidad de intercambiar aleatoriamente los planos nodales de los mecanismos focales debido a la ambigüedad para identificar cuál de ellos mejor ajusta al plano de fallamiento.

Como resultado de la inversión se obtiene la orientación (acimut y ángulo de inclinación) de los tres ejes principales de esfuerzos y una medida (ϕ) del tamaño relativo de los esfuerzos principales definida de acuerdo a Angelier (1979) como:

$$\phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

donde σ_1 , σ_2 y σ_3 son los esfuerzos principales ordenados de más compresivo a menos compresivo. Este parámetro es diferente del factor de forma (R) utilizado para caracterizar el régimen de esfuerzos y definido por Bott (1959) como sigue:

$$R = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x}$$

siendo σ_z el esfuerzo principal vertical, σ_y el esfuerzo principal horizontal máximo y σ_x el esfuerzo principal horizontal mínimo. La tabla 3 muestra la correspondencia entre estos dos parámetros y el estado de esfuerzos asociado.

Para cuantificar el ajuste entre el mejor tensor de esfuerzos estimado y los datos observados, el programa calcula dos valores:

$\bar{\beta}$: es el ángulo medio entre la dirección de deslizamiento y la tracción tangencial predicha por el algoritmo (Figura 4.25).

τ : El primero se corresponde al ángulo medio entre la dirección de deslizamiento y la tracción tangencial predicha (Figura 4.25). El segundo, por su parte, es la magnitud de la tracción tangencial predicha por el tensor de esfuerzos estimado.

De esta manera, el mejor resultado se corresponde con valores de $\beta = 0$ y $\tau = 1$ (ver detalles en Michael, 1984).

Tabla 3: Relación entre el parámetro ϕ y el factor de forma R del tensor de esfuerzos principales. Los valores de R se corresponden con un estado de esfuerzos y fallamiento asociado.

| Eje Vertical | Correspondencia | R | Régimen de Esfuerzos | Tipo de Fallamiento |
|--------------|--------------------|-------------|----------------------|---------------------|
| σ_1 | $R = 1/\phi$ | $R > 1$ | Extensión | Normal |
| σ_2 | $R = \phi$ | $0 < R < 1$ | Transformante | de rumbo |
| σ_3 | $R = 1/(\phi - 1)$ | $R < 0$ | Compresión | Inverso |

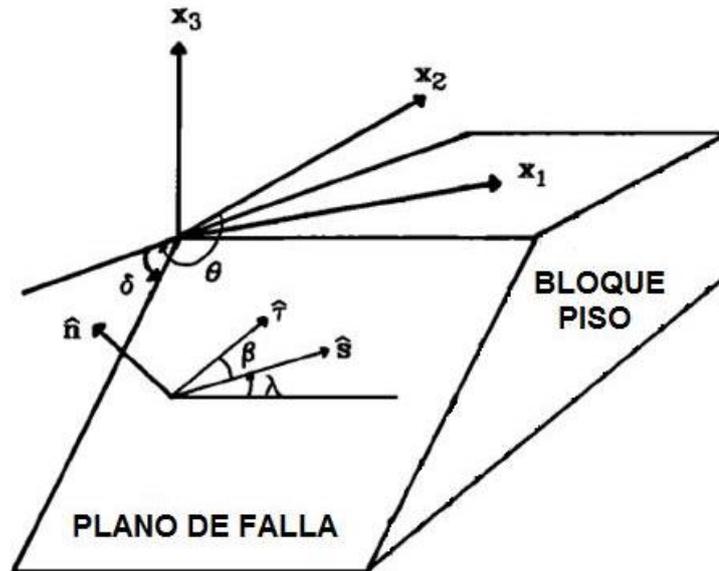


Figura 4.25: Diagrama del bloque piso para el plano de fallamiento que muestra los parámetros de falla. θ , δ y λ corresponden a la dirección de buzamiento, buzamiento y ángulo del vector deslizamiento (rake), respectivamente. También se indica la orientación normal al plano de falla (\hat{n}) y el vector de deslizamiento sobre dicho plano (\hat{s}). β es el ángulo comprendido entre el vector deslizamiento y la tracción tangencial máxima ($\hat{\tau}$) predicha por el tensor de esfuerzos que mejor ajusta a los datos (modificado de Michael, 1984).

A partir de las soluciones de plano de falla de los 33 sismos presentados en la tabla 2 y utilizando el algoritmo SLICK se pudo estimar el régimen tectónico para la región de estudio entre 10 y 40 km de profundidad aproximadamente.

Se realizaron dos pruebas para esta evaluación. La primera contenía los parámetros de los 33 mecanismos de foco obtenidos; y para la segunda, en los datos de entrada se descartaron las soluciones de los dos eventos que se encontraban fuera de la zona de estudio, localizados en Cordillera y Sierras Pampeanas. Sin embargo los resultados arrojados por las dos pruebas dan valores muy similares. Éstos se muestran en la figura 4.26, se resumen en la tabla 4 y se analizarán en el siguiente capítulo. Se observa que los valores de los parámetros de ajuste con $\bar{\beta} = 67$ y $\tau = 0.32$ no dan un buen ajuste. Esto puede deberse a que la zona considerada para la estimación de los esfuerzos es heterogénea, lo cual se contradice con la suposición implícita de un medio homogéneo en el método de inversión. Sin embargo, el valor de $\Phi = 0.41$ implica $R = -1.69$, lo que al ser menor que 0 indica un régimen de esfuerzo compresivo dominante (ver capítulo III).

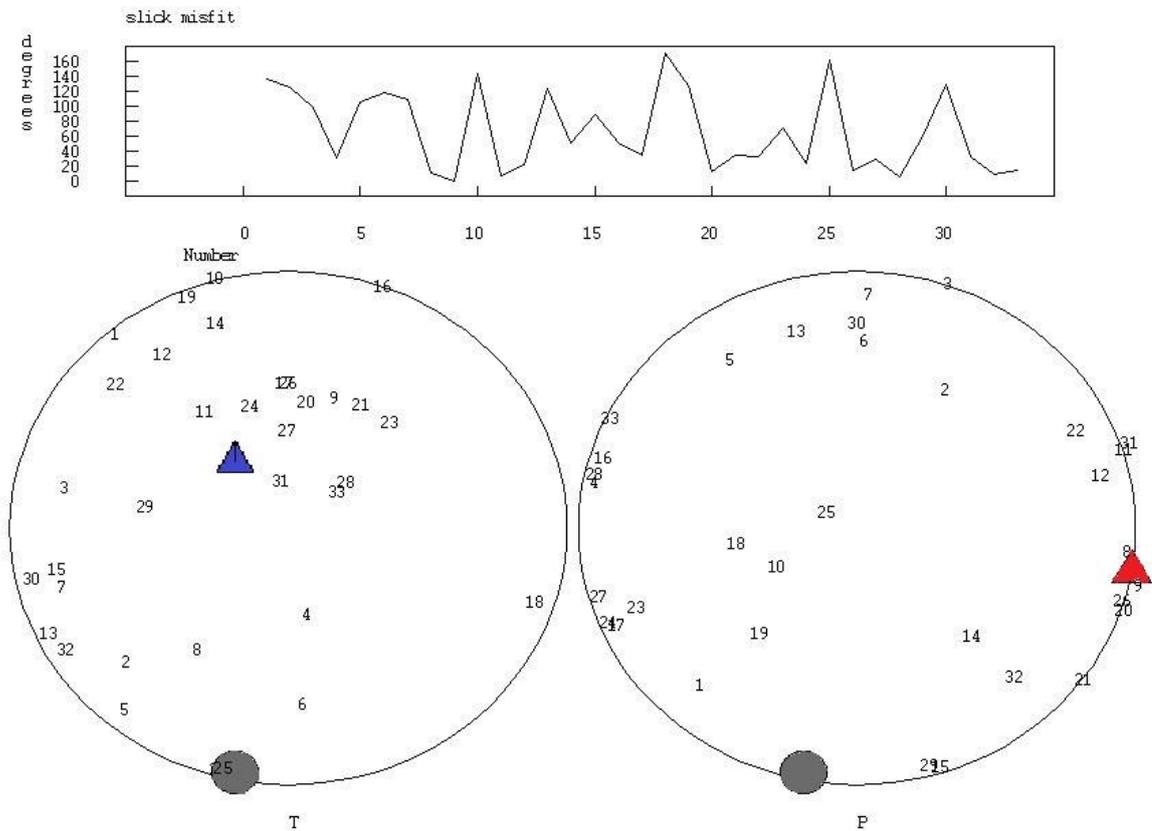


Figura 4.25: Los gráficos muestran en proyección estereográfica la posición del eje T (izquierda) y el de P (derecha) para 33 sismos indicados por un número de menor a mayor según su fecha del más antiguo al más reciente en tabla 2. Los triángulos azul y rojo representan respectivamente la orientación de los ejes principales compresivos mínimo (σ_3) y máximo (σ_1) estimados del mejor ajuste; mientras que el círculo gris muestra la dirección del esfuerzo principal intermedio (σ_2). En la parte superior se muestra el ángulo de desviación β para cada evento.

Tabla 3: Resumen del campo de esfuerzos para la región de estudio considerando las 33 soluciones de mecanismo focal mostradas en tabla 2. Los resultados muestran un esfuerzo compresivo mínimo casi vertical y una posición casi horizontal para el esfuerzo compresivo máximo.

| ESFUERZOS PRINCIPALES | ACIMUT | INCLINACIÓN |
|-----------------------|--------|-------------|
| σ_1 | 100 | 16 |
| σ_2 | 194 | 12 |
| σ_3 | 318 | 69 |

V – Análisis e Interpretación de Resultados

Analizando la distribución epicentral de la sismicidad caracterizada en detalle entre 28°-30.5°S y 68.5°-69.5°O ocurrida en el período 2000-2002 y 2008-2009 para este trabajo, se evidencia una concentración de sismos en la parte inferior de la región de estudio (Figura 5.1). El tamaño de esta sismicidad se considera de magnitud pequeña a moderada ($1.2 \leq M \leq 4$). Un “enjambre” se localiza en el piedemonte de la Cordillera Frontal; otra sismicidad se distribuye de manera mas uniforme en el norte de la Precordillera. Este enjambre coincide con la localización del terremoto ocurrido el 10/05/1999 obtenida con sismógrafos de período corto.

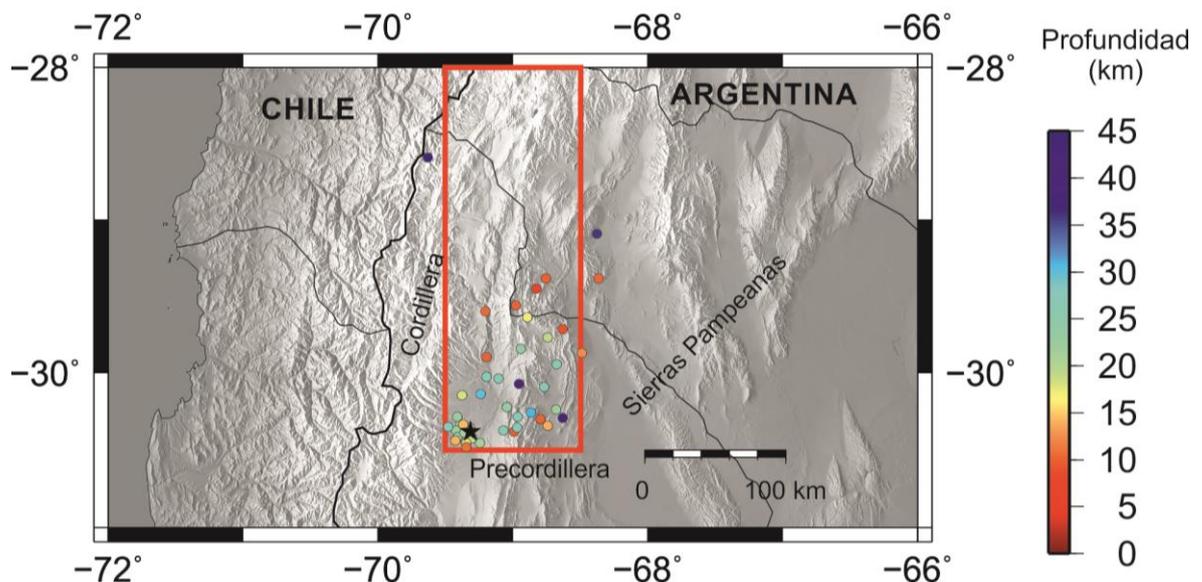


Figura 5.1: Distribución de hipocentros localizados con datos de las redes CHARGE, SIEMBRA, INPRES y estaciones internacionales para los períodos 2000-2002 y 2008-2009. Esta sismicidad corresponde a un total de 44 eventos con localizaciones refinadas y las profundidades focales se representan de acuerdo al código de colores. El recuadro rojo delimita la zona de estudio y la estrella negra representa la localización del sismo ocurrido el 10/05/1999 utilizando registros locales.

La figura 5.2 muestra la actividad sísmica estudiada en función de la profundidad. Se observa que la misma se concentra mayormente entre 10 y 30 km de profundidades. Estas profundidades se corresponden con las dos discontinuidades observadas en la región entre los 31°-32°S (Ammirati et al., 2016). Las mismas podrían interpretarse como dos superficies de despegue con inclinación de algunas estructuras con vergencia hacia el

este. La ausencia de sismos a partir de los 40 km de profundidad y a mayor profundidad se relaciona con la presencia de un límite transicional entre materiales de corteza frágil a dúctil (Pérez et al., 2015).

Se destacan además, los sectores asísmicos observados entre 10 y 25 km en el piedemonte occidental de Precordillera y entre 10 y 35 km en el piedemonte oriental.

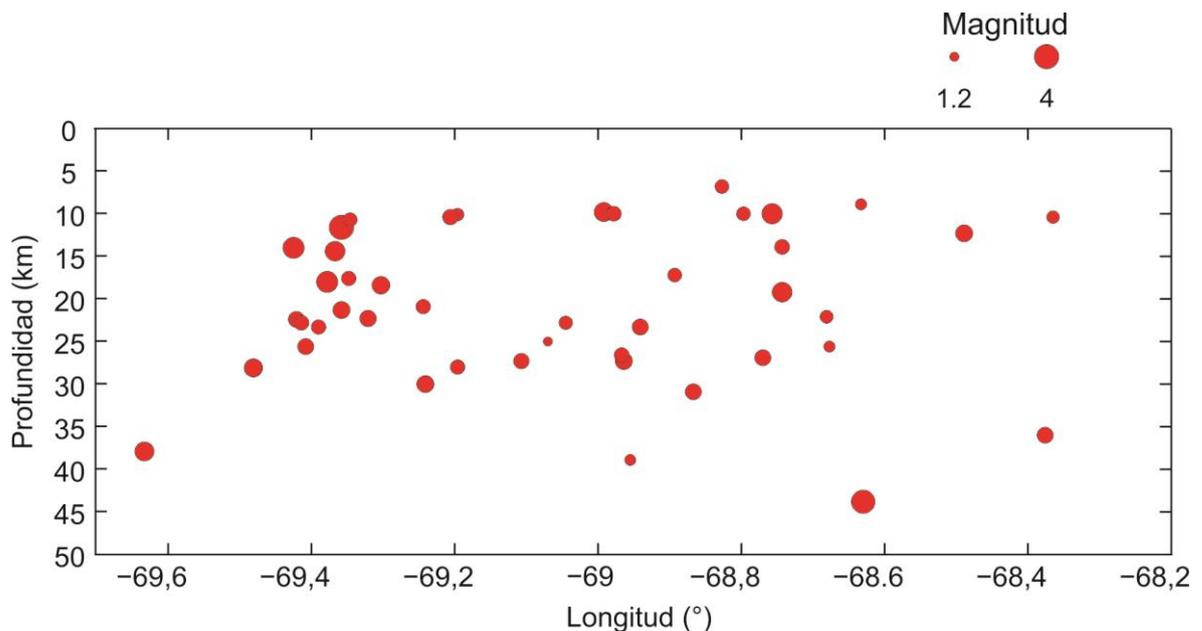


Figura 5.2: Distribución en profundidad de la sismicidad de magnitud entre 1.2 y 4 determinada en este trabajo y ocurrida en el período comprendido entre 2000-2002 y 2008-2009, en el norte de la Precordillera y el límite con la Cordillera Frontal.

La población de mecanismos focales se muestra en la figura 5.3 para la mayoría de la sismicidad descrita anteriormente. Estas soluciones de mecanismos focales son mayoritariamente de fallamiento inverso, y es consistente con la aproximación obtenida para el régimen de esfuerzos compresivo en dirección O-E. Estos resultados se corresponden con la orientación de esfuerzos derivados en estudios anteriores para la región de Pie de Palo (Monsalvo et al., 2013; Bilbao et al., 2014). Sin embargo, al comparar el acimut de 100° del esfuerzo compresivo máximo estimado en este trabajo con la dirección $N73^\circ E$ predicha para la velocidad de convergencia entre la placa de Nazca y la Sudamericana a la latitud de San Juan (DeMets et al., 2010), se puede inferir que en esta zona de la corteza andina la compresión generada por la convergencia entre las placas podría explicar parte de la reactivación de estructuras locales regionales preexistentes que

parecen controlar la sismicidad superficial analizada. Sin embargo la diferencia de 27° observada entre estas orientaciones podría estar relacionada con un comportamiento anisótropo de los materiales que conforman la estructura cortical de esta región o bien con una componente que debe acomodar deformación más hacia el este en el ambiente de Sierras Pampeanas.

Una cantidad menor de soluciones de mecanismos focales indica una deformación de rumbo con componente directa y algunos pocos mecanismos de foco extensionales tal vez relacionados a estructuras identificadas en superficie como lo son el conjunto de fallas evidenciadas en el piedemonte de la Cordillera Frontal (Perucca y Vargas, 2014).

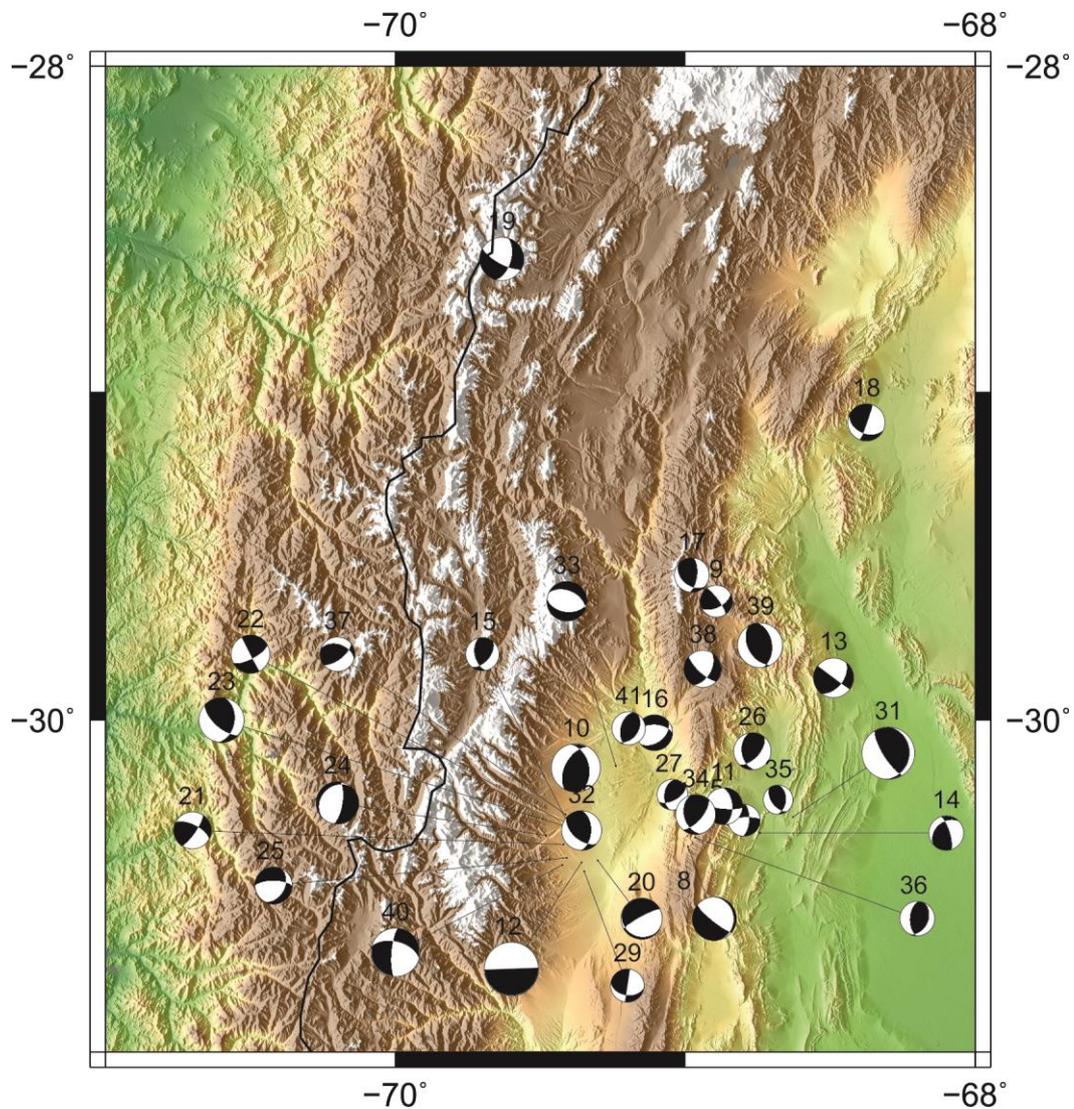


Figura 5.2: Mecanismos focales obtenidos en este estudio para la sismicidad cortical caracterizada por esferas de diferentes tamaños correspondiente a magnitudes ($1.2 \leq M \leq 4$) (ver tabla 1). Las soluciones se muestran en proyección horizontal de la semiesfera inferior con cuadrantes compresivos en negro y los números refieren estas soluciones en la tabla 2.

