

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA



GUSTAVO FEDERICO ORTIZ

Profesor Asesor: Dra. Patricia Alvarado

2012

La inteligencia consiste no sólo en el conocimiento, sino también en la destreza de aplicar los conocimientos en la práctica.

Aristóteles (384 AC-322 AC). Filósofo griego.

El presente trabajo final de licenciatura está especialmente dedicado a mi padre. Gracias viejo porque siempre me brindaste todo tu apoyo. Porque siempre serás mi gran referente y sé que desde arriba me sigues guiando y dando valor en cada paso que doy. Gracias por todo Papá!

Agradecimientos

Quisiera agradecer especialmente a mi madre por enseñarme que por más duro que golpee la vida siempre hay razones para seguir en pie y nunca rendirse. Gracias por enseñarme que lo bueno siempre está por venir.

Quisiera agradecer a mis hermanos, Carolina y Pablo porque hermanos son aquellos con quienes podés jugar, pelear, reír, llorar y nunca dejarán de darte todo su apoyo.

Quisiera agradecer a mi Nona, tíos, tías, primos y primas...en fin a mi familia, tanto en Mendoza como en San Juan, por todos los buenos momentos que me hacen vivir y gracias por hacerme sentir feliz de tener una buena familia.

Quisiera agradecer a mi amore, Mariana, por enseñarme que todo se puede y demostrarme su amor día a día, por aguantarme en las buenas y en las malas, pero más que nada por hacerme un lugar en su corazón.

Quisiera agradecer especialmente a mi Directora y amiga, Dra. Patricia Alvarado por todos los buenos consejos y el apoyo incondicional que me brinda. Por las correcciones y el arduo trabajo que realizó para que este trabajo final se cumpliera.

Quisiera agradecer al grupo de sismotectónica, Guillermo, Marcelo, Jean-Baptiste (Juan), Mauro, Anindita por los conocimientos, la ayuda y las recomendaciones brindadas que me facilitaron la realización de este trabajo final.

Quisiera agradecer al Programa Permanente “Sismicidad Andina Utilizando una Red Sismológica de Banda Ancha” del Dpto. de Geofísica y Astronomía de la FCEfyN, UNSJ. Resolución 100/2008-FCEfyN. Bajo la dirección de la Dra. Patricia Alvarado

Quisiera agradecer a mis compañeros y amigos que me acompañaron en la etapa universitaria, que se convirtieron en parte mi familia sanjuanina y con la cual sigo compartiendo buenos momentos: Joaquín (Joaco), Cristian (Yisus), Ana Paula, Carla, Pablo, Sofi, Juan, Laurita, Gustavo (Riojano), Ricardo (El Viejo)...en fin a todos aquellos con los que comparto muy buenas andanzas.

Quisiera agradecer a “los vagos” de casa, Mati, Negro, Leo y Gabi porque siempre es necesaria la compañía, por las noches de pizzas y películas, por los asados y los calores compartidos juntos.

Quisiera agradecer al Jurado: Juan Baraldo, Juan P. Ariza e Inés Bilbao por las correcciones realizadas y las recomendaciones dadas para la realización de este trabajo final.

Índice

Resumen	1
Capítulo 1	
1. Introducción	2
1.1. Motivos y Objetivos	2
1.2. Metodología de Trabajo	2
1.3. Ubicación y Acceso	3
Capítulo 2	
2. Geografía	5
2.1. Geomorfología	5
2.2. Hidrografía	6
2.3. Clima	6
2.4. Flora y Fauna	7
2.4.1 Flora	7
2.4.2 Fauna	8
2.5. Población	8
Capítulo 3	
3. Geología Regional de las Sierras de Córdoba	10
3.1. Morfología de Subducción	10
3.2. Sierras Pampeanas Orientales	11
3.3. Estratigrafía de las Sierras de Córdoba	12
3.4. Estructura de las Sierras de Córdoba	13
3.5. Procesos Magmáticos y Metamórficos	15
3.5.1 Ordovícico-Silúrico	15
3.5.2 Paleozoico medio	18
3.5.3 Terciario superior (Mioceno superior-Plioceno medio-inferior)	21
3.6. Evolución Geotectónica	24
3.6.1 Segmento Central (28°-33° S)	29
Capítulo 4	
4. Geología Local	31
Capítulo 5	
5. Sismotectónica	34
5.1. Sismicidad Local Histórica y Moderna	34
5.2. Cálculo de Mecanismos Focales y Ejes de Esfuerzos Principales	37

5.2.1 Mecanismo Focal y Tensor de Esfuerzos Regionales	44
5.2.2 Programas para calcular mecanismos focales y esfuerzos relacionados	45
5.2.3 Análisis de Esfuerzos	51
5.3. Modelo de Corteza Local	51
Capítulo 6	
6. Integración de la Información Geológica y Geofísica	53
6.1. Análisis de Resultados	56
6.2. Modelo de Deformación Propuesto	56
Conclusiones	58
Bibliografía	59
Anexos	68

Resumen

El trabajo consistió en el estudio de la sismicidad moderna de las Sierras de Córdoba y su relación con los modelos estructurales posibles de generar la deformación activa de estos bloques de basamento. El mismo, surge a partir de la Práctica Profesional de 4to año de la Licenciatura en Geología llevada a cabo en los años 2010-2011. En dicha práctica se planteó un modelo de la deformación y la consecuente reestructuración del sector de Sierras Pampeanas durante la Orogenia Andina. Este modelo tomó como base información geológica de superficie e información geofísica que permitió observar niveles de deformación a escala cortical. La información del subsuelo fue obtenida a partir de una investigación sismológica utilizando estaciones de banda ancha distribuidas estratégicamente en diferentes localidades de las Sierras Pampeanas Orientales como parte de los Proyectos “Eastern Sierras Pampeanas” (ESP) y “Sierras Pampeanas Experiment using a Multi-component Broadband Regional Array” (SIEMBRA) con financiamiento de la Academia Nacional de Estados Unidos y la participación de las Universidades de Purdue, Arizona, Colorado College (EEUU), el INPRES y el Grupo de Sismotectónica del Depto. de Geofísica y Astronomía de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la UNSJ.

En este trabajo se analizaron trazas sísmicas para las tres componentes correspondientes a sismos locales que ocurren en la corteza de las Sierras de Córdoba. Los datos fueron procesados utilizando programas computacionales que permitieron localizar la sismicidad tanto en su ubicación epicentral como en su profundidad de foco y determinar los mecanismos focales como una representación del estilo de la deformación asociada a planos de fallamiento activados por la generación de los eventos sísmicos. Otra propiedad estudiada en este trabajo se relaciona con la estimación de ejes de Presión y Tensión, los cuales han servido de base para determinar la dirección de los esfuerzos principales que actúan en la región de estudio, y de este modo, ajustar mejor un modelo de deformación que integre la información geológica de superficie, las estimaciones de niveles de despegue a profundidades de corteza y niveles activos de deformación sísmica dentro de ella.

Es de destacar que los resultados encontrados en este trabajo representan las primeras determinaciones sísmicas en las Sierras Pampeanas Orientales utilizando una red sísmica de banda ancha local.

Capítulo 1

1. Introducción

1.1. Motivos y Objetivos

El presente trabajo tiene como propósito fundamental cumplir el requisito que establece la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan para graduarse como Licenciado en Ciencias Geológicas.

Los objetivos son los siguientes:

- ✓ Aplicación de los conocimientos adquiridos durante el desarrollo del cursado de la carrera y lo realizado en la Práctica Profesional de 4to año de la Licenciatura en Ciencias Geológicas.
- ✓ Caracterización de la localización epicentral, mecanismos, profundidad sísmica y deformación activa en las Sierras de Córdoba. Elaboración de mapas y cortes transversales que muestren un modelo estructural de la deformación moderna en este sector de las Sierras Pampeanas Orientales.

1.2. Metodología de trabajo

A partir de la realización de la Práctica Profesional de 4to Año, se obtuvo un modelo geológico sobre la reestructuración de las sierras de Córdoba durante la orogenia andina. Dicho modelo se basó en datos geológicos y geofísicos. Los datos sismológicos registrados durante dos experimentos llamados SIEMBRA (2000-2002) y ESP (2008-2009) fueron analizados para la realización del presente informe final.

El modelo estructural para el sector de las Sierras Pampeanas Orientales que se obtuvo en la Práctica de 4to Año (Ortiz, 2011) se basó en imágenes sismológicas del subsuelo de función del receptor, a la que se integró información geológica relevada en superficie confeccionando así un perfil geológico a los 31° 30' S de latitud.

Este trabajo estudia la sismicidad cortical registrada por redes sísmicas de dos experimentos sismológicos desplegados simultáneamente en las Sierras Pampeanas Occidentales y Precordillera (SIEMBRA) y en las Sierras Pampeanas Orientales (ESP) durante 2008 a 2009. Se tomaron criterios de discriminación para seleccionar la sismicidad de mayor tamaño de fuente (magnitud mayor o igual que 2.3), y se consideraron aquellos sismos ocurridos en la zona delimitada por las latitudes 33°S y 30°S y longitudes 65°30'O y 63°30'O. De esta selección se obtuvieron nueve sismos superficiales los cuales han sido analizados con otras técnicas sismológicas para estudiar la deformación, como se detalla a continuación.

Los eventos se trabajaron con programas específicos (FOMEC, SLICK; Snoke et al., 1984 y Michael, 1984, respectivamente) para calcular y determinar sus mecanismos focales y estimar la dirección de los esfuerzos principales. De los resultados obtenidos un evento fue eliminado debido a que el error asociado era mayor de lo esperado. Esto se debió probablemente a que el mecanismo no se ajustaba bien con el modelo de corteza propuesto o la baja calidad de la información sísmica de entrada.

Finalmente como resultado del trabajo final se propone la elaboración de un modelo que incluya los sismos estudiados en este trabajo a partir del análisis de información sísmológica y otros, obtenidos por otros autores. Se pretende que el modelo de subsuelo satisfaga, tanto la información geológica, como geofísica que se conoce actualmente.

1.3. Ubicación y Acceso

Las Sierras Pampeanas de Córdoba constituyen la entidad orográfica más oriental de las Sierras Pampeanas. Están compuestas por varios cordones de orientación N-S que se extienden por aproximadamente 500 km de longitud desde los 29° hasta los 33°30' de latitud sur. Dentro de este ambiente se distinguen de este a oeste grandes unidades denominadas: Sierra Norte, Sierra Chica, Sierra de las Peñas, Sierra Grande, Sierra de Comechingones, y Sierra de Pocho (Fig. 1).

Es posible atravesar las sierras de Córdoba de oeste a este debido a que el ambiente serrano cuenta con una gran disposición de rutas que aprovechan las quebradas, tanto asfaltadas, como de tierra. La ruta nacional N°20 es la mejor opción para moverse por el borde oriental y llegar a la parte central de las mismas. Siguiendo esta ruta se atraviesa la Sierra Chica y se llega a la Sierra Grande por el camino de las "altas cumbres". Para llegar al extremo occidental de las sierras, se empalma con las rutas provinciales N°15 y N°28 en la localidad de Mina Clavero y de este modo se atraviesa la Sierra de Pocho, ingresando luego a la Provincia de La Rioja (Fig. 1).

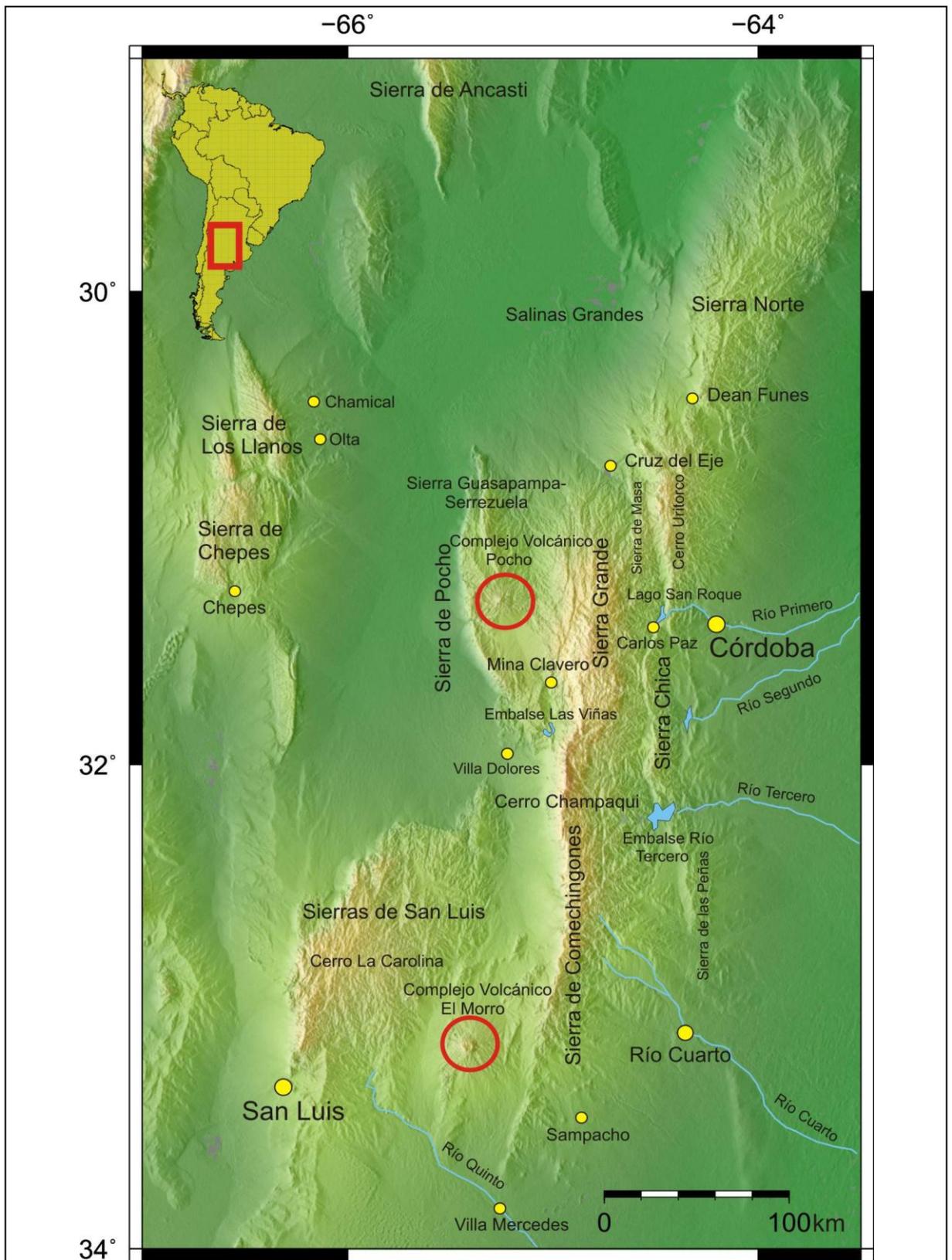


Figura 1. Mapa de ubicación de las Sierras Pampeanas Orientales de acuerdo con González Bonorino (1950). Los círculos indican los complejos volcánicos de Pocho y El Morro estudiados por Llambías y Brogioni (1981), Gordillo y Lencinas (1981) y Kay y Gordillo (1994). (Mapa modificado de Gilbert et al., 2010).

Capítulo 2

2. Geografía

2.1. Geomorfología

Las Sierras de Córdoba responden a características comunes dentro del Sistema de las Sierras Pampeanas. Conforman el elemento más oriental, que limita al este con la Llanura Pampeana. Se trata de un macizo antiguo que se encuentra entre dos grandes ambientes geológico y geomorfológico contrapuestos: el macizo uruguayo-brasilero al oriente y el sistema andino al occidente. Esta particular situación le confiere características singulares ya que coexisten elementos del ambiente cratónico con elementos correspondientes a estructuras modernas, que responden a la dinámica ándica.

Las características geomorfológica están relacionadas con su origen fundamentalmente estructural-denudacional (Meijerink, 1988); esto está vinculado a la situación positiva que tuvieron las sierras a lo largo de casi toda su historia geológica donde, en consecuencia, los procesos erosivos predominaron sobre los depositacionales.

Esto dio como resultado un sistema serrano integrado por un conjunto de cordones que responden a un control estructural regional, que es conocido como "estructura de Bloques y depresiones longitudinales", que tienen dirección meridiana y se extienden desde los 29° hasta los 33°30' de latitud sur.

Los bloques principales de la Sierra están basculados hacia el Este dándole al perfil de la misma su característica morfología asimétrica, con la vertiente oriental suave y occidental escarpada.

Orográficamente las Sierras de Córdoba pueden ser divididas en cuatro elementos: Sierra Norte, Sierra Chica-Sierra de las Peñas (cordón oriental), Sierra Grande (o Achala)-Sierras de Comechingones (cordón central) y Sierra de Pocho-Guasayán- Serrezuela (cordón occidental). El sistema de la Sierra Norte comienza al norte de la Ciudad de Córdoba desde el valle de Dean Funes y se prolonga hacia la provincia de Santiago del Estero con rumbo NNE, constituyendo una altiplanicie de 700 a 1000 m s.n.m., ellas son una réplica a escala menor del cuerpo principal de las montañas (Capitanelli, 1979). La Sierra Chica comienza en el extremo norte con la Sierra de Masa y continúa hacia al sur finalizando con la Sierra de las Peñas; este cordón presenta su mayor elevación en el Cerro Uritorco (1.950 m s.n.m.) y se caracteriza por estar cortado transversalmente por profundas quebradas por donde fluyen los ríos de carácter antecedentes Primero (Suquía), Segundo y Tercero. La Sierra Grande (o de Achala) ocupa el sector central de la sierra, hacia el sur continúa con el nombre de Sierra de Comechingones, alcanza su mayor altura en el Cerro Champaquí (2.884 m s.n.m.) El sistema Sierra de Pocho-Guasapampa-Serrezuela, se extiende desde las Salinas Grandes hasta la localidad de Villa Dolores. Las alturas oscilan entre 600 y 1.300 m s.n.m. (Fig. 1).

2.2. Hidrografía

La zona serrana está caracterizada por una gran abundancia de ríos, arroyos y vertientes, algunas lagunas y numerosos embalses artificiales, por lo cual puede decirse que la morfología fluvial es una parte esencial del paisaje serrano cordobés.

Las principales cuencas son las que tienen sus nacientes en las Sierras Grandes: la del Río Suquía ó Primero, que nace en el Embalse San Roque, descendiendo hacia la llanura para desaguar en la gran depresión salina de la Laguna Mar Chiquita; la del Río Xanaes o Segundo, que recoge las aguas del Embalse Los Molinos hasta llegar a la Laguna de Mar Chiquita; la del Río Talamochita o Tercero, el mayor río cordobés, con un importante sistema lacustre artificial en su cuenca alta, (seis embalses entre los que se destacan el del cerro Pelado, Tercero y Piedras Moras), y la del Río Chocancharava o Cuarto, que al unirse con el anterior originan el Río Carcarañá, tributario del Paraná (Fig. 1).

En el sur provincial, con las nacientes en las Sierras de San Luis, se halla la cuenca del Río Popopis o Quinto, que desagua en una serie de bañados como los de La Amarga. En el oeste, recorriendo el valle de Traslasierra, se halla la cuenca del Río de los Sauces, en la cual se encuentra el Embalse la Viña (Fig. 1).

2.3. Clima

Pese a su latitud, el clima de la ciudad de Córdoba, como el de la mayor parte de la provincia, es templado-moderado con las cuatro estaciones bien definidas. En términos generales el clima es pampeano, de inviernos no muy fríos y poco lluviosos. Los veranos son húmedos, con días calurosos y noches frescas. Los vientos del este y del oeste son raros, de corta duración y poca intensidad. En primavera soplan con fuerza creciente principalmente del norte y el noreste a medida que un centro de depresión ciclónica se define en el frente polar. En el verano frecuentemente se producen tormentas eléctricas e incluso granizo.

Factores para que la temperatura sea en promedio más fresca que en otros sitios del planeta a latitudes semejantes serían los siguientes: la altitud y, sobre todo, la ubicación de la provincia en la diagonal eólica de los vientos pamperos correspondientes a vientos fríos que soplan desde el cuadrante sudoeste originados en la Antártida (Wikipedia, 2012a).

Por otra parte, dada la mediterraneidad, las variaciones o amplitudes térmicas son mayores que en la costa atlántica, siendo además menor la precipitación anual, de alrededor de 800 mm/año. Su temperatura media anual ponderada en todo el siglo XX fue de 18°C. En enero, mes más cálido del verano austral, la máxima media es de 31°C y la mínima de 17°C. En julio, mes más frío, las temperaturas medias son de 19°C de máxima y 4°C de mínima. Aún en invierno son frecuentes días algo cálidos, debido a la influencia del viento Zonda. Las nevadas son poco frecuentes, las últimas se registraron en 1984, 2007 y 2009. Por su

parte, los tornados si bien son un evento climático poco común en esta zona del planeta, también han sido descritos en los registros, como el del 2003 (Wikipedia, 2012a).

Dada la extensión del conurbano, existe una diferencia de 5°C ó más entre el área céntrica y la periferia. El área céntrica de una población de aproximadamente 1.300.000 habitantes, se encuentra densamente edificada y ubicada en una depresión, es el núcleo de una importante isla de calor. Además presenta fenómenos de “smog”, sin consecuencias para la salud.

2.4. Flora y Fauna

2.4.1. Flora

La flora en las Sierras de Córdoba se relaciona con la región del Chaco aunque es una ecoregión bastante diferenciada y posee a las bajas altitudes un bosque dominando “*Lithrea ternifolia* y *Fagara coco*, con *Schinopsis haenkeana*” dominante en las pendientes secas del oeste; en las laderas suaves prospera el molle, en el fondo de los valles el “algarrobo” *Prosopis alba* y *Prosopis nigra* que llegan a ser centenarios, particularmente en el sector septentrional y occidental de las cordilleras. La alta exposición causa un límite de crecimiento arbóreo, a menos de 2.000 m s.n.m., por encima de las regiones alpinas, dominando varias especies de *Stipa*. Muchas de esas especies en esa zona alpina son muy raras, pero el nivel de conservación no es alto, con muchas de las sierras desprotegidas. En los sectores bajos septentrionales se encuentran chañares; los arroyos y ríos suelen estar bordeados por sauces criollos y sauces llorones; en las zonas elevadas secas aunque sujetas a nevadas invernales y frecuentemente afectadas por rayos, crece el árbol de pequeño porte llamado tabaquillo; en las áreas septentrionales se encuentran ejemplares de quebracho blanco, horco quebracho, horco molle, aramo, piquillín, tala, mistol, árbol brea (valioso por su goma o resina) (Wikipedia, 2012b).

Abundan arbustos de diversas especies encontrándose frecuentemente hierbas de uso medicinal como la peperina, la malva, el poleo, la yerbabuena, la campanilla, la pasionaria, la carqueja, llantén, congrosa, etc. En las zonas húmedas pequeños helechos y en las zonas más secas pequeñas cactáceas, espinillos y la planta llamada punilla asociada con abrojos (Wikipedia, 2012b).

La vegetación de las Sierras de Córdoba ha variado mucho en el Cuaternario, con algunos periodos en el Holoceno entre 8.000 y 500 años, cuando los bosques se extendían al nuevo lado seco del oeste de las montañas y cerca de las Sierras de San Luis adyacentes (Wikipedia, 2012b). En otros climas (otros tiempos geológicos), como los periodos glaciares y la parte más temprana del Holoceno, todas las sierras estaban completamente desarboladas debido a las bajas precipitaciones. Lo anterior es una explicación de la relativamente escasa cantidad de especies endémicas (Wikipedia, 2012b).

Desde la llegada de los europeos en el siglo XVI se han aclimatado especies holárticas siendo actualmente típicas de gran parte del paisaje de los valles; entre estas las más frecuentes son los álamos, olivos, durazneros, vides, cipreses, robles, variedades de pinos y cedros. A finales del siglo XIX se introdujo desde Australia el eucalipto y durante el siglo XX el pino poderoso así como otras especies de coníferas (Wikipedia, 2012b).

2.4.2. Fauna

Debido a la fuerte presencia humana ya desde antes de la llegada de los europeos, la presencia de la fauna autóctona silvestre mayor se ha visto muy reducida. Desde el siglo XIX están extinguidos los yaguares (llamados en la zona "tigres"), la presencia de auquénidos como el guanaco y la llama es totalmente ocasional lo mismo que la de los venados, se encuentran en zonas apartadas corzuelas pardas y pecaríes de collar ("chanchos de monte"). El puma (o "león") era bastante frecuente hasta los años 1.960 pero desde entonces solo se encuentra en los lugares más recónditos e inaccesibles; más comunes son las comadreas, conejo de los palos, cuises, quirquinchos, gatos monteces, gato colorado y zorros, las liebres procedentes de Europa. Entre los batracios caben destacar el sapito serrano (pequeño, de color azabache con pintas de color naranja intenso), la rana del zarzal, el escuerzo y el sapo buey; entre los ofidios se encontraban yararás chicas y víbora de coral aunque desde el siglo XX las serpientes han sido prácticamente exterminadas en la zona quedando en su lugar las culebras (ofidios no venenosos) que tienen semejanzas (por ejemplo la falsa yarará y la falsa coral) (Wikipedia, 2012b). La avifauna es muy variada y abundante, siendo comunes los loros barraqueros, cardenales, halcones peregrinos, águila escudada, gavilán chico, palomas torcaces, diversas especies de pájaros carpinteros y colibríes, diversas especies de patos, tordos, aguiluchos, cabecitas negras, reinas moras, reyes del bosque, benteveos, lechuzas, chorlitos, golondrinas (éstas en verano), zorzales, urracas, sietecolores, crespines, perdices etc. Sin embargo los ñandúes ya no se encuentran en estado silvestre. Los cóndores se avistan raramente, siendo más fácil la observación de jotes (Wikipedia, 2012b).

En los ríos, arroyos y especialmente en los espejos de agua, se encuentran truchas, pejerreyes, palometas, mojarritas, bagres, moncholos, dientudo, doradillos, anguilas de río, carpas, patíes y viejas del agua (Wikipedia, 2012b).

Desde el siglo XVII y, de un modo absoluto desde el siglo XIX la fauna mayor más visible es en su casi totalidad de origen europeo tales como cabras ("chivos"), ovejas, burros, caballos, cerdos, perros de estirpe europea como el dogo argentino, y gatos; todos estos animales poseen especies típicas que tras medio milenio de adaptación son ya criollas (Wikipedia, 2012b).

2.5. Población

Córdoba es la ciudad más poblada del país después de Buenos Aires, con una población de 1.329.604 habitantes (Fuente: Censo nacional 2010), representando un aumento del 3,5%

respecto a los 1.284.582 habitantes registrados durante el censo nacional de 2001 (INDEC, 2011).

De esta manera puede notarse que la población de la ciudad de Córdoba representa el 40,18% de la población provincial (3.308.876) y el 3,31% de la nacional, que asciende a 40.117.096. Según el Instituto Nacional de Estadística y Censos de Argentina (INDEC, 2011), la tasa de crecimiento intercensal viene decayendo desde 1980, cuando el registro marcaba un crecimiento de un 18,8%. Después, en el censo nacional de 2001 fue de 8,92% y en el censo nacional de 2010 los indicadores muestran un aumento de solo 3,5%, lo que significa que Córdoba crece a tasa decreciente. La misma fuente consultada indica que la densidad poblacional es de 2.308,3 habitantes por km², 115 veces más alta que el indicador provincial.