VI – Conclusiones

En este trabajo se analizó en detalle la sismicidad superficial en el sector de la Precordillera y su límite con la Cordillera Frontal entre (28°S y 30.5°S), utilizando formas de ondas sísmicas registradas por redes sismológicas permanentes y temporarias de la región en el período 2000-2009. El incremento del número de estaciones y el análisis de primeros arribos de ondas P y S, sus polaridades y relación de amplitudes, junto con la estimación de esfuerzos regionales, permitieron determinar distintos parámetros de la fuente sísmica para relacionar la sismicidad con la deformación de corteza. Los principales resultados encontrados son los siguientes:

- La sismicidad cortical entre 1995 y 2010, fue observada mayoritariamente por redes permanentes; además, otras determinaciones realizadas incluyeron las trazas sísmicas de banda ancha y tres componentes de estaciones del experimento CHARGE y SIEMBRA. Esto permitió obtener una reducción de la incertidumbre en los parámetros hipocentrales del 35% en longitud, 37% en profundidad, 17% en cobertura acimutal y no muy notoria en latitud. Estas mejoras se deben a una mejor distribución de estaciones, y al aumento del número de lecturas realizadas otorgándole mayor robustez a los resultados.
- Nuevas localizaciones para 44 sismos superficiales asumiendo criterios de calidad se ubican en el sector sur de la zona de estudio. Las determinaciones realizadas indican una sismicidad pequeña a moderada ($1.2 \leq M \leq 4$), que se concentra principalmente en el piedemonte de la Cordillera Frontal, en la zona epicentral del sismo del 10/05/1999 ($M_w=5.2$) según datos locales. El resto de los epicentros se distribuyen de manera mas o menos homogénea en la Precordillera. Esta observación en particular, muestra una buena analogía con la sismicidad observada en otros sectores del sur de la Precordillera por otros autores, en el Valle de Calingasta (32°S) donde se ha observado la presencia de una estructura acomodando el acortamiento cortical entre el terreno Cuyania al este y el terreno Chilenia al oeste (Alvarado et al., 2009; Ammirati et al., 2016).

- El análisis de la sismicidad en profundidad permitió evidenciar que la deformación sísmica se activa principalmente entre 10 y 30 km de profundidad; esto es consistente con la presencia de dos discontinuidades sísmicas a esas profundidades observadas por otros estudios sismológicos en la región propuestos como posibles superficies de despegue. También se evidencia que a partir de los ~40 km de profundidad, no se observa ocurrencia de sismicidad en la corteza la cual se extiende hasta unos 65 km de profundidad. Esta profundidad de 40 km indicaría una transición de la composición frágil-dúctil del nivel inferior de la corteza que ha sido observada mayoritariamente en el terreno Cuyania de composición máfica.
- Al incorporar relaciones de amplitud en la determinación de mecanismos de foco, fue posible resolver soluciones para aquellos sismos que presentaban mayor incertidumbre. Las soluciones encontradas indican principalmente deformaciones de fallamiento inverso e inverso con componente de rumbo; y en menor medida se observan mecanismos de foco directos, de rumbo y una combinación de estos. Se observa que la deformación descrita no muestra una distribución sectorizada sino más bien, heterogénea.
- Los esfuerzos regionales estimados estrictamente a partir de la sismicidad calculada indican que la región se encuentra bajo compresión con eje de mayor compresión orientado según un acimut igual a 100° e inclinación de 16° y eje de menor compresión casi vertical con acimut 318° y una inclinación de 69° . Estos valores son consistentes con otros observados para la corteza continental de San Juan.

VII – Anexo I

Ejemplo de sismo que luego de la localización resultó de profundidad intermedia, y en consecuencia se descartó de la base de datos.

| date | hrmn | sec | lat | long | depth | no | m | rms | damp | erln | erlt | erdp |
|--------------------------------------|------|-------|----------|----------|---------|------|------|-------|-------|-------|------|------|
| 9 220 | 1013 | 3.56 | 3024.30S | 68 37.2W | 102.3 | 31 | 3 | 0.35 | 0.000 | 2.1 | 3.6 | 4.2 |
| stn | dist | azm | ain | w phas | calcphs | hrmn | tsec | t-obs | t-cal | res | wt | di |
| TUCU | 18 | 181.7 | 168.3 | 0 P | D PG | 1013 | 20.0 | 16.47 | 15.08 | 0.35 | 1.00 | 0 |
| TUCU | 18 | 181.7 | 168.3 | 0 S | SG | 1013 | 31.7 | 28.17 | 26.24 | 0.13 | 1.00 | 5 |
| TUCU | 18 | 181.7 | | 0 IAML | | 1013 | 32.3 | 28.8 | | | | |
| PACH | 31 | 319.6 | 160.7 | 0 P | D PG | 1013 | 20.2 | 16.64 | 15.56 | 0.45 | 1.00 | 1 |
| PACH | 31 | 319.6 | 160.7 | 0 S | SG | 1013 | 32.1 | 28.53 | 27.08 | 0.37 | 1.00 | 7 |
| GUAL | 57 | 213.6 | 146.6 | 0 P | C PG | 1013 | 21.5 | 17.90 | 17.02 | 0.35 | 1.00 | 1 |
| GUAL | 57 | 213.6 | 146.6 | 0 S | SG | 1013 | 34.2 | 30.61 | 29.62 | 0.08 | 1.00 | 4 |
| GUAL | 57 | 213.6 | | 0 IAML | | 1013 | 34.5 | 31.0 | | | | |
| ARRO | 60 | 269.6 | 145.0 | 0 P | C PG | 1013 | 22.3 | 18.70 | 17.30 | 0.01 | 1.00 | 2 |
| ARRO | 60 | 269.6 | 145.0 | 0 S | SG | 1013 | 35.6 | 32.02 | 30.11 | -0.50 | 1.00 | 3 |
| ARRO | 60 | 269.6 | | 0 IAML | | 1013 | 36.5 | 32.9 | | | | |
| MONA | 60 | 168.4 | 144.6 | 0 P | D PG | 1013 | 21.3 | 17.71 | 17.15 | 0.06 | 1.00 | 2 |
| MONA | 60 | 168.4 | 144.6 | 0 S | SG | 1013 | 34.1 | 30.49 | 29.84 | -0.22 | 1.00 | 7 |
| MONA | 60 | 168.4 | | 0 IAML | | 1013 | 36.0 | 32.5 | | | | |
| DOCA | 75 | 216.2 | 138.4 | 0 P | C PG | 1013 | 23.0 | 19.43 | 18.64 | 0.30 | 1.00 | 3 |
| DOCA | 75 | 216.2 | 138.4 | 0 S | SG | 1013 | 37.1 | 33.55 | 32.43 | 0.26 | 1.00 | 5 |
| DOCA | 75 | 216.2 | | 0 IAML | | 1013 | 37.6 | 34.0 | | | | |
| LUNA | 80 | 70.5 | 135.8 | 0 P | D PG | 1013 | 23.0 | 19.46 | 18.76 | 0.46 | 1.00 | 1 |
| Return to continue, q to end listing | | | | | | | | | | | | |
| LUNA | 80 | 70.5 | 135.8 | 0 S | SG | 1013 | 36.9 | 33.37 | 32.63 | 0.31 | 1.00 | 5 |
| LUNA | 80 | 70.5 | | 0 IAML | | 1013 | 38.5 | 34.9 | | | | |
| TOCO | 83 | 250.0 | 134.8 | 0 P | C PG | 1013 | 23.8 | 20.22 | 19.23 | 0.09 | 1.00 | 2 |
| TOCO | 83 | 250.0 | 134.8 | 0 S | SG | 1013 | 38.0 | 34.47 | 33.47 | -0.55 | 1.00 | 3 |
| TOCO | 83 | 250.0 | | 0 IAML | | 1013 | 38.6 | 35.0 | | | | |
| VELA | 86 | 287.7 | 133.6 | 0 P | C PG | 1013 | 24.2 | 20.64 | 19.56 | -0.05 | 1.00 | 3 |
| VELA | 86 | 287.7 | 133.6 | 0 S | SG | 1013 | 38.7 | 35.18 | 34.03 | -0.82 | 1.00 | 6 |
| VELA | 86 | 287.7 | | 0 IAML | | 1013 | 39.6 | 36.1 | | | | |
| RINC | 87 | 80.4 | 132.9 | 0 P | D PG | 1013 | 23.3 | 19.77 | 19.36 | 0.29 | 1.00 | 1 |
| RINC | 87 | 80.4 | 132.9 | 0 S | SG | 1013 | 37.6 | 34.00 | 33.68 | 0.10 | 1.00 | 4 |
| CORT | 110 | 296.4 | 125.7 | 0 P | C PG | 1013 | 26.8 | 23.24 | 22.13 | -0.21 | 1.00 | 5 |
| CORT | 110 | 296.4 | 125.7 | 4 S | 4 SG | 1013 | 43.1 | 39.52 | 38.50 | -1.28 | 0.00 | 0 |
| CORT | 110 | 296.4 | | 0 IAML | | 1013 | 44.2 | 40.6 | | | | |
| MAJA | 111 | 106.6 | 124.6 | 0 P | D PG | 1013 | 25.4 | 21.88 | 21.54 | 0.25 | 1.00 | 1 |
| MAJA | 111 | 106.6 | 124.6 | 0 S | SG | 1013 | 40.9 | 37.37 | 37.49 | -0.26 | 1.00 | 4 |
| MAJA | 111 | 106.6 | | 0 IAML | | 1013 | 42.4 | 38.9 | | | | |
| PAGA | 130 | 80.7 | 119.2 | 0 P | D PG | 1013 | 27.4 | 23.86 | 23.49 | 0.12 | 1.00 | 1 |
| PAGA | 130 | 80.7 | 119.2 | 0 S | SG | 1013 | 44.5 | 40.95 | 40.87 | -0.36 | 1.00 | 3 |
| COLO | 155 | 70.7 | 113.5 | 0 P | D PG | 1013 | 29.9 | 26.34 | 26.08 | 0.10 | 1.00 | 2 |
| COLO | 155 | 70.7 | 113.5 | 0 S | SG | 1013 | 49.2 | 45.64 | 45.39 | -0.01 | 1.00 | 4 |
| COLO | 155 | 70.7 | | 0 IAML | | 1013 | 52.2 | 48.6 | | | | |
| Return to continue, q to end listing | | | | | | | | | | | | |
| MALA | 198 | 103.9 | 106.1 | 0 P | PG | 1013 | 34.9 | 31.32 | 31.12 | 0.13 | 1.00 | 3 |
| MALA | 198 | 103.9 | 106.1 | 0 S | SG | 1013 | 57.3 | 53.75 | 54.15 | -0.51 | 1.00 | 4 |
| MALA | 198 | 103.9 | | 0 IAML | | 1013 | 58.4 | 54.8 | | | | |
| LLAN | 201 | 90.2 | 105.7 | 0 P | C PG | 1013 | 35.1 | 31.51 | 31.40 | 0.09 | 1.00 | 3 |
| LLAN | 201 | 90.2 | 105.7 | 0 S | SG | 1013 | 57.4 | 53.85 | 54.63 | -0.82 | 1.00 | 3 |

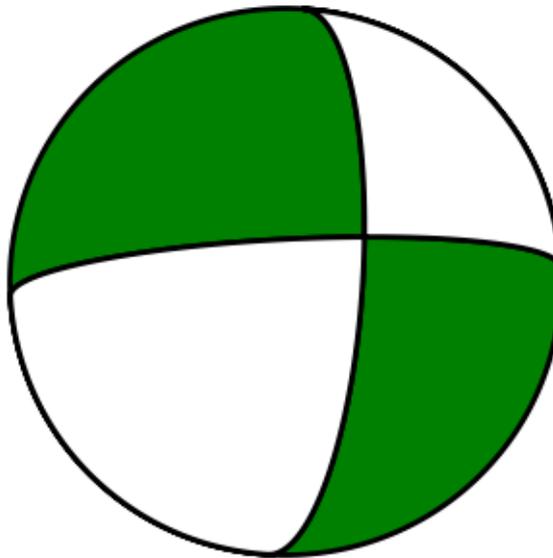
VIII – Anexo II

Representación gráfica de los 33 mecanismos de foco obtenidos con las redes permanentes y temporarias. En algunos casos se observa la aplicación de los dos algoritmos, FOCMEC y FPFIT. También se observan ciertos casos en los cuales se aplicó relación de amplitud con el objeto de restringir las soluciones obtenidas.

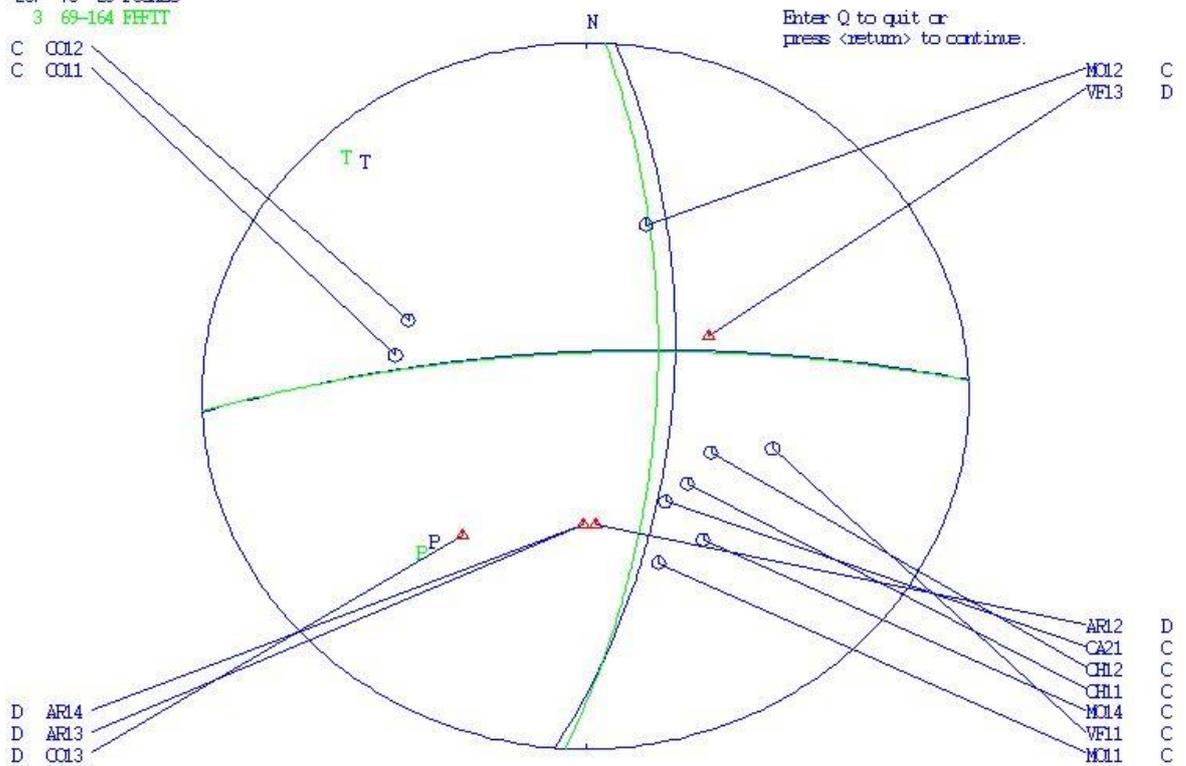
Las zonas compresivas han sido sombreadas de color diferente dependiendo del valor y signo del Rake, es decir con color rojo si el mecanismo de fallamiento es inverso o inverso con componente de rumbo, con color verde si el tipo de fallamiento es de rumbo puro o con alguna componente inversa o directa y por último directos o con componente de rumbo en color azul.

Los sismos y mecanismos están enumerados siguiendo las tablas 1 y 2.

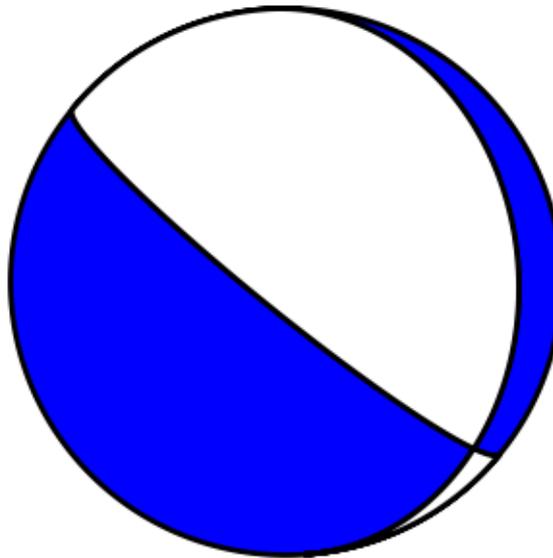
Sismo N° 5: Ocurrido el 12/11/2000



2000 1112 0051 53.8 I -30.302 -68.797 10.0 SJA 15 0.4 2.4CSJA
 SIR DIP R&K Source
 267 76 -26 FOCMEC
 3 69-164 RHFTT



Sismo N° 8: Ocurrido el 23/10/2001



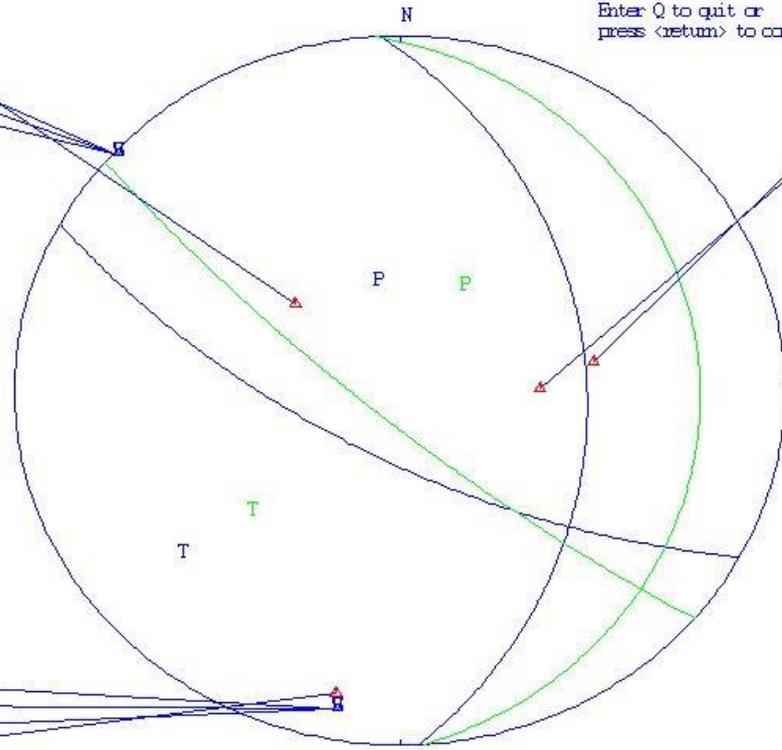
2001 1023 2141 16.8 I -30.442 -68.884 2.7 SJA 9 0.1 2.91SJA 3.21EJA
 SIR DIP RAK Source
 118 68-121 RFFIT
 356 14 -44 ROOMEC

D ICD
 H ICD
 V ICD
 S ICD

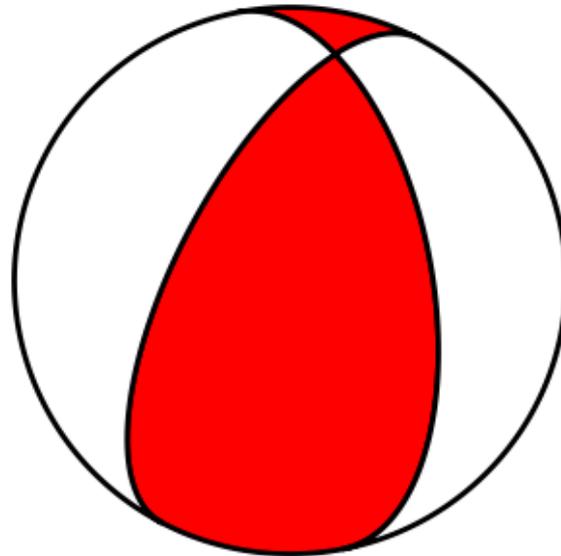
Enter Q to quit or
 press <return> to continue.

RINC D
 /IAN D
 /IAN V
 /IAN H
 /IAN S

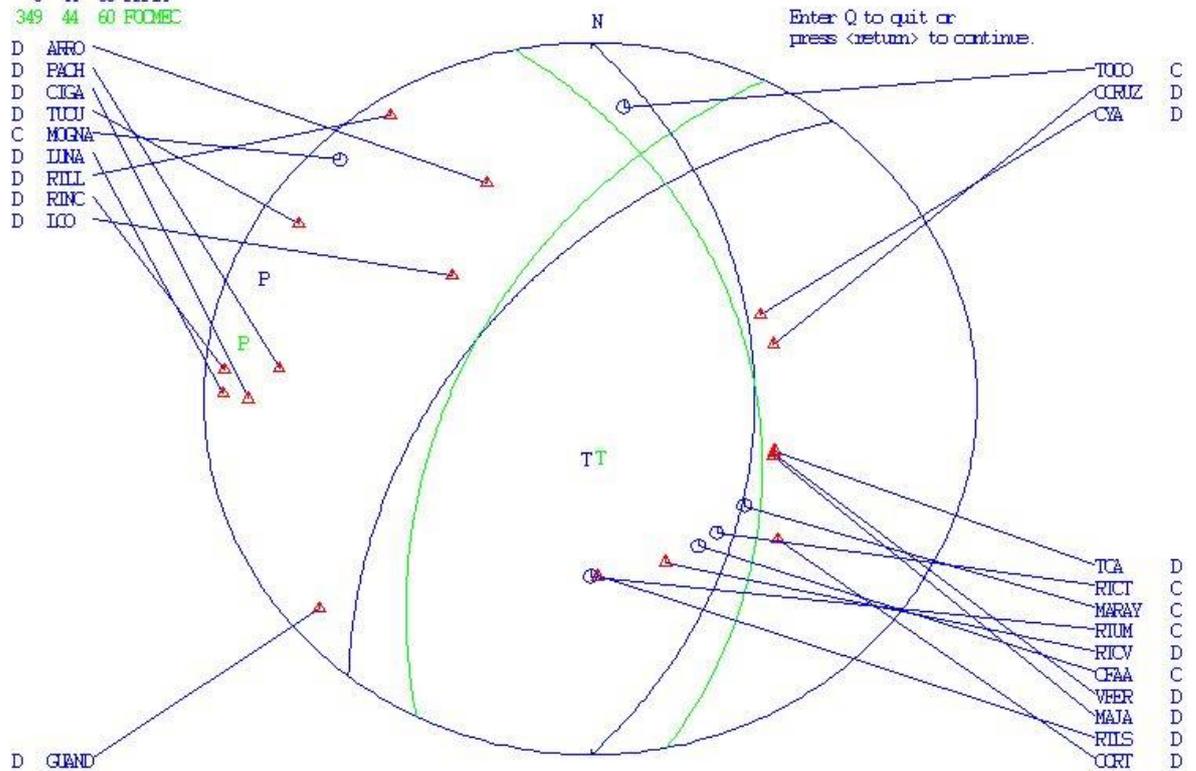
S PACH
 H PACH
 V PACH
 D PACH



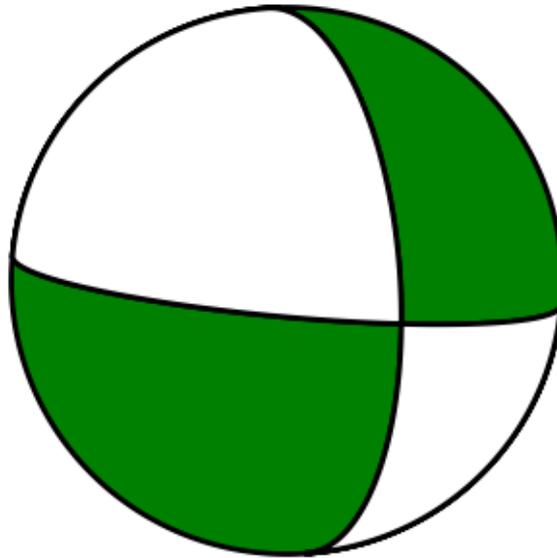
Sismo N° 10: Ocurrido el 23/01/2008



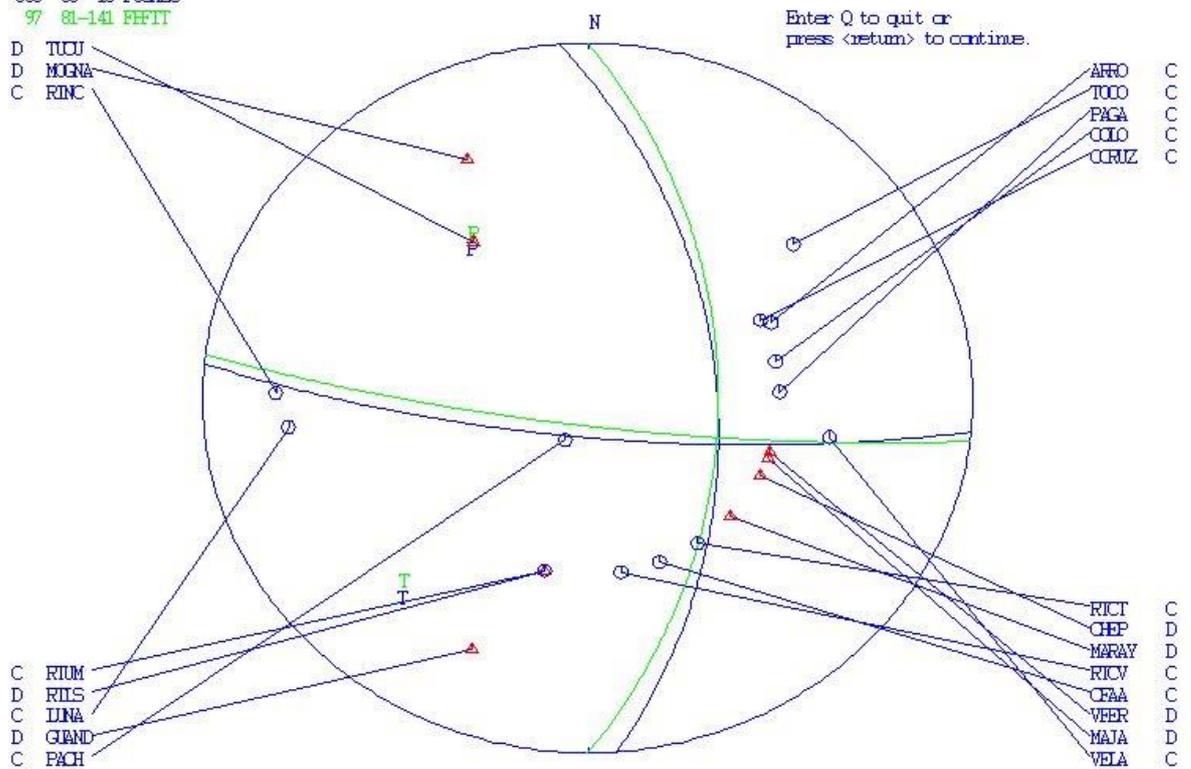
2008 123 0853 4.5 L -30.145 -69.378 18.0 SJA 24 0.4 3.4ISJA 3.6EJA
 SIR DIP RAK Source
 0 44 60 BEFIT
 349 44 60 FOOMEBC



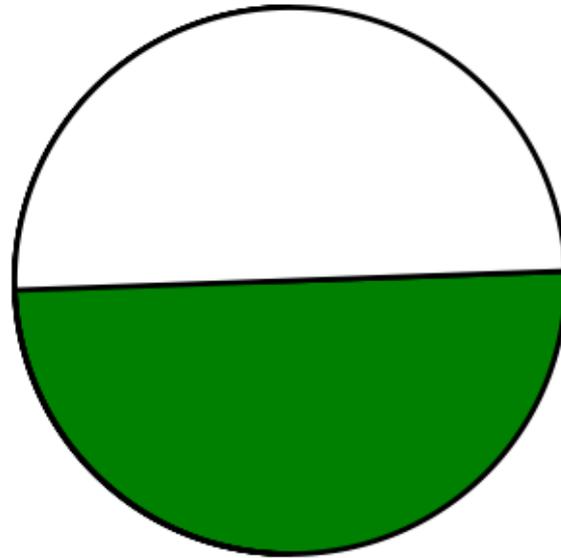
Sismo N° 11: Ocurrido el 30/01/2008



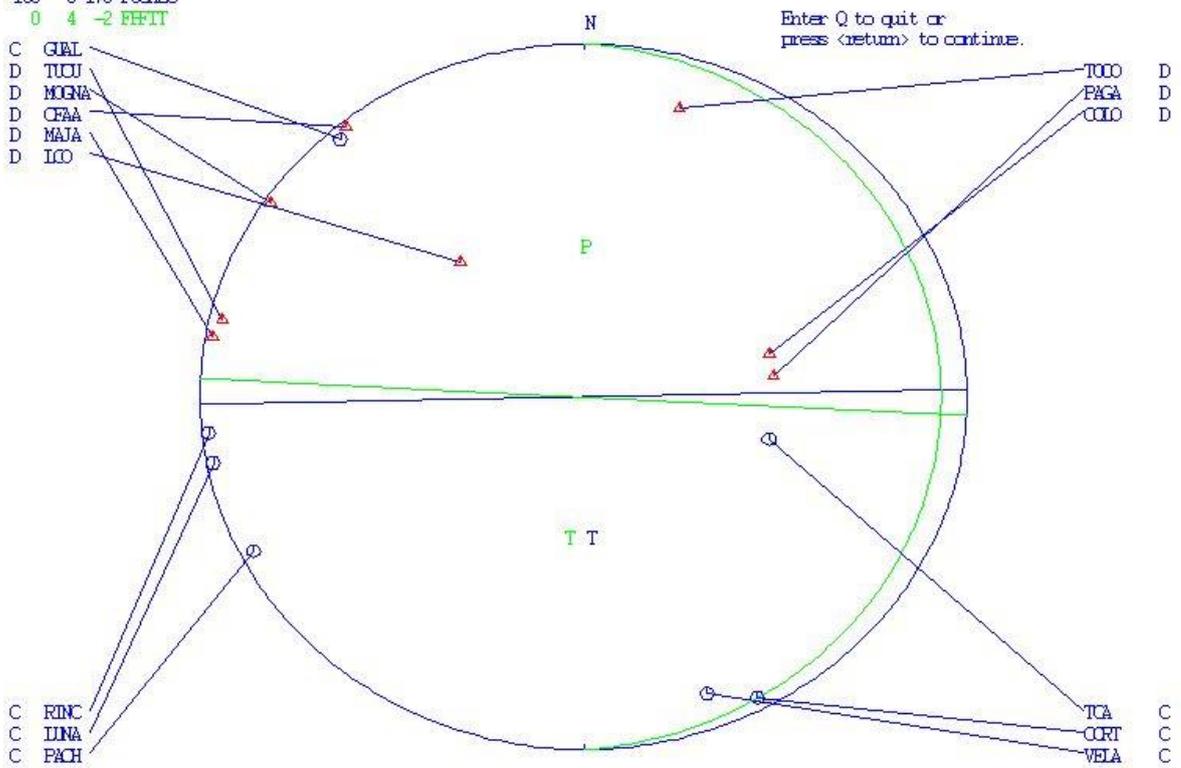
2008 130 1713 11.7 L -30.260 -68.867 30.9 SJA 22 0.4 2.21SJA 2.8N5JA
 SIR DIP RAK Source
 356 53 -15 POCMEC
 97 81-141 PEFIT



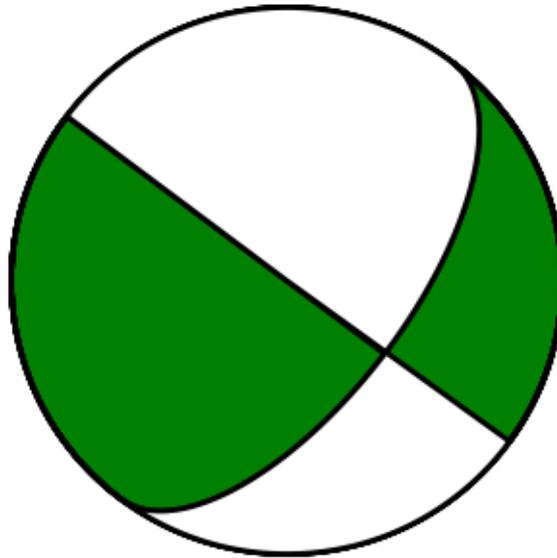
Sismo N° 12: Ocurrido el 24/02/2008



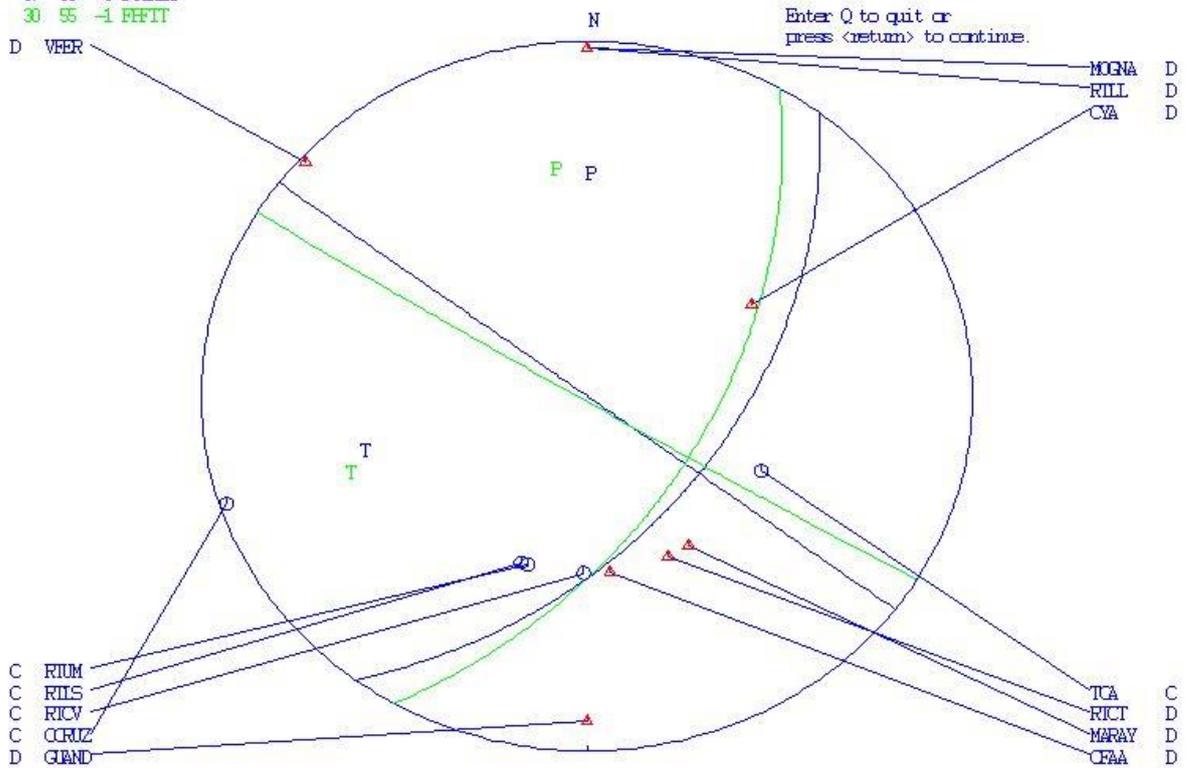
2008 224 2220 49.9 I -30.431 -69.356 11.6 SJA 14 0.4 3.7ISJA 4.0WEJA
 SIR DIP R&K Source
 180 0-178 FOCMEC
 0 4 -2 EHFIT



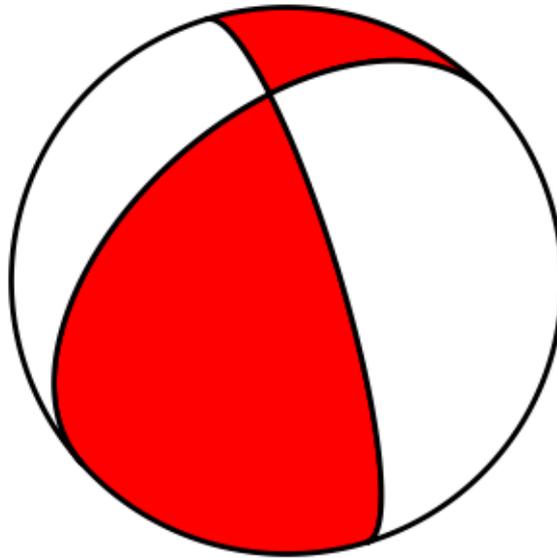
Sismo N° 13: Ocurrido el 14/03/2008



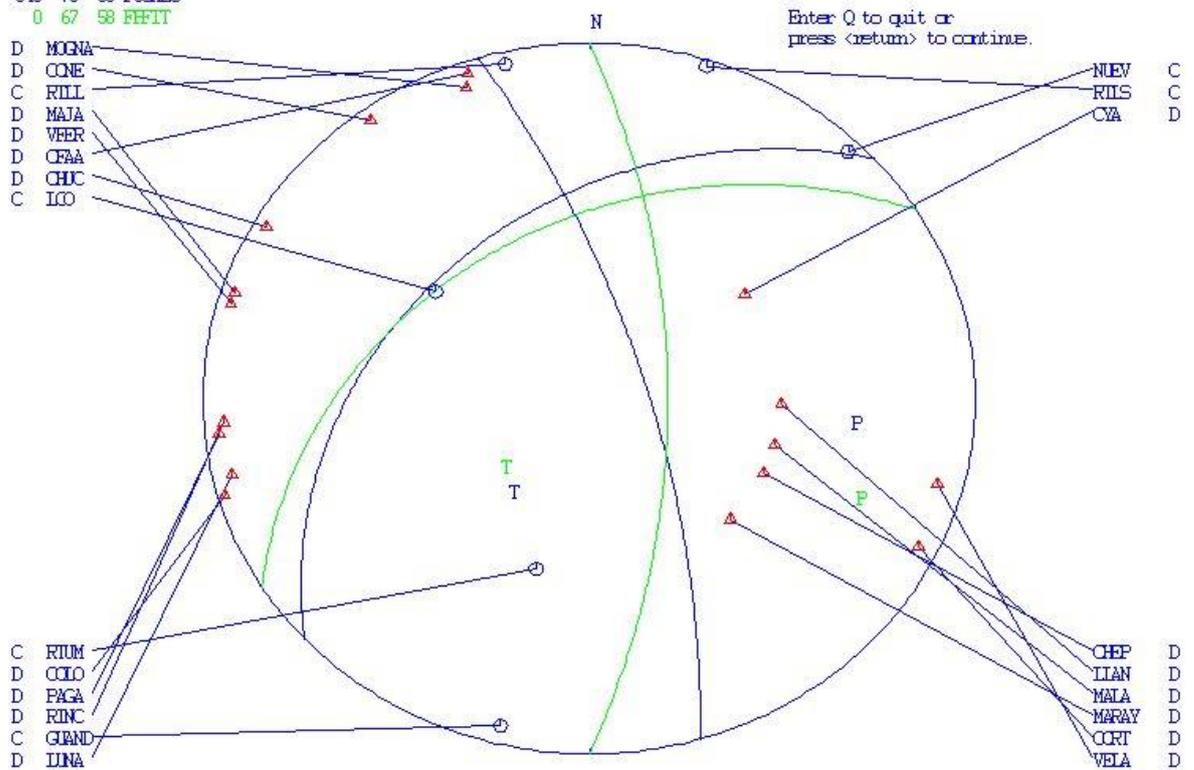
2008 314 0003 26.3 L -29.871 -68.489 12.3 SJA 13 0.4 2.7ISJA 3.0WSJA
 SIR DIP RAK Source
 37 90 0 FOCMEC
 30 95 -1 PFFIT