Capítulo 3

3. Geología Regional de las Sierras de Córdoba

3.1 Morfología de Subducción

La zona de estudio se encuentra localizada al este del segmento central de la Cordillera de Los Andes dominada por la subducción parcialmente horizontal de la Placa de Nazca por debajo de la Sudamericana (Fig. 2). Esta geometría de subducción ha sido estudiada por diversos autores mediante imágenes de funciones del receptor (Perarnau et al., 2010), imágenes magnetotelúricas (Booker et al., 2004) y estudios de mecanismos focales (Anderson et al., 2007 y Bilbao, I., 2012) aplicados a sismos de interplaca, los cuales obtuvieron las relaciones de los esfuerzos entre la losa oceánica y la placa que la cabalga, además de la morfología que delimita la graficación de la zona de Wadati-Benioff (Alvarado et al., 2005; 2009).

La subducción parcialmente horizontal de la placa de Nazca comenzó hace 22 Ma. causando la migración del volcanismo y la deformación hacia el antepaís, esto causó la activación de antiguas estructuras y por consiguiente el levantamiento de los bloques de basamento en el área de las Sierras Pampeanas (Ramos et al., 2002).

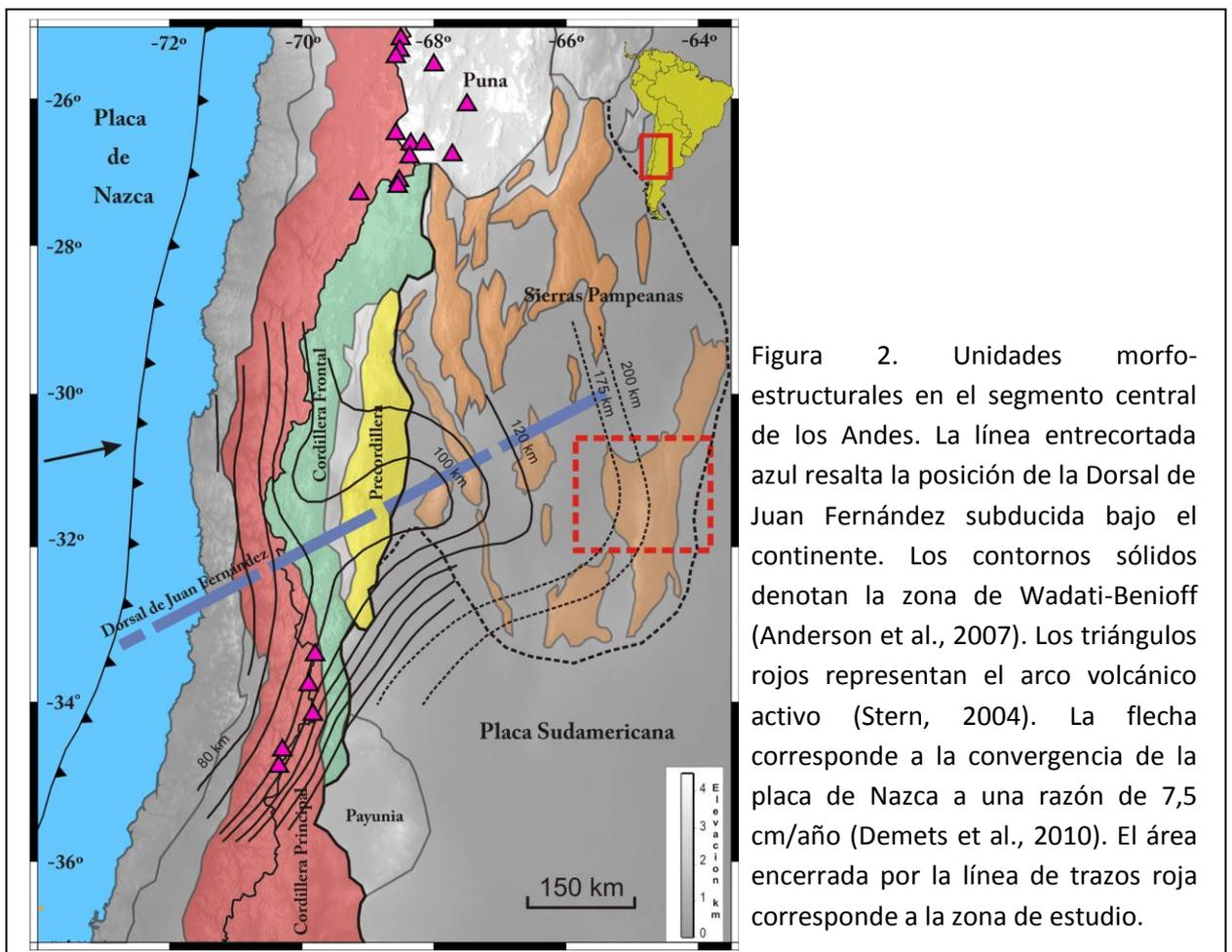


Figura 2. Unidades morfoestructurales en el segmento central de los Andes. La línea entrecortada azul resalta la posición de la Dorsal de Juan Fernández subducida bajo el continente. Los contornos sólidos denotan la zona de Wadati-Benioff (Anderson et al., 2007). Los triángulos rojos representan el arco volcánico activo (Stern, 2004). La flecha corresponde a la convergencia de la placa de Nazca a una razón de 7,5 cm/año (Demets et al., 2010). El área encerrada por la línea de trazos roja corresponde a la zona de estudio.

Los trabajos realizados por Booker et al. (2004) y Perarnau et al. (2012) (Fig. 3) muestran imágenes compuestas por estudios magnetoteléuricos y de función del receptor en las que se observa claramente como la losa oceánica subduce con ángulos reconocidos como “normales” (de 30°), a más de 700 km al este de la trinchera, bajo las sierras de Córdoba. Es de notar también como una cuña de manto, altamente conductivo y parcialmente fundido, con escape de fluidos yace a profundidades mayores que 130 km como se observa en la figura 3A con colores amarillos a naranja. Encerrado con un encuadre rojo bajo las sierras de Córdoba también puede observarse la presencia de algún material conductivo, atribuido como remanente de la migración del arco volcánico (más detalles pueden obtenerse en Perarnau et al., 2012).

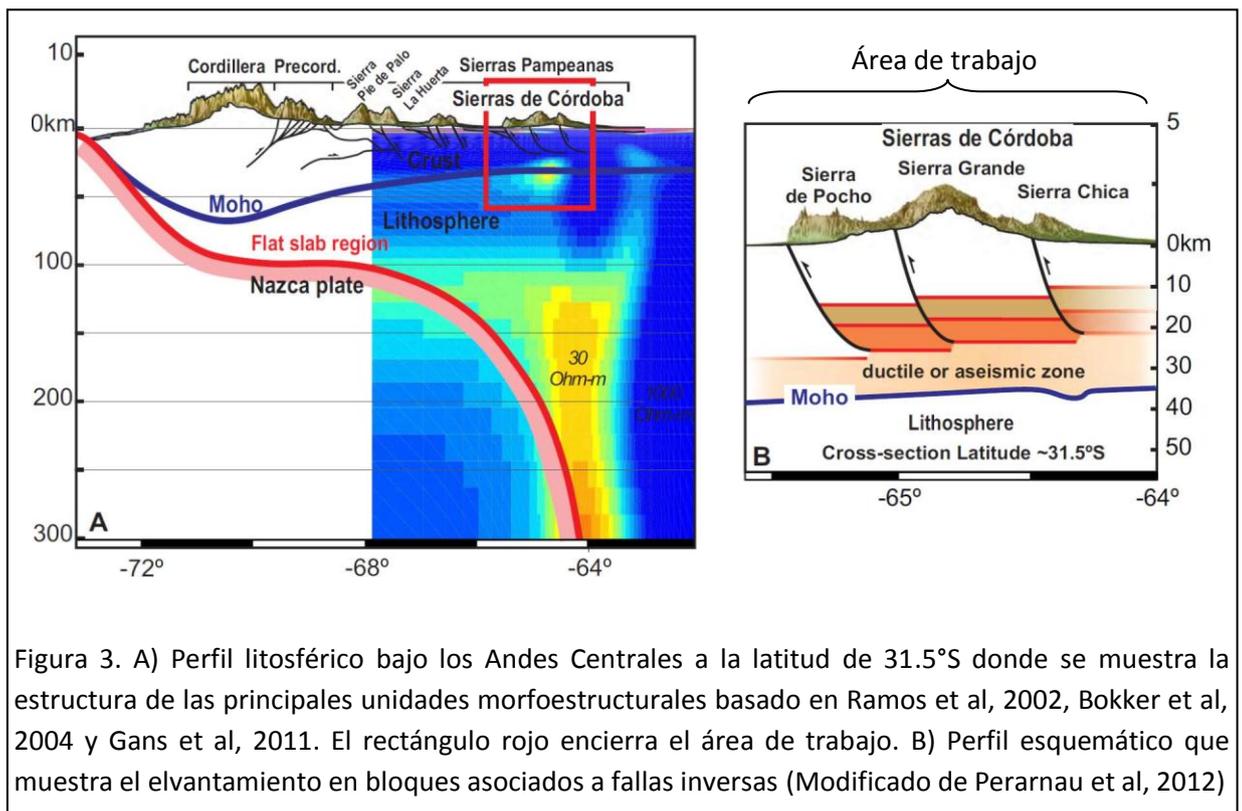


Figura 3. A) Perfil litosférico bajo los Andes Centrales a la latitud de 31.5°S donde se muestra la estructura de las principales unidades morfoestructurales basado en Ramos et al, 2002, Bokker et al, 2004 y Gans et al, 2011. El rectángulo rojo encierra el área de trabajo. B) Perfil esquemático que muestra el elvntamiento en bloques asociados a fallas inversas (Modificado de Perarnau et al, 2012)

3.2 Sierras Pampeanas Orientales

Las Sierras Pampeanas Orientales corresponden a un orógeno generado durante el Proterozoico, con una colisión cercana al límite Precámbrico-Cámbrico, que sería responsable del magmatismo y metamorfismo de esa edad (Ramos, 1988a; Rapela y Pankhurst, 1996). Las Sierras Pampeanas Orientales abarcarían las sierras de Córdoba Norte, las sierras Grande y Chica de Córdoba, la sierra de Comechingones, con la parte más oriental de la sierra de San Luis y las sierras de Santiago del Estero, La Rioja y Catamarca. En este trabajo solo se estudian las sierras pertenecientes a la Provincia de Córdoba (Fig. 1). Estas sierras se caracterizan por la presencia de metamorfitas proterozoicas, en las que se

emplazan granitoides calcoalcalinos asociados a subducción (Lira et al., 1997) y que corresponderían a un arco magmático de edad proterozoica. Los granitos postcolisionales tendrían una edad cámbrica basal (Rapela y Pankhurst, 1996). En forma póstuma y postectónica se emplaza el batolito de Achala de edad Devónica (Stuart-Smith P. G. et al., 1999) (Lámina N° 1).

Tanto las Sierras Pampeanas Orientales como las Occidentales están cubiertas por sedimentitas continentales de edad neopaleozoica correspondientes al Grupo Paganzo (Bodenbender, 1911; Salfity et al, 1984), asociadas a eventos glaciarios del Carbonífero superior. Además de estos depósitos, en el sector oriental y norte de las sierras de Córdoba se observan depósitos de sinrift cretácicos asociados a derrames de basaltos alcalinos en diversos sectores. En las proximidades de Río Cuarto, hacia el este de la sierra de Comechingones afloran pequeños aparatos volcánicos de composición basáltica y edad cretácica superior (López y Solá, 1981), los cuales rellenan las mencionadas cuencas de rift.

En las provincias de Córdoba y San Luis se observan depósitos volcánicos de edad cenozoica superior, entre los que se destacan los volcanes de Pocho, del cual se brindan mayores detalles en el ítem 3.4. y, el Morro (Fig. 1). Ambos complejos volcánicos están constituidos por volcanitas de arco asociadas a la migración hacia el este del arco volcánico durante la horizontalización de la placa de Nazca subducida bajo Sudamérica (Gonzalez Bonorino, 1950).

La estructura de las Sierras Pampeanas ha sido caracterizada magistralmente por Gonzales Bonorino (1950), quien las consideró un sistema de montañas en bloque, limitadas por fallas inversas. Este autor interpretó a estas fallas como lístricas, horizontalizándose en profundidad al encontrar transiciones frágil-dúctil dentro de la corteza. Esta interpretación ha sido corroborada posteriormente por diversos autores que han estudiado este sistema serrano, aunque existen escasas menciones de la estructura profunda de las Sierras. Cabe destacar con respecto a la estructura, las descripciones precisas del sector de las sierras de Córdoba presentadas por Schlagintweit (1954), quien demuestra las reactivaciones neotectónicas de origen compresivo en estas sierras a nivel superficial.

La estructura actual se originó principalmente a partir del Mioceno inferior, como lo muestran sus depósitos sinorogénicos. En su sector oriental se registran los primeros levantamientos en la Sierra Chica de Córdoba en el Eoceno, debido a la reactivación de antiguas fallas normales cretácicas. La ubicación de las fallas ándicas está controlada en su mayor parte por líneas de debilidad previa, habiéndose constatado para algunas de ellas la inversión de fallas normales cretácicas (Ramos et al, 1999) y también el control de la fábrica del basamento (Martino, 1993a).

3.3 Estratigrafía de las Sierras de Córdoba

Las Sierras de Córdoba están integradas esencialmente por un basamento plutónico-metamórfico compuesto en su mayor parte por metamorfitas de grano grueso (gneises y migmatitas) de edad precámbrica, reconocidas regionalmente como complejo metamórfico La Falda que posteriormente fue intruido durante el Devónico por batolitos graníticos (Batolito de Achala) (Lámina N° 1).

Los depósitos sedimentarios del Paleozoico superior constituyen relictos aislados de escasa significación areal y reducido espesor. Mayor difusión y potencia tienen los estratos rojos, a menudo asociados con vulcanitas de edad cretácica inferior.

Las formaciones terciarias comprenden: depósitos detríticos continentales de poca difusión y espesor, generalmente rellenando bolsones; vulcanitas traquiandesíticas y depósitos piroclásticos asociados.

Los depósitos pleistocenos tienen escaso desarrollo en el ambiente serrano y sólo adquieren importancia en los valles longitudinales o transversales mayores. El vulcanismo cuaternario está representado en el extremo occidental de las Sierras de Córdoba por afloramientos en la Sierra de Pocho.

3.4 Estructura de las sierras de Córdoba

Las Sierras de Córdoba, al igual que el resto de las Sierras Pampeanas, son un conjunto de cordones de rumbo submeridiano que corresponden a bloques de falla de carácter compresivo, separados por valles tectónicos longitudinales. El basculamiento de los bloques mayores hacia el este, produjo una morfología asimétrica del sistema serrano, con un faldeo occidental de pendiente muy abrupta (escarpe de falla), y el faldeo oriental tendido (espaldón del bloque), que se desarrolla con una pendiente más suave hacia el este (Gordillo y Lencinas, 1979).

La estructura del basamento cristalino de las Sierras de Córdoba es el resultado de la sobreimposición de eventos metamórficos, magmáticos y tectónicos cuyas principales fases de deformación se desarrollaron durante los ciclos orogénicos Pampeano, Famatiniano, Achaliano, Gondwánico y Ándico.

El estilo de la deformación de cada uno de los ciclos originó un complejo diseño de elementos estructurales expuestos en el sector serrano, que son más o menos sincrónicos con los principales episodios dinamo-térmicos ocurridos y que se pueden encasillar en tres grandes grupos: Estilo Estructural Precámbrico, Estilo Estructural Paleozoico -ambos desarrollados durante los ciclos Pampeano, Famatiniano y Achaliano medio, Gondwánico y Estilo Estructural Terciario, desarrollado durante el ciclo Ándico (Gaido et al., 2005).

El mayor control en el levantamiento de las Sierras Pampeanas, lo ejercieron las anisotropías de zonas de debilidad previas, como fallas normales, suturas y otras

discontinuidades; las que fueron aumentadas por el incremento del flujo térmico (Ramos et al., 2002).

El levantamiento de las Sierras de Córdoba fue controlado por dos mega-estructuras previas: la primera de carácter regional entre el terreno cratónico de Pampia y el cratón del Río de la Plata, delineada por Kramer et al. (1995) y confirmada recientemente por estudios geocronológicos de Rapela et al. (2007) al este de las Sierras de Córdoba. Esta estructura coincidiría con la falla andina del Cenozoico y con la zona que levanta la Sierra Chica en la interpretación de Ramos (2000), la cual corresponde a un sistema de rift mesozoico reactivado (Fig. 4).

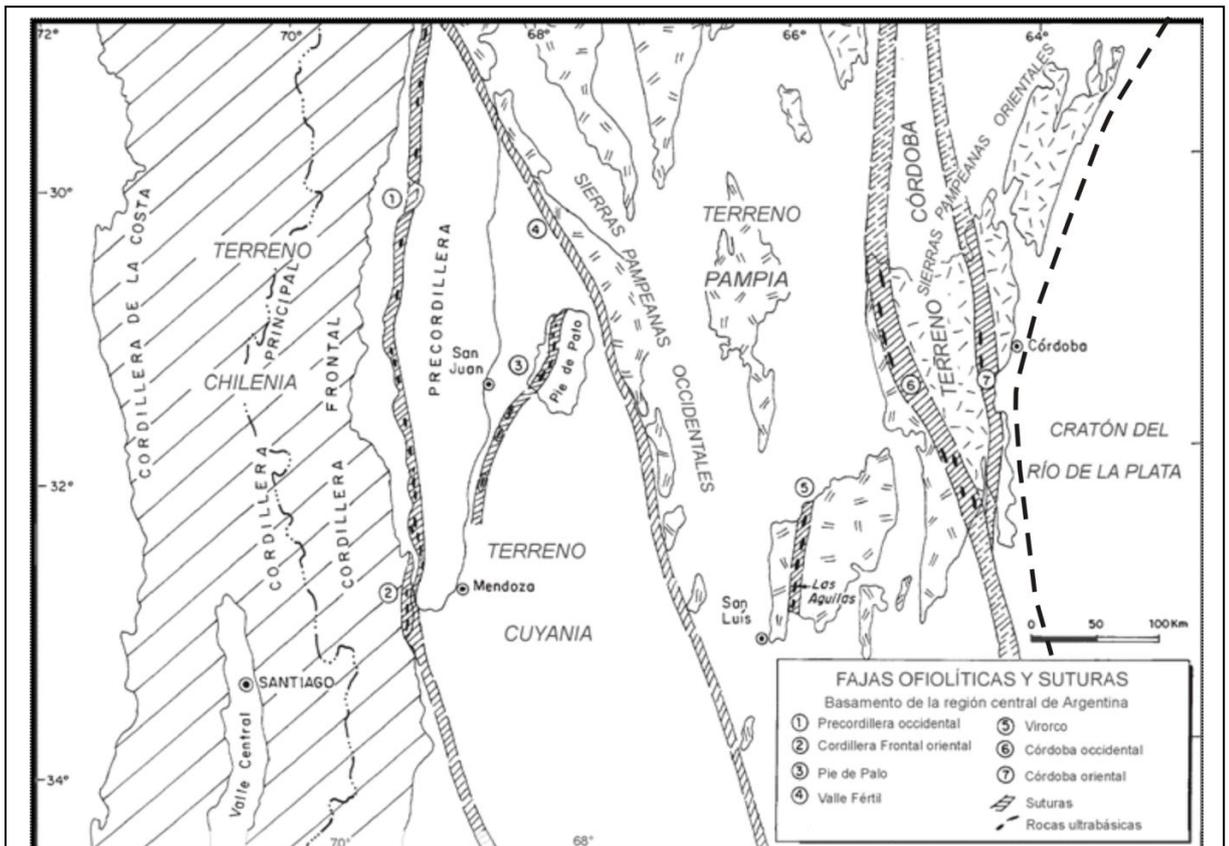


Figura 4. Distribución de terrenos y suturas con sus principales fajas ofiolíticas en el basamento de la región central de Argentina. La línea de trazos entrecortada representa el límite propuesto entre las sierras de Córdoba y el Cratón del Río de la Plata por Rapela et al, 2007(modificado de Ramos, 1999).

El ascenso de los bloques está relacionado con la migración y expansión de la actividad magmática del arco andino en el antepaís. La relación muestra un tiempo de residencia de 4 a 2.6 Ma. entre la actividad magmática y las fallas que levantan los bloques de basamentos que dan origen a las Sierras Pampeanas. El debilitamiento termal de la corteza, asociado con la migración hacia el este del arco magmático, elevó la superficie frágil-dúctil (nivel de despegue) llevando así al levantamiento del basamento (tectónica de piel gruesa) de las Sierras Pampeanas. El levantamiento y la deformación en las Sierras Pampeanas de este

modo sigue claramente la propagación hacia el este del arco magmático; esta relación implica que el levantamiento y deformación estén más probablemente relacionados a debilitamiento térmico y a la anisotropía de la corteza que a las fluctuaciones del esfuerzo compresivo horizontal (Ramos et. al., 2002) (Fig. 5).

La relación entre la migración del arco magmático con el antepaís, el incremento del flujo de calor asociado y el desarrollo de las transiciones frágil-dúctil dentro de la corteza, parecen controlar el tiempo y ubicación del levantamiento de las Sierras Pampeanas. De este modo el diacronismo del levantamiento local puede ser explicado mejor por estos factores que por las variaciones de esfuerzo inducidas por los cambios en las condiciones de los límites de placas (Ramos et. al., 2002).

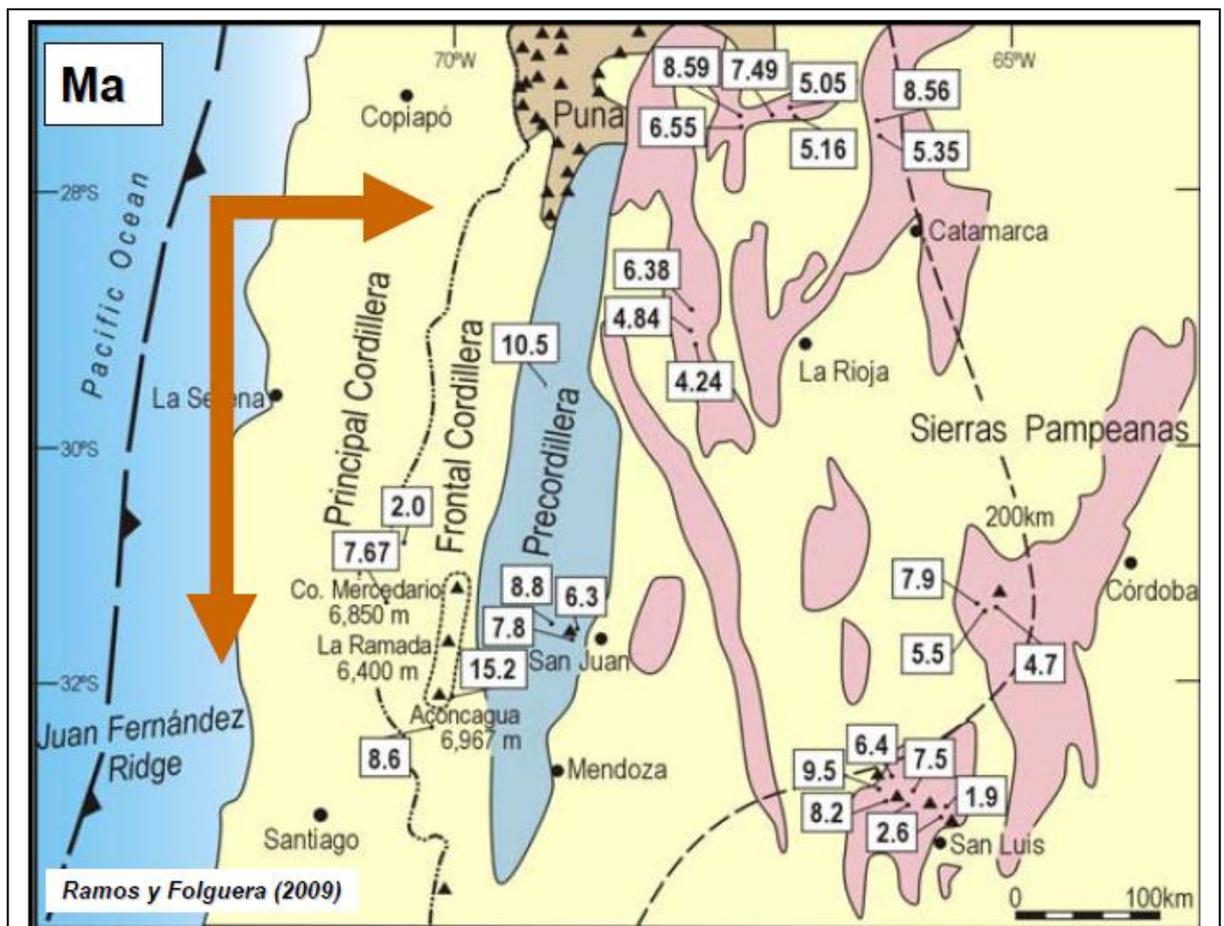


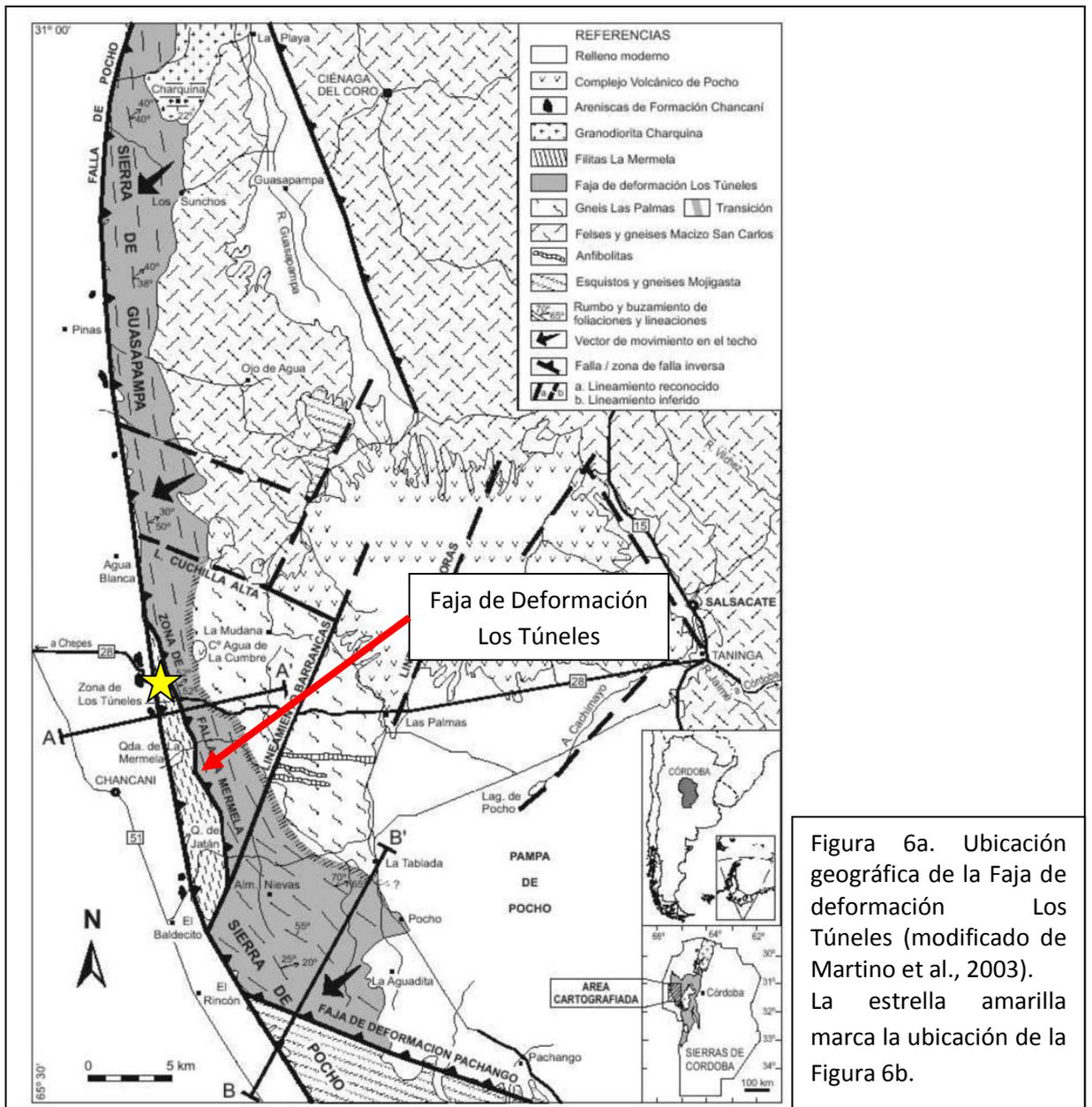
Figura 5. Las flechas rojas muestran la expansión y migración del arco volcánico hacia el antepaís en relación con la subducción de la dorsal de Juan Fernández. Los números indican dataciones geocronológicas (Ramos y Folguera 2009).

3.5 Procesos Magmáticos y Metamórficos

3.5.1 Ordovícico- Silúrico

3.5.1.1 Fajas de deformación pre-achalianas

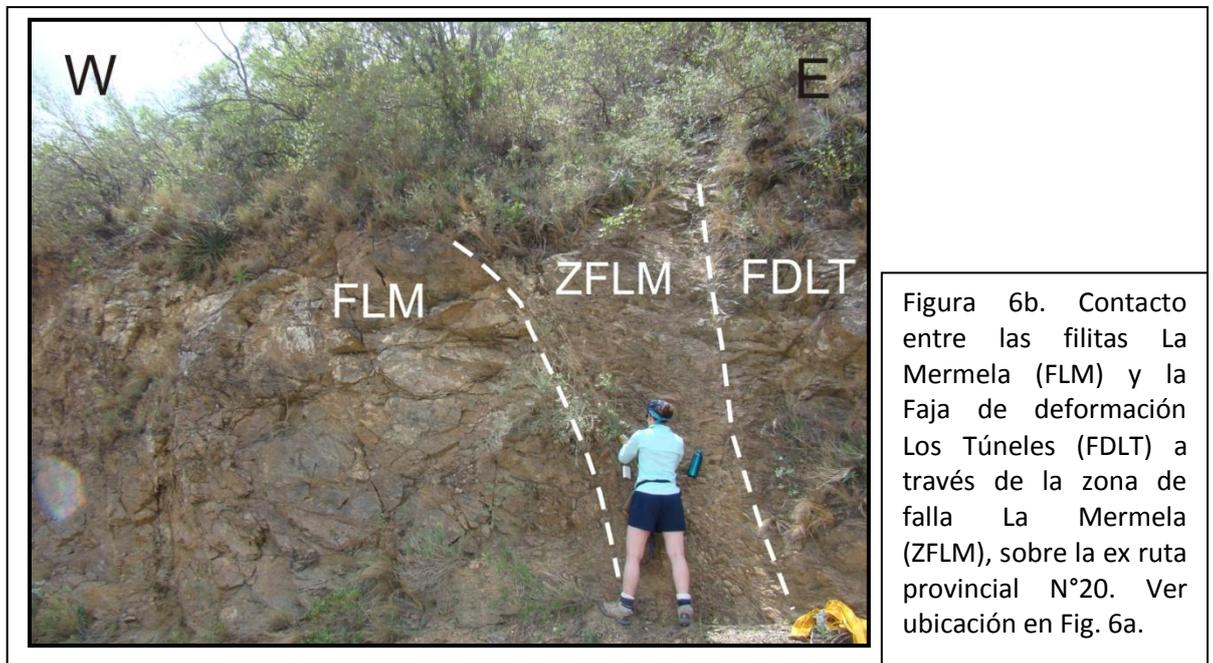
Las principales fajas de deformación fueron compiladas y descritas desde el punto de vista cinemático por Martino et al, 1995), quien determinó que se trata de cabalgamientos dúctiles inversos (Martino, 1993 a-b). Estas fajas están caracterizadas por la presencia de rocas con alta deformación no coaxial representada por gneis de ojos, milonitas y blastomilonitas. Han sufrido a posteriori reactivaciones en el campo frágil que produjo la generación, a partir de las milonitas, de diferentes tipos de cataclasitas. El rasgo estructural más sobresaliente es la presencia de una foliación de rumbo NNO con buzamiento al Este, a la que se asocia una lineación de estiramiento que se dispone casi perpendicular al rumbo de la foliación. Indicadores cinemáticos basados en fábricas S-C, sistemas de pórfido-clastos y ejes C de cuarzo indican una cinemática inversa para las fajas descritas (Martino, 1993 a-b).



Dentro del área de estudio la principal faja de deformación visitada fue la Faja Los Túneles dentro del Complejo Metamórfico Guasapampa (Fig. 6a).

Faja Los Túneles: Esta unidad se extiende desde el Norte de Agua de Ramón, hasta aproximadamente la localidad de Cañada Verde donde pasa en transición a los Esquistos y Gneises de Mojigasta. Hacia el Oeste y Sur se pone en contacto tectónico con las Filitas La Mermela, mientras que hacia el Norte forma el flanco occidental de las Sierras de Pocho y Guasapampa (Fig. 6a).

El afloramiento tipo de esta unidad se encuentra expuesto en el corte de la ex-Ruta Nacional N°20, donde puede describirse como una roca de grano grueso, con foliación planar bien marcada, formando “ojos” redondeados a ovoidales y venas lentiformes compuestas principalmente por oligoclasa y cuarzo (se han reconocido en algunos casos granate asociado a los ojos) que se encuentran en una matriz muy rica en micas, plagioclasa y fibras de sillimanita (Fig. 6b)



Se asocian además como intercalaciones menores anfibolitas diopsidicas y cuarcitas biotíticas listadas (Gordillo y Lencinas, 1979; Gordillo, 1984). Hacia el sur de la localidad tipo, se mantienen estas características pero comienza a predominar el bandeamiento y la matriz se hace más rica en sillimanita, al mismo tiempo que la foliación se hace más grosera y anastomosada. La roca adquiere aquí el aspecto de una estromatita. Entre el contacto del gneis milónítico Los Túneles y los esquistos y gneis Mojigasta y Pocho existe una faja irregular orientada NNO-SSE en la cual se presentan ambas litologías generales mezcladas e intruidas por pegmatitas ácidas. El contacto con el Gneis Las Palmas es transicional en deformación y mineralogía; el Gneis Las Palmas pierde el granate y la sillimanita, comenzando a adquirir una foliación muy apretada (1-2 cm de espesor) que pasa a folias

más gruesas (~5 cm) con aspecto anastomosado en partes, transformándose en un gneis bandeado y luego en un gneis de ojos (Gneis milonítico Los Túneles). A medida que se pasa al gneis milonítico Los Túneles la muscovita comienza a ser más abundante. También se reconocen anfibolitas yaciendo a modo de grandes clastos ovoidales, internamente plegadas y afectadas por bandas de cizalla (Martino et al., 2003).

3.5.2 Paleozoico medio

3.5.2.1 Complejo Granítico Achala

El Batolito de Achala es una intrusión emplazada en las metamorfitas (grado medio-alto) del basamento cristalino de la Sierra de Córdoba con rumbo submeridional NNE (20°) (Lámina 1 y Fig. 7). Es un macizo granítico de 110 km de largo (N-S) y 45 km de ancho (E-W), ocupando una superficie aproximada de 4.950 km² (Fig. 7). En general presenta una disposición intrusiva en lóbulos regionalmente discordantes con las metamorfitas que conforman la caja, aunque en algunos sectores localizados los contactos son interdigitados conformando una transición con ésta.

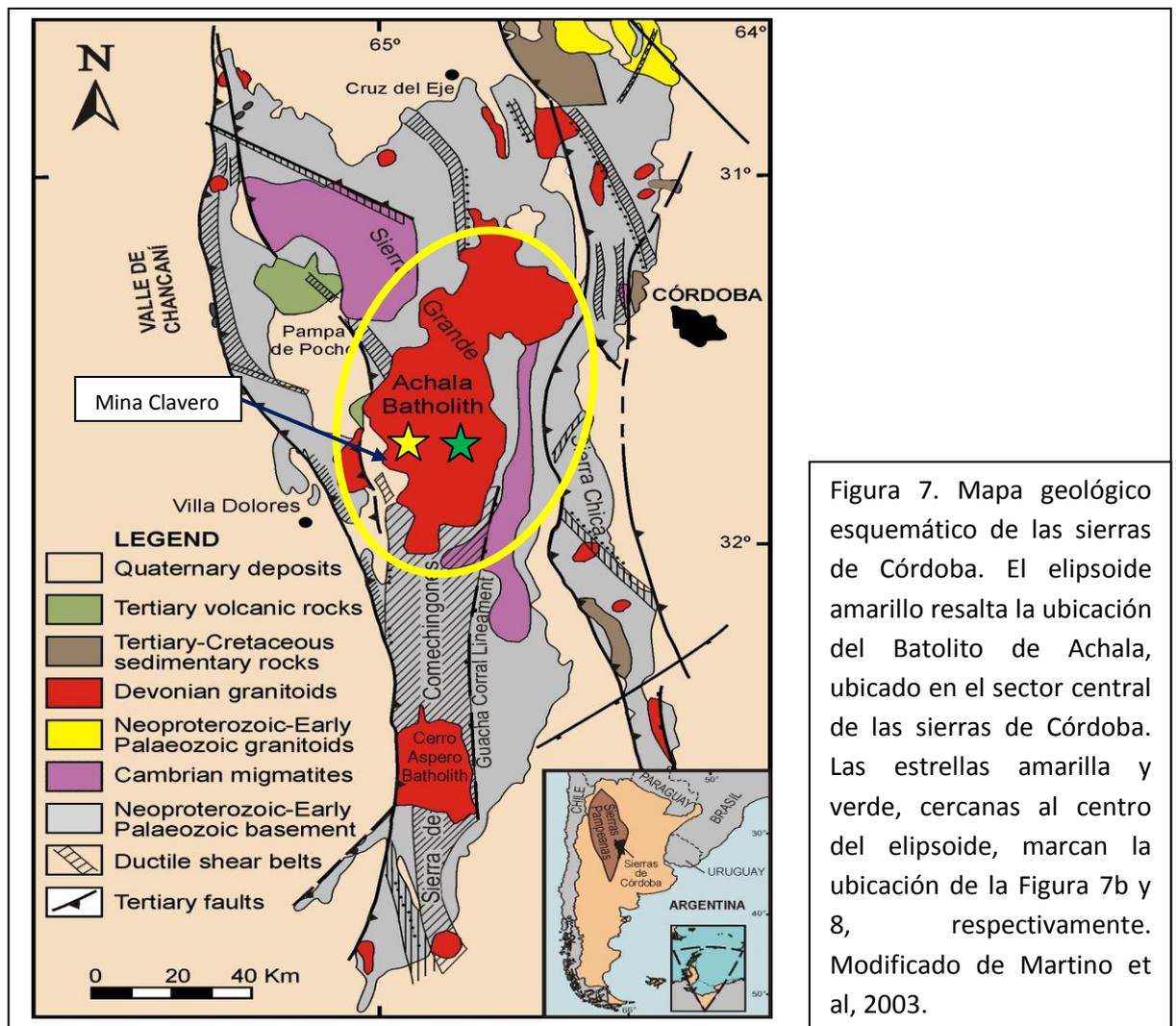


Figura 7. Mapa geológico esquemático de las sierras de Córdoba. El elipsoide amarillo resalta la ubicación del Batolito de Achala, ubicado en el sector central de las sierras de Córdoba. Las estrellas amarilla y verde, cercanas al centro del elipsoide, marcan la ubicación de la Figura 7b y 8, respectivamente. Modificado de Martino et al, 2003.



Fig. 7b. Vista al Oeste del Batolito de Achala desde el camino de "Altas Cumbres" sobre la ex Ruta Nacional N° 20 a 30 km de Mina Clavero. Ver ubicación en Figura 7.

Este cuerpo granítico aloja el yacimiento de uranio Schlagintweit como elemento significativo desde el punto de vista minero, así como diferentes depósitos y anomalías de Be, Nb, Ta y Li (Herrera, 1965, 1968; Gay, 1968; Bonalumi, et al., 1986, 1987, 1990; Gay y Sfragulla, 1992, 1994; Galliski, 1992, 1993; Morteani et al., 1995) en sus facies pegmatíticas; W, Cu y F en sus derivados hidrotermales más notorios, siendo muy rico en estructuras pegmatíticas que conforman yacimientos de cuarzo, feldespato y muscovita.

La datación U-Pb en circones provee nuevos límites en el tiempo de los principales eventos al sur de las Sierras Pampeanas. Los datos isotópicos confirman que hubo tres episodios diferentes de emplazamientos de granitoides en este sector. Los ciclos ocurrieron durante el Cámbrico (ca. 530-510 Ma), Ordovícico temprano (ca. 490-470 Ma) y Devónico (ca. 403-382 Ma), y se refiere a los ciclos Pampeano, Famatiniano y Achalense, respectivamente. Este último corresponde a un evento tectonomágmatco regional que se lo ubica dentro del ciclo Famatiniano (Stuart-Smith et al., 1999).

Los datos isotópicos asociados con tales ciclos magmáticos y deformacionales al sur de las Sierras Pampeanas limitan el tiempo de convergencia de placas durante el Paleozoico así como el desarrollo del arco magmático en el margen proto-Andino de Gondwana. La edad Ordovícico temprano del Ciclo Famatiniano indica que la amalgamación final de Precordillera habría tenido lugar antes de los 470 Ma, en lugar de los 450 Ma como se había sugerido (Stuart-Smith et al., 1999).

Las primeras investigaciones sistemáticas de evolución geoquímica del sector central del cuerpo dividen al plutón en 5 facies monzograníticas, que incluyen leucogranitos de cúpula, porfíricos y biotíticos de grano fino, asociados en una serie evolutiva (Lira, 1984, 1985, 1987a).

Las relaciones intrusivas de las facies principales en todo el macizo son sinmagmáticas, con viscosidades poco contrastadas; así las fluidalidades magmáticas, marcadas por fenocristales de feldespatos potásico son compartidas por diferentes porciones de magmas y son comunes los contactos gradacionales o interdigitados que indicarían una inyección simultánea. El crecimiento del edificio batolítico habría operado, a gran escala, en tres etapas, una inicial con el alojamiento de las facies porfíricas, seguida de la inyección de granitos biotíticos de grano fino, en general con forma de diques, y finaliza en el emplazamiento tardío de los granitos más evolucionados con forma de cúpula. La estructuración magmática es compleja incluyendo movimientos ocurridos en el estado magmático que superponen a veces tres direcciones imbricadas de fluidalidad y que exhiben normalmente franjas de cizalla magmática verticales de orientación general NNE y movimiento dextral, la cuales reestructuran a la fluidalidad y canalizan los granitos finales. Los últimos episodios de leucogranitos muscovíticos y algunos biotíticos, geoquímicamente compatibles con el tren evolutivo general, cortan a la fluidalidad incluso con contactos frágiles, angulosos (Bonalumi et al, 1990).



El tercio central del Batolito de Achala presenta el mayor índice de mezcla de magmas incluso con enclaves ígneos de composición metaluminosa. Los enclaves de rocas

metamórficas son escasas y aparecen además en los bordes; en el sector central se observan pegmatitas de disposición subhorizontal, las cuales están distribuidas en todo el complejo (Fig. 8). Aplitas turmaliníferas se asocian a los diferenciados finales (Stuart-Smith et al., 1999).

Hay coincidencia entre los distintos autores (Stuart-Smith et al., 1999, Galliski, 1992, 1993; Morteani et al., 1995), que el magmatismo de Achala es peraluminoso, incluso con presencia de sillimanita o granate que indicaría una fuerte aluminosidad del protolito sometido a fusión. Aparecen minerales accesorios opacos como la ilmenita y la uraninita. Puede afirmarse que este magma sería rico en volátiles como el fluor (fluorapatita), boro (turmalina) y agua (pegmatitas y alteraciones deutéricas).

Si bien se establecen secuencias evolutivas que arrancan en tonalitas, pasando por granodioritas, granitos y diferenciados póstumos, se destaca que el volumen aflorante de los términos más básicos es mínimo (en muchos casos se trata de enclaves) en relación a la masa de composición monzogranítica. Estudios de microsonda sobre biotitas también indican una evolución magmática expresada en la sucesión de facies petrográficas que involucran tonalitas-granodioritas-granitos porfiroides medios-granitos porfiroides gruesos-leucogranitos (Stuart-Smith et al., 1999).

Comparaciones entre los granitoides de complejos de subducción y los de anatexis cortical ubican al Batolito de Achala entre estos últimos. Si bien algunos autores postulan que este magmatismo es, desde el punto de vista geoquímico del tipo "S" australiano, de intraplaca y postectónico, otros lo asimilan al tipo "L", intracorticales (según la clasificación de Debon y Le Fort, 1988), leucogranitos diferenciados, ricos en elementos volátiles asociados a fenómenos de espesamiento cortical con un proceso de anatéxis y evolución geoquímica diferente de los granitoides "S" australianos. Así, Zarco (1997) muestra que los granitoides de Achala serían granitoides tipo "L" en base a sus estudios geoquímicos, petrográficos, metalogenéticos y estructurales.

3.5.3 Terciario superior (Mioceno superior- Plioceno medio-inferior)

3.5.3.1 Complejo Volcánico Pocho

Al Norte de la Pampa de Pocho (Fig. 1) aparecen una serie de elevaciones, dispuestas sobre un bloque mayor de basamento con suave basculación al ESE, constituidas por restos de domos volcánicos y depósitos piroclásticos de espesores crecientes hacia el este (Fig. 9).

El área fue estudiada por varios autores; Stelzner (1875), menciona la presencia de andesitas y tobas; Bodenbender (1905, 1907) realiza el estudio petrográfico de estas rocas asignando a este complejo volcánico una edad Terciario-Cuaternario; Tannhäuser (1906) efectúa los primeros análisis químicos y Quiroga (1945) una cartografía de la zona a escala 1:50.000, analizando las características petrográficas de las andesitas. Otro estudio

petrográfico se debe a Gay (1952) quien investiga las andesitas de las chimeneas volcánicas más importantes.

El área volcánica fue dividida por Olsacher (1960) en dos distritos denominados oriental y occidental. El primero se caracteriza por la notable extensión de los depósitos piroclásticos (brechas y tobas) y porque los restos de los antiguos volcanes se erigen directamente sobre el zócalo cristalino. En el distrito occidental, las elevaciones están constituidas hasta más de la mitad por basamento cristalino y sólo en las cúpulas aparecen las chimeneas y diques volcánicos. Los depósitos piroclásticos faltan o son escasos.

Piccoli (1960) levantó columnas estratigráficas en los depósitos piroclásticos correspondientes a los cerros Poca, Velis, Los Arboles, Las Lecheras, El Burro, Ciénaga, en la localidad de Tanninga y en Cañada de Salas (Fig. 9). En sus estudios este autor estableció que las erupciones se habrían producido en forma violenta, con producción de material piroclástico e indicó para algunos niveles un mecanismo ignimbrítico de deposición. Las erupciones estuvieron separadas por períodos de inactividad que retrabajaron los depósitos piroclásticos. Hiecke Merlin y Piccoli (1961) caracterizaron a las rocas volcánicas como traquidoleritas piroxénicas, traquiandesitas piroxénicas con anfíboles reabsorbidos, traquiandesitas piroxénico-anfibólicas y traquiandesitas anfibólicas con piroxenos.

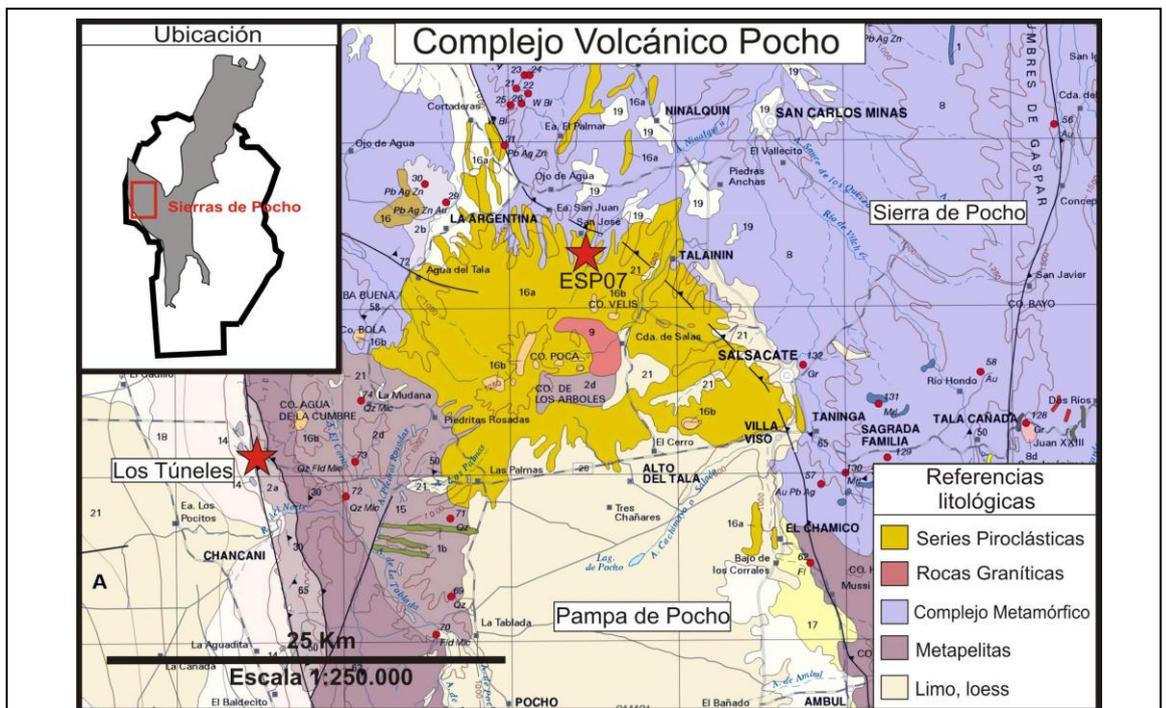


Figura 9. Ubicación del Complejo Volcánico Pocho y localización de la estación ESP07 del experimento sismológico ESP (modificado de SEGEMAR, 2007). Las estrellas rojas marcan las posiciones de las Figuras 6b y 10.

Las coladas de lava fueron halladas en la parte central del complejo, restringidas en los alrededores del Cerro Poca coronando a las secuencias volcanoclásticas o bien emplazadas en

las quebradas (Fig. 10). Son flujos de lava de pequeño volumen que recorren distancias cortas a partir de su centro de emisión. Se distinguen dos tipos: coladas en bloques o de tipo "aa" y coladas lisas o de tipo "pahoehoe".

Los distintos argumentos expuestos por Arnosio (1995) referidos a domos y diques menores permitieron concluir que los aparatos volcánicos presentes en este complejo no serían el resto de antiguos volcanes que emitieron piroclastos, como fue postulado anteriormente, sino que constituyen verdaderos domos de tipo exógeno. Además se presentan cuerpos volcánicos de menores dimensiones aflorando en forma de pequeños "mogotes" y diques de composición dacítica-andesítica que en algunos casos presentan alteraciones de tipo hidrotermal (SEGEMAR, 2007).

En el Complejo Volcánico Pocho, Arnorsio (1995) reconoció las siguientes unidades:

a) Cuatro unidades piroclásticas primarias denominadas:

- Litofacies de aglomerados ricos en pómez (ignimbritas).
- Litofacies de brechas piroclásticas (coladas de bloques y cenizas).
- Litofacies de aglomerados de escorias (flujo de escorias).
- Litofacies de cineritas lapillíticas.

b) Dos unidades epiclásticas principales denominadas:

- Litofacies de brechas matriz soportado.
- Litofacies de conglomerados matriz soportado.

Las relaciones entre las distintas litofacies presentes en esta área volcánica son complejas debido a la variedad de fenómenos que actuaron en la misma, tanto generadores de materiales piroclásticos, como así también los aportes epiclásticos que retrabajaron los mismos. Sin embargo, la repetición de las litofacies en las diferentes secciones estudiadas permitió establecer dos asociaciones (SEGEMAR, 2007) que se detallan a continuación.

Asociación de litofacies I: Esta asociación tiene amplia distribución en el Complejo Volcánico Pocho, extendiéndose a todo el sector occidental y noreste (Figs. 1 y 9). Está compuesta principalmente por litofacies de aglomerados ricos en pómez (ignimbritas), brechas y conglomerados matriz soportados (flujos de detritos no cohesivos y cohesivos), en menor proporción aglomerados de escorias (flujo de escorias) y litofacies de cineritas lapillíticas (oleadas piroclásticas basales). Los depósitos forman cuerpos de geometría tabular, con contacto inferior neto planar y superior neto planar u ondulado. En el sector occidental del Complejo Volcánico, esta asociación morfológicamente está formada por

lomadas de crestas continuas dispuestas en forma radial a partir del centro del complejo (Fig. 10).

Asociación de litofacies II: Esta asociación, monolitofacial, está constituida por litofacies de brechas matriz soportadas (flujos de detritos no cohesivos) aflorando al sur del complejo. Morfológicamente conforman lomadas muy suaves y achatadas. Se ha observado una geometría tabular de los cuerpos con bases netas y planas.



Figura 10. Vista al norte del Cerro Poca, correspondiendo a un afloramiento de rocas piroclásticas dentro del Complejo Volcánico Pocho cerca de la estación ESP07 (ver Fig. 9 para su localización).

3.6 Evolución Geotectónica

El margen proto-andino de Gondwana ha sido el escenario de al menos dos orogénesis desde el desmembramiento del supercontinente Rodinia, al final del Neoproterozoico, hasta el reagrupamiento de las masas continentales en Pangea al final del Carbonífero. Ambas orogénesis van precedidas de un periodo de apertura oceánica y sedimentación en márgenes pasivos y culminan en subducción oceánica con desarrollo de arcos-magmáticos de tipo cordillerano y colisión de tipo continente-continente (Ramos et al, 1999).

La provincia geológica de Sierras Pampeanas, ubicada en el sector central y noroeste de Argentina (Fig. 11), constituye un extenso afloramiento de basamento pre-andino en el que

desde hace tiempo se han reconocido y definido las orogénesis Pampeana y Famatiniana (Aceñolaza y Toselli, 1976).



Estas sierras deben su elevación actual al funcionamiento de grandes fallas inversas de gran ángulo activadas durante el Terciario, en el antepaís del cinturón andino. El margen de subducción andino coincide en este sector (entre los 28°S y 33°S) con una notable horizontalización de la placa de Nazca (Anderson et al., 2007; Gans et al., 2011), que transmite los esfuerzos compresivos hacia el antepaís (Alvarado et al., 2009) con el desarrollo de una actividad volcánica a más de 700 km hacia el este desde la actual fosa submarina, ubicada costa afuera de Chile (Isacks, 1988; Jordan y Allmendiger, 1986; Kay y Gordillo, 1994).