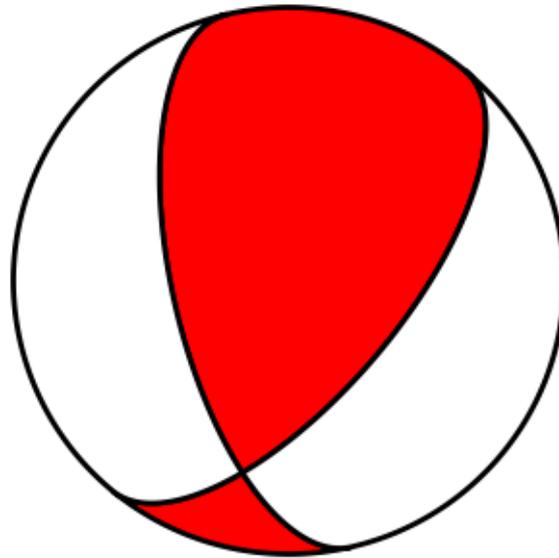
Sismo N° 14: Ocurrido el 20/03/2008



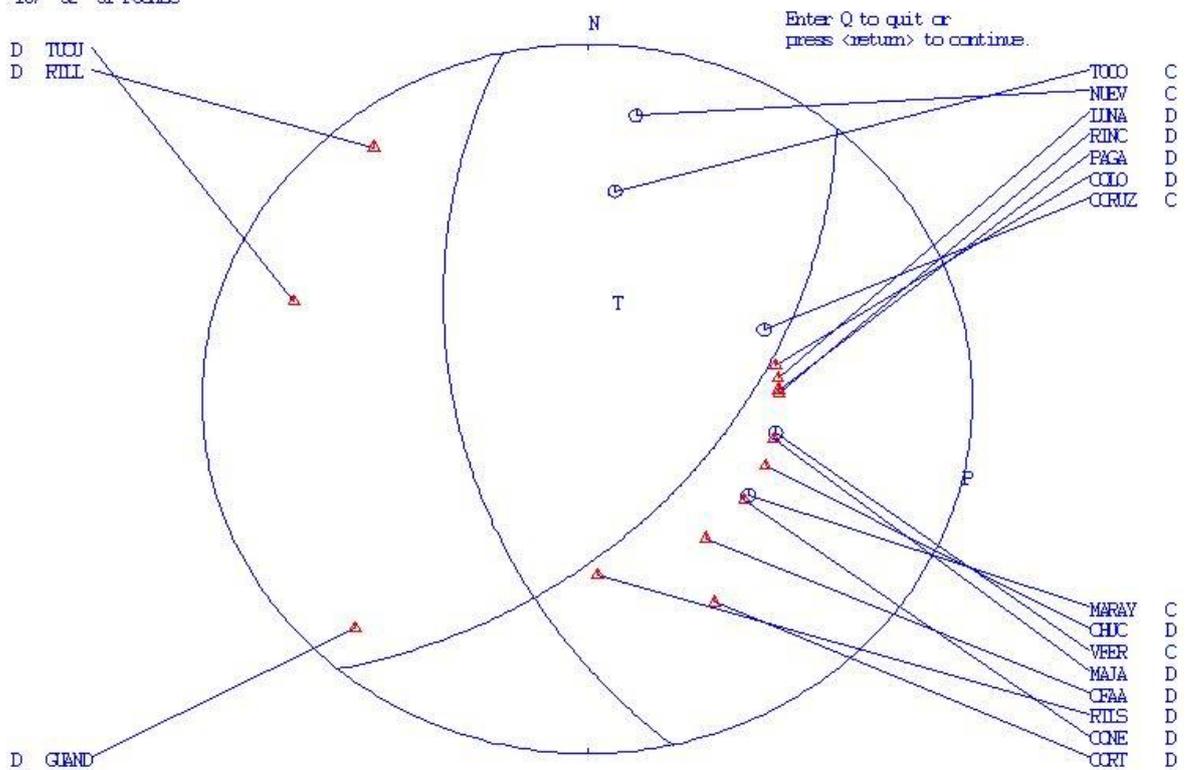
2008 320 0117 41.8 L -30.342 -68.743 13.9 SJA 30 0.4 2.21SJA 2.6WEJA
 SIR DIP RAK Source
 343 73 58 POCMEC
 0 67 58 PEFIT



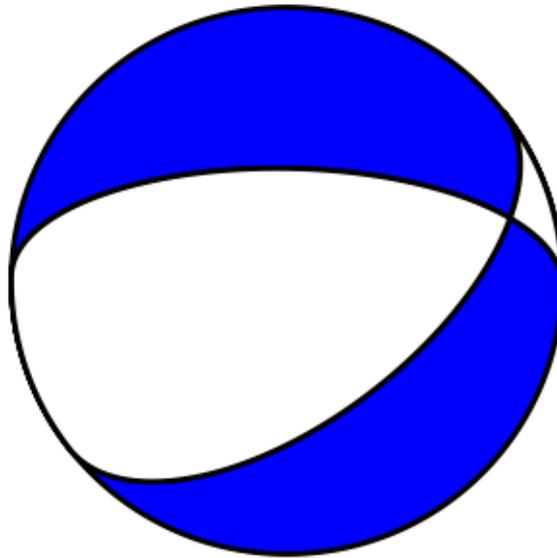
Sismo N° 15: Ocurrido el 26/03/2008



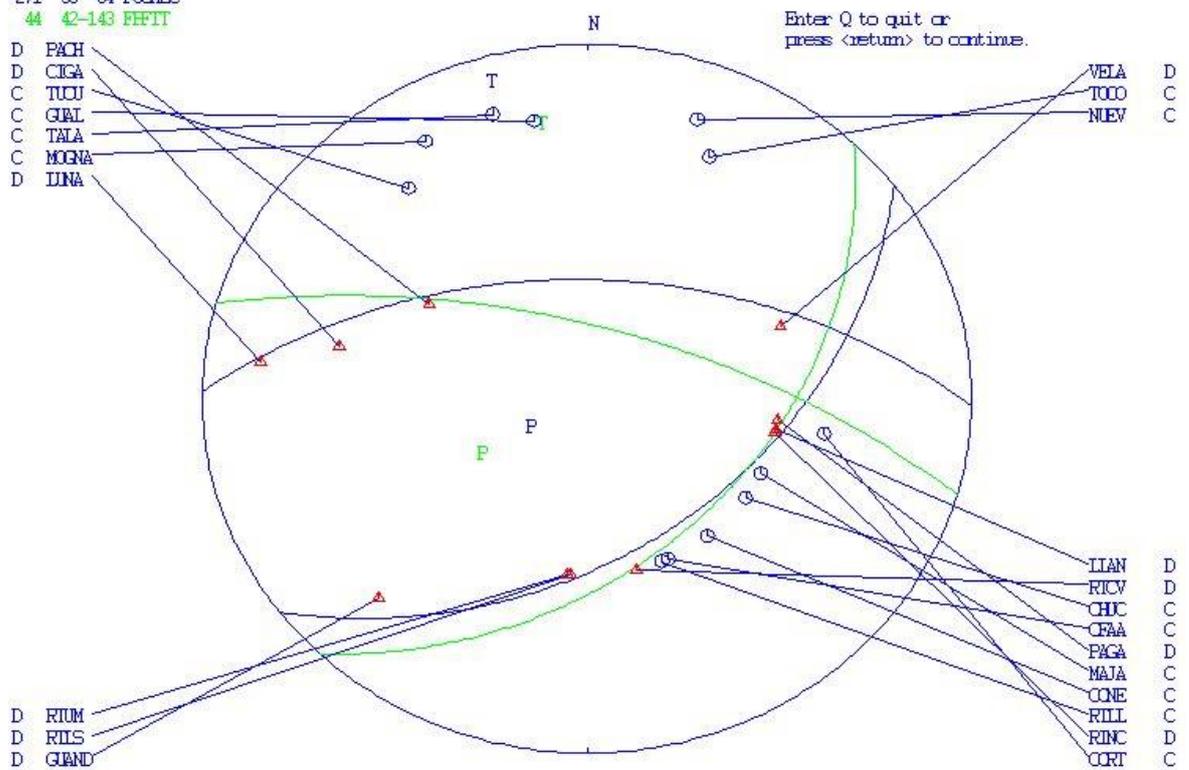
2008 326 1501 39.1 L -30.336 -69.390 23.3 SJA 21 0.5 1.81SJA 2.51SJA
 SIR DIP RAK Source
 167 52 51 FOCMEC



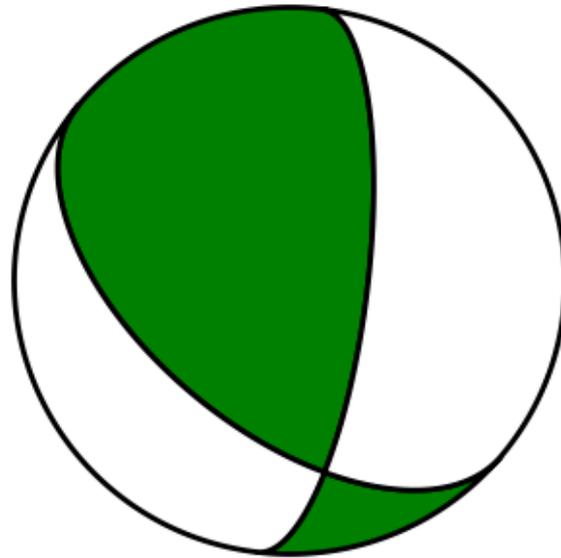
Sismo N° 16: Ocurrido el 18/04/2008



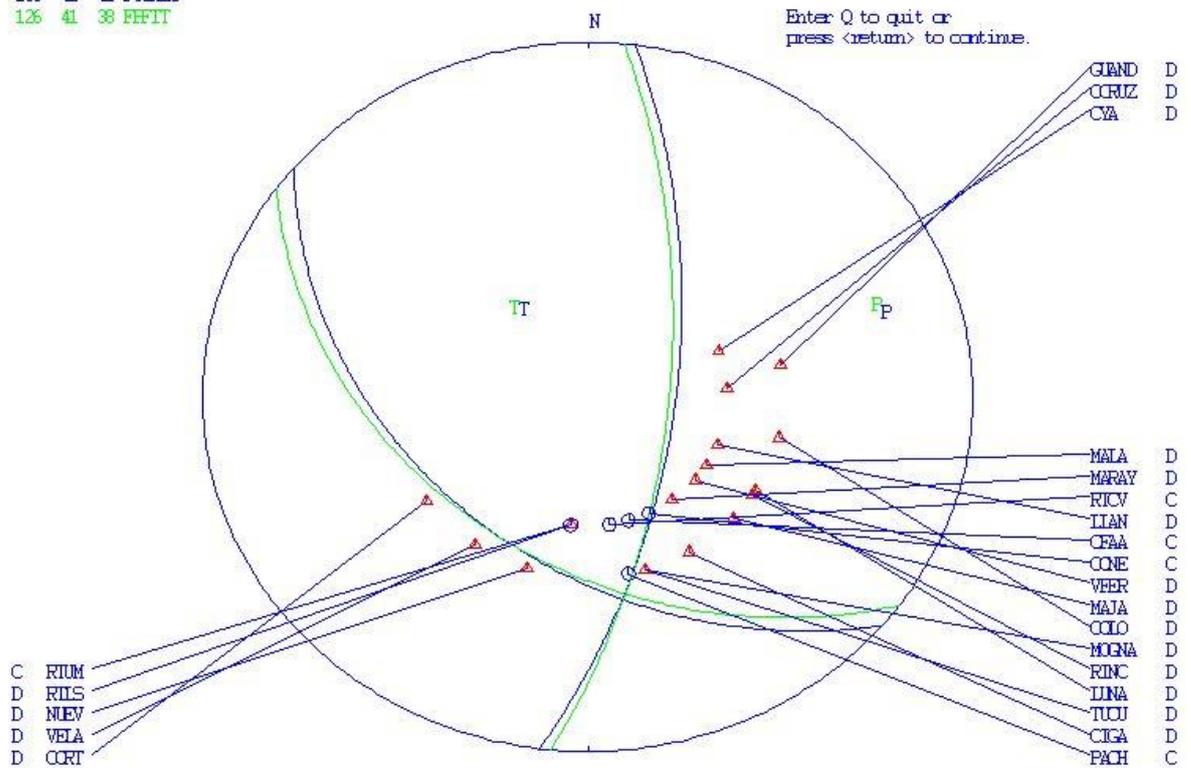
2008 418 1742 7.0 L -30.038 -69.107 27.3 SJA 24 0.4 2.2ISJA 2.7WSJA
 STR DIP RAK Source
 271 53 -64 FOCMEC
 44 42-143 EHFIT



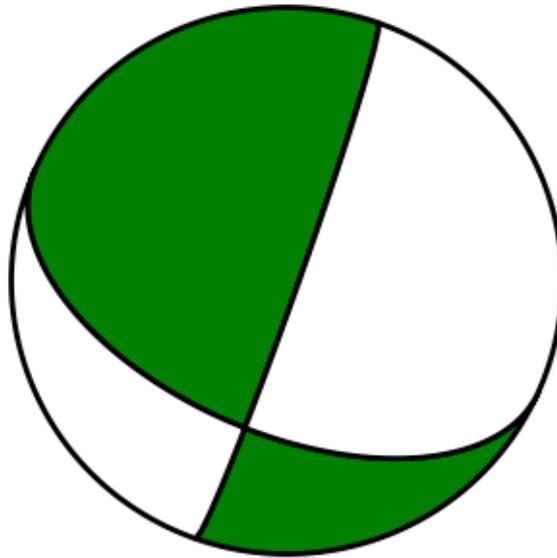
Sismo N° 17: Ocurrido el 27/04/2008



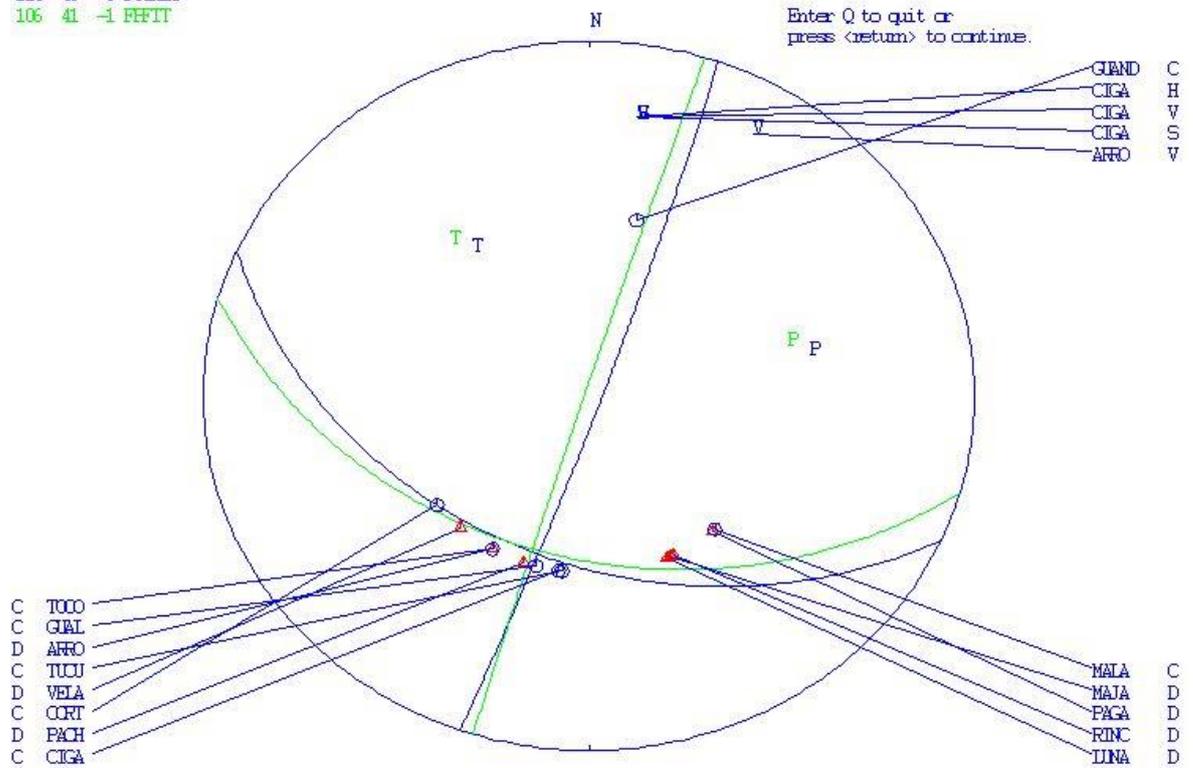
2008 427 1925 35.2 L -29.560 -68.978 10.0 SJA 22 0.4 2.5WJA
 STR DIP RAK Source
 130 41 41 FOCMEC
 126 41 38 FFFIT



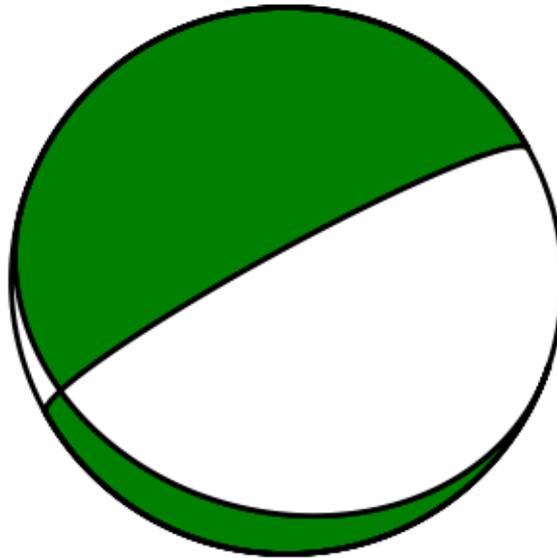
Sismo N° 18: Ocurrido el 18/06/2008



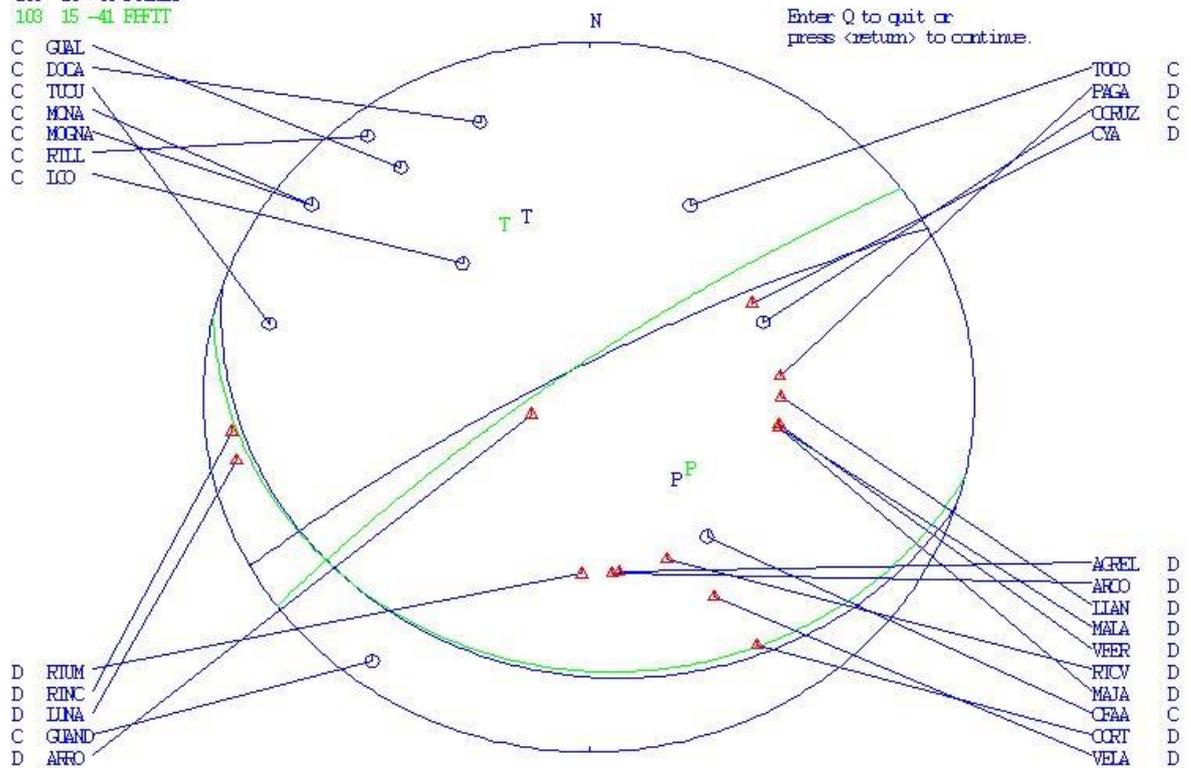
2008 618 0750 4.0 L -29.094 -68.376 36.0 SJA 18 0.4 2.2ISJA 2.8MSJA
 SIR DIP RAK Source
 114 40 6 FOCMEC
 106 41 -1 PFFIT



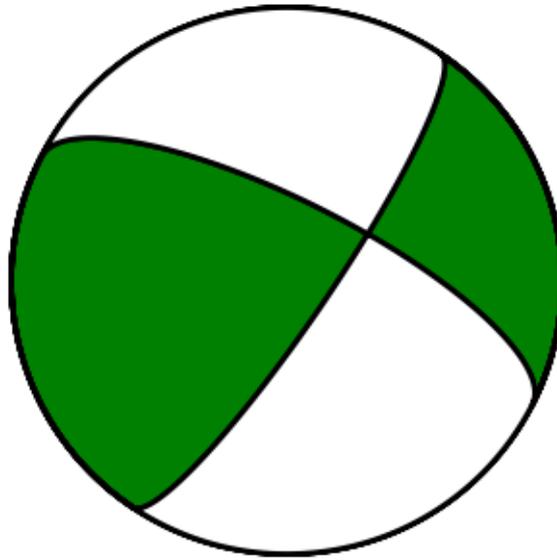
Sismo N° 20: Ocurrido el 29/07/2008



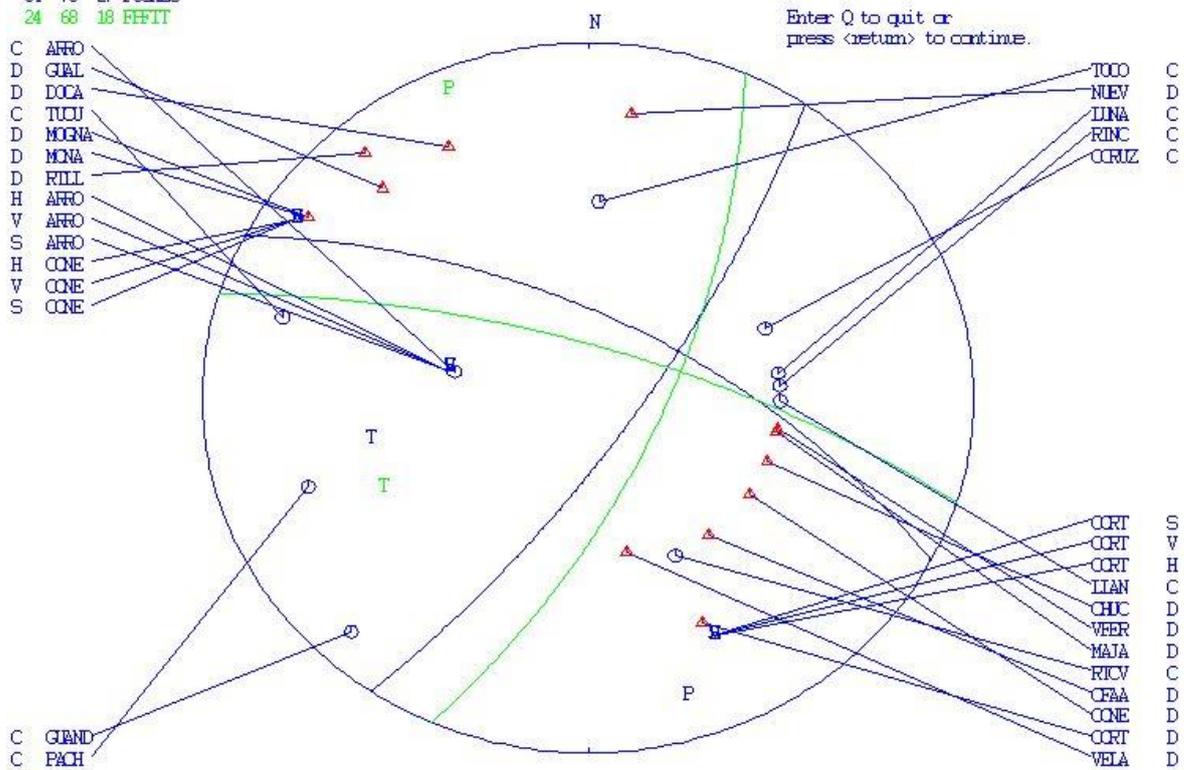
2008 729 0748 36.2 L -30.424 -69.303 18.4 SJA 29 0.4 2.6ISJA 3.1WSJA
 SIR DIP RAK Source
 108 14 -44 FOCMEC
 103 15 -41 FFFIT



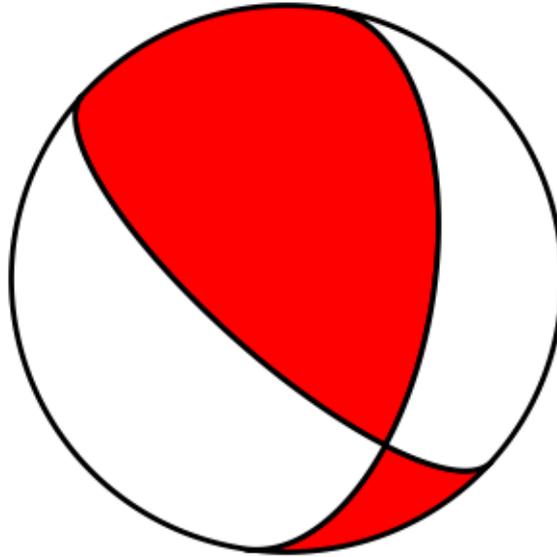
Sismo N° 21: Ocurrido el 03/08/2008



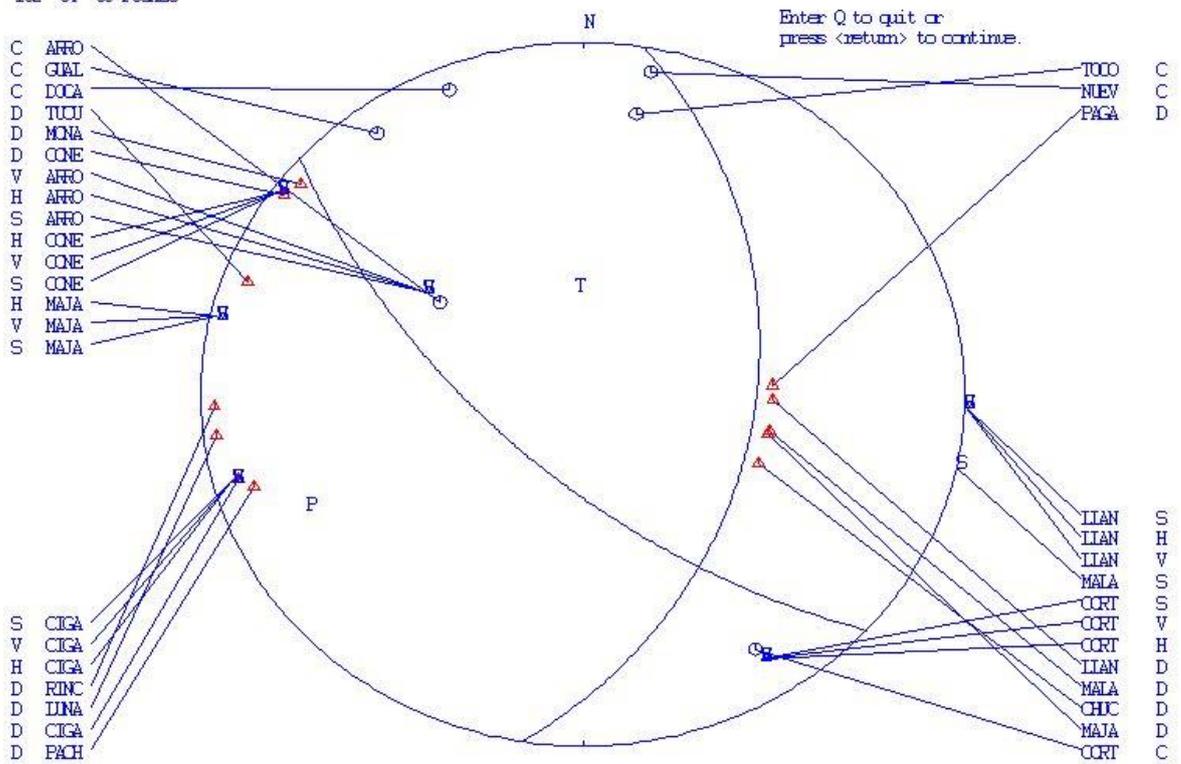
2008 8 3 1810 10.8 I -30.375 -69.421 22.4 SJA 28 0.4 2.3TSJA 2.8WEJA
 SIR DIP RAK Source
 34 76 27 POCMEC
 24 68 18 RFFIT



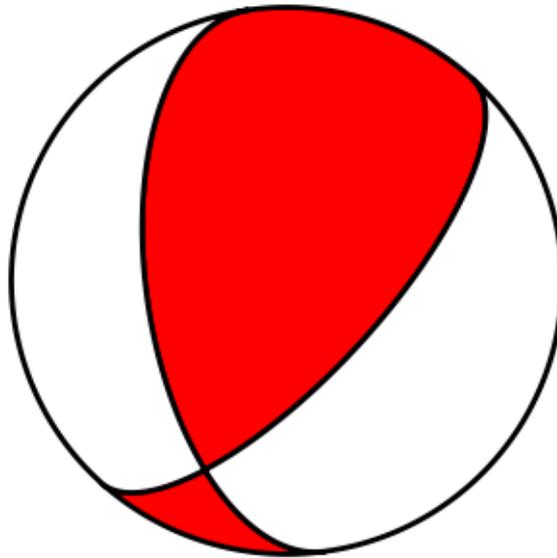
Sismo N° 23: Ocurrido el 18/08/2008



2008 818 1724 49.9 I -30.334 -69.367 14.4 SJA 20 0.4 2.8ISJA 3.4WSJA
 SIR DIP RAK Source
 132 64 56 FOCMEC



Sismo N° 26: Ocurrido el 10/02/2009

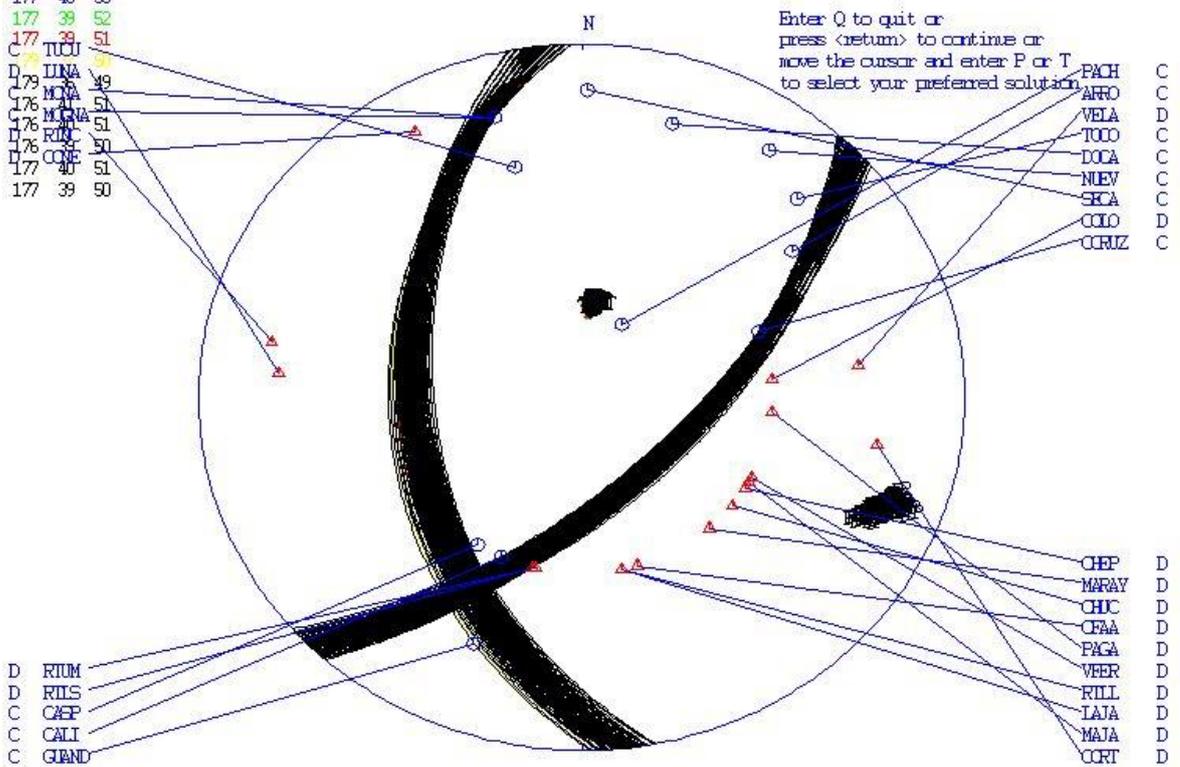


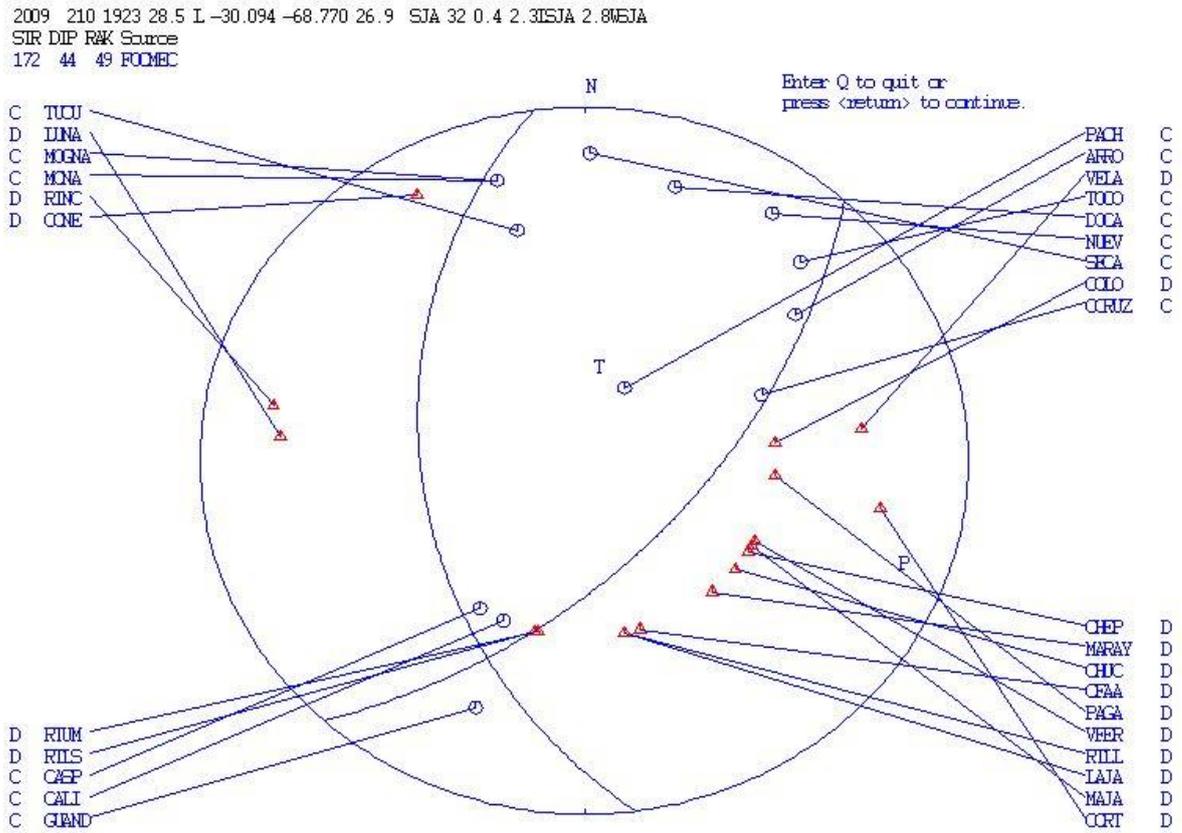
2009 210 1923 28.5 L -30.094 -68.770 26.9 SJA 32 0.4 2.31SJA 2.8NEJA

SIR DIP RAK Source

177 40 53
 177 39 52
 177 39 51
 C TUCU 51
 D LINA 51
 D 179 49
 C 176 51
 C 176 51
 D 176 50
 D 176 51
 D 177 40 51
 D 177 39 50

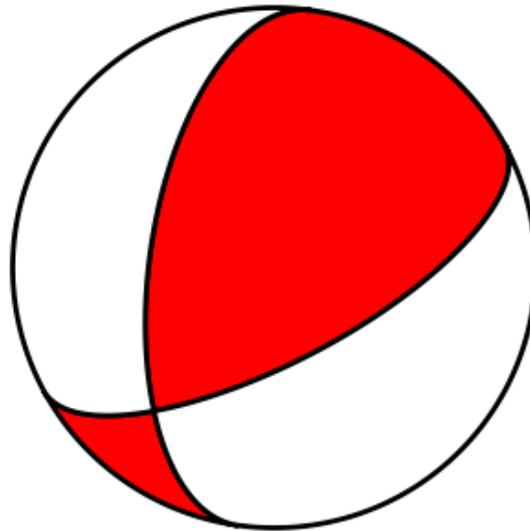
Enter Q to quit or
 press <return> to continue or
 move the cursor and enter P or T
 to select your preferred solution





Lo que se quiere destacar con las dos imágenes de este mecanismo y con el próximo, es la fuerte convergencia de las soluciones. De la familia de curvas se seleccionó una que no presentara errores en las polaridades. Cabe destacar que en el evento 27 se obtuvieron relaciones de amplitudes, permitiendo así darle mayor robustez a la solución presentada por FOCMEC.

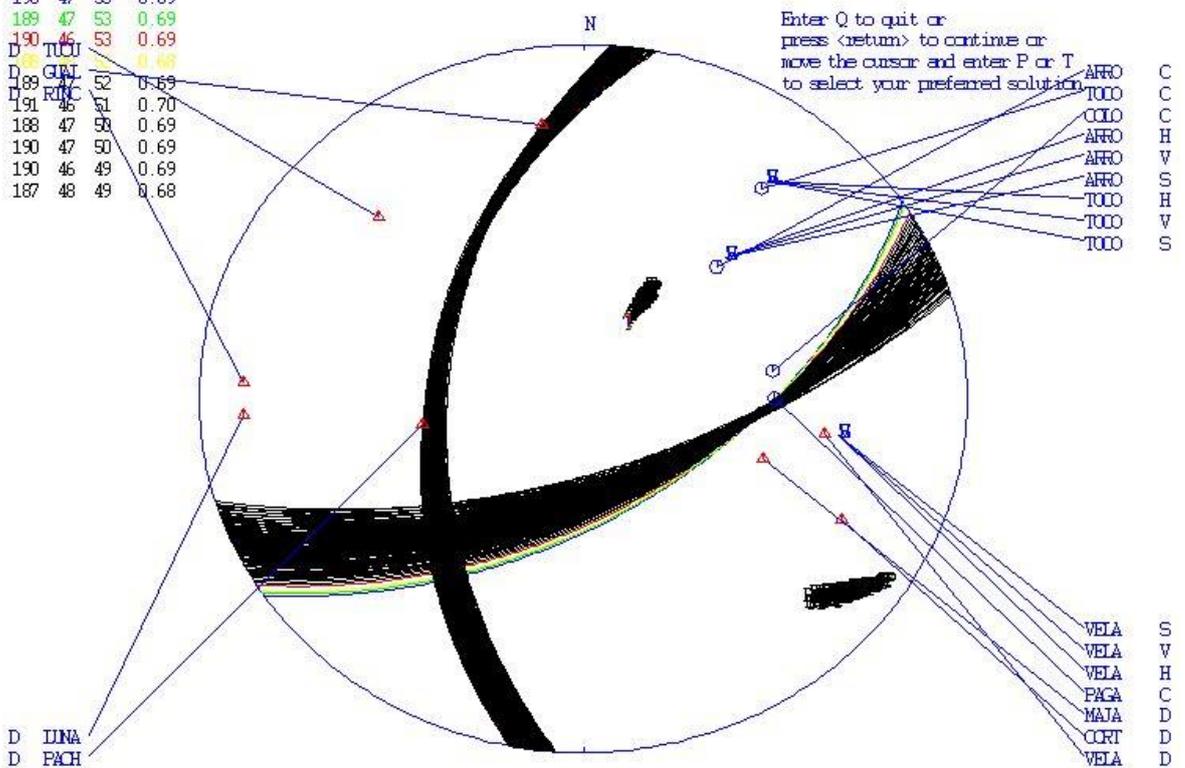
Sismo N° 27: Ocurrido el 20/02/2009



2009 220 1005 57.2 L -30.225 -69.045 22.8 SJA 13 0.3 1.6ISJA 2.3WEJA

| SIR | DIP | RAK | Source |
|-----|------|-----|--------|
| 190 | 47 | 55 | 0.69 |
| 189 | 47 | 53 | 0.69 |
| 190 | 46 | 53 | 0.69 |
| D | TUCU | | |
| D | GWJ | 52 | 0.69 |
| D | RMC | 51 | 0.70 |
| 188 | 47 | 50 | 0.69 |
| 190 | 47 | 50 | 0.69 |
| 190 | 46 | 49 | 0.69 |
| 187 | 48 | 49 | 0.68 |

Enter Q to quit or
press <return> to continue or
move the cursor and enter P or T
to select your preferred solution