En las Sierras de Córdoba predominan las metamorfitas y las rocas magmáticas; de acuerdo con Rapela et al., (1998b) su evolución proterozoica a paleozoica temprana corresponde a los ciclos Pampeano y Famatiniano (Fig. 12) y la del Carbonífero temprano - Cretácico temprano y del Cretácico tardío hasta la actualidad a los ciclos Gondwánico y Ándico, respectivamente. Los ciclos Pampeano y Famatiniano involucran la adhesión al margen sudoccidental del supercontinente Gondwana, en coordenadas actuales, de los

terrenos Pampia y Precordillera a los ~ 530 Ma. y ~ 465 Ma., respectivamente mientras que los subsiguientes ciclos contemplan la evolución del protomargen y margen actual de Sudamérica durante el desmembramiento del supercontinente Pangea, la cual determinó la actual configuración continental (Ramos et al., 1999)

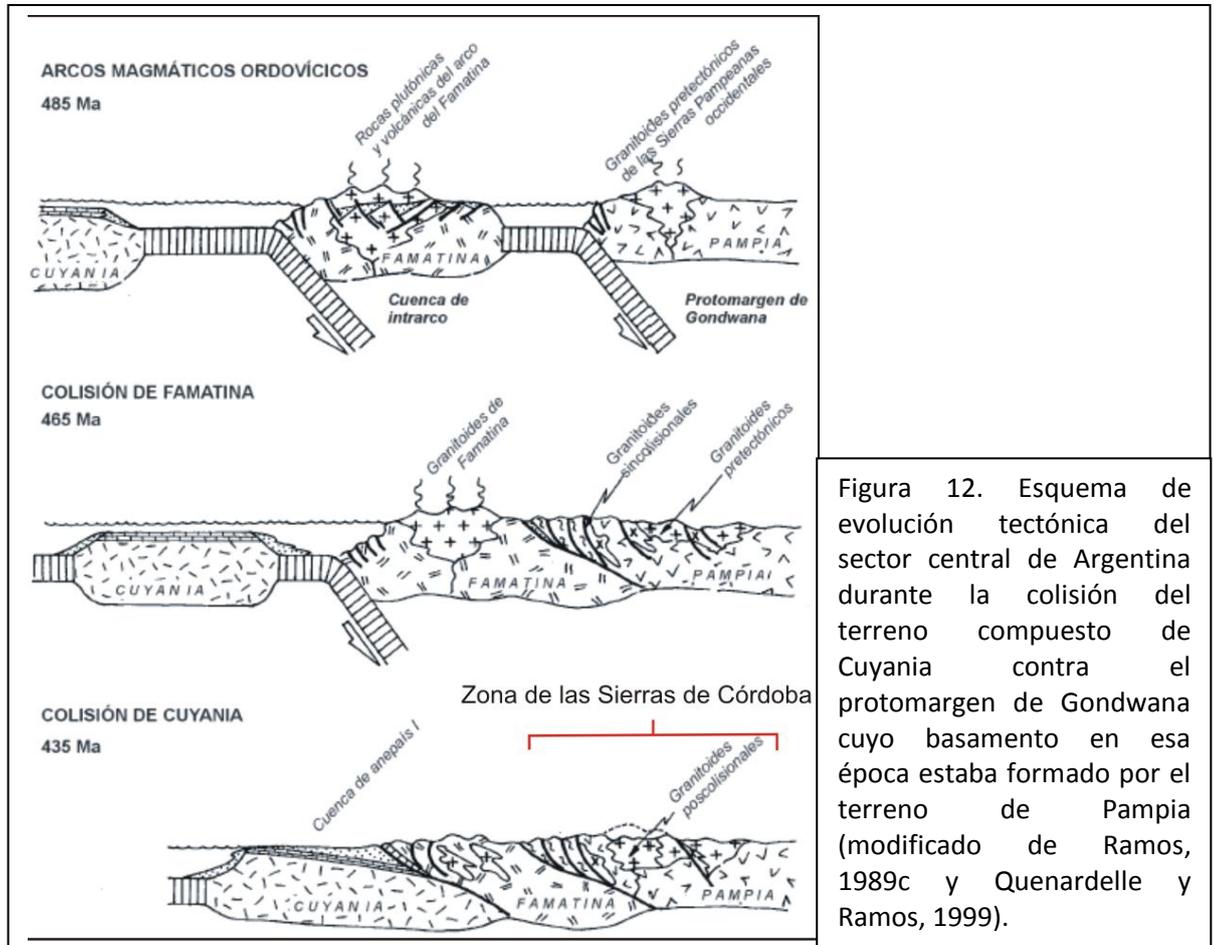


Figura 12. Esquema de evolución tectónica del sector central de Argentina durante la colisión del terreno compuesto de Cuyania contra el protomargen de Gondwana cuyo basamento en esa época estaba formado por el terreno de Pampia (modificado de Ramos, 1989c y Quenardelle y Ramos, 1999).

El ciclo Gondwánico está representado por un orógeno de tipo andino que se desarrolló a lo largo del borde pacífico de la Cordillera de los Andes como se muestra en la Figura 13 (Ramos, 1988b; Mpodozis y Ramos et al, 1986). Este orógeno ha sido activo como tal hasta la parte media del Pérmico, donde posiblemente una disminución de la velocidad de convergencia condujo a un régimen extensional generalizado, que caracterizó al Pérmico tardío y al Triásico. Asociado a esta evolución orogénica se desarrollaron una serie de cuencas sedimentarias de retroarco a lo largo del margen pacífico y en la región cratónica interna, cuencas extensionales o trastensionales.

Este ciclo está caracterizado por una intensa actividad magmática, en la que se distinguen importantes episodios volcánicos y plutónicos. Además las rocas volcánicas de este ciclo tienen amplia distribución y han sido reunidas dentro del Grupo Choiyoi (Groeber, 1946; Stipanovic et al., 1968). El amplio predominio de volcanitas y depósitos piroclásticos

de composición riolítica en sus términos superiores, llevó a considerar a estas rocas eruptivas como asociadas exclusivamente a fenómenos extensionales (Zeil, 1981).

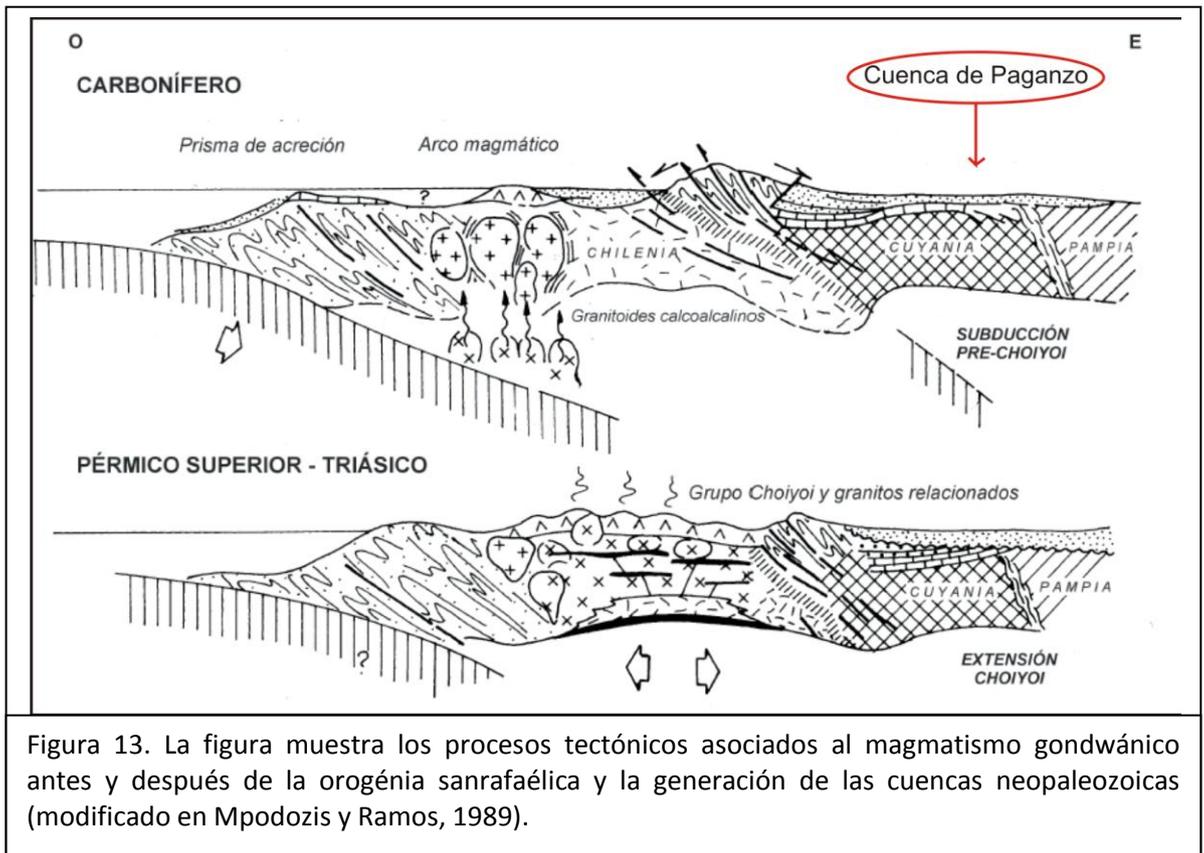
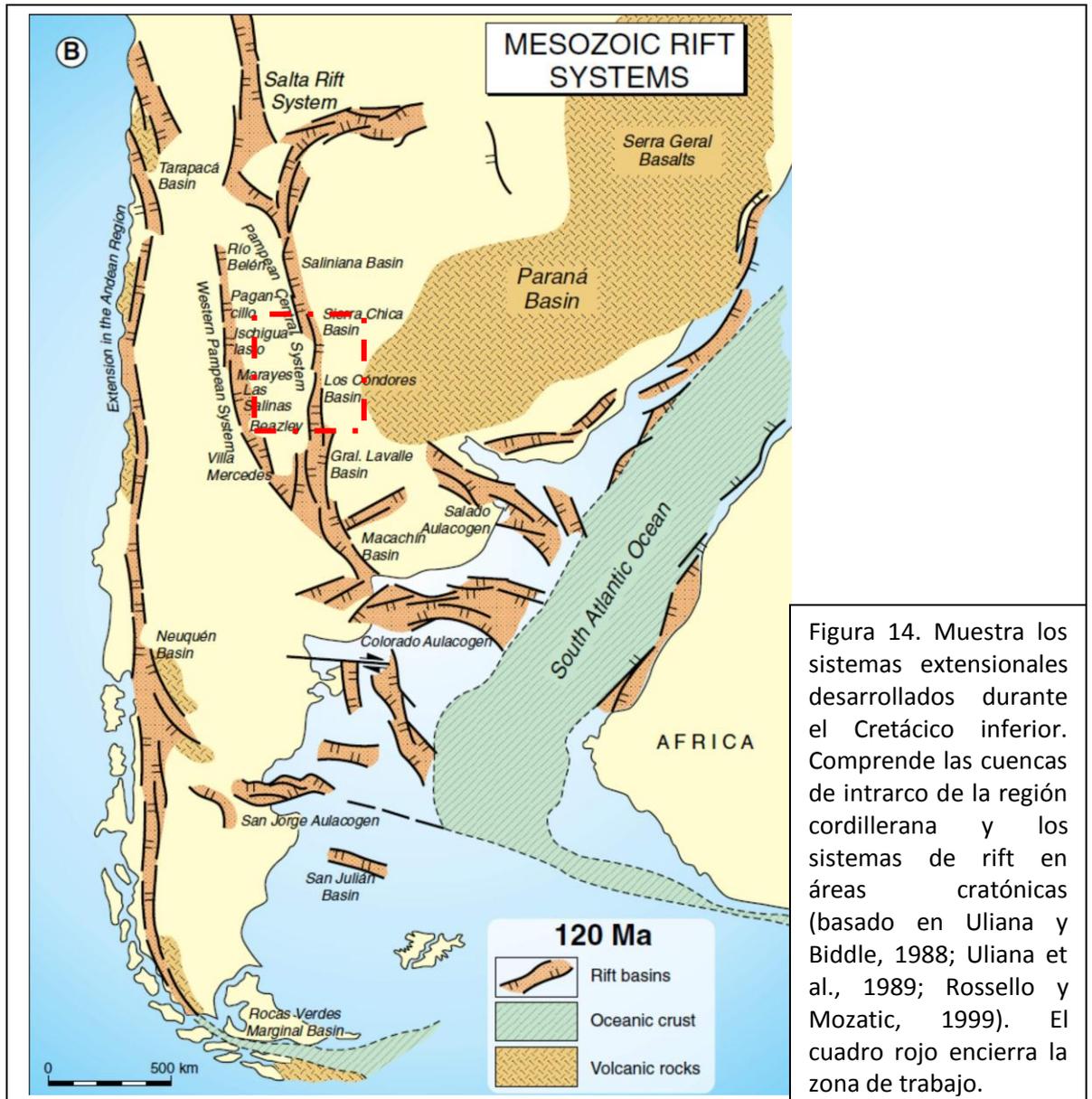


Figura 13. La figura muestra los procesos tectónicos asociados al magmatismo gondwánico antes y después de la orogénesis sanrafaélica y la generación de las cuencas neopaleozoicas (modificado en Mpodozis y Ramos, 1989).

El ciclo Patagónico de deformación orogénica acaecido en el Cretácico y definido como tal por Keidel (1921) tiene su máxima expresión en la Cordillera Fueguina (Camino et al., 1981) y en la región insular adyacente al este del cabo de Hornos (Ramos et al., 1986). Se inicia con la extensión asociada a la apertura del Atlántico Sur y culmina con el cierre de la cuenca oceánica de trasarco en la base del Cretácico superior a esas latitudes.

En forma concomitante con el desarrollo de una zona de subducción tipo Marianas (Ramos, 1988b; Mpodozis y Ramos et al, 1986), cuyo arco magmático estuvo sometido a importantes eventos extensionales y gran ángulo de subducción de más de 60° (Figuras 14 y 15), la región de retroarco fue controlada por procesos extensionales de amplia distribución a lo largo del arco magmático. Este sistema extensional estuvo estrechamente ligado a la apertura del Atlántico Sur, precedida por los importantes sistemas de rift triásicos hasta Jurásico inclusive.



La evolución del ciclo Ándico puede ser dividida en dos estadios diferentes con características propias: un subciclo paleógeno, que alcanza su máxima expresión con los movimientos incaicos (Steinmann, 1919) y, un subciclo neógeno con sus movimientos principales asociados a los movimientos quechuas en el sentido de Ramos et al., 1988b.

Los procesos tectónicos asociados al subciclo Neógeno son variados y dependen del marco tectónico de cada segmento analizado (Fig. 16). Este marco tectónico en el Neógeno estuvo controlado por la segmentación de los Andes propuesta por Isacks et al. (1982) y Jordan et al. (1983), como resultado de la subducción de una dorsal asísmica como la de Juan Fernández (Pilger, 1984; Von Huene et al., 1997) durante el Mioceno medio.

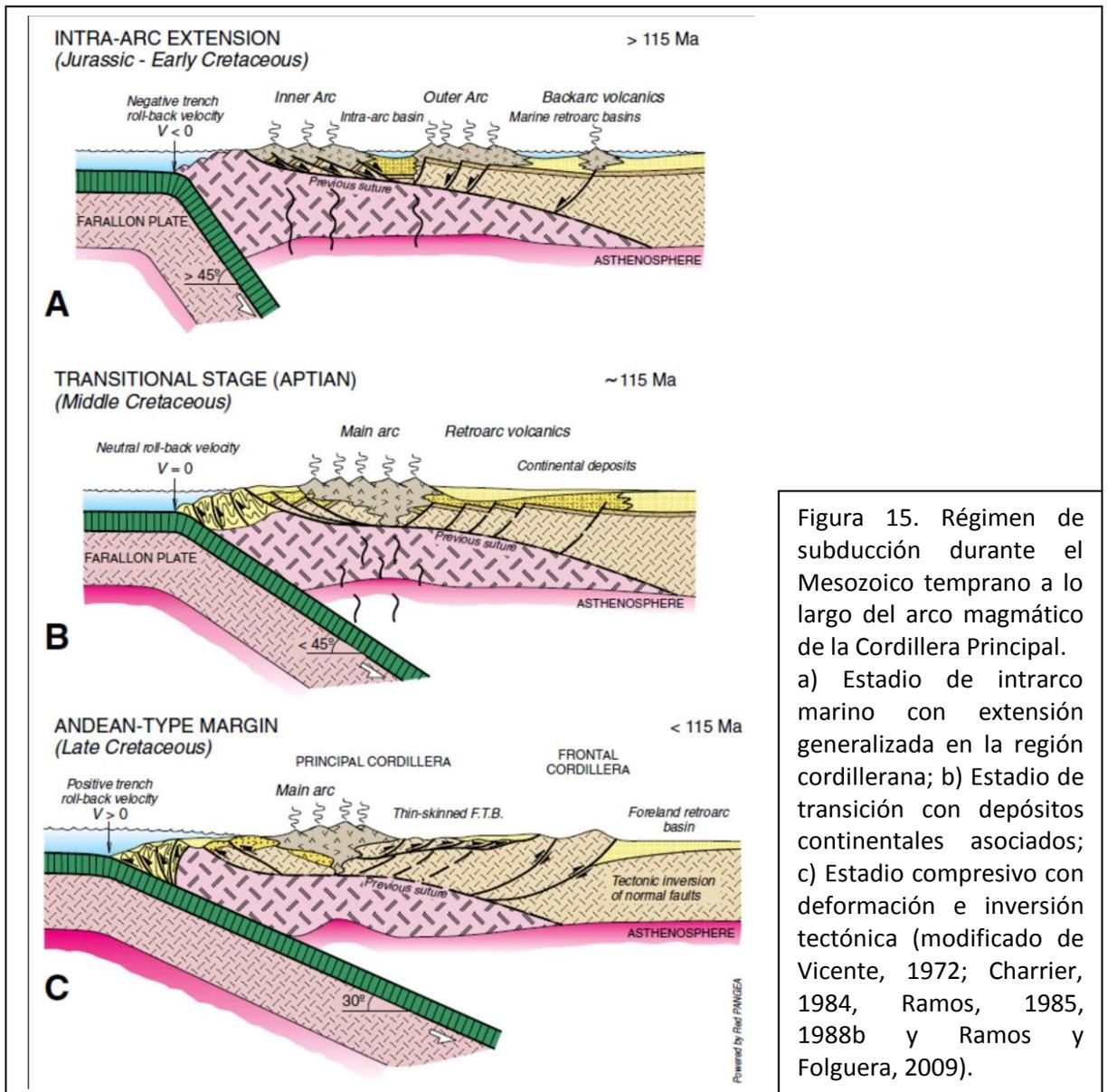


Figura 15. Régimen de subducción durante el Mesozoico temprano a lo largo del arco magmático de la Cordillera Principal. a) Estadio de intrarco marino con extensión generalizada en la región cordillerana; b) Estadio de transición con depósitos continentales asociados; c) Estadio compresivo con deformación e inversión tectónica (modificado de Vicente, 1972; Charrier, 1984, Ramos, 1985, 1988b y Ramos y Folguera, 2009).

3.6.1 Segmento Central (30°-34°S)

Este segmento abarca la Cordillera Principal y Frontal, Precordillera y Sierras Pampeñas y se caracteriza por la falta de un volcanismo activo moderno.

La Cordillera Principal presenta a partir de los 32°S una faja plegada y corrida epidérmica que involucra a los sedimentos mesozoicos. El arco volcánico mioceno, que se inició hacia los 20 a 22 Ma. se ubica principalmente en Chile a estas latitudes. El levantamiento y migración del frente orogénico produce una expansión del volcanismo en el lado argentino de la Cordillera Principal hacia los 15 a 16 Ma.

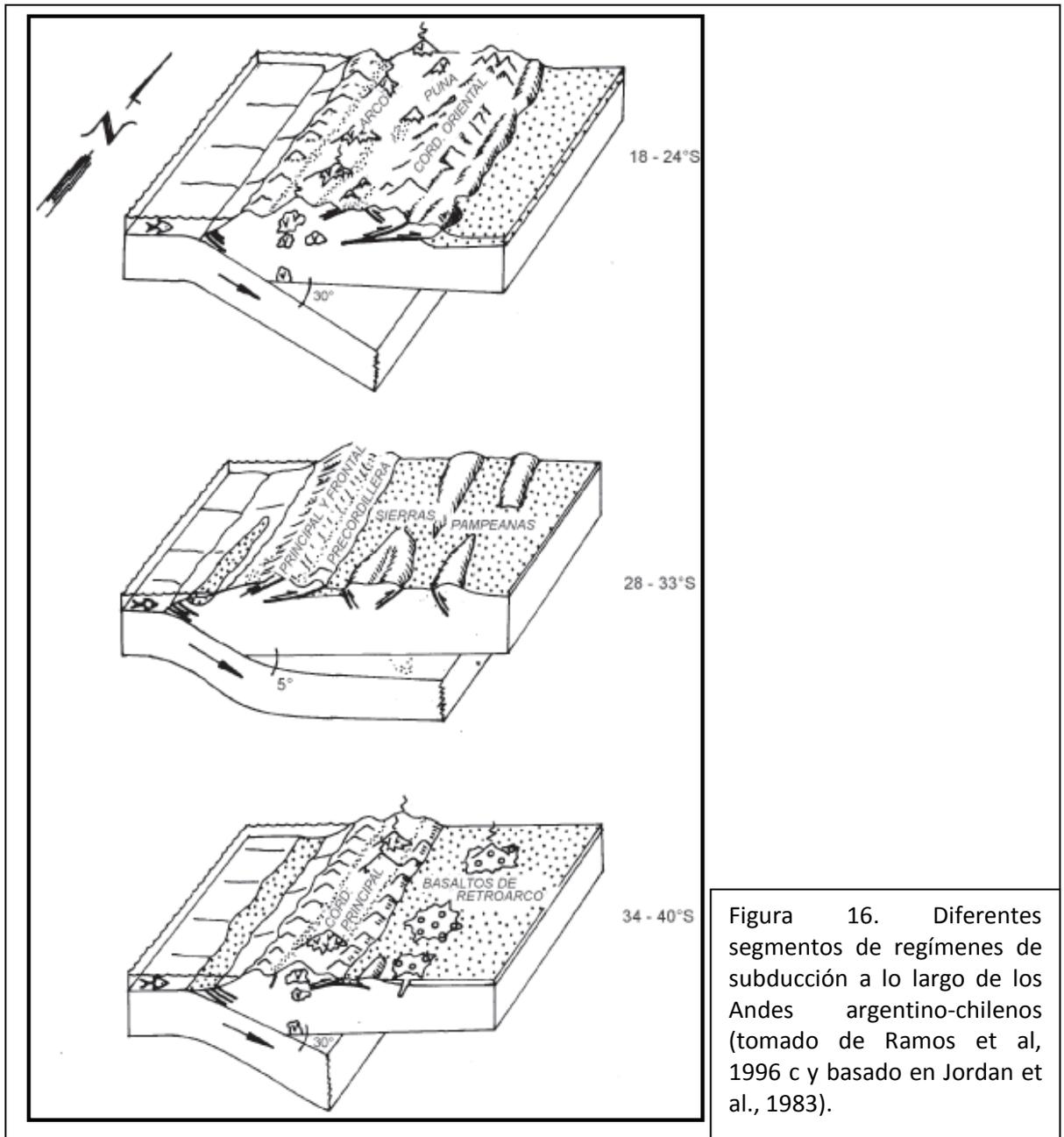


Figura 16. Diferentes segmentos de regímenes de subducción a lo largo de los Andes argentino-chilenos (tomado de Ramos et al, 1996 c y basado en Jordan et al., 1983).

Varios centros volcánicos fueron activos en el Mioceno medio, como lo demuestran los macizos volcánicos de La Ramada, Aconcagua (Ramos et al., 1986) y Las Yaretas al sur del cordón del Portillo. La actividad volcánica se expande hacia la Precordillera en el Mioceno medio a superior, hasta alcanzar las Sierras Pampeanas. Esta actividad es observada en los sectores más orientales como la sierra de Pocho hasta 4 Ma. y en la sierra del Morro hasta 1,9 Ma. La actividad volcánica en la sierra de San Luis, asociada a procesos de subducción persiste a 700 km al este de la trinchera oceánica. El volcanismo se expande a través de lineamientos preferenciales como los de La Carolina, Tomolasta, Cerros del Rosario y El Morro entre los 10 y 1,9 Ma (Ramos et al., 1999; Sruoga et al., 1996) (Fig. 1). Así la estructura resultante de Sierras Pampeanas está condicionada por la historia previa mesozoica la cual le imprime el estilo estructural característico y el tipo de litologías encontradas.

Capítulo 4

4. Geología Local

Uno de los principales antecedentes de este trabajo, se relaciona con un perfil regional realizado en sentido este-oeste durante la Práctica Profesional de 4to. Año de la carrera Licenciatura en Cs. Geológicas (Ortiz, 2011), partiendo desde la Ciudad de Córdoba hacia el borde occidental de las Sierras Pampeanas Orientales, atravesando las Sierras Chica, Grande y de Pocho en el límite interprovincial con La Rioja.

La figura 17 muestra que todas las fallas son acusadamente verticales muy cerca de la superficie y luego se horizontalizarían a mayor profundidad (nótese la diferencia de escalas). Esta horizontalización correspondería a superficies de despegue fácilmente identificables en las imágenes de función del receptor como recientemente ha sido presentado por Perarnau et al. (2012). También estas superficies han sido observadas para otros sectores de Sierras Pampeanas (Comínguez y Ramos, 1999; Zapata, 1998).

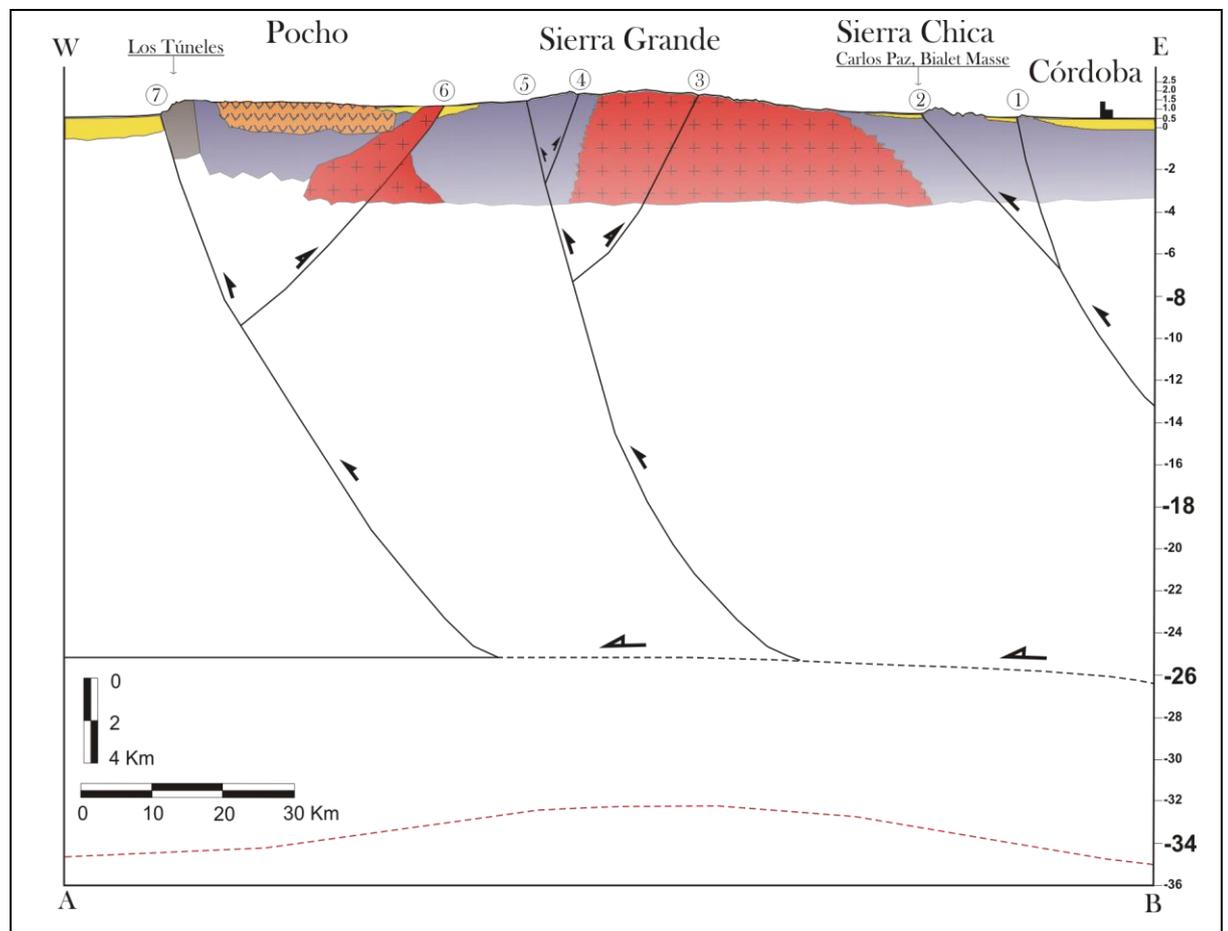


Figura 17. Perfil regional que muestra la estructuración cortical de las sierras de Córdoba y su relación con la geología superficial. Se representa también la ubicación del Moho a ~ 35 km de profundidad respaldada por datos geofísicos mediante análisis de función del receptor (Gilbert et al., 2006, Perarnau et al., 2012). Ver Lámina N° 1 para referencias. En esta última nótese la diferencia en la profundidad de las estructuras (modificado de Ortiz, 2011).

Una superficie de despegue sería aquella capaz de transmitir los esfuerzos en dirección horizontal a superficies con mayor ángulo de inclinación situadas a menor profundidad, como se observa en los frentes orogénicos. En las imágenes de función del receptor de telesismos es posible advertir que la superficie de despegue se localiza a una profundidad de 26 km, aproximadamente y se diferencia del medio por su coloración más amarilla en el gráfico (Fig. 18). El Moho se ubica a mayor profundidad (~ 35 km) para las Sierras de Córdoba, siendo su coloración más roja en el gráfico, debido a un mayor contraste en las propiedades de las rocas de la corteza con respecto a las del manto superior como se explica a continuación.

La discontinuidad de Mohorovicic (o Moho) es en general la que mejor se distingue en las imágenes de función del receptor. Esta interfase, localizada en la base de la corteza inferior, pone en contacto rocas de la corteza (cuyas velocidades sísmicas varían de 5,5 a 6,8 km/s) con rocas del manto superior (cuyas velocidades sísmicas son del orden de 8,15 km/s) indicando sus propiedades físicas y composicionales diferentes. A niveles superiores de la corteza, las rocas se encuentran en un estado rígido y se comportan frágilmente cuando se someten a esfuerzos, mientras que por debajo del Moho las rocas se encuentran a mayor presión y temperatura lo que evita que se nucleee sismicidad debido a un comportamiento más dúctil.

Para la confección y la identificación de frentes orogénicos también se utilizaron datos sismológicos de hipocentros, que se generan en zonas de debilidad y sirven como marcadores para encontrar superficies o discontinuidades frágil/dúctil. La metodología de trabajo consistió en representar la distribución de hipocentros en varios perfiles correspondientes a distintos sectores de las Sierras de Córdoba, con el objeto de correlacionar esas discontinuidades para diferentes latitudes agregando más determinaciones independientes para la identificación de frentes orogénicos.

Es posible observar en el perfil regional integrado algunas fallas que buzcan en sentido opuesto a la vergencia regional de Sierras Pampeanas, hacia el oeste y son denominados retrocorrimientos o "backthrust". Estos tienen la particularidad de tener un período de actividad cuaternaria. Algunos de ellos estarían asociados a terremotos históricos ocurridos en la Provincia de Córdoba (Rocca, 2008).

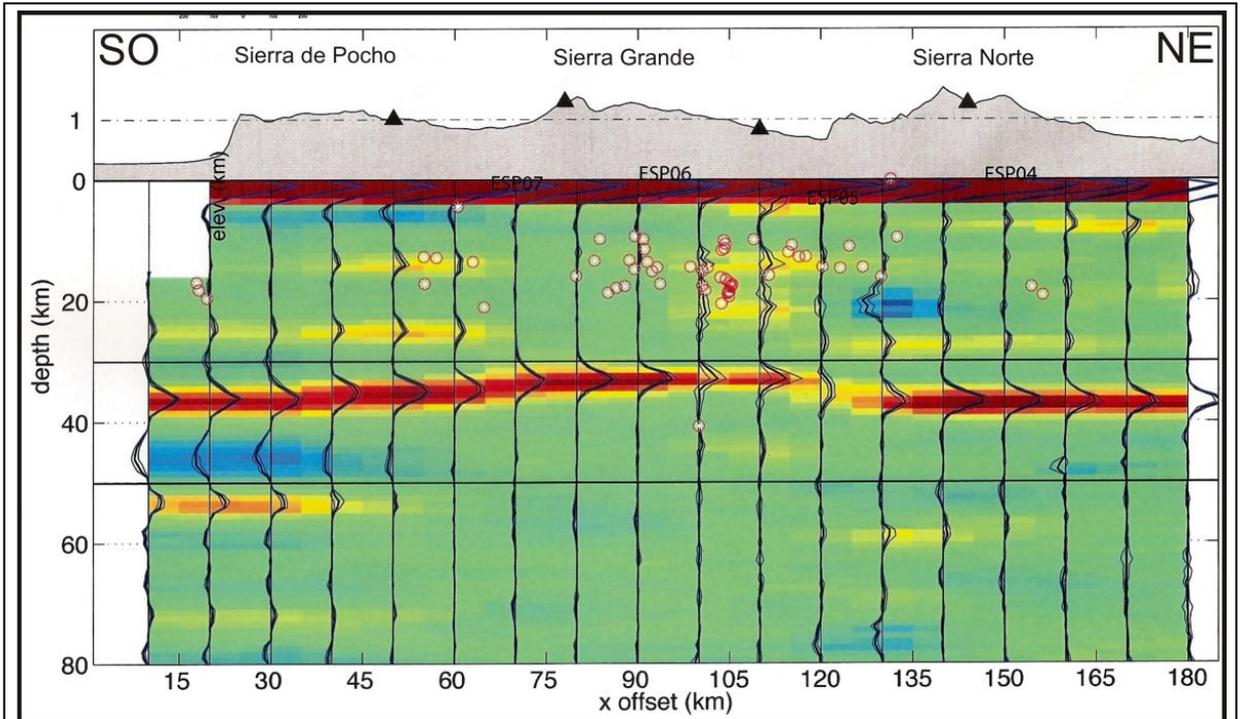


Figura 18. Imagen de función del receptor bajo las estaciones sismológicas ESP localizadas en sentido suroeste a noreste en las Sierras de Córdoba. La parte superior muestra un perfil topográfico con la escala exagerada en 20 veces con respecto a la escala utilizada para las profundidades. (Modificado de Gilbert et al., 2010). Ver Lámina 1 para localización del perfil.

La parte inferior del perfil regional muestra la discontinuidad de Mohorovicic. Algo llamativo es la morfología de esta discontinuidad bajo las Sierras Pampeanas Orientales. El Moho presenta una flexión hacia arriba para estas latitudes. Una interpretación que se realiza en este trabajo para explicar esta morfología, se debería a un equilibrio isostático consecuente de la masa de roca que se encuentra directamente por encima de dicha discontinuidad en comparación con sectores adyacentes (Gans et al., 2011).

Capítulo 5

5. Sismotectónica

5.1 Sismicidad Local Histórica y Moderna

En el presente trabajo se ha recopilado información de sismos históricos que han puesto en alerta a las poblaciones que habitan no solo la Provincia de Córdoba, sino también Santiago del Estero y San Luis, ubicados geológicamente en el ambiente de las Sierras Pampeanas Orientales. A continuación se exponen los eventos más significativos a lo largo de la historia para estas regiones en orden cronológico de acuerdo a los registros del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES, 2012).

- 4 de julio de 1817: Se produjo un sismo que ocasionó daños importantes en la ciudad de Santiago del Estero. La intensidad máxima estimada alcanzó los VIII grados en la escala Mercalli modificada y tuvo una magnitud $M = 7,0$ grados en la escala de Richter.
- 22 de septiembre de 1908: Este sismo produjo daños en Dean Funes, Cruz del Eje y Soto, provincia de Córdoba. Fue fuertemente sentido en Córdoba, sur de Santiago del Estero, La Rioja y Catamarca. La intensidad máxima estimada alcanzó los VII grados en la escala Mercalli modificada y tuvo una magnitud $M = 6,5$ grados en la escala de Richter.
- 11 de junio de 1934: El terremoto afectó la localidad de Sampacho, en el sureste de la provincia de Córdoba, la cual fue parcialmente destruida provocando algunos heridos (Fig. 19). Se sintió muy fuerte en todo el sur de Córdoba y San Luis, al igual que en el norte de La Pampa y sur de Santa Fe. La intensidad máxima estimada alcanzó los VIII grados en la escala Mercalli modificada y tuvo una magnitud $M = 6,0$ grados en la escala de Richter.
- 22 de mayo de 1936: Este terremoto produjo daños considerables y algunos heridos en las localidades de San Francisco del Monte de Oro y General San Martín, provincia de San Luis. La intensidad máxima estimada alcanzó los VIII grados en la escala Mercalli modificada y tuvo una magnitud $M = 6,0$ grados en la escala de Richter.
- 16 de enero de 1947: El sismo produjo alarma y pequeños daños en las localidades de Huerta Grande, Cosquín y La Falda, en la provincia de Córdoba. La intensidad máxima estimada alcanzó los VII grados en la escala Mercalli modificada y tuvo una magnitud $M_s = 5,7$ grados en la escala de Richter.

- 28 de mayo de 1955: Este sismo produjo gran alarma y daños moderados en la localidad de Villa Giardino, departamento Punilla, provincia de Córdoba. El sismo fue sentido en las provincias de Cuyo y Chile central. La intensidad máxima estimada alcanzó los VI grados en la escala Mercalli modificada y tuvo una magnitud $M_s = 6,9$ grados en la escala de Richter.
- 17 de junio de 1997: Fuerte sismo con epicentro en la Sierra de Guasayán, Santiago del Estero. Se reportaron daños en construcciones y cortes de energía en Termas de Río Hondo. Fue sentido en Santiago del Estero, Tucumán y Catamarca. La intensidad máxima estimada alcanzó los VI grados en la escala Mercalli modificada y tuvo una magnitud $M_w = 5,5$ grados.

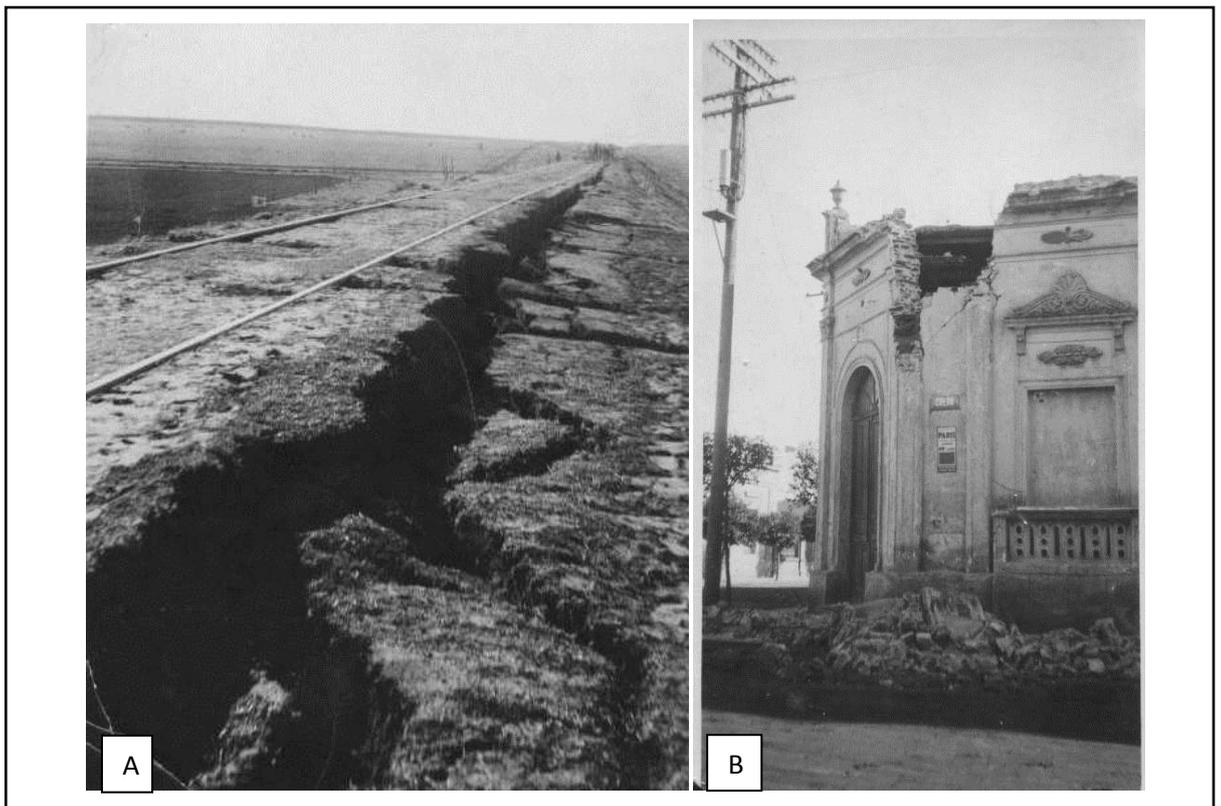


Figura 19. Daños ocurridos como consecuencia del terremoto del 11 de junio de 1934 en la localidad de Sampacho, Córdoba. En la imagen A se puede observar el desplome del talud a ambos lados de la línea del ferrocarril. En la imagen B una casa sufrió el desmoronamiento del techo y la consiguiente inestabilidad de las paredes. Fotos modificadas de INPRES, 2012.

Los sensores instalados en las sierras de Córdoba, utilizados para los proyectos SIEMBRA en 2002 y ESP en 2008 detectaron, la ocurrencia de sismos de baja magnitud pero con una alta tasa de ocurrencia. Por lo que se infiere que estos bloques que cuentan con reportes históricos de sismicidad son sísmicamente activos y presentan deformación moderna (Figuras 20, 21 y 22).

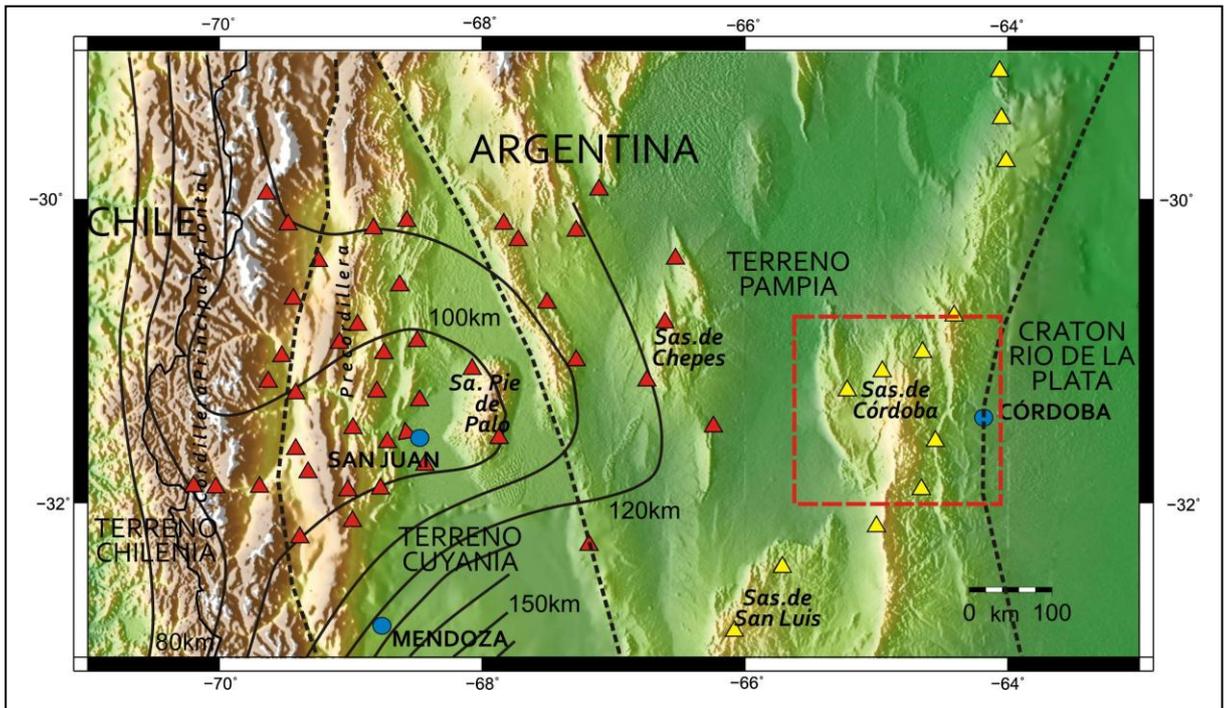


Figura 20. Distribución de las estaciones sísmológicas para los proyectos SIEMBRA y ESP, representadas por triángulos rojos y amarillos, respectivamente. Las líneas de trazo negro marcan los límites entre los diferentes terranes propuestos por Ramos et al. (1999) y Rapela et al. (2007). Los contornos sólidos denotan la zona de Wadati-Benioff según Anderson et al. (2007). La línea de trazo rojo encierra el área de estudio.

Como se mencionó anteriormente, los proyectos que tuvieron como objeto de estudio la geodinámica de las sierras de Córdoba, realizaron mediciones de la sismicidad local utilizando sensores de banda ancha con registro en las tres componentes (vertical, horizontal N-S y horizontal E-O). La Figura 21 esquematiza la distribución de estos elementos que componen una estación sísmológica.

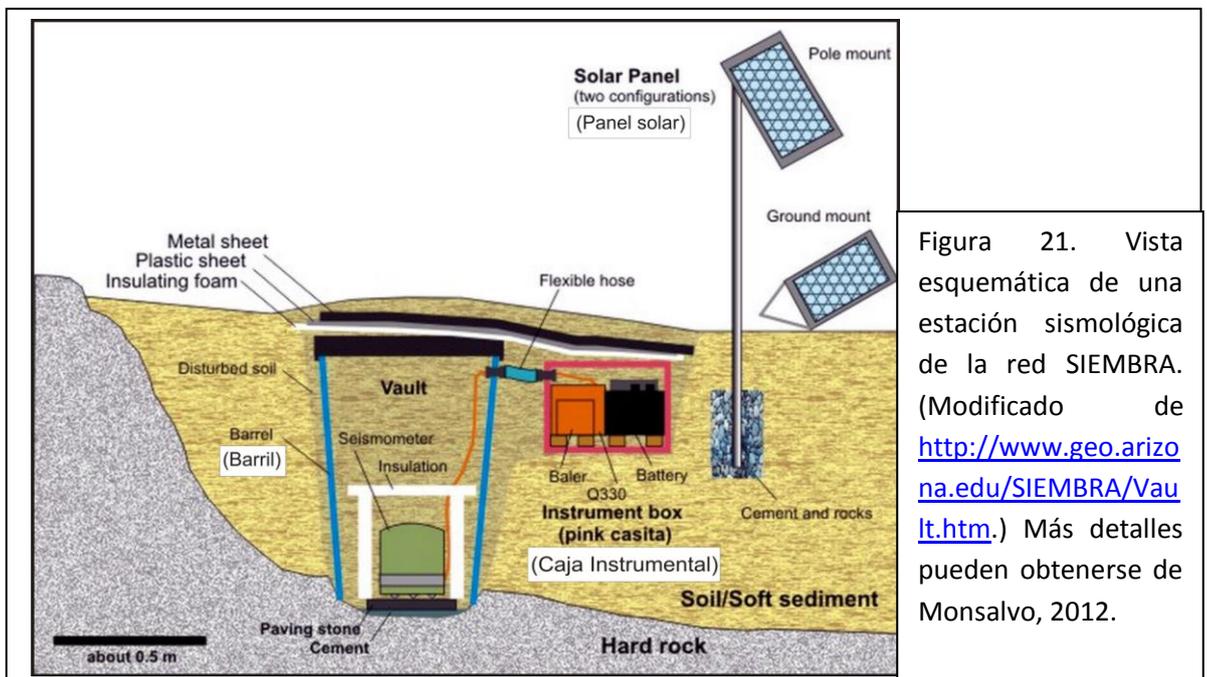


Figura 21. Vista esquemática de una estación sísmológica de la red SIEMBRA. (Modificado de <http://www.geo.arizona.edu/SIEMBRA/Vault.htm>.) Más detalles pueden obtenerse de Monsalvo, 2012.

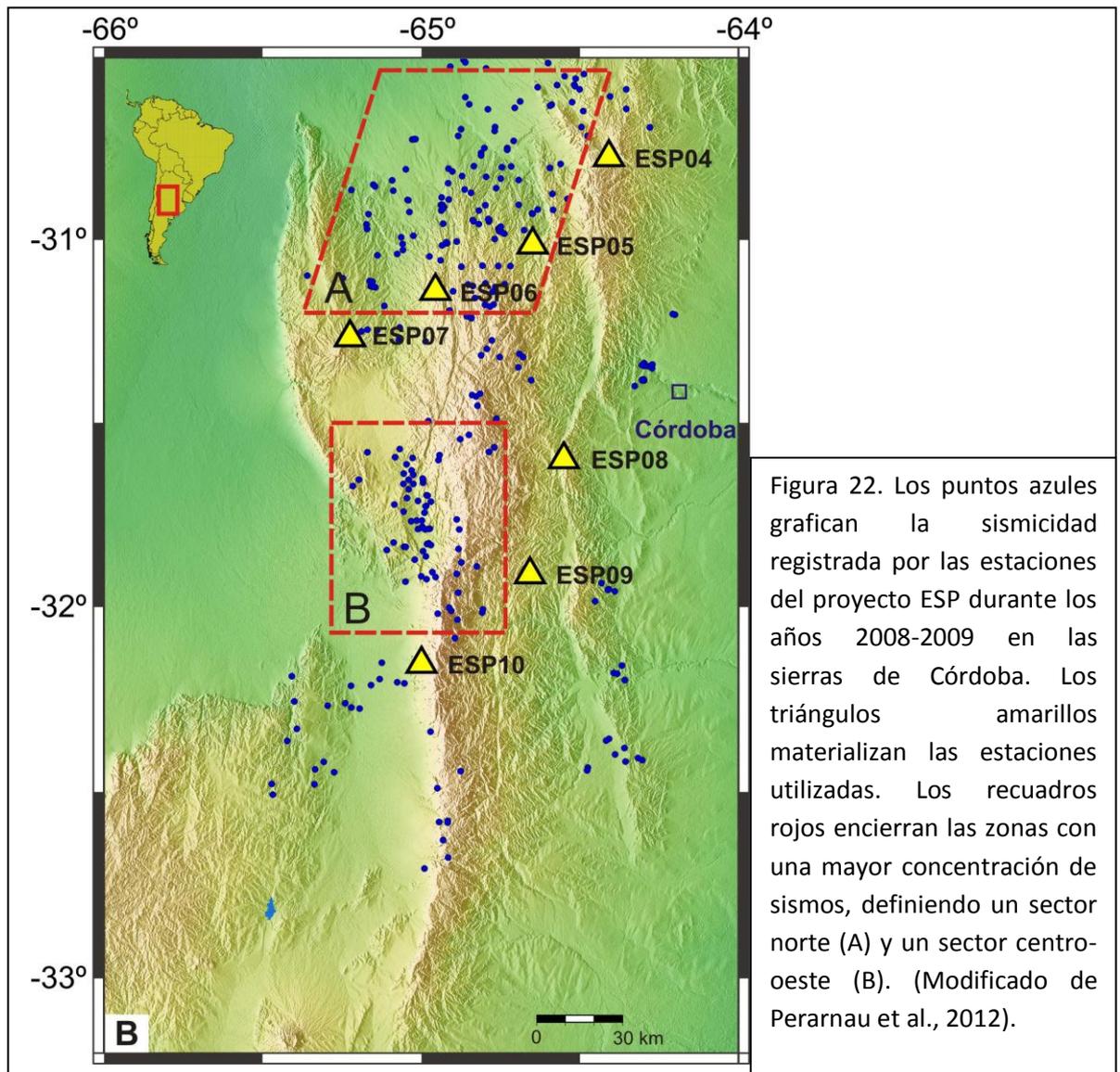


Figura 22. Los puntos azules grafican la sismicidad registrada por las estaciones del proyecto ESP durante los años 2008-2009 en las sierras de Córdoba. Los triángulos amarillos materializan las estaciones utilizadas. Los recuadros rojos encierran las zonas con una mayor concentración de sismos, definiendo un sector norte (A) y un sector centro-oeste (B). (Modificado de Perarnau et al., 2012).

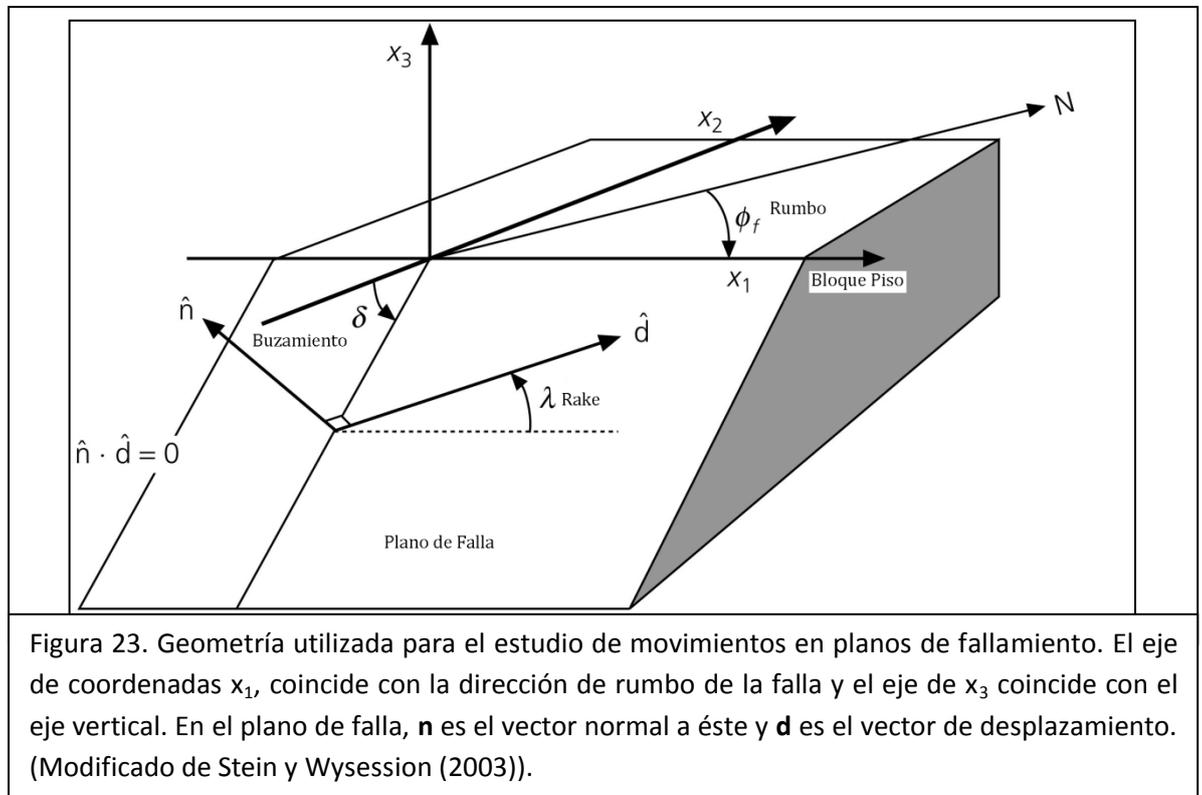
5.2 Cálculo de Mecanismos Focales y Ejes de Esfuerzos Principales

Un análisis posible para estudiar procesos de ruptura, movimiento a lo largo de planos de fallas y deformación en el foco de un terremoto consiste en la representación de los esfuerzos sísmicos a través de los *mecanismos focales*. En este trabajo se han calculado mecanismos focales utilizando la técnica de primeros arribos. Este método considera el patrón de radiación de las ondas sísmicas dependiente de la geometría de falla (fig. 23).