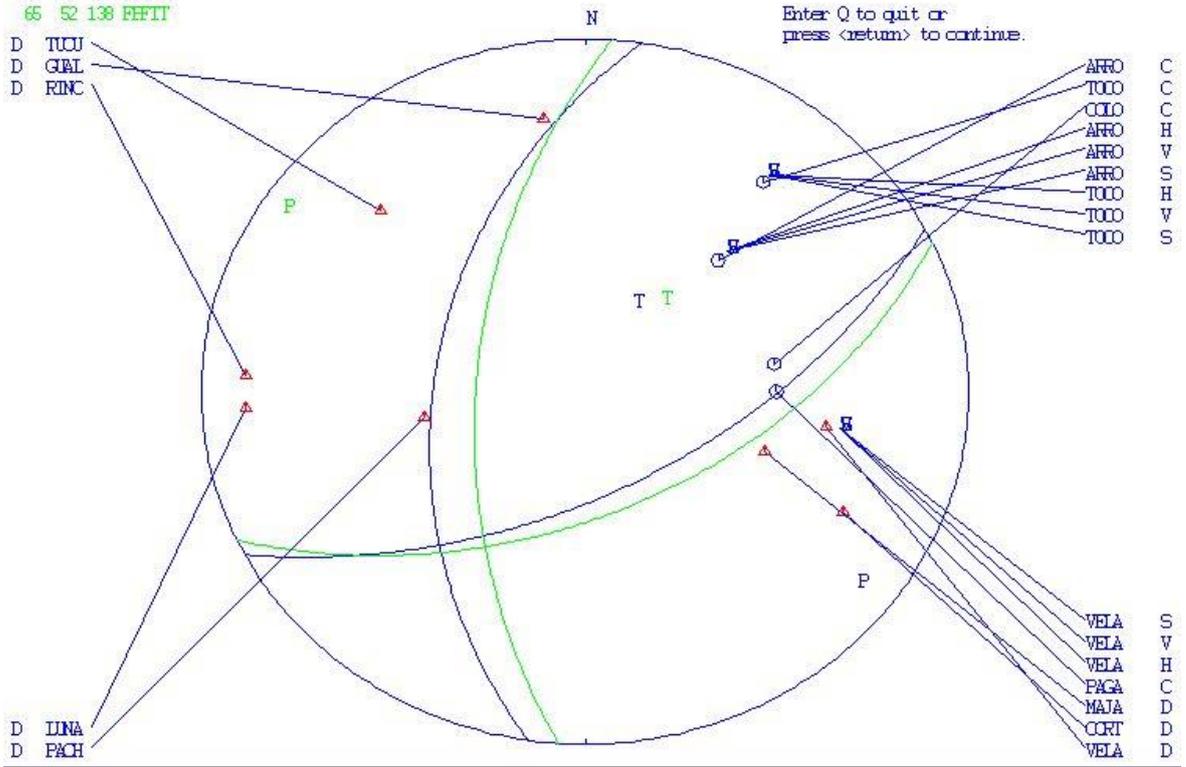


AFRO C
TOCO C
COCO H
AFRO C
AFRO H
AFRO S
TOCO H
TOCO V
TOCO V
TOCO S

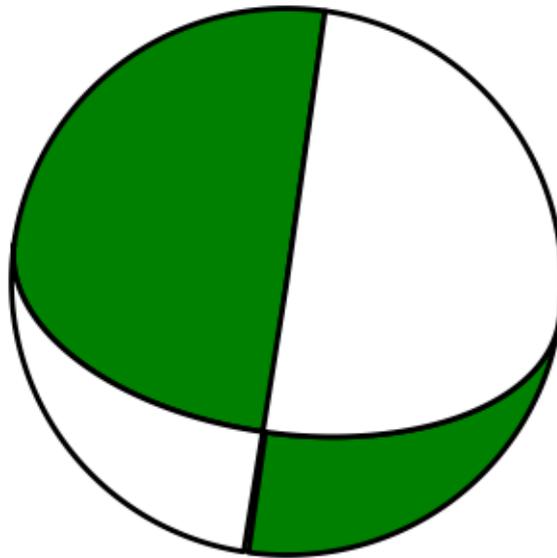
WELA S
WELA V
WELA H
PAGA C
MAJA D
CORT D
WELA D

D DINA
D PACH

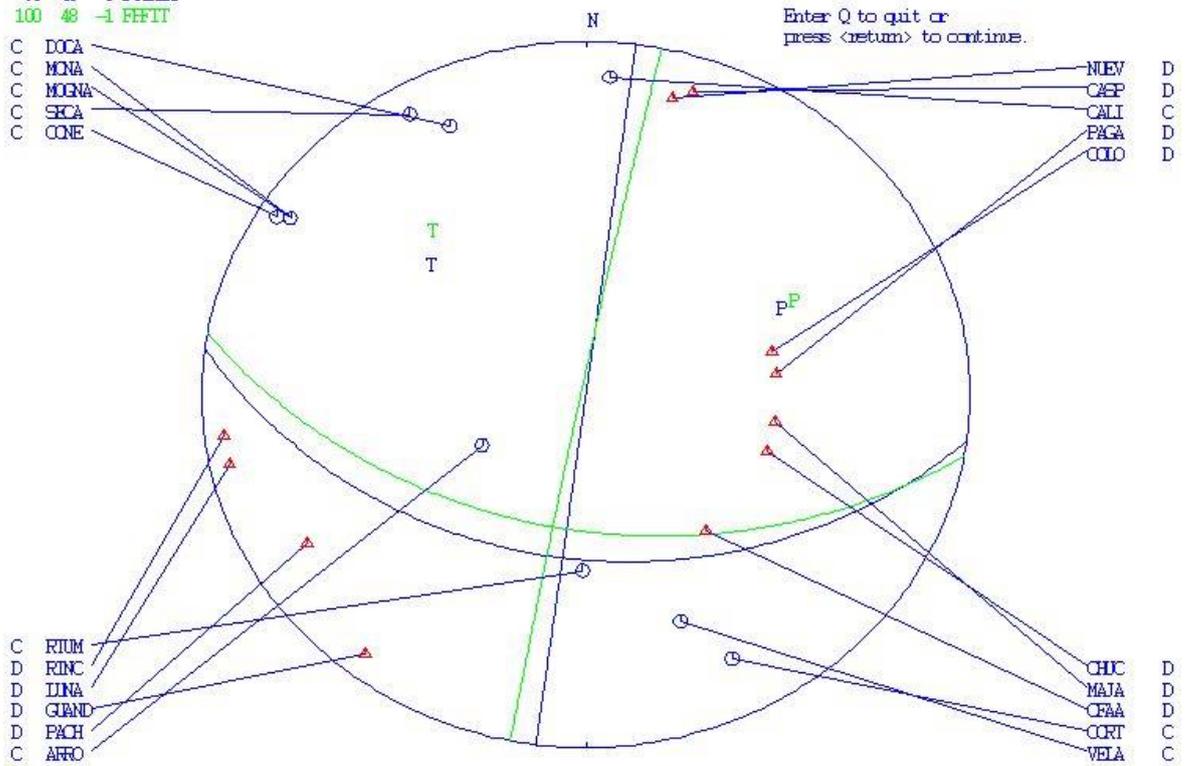
2009 220 1005 57.2 L -30.225 -69.045 22.8 SJA 13 0.3 1.6ISJA 2.3WEJA
 SIR DIP RAK Source
 188 47 47 FOCMEC
 66 52 138 BEFIT



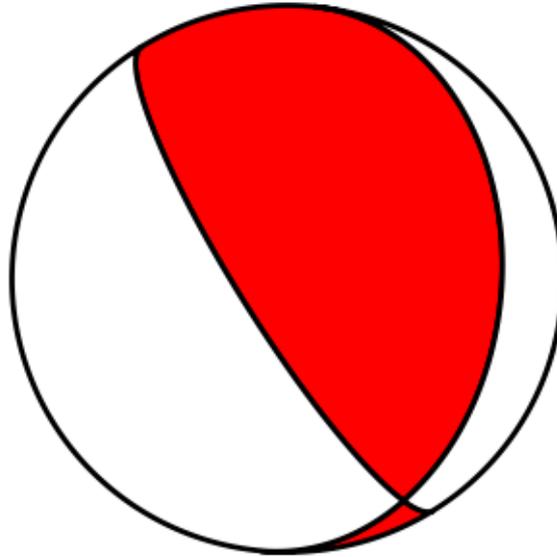
Sismo N° 29: Ocurrido el 05/04/2009



2009 4 5 2122 24.0 I -30.456 -69.348 17.6 SJA 25 0.4 1.9TSJA 2.5WEJA
 SIR DIP PAK Source
 98 40 0 FOCMEC
 100 48 -1 FFFIT

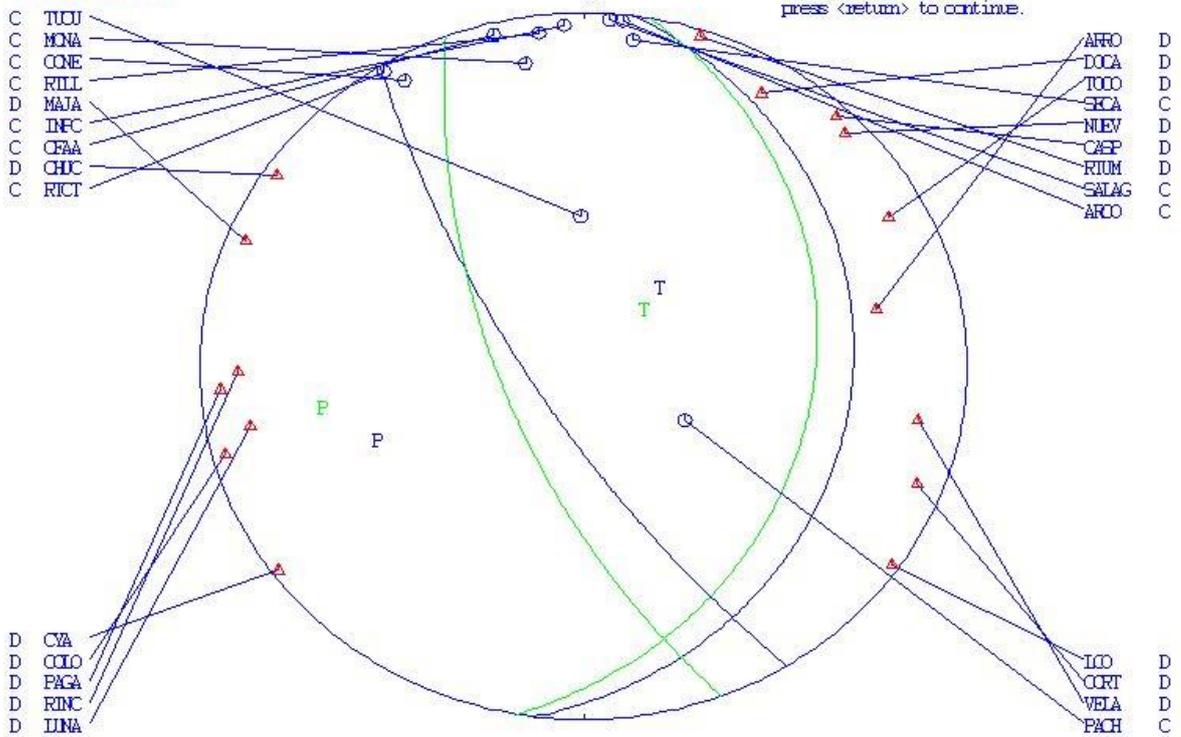


Sismo N° 31: Ocurrido el 16/05/2009

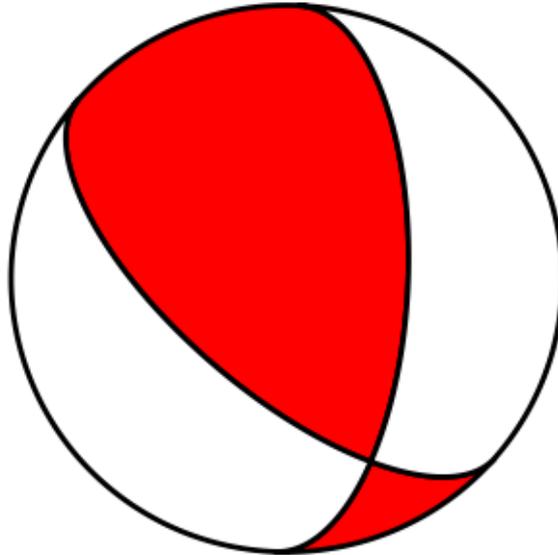


2009 516 1045 16.5 I -30.293 -68.630 43.8 SJA 26 0.4 3.6ISJA 3.9EJA
 SIR DIP R&K Source
 148 74 78 FOCMEC
 10 28 118 EHFIT

Enter Q to quit or
 press <return> to continue.



Sismo N° 32: Ocurrido el 18/05/2009

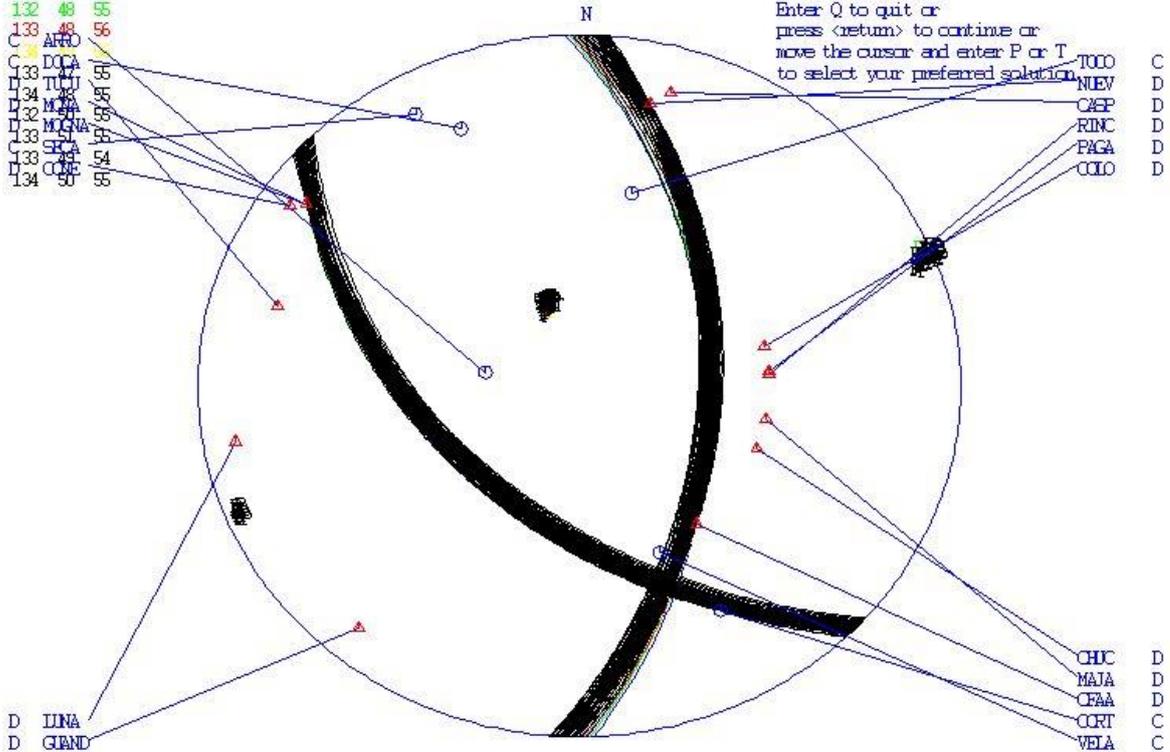


2009 518 0728 57.7 I -30.391 -69.358 21.3 SJA 26 0.4 2.2ISJA 3.0MEJA

SIR DIP RAK Source

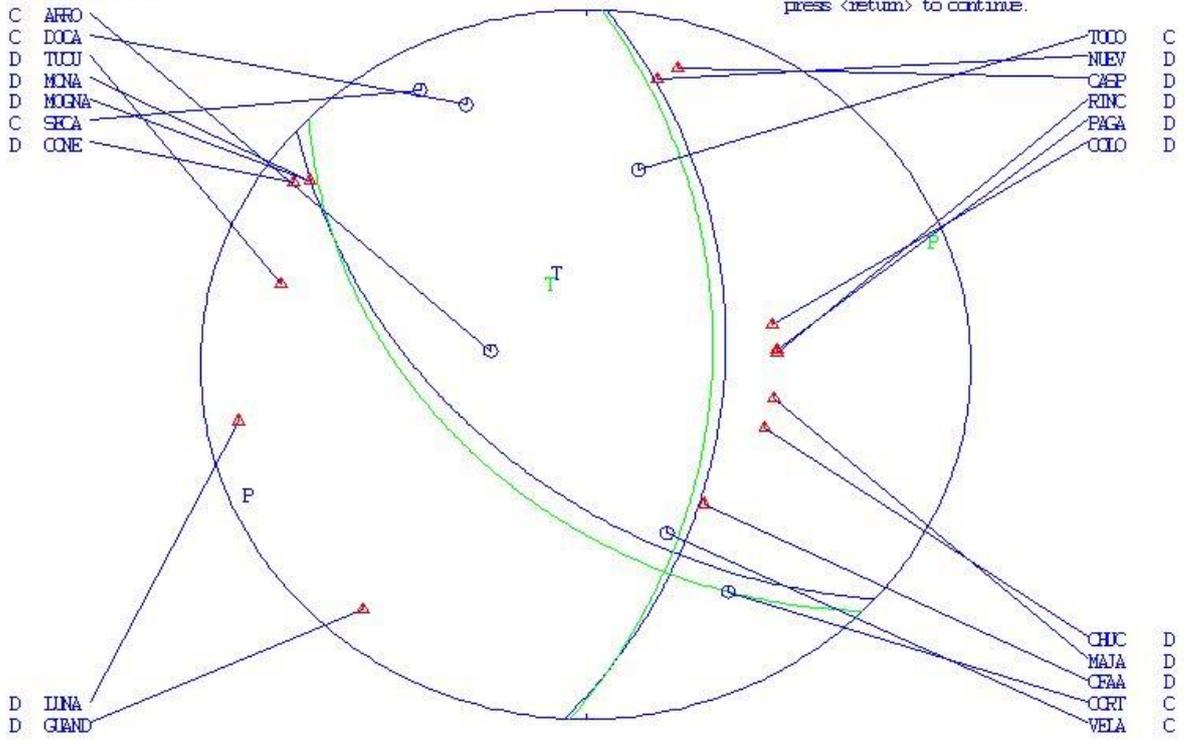
133 47 56
 132 48 55
 133 48 56
 C ARTO
 133 DOCA 13/57/58
 134 TUCU 13/57/58
 132 MUSA 13/57/58
 133 MICHU 13/57/58
 133 SCA 13/57/58
 133 COPE 13/57/58
 134 50 58

Enter Q to quit or
 press <return> to continue or
 move the cursor and enter P or T
 to select your preferred solution

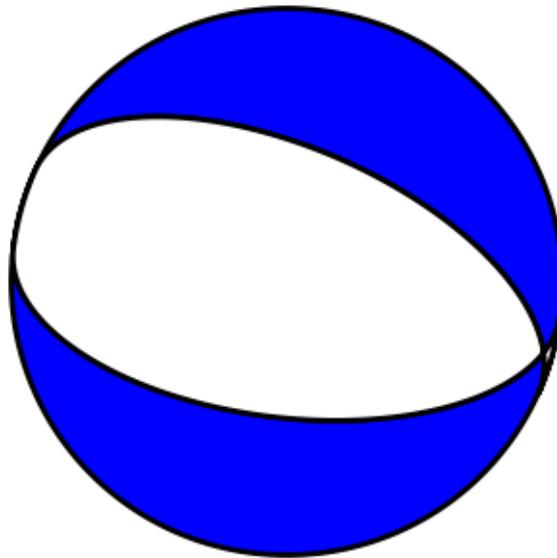


2009 518 0728 57.7 L -30.391 -69.358 21.3 SJA 26 0.4 2.2ISJA 3.0WEJA
 SIR DIP RAK Source
 131 53 53 ROOMEC
 134 48 53 RFFIT

Enter Q to quit or
 press <return> to continue.



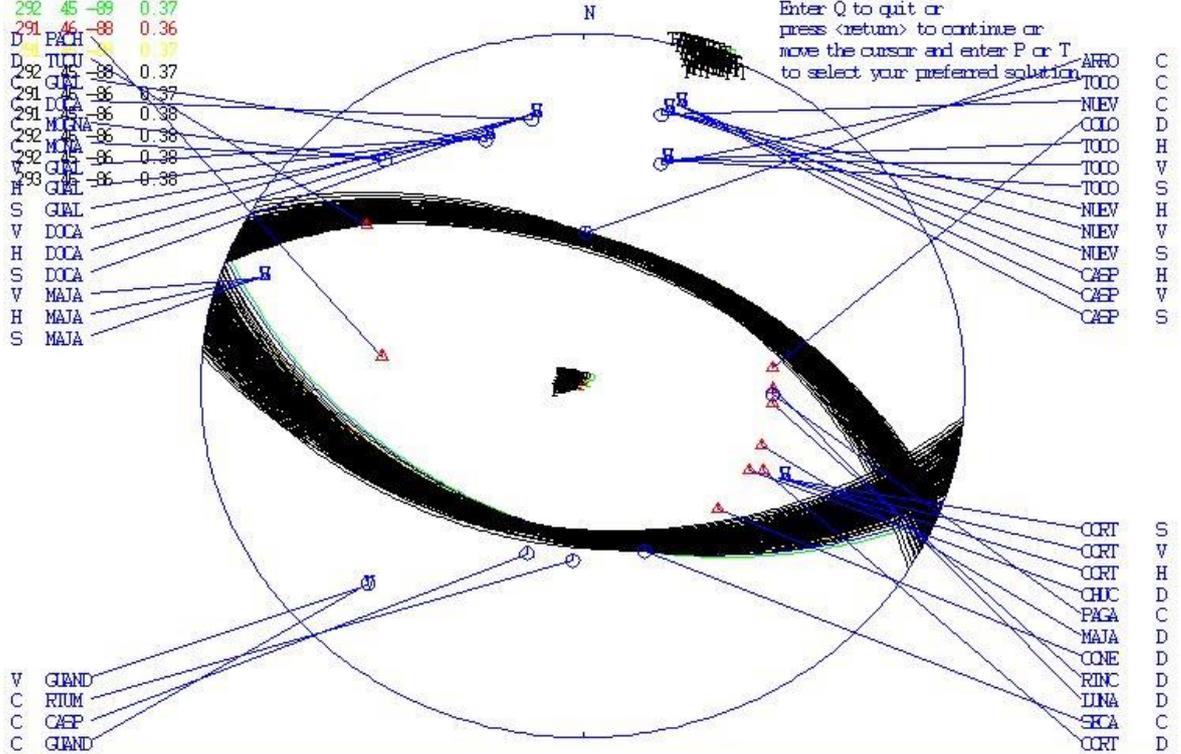
Sismo N° 33: Ocurrido el 08/06/2009



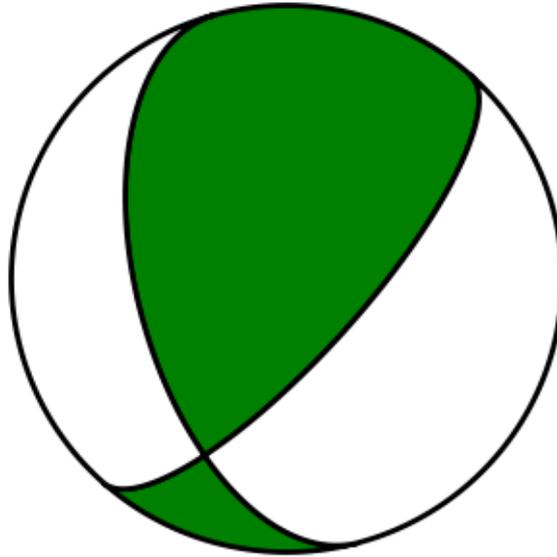
2009 6 8 1238 47.0 L -30.139 -69.241 30.0 SJA 25 0.4 2. ZIESJA 3.0WEJA

| SIR | DIP | PAK | Source |
|-----|-------|-----|--------|
| 291 | 45 | -89 | 0.37 |
| 292 | 45 | -89 | 0.37 |
| 291 | 46 | -88 | 0.36 |
| D | PACH | | |
| D | TUCU | | |
| 292 | 45 | -88 | 0.37 |
| C | GUAL | -86 | 0.37 |
| 291 | DOCA | -86 | 0.38 |
| C | MICNA | -86 | 0.38 |
| 292 | MATA | -86 | 0.38 |
| 292 | GUAL | -86 | 0.38 |
| V | GUAL | -86 | 0.38 |
| H | GUAL | -86 | 0.38 |
| S | GUAL | | |
| V | DOCA | | |
| H | DOCA | | |
| S | DOCA | | |
| V | MATA | | |
| H | MATA | | |
| S | MATA | | |