Para describir la geometría de una falla, se asume que la misma tiene una superficie plana a lo largo del desplazamiento promedio ocurrido durante el movimiento provocado por un sismo. De esta manera, el movimiento a lo largo de cualquiera de los dos planos de fallamiento posibles que determina una solución de mecanismo focal puede describirse mediante la combinación de tres ángulos (fig. 23):

- **Acimut o "Strike" (ϕ):** ángulo horizontal entre la dirección del plano de falla y el norte geográfico medido en sentido horario. Puede tomar valores de 0° a 360°.

- **Buzamiento o "Dip" (δ):** ángulo vertical de la inclinación del plano de falla con respecto al plano horizontal (superficie). Su rango de valores es de 0° a 90° .
- **Rake o "Slip" (λ):** ángulo que mide la dirección de desplazamiento de la falla, medido desde el acimut sobre el plano de falla. Puede variar desde -180° a 180° , dependiendo de si el bloque colgante se mueve hacia abajo (ángulos negativos) o hacia arriba (ángulos positivos), respectivamente.



El primer arribo de una onda P varía según la dirección entre el hipocentro del terremoto y cada una de las estaciones que registraron al mismo. La Figura 24, ilustra este concepto para un terremoto que produjo una falla de rumbo con componente vertical. El primer arribo indicaría una *compresión* si el bloque más cercano a la estación se mueve hacia ella, provocando un movimiento hacia arriba (positivo) en la componente vertical del sismómetro, o bien una *dilatación* si el mismo bloque se aleja de la estación, provocando un movimiento vertical hacia abajo (negativo) en el sismómetro y registro correspondiente.

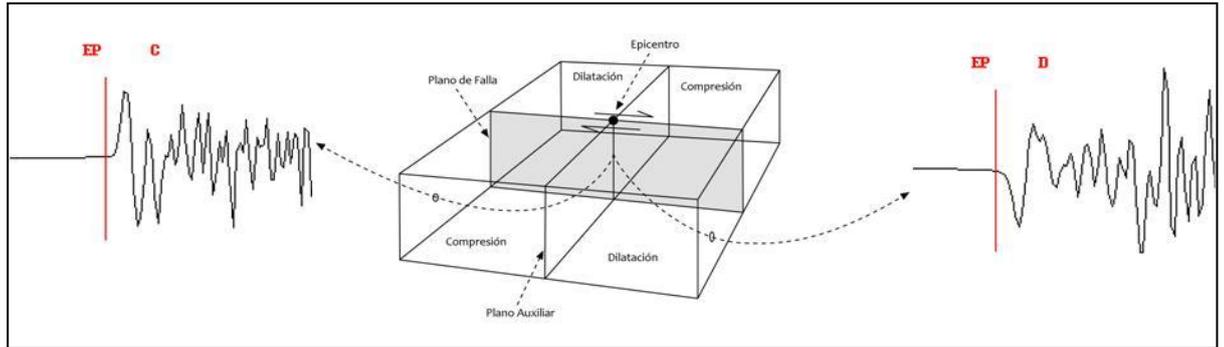


Figura 24. Primeros arribos de onda P observados en sismómetros ubicados en distintos cuadrantes con respecto al hipocentro. Los dos planos nodales separan regiones de compresión de regiones de dilatación. Uno de los planos nodales es el Plano Principal (o Plano de Falla) y el otro el Plano Auxiliar. La utilización de información neotectónica, distribución de réplicas, etcétera permite distinguir el plano activado por el sismo entre ellos.

Para obtener un mecanismo focal, la metodología consiste en graficar las polaridades de las ondas P que arriban a las diferentes estaciones, utilizando el ángulo de *acimut* ϕ y el *ángulo de emergencia* i_e . El primero mide al ángulo que forma la trayectoria que une el epicentro con la estación que registró la compresión/dilatación con respecto al norte geográfico; mientras que el segundo refiere al ángulo medido, entre la línea que une el centro de la Tierra con el hipocentro, y la tangente al rayo sísmico, considerada en la intersección del rayo sísmico con una esfera de radio unitario que rodea al foco del terremoto (Fig. 25). Ambos parámetros se grafican utilizando una proyección estereográfica como la red de Schmidt, donde se representan los movimientos de la semiesfera inferior de radio unitario que rodea al foco sísmico (Fig. 26).

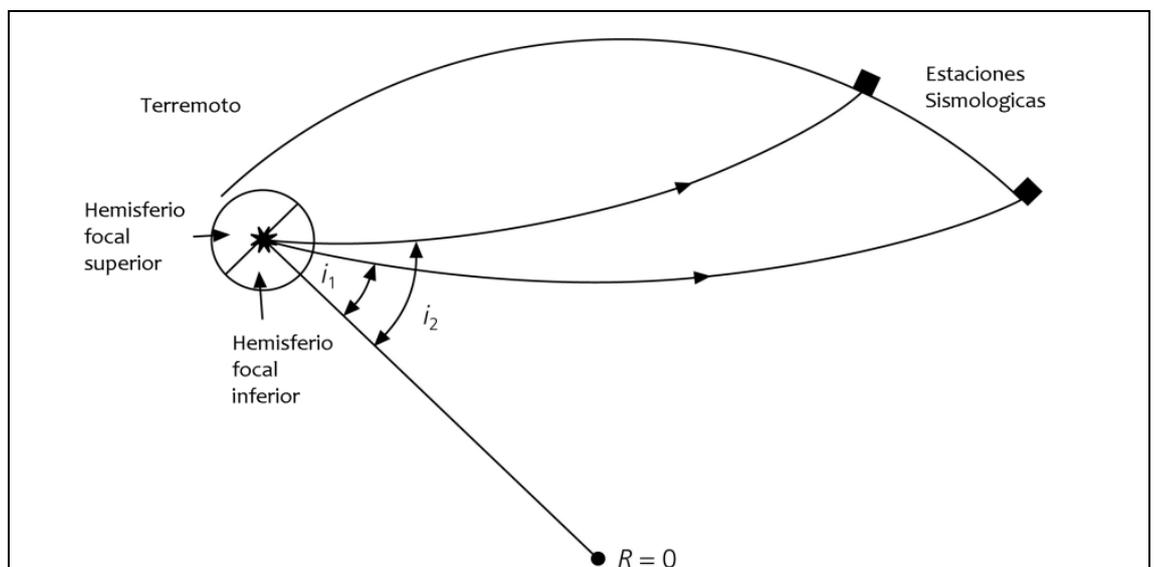


Figura 25. Ángulos de emergencia para 2 rayos sísmicos que arriban a diferentes estaciones sismológicas. Nótese que la estación más alejada registra un ángulo de emergencia/incidencia menor. (Modificada Havskov y Ottemöler (2003)).

Los primeros arribos graficados en una proyección de la red de Schmidt permiten definir cuatro cuadrantes separando aquellos compresionales de los dilatacionales (Fig.26). La separación entre cuadrantes ocurre a lo largo del plano de falla y del plano perpendicular al mismo (denominado plano auxiliar o plano nodal). En estas direcciones o muy cerca de ellas, debido a que las polaridades cambian de dilatación a compresión o viceversa, los primeros arribos tienen amplitud muy próxima a cero, lo que ayuda a identificar a estos planos del mecanismo focal como *planos nodales*. Así, uno de estos planos es el *plano de falla* y el otro *el plano auxiliar*. Cabe destacar que la técnica de primeros arribos no ayuda a determinar cuál de los planos corresponde al plano de fallamiento constituyéndose en una ambigüedad, ya que cualquiera de los dos planos que separan compresiones de dilataciones podría ser el plano de falla. Por ello, la información geológica o un estudio de réplicas es vital a fin de asegurar cuál de los dos corresponde al plano principal activado durante un sismo. Más importante aún, es el cálculo de esfuerzos que toma en cuenta ejes de Presión y Tensión, los cuales también se determinan en el cálculo del mecanismo focal.

Las soluciones de mecanismo focal pueden ser *inversos* (Fig. 26), *normales* (Fig. 27), *de rumbo* o una combinación de los mismos (Fig. 28).

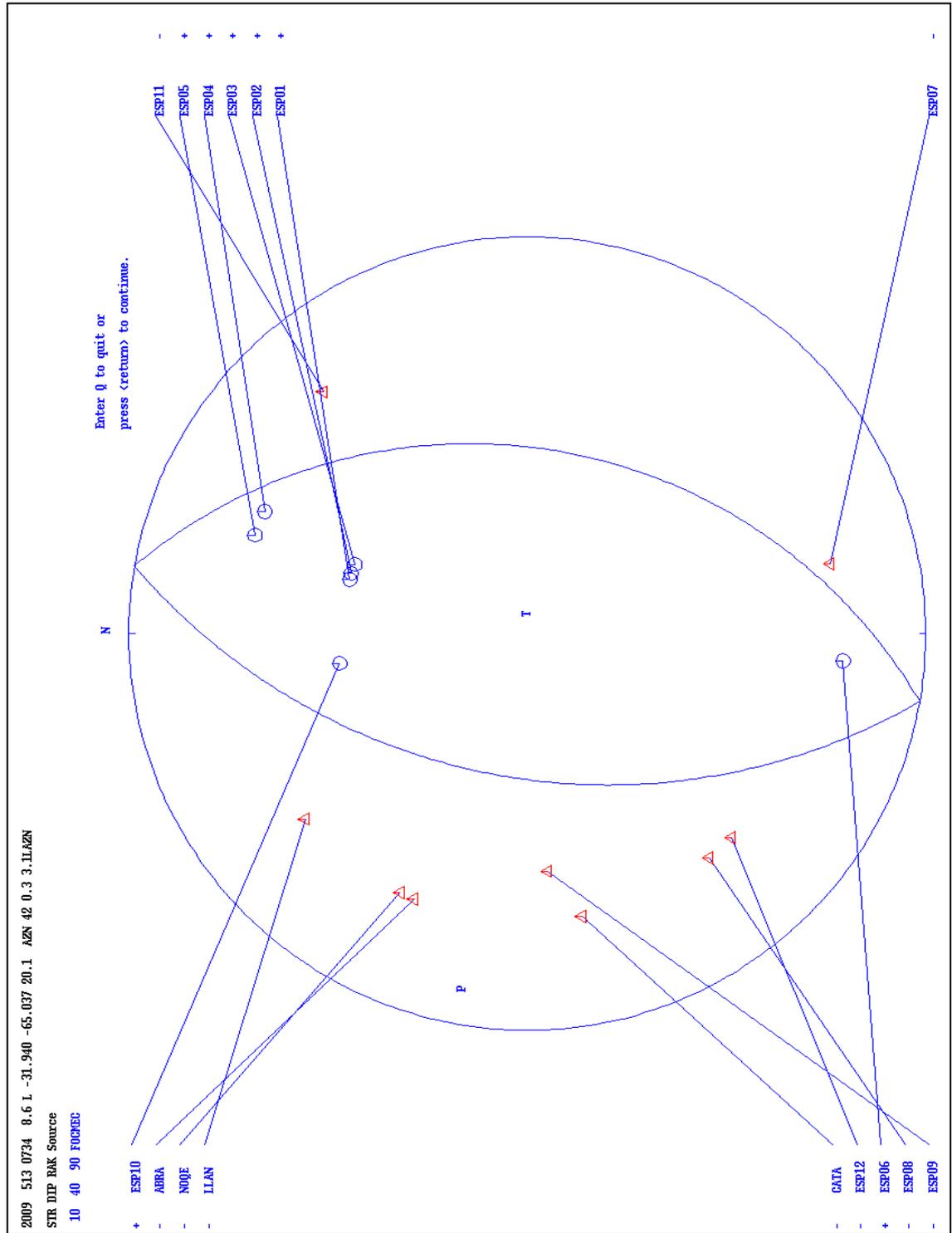


Figura 26. Mecanismo focal inverso calculado para el sismo (M=3.1) ocurrido el 13/05/2009 a las 07:34:09UTC en las sierras de Córdoba (31,940°S y 65,037°O) a 20,1 km de profundidad. La solución determinada predice un rumbo=10°, buzamiento=40° y rake=90°. P y T representan la posición de los ejes de Presión y Tensión, respectivamente. A ambos costados se indican las estaciones donde se midieron los arribos compresionales y dilatacionales, marcados con los círculos azules y triángulos rojos, respectivamente.

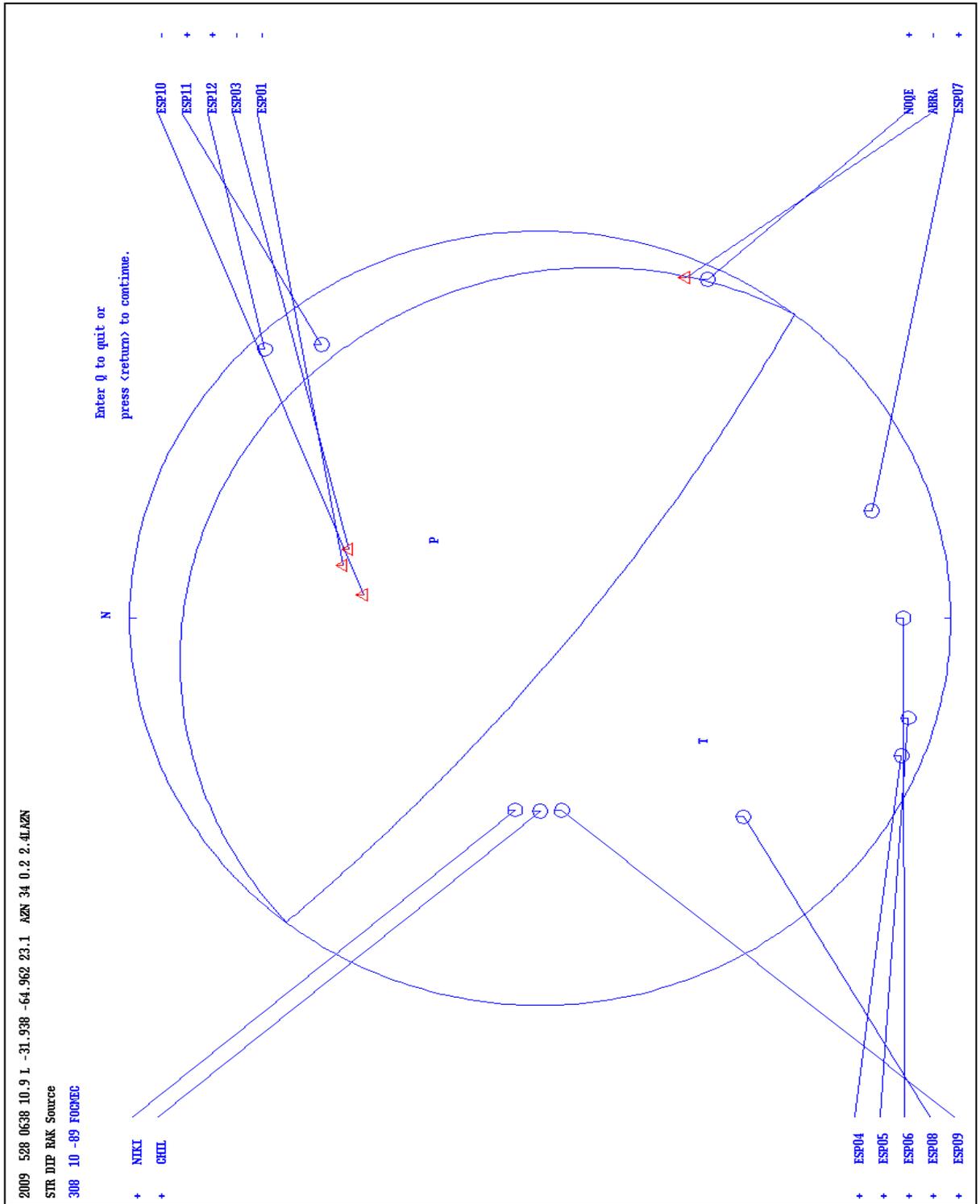


Figura 27. Mecanismo focal directo calculado para el sismo (M=2.4) del 28/05/2009 ocurrido a las 06:38:11UTC en las sierras de Córdoba (31,938°S y 64,962°O) a 23 km de profundidad. La solución determinada predice un rumbo=308°, buzamiento=10 y rake=-89°. P y T representan la posición de los ejes de Presión y Tensión, respectivamente. A ambos costados se indican las estaciones donde se midieron los arribos compresionales (+) y dilatacionales (-), marcados como círculos azules y triángulos rojos, respectivamente.

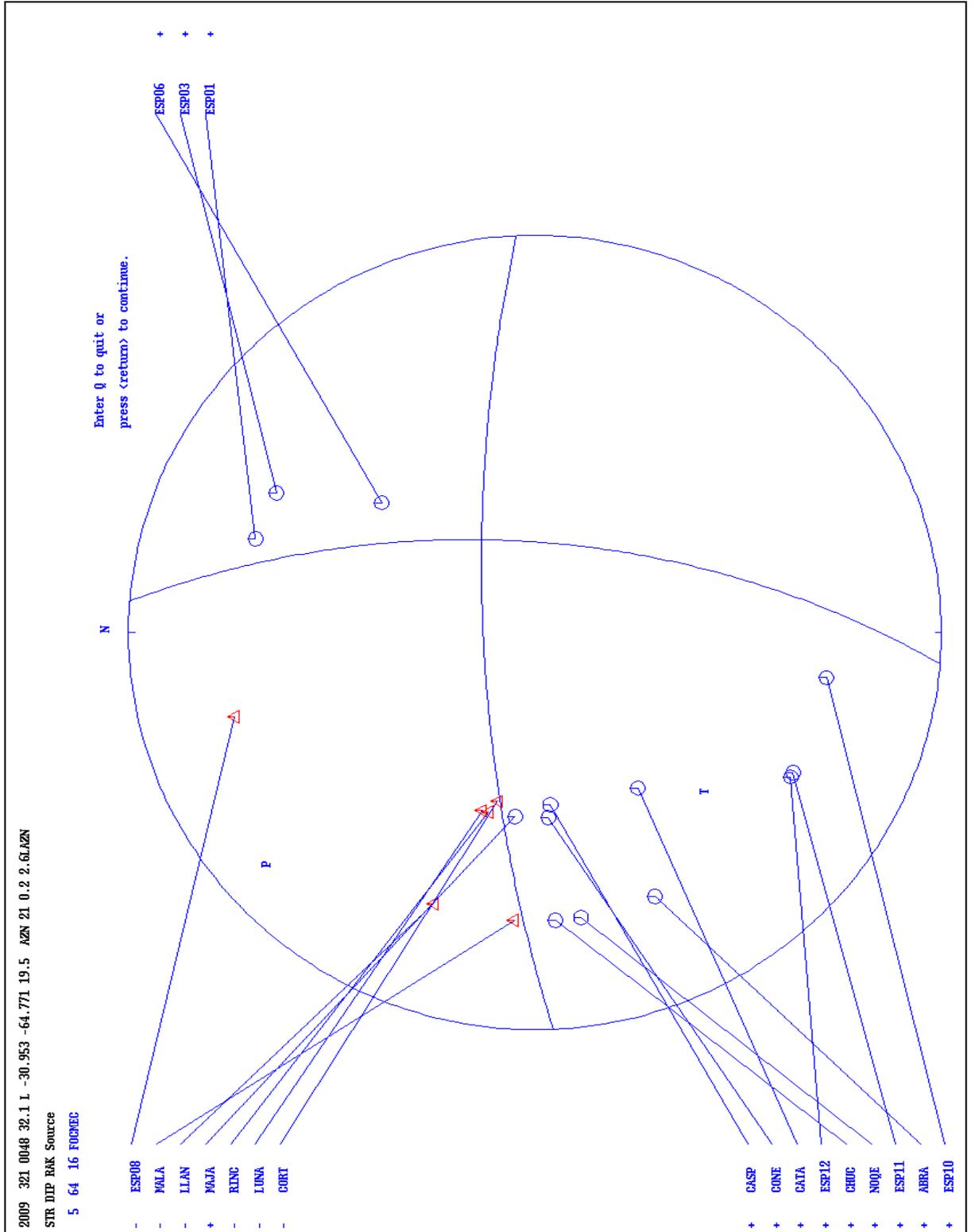


Figura 28. Mecanismo focal de rumbo inverso calculado para el sismo (M=2.6) del 21/03/2009 ocurrido a las 12:48:32UTC en las sierras de Córdoba (30,953°S y 64,771°O) a 19.5 km de profundidad. La solución determinada predice un rumbo=5°, buzamiento=64 y rake=16°. P y T representan la posición de los ejes de Presión y Tensión, respectivamente. A ambos costados se indican las estaciones donde se midieron los arribos compresionales (+) y dilatacionales (-), marcados como círculos azules y triángulos rojos, respectivamente.

Cada mecanismo focal determinado define en el centro de cada cuadrante de polaridades compresivas los ejes principales de Tensión (T) y en el centro de cada cuadrante de polaridades distensivas los ejes principales de Presión (P). A modo de referencia se muestran algunos ejemplos en la figura 29.

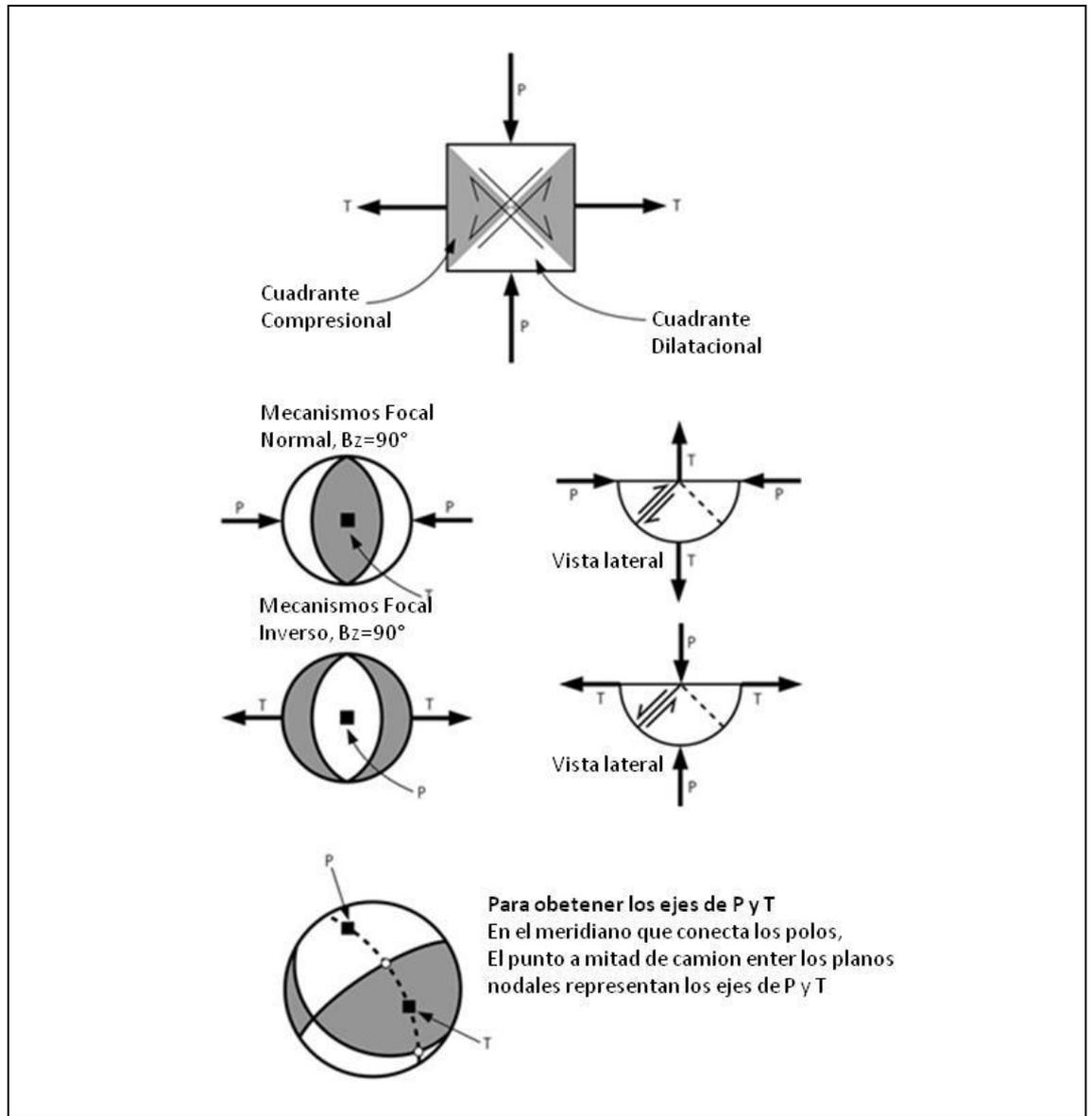


Figura 29. Imágenes que ilustran la relación entre planos nodales de mecanismos focales en planta y perfil y, direcciones de esfuerzos principales P y T en cada caso. Estos ejes principales de esfuerzos se encuentran en el centro de cada cuadrante a 45° de los planos nodales (Modificado de Stein y Wysession (2003)).

5.2.1 Mecanismo Focal y Tensor de Esfuerzos Regionales

La solución del mecanismo focal de un único sismo no entrega directamente la orientación del esfuerzo principal a nivel de corteza o litosfera. Solamente indica la dirección del esfuerzo relacionada con la ocurrencia de un sismo (McKenzie, 1969). Sin embargo, el

estudio de datos observacionales ha mostrado que las diferencias entre la orientación del eje P y T de la solución de los mecanismos focales y la dirección principal del campo de esfuerzos es generalmente menor que 30° (e.g. 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 polaridades abundantes es útil para encontrar direcciones aproximadas del tensor de esfuerzos para niveles de corteza en este caso.

5.2.2 Programas para calcular mecanismos focales y esfuerzos relacionados

5.2.2.1 Seisan

SEISAN es un sistema de análisis de señales sísmicas que consiste en una serie de programas que comparten la misma base de datos. Permite analizar datos de sismos registrados en forma digital o cargados en forma manual. Se pueden utilizar observaciones locales o globales para picar fases de interés, editar las componentes del movimiento de los sismos, realizar localizaciones de hipocentros, determinar momentos sísmicos, mecanismos focales, entre otras varias aplicaciones. También están incluidos varios programas que se utilizan para graficar los resultados.

Se destaca que en este trabajo se ha utilizado el programa FOCMEC ya que los sismos fueron previamente localizados y relocalizados en conjunto con la estructura de corteza para la zona. FOCMEC permite trabajar directamente con datos de polaridades de arribos, y es de mucha utilidad cuando se cuenta con gran cantidad de ellos. A continuación se proporciona una breve descripción de este programa computacional.

5.2.2.2 FOCMEC

El programa FOCMEC (Snoke et al., 1984), se utiliza para determinar mecanismos focales de la fuente sísmica de sismos locales o lejanos asumiendo un proceso de doble cupla y la observación de los primeros arribos. También es posible utilizar amplitudes de ondas sísmicas aunque esta opción no se ha utilizado en este trabajo.

5.2.2.3 Uso de Polaridades

Esta modalidad de FOCMEC consiste en picar correctamente un arribo y seleccionar si el mismo se trata de una compresión o dilatación. Cualquier fase puede ser utilizada ya sea P, Pn (onda refractada en el Moho) o Pg (onda directa desde la fuente a la estación). Se debe tener la precaución en este caso que el ángulo de incidencia difiere según sea la fase seleccionada.