Enter Q to quit or
press <return> to continue or
move the cursor and enter P or T
to select your preferred solution



Sismo N° 34: Ocurrido el 26/06/2009

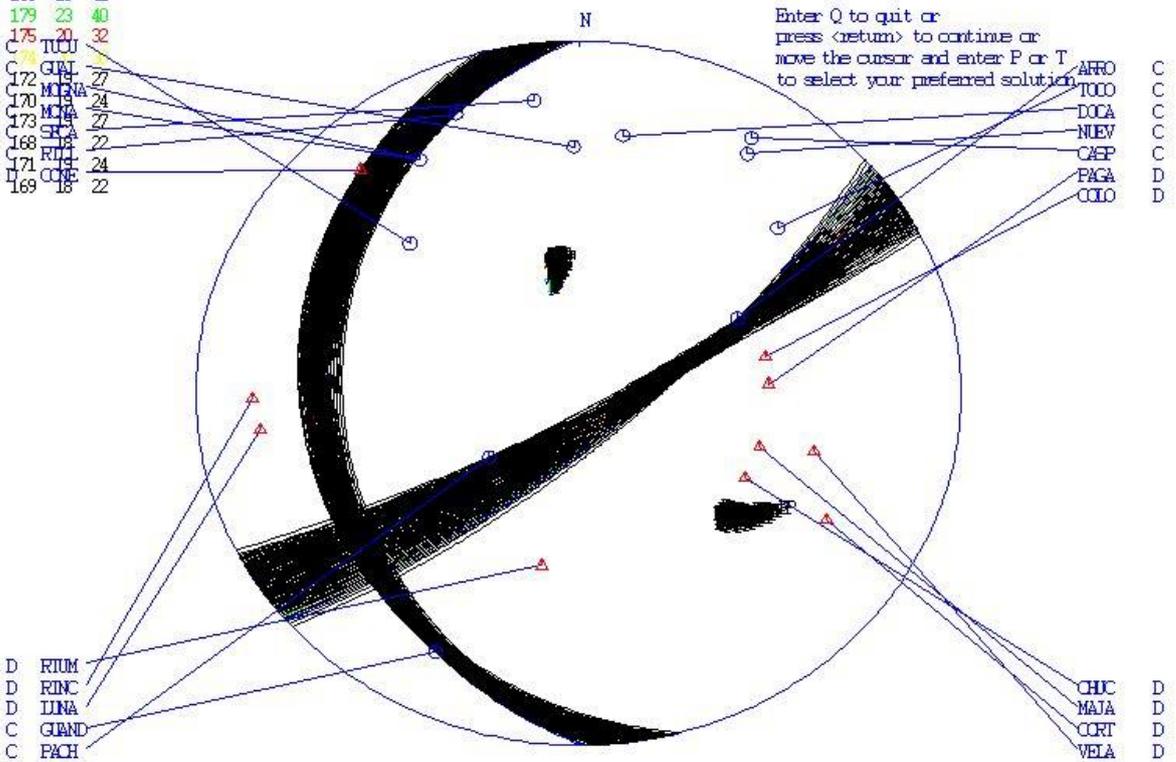


2009 626 1856 35.0 I -30.286 -68.964 27.3 SJA 26 0.4 2.8ISJA 3.0WEJA

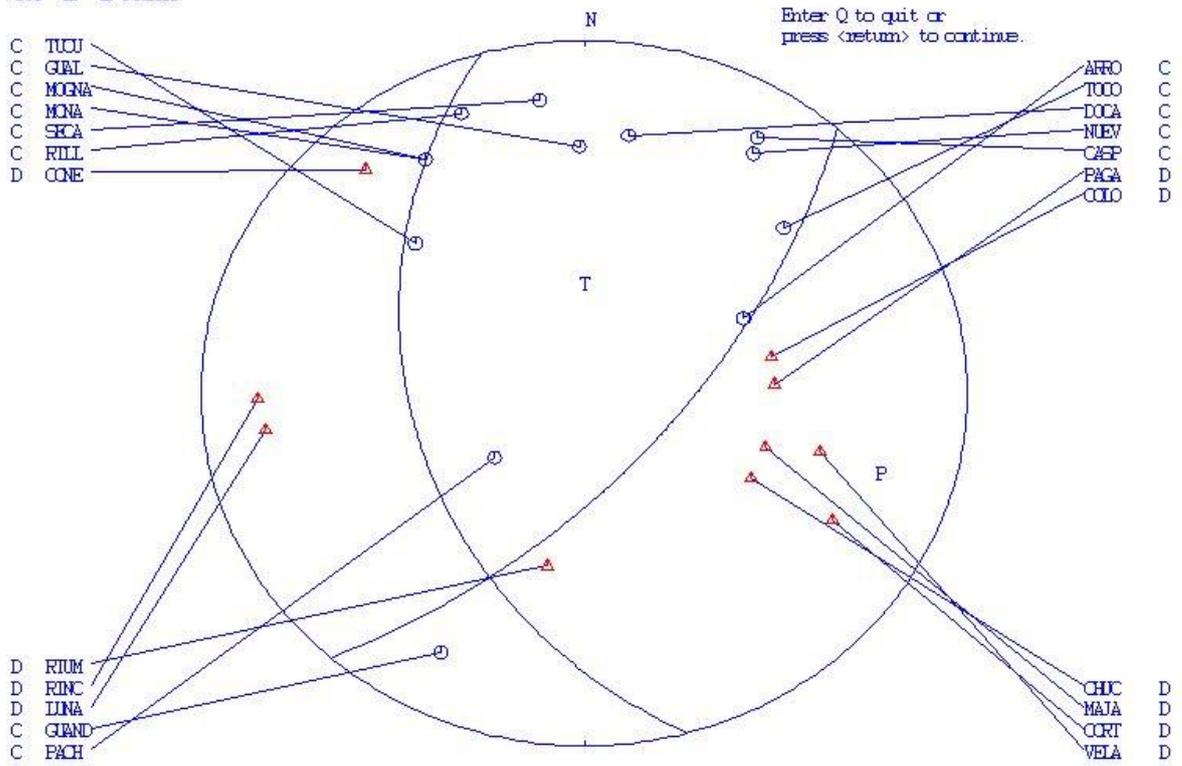
SIR DIP PAK Source

180 23 42
 179 23 40
 175 20 32
 C 172 27
 C 170 24
 C 173 27
 C 168 22
 C 171 24
 D 169 22

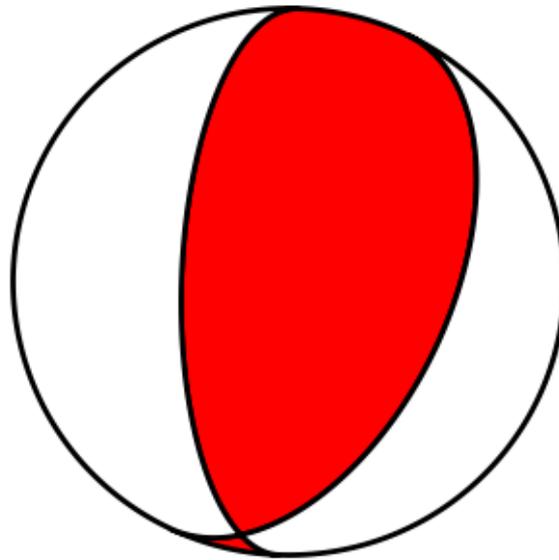
Enter Q to quit or
 press <return> to continue or
 move the cursor and enter P or T
 to select your preferred solution.



2009 626 1856 35.0 L -30.286 -68.964 27.3 SJA 26 0.4 2.8ISJA 3.0MSJA
 SIR DIP RAK Source
 164 41 41 FOEMEC



Sismo N° 36: Ocurrido el 26/08/2009

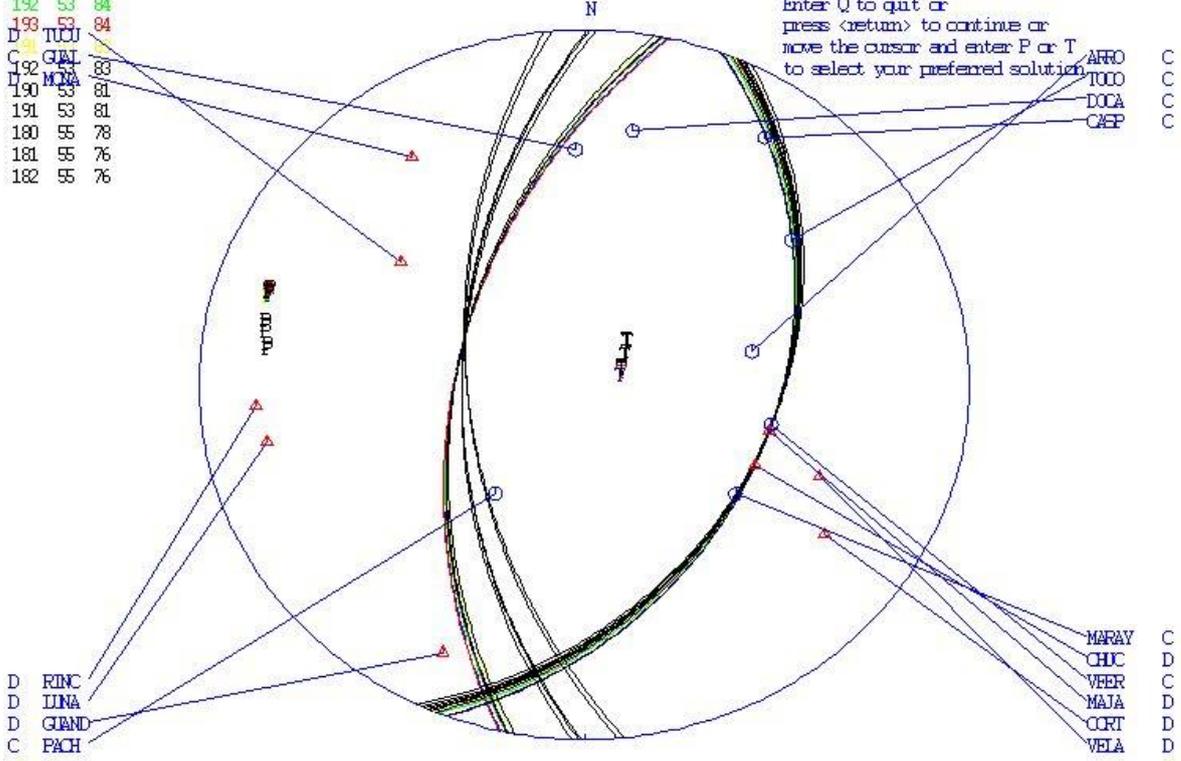


2009 826 0806 15.0 L -30.355 -68.967 26.6 SJA 28 0.4 1.6ISJA 2.6WESJA

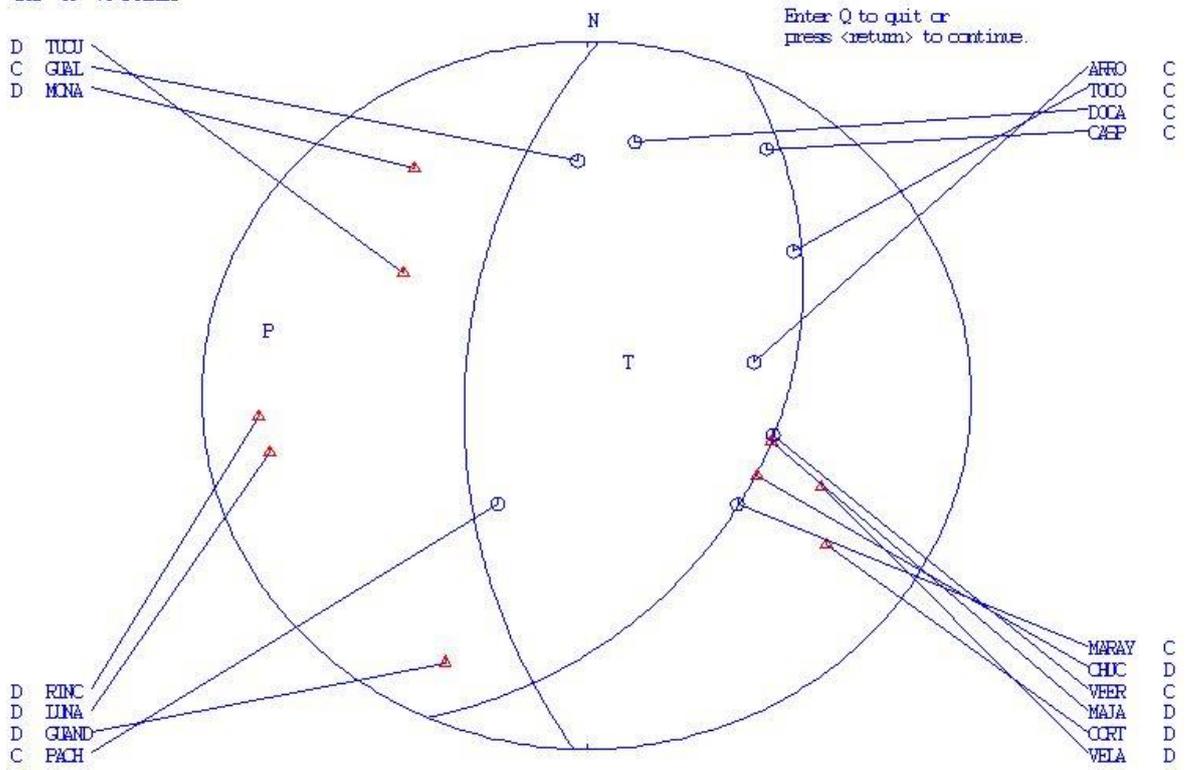
SIR DIP RAK Source

193 53 85
 192 53 84
 193 53 84
 D TUCU
 C GUA
 192 53 83
 190 53 81
 191 53 81
 180 55 78
 181 55 76
 182 55 76

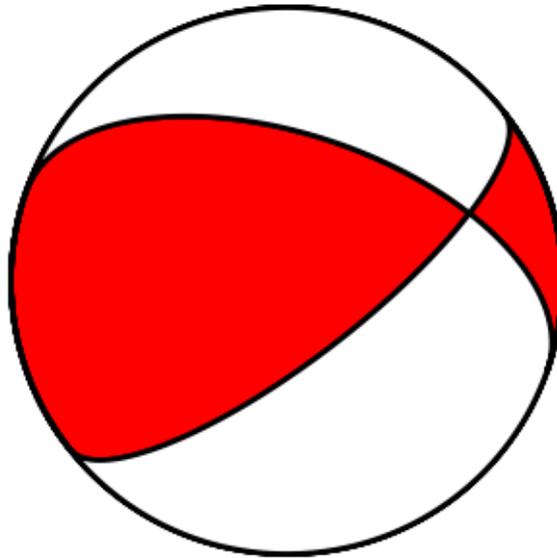
Enter Q to quit or
 press <return> to continue or
 move the cursor and enter P or T
 to select your preferred solution



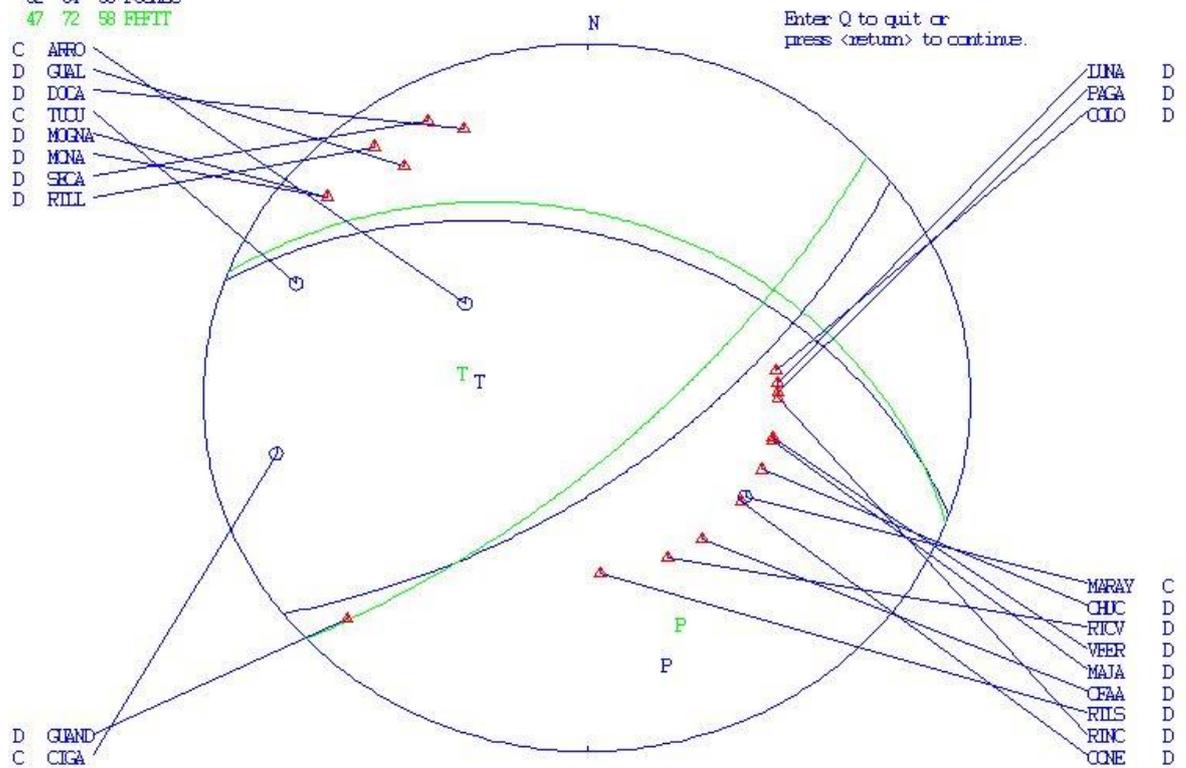
2009 826 0806 15.0 L -30.355 -68.967 26.6 SJA 28 0.4 1.6ISJA 2.6ISJA
 SIR DIP RAK Source
 182 55 76 POQMEC



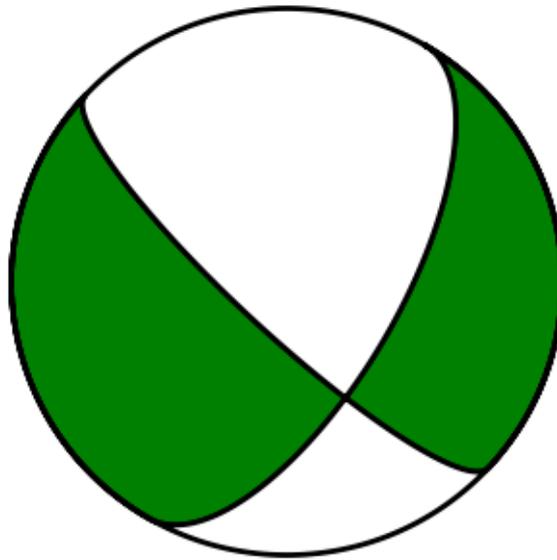
Sismo N° 37: Ocurrido el 02/09/2009



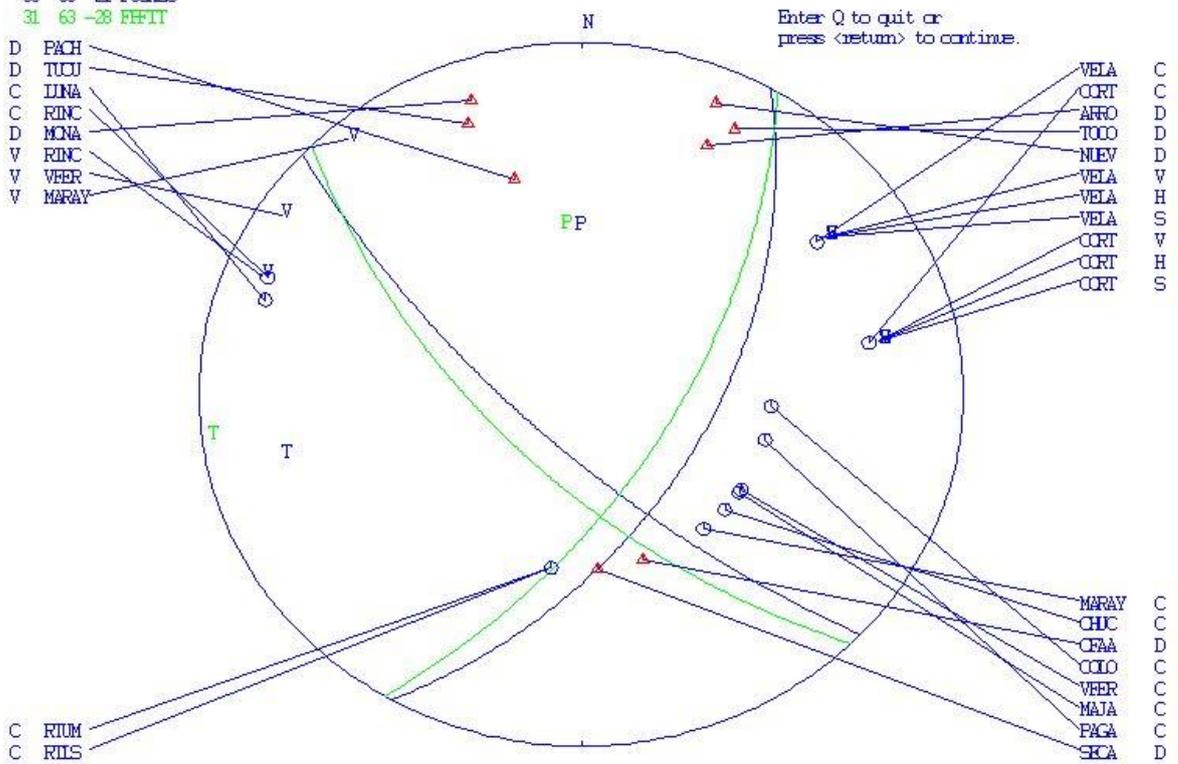
2009 9 2 0846 34.4 L -30.285 -69.414 22.8 SJA 29 0.4 1.9ISJA 2.6WSJA
 SIR DIP RAK Source
 52 64 56 POMEQ
 47 72 58 REFIT



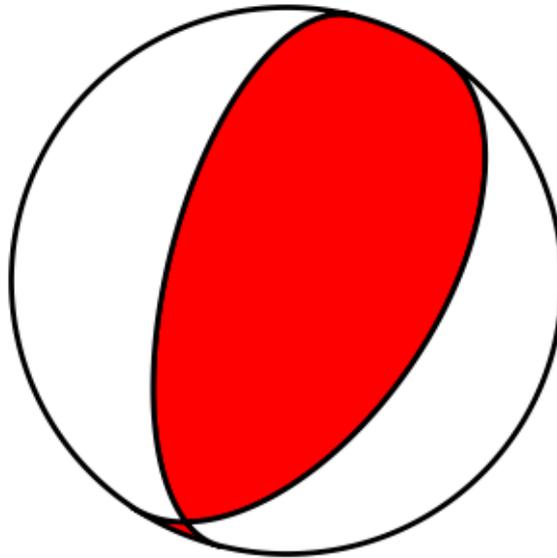
Sismo N° 38: Ocurrido el 08/09/2009



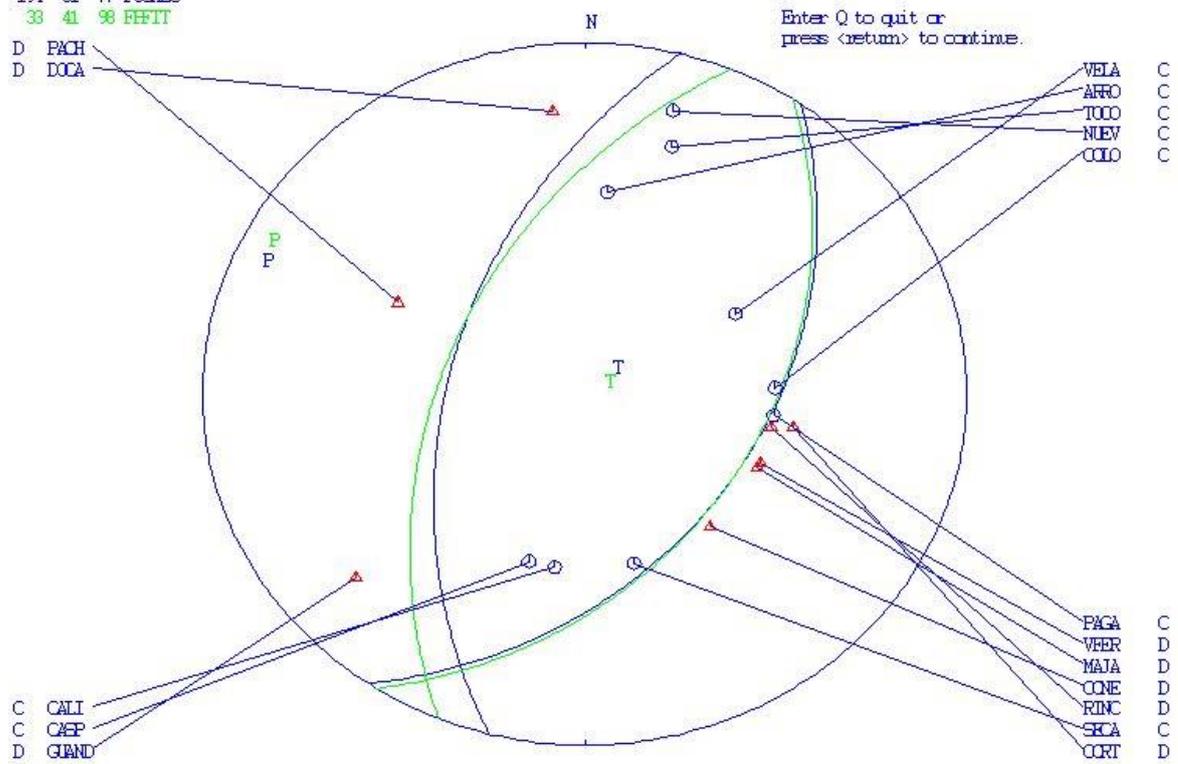
2009 9 8 0911 29.7 L -29.845 -68.941 23.3 SJA 29 0.4 1.8 SJA 2.8 WEA
 SIR DIP RAK Source
 30 53 -21 FOCMEC
 31 63 -28 PFFIT



Sismo N° 41: Ocurrido el 05/11/2009



2009 11 5 0753 29.1 L -30.025 -69.196 28.0 SJA 24 0.3 1.7ISJA 2.5MEJA
 SIR DIP RAK Source
 194 51 77 FOCMEC
 33 41 98 REFIT



IX – Bibliografía

- 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: La sismología en Sudamérica y los mecanismos de prevención y mitigación del riesgo y peligro sísmico - Homenaje a Alberto Giesecke. Lima, Perú. p. 57 - 72.
- Alvarado, P. y Ramos, V.A., 2011. **La estructura ándica de las Sierras Pampeanas basadas en los mecanismos focales de Terremotos en su región noroeste.** Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 67, no. 4, p. 461-472.
- Alvarado, P.; Sanchez, G. y Castro de Machuca, B., 2010. **Nuevas evidencias de la actividad sísmica del terreno Cuyania en la región de subducción de placa horizontal de Argentina.** Revista mexicana de Ciencias Geológicas, v. 27, no. 2, p. 278-291.
- Alvarado, P.; Pardo, M.; Gilbert, H.; Miranda, S.; Anderson, M.; Saez, M. y Beck, S.L., 2009. **Flat-slab subduction and crustal models for the seismically active Sierras Pampeanas región of Argentina.** En Kay, S.; Ramos, V.A. ; Dickinson, W. (eds.), Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Memoria 204, p. 261-278.
- Alvarado, P. y Beck, S., 2006. **Source characterization of the San Juan (Argentina) crustal earthquakes of 15 January 1944 (Mw7.0) and 11 June 1952 (Mw 6.8).** Earth and Planetary Sciences Letters, 242: 615-631.
- Alvarado, P.; Castro de Machuca, B. y Beck, S.L., 2005. **Comparative seismic and petrographic cristal study between the Western and Eastern Sierras Pampeanas region (31°S).** Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 60, no. 4, p. 787-796.
- Aki, K. y Richards, P.G., 1980. **Quantitative Seismology : Theory and Methods.** W.H. Freeman and Co., New York, San Francisco, Estados Unidos. 932 p.
- Ammirati, J-B.; Pérez Luján, S.; Alvarado, P.; Beck, S.; Rocher, S. y Zandt, G., 2016. **High-resolution images above the pampean flat slab of Argentina (31-32°S) from local receiver functions: Implications on regional tectonics.** Earth and Planetary Science Letters 450: 29-39.
- 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.** Geophys. J. Int.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: 100-1009.
- 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, v. 171, no. 1, p. 419-434.
- Angelier, J., 1979. **Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population.** Tectonophysics, v. 56, T17-T26.

- Barazangi, M. e Isacks, B.L., 1976. **Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America.** *Geology*, v. 4, no. 11, p. 686-692.
- Bastias, H.; Tello, G.; Perucca, L. y Paredes, J., 1993. **Peligro Sísmico y Neotectónica.** 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. V. Ramos (Ed.), Relatorio, 6 (1): 645-658. Mendoza.
- Bilbao, I.; Monsalvo, G.; Figueroa, M.; Alvarado, P.; Saez M. y Rivas, C., 2014. **Sismotectónica de la sierra de Pie de Palo: un análisis comparativo basado en el tamaño de la sismicidad cortical.** Acta del XIX Congreso Geológico Argentino, Simposio Subducción horizontal en el segmento andino 27° - 33° S: Un enfoque multidisciplinario. Abstract S20-1. p. 1353-1354.
- Bilbao, I.; Alvarado, P. y Saez, M., 2012. **Deformación sísmica de la placa de Nazca en zonas adyacentes al segmento de subducción horizontal (31°S) utilizando el modelado de ondas sísmicas regionales de banda ancha.** XV Reunión de Tectónica, San Juan.
- Bott, M.H.P., 1959. **The mechanism of oblique-slip faulting.** *Geology Magazine*, v. 96, p.109-117.
- Bodenbender, G., 1895. **El terremoto argentino del 27 de octubre de 1894: Córdoba.** Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 48 p.
- Brune, J., 1970. **Tectonic stress and seismic shear waves from earthquakes.** *Journal of Geophysical Research*, v. 75, p. 4997-5009.
- Burridge, R. y Knopoff, L., 1964. **Modell and theoretical seismicity.** *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 54, p. 1875-1888.
- Cahill, T.A. e Isacks, B.L., 1992. **Seismicity and shape of the subducted Nazca plate.** *Journal of Geophysical Research*, v. 97, no. B12, p. 17,503-17,529.
- Castano, M.V., 1996. **Evaluación del impacto socio-económico que produciría en la Provincia de San Juan, un terremoto de características similares al del 27 de Octubre de 1984.** Trabajo Final de Licenciatura en Geofísica. FCEFC-UNSJ., 57p.
- Castano, J.C., 1992. **International Symposium on Earthquake Disaster Prevention 3:** 61-70.
- Chinn, D.S. e Isacks, B.L., 1983. **Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western South America and in the New Hebrides Island Arc.** *Tectonics*, 2: 529-563.
- 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.** Report 00-0108 USGS.
- Davis, J.S.; Roeske, S.M.; McClelland, W.C. y Snee, L.W., 1999. **Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chilenia; Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the Southwest Precordillera.** En Ramos, V.A., Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 336*, 115-138.
- DeMets, C.; Gordon, R.G. y Argus, D.F., 2010. **Geologically current plate motions.** *Geophysical Journal International*, v. 181, p. 1-80.
- Ebel, J., 1989. **The effect of crustal scattering on observed high-frequency earthquake seismograms.** *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 98, 329-341.

- Ebel, J. E. y Bonjer, K.P., 1990. **Moment tensor inversion of small earthquakes in southwestern Germany for the fault plane solution.** *Geophys. J. Int.* 101, 133–146.
- Efron, B. y Tibshirani, R., 1986. **Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals, and other measures of statistical accuracy.** *Stat. Sci.*, v.1, p. 54-77.
- Geiger, L., 1910. **Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten.** *Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen*, Mathematisch-Physikalische Klasse, 331-349.
- Haller, M.A. y Ramos, V.A., 1993. **Las ofiolitas y otras rocas afines**, en Ramos, V.A. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 2° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos: Buenos Aires, Argentina, Relatorio I(4), 31-40.
- Haller, M.A. y Ramos, V.A., 1984. **Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza.** 9° Congreso Geológico Argentino: San Carlos de Bariloche, Argentina, Actas 2, 66-83,
- Hanks, M. y H. Kanamori., 1979. **A moment magnitude scale.** *J. Geophys. Res.* 84, 2348–2340.
- Havskov, J. y Ottemöller, L., 2010. **Routine Data Processing in Earthquake Seismology.** Springer Publishing. 347p.
- Inglada, V., 1926. Nuevo procedimiento de cálculo de las coordenadas del foco sísmico por medio de las horas de P registradas en varias estaciones próximas. *Revista "Ibérica"*, núm. 639.
- INPRES, 2017. Catálogo de sismos on-line <http://www.inpres.gov.ar/desktop/>
- INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica), 2012a. **Catálogo de Terremotos Históricos.** <http://www.inpres.gov.ar> (Febrero 2012).
- INPRES, 2009. Listado de terremotos históricos, catálogo on-line. <http://www.inpres.gov.ar/>
- INPRES, 1993. **La verdadera dimensión del problema sísmico en la provincia de San Juan: Publicación Técnica 18**, 46 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*, v. 286, p. 737-764.
- Jordan, T. E.; Isacks, B. L.; Allmendinger, R. W.; Brewer, J. A.; Ramos, V. A. y Ando, C. J., 1983. **Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate.** *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 341-361.
- Kadinsky-Cade, K.A., 1985. **Seismotectonic of the Chile margin and the 1977 Cauçete earthquake of western Argentina.** Ph.D.dissertation, Cornell Univ., Ithaca, N.Y.
- Kanamori, H., 1977. **The energy release in great earthquakes.** *J. Geophys. Res.* 82, 2981–2987.
- Kanamori, H., 1983. **Magnitude scale and quantification of earthquakes.** In: S.J. Duda and K. Aki (Editors), *Quantification of Earthquakes.* *Tectonophysics* 93: 185-199.
- Kasahara, K., 1981. **Earthquake mechanics Cambridge University Press.** 248p.
- Kay, S. y Abbruzzi, J., 1996. **Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the Central Andean flat-slab between 30 and 32°S.** *Tectonophysics* 259, 15–28.

- Kay, S.M.; Mpodozis, C.; Ramos, V.A. y Munizaga, F., 1991. **Magma source variations for midlate Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28° to 33°S) Argentina.** En Harmon, R.S. y Rapela, C.W., editores, *Andean Magmatism and Its Tectonic Setting*. Geological Society of America Special Paper 265, p. 113–137.
- Langer, C.J. y Hartzell, S., 1996. **Rupture distribution of the 1977 western Argentina earthquake.** *Phys. Earth planet. Inter.*, 94: 121–132.
- Lienert, B.R. y Havskov, J., 1995. **A computer program for locating earthquakes both locally and globally.** *Seismological Research Letters*, v. 66, p. 26 - 36.
- Maruyama, T., 1963. **On the forcé equivalents of dynamical elastic dislocations with reference to the earthquakes mechanism.** *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo University*, v. 41, p. 46-86.
- McKenzie, D.P., 1969. **The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stress.** *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 59, p. 591-601.
- Michael, A.J., 1987. **Use of focal mechanisms to determine stress: a control study.** *Journal of Geophysical Research*, v. 92, no. B1, p. 357-368.
- Michael, A.J., 1984. **Determination of stress from slip data: faults and folds.** *Journal of Geophysical Research*, v. 89, no. B13, p. 11,517-11,526.
- Monsalvo, G.; Alvarado, P.; Sáez, M.; Linkimer, L; Bilbao, I., 2014. **Deformacion reciente de la sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan.** *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71(2); 23 p.
- Ortiz, A. y J.J. Zambrano., 1981. **La provincia geológica de Precordillera Oriental.** VIII Congr. Geol. Argent., 1: 59-74, Asociacion Geologies Argentina, Buenos Aires, Argentina.
- Ottermolöller, L.; Voss,P. y Havskov, J., 2015. **SEISAN: The earthquake analysis software for Windows, SOLARIS, LINUX and MACINTOSH version 10.3.** Department of Earth Science, University of Bergen, Norway.
- Perarnau, M., 2013. **Estudio comparativo de la estructura cortical de las Sierras Pampeanas Orientales y Occidentales en el segmento de subducción horizontal Andino.** Tesis Doctoral. FCFN-UNSJ. 120p.
- Pérez Luján, S.B.; Ammirati, J.-B.; Alvarado, P. y Vujovich, G.I., 2015. **Constraining a mafic thick crust model in the Andean Precordillera of the Pampean flat slab subduction region.** *J. South Am. Earth Sci.*64, 325–338.
- Perucca, P. y Vargas, N., 2014. **Neotectónica de la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina.** *Boletín de la Soc. Geolog. Mexicana*, 66 (2): 291-304.
- Perucca, L.; Audemard, F.; Pantano, A.; Vargas, N.; Avila, C.; Onorato, M., 2012. **Vergencias opuestas Cuaternarias en el área de Acequión, Precordillera de San Juan (Argentina).** *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 25: 3-13.
- Perucca, L.; Pérez, M. y Navarro, C., 2006. **Fenómenos de licuefacción asociados a terremotos históricos. Su análisis en la evaluación del peligro sísmico en la Argentina.** *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61, 567-578.

- Perucca, P. y Paredes, J., 2004. **Descripción del fallamiento activo en la Provincia de Sam Juan.** Tópicos de geociencias. EDU-Fundación UNSJ: 269- 309.
- 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., 1997. **El Segmento de Subducción Subhorizontal de los Andes Centrales Argentino-Chilenos.** *Acta Geológica Hispánica* 32 (7): 5-16.
- 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 Sci. Rev.* 83, 49-82.
- Reasenber, P. y D. Oppenheimer., 1985. **Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions.** US Geological Survey open-file report. 85-739, 109 pp.
- Reid, H.F. y Taber, S., 1919. **The Porto Rico Earthquakes of October-November, 1918.** *Bulletin of the Seismological Society of America.* 9 (4): 95-127.
- Reid, H.F., 1911. **The Elastic-Rebound theory of earthquakes.** *University of California Publ. Geol. Sci.*, 6: 413-444.
- Richter, C.F., 1935. **An instrumental earthquake magnitude scale.** *Bulletin of Seismological Society of America*, v. 25, p. 1-32.
- Ritsema, A.R., 1962. **P and S amplitudes of two earthquakes of the single force couple type.** *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 52, p. 723-746.
- Sánchez, G.; Recio, R.; Marcuzzi, O.; Moreno, M.; Araujo, M.; Navarro, C.; Suárez, J.C.; Havskov, J. y Ottemöller, L., 2013. **The Argentinean National Network of Seismic and Strong-Motion Stations.** *Seism. Res. Letters* 84 (5): 729-736.
- Shearer, P., 2009. **Introduction of Seismology.** Cambridge University Press 396p.
- Siame, L.L.; Bourles, D.; Sebrier, M.; Bellier, O.; Castano, J.; Araujo, M.; Pérez, M.; Raisbeck, G. y Yiou, F., 1997. **Cosmogenic dating from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by El Tigre fault, Argentina:** *Geology*, 25, 975-978.
- Snoke, J.A., 2003. **FOCMEC: FOCal MECHANism determinations.** A manual. www.geol.vt.edu/outreach/vtso/focmec/.
- Stern, C.R., 2004. **Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting.** *Revista Geológica de Chile*, v. 31, no. 2, p. 161–206.
- Stein, S. y Wysession, M., 2003. **An introduction to seismology, earthquakes and earth structure.** Blackwell Publishing, Oxford. 498 p.
- Thomas, W.A.; Astini, R.A., 2003. **Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana;** a review, en Pankhurst, R.J., Spalletti, L. (eds.), IGCP 436 Pacific Gondwana Margin Special Issue: *Journal of South American Earth Sciences*, 16(1), 67-79.
- Udías A. y Mezcuca J., 1997. **Fundamentos de geofísica.** Editorial Alianza, S.A., Madrid.

- Venerdini, A.; Sánchez, G.; Alvarado, P.; Bilbao, I. y Ammirati, J-B., 2016. **Nuevas determinaciones de velocidades de ondas P y ondas S para la corteza sísmica del terreno Cuyania en el retroarco andino.** Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 33(1): 59-71.
- Yáñez, G.A.; Ranero, C.R.; von Huene, R. y Diaz, J., 2001. **Magnetic anomaly interpretation across the southern Central Andes (32° - 34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin.** Journal of Geophysical Research, v. 106, no. B4, p. 6325-6345.
- Zapata, T.R. y Allmendinger, R.W., 1996. **Thrust-front zone of the Precordillera, Argentina: a thick-skinned triangle zone.** American Association of Petroleum Geology Bulletin 80: 359-381.
- Zoback, M.L. y Zoback, M.D., 1980. **State of stress in the conterminous United States.** Journal of Geophysical Research. 85, B11: 6113-6156.