Las figuras 30 y 31 muestran las señales de arribo a una estación en particular. Para los ejemplos mostrados fue posible visualizar tres formas de onda diferentes, debido a que las estaciones utilizadas en los proyectos SIEMBRA y ESP registran las tres componentes (Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical). Para los casos siguientes la señal en la componente vertical se muestra abajo y es en esa misma señal, donde se debe realizar el picado del primer arribo de la onda P indicando si es compresional o dilatacional.

Arriba de las señales el programa muestra los datos del evento con el que se está trabajando, tales como fecha, ubicación y magnitud del sismo. Al costado se detalla la estación y sus componentes, y por último, abajo en color rojo se muestra el tiempo de arribo de las señales.

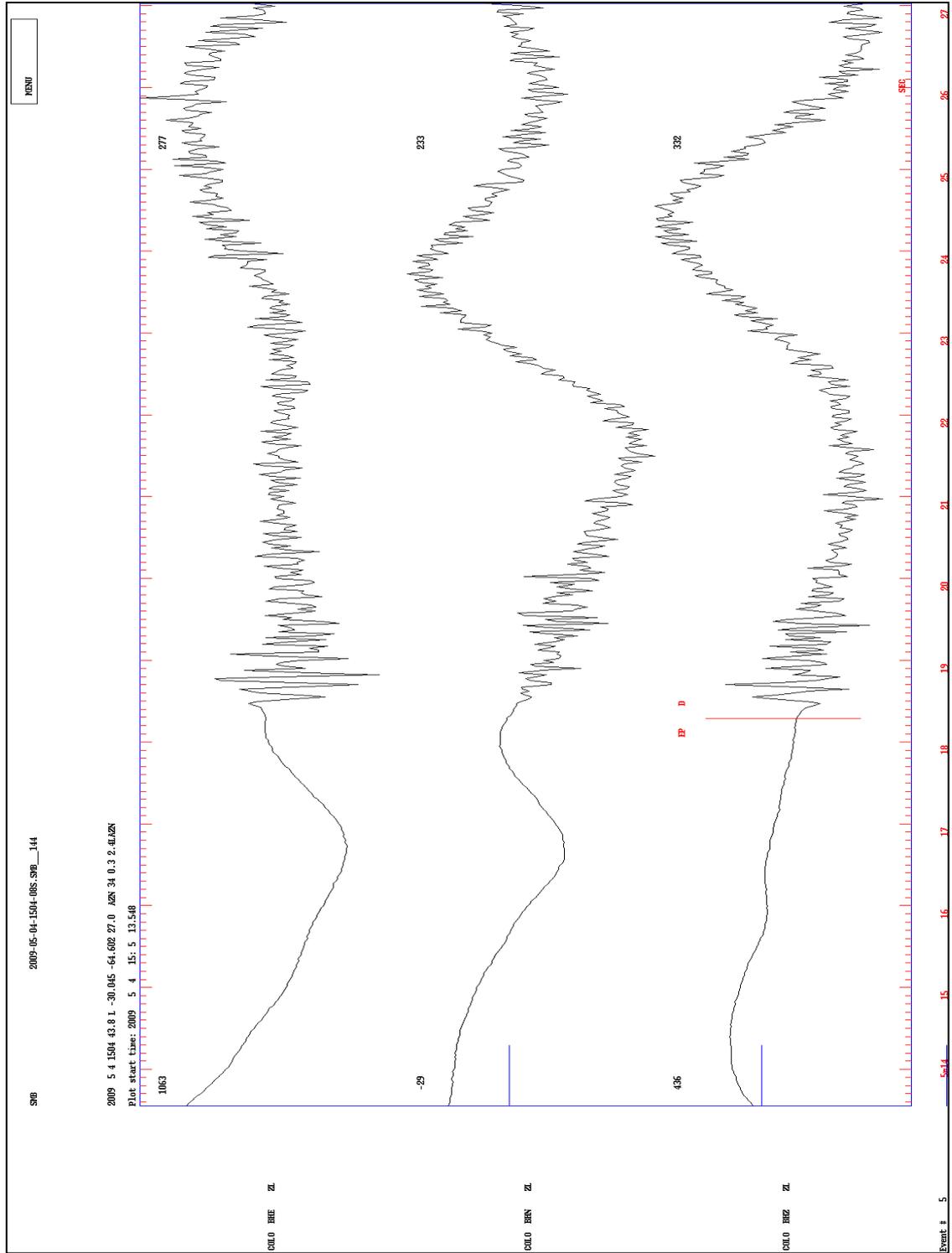


Figura 30. Sismo de magnitud $M=3,1$, ocurrido en las sierras de Córdoba ($30,045^{\circ}\text{S}$ y $64,602^{\circ}\text{O}$) y registrado por la estación COLO, perteneciente al Proyecto SIEMBRA. El primer arribo de la onda P en la componente vertical corresponde a un arribo de tipo dilatacional.

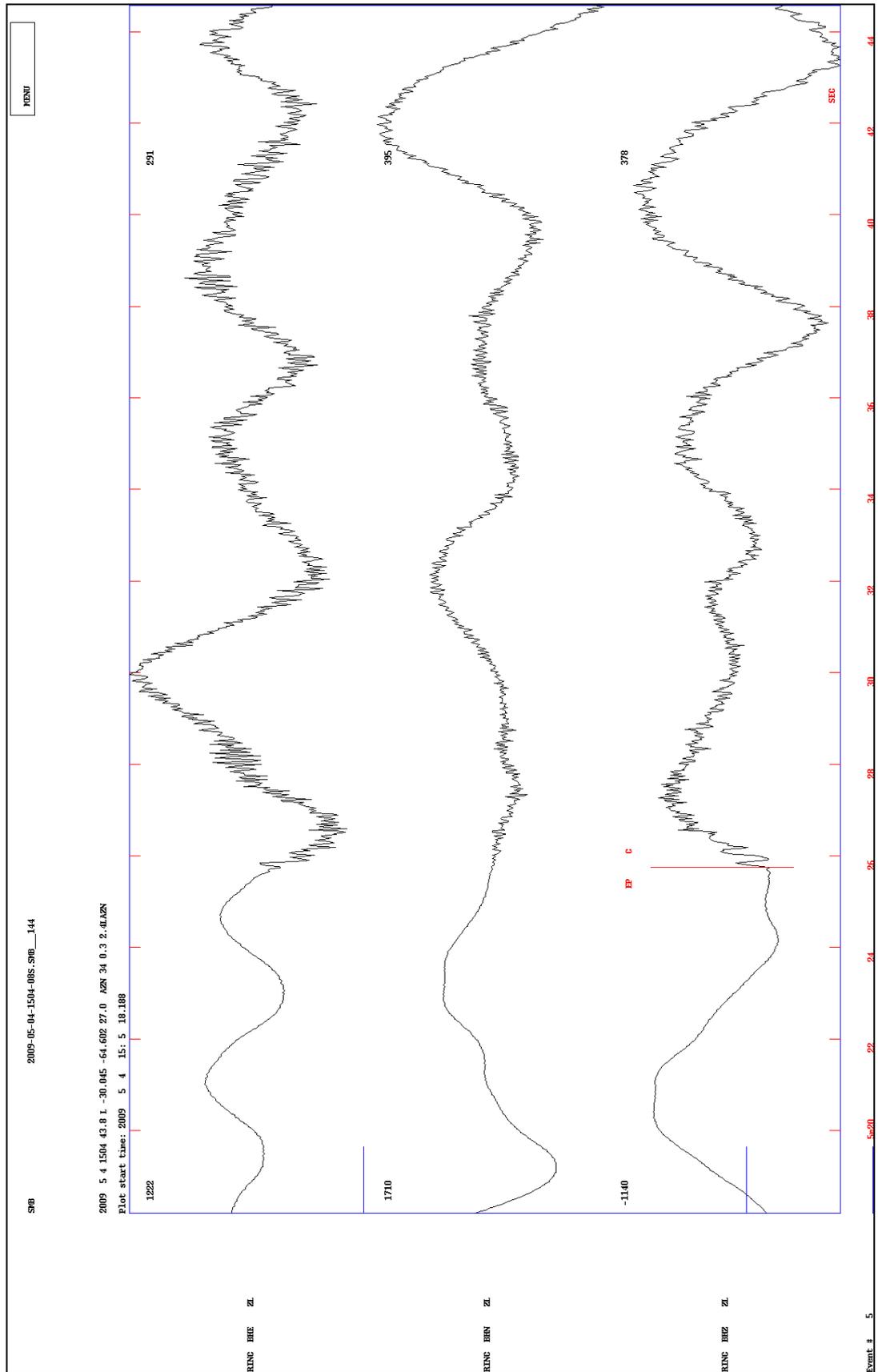


Figura 31. Sismo de magnitud $M=3,1$, ocurrido en las sierras de Córdoba ($30,045^{\circ}\text{S}$ y $64,602^{\circ}\text{O}$) y registrado por la estación RINC, perteneciente al Proyecto SIEMBRA. El primer arribo de la onda P en la componente vertical corresponde a un arribo de tipo compresional.

Ciertas veces el picado y la discriminación del primer arribo de la onda P en la componente vertical es difícil de definir debido a que la señal puede presentar “ruido”. En este caso se adoptó el criterio de no definir la polaridad del picado a fin de no crear errores en el cálculo del mecanismo focal (Fig. 32).

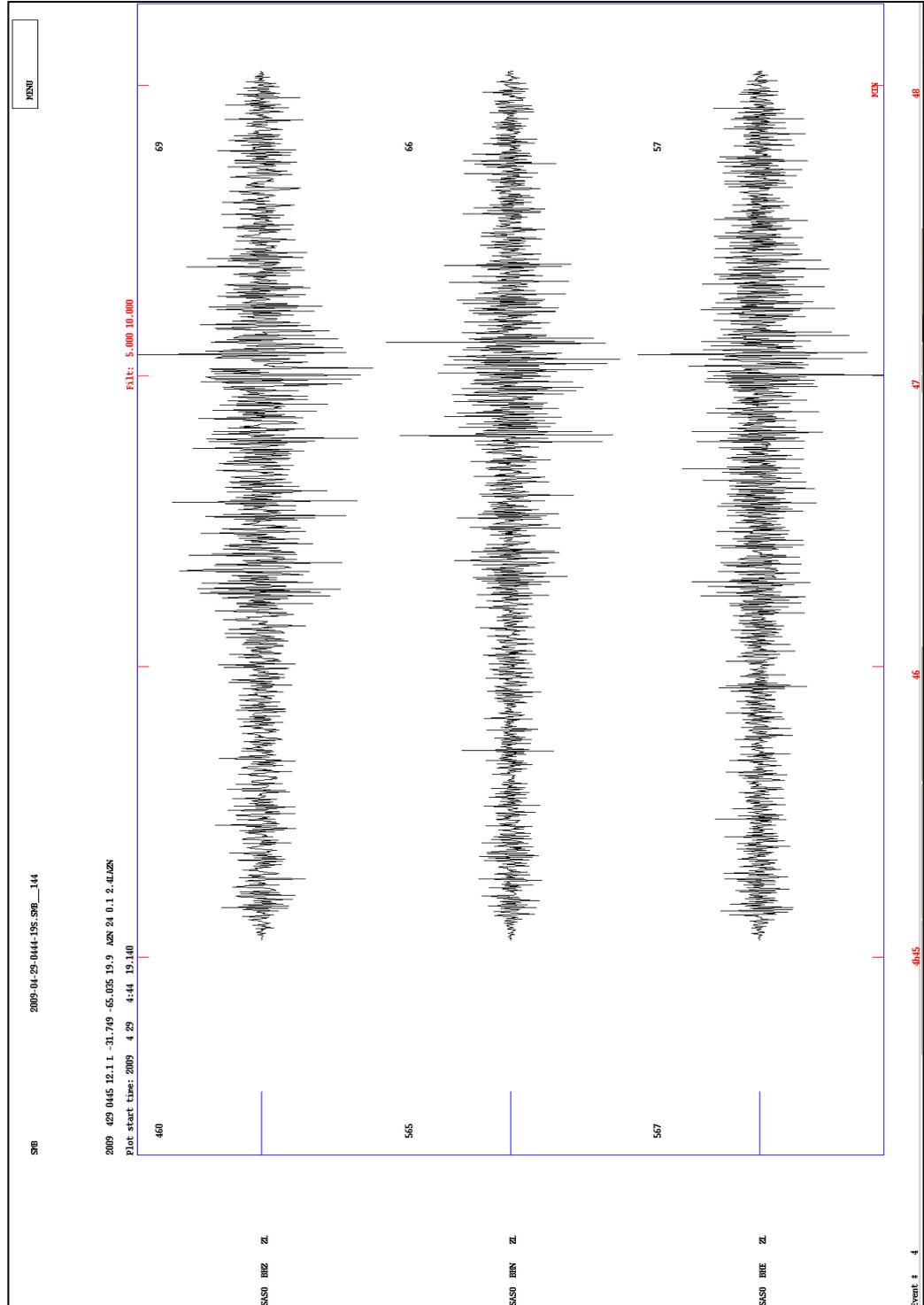


Figura 32. Sismo de magnitud M2,4, ocurrido en las sierras de Córdoba (31,749°S y 65,035°O) y registrado por la estación SASO, perteneciente al Proyecto CHARGE. El primer arribo de la onda P en la componente vertical no puede ser definido debido al ruido presentado durante la recepción de la onda.

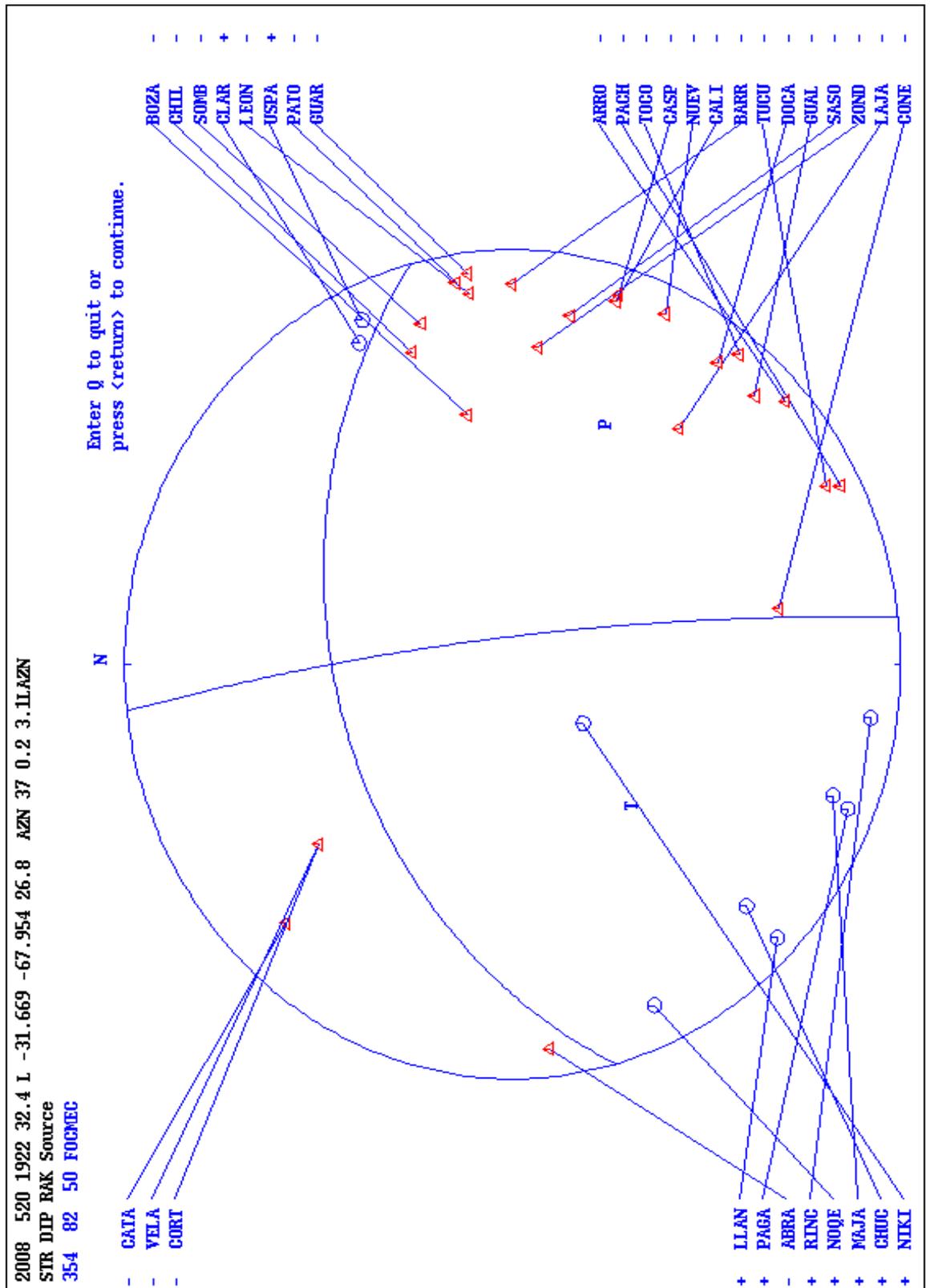


Figura 34. Solución del plano de falla elegida por el usuario entre aquellas entregadas por FOCMEC (Fig. 32) para el mismo sismo ocurrido el 20/05/2008 que se muestra en la Figura 33. La otra simbología es idéntica a la utilizada en la figura anterior.

5.2.3 Análisis de Esfuerzos

El programa SLICK (Michael, 1984) utiliza los datos de las soluciones de los mecanismos focales para encontrar el tensor de esfuerzos que mejor ajusta a todas las observaciones. Como resultado se obtiene la orientación de los ejes principales de esfuerzos (Tabla 2).

Básicamente, el método considera que el movimiento relativo entre dos bloques de un medio, contiene información sobre la tracción tangencial que actúa sobre un plano de fallamiento o dislocación. Si se puede determinar esta tracción sobre una variedad de fallas dentro de una misma región, es posible inferir el campo de esfuerzos actual. 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 sismos.

5.3 Modelo de Corteza Local

El área de trabajo, ubicada entre los 33° y 30° de latitud sur y los 65°30' y 64°30' de longitud oeste, se corresponde con los límites orientales del terreno de Pampia. Dicha zona de trabajo se presenta entre el cratón del Río de La Plata hacia el este y el terreno de Cuyania hacia el oeste (Fig. 35). Alvarado et al. (2007) estimaron un modelo de corteza con valores de V_p de 5.8 a 6.0 km/s, una capa de ~35 km de espesor y una baja relación V_p/V_s de 1,65-1,70. Esto se corresponde a la geología observada en superficie para la zona de estudio, la cual consta de una zona de composición félsica enriquecida en cuarzo.

Este modelo de corteza establecido para Sierras Pampeanas Orientales contrasta ampliamente con el terreno de Cuyania, el cual presenta una velocidad de ondas P mayor de 6,0–6,3 km/s incrementándose a 7,0–7,5 km/s a una profundidad de 35–40 km con un espesor total de 55 km y una relación cortical V_p/V_s de 1,80. Con estos resultados se encontró que para el terreno compuesto de Cuyania el modelo cortical resulta sobreenrosado, con lo que se estimó un nivel profundo en la base la corteza que estaría parcialmente eclogitizada bajo las Sierras Pampeanas Occidentales (Alvarado et al., 2009).

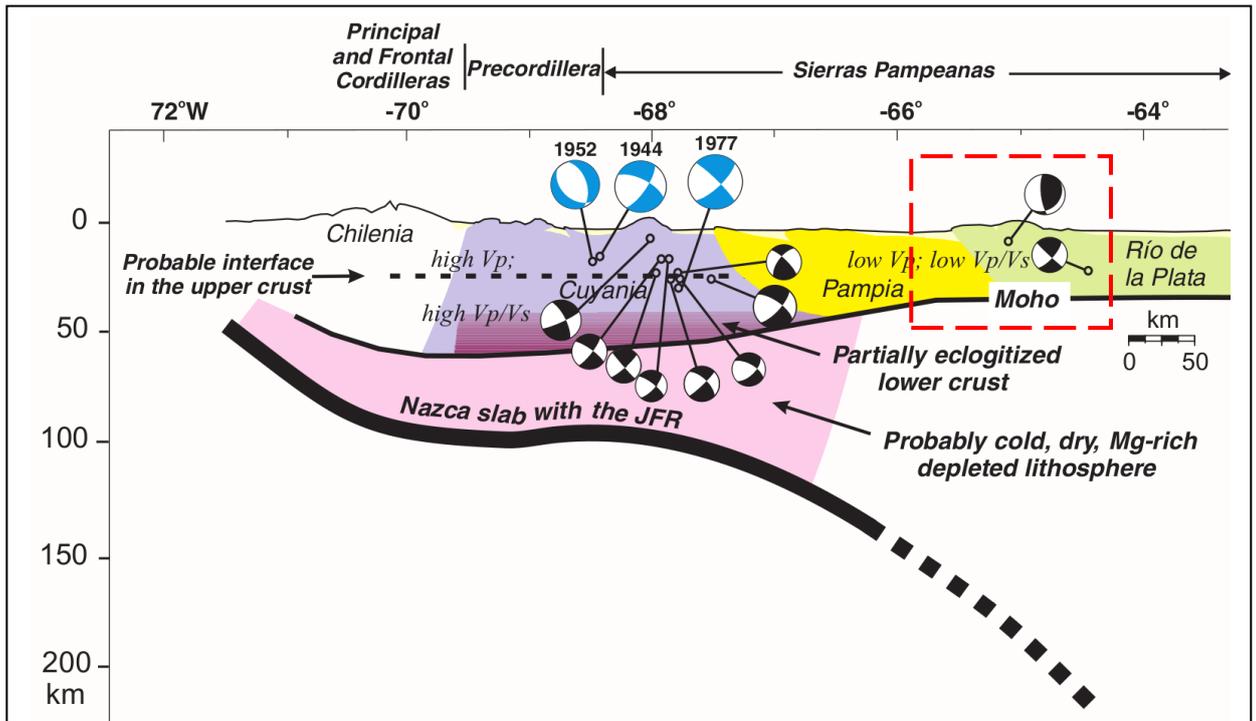


Figura 35: Se muestra la principal estructura cortical para diferentes terranes (Ramos et al., 2002), zonas sismogénicas corticales, profundidad del Moho (Fromm et al. 2004; Alvarado et al. 2005; Gilbert et al. 2006) probable interfase a 20 km de profundidad (Gilbert et al. 2006; Calkins et al. 2006) y manto superior seco-frío (Wagner et al. 2005) por encima de la parte superior de la subducida placa de Nazca, posiblemente asociado a la Dorsal de Juan Fernández (Anderson et al. 2007). En línea entrecortada roja se encierra el área de estudio para este trabajo. Nótese que el límite entre el terreno Pampia y el cratón del Río de la Plata actualmente se sitúa al este de las sierras de Córdoba (Rapela et al., 2007). Modificado de Alvarado et al., 2007.

Capítulo 6

6. Integración de la Información Geológica y Geofísica

Para este trabajo se analizaron eventos sísmicos registrados por estaciones de los experimentos SIEMBRA y ESP durante el período 2008-2009 (Fig. 20). Para la discriminación de los mismos se tomaron criterios como, magnitud mayor o igual a 2.3, con límite máximo abierto, eventos ocurridos entre los 33° y 30° de latitud sur y los 65° 30' y 63° 30' de longitud oeste. De este modo, se obtuvieron doce eventos, de los cuales uno tuvo que ser eliminado debido a que no se ajustaba al modelo de corteza propuesto y acusaba un gran error.

Como se detalló en el capítulo anterior, los eventos sísmicos seleccionados fueron trabajados con FOCMEC, desde la plataforma SEISAN, el cual permitió el trabajo de los datos y finalmente la obtención de los mecanismos focales. En la siguiente tabla se dan detalles de los eventos como, localización en espacio y tiempo, rumbo (strike), buzamiento (dip) y rake. Cabe destacar que los eventos localizados son de carácter local.

Evento	Fecha	Tiempo Origen (To)	Latitud	Longitud	Prof. (km)	Magnitud	Rumbo	Buzamiento	Rake
1	20/03/2009	23:56:34	-30.943	-64.785	20,9	3,4	172	30	0
2	21/03/2009	00:48:32	-30.953	-64.771	19,5	2,6	5	64	16
3	21/03/2009	01:22:18	-30.956	-64.767	17,9	2,4	319	61	78
4	29/04/2009	04:45:12	-31.749	-65.033	18,4	2,4	317	53	65
5	13/05/2009	07:34:09	-31.940	-65.037	20,1	3,1	10	40	90
6	28/05/2009	06:38:11	-31.938	-64.962	23,1	2,4	308	10	-89
7	26/06/2009	10:18:23	-30.685	-64.776	17,6	2,3	30	60	90
8	16/07/2009	17:22:32	-31.666	-65.009	22,1	2,4	279	71	-6
9*	18/05/2001	13:10:13	-31.000	-64.930	7	4.3	344	83	19
10*	05/12/2001	02:27:35	-32.720	-64.435	16	3.8	60	48	96
11*	15/03/2002	21:35:47	-30.908	-64.090	18	4.0	356	43	69

Tabla 1: Tabla que muestra en detalle las características de los sismos que se analizan en este trabajo. Estos datos fueron obtenidos mediante la utilización del programa computacional FOCMEC. Con un asterisco se indican determinaciones de otros autores para sismos que ocurrieron anteriormente (Alvarado et al., 2005)

Una vez obtenida la localización de los eventos, se prosiguió a representarlos respectivamente sobre una imagen digital del terreno. En ella también se delimitaron por medio de un trazado las estructuras principales que afectan las sierras de Córdoba, a fin de caracterizar aquellas estructuras de fallamientos que pudieran estar relacionadas con la generación de eventos sísmicos corticales (Fig. 36).

A partir de la utilización del programa SLICK (Michel, 1984) se determinaron los ejes de los esfuerzos principales para la deformación sísmica observada, obteniendo de esta forma

la dirección de dichos ejes y su posterior proyección en una red de Schmidt (Tabla 2 y Fig. 36).

Esfuerzo	Dirección	Inclinación
Máximo o σ_1	104	6
Intermedio o σ_2	10	29
Mínimo o σ_3	206	60

Tabla 2: Dirección e inclinación de los ejes de esfuerzos regionales principales en la zona de las sierras de Córdoba.

Como validación de los resultados obtenidos se debe prestar importancia a los valores de ajustes β y τ , siendo el primero el ángulo medio entre la dirección de deslizamiento y la tracción tangencial predicha por el tensor de esfuerzos estimados. El segundo por su parte, es la magnitud de dicha tracción tangencial. El mejor resultado se corresponde con los valores de $\beta=0$ y $\tau=1$ (ver detalles en Michael, 1984).

En este caso particular se obtuvieron los valores de $\beta=36,68$ y $\tau=0,61$, los cuales se encuentran dentro de los valores aceptables considerando la dispersión que producen las soluciones con mayores componente de rumbo y el evento con fallamiento normal (Fig. 36).

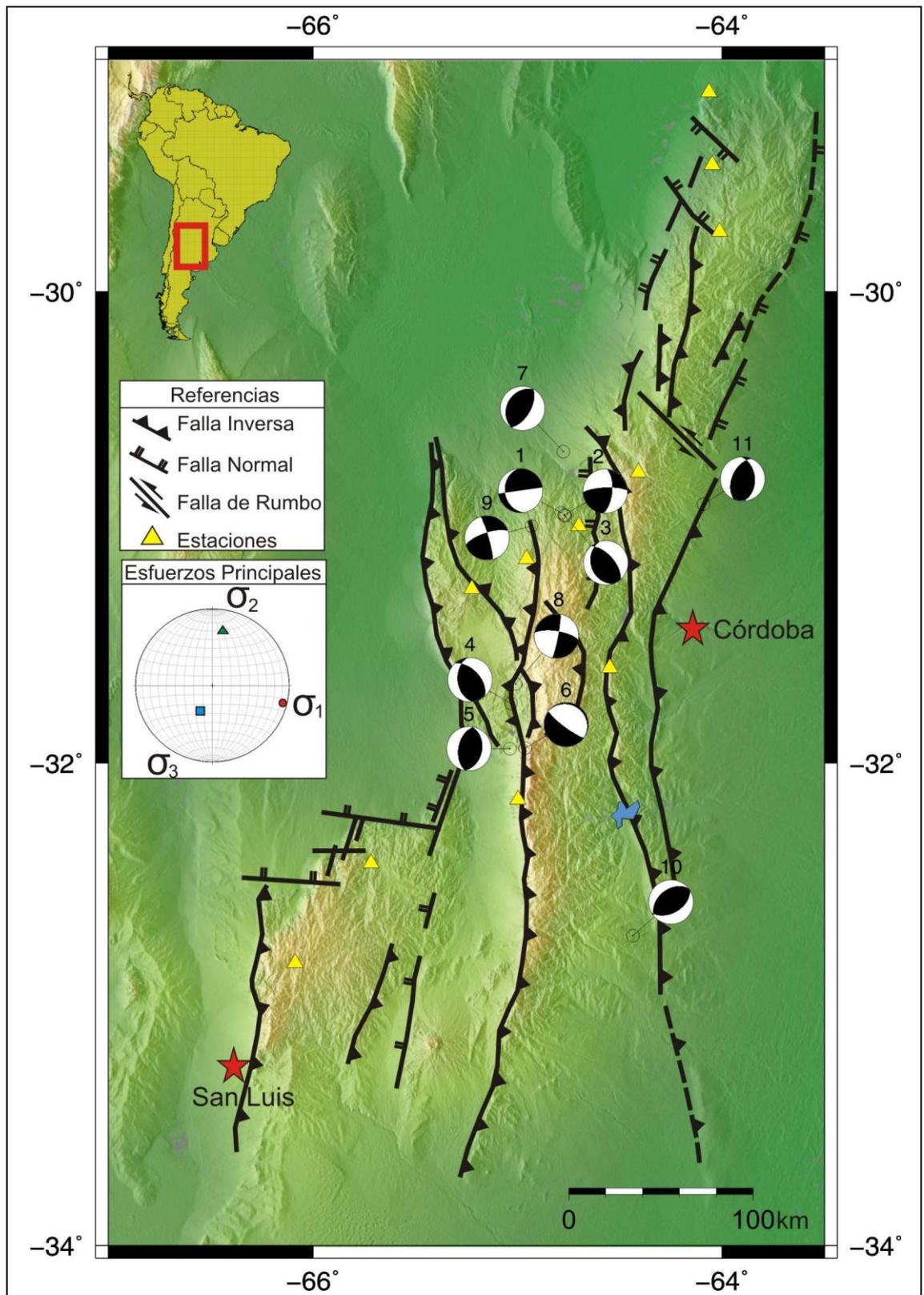


Figura 36. Interpretación estructural de las sierras pampeanas orientales basado en Martino et al, 2003. Se muestran los mecanismos focales obtenidos de los eventos utilizados. En triángulos amarillos se materializa las estaciones del proyecto ESP durante el 2008-2009. Los esfuerzos principales están graficados sobre una red de Schmidt.

6.1 Análisis de Resultados

Del análisis de las soluciones obtenidas para los sismos que se indican en la Tabla 1 y Fig. 36 se pudo observar que, en su totalidad, tienen una ocurrencia a 18 km de profundidad, aproximadamente. Esta profundidad estaría indicando un límite para la sismicidad cortical que está de acuerdo con una zona de despegue propuesta por Perarnau et al. (2012) para los estudios de la estructura de la corteza bajo las sierras de Córdoba. Estas determinaciones son ligeramente diferente con el modelo de deformación propuesto anteriormente con base en estudios más generales (comparar con Ortiz, 2011).

Entre los mecanismos focales obtenidos en este trabajo, se puede observar que principalmente predominan las soluciones de tipo inversa, coincidentes con un régimen compresivo que actuaría en la región; sin embargo, debe destacarse que también se observan varias soluciones de mecanismo focal con componentes de rumbo, los cuales presentan movimiento tanto de carácter sinistral, como dextral si es que se escoge la misma orientación principal norte sur o bien este-oeste de las estructuras. Por último uno de los eventos presenta una solución de mecanismo focal normal.

Así mismo la distribución de los eventos es un factor importante para relacionarlos a sectores sísmicamente activos, por lo que es de notar cómo los mismos se distribuyen en dos sectores principales, un sector norte y un sector centro-oeste (Fig. 22), ubicados cerca de las ciudades de Cruz del Eje y Mina Clavero, respectivamente, dentro del ámbito de las sierras de Córdoba.

Se presta principal atención a los mecanismos con soluciones de rumbo con la finalidad de poder comprender su generación. Generalmente una solución de fallamiento de rumbo puede atribuirse a rotaciones de bloques corticales, esto es común en regiones estructuralmente complejas bajo transpresión. También podrían estar indicando diferencias en las velocidades de acortamiento dentro de las sierras de Córdoba. En este sentido Zapata y Allmendinger (1996) y Alvarado et al. (2009) para otros segmentos de los Andes proponen que la ocurrencia de fallamientos de rumbo para el ámbito de Precordillera se deben al reacondamamiento de los bloques bajo acortamiento estructural, por lo que se propone una interpretación análoga a lo observado en Sierras Pampeanas Orientales.

6.2 Modelo de Deformación propuesto

A partir de los resultados obtenidos mediante el estudio de los mecanismos focales se propone un modelo de deformación para las principales estructuras que afectan a los bloques pampeanos en las sierras de Córdoba. En este modelo, las estructuras mencionadas se extienden hasta una profundidad de ~18 km, lugar donde se propone una transición frágil-dúctil dentro de la corteza superior; debido a que una superficie de despegue es aquella capaz de transmitir los esfuerzos en dirección horizontal a superficies con mayor ángulo de inclinación. Este modelo es consistente con aquel propuesto anteriormente (ver

Ortiz, 2011) aunque las principales diferencias se deben a la extensión en profundidad de las estructuras de fallamiento, marcándose anteriormente una transición frágil-dúctil a los ~26 km, lo que corresponde a que, el modelo actualmente propuesto, tiene un mejor ajuste mecánico para el desplazamiento de bloques de tales magnitudes (Lámina 1).

Se propone un régimen transpresivo dominante en la región, de acuerdo a lo evidenciado por los sismos que muestran una solución inversa del mecanismo focal, como así también soluciones de rumbo. Esto se corresponde con el acomodamiento de los bloques en respuesta al acortamiento producido por la tectónica andina para explicar tanto el levantamiento de bloques como así también la rotación local de los mismos.

Es posible observar en el perfil regional propuesto algunas fallas que buzcan en sentido opuesto a la vergencia regional de Sierras Pampeanas, hacia el oeste y son denominados retrocorrimientos o "backthrust". Estos tienen la particularidad de tener un período de actividad cuaternaria. Algunos de ellos estarían asociados a terremotos históricos ocurridos en la Provincia de Córdoba (Rocca, 2008).

La parte inferior del perfil regional muestra la discontinuidad de Mohorovicic. Algo llamativo es la morfología de esta discontinuidad bajo las Sierras Pampeanas Orientales. El Moho presenta una flexión hacia arriba para estas latitudes, lo cual, según la interpretación de este trabajo, se debería a un equilibrio isostático consecuente de la masa de roca que se encuentra directamente por encima de dicha discontinuidad en comparación con sectores adyacentes (Gans et al., 2011).

La discontinuidad de Mohorovicic, anteriormente mencionada, es en general la mejor señalada en las imágenes de función del receptor. Esta interfase, localizada en la base de la corteza inferior, pone en contacto rocas de la corteza (cuyas velocidades sísmicas varían de 5,5 a 6,8 km/s) con rocas del manto superior (cuyas velocidades sísmicas son del orden de 8,15 km/s) indicando sus diferentes propiedades físicas. Las determinaciones de los sismos corticales de este trabajo están de acuerdo con las observaciones del Moho. Por encima de esta discontinuidad las rocas se encuentran en un estado rígido y se comportan frágilmente cuando se someten a esfuerzos, mientras que por debajo del Moho las rocas se encuentran a mayor presión y temperatura lo que evita que se nucleee sismicidad debido a un comportamiento más dúctil.

Conclusiones

Las sierras de Córdoba, pertenecientes a las Sierras Pampeanas Orientales y ubicadas en el extremo este del segmento de subducción horizontal de la placa de Nazca, presentan sismicidad activa, que se observa por la generación de sismos tanto históricos como modernos. Así mismo, se discriminan dos sectores principales, sector norte y sector centro-oeste, en los que se observa una mayor generación de actividad sísmica.

Sobre la región en estudio predomina una tectónica de tipo transpresiva, evidenciada por las soluciones inversas y de rumbo de la mayoría de los mecanismos focales obtenidos para los eventos registrados durante el período 2008-2009 como parte de los proyectos SIEMBRA y ESP.

La dirección de los ejes de esfuerzos principales, es coincidente con aquellos esfuerzos de carácter regional producidos por la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. La dirección del eje de máximo esfuerzo σ_1 se presenta aproximadamente este-oeste, mientras que el eje de mínimo esfuerzo σ_3 en sentido norte-sur. Esta disposición de los esfuerzos caracteriza un régimen tectónico de cizallamiento, el cual no es puro para la zona de estudio, lo que se traduce como régimen transpresivo de los esfuerzos en la zona de las sierras de Córdoba. Los resultados obtenidos indican tanto levantamiento como rotación local de los bloques de basamento de las sierras de Córdoba.

Los experimentos sismológicos realizados durante el lapso 2008-2009 con los proyectos SIEMBRA y ESP, fueron la base para mostrar la alta actividad sísmica de las sierras de Córdoba determinándose los primeros mecanismos focales en la zona. Sin embargo, debido a que los sismos registrados no son de gran magnitud y se han estudiado solamente aquellos de mayor tamaño de su fuente sísmica, el trabajo consistió en utilizar una pequeña población como una muestra, lo cual, para trabajos futuros, se recomienda aumentar el período de observación sísmica, con el fin de obtener la mayor cantidad de datos posible.

Bibliografía

Aceñolaza, F.G y Toselli, A., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. 2° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 755-763, Caracas.

Alvarado, P., S. Beck, G. Zandt, M. Araujo, and E. Triep, 2005. Crustal deformation in the south-central Andes backarc terranes as viewed from regional broad-band seismic waveform modeling, *Geophys. J. Int.*, 163, 580– 598.

Alvarado, P., beck, S. y Zandt, G., 2007. Crustal structure of the south-central Andes Cordillera and backarc region from regional waveform modeling: *Geophysical Journal International* 170(2): 858-875.

Alvarado, P., Pardo, M., Gilbert, H., Miranda, S., Anderson, M., Saez, M., Beck, S. 2009. Flat-slab subduction and crustal models for the seismically active Sierras Pampeanas region of Argentina, *Geological Society of America Memoir* 204.

Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G., Beck, S., 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina, *Geophys. J. Int.* (2007) 171, 419– 434.

Arnosio, J., 1995. Secuencias piroclásticas del complejo volcánico de Pocho, Provincia de Córdoba. Trabajo Final. Departamento Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 78 pp.

Bilbao, Ines, 2012. Deformación sísmica de la Placa de Nazca en las zonas adyacentes al segmento de subducción horizontal (31°S). Utilizando el modelado de ondas sísmicas Regionales de Banda Ancha. Tesis Doctoral, Depto de Geofísica y Astronomía, FCEFyN, UNSJ.

Bonalumi, A.; Escayola, M.; Kraemer, P.; Baldo, E. y Martino, R., 1990. Sierras Pampeanas de Córdoba y Santiago del Estero. 136 pp., en Caminos R. (Ed.). *Geología Argentina*, Anales 29. Buenos Aires.

Bonalumi, A. y Gigena, A., 1987. Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas y ultrabásicas en el Departamento Calamuchita, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (1-2): 73-81.

Bonalumi, A., Sfragulla, J. y Giambastiani, M., 1990. Estudio geológico-minero de las pegmatitas del Departamento San Javier, Córdoba. Dirección de Geología, Promoción e Industrias Mineras. (Inédito). 52 pp. Biblioteca de la Dirección de Minería. Córdoba.

Bonalumi, A., Moreno, R., Gigena, A. y Sfragulla, J., 1986. Mapa geológico del Departamento San Alberto. Córdoba. Dirección de Geología, Promoción e Industrias Mineras. (Inédito). Biblioteca de la Dirección de Minería. Córdoba.

Calkins, J., Zandt, G., Gilbert, H. and Beck, S., 2006. Crustal images from San Juan, Argentina, obtained using high frequency local event receiver functions. *Geophysical Research Letters* 33(7): doi: 10.1029/2005GL025516. issn: 0094-8276.

Capitanelli R. G., 1979. Geografía física de la Provincia de Córdoba. En: Vazquez, J.B; R.A. Miatello y M.E. Roqué. 1-462. Ed: Boldt. Banco de la Provincia de Córdoba. Córdoba. Argentina.

Charrier, R., 1984. Áreas subsidentes en el borde occidental de la cuenca de tras-arco jurásico-cretácica, Cordillera Principal Chilena entre 34° y 34°30'S. 9°Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 107-124, Buenos Aires.

Cominguez, H. y Ramos, V., 1991. La estructura profunda entre Precordillera y Sierra Pampeanas de la Argentina; evidencias de la sísmica de reflexión profunda. *Revista Geológica de Chile* (1991), 18(1):3-14.

Debon, F. y Le Fort, P., 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bulletin de Mineralogie*, 111, 493-510.

Demets, C., Gordon, R., Argus, D., 2010. Geologically current plate motion. *Geophysical Journal International*, Volumen 181, Pag 1-80.

Gaido, M.F., Zarco, J.J., Miró, R.C., Sapp, M., Gamba, M.T. y López, H., 2005. Hoja geológica 3166-30 Los Gigantes, provincia de Córdoba, 1:100.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 299, 126 p., Buenos Aires.

Galliski, M. A., 1992. La provincia pegmatítica pampeana; I, Tipología y distribución de sus distritos económicos. The Pampean pegmatitic province; I, Typology and distribution of its economic fields. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* (1994), 49(1-2):99-112

Galliski, M. A., 1993. La provincia pegmatítica pampeana; II, Metalogénesis de sus distritos económicos. The Pampean pegmatitic province; II, Metallogeny of its economic fields. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* (1994), 49(1-2):113-122.

Gans, C.; Beck, S.; Zandt, G.; Gilbert, H.; Alvarado, P.; Anderson, M.; Linkimer, L., 2011. Continental and oceanic crustal structure of the Pampean flat slab region, western Argentina, using function analysis: New high- resolution results. *Geophysical Journal International*, Lugar: Londres, doi; 10.1111/j.1365-246X.2011.05023.x; Año: 2011.

Gay, H., Sfragulla, J. y Martínez, E., 1994. Pegmatita La Gloria, Departamento San Alberto, Córdoba. Hallazgo de furcalita. II Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, Actas: 147-156, Publicación Nº 3, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, La Plata.

Gay, H. y Sfragulla, J., 1992. Fosfatos de la pegmatita Victoria, Departamento San Alberto, Córdoba. I Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 137-146, Publicación Nº 2, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, La Plata.

Gay, H., 1968. Fosfatos en las pegmatitas del Cerro Blanco, Tanti. Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 23 (4): 279-286.

Gilbert, H., Anderson, M., Martino, R., Alvarado, P., Ridgway, K., 2010. Apuntes del Curso Internacional de Geología de Campo "Fieldwork in the Eastern Sierras Pampeanas", (Córdoba, San Luis y San Juan), 1-20 Febrero de 2010, 80 páginas.

Gonzalez Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas, Revista de la Asociación Geológica Argentina 5(3):81-110.

Gordillo y Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En Turner, J.C. (De.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Vol. I., 2: 577-650. Córdoba.

Herrera, A. O., 1965. Evolución geoquímica de las pegmatitas zonales de los principales distritos argentinos". *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Tomo XX (2):199-228.

Herrera, A., 1968. Geochemical evolution of zoned pegmatites in Argentina. *Economic Geology*. 63: 3-29.

Heike-Merlin, O. y Piccoli, G., 1961. *Studi geologici e petrografici su un gruppo di vulcani della Sierra de Córdoba (Argentina)*. 1961. *Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova XXIII*; 59 pp.

INDEC, 2011. Instituto Nacional de Estadísticas y Censos de la República Argentina. Censo Nacional de Población y Vivienda 1991 y Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas 2001 y 2010. On-line. www.indec.gov.ar

Jordan, T. E., Isacks, B., Ramos, V. A. y Allmendinger, R. W., 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes* 1983(3): 20-26, Ottawa.

Kay, S. M. and Gordillo, E., 1994. Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly dipping subduction zone in the Central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* (June 1994), 117(1):25-44.

Keidel, J., 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie del Gondwana y la paleogeografía del Hemisferio Austral. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 25: 239- 368, Córdoba.

Kraemer, P.E, Escayola, M.P. y Martino, R.D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' - 32°40' LS), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.

Lay, T., and T. C. Wallace, 1995. *Modern Global Seismology*, Academic Press, New York.

Lira, R. 1987. Facies graníticas del Batolito de Achala a los 31 degrees 26' de latitud sur, Provincia de Cordoba, Republica Argentina (*in Actas del Decimo congreso geologico argentino, Acenolaza,*). *Actas del Congreso Geológico Argentino* (September 1987), 10, Vol. 4 108-110.

Llambias E. J., Brogioni N., 1981. Magmatismo Mesozoico y Cenozoico. In: *Geología de La Provincia de San Luis. VIII Cong Geol Argentino Relatorio*, San Luis, pp 101-115.

López y Solá, 1981. Significado tectónico de la Faja de Deformación Los Túneles en las Sierras de Pocho y Guasapampa, Córdoba, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (2): 233-247 (2003).

Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32°LS. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 60-77).

Martino, R.D., 1993a. Cartografía, petrografía y significado tectónico de las fajas miloníticas de las Sierras Pampeanas de Córdoba, República Argentina. Informe Beca Externa CONICET, Buenos Aires (Inédito).

Martino, R.D., 1993b. La faja de deformación 'Guamanes': petrografía, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (1): 21-32.

Martino, R.D. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 549-571.

Martino, R., Guereschi, A. y Sfragulla J., 2003. Petrografía, estructura y significado tectónico de la Faja de Deformación Los Túneles en las Sierras de Pocho y Guasapampa, Córdoba, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (2): 233-247 (2003).

Meijerink, A.M.J., 1988. Data acquisition and data capture through terrain mapping units. *ITC Journal. ITC Publication 7. Enschede, the Netherlands: 23 - 44.*

McKenzie, D. P., 1969. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses, *Bull. seism. Soc. Am.*, 59, 591.

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

Monsalvo, G., 2012. Actividad sísmica reciente en la sierra de Pie de Palo durante el experimento de Banda Ancha SIEMBRA. Trabajo Final de Licenciatura en Geofísica. Depto de Geofísica y Astronomía, FCEfyN, UNSJ.

Morteani, G., Preinfalk, C, Spiegel, W., y Bonalumi, A., 1995. The Achala Granitic complex and the Pegmatites of the Sierras Pampeanas (northwest Argentina): A study of differentiation. *Economic Geology* 90: 636-647.

Mpodozis, C. y Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. y Reinemud, J.A. (Eds.): *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11: 59-90, Houston.

Olsacher, J., 1960. Descripción geológica de la hoja 20h, Los Gigantes (provincia de Córdoba) (1960), 48 pp. Argentina, Dir. Nac. Geol. y Min., An. 12

Ortiz, G., 2011. Caracterización de la Deformación Andina en las Sierras de Córdoba, Argentina y su comparación con las Montañas Bighorn, Estados Unidos. Práctica Profesional de 4to Año. Depto de Geología, FCEfyN, UNSJ.

Perarnau, M, Alvarado, P. y Saez, M., 2010. Estimación de la estructura cortical de las velocidades sísmicas en el suroeste de la Sierra de Pie de Palo, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (4): 473-480 (2010).

Perarnau, M., Gilbert, H., Alvarado, P., Martino, R., Anderson, M., 2012. Crustal structure of the Eastern Sierras Pampeanas of Argentina using high frequency local receiver functions, *Tectonophysics* (2012), <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.021>.

Piccoli, G., 1096. El problema de las pegmatitas a través de medio siglo de investigaciones. Número 43 de Series ciencias naturales. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.

Pilger, R.H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes: *Journal geological Society of London*, 141: 793-802.

Quiroga, P.J., 1945, Las efusiones andesíticas de la Sierra de Córdoba. Tesis doctoral Univ. Nac. De cordoba, inde.

Quenardelle, S. y Ramos, V.A., 1999. The Ordovician western Sierras Pampeanas magmatic belt: record of Precordillera accretion in Argentina. En: Ramos, V.A. y Keppie, D. (Eds.): *Laurentia Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper 336 (en prensa).

Ramos, V.A., T.E. Jordan, R.W. Allmendinger, C.Mpodozis, S.M. Kay, J.M. Cortés y M.A. Palma, 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine Chilean Andes, *Tectonics* 5(6): 855-880

Ramos, V.A., 1988a. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes* 11(3): 168-174, Ottawa.

Ramos, V.A., 1988b. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. En: Clark, S. y Burchfiel, D. (Eds.): *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54, Boulder.

Ramos, V.A., 1988c. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin* 73 (7): 887-903, Tulsa.

Ramos et al, 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. *Geología Argentina; Anales* 29 (3): 41-96, Buenos Aires, 1999.

Ramos, V.A., 1999. Ciclos orogénicos y evolución tectónica. En: *Recursos minerales de la República Argentina* (Ed. Zappettini, E.O), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, *Anales* 35: 29-49, Buenos Aires.

Ramos, V.A., 2000. The southern Central Andes. En U.J. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho y D.A. Campos (eds.) *Tectonic evolution of South America, 31° International Geological Congress*, 560-604, Río de Janeiro

Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D. J. 2002. The Pampean flat-slab of the central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.

Ramos, V. A., 2008. Field trip guide: Evolution of the Pampean flat-slab region over the shallowly subducting Nazca plate, *The Geological Society of America Field Guide* 13, p. 77-116.

Ramos, V. A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, *Geological Society of America Memoir* 204, p. 31–65, doi: 10.1130/2009.1204(02).

Ramos, V., Vujovich, G., Martino, M y Otamendi, J., 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent, *Journal of Geodynamics* 50 (2010) 243–255.

Ramos, V.A. y Folguera, A., 2009. Andean flat slab subduction through time. En: Murphy, B. (ed.) *Ancient Orogens and Modern Analogues*, Geological Society, Special Publication 327: 31–54, London

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C., Dahlquist, J., 2007. The Río de la Plata Craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Review*, 83, 49-82.

Rapela, C. y Pankhurst, R., 1996. Cambian plutonism of The Sierras de Córdoba: Pre Famatinian subduction? And crustal melting. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Explotación de Hidrocarburos. V: 491.

Raleigh, C., J. Healy, and H. Bredehoeft, 1972. Faulting and crustal stress at Rangely, Colorado. In Flow and Fracture of Rocks, ed. H. C. Heard et al., 275–284. Washington, DC: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series 16.

Rocca, R. J., 2008. Actualización de la percepción del riesgo sísmico en el valle longitudinal de las Sierras de Córdoba (Argentina), Rev. Int. de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil. Vol. 8(1) 75.

Rossello, E. y Mozatic, M.E., 1999. Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro-oeste argentino. 5° Simposio sobre el Cretáceo de Brasil, Boletim 107-113, Río Claro.

Salfity, J., Gorustovich, S., Moya, M., y Amengual, R., 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna Argentina. Actas Noveno Congreso Geológico Argentino. 1: 539-554.

Schlagintweit, O., 1954. Una interesante dislocación en Potrero de Garay (Valle de Calamuchita) y observaciones sobre la Sierra Chica y Grande de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9(3): 135-154.

SEGEMAR, 2007. Programa Nacional de la Carta Geológica. Carta Geológica 3166-IV, Villa Dolores.

SEGEMAR, 2007. Programa Nacional de la Carta Geológica. Carta Geológica 3163-III, Córdoba.

Snoke, J. A., J. W. Munsey, A. G. Teague, and G. A. Bollinger, 1984. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV/P amplitude ratio data. Earthquake Notes 55, 15 pps.

Sruoga, P., Urbina, N. y Malvicini, L., 1996. El volcanismo terciario y los depósitos hidrotermales (Au, Cu) asociados en La Carolina y Diente Verde, San Luis, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 3: 89-100, Buenos Aires.

Stein, S. y Wysession, M., 2003. An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure, Blackwell Publishing, Massachusetts

Steinmann, G., 1919. Geologie von Perú. Karl Winter, 1-446, Heidelberg.

Stelzner, A., 1875. Comunicaciones sobre la geología y mineralogía de la República Argentina. Actas Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Tomo 1. También en Anales del

Ministerio de Agricultura de la República Argentina, Buenos Aires, Tomo 1, 1873 y Tomo 2, 1874: 1-12.

Stipanivic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martínez, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico. Asociación Geológica Argentina, Revista 23(2): 67-98, Buenos Aires.

Stuart-Smith P. G., Camacho, A., Sims, J.P., Skirrow, R.G., Lyons, P., Pieters, P.E., Black, L.P. y Miró R., 1999. Uranium-lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 336. 87-114.

Tannhäuser, F., 1906. Petrographische Untersuchungen an junvulkanischen Gesteinen der Argentinischen Republik. Neues Jahrb. Min., Beil. Bd. XXII: 555-638. Stuttgart.

Uliana, M.A. y Biddle, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. Revista Brasileira de Geociências 18: 172-190, Sao Paulo.

Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En: Tankard, A.J. y Balkwill, H.R. (Eds.): Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins, American Association Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-614.

Vicente, J.C., 1972. Aperçu sur l'organisation et l'évolution des Andes argentine-chiliennes centrales au parallèle de Aconcagua. 24° International Geological Congress (Ottawa), Section 3: 423-436, Ottawa.

Von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E.R., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C.R., Weinrebe, W. y The Condor Scientists, 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile. Tectonics 16(3): 474- 488, Washington.

Wagner, L.S., Beck, S. and Zandt, G., 2005. Upper mantle structure in the south central Chilean subduction zone (30° to 36°S). Journal of Geophysical Research 110(B1): doi: 10.1029/2004JB003238. issn: 0148-0227.

Wikipedia, 2012a. Córdoba (Argentina). [www.wikipedia.org/wiki/Córdoba\(Argentina\)#cite_note-25](http://www.wikipedia.org/wiki/Córdoba(Argentina)#cite_note-25).

Wikipedia, 2012b. Sierras de Córdoba. [www.wikipedia.org/wiki/Sierras de Córdoba#Flora](http://www.wikipedia.org/wiki/Sierras_de_Córdoba#Flora).

Zapata, 1998. Crustal structure of the Andean thrust front at 30 degrees S latitude from shallow and deep seismic reflection profiles, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* (March 1998), 11(2):131-151.

Zarco Ambrosio, J.J., 1997. Geología estructural del complejo granítico peraluminoso de Achala en relación con la génesis y localización de mineralizaciones de uranio. (Sierras Pampeanas Argentinas). Propuesta de Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Salta. Expediente 10.149/96. 5 pp.

Zeil, W., 1981. Volcanism and geodynamics at the turn of the Paleozoic to the Mesozoic in the Central and Southern Andes, *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1-* 1981(3/4): 298-318, Stuttgart.

Zoback, M. L., y M. D. Zoback, 1980. State of stress in the conterminous United States. *Journal of Geophysical Research* 85, 6,113–6,156.

Anexos